



Tesis Doctoral 2009  
Universidad de Granada  
Departamento de Geodinámica

# **Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero Motril-Salobreña**

Carlos Duque Calvache

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Carlos Duque Calvache  
D.L.: GR. 3478-2009  
ISBN: 978-84-692-5861-3

FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



TESIS DOCTORAL

INFLUENCIA ANTRÓPICA SOBRE LA HIDROGEOLOGÍA  
DEL ACUÍFERO MOTRIL-SALOBREÑA

VºBº de los directores

**Fdo.: M.L. Calvache Quesada**  
Profesora Titular de Universidad  
Dpto. de Geodinámica  
Universidad de Granada

**Fdo.: M. López Chicano**  
Profesor Titular de Universidad  
Dpto. de Geodinámica  
Universidad de Granada

*Memoria que presenta D. Carlos Duque Calvache  
para optar al grado de Doctor en Geología  
Fdo.: Carlos Duque Calvache*

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
JULIO, 2009

# Agradecimientos

El resultado de este trabajo de investigación ha sido en gran parte gracias a la colaboración, ayuda y apoyo de muchas personas que me han resultado imprescindibles para finalmente llevar a buen puerto (de Motril claro) este proyecto.

A mis directores María Luisa Calvache y Manuel López Chicano por la dirección realizada, por la constante colaboración, por la paciencia ante mi impaciencia y por estar dispuestos a ponerse al ritmo de trabajo de un becario.

A Wenceslao Martín Rosales por sus útiles consejos y colaboración científica.

Al grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología Ambiental y en especial a su director Antonio Pulido-Bosch un hidrogeólogo de referencia y excelente persona.

A Peter Engesgaard, Sachin, Jacob, Majhken, y todo el Departamento de Geología de la Universidad de Copenhague por su apoyo durante las dos estancias en tierras danesas y las fructíferas colaboraciones resultantes. Una estancia muy agradable e irrepetible.

A Chris Langevin del USGS por introducirme en los vericuetos de la modelización matemática y demostrarme que nada es imposible. También a Mike, Jeremy, Lenzy y absolutamente todos los miembros de la oficina por ser parte de una experiencia fabulosa que duró 4 meses. A Daan Heckerath como compañero del placer de estar en Fort Lauderdale.

A los compañeros del IGME del proyecto de investigación por su colaboración Antonio González Ramón y Juan Carlos Rubio y sobre todo a mi compañero de campo Juan Antonio Navarro García por todas las amenas charlas durante los muestreos.

A Antonio Pedrera y Jesús Galindo por su ayuda con la gravimetría, un gran acierto.

A las dos becarias de colaboración que me acompañaron en muchas ocasiones al campo, Begoña y Adela, que realizaron algunas de las labores más arduas de un proyecto de este tipo.

A mis mejores amigos (por fin los he encontrado) que casualmente son compañeros de despacho y aledaños, sufridos coautores de la tesis, maestros de las más diversas disciplinas, científicos avezados, viajeros inagotables e intrépidos jugadores.

A todos mis amigos que han venido al campo a ayudarme en las duras labores de campo: Antonio, Irene, María, Juanma y Elena.

A los amigos lejanos y cercanos: Cristina, Mathab, Irene, Beatriz, Joaquín y Panaero.

A la gente que vive en la vega de Motril y Salobreña, espero que mi esfuerzo repercuta en su bienestar, aunque viviendo allí no pueden quejarse mucho...

A mi familia en el sentido amplio de la palabra... piedra angular de mi felicidad

Este trabajo ha sido posible gracias a una beca de Formación de Personal Investigador que me concedió el Ministerio de Educación y Ciencia en el marco del Proyecto de Investigación CGL2004-02748/HID que ha sido el que ha financiado los gastos de la investigación.



## *RESUMEN*

La actividad antrópica está relacionada con la presencia de agua desde los inicios de las civilizaciones. La agricultura, el abastecimiento de las ciudades, la industria o el turismo dependen de los recursos hídricos y el hombre ha modificado los ambientes naturales para poder garantizar su suministro. Los cambios realizados por el hombre en los sistemas hidrológicos e hidrogeológicos son de mayor entidad en zonas áridas y semiáridas, donde el agua es más escasa.

El acuífero Motril-Salobreña está localizado en el SE de España, en una zona de clima semiárido caracterizada por elevadas temperaturas y escasas precipitaciones. Se trata de un acuífero detrítico costero en contacto con el Mar Mediterráneo. La reciente construcción de la presa de Rules, situada aguas arriba del acuífero, interrumpe el flujo del río Guadalfeo que representa una de las principales fuentes de recarga. Además, los cambios de usos del suelo, la ampliación de las zonas urbanas y la sustitución de los tradicionales sistemas de regadío por inundación a favor de sistemas por goteo afectan, directa e indirectamente, a la hidrogeología local. En este trabajo se caracteriza la geometría y la dinámica del acuífero Motril-Salobreña con el objetivo de evaluar los efectos que provocan las modificaciones antrópicas sobre el medio natural.

En los capítulos 1 y 2 se revisan los estudios previos realizados en la zona. Además se recopila la información climática de la cuenca vertiente del río Guadalfeo para establecer la evolución temporal de las precipitaciones y su influencia sobre los recursos hídricos del acuífero Motril-Salobreña. El análisis de los niveles piezométricos durante los últimos 25-30 años indica un evento especialmente crítico que coincide con la sequía de 1995 y una tendencia descendente desde 2004. Los resultados apuntan una disminución de las fuentes de recarga del acuífero como consecuencia de los cambios antrópicos acontecidos durante los últimos años.

En el capítulo 3 se delimita la geometría y las dimensiones del acuífero Motril-Salobreña a partir de las columnas litológicas de sondeos y la realización de nuevos datos gravimétricos. Además, los datos geofísicos e hidrogeológicos permiten establecer, de manera aproximada, el volumen de reservas que contiene el acuífero.

En el capítulo 4 se estudia la influencia del río Guadalfeo sobre el acuífero Motril-Salobreña mediante el análisis de las temperaturas del agua del río y del agua subterránea medida en los sondeos cercanos al río. Las envolventes de los perfiles de temperatura muestran distintos esquemas de flujo en las proximidades del río Guadalfeo. Las zonas de recarga del

acuífero están relacionadas con envolventes de perfiles de temperatura extensas y las zonas con flujo subterráneo vertical tienen asociadas envolventes estrechas. Se ha construido un modelo 2D de transporte de calor a partir de los patrones de funcionamiento térmico del acuífero utilizando la temperatura como trazador. A partir de este modelo se determina el funcionamiento del agua subterránea en las inmediaciones del cauce del Guadalfeo y los porcentajes de infiltración máximos para dos tramos del río.

En el capítulo 5 se estudian las fuentes de recarga del acuífero mediante el análisis de los isótopos estables del agua  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ . A partir del muestreo de fuentes de recarga conocidas - aguas del acuífero carbonatado de Escalate en el borde norte, agua de lluvia, agua del río Guadalfeo y agua de riego- se estima, de manera relativa, la influencia de cada una de ellas en el acuífero. Además, se distinguen las fuentes de recarga dominantes para cada periodo del año. Otra característica que se puso de manifiesto fue la presencia de una divisoria hidrogeológica estacional relacionada con la infiltración del agua del río que modifica las líneas de flujo normales.

Las modificaciones antrópicas producen una disminución de la recarga del acuífero lo que puede favorecer la aparición de procesos de intrusión marina. La posición y geometría de la interfase agua dulce-agua salada constituye el objetivo del capítulo 6. Para ello, se analizaron perfiles de conductividad eléctrica del agua subterránea y se diseñó una campaña de sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo. Los resultados obtenidos se combinaron con los perfiles de gravimetría facilitando la distinción entre litologías con propiedades eléctricas similares. La cuña de agua salada se encuentra a muy poca distancia de la línea de costa en la base del acuífero, lo que revela la buena calidad del agua del acuífero.

En el capítulo 7 se integran los resultados obtenidos a partir de los análisis hidrológicos, hidrogeológicos y geofísicos en un modelo de flujo 2D de una sola capa. Se utiliza el código MODFLOW para construir el modelo de flujo y el programa PEST para su calibración. Se simula el periodo comprendido entre noviembre de 2001 y octubre de 2007. Se analizan y estiman las condiciones de contorno del modelo y se realiza un análisis de sensibilidad de los principales parámetros del acuífero para determinar su influencia sobre los resultados. Los balances hídricos obtenidos permiten cuantificar el efecto de la presa de Rules y la disminución de exceso de riego sobre el acuífero. Los resultados de infiltración obtenidos en el río Guadalfeo se validan con los resultados del modelo de transporte de calor. En el modelo se observa gráficamente la divisoria hidrogeológica temporal como una elevación en la superficie freática. Finalmente, el modelo numérico obtenido se analiza críticamente y se proponen estrategias para su futura mejora.

Los resultados obtenidos en esta Tesis Doctoral permiten establecer la geometría del acuífero costero Motril-Salobreña y la posición actual de la cuña de agua salada en su borde sur. Los nuevos datos geofísicos e hidrogeológicos muestran que acuífero no está afectado por procesos de intrusión salina en la actualidad. El modelo numérico obtenido permite cuantificar las entradas de agua del río Guadalfeo al acuífero, que suponen hasta un 30% del total de la recarga. Por otra parte, la simulación matemática pone de manifiesto la importancia del exceso de riego que alcanza hasta un 48% en los años más secos. Por lo tanto, la construcción de la presa de Rules, los cambios de uso del suelo y la sustitución de las tradicionales técnicas de riego influirán en los sistemas hidrogeológicos. El control del acuífero debe continuar para prevenir los efectos perjudiciales de la intrusión marina sobre la excepcional calidad de sus aguas. Para poder establecer un modelo de gestión sostenible ante los cambios antrópicos, será necesario integrar la administración del agua de la presa, controlar la hidrogeología e hidrología del sistema y coordinar los planes de desarrollo y uso del agua del acuífero.





## ***ABSTRACT***

Human activity is closely related to the water since the first civilizations. The agriculture, the water supply for the cities, the industrial activity and the tourism depend on the water resources. Therefore, the man has modified the natural environments to guarantee the water supply. As a consequence of this, in arid and semiarid regions, where the rainfall is scarce and irregularly-distributed during the year, the hydrological and hydrogeological systems undergo drastic anthropic changes.

The Motril-Salobreña aquifer is located in SE Spain, a region with a semiarid climate characterized by scarce rainfall and high temperature. It is a detrital coastal aquifer limited by the Mediterranean Sea and it is affected by an important human activity that provokes the progressive diminution of the groundwater resources. The Guadalfeo River constitutes the most important source of recharge in the aquifer but the recent construction of the Rules dam, which is located upstream of the aquifer, interrupts the river flow. In other hand, the replacement of irrigation-flooding crops, derived from the Guadalfeo River, by drip-irrigation agriculture modify the recharge coming from the irrigation excess. In addition, the enlargement of the cities directly affects the local hydrology of the region. This study constrains the aquifer features to know the future effects caused by the human alterations on the natural environment. To do that, data acquired during the period 2001-2009 have been analyzed using several methods.

Chapters 1 and 2 summarize the previous studies carried out in the area. In addition, the available climatic information of the Guadalfeo catchment has been compiled to establish the rainfall water evolution and its influence over the Motril-Salobreña aquifer. The water table has been measured during the last 25-30 years pointing out a critical event related to the 1995 drought and a decreasing tendency from 2004 onwards. Therefore, our results show diminishes of the water table in the aquifer, probably related to the human activity.

In Chapter 3 the geometry and dimensions of the aquifer were constrained by a lithostratigraphic analysis from the available boreholes and new gravimetric data. The combination of the lithological and the geophysical results allows us to estimate the water volume stored in the aquifer.

In Chapter 4 it was characterized the influence of the Gualdalfeo River on the aquifer from the analysis of the groundwater and the river temperature. The temperature measured in the boreholes located close to river was used as a natural tracer. Envelops obtained from the temperature profiles allow us to recognize different flow patterns related to the

Guadalfeo River. The recharge areas were identified as wide fan shape envelopes and the sectors affected for vertical flow were recognized as narrow envelopes. Finally, a 2D heat transport model was elaborated from the obtained aquifer-river thermal pattern. The model revealed the underground flow pattern close to the Guadalfeo River. Moreover the model server to quantify the maximum infiltration rate in two river sections.

In Chapter 5 the recharge areas were studied by sampling the 18O and 2H stable isotopes of the water. The water coming from the carbonated Escalate aquifer, from the rainfall, from the Guadalfeo River, and from the irrigation excess was analyzed to elucidate the mixing ratios in the aquifer and in several specific sectors. In addition, the evolution of the mixing ratios during the year was identified. The obtained results reveals the existence of a hydrogeological divisory during the wet periods related to the Guadalfeo River infiltration that modified the groundwater flow directions.

In Chapter 6 the relation between the decrease of the aquifer recharge and the advance of the marine intrusion processes has been examined. Electrical conductivity profiles measured in the boreholes of the aquifer and new time-domain electromagnetic soundings survey allow us to determine the location of the fresh water-salt water contact. The obtained results were combined with the gravity profiles to point out that the saline wedge is located close to the coastline and at a great depth revealing the healthy of the Motril-Salobreña aquifer water resources.

In Chapter 7 the available data was integrated in a numerical 2D one layer flow model. The MODFLOW code was used to constrain the flow model and the PEST to calibrate the model during the period 2001-2007. The boundary conditions of the model were analyzed in detail. The water budget obtained from the model points out the relation between the Rules dam and the aquifer dynamics. The obtained infiltration rates of the Guadalfeo River were compared with the results of the heat transport model results. The seasonal hydrogeological divisory was detected in the model as a high in the water table coinciding with the Guadalfeo River track. The problems of the model were evaluated in order to tackle possible solutions in the future.

The results obtained in this PhD Thesis establish the geometry of the coastal Motril-Salobreña aquifer and the present-day location of the saline wedge. The new geophysical and hydrogeological data show that the aquifer is not affected by saltwater intrusion at the moment. The obtained numerical model allows us to quantify the Guadalfeo River inputs that represent until the 30% of the total recharge in the aquifer. In addition, the mathematical simulation points out the prevalence of the irrigation excess, that reaches until 48% of the total

recharge in the system during dry years. Therefore, the Rules dam construction, the changes in land use, and the traditional irrigation system modification will change the hydrogeology of the aquifer. The monitoring of the aquifer is important to be continued in the future to avoid saltwater encroachment. For this reason it becomes necessary to integrate the management of the water coming from the dam, to supervise the hydrology and the hydrogeology of the aquifer and the coordination of the towns-planning and the water resources distribution.



## ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1. Planteamiento	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Antecedentes en la zona de estudio	3
1.4. Contexto de investigación de la Tesis (Proyectos REN2000-1377HID, CGL2004-02748/HID y CGL2008-05016)	5
1.5. Metodología	7
1.6. Localización del área de estudio	8
1.6.1. Localización geográfica	8
1.6.2. Localización geológica	9
1.6.3. Localización hidrogeológica	12
2. Características hidrogeológicas y situación actual del acuífero	15
2.1. Climatología	16
2.2. Niveles piezométricos	20
2.3. Hidroquímica	24
2.4. Balance hídrico	28
2.4.1. Entradas de agua al acuífero	28
2.4.1.1. Precipitación	28
2.4.1.2. Recarga por el borde carbonatado de Escalate	28
2.4.1.3. Entrada por el aluvial del río Guadalfeo	29
2.4.1.4. Río Guadalfeo	30
2.4.1.5. Excedentes de riego	30
2.4.1.6. Las ramblas	31
2.4.2. Salidas de agua del acuífero	32
2.4.2.1. Río Guadalfeo	32
2.4.2.2. Extracciones	33
2.4.2.3. Intercambio con el mar	34
2.4.3. Balances previos	34
2.5. Cambios antrópicos	36
2.5.1. Sistemas de riego	37
2.5.2. Construcción de la presa de Rules	39
2.5.3. Cambios de usos del suelo	40
3. Geometría del acuífero	43
3.1. Columnas litológicas de sondeos	44
3.2. Estudio gravimétrico	44
3.2.1. Metodología y antecedentes	45
3.2.1.1. Equipo	47
3.2.1.2. Procesado y modelización	48
3.2.2. Anomalías de Bouguer, regional y residual	49
3.2.3. Modelización	52
3.2.4. Características de los perfiles	52

3.2.5 Resultados	55
3.3. Cálculo de reservas del acuífero Motril-Salobreña	57
3.3.1. Antecedentes para el cálculo de reservas	57
3.3.2. Resultados	59
4. Estudio de la relación río-acuífero mediante la temperatura del agua.	61
4.1. Metodología y antecedentes	62
4.2. Datos de temperatura	65
4.2.1. Perfiles de temperatura del agua subterránea	65
4.2.2. Evolución temporal de la temperatura del agua subterránea	68
4.3. Envoltentes de perfiles de temperatura (EPT)	71
4.4. Modelo de transporte de calor	74
4.4.1. Modelo conceptual	74
4.4.2. Análisis de sensibilidad	77
4.4.2.1. Efecto de la distancia	77
4.4.2.2. Efecto de la temperatura del agua de recarga	77
4.4.2.3. Efecto de la duración del periodo de recarga	78
4.4.2.4. Efecto de la intensidad de la recarga	78
4.4.3. Calibración de la cantidad de recarga	78
4.5. Modelo de funcionamiento de la recarga en el río Guadalfeo	84
4.6. Conclusiones sobre las relaciones río-acuífero	85
5. Fuentes de recarga y porcentajes de mezcla.	89
5.1. Antecedentes	89
5.2. Metodología desarrollada para el estudio isotópico	91
5.3. Resultados y procesos hidrogeológicos caracterizados	94
5.3.1. Distribución de proporciones isotópicas en el acuífero y causas	96
5.3.2. Mezcla de aguas con distintas composiciones isotópicas	98
5.3.3. Aplicaciones de los isótopos para la determinación de direcciones de flujo y divisorias hidrogeológicas	100
5.3.4. Evolución espacial de la composición isotópica.	102
5.3.5. Variaciones temporales en las principales fuentes de recarga	104
5.4. Conclusiones	105
6. Contacto agua dulce-agua salada	107
6.1. Perfiles de conductividad	108
6.1.1. Metodología para los perfiles de conductividad	108
6.1.2. Resultados de los perfiles de conductividad del agua subterránea	109
6.1.3. Evolución temporal de la conductividad del agua subterránea	116
6.1.4. Características de la conductividad del agua en el acuífero Motril-Salobreña	118
6.2. Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo	119
6.2.1. Antecedentes sobre el método	119

6.2.2. Metodología	120
6.2.3. Resultados	124
6.2.3.1. Análisis de las curvas resistividad aparente-tiempo y de su modelización (resistividad-profundidad)	131
6.2.3.2. Análisis de los valores de resistividad	129
6.2.3.3. Análisis de los perfiles de resistividad y combinación con gravimetría	140
6.2.3.4. Características de la intrusión marina y de la interfase agua dulce-agua salada	136
6.3. Evolución de la posición de la cuña de agua salada tras 25 años	138
6.4. Conclusiones acerca de la intrusión marina en el acuífero Motril-Salobreña	140
7. Modelización matemática del acuífero y aplicaciones	143
7.1. Metodología y antecedentes	143
7.1.1. Calibración	144
7.1.2. Modelos previos en la zona	146
7.2. Modelo numérico	148
7.2.1. Discretización temporal y espacial	148
7.2.2. Condiciones de contorno	149
7.2.3. Condiciones de partida	155
7.2.4. Propiedades del acuífero	155
7.3. Resultados	162
7.3.1. Variaciones de los balances hídricos anuales	162
7.3.2. Balances hídricos mensuales y modificaciones a lo largo del periodo simulado	164
7.3.3. Cambios del río Guadalfeo e impactos asociados	168
7.4. Conclusiones	172
8. Conclusiones/Conclusions	173
Referencias	183
Anexos	
1. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in detrital coastal aquifer (Southern Spain)	
2. Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized semiarid environment (Motril-Salobreña aquifer)	
3. Water-resources and mixing ratios identified by stable isotopes in a coastal aquifer subject to human influence	
4. Numerical flow modeling to determine hydrogeological impacts associated with the anthropic activity in a coastal aquifer (Motril-salobreña aquifer)	





## Introducción

### 1.1. Planteamiento

El agua representa un elemento indispensable para el desarrollo de la vida. Por ello el hombre ha vinculado su actividad desde el inicio de la civilización a la disponibilidad de los recursos hídricos. La utilización del agua de los ríos ha permitido el cultivo en zonas donde la escasez de precipitaciones no lo permitía y, más recientemente, la utilización de las aguas subterráneas ha suministrado abastecimiento a zonas donde las condiciones climáticas eran muy desfavorables para la presencia de corrientes superficiales. El desarrollo experimentado en muchas zonas durante las últimas décadas y el incremento de población que lleva asociado, ha contribuido al aumento del consumo de agua. Para paliar el déficit consecuente, se inició la construcción de obras hidráulicas destinadas a regular los recursos hídricos ya que el clima suele presentar una variabilidad periódica a nivel estacional (estaciones secas y húmedas) o bien a una mayor escala con cierto carácter aleatorio (sequías y periodos húmedos).

Las características hidrogeológicas del acuífero Motril-Salobreña, en el sureste de España, han sido modificadas por la acción antrópica desde hace siglos. En los últimos años el ritmo de estas transformaciones se ha acelerado considerablemente con el desarrollo urbanístico del litoral, el predominio de los cultivos en invernadero y la construcción de una presa a tan solo unos pocos kilómetros del acuífero. A diferencia de los cambios vinculados a procesos naturales, las actuaciones antrópicas pueden modificar la hidrogeología de la zona de una manera rápida. Las causas y las consecuencias asociadas a estos cambios son muy diversas y sobrepasan la línea de la hidrogeología para internarse en aspectos socioeconómicos y políticos.

Las principales consecuencias derivadas de las modificaciones antrópicas en el acuífero de Motril-Salobreña son la disminución de la infiltración desde el río Guadalfeo, la disminución de la recarga por el exceso de riegos, el avance de zonas urbanizadas en detrimento de las áreas de cultivo, y el posible aumento de las extracciones para el

abastecimiento de la creciente población. Al tratarse de un acuífero costero con un amplio contacto con el mar Mediterráneo en su borde sur, el riesgo potencial de la aparición de procesos de intrusión marina aumenta considerablemente con la reducción de las entradas de agua al acuífero. La escasa reversibilidad de la contaminación producida por el avance de la cuña salina y la posible esterilización de los suelos debida al riego con aguas salinizadas representan dos de los efectos que conviene prevenir. Al mismo tiempo, el régimen climático semiárido dominante en la zona constituye un factor muy importante a la hora de establecer criterios y medidas de actuación que prevengan el avance de los procesos de desertificación y los futuros impactos del cambio climático.

El acuífero Motril-Salobreña es un sistema complejo, con gran variabilidad climática y con un elevado número de condicionantes relacionados con la actividad antrópica. El objetivo principal de este trabajo es caracterizar el acuífero Motril-Salobreña a partir de diferentes metodologías. Se han integrado datos hidrológicos, hidrogeológicos y geofísicos en un modelo numérico para establecer la dinámica del acuífero y la importancia relativa de las distintas fuentes de recarga. Los resultados obtenidos suponen un avance científico que tienen una aplicación práctica directa.

## **1.2. Objetivos**

Esta Tesis Doctoral pretende mejorar el conocimiento hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña y evaluar los impactos que las acciones antrópicas están causando y podrían causar en un futuro próximo. Para abordar este estudio se plantean los siguientes objetivos:

- Analizar los datos relativos a la climatología y piezometría para escalas temporales amplias.
- Caracterizar los cambios de origen antrópico que pueden afectar a la hidrogeología del acuífero y estimar los efectos potenciales que producirán.
- Determinar la geometría del acuífero Motril-Salobreña y hacer una estimación de sus reservas.
- Establecer las relaciones río-acuífero. El río Guadalfeo constituye una de las principales fuentes de entrada al sistema que será afectada por la construcción de la presa.
- Cuantificar los aportes de agua de distinto origen en la zona norte del acuífero.
- Estimar la importancia de la recarga relacionada con la lluvia y con los excesos de riego.

- Estudiar las posibles variaciones asociadas a los cambios en las principales direcciones de flujo subterráneo relacionadas con procesos hidrogeológicos de menor escala.
- Determinar la posición de la interfase agua dulce-agua salada y considerar si hay indicios de avance de la intrusión marina.
- Integrar las medidas de campo con el conocimiento obtenido mediante las diferentes metodologías mediante un modelo matemático de flujo.
- Utilizar la simulación numérica para evaluar los cambios derivados de la acción antrópica en los balances hídricos anuales del acuífero.
- Proponer líneas de investigación y de aplicación de los resultados en el acuífero de Motril-Salobreña

### 1.3. Antecedentes en la zona de estudio

El acuífero Motril-Salobreña ha sido objeto de diversos estudios desde los años 70, cuando se empezó a poner de manifiesto su importancia debido a la calidad de sus aguas y a la importancia de sus recursos. Entre los trabajos más importantes realizados sobre hidrogeología pueden mencionarse los llevados a cabo por Castillo (1975). Posteriormente, Castillo y Fernández Rubio (1976) realizan el primer estudio de hidroquímica poniendo de manifiesto la ausencia de procesos de intrusión marina. Castillo y Fernández Rubio (1978) estiman las reservas medias del acuífero en 225 hm<sup>3</sup>. Pulido-Bosch et al. (1980) analizan las posibles fuentes potenciales de contaminación del acuífero detrítico. Benavente (1981, 1982) analiza las variaciones de los niveles en una época de sequía e incide sobre las salidas de agua en el borde costero que se mantienen aún en la época estival. Benavente y Calvache (1981a) proponen las facies dominantes del acuífero y distinguen dos sectores, el occidental y el oriental. Además, Benavente y Calvache (1981b) aportan un modelo conceptual y cualitativo del funcionamiento del acuífero en el borde noroccidental que explica la existencia de los manantiales termales de Lobres y las características físico-químicas del acuífero aluvial en sus proximidades. Calvache (1981) analiza en su Tesis de Licenciatura la evolución temporal de las facies hidroquímicas.

El proyecto CHSE-IRYDA (1984) estudia las zonas regables en las laderas que rodean al acuífero Motril-Salobreña. La dirección General de Obras Hidráulicas lleva a cabo diversos estudios para el conocimiento hidrológico de la Cuenca Sur (DGOH, 1983; 1988; 1992). A partir del año 1972, El ITGE realiza estudios hidrogeológicos en toda la cuenca del Guadalfeo, serien

el marco de numerosos proyectos de investigación y controles hidrogeológicos (IGME, 1983; 1985) que fueron recogidos en el informe titulado “Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica de la cuenca del río Guadalfeo (Cuenca Sur de España, Granada)” (ITGE, 1988). En este trabajo se estudia la relación aguas superficiales-subterráneas de toda la Cuenca del Guadalfeo, el funcionamiento hidrodinámico del acuífero aluvial de Motril-Salobreña y, por primera vez, la modelización matemática del flujo subterráneo del trienio 1985/86-1987/88. Posteriormente se realizaron otros estudios para completar y difundir los conocimientos hidrogeológicos locales (ITGE, 1989; ITGE y Diputación de Granada, 1990; ITGE, 1991). Pulido-Bosch y Rubio (1988) realizan una recopilación de toda la información existente hasta ese momento sobre las investigaciones realizadas en el acuífero.

Cardenal et al. (1991) realizan ensayos de bombeos en distintos puntos del acuífero. En 1995 la Confederación Hidrográfica del Sur de España, a raíz de la gran sequía de ese momento, llevó a cabo una campaña de emergencia para establecer la ubicación de los pozos de abastecimiento para las poblaciones de la costa granadina (CHSE, 1995) para lo que utilizó los datos obtenidos en campañas de investigación previas (DGOH, 1992). Alwani (1997) realiza su Tesis Doctoral aplicando un modelo hidrológico a toda la cuenca donde considera la recarga de las subcuencas por fusión nival. Soto (1998) en su Tesis de Licenciatura analiza la evolución de los niveles piezométricos en los últimos años y hace un estudio más profundo de los perfiles de conductividad eléctrica. Este autor concluye que el paleocauce del río Guadalfeo es el principal eje de descarga de agua dulce y es donde se observa un incremento más rápido de salinidad en tiempos de sequía. También existen una serie de estudios geofísicos en la zona (sondeos eléctricos verticales), que fueron diseñados para establecer la geometría del acuífero y la naturaleza del sustrato como los de Geirnaert et al. (1981), Soto (1998) y la Dirección General de Obras Hidráulicas (1992). El IGME (1999) realiza un modelo multicapa en régimen transitorio con un modelo de densidad constante utilizando valores medios del periodo 1982/1998.

En la actualidad la Junta de Andalucía lleva a cabo estudios sobre toda la cuenca del Guadalfeo para establecer un modelo de gestión de los recursos hídricos. Calvache et al. (2003) analiza la situación del acuífero Motril-Salobreña antes del funcionamiento de la presa de Rules. Calvache et al. (2004) a partir de registros de conductividad y temperatura en las inmediaciones del río Guadalfeo aborda la relación existente entre río y acuífero. Ibáñez (2005) en su Tesis Doctoral compara distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos y utiliza como ejemplos el acuífero del Río Verde y el acuífero Motril-Salobreña. En este trabajo se realiza una modelización de los posibles efectos de la presa de Rules sobre el acuífero, y se hace especial referencia a los procesos de intrusión marina que pueden acrecentarse con las restricciones del caudal que transporte el río Guadalfeo. Duque et al. (2005) apunta a la influencia de las litologías que forman el acuífero detrítico en las relaciones

río Guadalfeo-acuífero Motril-Salobreña. Calvache et al. (2006a) comenta los efectos de la presa de Rules mediante modelización con la simulación de una serie de escenarios que se proponen como más factibles en función de los nuevos usos del agua del acuífero. Así mismo Calvache et al. (2006b) informa de las zonas de mayor vulnerabilidad del acuífero Motril-Salobreña en función de una serie de parámetros evaluados. Duque et al. (2006) hacen una primera interpretación de los resultados de los sondeos EMDT realizados en el acuífero Motril-Salobreña y ante la dificultad de la interpretación de los datos proponen una campaña gravimétrica para facilitar la detección de la cuña salina. La gravimetría permite calcular el volumen del acuífero y, con la aplicación de un coeficiente de almacenamiento medio resultado de estudios anteriores, se propone un volumen de reservas aproximado (Duque et al., 2007). El muestreo de isótopos estables del agua es utilizado (López-Chicano et al., 2007) para calcular porcentajes de recarga de distintas fuentes de entrada al acuífero. Los efectos de la presa de Rules sobre el caudal del río Guadalfeo son inicialmente estimados y correlacionados con los cambios en los niveles piezométricos observados desde la cerrada de la presa (Martín-Rosales et al., 2007). La combinación de los datos de sondeos EMDT y la gravimetría permite establecer la posición de la cuña salina en una serie de secciones del acuífero Motril-Salobreña (Duque et al., 2007, 2008). La comparación de estos resultados con los estudios efectuados a principios de los años 80 muestra escasas variaciones respecto a la situación de la intrusión marina que se corrobora con el estudio de series de más de 30 años de los niveles piezométricos (Duque et al., 2008). La simulación matemática mediante modelos de flujo y transporte permite predecir, estableciendo una serie de escenarios, las consecuencias principalmente referidas a la intrusión marina (Calvache et al., 2009).

#### **1.4. Contexto de investigación de la Tesis Doctoral (Proyectos REN2000-1377HID, CGL2004-02748/HID y CGL2008-05016)**

Este trabajo de Tesis Doctoral no constituye un proyecto aislado, sino que, tanto en su concepción como en los protocolos de trabajo seguidos, así como en los resultados que se han pretendido alcanzar, se enmarca dentro de una línea de investigación consolidada.

Así, he tenido la oportunidad de formar parte de un equipo de investigación nucleado en el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada, y que ha integrado además a investigadores de la Universidad de Huelva, del Instituto Geológico y Minero de España y de la Universidad Politécnica de Cartagena. Este equipo ha sido ejecutor de tres proyectos de investigación del Plan Nacional (uno de ellos en vigor), financiados por

los Ministerios de Ciencia y Tecnología (MCYT), Educación y Ciencia (MEC) y Ciencia e Innovación (MICINN), con participación del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER), así como de un contrato de investigación con la Consejería de Medioambiente de la Junta de Andalucía.

La línea vertebral de esa serie de proyectos surge cuando un grupo de investigadores liderados por la Dra. Calvache, codirectora de esta Tesis, sobre la base de su amplia experiencia en el conocimiento de los acuíferos detríticos de la costa sur mediterránea, se plantean la inquietud de analizar la posibilidad de alteración antrópica en el acuífero Motril-Salobreña. En este sistema, que tradicionalmente había exhibido unas buenas condiciones en la calidad y cantidad de sus recursos, se empezó a temer por la posibilidad de un deterioro en sus condiciones derivado de la construcción de la Presa de Rules en el Río Guadalfeo, una de las fuentes de alimentación del acuífero.

Así, en un primer proyecto, titulado “Incidencia de la presa de Rules sobre la hidrodinámica e hidroquímica del acuífero costero de Motril-Salobreña” (REN2000-1377HID, MCYT), se establecieron las imprescindibles condiciones previas a la realización de la citada obra de ingeniería civil para poder contrastar con las condiciones futuras.

El segundo proyecto, que llevó por título “Evolución del acuífero Motril-Salobreña en situación de influencia antrópica tras la puesta en funcionamiento de la presa de Rules” (CGL2004-02748/HID, MEC), de cuyo equipo investigador ya he formado parte, continuó con el registro de datos encaminados a determinar el grado de afección de la Presa de Rules sobre el acuífero, una vez aquella hubo entrado en funcionamiento, a partir de mayo de 2005.

A partir de 2009, arranca un nuevo proyecto titulado “Alteracion de procesos hidrodinamicos e hidroquimicos en el acuífero costero Motril-Salobreña debida a cambios en los usos del territorio” (CGL2008-05016, MICINN). Los resultados de los dos proyectos anteriores pusieron de manifiesto que la influencia de la actividad antrópica sobre el acuífero no se restringe a las consecuencias derivadas de la citada presa. Así, en esta nueva edición se presta una especial atención al efecto derivado de numerosos cambios en uso del suelo, técnicas de regadío y tipos de cultivo que también pueden afectar a la dinámica del sistema.

Los componentes del equipo investigador del proyecto vigente también estamos comprometidos en el contrato de investigación “Alerta a la intrusión marina en el acuífero Motril-Salobreña, Granada”, firmado entre la Universidad de Granada y la Agencia Andaluza del Agua (Consejería de Medioambiente de la Junta de Andalucía). Este proyecto ha permitido la construcción e instalación de cinco piezómetros ubicados en posiciones estratégicas del

acuífero, de cuyo control se derivarán en un futuro próximo interesantes aportaciones para el conocimiento de este sistema.

Esta Tesis Doctoral pretende contribuir modestamente como un engranaje útil dentro de la cadena que supone esta prolongada línea de investigación.

## **1.5. Metodología**

Para resolver las distintas incógnitas que surgen como consecuencia de las acciones antrópicas en el acuífero Motril-Salobreña, se emprendió un análisis desde diversos puntos de vista. En este capítulo se resumen brevemente las técnicas utilizadas para lograr cada uno de los objetivos. Una descripción más completa de las metodologías empleadas está recogida en los siguientes capítulos.

En primer lugar, se analizaron las series temporales de piezometría y climatología para establecer las tendencias de los últimos años mediante su representación gráfica y el cálculo de índices sencillos.

Se definió la morfología del acuífero, resolviendo la gran cantidad de incertidumbres acerca de los espesores propuesto por diferentes autores. Para ello se realizó una campaña gravimétrica que se se calibró con los datos de columnas litológicas disponibles.

Para el estudio de la importancia del río Guadalfeo en el sistema Motril-Salobreña, se estimó la infiltración del agua del río mediante perfiles de temperatura y finalmente se completó el estudio mediante la aplicación de un modelo de transporte de calor.

La determinación de los procesos de mezcla así como de los porcentajes de aguas con distintos orígenes fue realizada mediante el trabajo con isótopos estables del agua. Se muestrearon las distintas fuentes de recarga y el agua del propio acuífero y se consideraron tanto las evoluciones temporales como espaciales. Se hicieron cálculos de mezclas simples y se analizaron los resultados en el contexto hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña para relacionar los cambios isotópicos con los procesos más significativos que sucedieron durante el periodo de muestreo.

Para localizar el contacto agua dulce-agua salada, se realizaron perfiles de conductividad y, además, se completó con una campaña de sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo. Para resolver las incertidumbres de algunos de los resultados obtenidos, se combinaron los resultados electromagnéticos y gravimétricos.

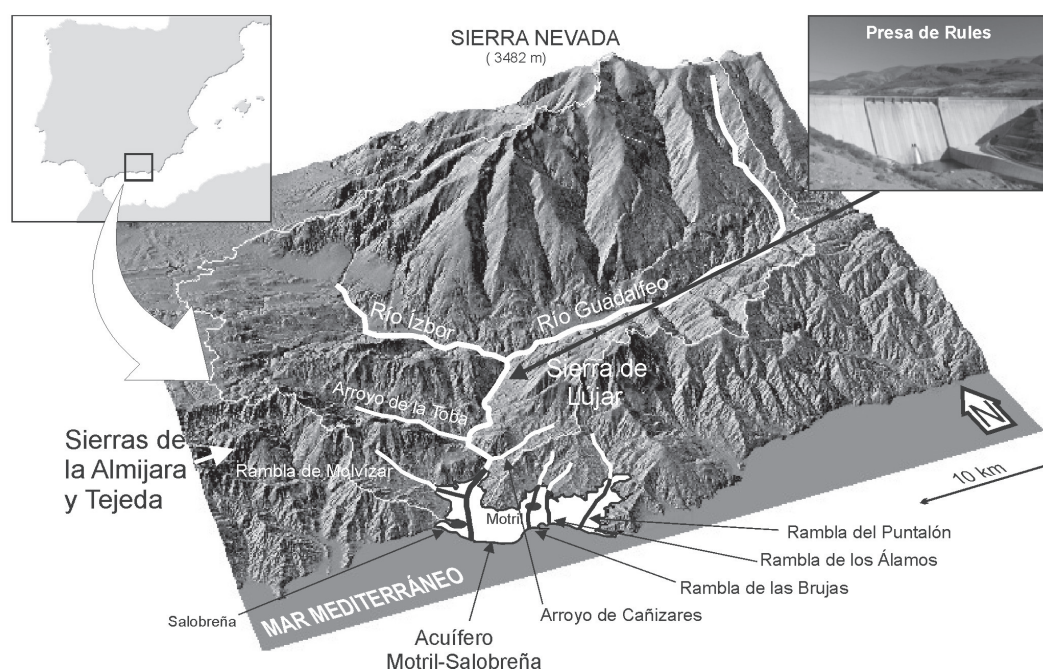


Una vez conocido el funcionamiento del acuífero Motril-Salobreña, se procedió a la integración de todos los datos en un modelo matemático de flujo. Para ello fue necesaria la recopilación de gran cantidad de datos de diferentes fuentes de información y su depuración para poder insertarlos en el modelo. Este modelo permite verificar las observaciones realizadas y aclarar aspectos que no han podido ser abordados por otras técnicas.

## 1.6. Localización del área de estudio

### 1.6.1. Localización geográfica

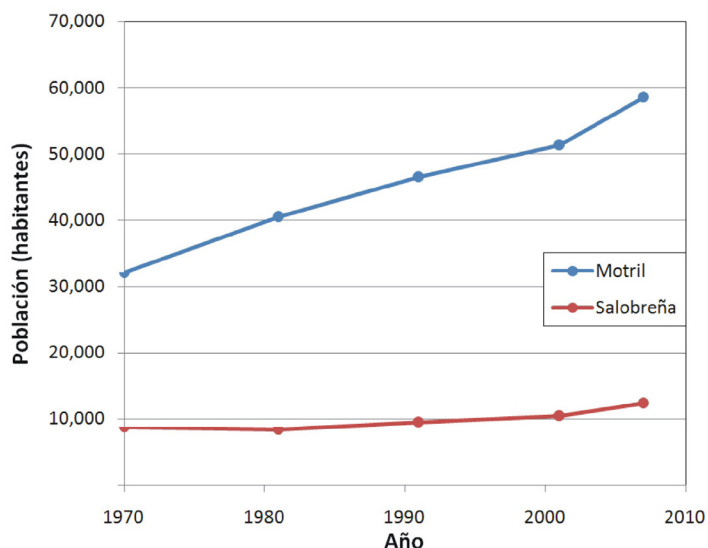
El acuífero detrítico Motril-Salobreña se encuentra en la costa sureste de España en la provincia de Granada. Está rodeado por importantes relieves y su borde meridional está en contacto con el mar Mediterráneo. Al noreste limita con la Sierra de Lújar, que alcanza más de 2000 m de altura a una distancia de menos de 20 km de la línea de costa. Al Noroeste se sitúan las Sierras de la Almirajara y Tejeda, también con alturas por encima de la cota 2000 (Fig. 1.1). De estas dos sierras se nutre el acuífero a través del río Guadalfeo, aunque la mayor parte de su caudal procede de las altas cumbres de Sierra Nevada, con picos que superan con los 3000 m de altura (como el Mulhacén, el Veleta o la Alcazaba con 3482, 3392 y 3364 m.s.n.m., respectivamente).



**Figura 1.1.** Localización geográfica del acuífero Motril-Salobreña y de su cuenca vertiente.

Los principales núcleos de población localizados sobre el acuífero son los que precisamente le dan nombre. Motril tiene 58501 habitantes (INE, 2007) y Salobreña 12288 habitantes (INE, 2007), aunque esta cifra se ve incrementada debido a la población no residente (propietarios de una segunda residencia, normalmente con fines vacacionales) en 17559 habitantes para Motril y 9831 para Salobreña (INE, 2007), especialmente en la época estival (Fig. 1.2). Otros núcleos urbanos que existen en el acuífero son Torrenueva, Lobres, la zona del puerto de Motril o el área del Puntalón, aunque esta última es de escasa entidad.

El principal curso de agua superficial que recorre el área de estudio es el río Guadalfeo que se nutre de diversos afluentes con origen en Sierra Nevada, como son el Trevélez, el Poqueira, el Lanjarón o el Ízbor. Este último discurre por la zona Oeste de Sierra Nevada y tiene como principal afluente el río Dúrcal. Al proceder todos ellos de grandes alturas, los procesos de deshielo cobran mayor importancia frente a las precipitaciones. Donde sí tienen mucha repercusión las lluvias es en las ramblas y arroyos que nacen en las inmediaciones del acuífero detrítico. Los arroyos de la Toba y de Cañizares drenan amplias superficies y por ello suelen tener un pequeño caudal. Las ramblas de Molvizar, los Álamos, las Brujas y el Puntalón tienen asociados sus caudales a las precipitaciones más intensas que, eventualmente, puedan acontecer.

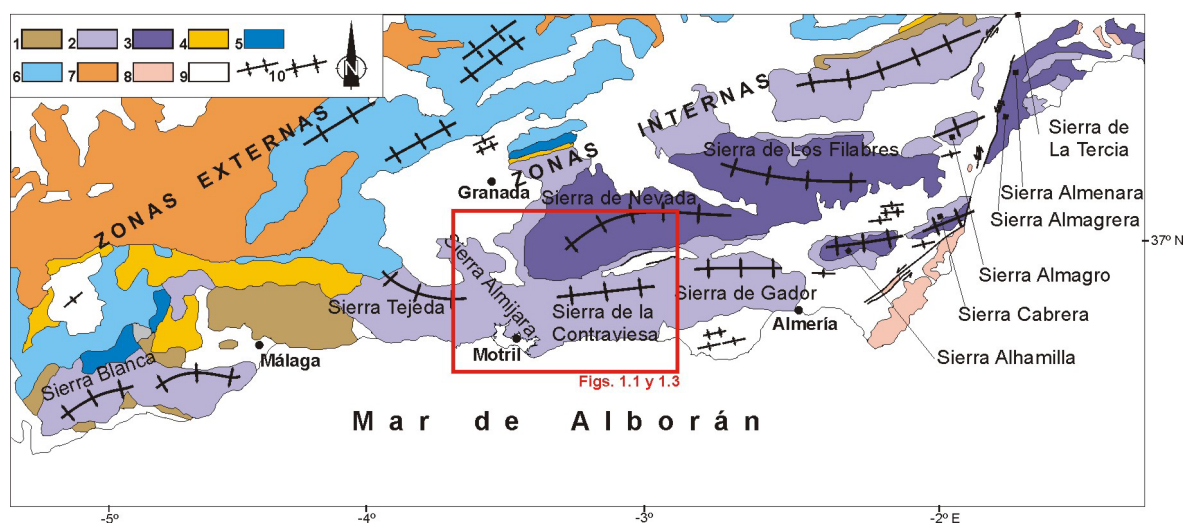


**Figura 1.2.** Evolución de la población de Motril y Salobreña en los últimos años. En este gráfico no se recoge el incremento debido al turismo durante los meses de verano.

### 1.6.2. Localización geológica

El área de estudio se encuadra dentro de la Cordillera Bética. La Cordillera Bética, en el Sur de España, y la Cordillera Rifeña, en el Norte de Marruecos (Fig. 1.3), están conectadas a través del Arco de Gibraltar y suponen el cinturón orogénico alpino más occidental del Mediterráneo. En la Cordillera Bética se diferencian tres grupos de unidades geológicas de

rango mayor: las Zonas Internas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Zonas Externas (Fig. 1.3). Las Zonas Externas afloran extensamente al Sur y Sureste del Macizo Ibérico y de la Depresión del Guadalquivir, mientras que el Complejo del Campo de Gibraltar aparece principalmente en las provincias de Cádiz y Málaga. El orógeno ha sido objeto numerosos estudios desde finales del siglo XIX (Aldaya, 1969; Barrois y Offret, 1889; Bemmelen y Van, 1927; Blumenthal, 1935; Boulin, 1964; Copponex, 1959; Egeler, 1964; Estévez et al. ,1985; Westerveld, 1929) por lo que se tiene un amplio conocimiento del mismo.



**Figura 1.3.** Mapa geológico de la Cordillera Bética (modificado de Pedrera, 2008). Leyenda: 1: Complejo Maláguide, 2: Complejo Alpujárride, 3: Complejo Nevado-Filábride, 4: Unidades flisch del campo de Gibraltar, 5: Unidades dorsal y predorsal, 6: Rocas de las zonas externas, 7: Unidades olistostrómicas, 8: Volcánicas, 9: Cuencas Neógenas y cuaternarias. 10. Pliegues recientes.

El acuífero Motril-Salobreña está formado por sedimentos detríticos de edad cuaternaria que se disponen discordantes sobre las rocas del Complejo Alpujárride. El Complejo Alpujárride está compuesto por un conjunto de unidades formadas por rocas metamórficas. Aunque las litologías que se observan son muy similares, estas unidades presentan distinto grado de metamorfismo. En muchas ocasiones, la diferenciación de unidades se realiza en función de su contenido mineralógico y metamórfico. Predominan los esquistos, filitas y cuarcitas con diferentes características junto con carbonatos parcialmente dolomitizados y metamorfizados de edad paleozoico y triásico (Fig.1.4). Los sedimentos originales sufrieron posteriormente un proceso metamórfico seguido de un conjunto de deformaciones cuyo carácter progresivamente evolucionó de dúctil a frágil.

Las características geológicas del entorno del acuífero Motril-Salobreña están por lo tanto relacionadas con deformaciones complejas asociadas a la orogenia alpina que finalmente culminan en el desarrollo del relieve. El relieve comenzó a desarrollarse desde el Mioceno medio-superior en relación con el crecimiento de grandes pliegues de dirección aproximada

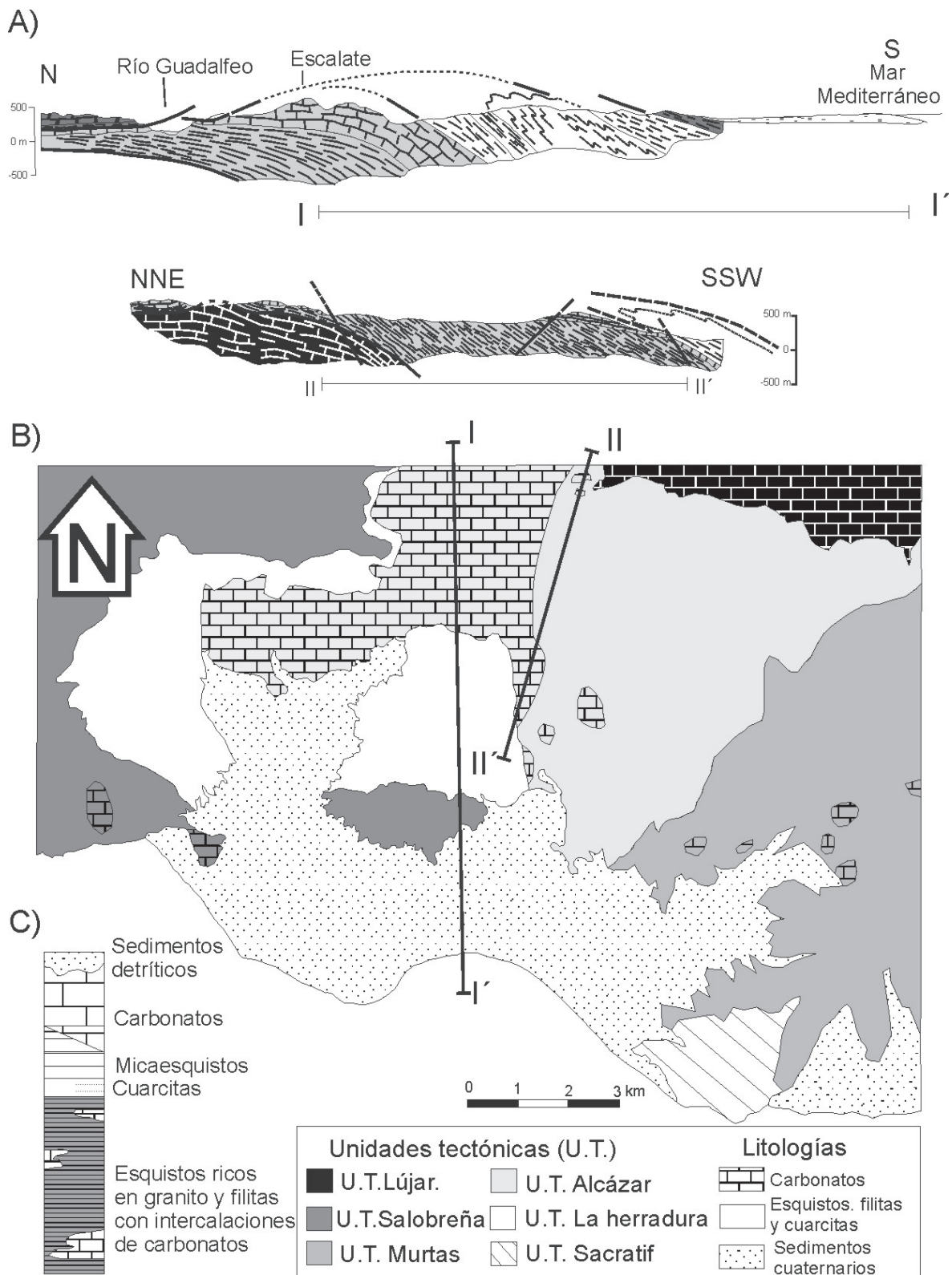


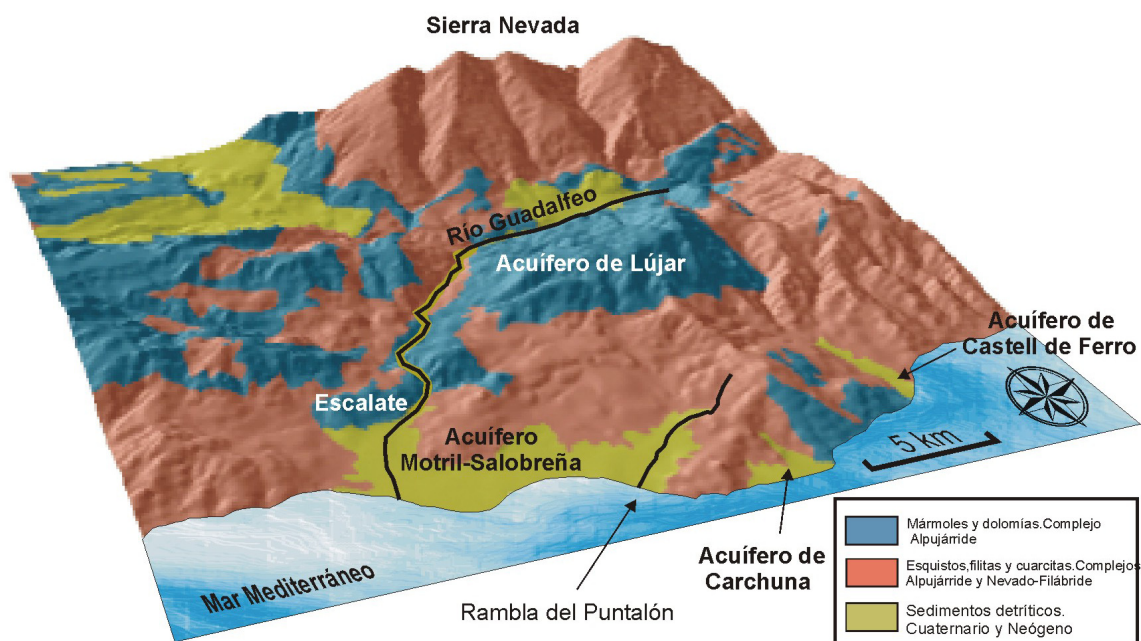
Figura 1.4. A) Cortes geológicos. B) Mapa geológico de la zona de estudio. C) Columna litológica tipo.

E-O, el funcionamiento de fallas normales y de fallas de salto en dirección (Galindo-Zaldívar et al., 2003) (Fig. 1.3, 1.4). En esta parte de la Cordillera Bética, las antiformas coinciden con las principales sierras que también muestran una dirección E-O (ej. Sierra Tejeda y Sierra Nevada, Fig. 1.3). La evolución de estas estructuras tectónicas recientes condicionan la configuración de la red de drenaje en el entorno del acuífero Motril-Salobreña (Perez-Peña, 2009).

### **1.6.3. Localización hidrogeológica**

El acuífero Motril-Salobreña, con una superficie aproximada de 42 km<sup>2</sup>, está formado por los sedimentos aluviales que aporta el río Guadalfeo y sus afluentes, en mayor medida, y la Rambla del Puntalón, de forma minoritaria (Fig. 1.5). Es el acuífero detrítico costero más importante de la provincia de Granada, tanto por su extensión como por sus recursos hídricos (Castillo y Fernández-Rubio, 1978; Pulido-Bosch y Rubio, 1988; ITGE, 1991). En la zona existen varios acuíferos detríticos costeros más, que han sido objeto de diversos estudios, como el de Carchuna (Pulido-Bosch y Rubio, 1988), Castell de Ferro (Terrón, 1983; Calvache, 1991, Calvache y Pulido-Bosch, 1994; Pulido-Leboeuf, 2000) o Río Verde (Fernández Rubio, 1972; Benavente 1982; Calvache, 1991; Calvache y Pulido-Bosch, 1991), y que tienen unas dimensiones mucho más reducidas que Motril-Salobreña y una menor complejidad hidrogeológica. El propio aluvial del río Guadalfeo también funciona como un acuífero detrítico al circular subterráneamente el agua por él, de hecho muestra tal conexión con el acuífero Motril-Salobreña que puede considerarse parte de este. En el área también aparecen acuíferos de naturaleza carbonatada, el de Escalate se encuentra en contacto directo con Motril-Salobreña y de hecho lo recarga de manera oculta. Otro acuífero importante de estos mismos materiales es el de la Sierra de Lújar, tiene una gran extensión y la descarga más importante se produce en su borde occidental a lo largo de una serie de manantiales que aparecen en el contacto con el aluvial del río Guadalfeo ya que supondrá un aporte importante de agua a este acuífero (Cardenal, 1993).

El acuífero Motril-Salobreña está constituido por materiales de alta permeabilidad debido a la escasa consolidación de los sedimentos lo que permite un flujo subterráneo de muy alta energía también asociado a las diferencias de cotas existentes. Hay que destacar que la línea de cumbres de más de 3000 m de altitud se encuentra a una distancia de tan solo 50 km de la costa (el gradiente es muy elevado ya que se pasa de 3482 m hasta el nivel del mar). Las transmisividades que se han estimado han sido de hasta 10000 m<sup>2</sup>/d (Ibáñez, 2005). Está rodeado por materiales impermeables en casi todos sus límites excepto en la parte norte, donde existen materiales carbonatados (acuífero de Escalate) en conexión hidráulica con el acuífero detrítico (Fig. 1.5).



**Figura 1.5.** Localización hidrogeológica del acuífero Motril-Salobreña y de otros acuíferos de la zona.

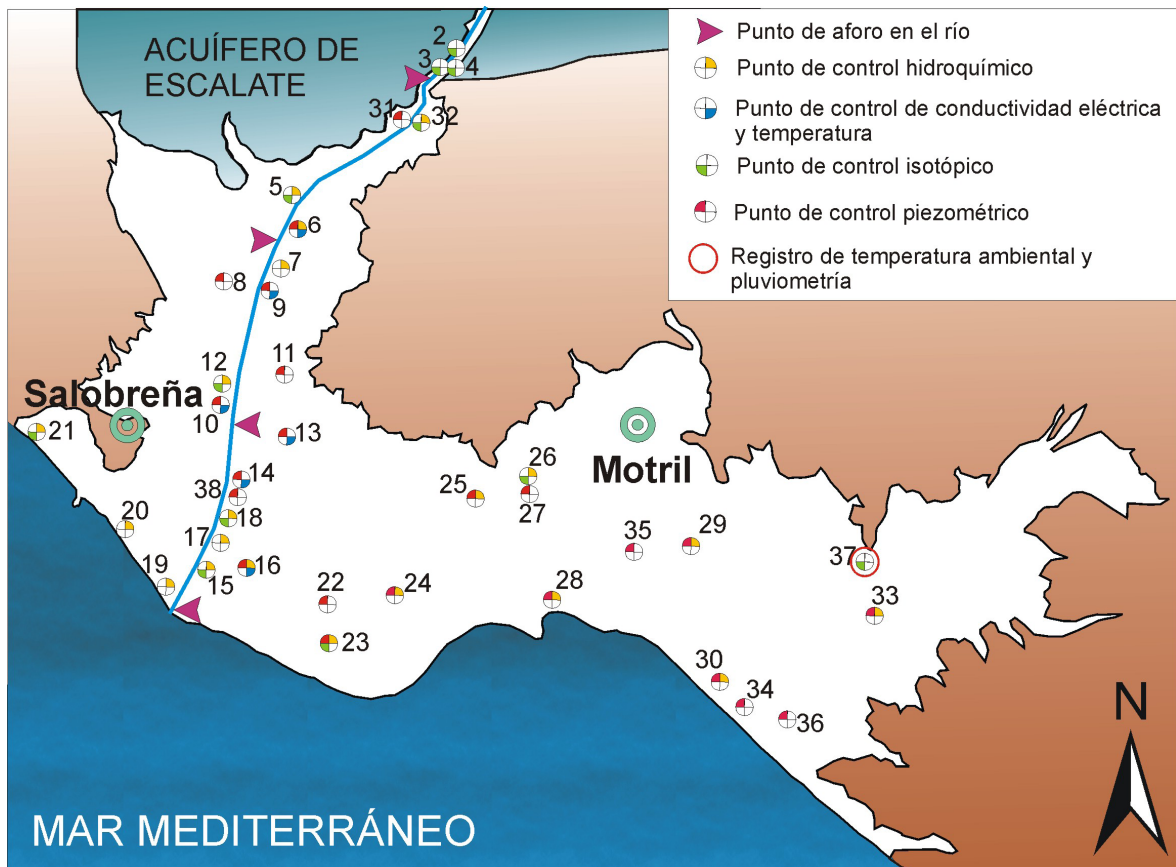
La superficie del acuífero está recorrida en su parte occidental por el río Guadalfeo que posee un régimen hídrico mixto pluvial-nival y que se muestra como un río perdedor a lo largo de la mayor parte de su recorrido, excepto en su tramo más distal, donde es el acuífero el que produce descarga al río. Este río es relativamente caudaloso para este área ya que recibe el agua de la cara sur de Sierra Nevada, una cadena montañosa de grandes dimensiones. Debido al clima mediterráneo que impera en la zona, las precipitaciones son escasas sobre el acuífero (420 mm de precipitación media anual) con tasas de evapotranspiración muy elevadas (temperatura media anual de 18 °C). Las entradas más importantes al acuífero (Ibáñez, 2005) son la infiltración del río, la recarga oculta de los acuíferos en contacto por el borde norte y el excedente de los riegos, derivados tradicionalmente del agua del río.

Los niveles piezométricos se encuentran a poca distancia de la superficie por lo que casi no se han construido grandes obras de captación, exceptuando el pozo Raney de la Industria Papelera del Mediterráneo. Además, el uso de las aguas superficiales derivadas del río ha hecho que, hasta ahora, no se hayan explotado demasiado los recursos del acuífero. Las variaciones piezométricas máximas anuales en el acuífero no superan la decena de metros en años con pluviometría media.



## Características hidrogeológicas y situación actual del acuífero

En este capítulo se hará un repaso a los aspectos genérico que han permitido establecer el marco hidrológico e hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña. Para ello, se ha establecido una red de muestreo constituida por 41 puntos en los que se ha controlado la precipitación, temperatura del aire, caudal del río Guadalfeo, nivel piezométrico, conductividad eléctrica del agua, hidroquímica e isótopos (Fig. 2.1).



**Figura 2.1.** Localización de todos los puntos de control de los diferentes parámetros en el acuífero Motril-Salobreña



## **2.1. Climatología**

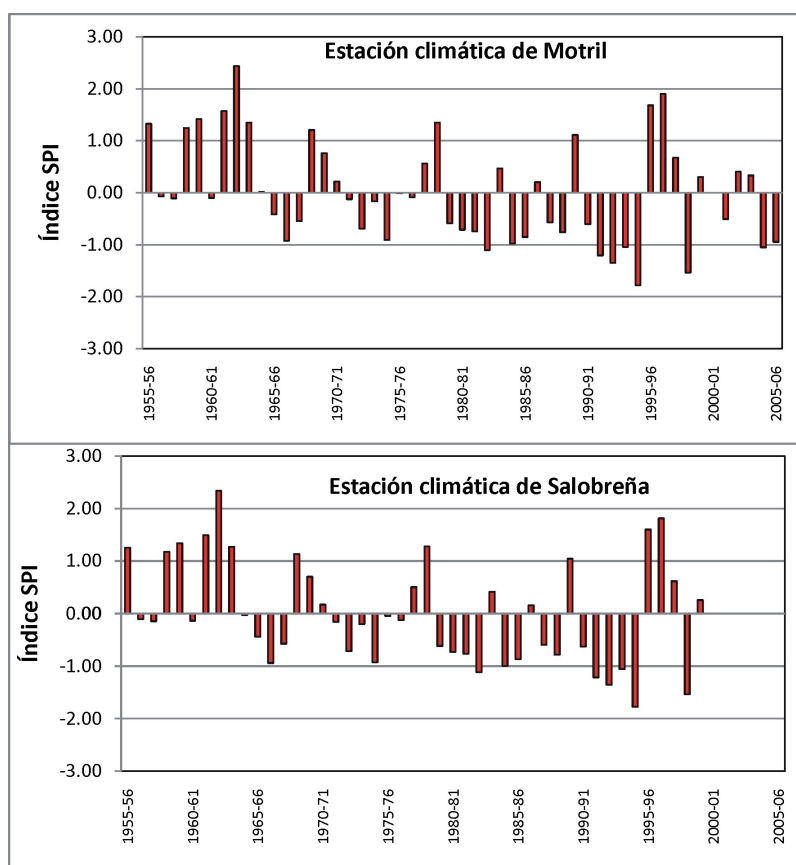
El clima imperante en el acuífero Motril-Salobreña se encuentra condicionado por su cercanía al mar y su baja latitud, de hecho la zona es conocida popularmente como la “costa tropical” y así lo atestiguan la gran cantidad de cultivos de plantas subtropicales como aguacate, chirimoya o mango. Las temperaturas son muy suaves a lo largo del año (la temperatura media anual es de 18 °C) con una variación escasa, teniendo en cuenta las amplias oscilaciones térmicas que se dan en ciudades cercanas como Granada. Las precipitaciones son escasas (la media anual es 435 mm en Motril y 416 mm en Salobreña).

El análisis de las series temporales de precipitación históricas permite caracterizar las propiedades medias de la zona y definir los años secos y húmedos así como la intensidad. Para ello se ha utilizado el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) formulado por McKee et al. (1993), que se corresponde con el número de desviaciones típicas que cada observación anual se diferencia del promedio histórico. Los valores negativos indican un déficit en la precipitación con respecto al promedio histórico y los positivos señalan que la precipitación fue superior al mismo. La representación gráfica (Figura 2.2) muestra el índice SPI comprendido entre 3 y -3 y atendiendo a los criterios de McKee et al. (1993), los valores de hasta -1 se refieren a sequía suave, de -1 a -1.5 sequía moderada, hasta -2 sequía severa, siendo los valores menores de -2 los que se consideran asociados a una sequía extrema. Análogamente, también se podría establecer este criterio para los valores positivos, se puede obtener una aproximación de lo húmedo que ha resultado el año en comparación con la serie histórica considerada.

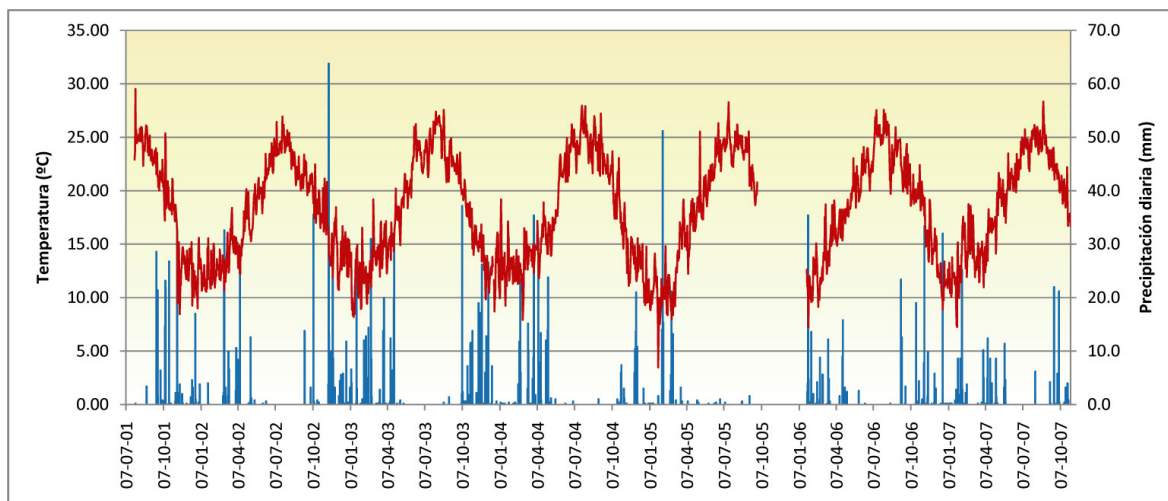
Para las estaciones climáticas situadas sobre la superficie del acuífero Motril-Salobreña se puede observar una gran similitud entre los índices calculados en ambos casos (Fig. 2.2). La distancia entre ambas es de tan solo 4 kilómetros y, además, se encuentran a una cota topográfica muy parecida. No existen relieves de importancia situados entre las dos estaciones, por lo tanto, los resultados obtenidos, aunque ligeramente superiores para Motril, indican la homogeneidad de la precipitación para toda la superficie del acuífero. Se observan alternancias entre los periodos secos y periodos húmedos, cada uno de los cuales incluye un serie de varios años. Dentro de las tendencias de los últimos años, se puede constatar el periodo seco correspondiente a 1990-1995 que produjo una sequía muy acusada en toda Andalucía. A esta época le siguió una muy húmeda durante los siguientes tres años que también queda claramente demostrada con los índices SPI. Desde el año 2000 hay una mayor alternancia, aunque queda patente que los años 2004-2005 y 2005-2006 fueron secos en el

acuífero Motril-Salobreña (según la escala de SPI se podría considerar que se produjo una sequía suave).

El registro climático de la estación instalada en la zona del Puntalón permite observar cómo las temperaturas tienen una variación entre días consecutivos que no excede los 5 °C y una variación estacional de 15 °C. Para el periodo registrado desde 2001, la distribución de las temperaturas es bastante constante para cada uno de los años siguientes (Fig. 2.2). Sin embargo, las precipitaciones entre diferentes años no están distribuidas tan homogéneamente y presentan variaciones muy notables entre distintos años. Las lluvias se concentran durante el otoño, suelen ser menores durante el invierno y vuelven a aumentar durante la primavera. Sin embargo, en los ocho años de los que se dispone de registro, es posible observar diferencias de unos años a otros. La distribución de las precipitaciones suele estar asociadas a importantes cantidades en días aislados y no hay una gran continuidad de los periodos de lluvia. Esta situación favorece que en las zonas con una pendiente elevada domine la escorrentía superficial. Estas circunstancias climáticas obligan a que los balances hídricos del suelo sean realizados diariamente, ya que balances mensuales resultarían en una cantidad de lluvia útil despreciable debido a las elevadas temperaturas y a que la evapotranspiración potencial es mucho mayor que la real.

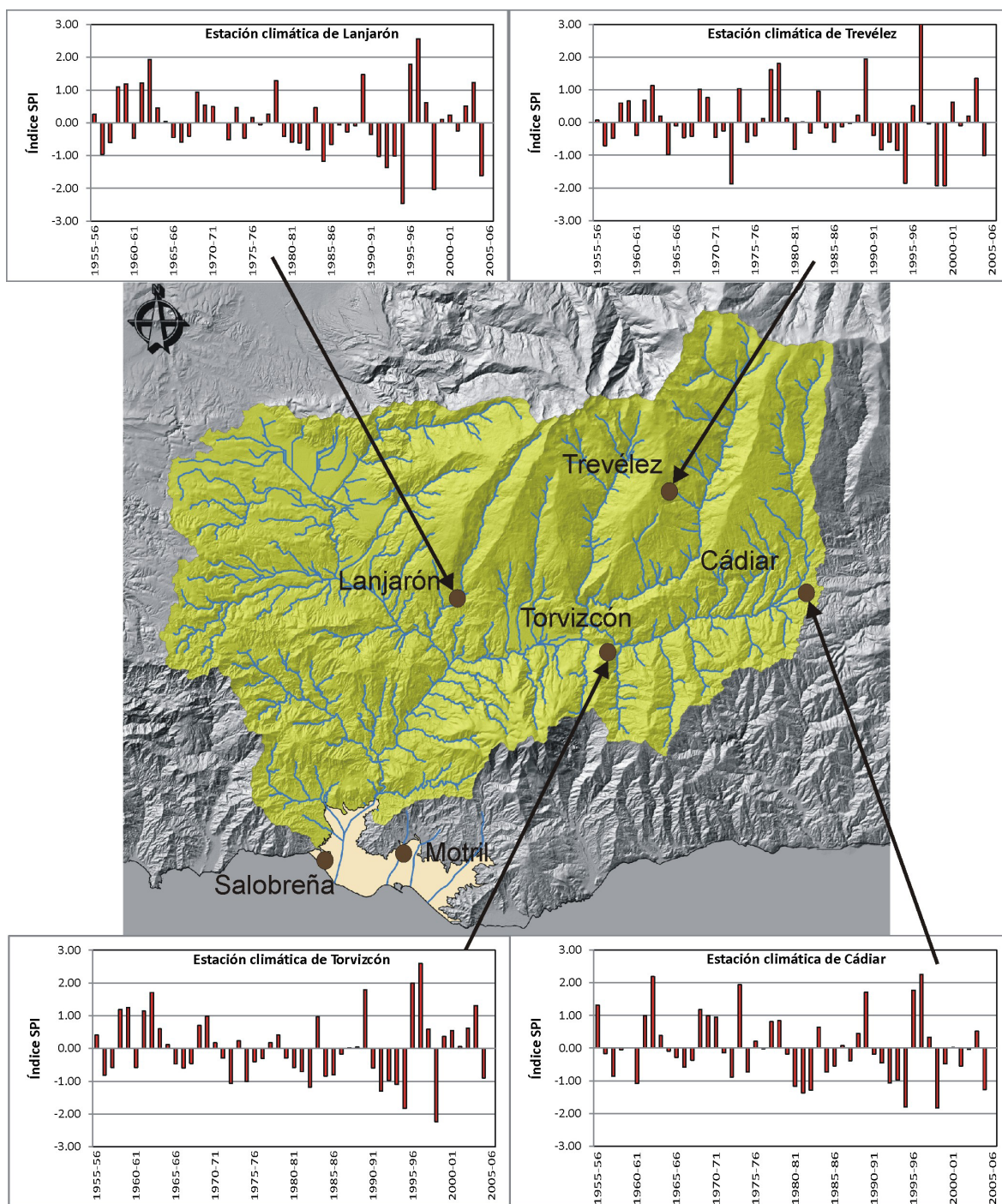


**Figura 2.2.** Índice SPI para la precipitación en las estaciones climáticas de Motril y Salobreña desde el año hidrológico 1955-1956



**Figura 2.3.** Datos climáticos de estación localizada en la zona del Puntalón.

Las condiciones de precipitación y temperatura son muy diferentes para la cuenca vertiente del río Guadalfeo a causa del elevado gradiente altitudinal (Jiménez-Sánchez, 2007; Jiménez-Sánchez et al., 2008). Por ello y debido a su influencia sobre la recarga del acuífero Motril-Salobreña, se ha considerado conveniente expandir los límites de estudio de la climatología a toda la superficie que drena en río. Los índices SPI para otras zonas de la cuenca muestran ciertas diferencias en la caracterización del tipo de año entre el acuífero Motril-Salobreña y otras áreas a mayor cota topográfica. Las estaciones climáticas analizadas para la cuenca vertiente del río Guadalfeo muestran (Fig. 2.4) tendencias similares ya que se encuentran localizadas a distancias de menos de 50 km unas de otras. Sin embargo, los índices calculados indican diferencias en la intensidad de la humedad de los años estudiados. Una de las causas puede estar relacionada con el tipo de clima imperante en la zona. No hay que olvidar que en los climas mediterráneos las tormentas ocasionales de carácter local pueden producir precipitaciones muy elevadas en zonas con una extensión geográfica reducida. En el caso de la comparación con el acuífero Motril-Salobreña para los años más recientes, llama la atención el año 2003-2004 que presenta un índice SPI positivo, por lo tanto húmedo, para las estaciones climáticas de Motril y Salobreña. El índice para las estaciones de la cuenca vertiente es también positivo, sin embargo el valor es mucho más elevado poniendo de manifiesto un año bastante húmedo dentro de la serie histórica considerada. Las consecuencias de estas diferencias entre cuenca y acuífero pueden afectar directamente a los balances hídricos, en los que las entradas por precipitación podrían verse reducidas y sin embargo las entradas por el río mantengan los volúmenes correspondientes a años más húmedos.

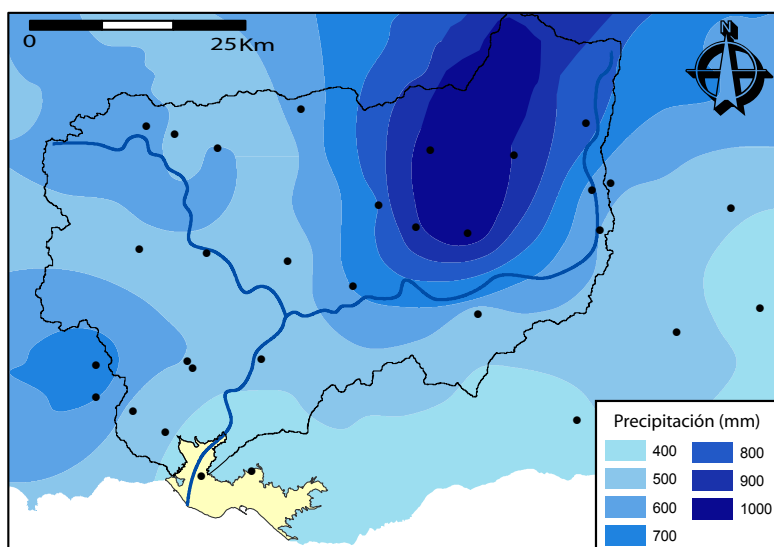


**Figura 2.4.** Cuenca vertiente del río Guadalfeo, red de drenaje con los principales cauces y localización de las estaciones climáticas donde se ha calculado el SPI.

El mapa de isoyetas (Fig. 2.5) muestra cómo la franja costera tiene unas precipitaciones medias anuales escasas y la importancia que adquieren las diferencias en la cota topográfica de toda la cuenca. Se observa un gradiente claramente marcado que relaciona la altura topográfica en cada punto con la cantidad de lluvia caída anualmente. Esto se puede ver tanto en las sierras de la Almijara y Tejada, al noroeste del acuífero como de una forma

mucho más patente en Sierra Nevada debido a sus cotas superiores. Los frentes nubosos que llegan desde el O se ven obligados a superar estos relieves montañosos y descargan conforme va aumentando la cota con máximos superiores a 1.000 mm/año en las cumbres de Sierra Nevada y mínimos en la costa, donde no existen ningún accidente geográfico que fuerce el ascenso de las masas de aire húmedo. Para la elaboración del mapa de isoyetas se utilizaron los datos brutos del Instituto Nacional de Meteorología cuyas series fueron completadas por regresión entre todas las estaciones del área de estudio siempre y cuando el coeficiente de correlación fuera superior a 0.7.

La distribución de temperaturas será por tanto muy similar con máximos en la zona costera, por la capacidad reguladora del mar sobre las temperaturas y, disminuirán progresivamente con el incremento en la altura topográfica hasta mínimos en las zonas altas de Sierra Nevada, donde el clima dominante es de alta montaña y con condiciones de periglaciario, incluso quedan resquicios de zonas de permafrost en el Corral del Veleta.



**Figura 2.5.** Mapa de isoyetas y estaciones climatológicas que se han utilizado para el trazado de las isoyetas.

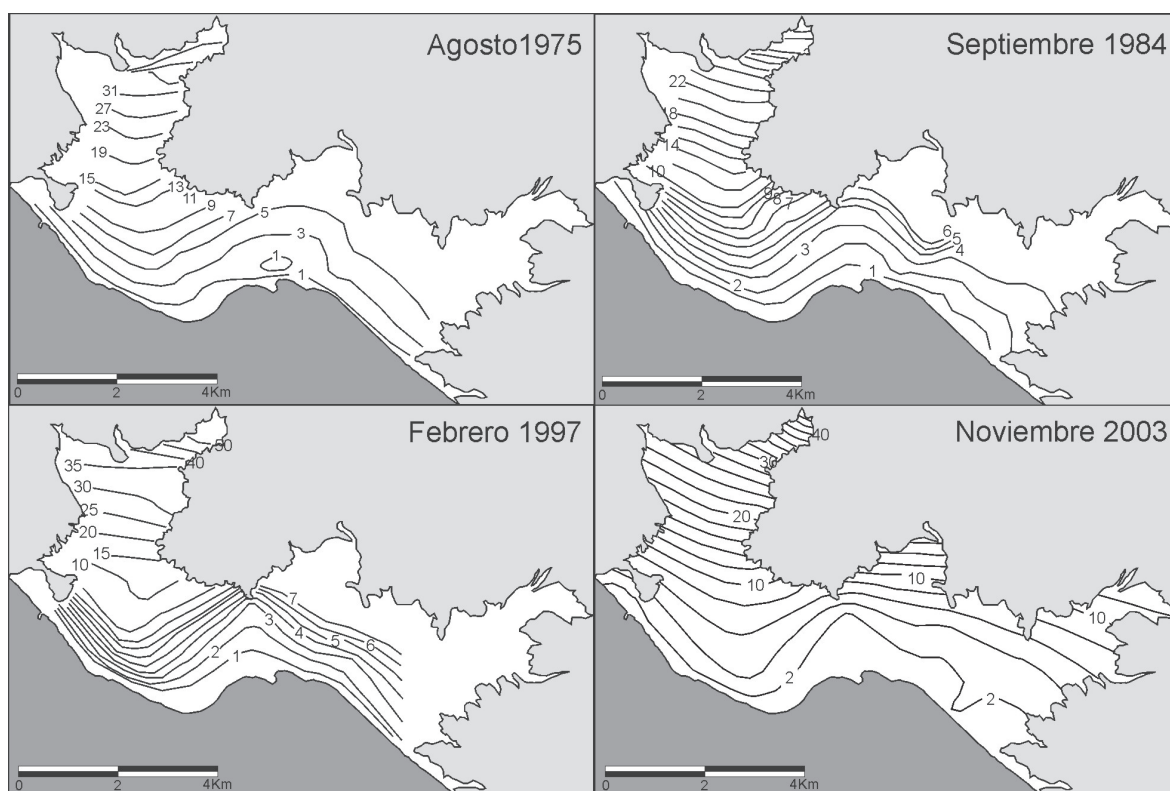
## 2.2. Niveles piezométricos

La medida de los niveles piezométricos en el acuífero Motril-Salobreña se ha ido sucediendo a lo largo del tiempo por diferentes investigadores (Castillo, 1975; Benavente, 1981, 1982; Pulido-Bosch y Rubio, 1988; Soto, 1997; Calvache et al., 2003; González-Ramón et al., 2005) e instituciones públicas de control de recursos hídricos (Confederación Hidrográfica del Sur, IGME). Sin embargo, durante los más de 30 años de registro se han ido produciendo cambios debido a modificaciones de la red de control por desaparición de

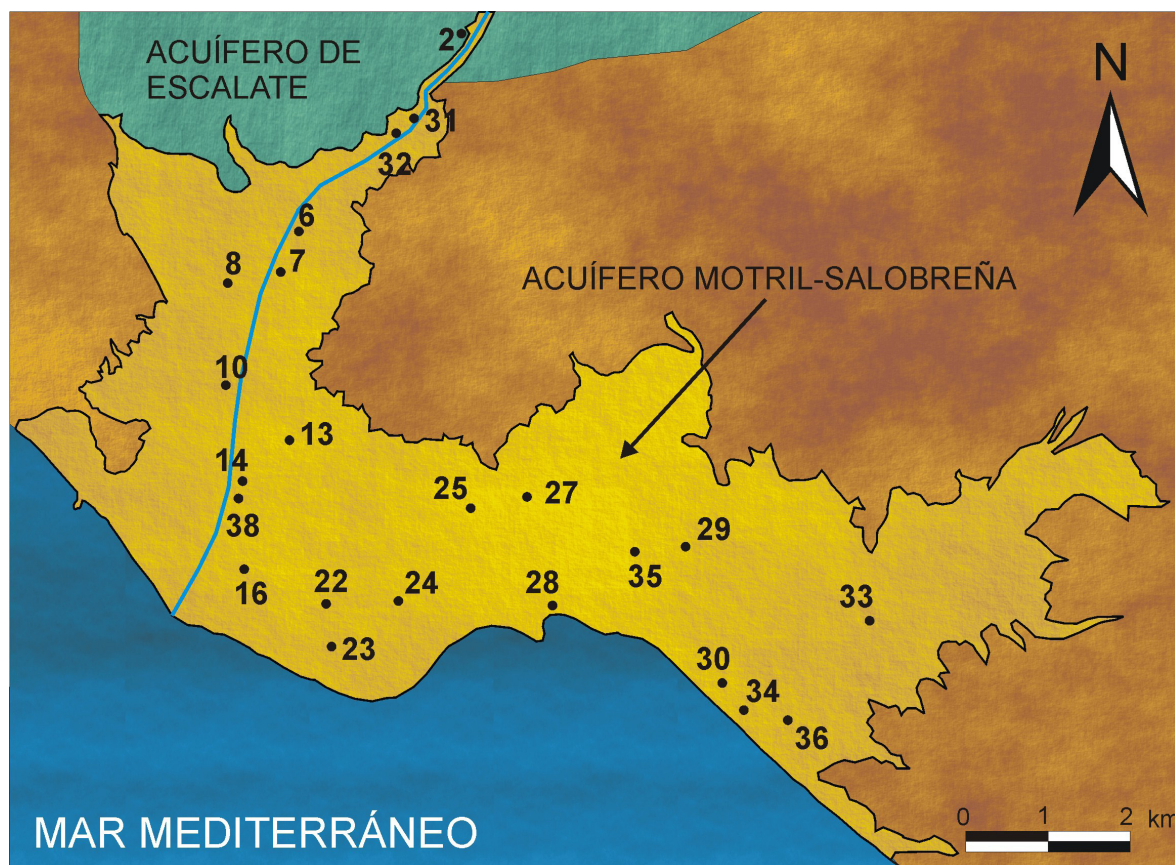
sondeos o incorporación de otros por nuevas perforaciones o variación del tipo de campaña realizada con diferentes intervalos temporales.

Los mapas de isopiezas obtenidos a lo largo del tiempo muestran muchas similitudes en la morfología general, aunque debido a que se tratan de diferentes periodos y con muestreos en diferentes épocas del año, los valores absolutos son bastante diferentes. En la figura 2.6, se presentan los mapas obtenidos por algunos autores a partir de 1975 en adelante.

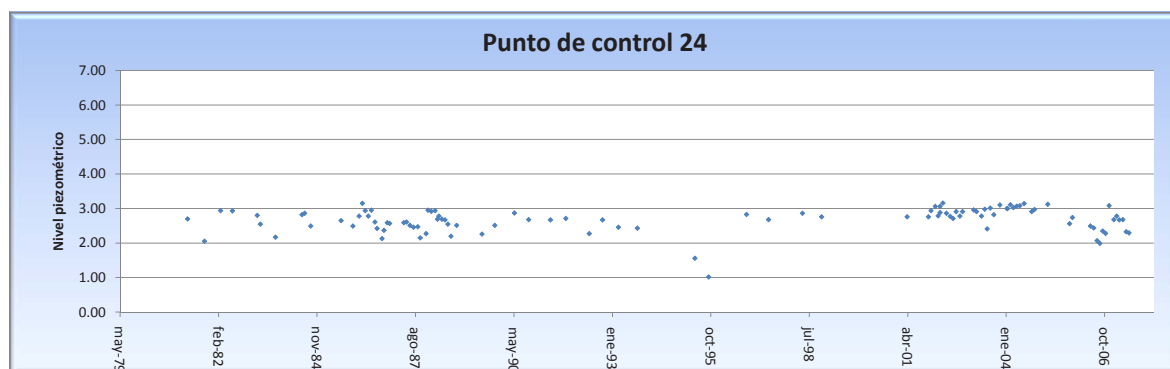
Los puntos de toma de datos de nivel piezométrico que se han controlado desde 2001 hasta la actualidad se corresponden con la red presentada en la figura 2.7. En muchos de ellos se han llevado a cabo otras campañas de investigación como muestreos hidroquímicos, isotópicos, aplicación de trazadores o registro de la conductividad eléctrica y de la temperatura. Se puede observar que se ha intentado cubrir toda la superficie del acuífero de la forma más homogénea posible.



**Figura 2.6.** Mapas de isopiezas correspondientes a Agosto de 1975 (Castillo, 1975), Septiembre de 1984 (Pulido-Bosch y Rubio, 1988), Febrero de 1997 (Soto, 1997) y Noviembre de 2003 (González-Ramón et al., 2005)

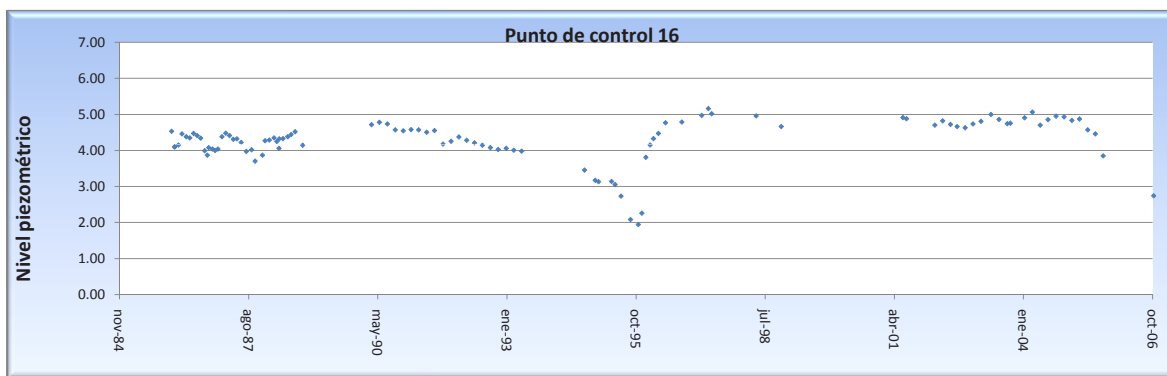


**Figura 2.7.** Puntos de control piezométrico en el acuífero Motril-Salobreña con registro desde el año 2001. Muchos de estos puntos han sido medidos en campañas anteriores desde hace más de 25 años.



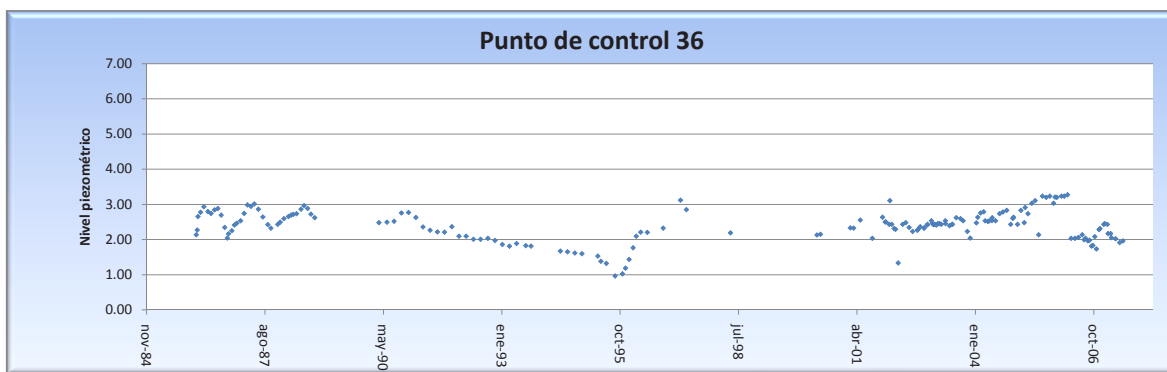
**Figura 2.8.** Evolución piezométrica del punto de control 24 de los últimos 30 años.

La integración de los datos dispersos existentes acerca de la piezometría del acuífero Motril-Salobreña ha permitido realizar la evaluación de los cambios de los niveles para una serie temporal de 25 años en 5 puntos de muestreo. Debido a la disparidad de la información que aporta cada campaña, así como a los distintos sistemas de medida, algunos de los valores representados pueden desviarse de la realidad.



**Figura 2.9.** Evolución piezométrica del punto de control 16 de los últimos 25 años.

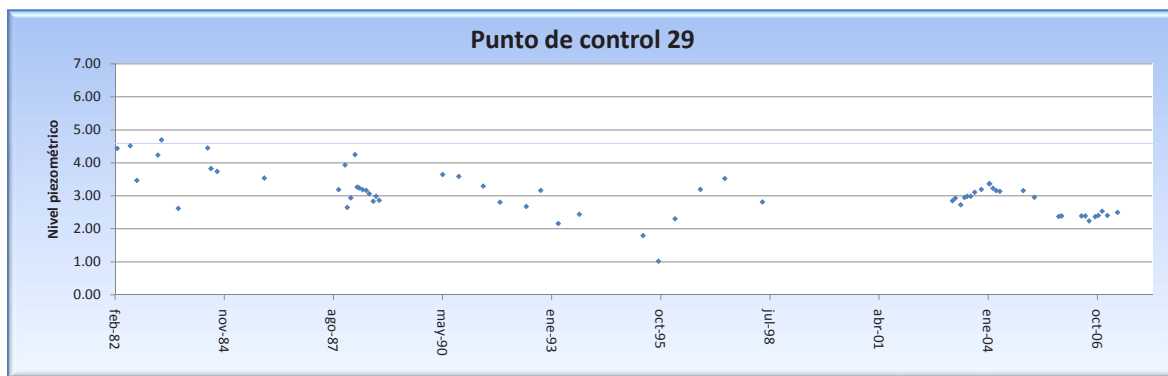
En general se puede observar una tendencia al mantenimiento de los niveles piezométrico a lo largo de tiempo considerado (Fig. 2.8, 2.9, 2.10, 2.11, y 2.12). Se observan pequeños picos correspondientes a las alternancias estacionales dentro de un mismo año entre la época más húmeda y la más seca, correspondiente al verano. Otro patrón generalizado en los cinco puntos de control considerados es la disminución muy acusada de los niveles durante el periodo 1991-1995. Esta época se caracterizó por ser muy seca como se ha puesto de manifiesto anteriormente con el estudio climático de la zona. Al final del año hidrológico 1994-1995 se producen los mínimos más acusados para todos los sondeos considerados.



**Figura 2.10.** Evolución piezométrica del punto de control 36 de los últimos 25 años.

Para el periodo más actual, desde al año 2001, las tendencias marcan un descenso de los niveles en algunos casos muy claro como para el punto de control 16 (Fig. 2.9) o para el sondeo 8 (Fig. 2.12). Hay que tener en cuenta que los sondeos 24 (Fig. 2.8), 16 (Fig. 2.9), 29 (Fig. 2.11), 36 (Fig. 2.10) se encuentran en la zona sur del acuífero, donde los niveles son más estables y las variaciones que se producen menores. Por ello un descenso del nivel piezométrico cercano al metro puede estar indicando importantes cambios hidrogeológicos en el sistema. En situación opuesta se hallan los sondeos del sector norte y que se encuentran cercanos al río

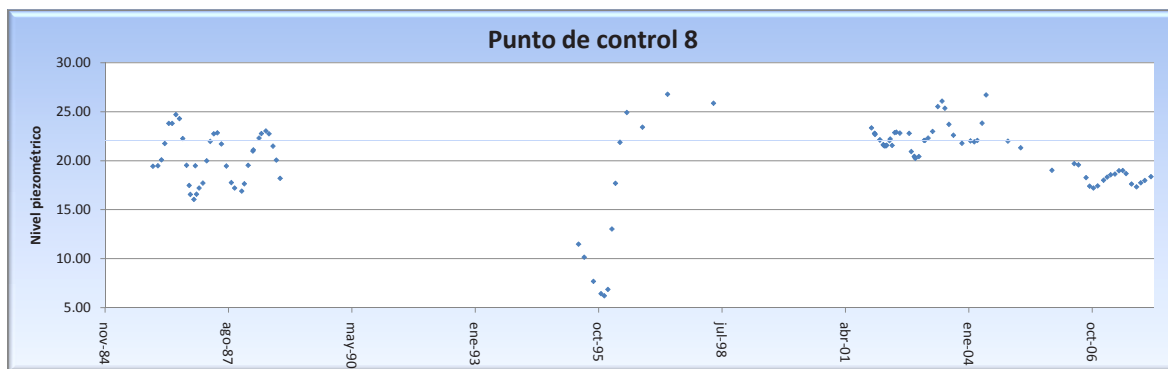




**Figura 2.11.** Evolución piezométrica del punto de control 29 de los últimos 27 años.

Guadalfeo, como el 8 (Fig. 2.12). En este caso se observan oscilaciones relacionados con los cambios naturales estacionales de 10 m de diferencias de cotas piezométricas y variaciones de más de 20 m asociadas a la sequía de 1995.

Es de destacar que en los puntos 16 y 8 (Fig. 2.9 y 2.12), situados en el sector de mayor influencia del río Guadalfeo, el nivel experimenta un fuerte descenso (algo más de 2 m) a partir de mayo de 2005, momento en el que entró en funcionamiento la presa de Rules. Esta caída del nivel freático no se registra en los otros puntos que quedan alejados del cauce del río, ya que aquí la influencia de la recarga del río es menor.



**Figura 2.12.** Evolución piezométrica del punto de control 8 de los últimos 25 años.

### 2.3. Hidroquímica

Las características químicas del agua de una zona es la expresión de los procesos que ha experimentado a lo largo de su recorrido en el ciclo hidrológico y de los que le están afectando en el momento de la toma de la muestra. Las características hidroquímicas

generales del acuífero han sido consideradas por distintos autores durante 25 años (Castillo, 1975; Benavente, 1982; Calvache, 1981; Pulido-Bosch y Rubio, 1988). En este apartado se hará una breve descripción para los muestreos realizados durante los últimos años (desde 2001 hasta 2005). La proyección de los elementos mayoritarios en un diagrama de Piper (Fig. 2.12) permite determinar como facies hidroquímica predominante la bicarbonatada mixta cálcico-sódica. Esto se debe a que parte del agua que entra al sistema procede en muchas ocasiones de manantiales de acuíferos kársticos que aportan gran cantidad de bicarbonatos y calcio a la disolución. El  $\text{Na}^+$  puede proceder, o bien de la hidrólisis de los materiales metapelíticos que se encuentran en la mayor parte de la superficie drenante de la cuenca, o bien, procedente de episodios antiguos de intrusión marina.

Las aguas del acuífero Motril-Salobreña presentan una gran homogeneidad en lo que respecta a su conductividad eléctrica. Todas las medidas se encuentran entre el rango de 500 y 1500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a cualquier profundidad y en cualquier localización. En esto jugará un papel especialmente importante las altas permeabilidades del acuífero que permiten una rápida homogeneización de los cambios que puedan acontecer por diferentes procesos.

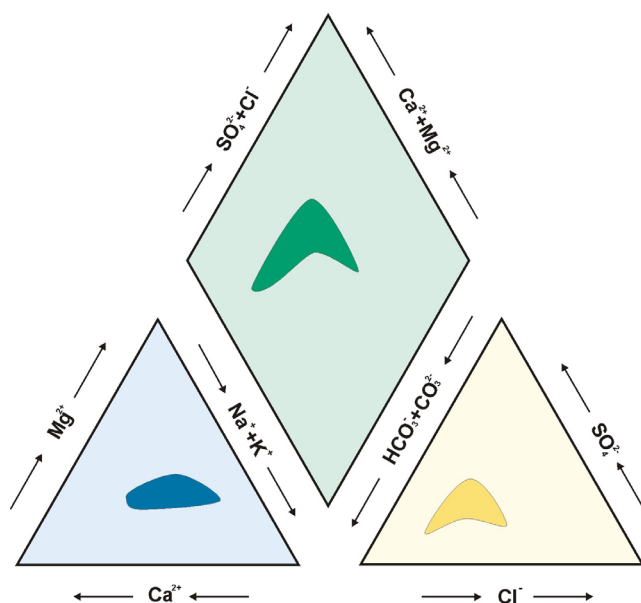
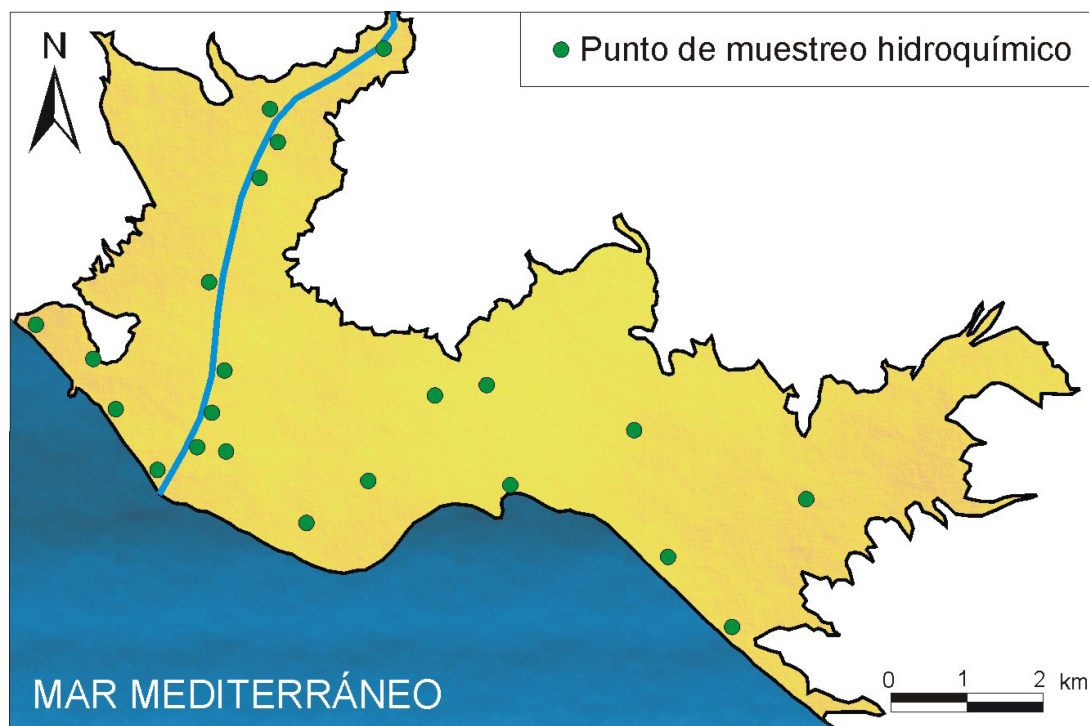


Figura 2.13. Diagrama de Piper de las aguas del acuífero de Motril-Salobreña.

La red de muestreo para la obtención de estas características hidroquímicas consiste en veinte puntos de control distribuidos de una manera homogénea. Existen ciertas zonas con una mayor densidad de puntos debido a su idoneidad para la obtención de la muestra por las características del sondeo. La mayoría de las muestras son de aguas subterráneas, aunque también hay muestras de aguas superficiales para posibles estudios de balances y para estudiar las relaciones de la hidrología de superficie y subterránea (Fig. 2.14).

En cuanto a aspectos relacionados con la contaminación, aparecen contenidos elevados de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en las zonas industriales de Motril (Tabla 2.1) que indican una contaminación típicamente antrópica, aunque en ningún caso alcanza límites preocupantes. Hay una cierta influencia de la contaminación difusa que produce la agricultura por los productos que se utilizan en ésta, y se detecta por unos valores medios de nitratos que no se justifican con un origen natural.

El estudio de la presencia de elementos relacionados con la intrusión marina ha sido abordado recientemente con el análisis de la distribución espacial y los cambios temporales de elementos como cloruros, bromo, yodo y estroncio (Duque, 2007). Las principales conclusiones son que no se presentan concentraciones suficientemente elevadas para considerar la posibilidad de fenómenos de intrusión marina actuales. Además, es patente una gradación en las concentraciones de estos elementos desde el río y la zona situada más al N hacia el E (Fig. 2.15). La explicación se puede encontrar en los aportes del río de aguas de menor concentración salina debido a que tiene su principal origen en el deshielo y en las precipitaciones sobre la cuenca vertiente. El otro aspecto importante referido a esto es la mayor transmisividad de los materiales que forman el acuífero en esta zona frente a los materiales presentes en sectores más orientales (Soto, 1998; Duque et al., 2005). Esta



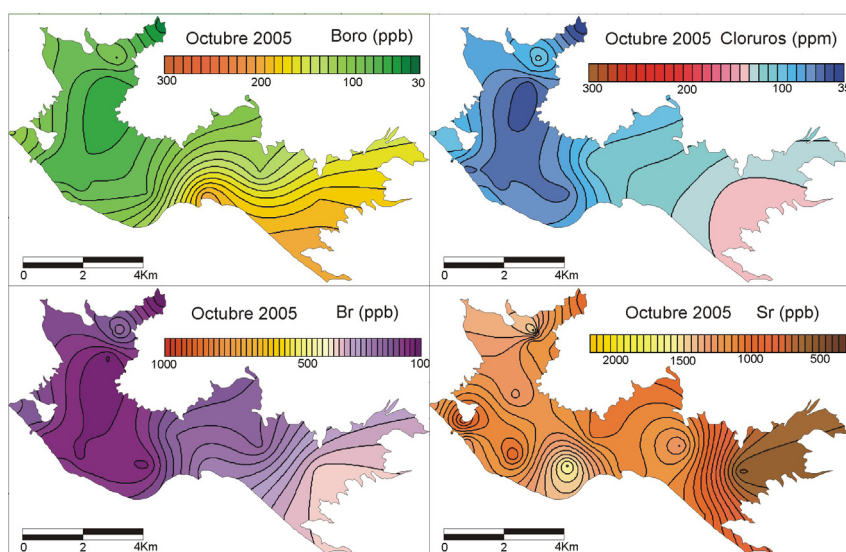
**Figura 2.14.** Red de muestreo de la hidroquímica para el acuífero Motril-Salobreña.

	T <sup>a</sup>	pH	Cond	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>
Mínimo	11,2	7,00	419	52	30	101	16	15	34	4,7	0,3	0,08
Máximo	18,9	7,90	2040	219	320	1035	223	83	158	15,0	148,0	0,79
Media	17,1	7,37	1160	110	141	463	106	48	78	7,1	24,0	0,20

**Tabla 2.1.** Valores mínimos, máximos, y medios de las elementos mayoritarios en las muestras de agua tomadas en el acuífero Motril-Salobreña durante el año 2002 (conductividad en  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , temperatura en  $^{\circ}\text{C}$  e iones en mg/l) (Calvache et al., 2003).

característica favorecería el lavado de estos elementos (cloruro, bromuro estroncio y boro) por parte de las aguas que recargan el acuífero y aumentarían los propios de las aguas de escorrentía.

Otro patrón general que puede observarse, aunque con mayor dificultad, es el aumento de estos elementos en el tiempo, que puede relacionarse con un posible origen marino en los puntos más cercanos a la costa. Dado que muchas de las muestras de agua no se toman a gran profundidad porque no existen sondeos equipados para ello, lo más probable es que el origen no esté en una intrusión marina actual. No sería descartable que algunos de estos elementos provengan de antiguos procesos de intrusión marina o por aguas marinas presentes durante la formación del acuífero y que todavía no hayan sido totalmente lavados. El otro origen posible sería la propagación de estos elementos por aerosoles marinos (Banks et al., 2001; Cartwright y Weaver, 2005; Neal et al., 2007) y explicaría el aumento de las concentraciones con la cercanía a la costa.



**Figura 2.15.** Distribución de algunos de los elementos más relacionados con la intrusión marina (Duque, 2007)

## **2.4. Balance hídrico**

En el acuífero Motril-Salobreña existen diversas fuentes de entrada de agua y de salida que han sido estudiadas en los diversos balances hídricos que han realizado diferentes investigadores. La presencia de acuíferos adyacentes, del río Guadalfeo y las modificaciones antrópicas de su caudal para la distribución del agua contribuyen a la complejidad de un sistema que todavía en la actualidad presenta muchas incertidumbres en sus balances. Los motivos de la falta de conocimiento, a pesar de que se lleva estudiando la zona más de 30 años, es que, en algunos casos, se trata de fuentes de recarga o de salida de aguas ocultas (ocurren subterráneamente) y es, por tanto, difícil la estimación de volúmenes de agua concretos. Destacan como principales recargas los excedentes de riegos y la infiltración desde el río Guadalfeo. En las salidas, la más importante con gran diferencia es la descarga subterránea al mar. Los componentes principales del balance hídrico han sido representados en la figura 2.16. Las entradas de agua al acuífero se han marcado con la letra E mientras que las salidas con la letra S.

### ***2.4.1. Entradas de agua al acuífero***

#### ***2.4.1.1. Precipitación***

La recarga a partir del agua de lluvia que cae sobre la superficie del material detrítico suele ser escasa en este acuífero (en comparación con otros donde la lluvia suele ser un componente primordial del balance hídrico) debido a que, además de que no son cuantitativamente importantes (la precipitación media anual es 435 mm en Motril y 416 mm en Salobreña), la temperatura ambiental suele ser elevada (la temperatura media anual es de 18°C) provocando una fuerte pérdida por evapotranspiración. Además, existe una variabilidad de las precipitaciones muy elevada como se puede observar con el análisis climático de la zona visto en el capítulos anteriores.

#### ***2.4.1.2. Recarga por el borde carbonatado de Escalate***

Las rocas carbonatadas que constituyen el borde norte del acuífero Motril-Salobreña tienen gran importancia en la recarga del acuífero debido a sus características hidrogeológicas. Tienen una permeabilidad muy alta, en este caso por las fracturas y grietas, ya sean de origen tectónico o kárstico por lo que constituyen buenos acuíferos. En esta zona, el nivel freático



Figura 2.16. Esquema con las entradas y salidas del acuífero de Motril-Salobreña. E1: Entrada por el aluvial del río Guadalfeo, E2: Entrada por el acuífero carbonatado de Escalate, E3: Infiltración del río Guadalfeo, E4: Retorno de riegos, E5: Precipitación, E6: Entrada por las ramblas de los alrededores, S1: Extracciones por pozos y sondeos, S2: Salida del acuífero al río en las partes bajas del acuífero, S3: salidas dispersas subterráneas de agua dulce al mar.

del acuífero de Escalate queda en una posición más elevada al nivel freático del acuífero detrítico, provocando una recarga de este último donde ambos materiales entran en contacto (Fig. 2.17). Esta entrada de agua se produce de forma oculta por lo que su estimación es muy complicada.

#### 2.4.1.3. Entrada por el aluvial del río Guadalfeo

El río Guadalfeo circula desde zonas altas de su trazado sobre materiales detríticos que él mismo ha depositado en momentos de crecida. El volumen de sedimentos aumenta a medida que se aproxima a la desembocadura, llegando a espesores de 30-50 metros en la zona del Tajo de los Vados. Este aluvial es un medio muy poroso con transmisividades muy elevadas que permitirá una circulación subterránea de agua muy importante (Fig. 2.17). El origen del agua es la propia infiltración del río Guadalfeo al aluvial aguas arriba del acuífero Motril-Salobreña, así como los aportes de los manantiales de la zona oeste de la Sierra de Lújar.

#### *2.4.1.4. Río Guadalfeo*

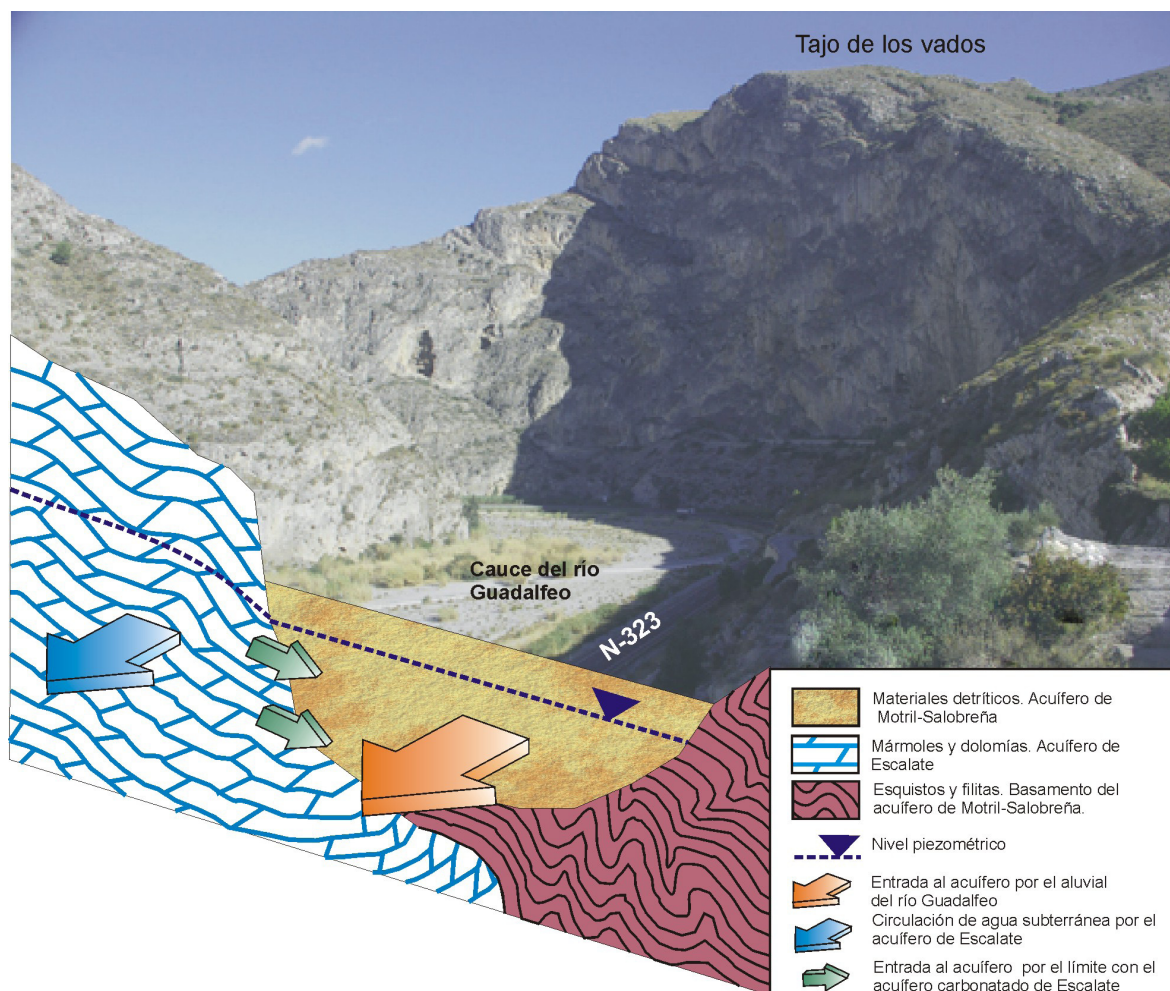
Es una de las entradas que pueden aportar una mayor recarga al acuífero, característica que diferencia este sistema de otros cercanos. El río Guadalfeo recoge el agua de prácticamente toda la cara sur de Sierra Nevada y la conduce hasta el acuífero Motril-Salobreña, por lo que tiene una cuenca vertiente muy extensa de 1290 km<sup>2</sup>. Desde las cumbres del Mulhacén o la Alcazaba, a más de 3000 metros de altitud, hasta el mar tan sólo existe una distancia de 30 km, por ello se trata de un río con características propias de alta montaña. De hecho, el que drene zonas con cotas tan elevadas hace que su régimen no sea estrictamente pluvial, como es típico en estas latitudes, sino que sea también nival. La principal consecuencia de esto es que los caudales más elevados no se observan en la época de lluvias, como sería habitual en los climas mediterráneos, sino en la época de deshielo. En concreto, el río aporta mayor cantidad de agua superficial desde mayo hasta junio, que es precisamente cuando la demanda hídrica empieza a aumentar tanto por el incremento del regadío como con la llegada del turismo. Esta es, sin duda, una de las causas principales del buen estado general que presenta el acuífero Motril-Salobreña. El caudal del río muestra una variabilidad muy elevada, al igual que la lluvia, dependiendo de las características climáticas del año en cuestión.

Aunque una parte muy importante del agua que circula por el río Guadalfeo recarga al acuífero, en épocas de aguas altas en la que el caudal es muy elevado, el río lleva más agua de la que se puede infiltrar. Esto hace que habitualmente pueda observarse cómo el río vierte sus aguas al mar. Debido a la importancia del río Guadalfeo para el acuífero, se han estudiado con diversas metodologías las relaciones existentes entre ambos.

#### *2.4.1.5. Excedentes de riego*

El excedente del agua utilizada en el riego que previamente se ha derivado del río Guadalfeo, constituye otra de las entradas anuales al acuífero. La compleja red de acequias que recorre la superficie del acuífero hace que prácticamente la totalidad de los cultivos sean regados con aguas del río Guadalfeo previamente derivadas en los azudes de Vélez y del Vínculo.

La abundancia histórica de agua en esta región ha fomentado los usos poco ahorrativos de agua como lo es el riego a manta (Fig. 2.18) o el cultivo de productos con una gran demanda hídrica, como la caña de azúcar. La alta permeabilidad de los materiales del acuífero hace que un porcentaje importante del agua de riego se infiltre y contribuya a la recarga del acuífero, llegando a ser una de las principales entradas.



**Figura 2.17.** Esquema hidrogeológico de las direcciones del flujo subterráneo y las relaciones entre los acuíferos detrítico y carbonatado en el entorno del Tajo de los Vados.

Actualmente, tanto la agricultura de la zona (caña de azúcar sustituida por hortalizas y árboles tropicales) como los sistemas de riego (riego a manta sustituido por goteo) están experimentando una transformación. Empiezan a dominar los cultivos intensivos en invernadero en los que los retornos de riego se reducen hasta ser nulos con un aprovechamiento muy alto del agua. Por ello, es de esperar que esta entrada de agua procedente del exceso de riego, se vaya reduciendo a medida que los cultivos evolucionen hacia formas más rentables.

#### 2.4.1.6. Las ramblas

Numerosas ramblas que tienen su cabecera en los relieves que rodean la zona vierten sus aguas al acuífero Motril-Salobreña (Fig. 1.1). Las cuencas vertientes que las alimentan son de pequeña extensión por lo que, aunque pueden tener caudales elevados puntualmente, los



aportes al sistema no son importantes (por ello se desprecian en los balances). Sin embargo, pueden tener unos efectos importantes, ya no a nivel de recurso sino más bien como riesgo geológico. Las características hidrogeológicas de los relieves circundantes combinado con las típicas tormentas de verano (eventos de precipitación breves pero muy intensos) pueden provocar un incremento súbito del caudal que circula por estas ramblas normalmente secas (Fig. 2.19).



**Figura 2.19.** Rambla de Molvizar (izquierda) y Rambla de los Álamos (derecha). Aunque no suelen llevar caudales muy elevados, las ramblas están preparadas para eventos pluviométricos importantes.

## ***2.4.2. Salidas de agua del acuífero***

### *2.4.2.1. Río Guadalfeo*

El río Guadalfeo también se comporta como río ganador en la parte más baja de su curso, al estar excavado el cauce por debajo de la superficie topográfica, intersecta con la superficie freática produciendo un drenaje del acuífero y aportando un pequeño caudal que fluye al mar de manera superficial en lugar de subterráneamente. También se producirá esta situación en otros tramos del río cuando se den circunstancias especialmente lluviosas en los que los niveles freáticos han alcanzado cotas más elevadas que el propio nivel del agua del río. La situación que se encuentra en el delta del río Guadalfeo con el nivel freático tan cercano a la superficie topográfica hace que en zonas ligeramente deprimidas se hayan formado humedales. Aunque actualmente sólo se está protegiendo la zona de la Charca de Suarez

(Fig. 2.20), existen, aunque en muchos casos de manera temporal, varias zonas en las que se pueden encontrar encharcamientos como en las inmediaciones de la desembocadura del río Guadalfeo. Las creencias populares, que las calificaban como fuente de infecciones junto con la necesidad de aumentar la superficie cultivada han hecho que durante muchos años se hayan realizado actuaciones encaminadas a desecar estas zonas, reduciendo su presencia a una pequeña parte del año o a épocas lluviosas.

#### 2.4.2.2. Extracciones

Las extracciones por bombeo suelen presentar una gran variabilidad anual, tanto en lo que respecta al abastecimiento urbano como agrícola, ya que la disponibilidad de agua procedente de ríos y embalses en años secos se reduce notablemente, con lo que se recurre a la explotación del acuífero para suplir estas carencias (Fig. 2.21).

En el acuífero existen diversos pozos de abastecimiento urbano que bombean directamente hasta la estación de tratamiento de aguas potables de Motril como el localizado en la zona de la Rambla de las Brujas (sector central del acuífero) o la batería de sondeos de emergencia. En el primer caso, se trata de un sondeo que habitualmente está en funcionamiento durante los meses estivales; en el caso de la batería de sondeos, fue construida a raíz de la sequía de 1995 y diseñada para cubrir el abastecimiento a los núcleos de la costa granadina en el caso de que se repitiesen circunstancias similares. Este hecho provoca que la variabilidad de las extracciones para abastecimiento, dependiendo de la entrada en funcionamiento o no de los sondeos, sea muy alta, si bien, en condiciones de años medios y húmedos, la media extraída suele ser bastante constante. Las extracciones con estos fines son estimadas por el IGME (Calvache et al., 2003) en una media para el periodo 1985-1992 del orden de 2.8 hm<sup>3</sup>.

En cuanto a los bombeos para regadío, la variabilidad es mayor, ya que la humedad del año repercute mucho más en las necesidades hídricas de los cultivos que en las dotaciones a las ciudades ya que el turismo se mantiene mucho más constante entre años consecutivos. La media para el periodo 1985-1992, que incluye un grupo de años secos, fue de 5,9 hm<sup>3</sup>/a. Las extracciones industriales son las que menor variabilidad presentan y se restringen fundamentalmente a la Industria Papelera del Mediterráneo con una extracción media anual para el periodo 1985-1992 del orden de 6,3 hm<sup>3</sup> y a la Azucarera Guadalfeo con una extracción mucho menor, de unos 0,15 hm<sup>3</sup>/a.



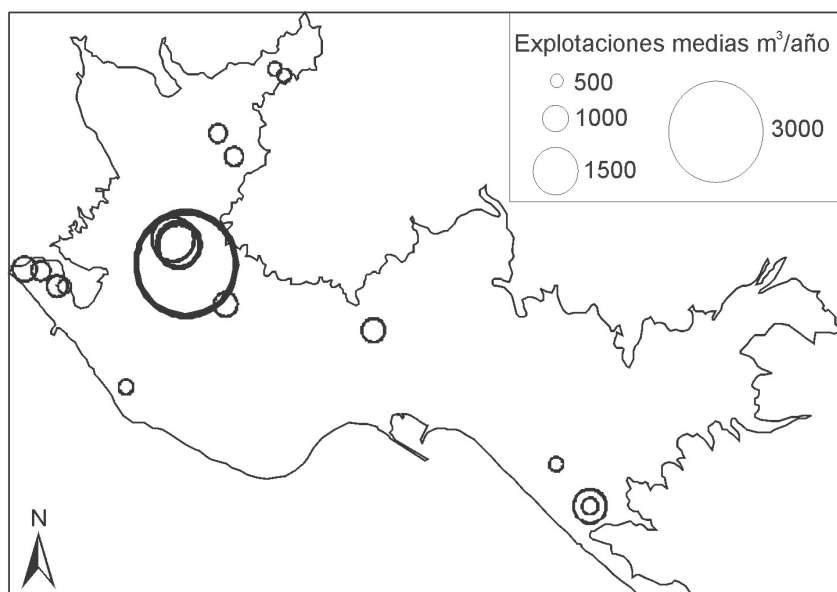
**Figura 2.20.** Paraje Natural de la Charca de Suárez situada en las proximidades del Puerto de Motril.

#### *2.4.2.3. Intercambio con el mar*

El acuífero Motril-Salobreña está en contacto con el Mar Mediterráneo a lo largo de todo su borde sur. Este contacto representa una distancia de unos 11000 m en los que el espesor del acuífero varía entre más de 250 m hasta unos 70 m en los bordes. Debido a la permeabilidad de los materiales detríticos que forman el acuífero, se produce un intercambio entre el agua del mar y el agua dulce del acuífero. El gradiente hidráulico en dirección N-S hace que el agua dulce salga ocultamente hacia el mar siendo ésta la principal salida del acuífero. En cambio la entrada de agua marina se produce por la diferencia de densidad existente entre el agua del mar y el agua dulce. En las circunstancias actuales, este proceso avanzará hasta alcanzar una posición de equilibrio que contrarreste la diferencia de gradiente con el contraste de densidad. Este volumen es cuantitativamente menor que el existente de salida actualmente, aunque si las condiciones hidrogeológicas cambian podría aumentar en gran medida. Para ello sería necesario que se produjesen inversiones del gradiente debidas a bombeos más intensos y a reducciones de las entradas.

#### *2.4.3. Balances previos*

Los estudios realizados en el acuífero Motril-Salobreña han estimado balances hídricos que han sido recogidos en la tabla 2.2. Los métodos de estudio han sido muy variados, basándose en observaciones puntuales, en cálculos simples como aplicación directa de la ley de Darcy o en el cierre de los balances. Sin embargo, se puede observar una dispersión muy amplia de los resultados propuestos e incertidumbres que muchas veces están motivadas por los datos utilizados para el estudio. Algunos de estos balances son considerados para el año de estudio en cuestión, por ello dependiendo de lo húmedo que sea el año, los resultados podrán ser muy variables. En el caso de utilizar balances de periodos medios, los resultados



**Figura 2.21.** Localización de los principales puntos de bombeo en el acuífero Motril-Salobreña.

<b>Entradas y Salidas (<math>\text{hm}^3</math> /año)</b>	<b>Castillo (1975)</b>	<b>CHSE (1984)</b>	<b>ITGE (1988)</b>	<b>Heredia (2003)</b>	<b>Ibáñez (2005)</b>
Acuífero aluvial del río ( $I_1$ )	-	25	15.5	3.5	4.66
Acuífero carbonatado ( $I_2$ )	6	3	2	4.0	4.17
Infiltración del río Guadalfeo ( $I_3$ )	25	13	11.5	11.6*	11.57
Exceso de riego ( $I_4$ )	8-13	6	16.9	16.8**	13.62*
Recarga por lluvia ( $I_5$ )	6	3	-	-	-
Intrusión marina	-	-	-	-	-
Otros	15-20	3	1.4	-	-
<b>TOTAL ENTRADAS</b>	<b>60-70</b>	<b>53</b>	<b>47.3</b>	<b>35.9</b>	<b>34.02</b>
Bombes ( $O_1$ )	16	25	17.1	15.4	7.53
Recarga del acuífero al río ( $O_2$ )	-	-	-	0.4	0.27
Descarga al mar ( $O_3$ )	40-45	22	30.2	16.8	26.22
Otros	6-10	6	-	1.8	-
<b>TOTAL SALIDAS</b>	<b>62-71</b>	<b>53</b>	<b>47.3</b>	<b>34.4</b>	<b>34.02</b>

**Tabla 2.1.** Resultados de los balances hídricos calculados por diferentes autores

\* Incluye los aportes de pequeñas ramblas en el acuífero

\*\* Incluye el agua de lluvia infiltrada junto con los excesos de riego

globales serán más precisos; sin embargo, se enmascararán las diferencias entre años secos y húmedos. Es por ello que para la realización del balance en esta zona, donde el clima presenta una variabilidad tan manifiesta, se deberían establecer balances hídricos para varios años seguidos entre los que se incluyesen años húmedos y secos.

Los balances más recientes apuntan a un dominio de las entradas por el exceso de riego e infiltración del río Guadalfeo, claramente dominantes sobre las entradas por los acuíferos del borde norte. Sin embargo, se puede apreciar en la comparación de unos balances con otros,

cómo los valores obtenidos para los balances son aproximativos ya que existen diferencias muy claras entre distintos autores asociadas a las metodologías de estudio que consideren. En general, el cálculo del volumen de recursos renovables ha ido apuntando, conforme se ha avanzado en el estudio de la zona, hacia una disminución desde los 60-70 hm<sup>3</sup> anuales, propuestos por Castillo (1975), hasta alrededor de los 35 hm<sup>3</sup> de Heredia (2003) e Ibáñez (2005).

## **2.5. Cambios antrópicos**

Los acuíferos detríticos costeros han representado históricamente áreas de asentamientos humanos debido a sus condiciones favorables para la vida. Estas zonas suelen beneficiarse de unos climas suavizados por la cercanía al mar y están constituidos por los materiales que arrastran los ríos de modo que son terrenos muy fértiles para el cultivo y tienen suministro de agua dulce. Estas circunstancias se reúnen en el acuífero Motril-Salobreña, donde, desde su formación por los incrementos de aportes sedimentarios por el río Guadalfeo durante el siglo XV (Hoffman, 1988), ha sido un lugar de intenso cultivo. Las modificaciones antrópicas han ido destinadas, sobre todo, a controlar los abundantes recursos hídricos que caracterizan la zona.

De este modo, la propia génesis sedimentaria del acuífero está marcada por un efecto antrópico relacionado con los cambios de usos del suelo en la cuenca vertiente, el aumento de la erosión debido a la deforestación asociada a la colonización de la Alpujarra (Hoffman, 1988). Desde este momento, el hombre empieza a llevar a cabo actuaciones con distinto grado de impacto sobre la hidrogeología local. Es muy llamativo que las condiciones naturales que se alcanzan a lo largo de miles de años pueden ser alteradas en periodos de decenas de años por acciones antrópicas. En el caso de la hidrogeología, las afecciones tienen un rango de variación temporal que modifica las condiciones en periodos de tiempo, en muchos casos, de tan solo unos pocos años. Estas diferencias temporales para las acciones antrópicas y naturales son las que llevan a afirmar en muchas ocasiones la irreversibilidad de los cambios que afectan a las aguas subterráneas en muchos acuíferos del mundo. El acuífero Motril-Salobreña no es una excepción y si bien las modificaciones antrópicas que han acontecido en él se remontan a varios siglos, probablemente las que están ocurriendo en la actualidad son las que pueden provocar unas afecciones de mayor entidad y en un periodo de tiempo más reducido. No hay que olvidar que la capacidad del hombre para modificar la naturaleza aumenta conforme se van desarrollando nuevas tecnologías y técnicas. Sin embargo, es lógico



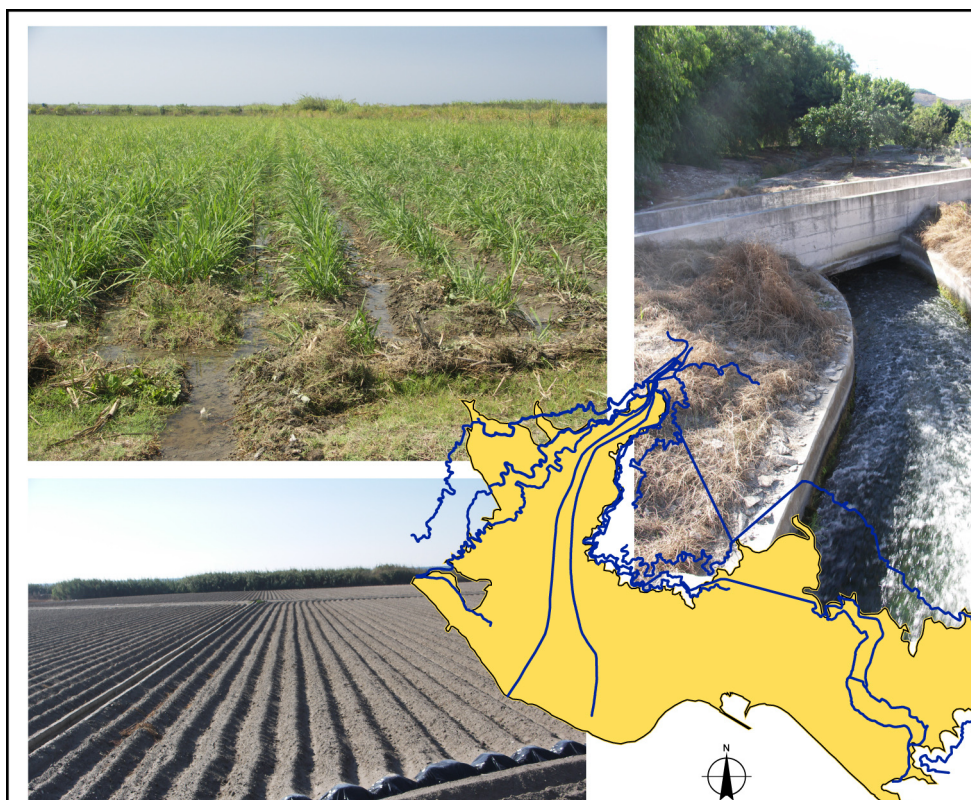
**Figura 2.22.** Imagen del Azud del Vínculo y sistemas de distribución.

que este desarrollo no solo esté destinado a obtener el máximo provecho de la naturaleza sino que también tiene asociado una mejora del conocimiento y los medios de control para la protección del acuífero.

En el acuífero Motril-Salobreña, las principales actuaciones relacionadas con la acción antrópica que están afectando a la dinámica de las aguas subterráneas son las siguientes: sistemas de derivación y distribución de aguas del río Guadalfeo, variación de las técnicas de riego que buscan una mayor economía del agua, la construcción de la presa de Rules y, finalmente, los cambios de usos del suelo de la superficie del acuífero.

### ***2.5.1. Sistemas de riego***

La Vega de Motril y Salobreña, debido a la presencia del río Guadalfeo, ha utilizado tradicionalmente aguas superficiales para abastecer sus necesidades. Las primeras acciones antrópicas fueron encaminadas a poder derivar el caudal y repartirlo sobre la superpie del acuífero para tener un sistema de riego que no exigiese el gasto energético de las extracciones. Para ello, se construyeron dos azudes de derivación del agua del río Guadalfeo. Consisten en pequeñas presas que canalizan el agua para poder distribuirla por acequias. Están situados a 6 kilómetros del inicio del acuífero Motril-Salobreña (Azud de Vélez) y justo al inicio del mismo (Azud del Vínculo) respectivamente (Figura 2.22).



**Figura 2.23.** Cartografía de las principales acequias que distribuyen el agua del río Guadalfeo desde el Azud de Vélez a toda la superficie del acuífero. La red de acequias secundarias, que es mucho más densa e intrincada, no está representada. En las fotos se observa la acequia de antiguos riegos de Salobreña (cota 50, a la derecha) y campos de cultivo con el sistema de irrigación típico por inundación en la superficie del acuífero Motril-Salobreña. Obsérvese cómo en la foto de la parte inferior izquierda existe un surco distribuidor recubierto de plástico para que llegue la misma cantidad de agua a todos los surcos y no se infiltre antes de tiempo.

A partir de los azudes, el agua es llevada a otras infraestructuras conocidas como partidores, donde se distribuyen las cantidades para cada uso (diferentes asociaciones de regantes, abastecimientos de los núcleos urbanos, transporte hacia otros acuíferos cercanos...). De este modo los caudales suministrados con distintos fines pueden tener variaciones diarias para ajustar al máximo las necesidades hídricas.

En la misma época, en la década de los 50, se excavó la “Galería Subálvea” a lo largo de unos 2 km siguiendo la traza del río, cuya finalidad era aprovechar los recursos hídricos subterráneos del aluvial del río Guadalfeo en el sector del Tajo de los Vados.

En lo que respecta al acuífero Motril-Salobreña, se dispone de una intrincada red de acequias y canalizaciones que se ha ido ampliando. La primera derivación fué realizada por parte de los musulmanes (Domínguez García, 1989) y solamente se alcanzaba a regar en las inmediaciones del río. Las más recientes modificaciones están permitiendo el regadío hasta la cota 400 m. Las principales acequias (Figura 2.23) se encuentran en muy buen estado de

conservación, no tiene pérdidas y en muchos tramos se encuentran cubiertas disminuyendo la evaporación. Para la distribución a cada una de las parcelas de cultivo las canalizaciones son más precarias, con un mantenimiento menos exhaustivo y de hecho, en muchos casos son simples surcos con importantes pérdidas.

### **2.5.2. Construcción de la presa de Rules**

La presa de Rules fue construida para interceptar las aguas en el tramo medio del río Guadalfeo (Fig. 2.24), tras la unión con el río Ízbor. La geología de la cuenca vertiente juega un papel muy importante dentro del comportamiento hídrico del río debido al afloramiento mayoritario de materiales impermeables que facilitan la escorrentía superficial y que aumentan los caudales superficiales en detrimento de una recarga más intensa de los acuíferos. Las pendientes de los sistemas montañosos son muy elevadas debido en gran parte a su juventud geológica, esto también favorecerá la escorrentía superficial frente a la infiltración.

La presa de Rules se encuentra localizada a unos 18 km de la línea de costa y a 10 km de lo que puede considerarse el inicio del acuífero Motril-Salobreña. Tiene una capacidad aproximada de 120 hm<sup>3</sup> y unos aportes medios estimados de 200 hm<sup>3</sup>/año. En cuanto a las características técnicas y de diseño de la presa, resaltar que es de gravedad arqueada con fábrica de hormigón vibrado convencional, con un radio de 500 metros y una altura de 130 metros. Su capacidad de desagüe es de 6.100 m<sup>3</sup>/s con un aliviadero de labio fijo sobre cuenco con trampolín sumergido de 140 metros de anchura. Durante su construcción fue necesario un volumen de excavación de 2.600.000 m<sup>3</sup> ya que no solo intercepta el caudal superficial sino también el subterráneo del aluvial del río Guadalfeo. Esta circunstancia hace que la presa interrumpa totalmente el flujo tanto superficial como subterráneo desde las partes altas de la cuenca hasta el acuífero Motril-Salobreña. El volumen de hormigón utilizado para la construcción de la presa fue de 2.200.000 m<sup>3</sup> (MMA, 2005).

Los objetivos por los que la presa fue construida están relacionados con el abastecimiento tanto urbano como para el regadío ya que en este entorno son muy frecuentes las sequías y los veranos son muy prolongados y secos. Por lo tanto la presa, en principio, pretende una mejor gestión de los recursos del río Guadalfeo de manera directa aunque ésta afecta a la gestión del acuífero Motril-Salobreña por la relación tan estrecha existente entre ambos.





**Figura 2.24.** Presa de Rules en el río Guadalfeo.

### **2.5.3. Cambios de usos del suelo**

La mayor parte de la superficie del acuífero Motril-salobreña está dedicada a la actividad agrícola. La facilidad para el acceso al agua y las adecuadas características que presenta la vega de Motril y Salobreña para el cultivo (son terrenos fértiles y con una topografía muy llana) han sido determinantes para el predominio de este uso. El resto de la superficie es suelo urbano sobre el que se establecen los núcleos de Motril y Salobreña y otras localidades de menor entidad como Torrenueva o Lobres. En estas zonas la recarga del acuífero será prácticamente nula.

Para establecer la recarga en las áreas de cultivo, el factor más determinante será las técnicas de irrigación utilizadas. Debido a las facilidades para obtener importantes volúmenes de agua, el riego por inundación ha sido el sistema más utilizado. Mediante esta técnica, un porcentaje importante, hasta un 30 % según IGME (1999), de la dotación administrada se infiltra. Otro sistema de riego frecuente en esta zona es el goteo utilizado en los cultivos bajo plástico en los que los excesos de riego son mucho menores.

Los cultivos más habituales en la zona han sido la caña de azúcar (que exige unas dotaciones de riego muy elevadas), las hortalizas y las patatas, los árboles subtropicales y las variedades de plantas propias de los invernaderos como los tomates, las judías verdes o los calabacines.

La distribución de usos del suelo será determinante por lo tanto a la hora de establecer las zonas donde se produce un mayor recarga asociada al exceso de riego o mínima debido a la urbanización que impide la infiltración del agua de lluvia.



**Figura 2.25.** Imagen aérea de la zona de estudio correspondiente al año 1970. Se observa cómo los invernaderos (polígonos blancos) están poco extendidos y se concentran en la zona oeste del acuífero.

Los planes urbanísticos y las tendencias económicas que determinan los cultivos dominantes permiten predecir ciertos cambios en la distribución de usos del suelo observados durante los últimos años. Los cultivos menos rentables están siendo sustituidos rápidamente por otros con los que se obtienen mayores beneficios. En este sentido, el mayor cambio ha sido el abandono de la caña de azúcar desde el año 2006 debido a la retirada de las subvenciones que hasta entonces permitían una agricultura muy tradicional y poco viable económicamente sin subsidios agrarios. Las superficies cubiertas por invernaderos por contra se encuentran en claro avance (Fig. 2.25 y 2.26), debido a la rentabilidad que se demuestra en zonas cercanas como El Ejido o los llanos de Carchuna. Por otra parte, la rentabilidad demostrada por los árboles subtropicales y las posibilidades que ofrece de cultivo en pendientes muy elevadas abancaladas, está permitiendo a extensión de los cultivos hasta cotas en las que no se había trabajado nunca con cultivos de regadío.

En cuanto a las zonas urbanas, es constatable la expansión que han experimentado durante los últimos años ocupando terrenos que estaban dedicados a los cultivos detallados anteriormente. Además, en los planes urbanísticos se han recalificado recientemente terrenos de tipo rústico a zonas urbanas donde se prevé la construcción de nuevas viviendas en muchas ocasiones asociadas a campos de golf. El indudable valor paisajístico de la zona así como el benévolo clima hace que este tipo de urbanizaciones sean muy apreciadas para el turismo, especialmente el estival.



**Figura 2.26.** Imagen aérea de la zona de estudio para el año 2004. Se observa el aumento de la superficie cubierta de invernaderos y el desarrollo de las zonas urbanas con respecto a la imagen de 1970.

Las consecuencias inmediatas con las tendencias observadas relativas a los cambios de usos del suelo apuntan a una disminución de la superficie regada del acuífero debido a la expansión urbanística con la disminución de recarga que llevaría asociada. Los cambios en los sistemas de regadío y en los tipos de cultivo indican menores tasas de infiltración con dotaciones más bajas (la caña de azúcar tenía requerimientos muy altos). La superficie de cultivo aumentará en las laderas circundantes, sin embargo la naturaleza de los materiales sobre los que se instalen los cultivos no permitirá la recarga del acuífero. El aumento de las viviendas disponibles deberá llevar asociado un incremento de la población, si no permanente al menos estacional, que aumente las necesidades hídricas para consumo directo. Todos estos condiciones apuntan a una disminución de la recarga asociada a los cambios antropicos que se están realizando en la actualidad.

---

## Geometría del acuífero

El estudio del acuífero Motril-Salobreña precisa, en primer lugar, del establecimiento de los límites laterales y en profundidad. Debido a las características litológicas, los bordes se detectan fácilmente por el contraste entre los materiales aluviales y las rocas metamórficas que constituyen el basamento sobre el que se asienta el acuífero. Esta diferencia queda patente también en la topografía superficial ya que el acuífero representa una superficie plana con muy escasa pendiente mientras que los materiales que lo bordean producen laderas muy inclinadas. Para conocer los límites en profundidad del acuífero habrá que recurrir a los datos de los sondeos y a otras técnicas indirectas de conocimiento del subsuelo.

La determinación de la geometría del acuífero Motril-Salobreña ha sido un motivo recurrente de investigación debido a las dificultades que presenta su delimitación. La morfología en la zona norte, donde el acuífero está más encajado entre los bordes de rocas metamórficas, es mejor conocida debido a que los sondeos existentes llegan a interceptar el basamento. En la zona más cercana a la costa, el acuífero alcanza espesores muy elevados y apenas existen sondeos de gran profundidad. La causa es que el nivel freático en este área se encuentra muy cercano a la superficie topográfica y no se precisan pozos profundos. Sólo algunos sondeos de investigación realizados con objetivos científicos han podido suministrar algunos datos a mayores profundidades.

El establecer correctamente cuál es la geometría del acuífero Motril-Salobreña es fundamental para cualquier estudio en el que se quiera determinar el volumen de agua almacenado, la influencia de las entradas anuales e incluso será el primer paso para la construcción de modelos matemáticos de simulación de flujo.

### **3.1. Columnas litológicas de sondeos**

El primer paso consistió en el análisis de la información directa de la profundidad del basamento metamórfico. Para ello se hizo un estudio completo de 57 sondeos localizados en el acuífero Motril-Salobreña. Muchos de ellos no tienen información de la columna litológica o su información es muy poco detallada por lo que no fueron utilizados. La distribución espacial de los sondeos no es uniforme sobre la superficie del acuífero. Existe mayor concentración en las inmediaciones del cauce del río Guadalfeo debido a que la finalidad de estos sondeos es la explotación del agua subterránea y en esta zona se obtienen mayores caudales por la conexión hidráulica del río y el acuífero (Calvache et al. 2004). La columna litológica tipo que se encuentra en los sondeos consiste en una parte superior con sedimentos de tamaño de grano muy variable y debajo se encuentra el basamento. Los cambios de facies laterales son muy frecuentes en los materiales sedimentarios ya que se observan diferencias muy notables entre columnas cercanas espacialmente.

Sólo en diez de los sondeos estudiados se alcanza el basamento, especialmente en aquellos puntos donde el espesor de sedimentos es reducido. Normalmente, a la hora de establecer la geometría de este sector con más información, se ha recurrido a la interpolación entre los sondeos que alcanzaban el basamento. Las zonas en las que el substrato metamórfico se encuentra a menos profundidad son las que generan menos dudas por lo que la zona de máxima incertidumbre siguen estando localizada en las proximidades de la línea de costa. Debido a la escasa cantidad de información disponible acerca del espesor del acuífero se consideró conveniente llevar a cabo otro tipo de estudio para completar los datos puntuales de los que se dispone.

### **3.2. Estudio gravimétrico**

Se ha realizado una campaña gravimétrica sobre la superficie del acuífero Motril-Salobreña para completar los datos aportados por los sondeos mecánicos. La información que se obtiene con la gravimetría se puede considerar continua por lo que, conociendo la profundidad a partir de un sondeo, se podría determinar cómo varía el espesor de sedimentos.

### 3.2.1. Metodología y antecedentes

La gravimetría es un método geofísico basado en la realización de medidas muy precisas de la gravedad de la tierra y que informa sobre las variaciones debidas a la presencia de masas de distinta densidad. Las anomalías con respecto a la gravedad del geode de referencia se pueden utilizar para conocer el espesor de los rellenos sedimentarios. Para ello, se tratan los datos gravimétricos con el fin de detectar pequeñas anomalías (Grant y Elsharty, 1962; Cady, 1980; LaFehr, 1980) debido a las diferencias de densidad que existen entre los materiales que forman las cuencas o rellenos sedimentarios y los del basamento. El objetivo del procesado de los datos gravimétricos es eliminar todos los factores que no estén relacionados con los cuerpos geológicos locales.

Dado que

$$g = GM/R^2$$

siendo:

$g$  la gravedad en un punto de la tierra [ $L T^{-2}$ ]

$G$  la constante gravitatoria universal [ $L^3 T^{-2} M^{-1}$ ]

$M$  la masa de la tierra [ $M$ ]

$R$  el radio de la tierra [ $L$ ]

Por lo que la gravedad en un punto determinado está condicionada principalmente por su posición en la tierra, su cota, los relieves circundantes y la densidad de los materiales. Todos estos condicionantes son corregidos mediante sucesivos tratamientos obteniéndose la anomalía de Bouguer (AB). Este valor se debe a la presencia de masas de distinta densidad a la de la considerada media de la tierra ( $2,67 \text{ kg/m}^3$ ) y a los cambios en las propiedades de la corteza terrestre (densidad y espesor).

A ésta habrá que restarle la anomalía regional (AREG) que es la anomalía propia de la zona debido a cambios de gran escala como engrosamientos o adelgazamientos corticales. De este modo, el resultado es la anomalía residual ( $AR = AB - AREG$ ) que es la expresión de las modificaciones que ejercen en la gravedad los cuerpos geológicos de diferente densidad.

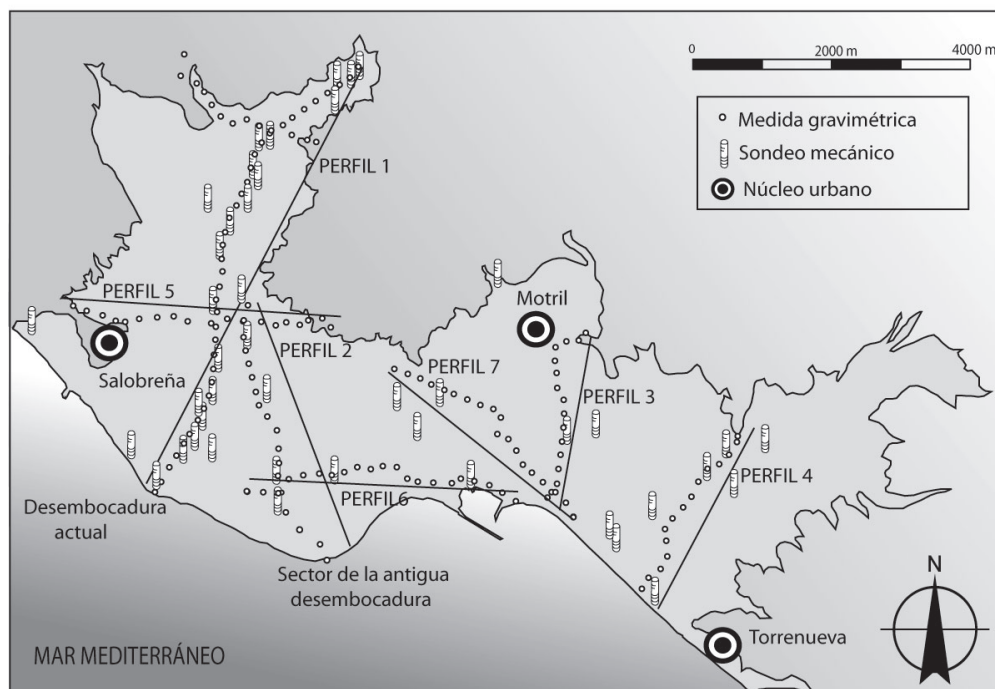
La principal propiedad que se puede obtener mediante la gravimetría en el caso del estudio que se llevó a cabo en el acuífero Motril-Salobreña es la discriminación entre litologías de diferentes densidades. Este es exactamente el caso que se encuentra en la zona

de estudio, ya que existe un contraste importante entre la densidad de las rocas compactas del basamento y la densidad de los materiales porosos y poco litificados que forman el acuífero. Esta situación es análoga a la de las cuencas detríticas sobre basamentos rocosos y ha sido usada en múltiples ocasiones por diversos autores (Alvarez, 1991; Angelillo, 1991; Rakoto et al., 2003; Marín-Lechado et al., 2006; Najine et al., 2006; Pedrera et al., 2006; Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). De hecho, en las Béticas hay bastantes trabajos realizados en los que se usa esta metodología para caracterizar el espesor de cuencas detríticas, obteniéndose buenos resultados. Por ello, para asignar las densidades del basamento en el presente trabajo se han tenido en cuenta los valores de densidad que se han utilizado en estudios realizados en las Sierras de los Filabres y las Estancias (Pedrera et al., 2009), en las inmediaciones de Sierra Nevada occidental (Ruiz-Constán et al., 2005) o en la zona de Níjar (Pedrera et al., 2004).

Se realizaron 8 perfiles en el acuífero Motril-Salobreña (Fig. 3.1), de los cuales sólo se modelizaron 7 ya que los datos de uno de ellos presentaban anomalías muy grandes por los cambios bruscos en las cotas topográficas. Su distribución intentó ser uniforme a lo largo del acuífero; sin embargo, las dificultades para realizar las medidas en el campo en zonas sin acceso mediante carriles, impidió una distribución más homogénea. La localización de los perfiles se ha realizado buscando siempre la coincidencia con, al menos, un sondeo mecánico que permitiese un calibrado posterior adecuado. Cada perfil está compuesto por un conjunto de medidas puntuales realizadas cada 200 metros. Se ha seleccionado esta distancia por considerarla suficiente para detectar cambios de pequeña entidad en el espesor del acuífero. Se han efectuado más de 150 medidas gravimétricas (Fig. 3.1) para caracterizar, del mejor modo posible, la morfología del basamento.

Se revisaron las bases de datos del Instituto Geológico y Minero de España acerca de los sondeos mecánicos existentes en la zona (Fig. 3.1), la información que han proporcionado ha sido muy importante para la calibración de la campaña gravimétrica.

Las variaciones en la anomalía regional en esta zona son muy importantes debido al cambio en el espesor cortical. Esto puede ser observado en el mapa de anomalía de Bouguer 1:500.000 (I.G.N., 1976). Para determinar el valor exacto de la AREG así como su tendencia se han utilizado los puntos donde se han hecho medidas gravimétricas directas sobre basamento y la información proporcionada por sondeos mecánicos que alcanzan el basamento. Tras las distintas correcciones, la AB en los puntos donde aflora el basamento es coincidente con la AREG puesto que, al no haber relleno sedimentario, no existirán variaciones en la densidad de las rocas y el efecto causado sobre la AB será de 0.



**Figura 3.1.** Localización de medidas gravimétricas, sondeos mecánicos y orientación de los perfiles.

### 3.2.1.1. Equipo

El gravímetro utilizado para realizar las medidas es de la marca Worden modelo Master (Fig. 3.2) y es propiedad de la Universidad de Granada. Este gravímetro está construido con un sistema de varillas y muelles de cuarzo. El muelle de cuarzo se estira en función de la aceleración de la gravedad en el punto de medida. La medida en cada punto corresponde al número de divisiones que marca un tornillo micrométrico situado en la parte superior del gravímetro. La diferencia en divisiones entre dos estaciones se multiplica por una constante que depende de la temperatura del gravímetro y que nos permite obtener el valor de la gravedad relativa. Conocido el valor de la gravedad en una estación base se determinará posteriormente el valor de la gravedad para todas las demás medidas.

Los puntos de medida se localizaron con un GPS navegador con una precisión media de 5 metros en planta. La cota de la estación base se determinó a partir de un mapa topográfico a escala 1:25.000. Una vez obtenida la cota de la estación base se calibra el alfiler a este valor. Las medidas se realizaron en ciclos de menos de tres horas para corregir linealmente la deriva instrumental, la variación de mareas y la variación de presión barométrica que afecta a la determinación de la cota.





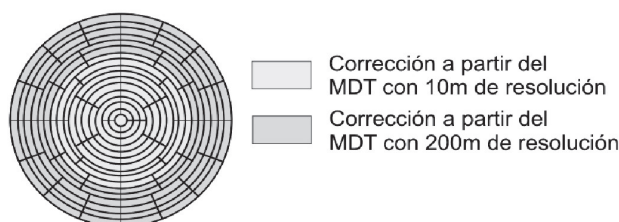
**Figura 3.2.** Realización de medidas gravimétricas en el campo con un gravímetro Worden modelo Master.

### *3.2.1.2. Procesado y modelización*

El procesado de los datos, consiste en el conjunto de cálculos realizados a partir de los datos obtenidos en campo para la determinación final de la anomalía de Bouguer. Todos estos cálculos, excepto los pertenecientes a la corrección topográfica, se realizan con ayuda de programas escritos en lenguaje FORTRAN por J. Galindo Zaldívar (CICLOS, ANOMALÍA y PERFIL).

En primer lugar, mediante el programa CICLOS, se corrige la deriva instrumental y la cota repartiéndola en cada uno de los puntos de medida en función del tiempo transcurrido. Posteriormente, se calcula la anomalía de Bouguer con ayuda del programa ANOMALIA. A la anomalía de Bouguer que se obtiene de este programa hay que sumarle la corrección topográfica. Su cálculo se realiza con el método de los círculos de Hammer (Hammer, 1982) (Fig. 3.3), para el que se utiliza una densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Esta corrección se hacía manualmente hasta la aparición de los modelos digitales de terreno. Desde entonces, con ayuda de programas específicos de análisis del relieve, los cálculos se han agilizado considerablemente. En este trabajo se ha utilizado un modelo digital del terreno de 10 metros de longitud de celdilla para cubrir un radio de 1600 metros alrededor de cada punto de medida (zonas B1 a G de los círculos de Hammer) (Fig. 3.4). En cambio, como la influencia topográfica disminuye con la distancia, para los puntos situados entre 1600 y 22000 metros (zonas H a M de los círculos de Hammer) se ha empleado un modelo de 200 metros de resolución de píxel. El resultado de la corrección topográfica para cada punto de medida se suma a la anomalía de Bouguer. De este modo se anula el efecto que los relieves cercanos como Sierra Nevada o la Sierra de Lújar tiene sobre la gravedad en el acuífero. Después, mediante el programa PERFIL, los datos de cada perfil se proyectan sobre una línea recta trazada desde su comienzo hasta su final.

Zona	Compartimentos	Radio interno-externo(m)
B1	4	2,0-4,05
B2	4	4,05-8,21
B3	4	8,21-16,6
C1	6	16,6-29,7
C2	6	29,7-53,3
D1	6	53,3-95,1
D2	6	95,1-170
E	8	170-390
F	8	390-895
G	12	895-1529
H	12	1529-2614
I	12	2614-4469
J	16	4469-6652
K	16	6652-9902
L	16	9902-14741
M	16	14741-21943



**Figura. 3.3.** Círculos de Hammer, zonas, compartimentos y radio interno-externo y Modelos digitales del terreno (MDT) utilizados en la corrección topográfica. Para cubrir un radio de 1600 metros alrededor de cada punto de medida (zonas B1 a G de los círculos de Hammer) se ha empleado un MDT de 10 metros de longitud de celdilla. Para los puntos situados entre 1600 y 22000 metros (zonas H a M de los círculos de Hammer) se ha utilizado un MDT de 200 metros de resolución de píxel.

En los cálculos de la anomalía de Bouguer también se utiliza un valor de densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . A los materiales aluviales que componen el acuífero se les asigna una densidad de  $1.95 \text{ g/cm}^3$  (Sclater y Christie, 1980; Martínez y Soto, 2006) para la modelización. La baja densidad es debida a que los materiales son muy recientes y están poco compactados. La anomalía de Bouguer es la suma tanto de las atracciones locales de los cuerpos geológicos poco profundos (responsables de la anomalía residual), como de las atracciones regionales que son consecuencia de la presencia de cuerpos profundos y relieves lejanos (responsables de la anomalía regional). Antes de modelizar los espesores de los rellenos sedimentarios, a los valores de anomalía de Bouguer es necesario sustraerle la contribución de la anomalía regional y así obtener la anomalía residual. Las anomalías residuales obtenidas son interpretadas mediante el programa GRAVMAG V.1.7 del British Geological Survey (Pedley et al., 1993). Este programa permite realizar modelos de las anomalías residuales en perfiles 2D. Finalmente, los datos litológicos de los sondeos mecánicos fueron utilizados para afinar los modelos.

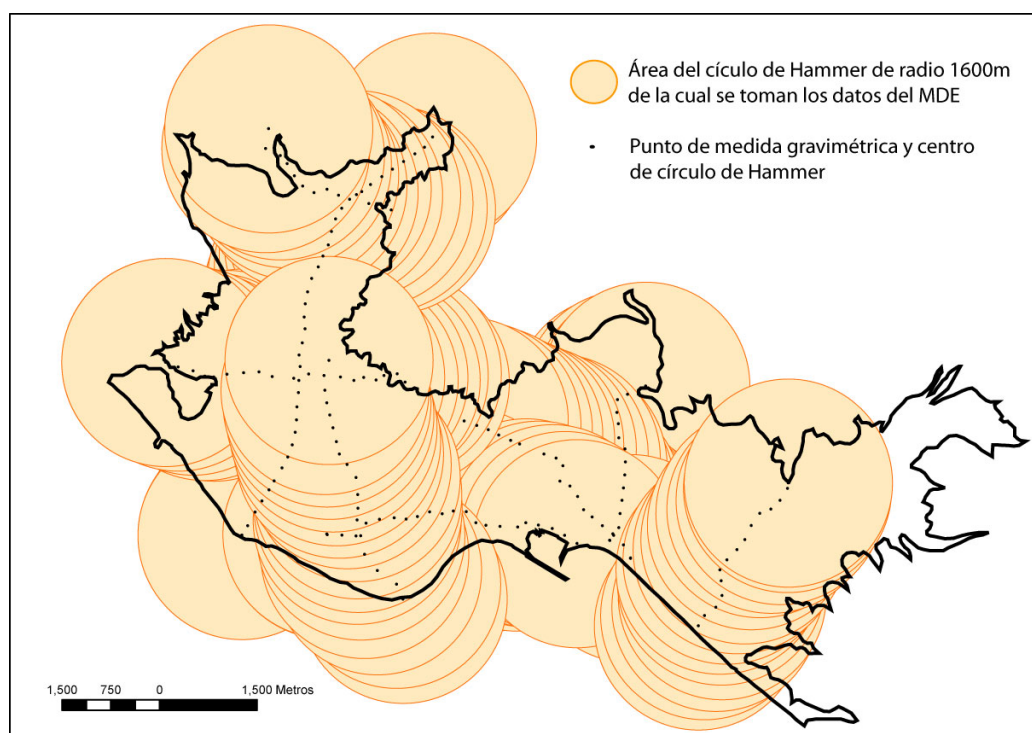
### 3.2.2. Anomalías de Bouguer, regional y residual

Según la metodología que ya se ha descrito se obtiene, en primer lugar, los mapas tanto de anomalía de Bouguer como de anomalía regional (Fig. 3.5A y B). Se puede observar una gran similitud entre ellos, esto se debe a que la influencia de los reducidos volúmenes de materiales de menor densidad es muy pequeña en comparación con la gravedad absoluta

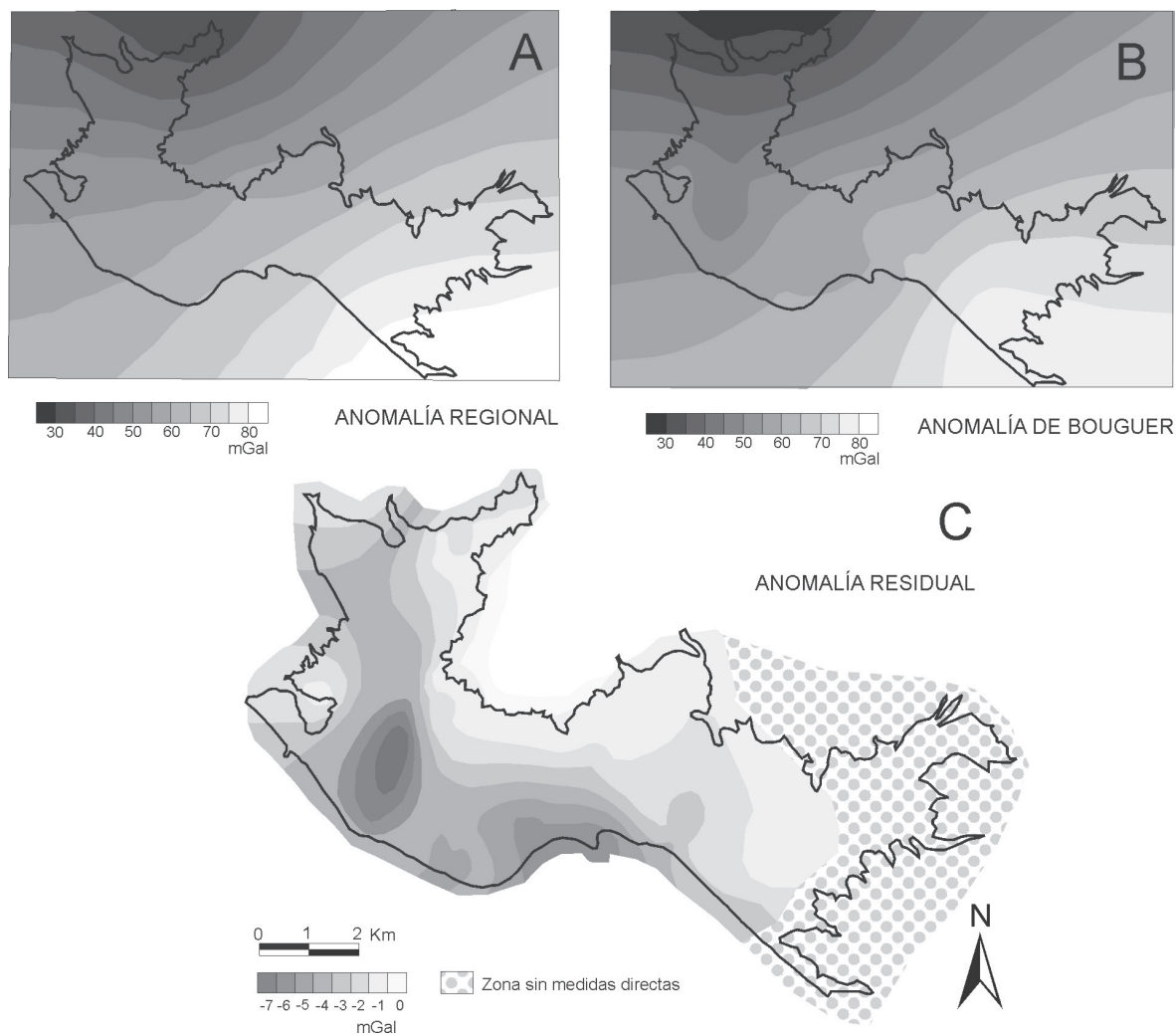
que se mide correspondiente a la masa de la Tierra. La anomalía regional presenta una forma suavizada, es prácticamente una superficie ligeramente alabeada, debido a que los cambios de mayor escala son más graduales y también a que al ser más profundos no tienen una influencia tan detectable como otro tipo de cambios menores. En este caso, es bastante pronunciada su variación en comparación con otras regiones de la península debido al adelgazamiento cortical que existe en esta zona (Vera, 2004) y, de hecho, esto queda reflejado en el mapa de anomalías gravimétricas de la península (I.G.N., 1976)

La anomalía de Bouguer sigue este mismo patrón debido a que en ella se incluye también la anomalía regional, de hecho esta última es la que produce la mayor influencia. En este caso, de los 60 o 70 mGales que se miden como anomalía, más del 90 % se deben a la anomalía regional mientras que el porcentaje restante se debe a la anomalía residual. La anomalía de Bouguer presenta pequeñas diferencias con respecto a la regional que luego quedarán plenamente de manifiesto en la anomalía residual. Son pequeñas curvas e inflexiones que ya empiezan a apuntar a la influencia de características más superficiales del área de estudio.

La anomalía residual, como ya se comentó en el capítulo referente a la metodología, es la diferencia entre la anomalía regional y la de Bouguer. Como se puede observar en el mapa (Fig. 3.5C), las cantidades de mGales son mucho más pequeñas que en los casos



**Figura 3.4.** Círculos de Hammer para 1600 metros que se tuvieron en cuenta para la corrección topográfica.



**Fig 3.5.** Mapas de Gravimetría: Anomalía de Bouguer, Anomalía Regional y Anomalía Residual.

anteriores, las máximas diferencias son de 7 mGales. De su forma ya se puede deducir fácilmente lo que expresan estas cantidades. La distribución con menor anomalía residual en los bordes del acuífero, e incluso nula fuera de él, demuestra que el significado de este parámetro está relacionado directamente con la presencia de los materiales detríticos que conforman el acuífero Motril-Salobreña. Las zonas donde las líneas se muestran separadas por menor distancia serán zonas de mayor pendiente (en lo que refiere a la morfología del basamento) mientras que en aquellas donde la distancia entre isolíneas de gravedad sea mayor constituirán zonas más cercanas a la horizontal o rellanos. Es por tanto muy similar a un mapa topográfico al uso, pero que muestra los relieves de la forma del basamento del acuífero detrítico.

### **3.2.3. Modelización**

La parte más complicada de la gravimetría es el tránsito de estas medidas gravimétricas, que muestran la tendencia de las masas de diferente densidad que se encuentran bajo tierra, a medidas cuantificadas del espesor de los cuerpos geológicos que existen en el punto de medida. Por ello, se utilizan los programas de modelización explicados en el capítulo de metodología. Estos programas permiten el diseño de situaciones en dos dimensiones con presencia de cuerpos de distinta densidad y calcula cuál sería la anomalía de Bouguer en cada punto del perfil esbozado. Para este paso es fundamental conocer, al menos sucintamente, cuál es la estructura geológica del área de estudio para poder trazar un primer diseño de la geología. A partir de ese momento habrá que modificar sus características hasta alcanzar un buen grado de similitud con las medidas reales que se han llevado a cabo en las campañas de campo. En este caso, el conocimiento de la zona ya existente tanto por los estudios geológicos (García-Dueñas y Avidad, 1972; Aldaya, 1981; Vera, 2004) como por campañas geofísicas previas (Geinaert et al., 1981; Pulido-Bosch y Cañada, 1983; Soto, 1998), permitió tener una gran certeza de la situación geológica que había que modelizar. La estructura es muy simple ya que sólo fueron necesarios dos tipos de cuerpos geológicos con diferentes densidades. Por una parte, los sedimentos detríticos de poca densidad ( $1,95 \text{ g/cm}^3$ ) con una estructura profunda tipo delta, situados sobre materiales metamórficos de mayor densidad ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ) y que constituyen todas las zonas que no están ocupadas por el acuífero (Fig. 3.6).

Los cambios en la morfología del basamento que marca la gravimetría es un dato fácil de interpretar, ya que los aumentos o disminuciones de gravedad están directamente relacionados con los cambios en el espesor de los sedimentos. Sin embargo, la cuantificación de la profundidad exacta a la que se encuentra el basamento es más complicada si no existen medios de calibración. Por ello, se ha considerado necesario que todos los perfiles tengan, al menos, un punto en el que se conozca la profundidad real del basamento, ya sea porque en el extremo toca el basamento aflorante, porque exista un sondeo que corta todo el aluvial o bien porque se cruza con otro perfil gravimétrico calibrado por alguno de los métodos anteriores. Por lo tanto, se puede decir que los resultados de profundidad del basamento, tanto cualitativa como cuantitativamente, pueden considerarse con un nivel de certeza aceptable en relación con los datos de sondeos mecánicos que existen en la zona (Fig. 3.6).

### **3.2.4. Características de los perfiles**

El perfil 1 (Fig. 3.6) es el más largo y el que mejor ajustado está debido a la gran cantidad de sondeos existentes en su trazado. Además, la diferencia entre resultados calculados y observados apenas es apreciable. Como se puede observar en éste y en el resto

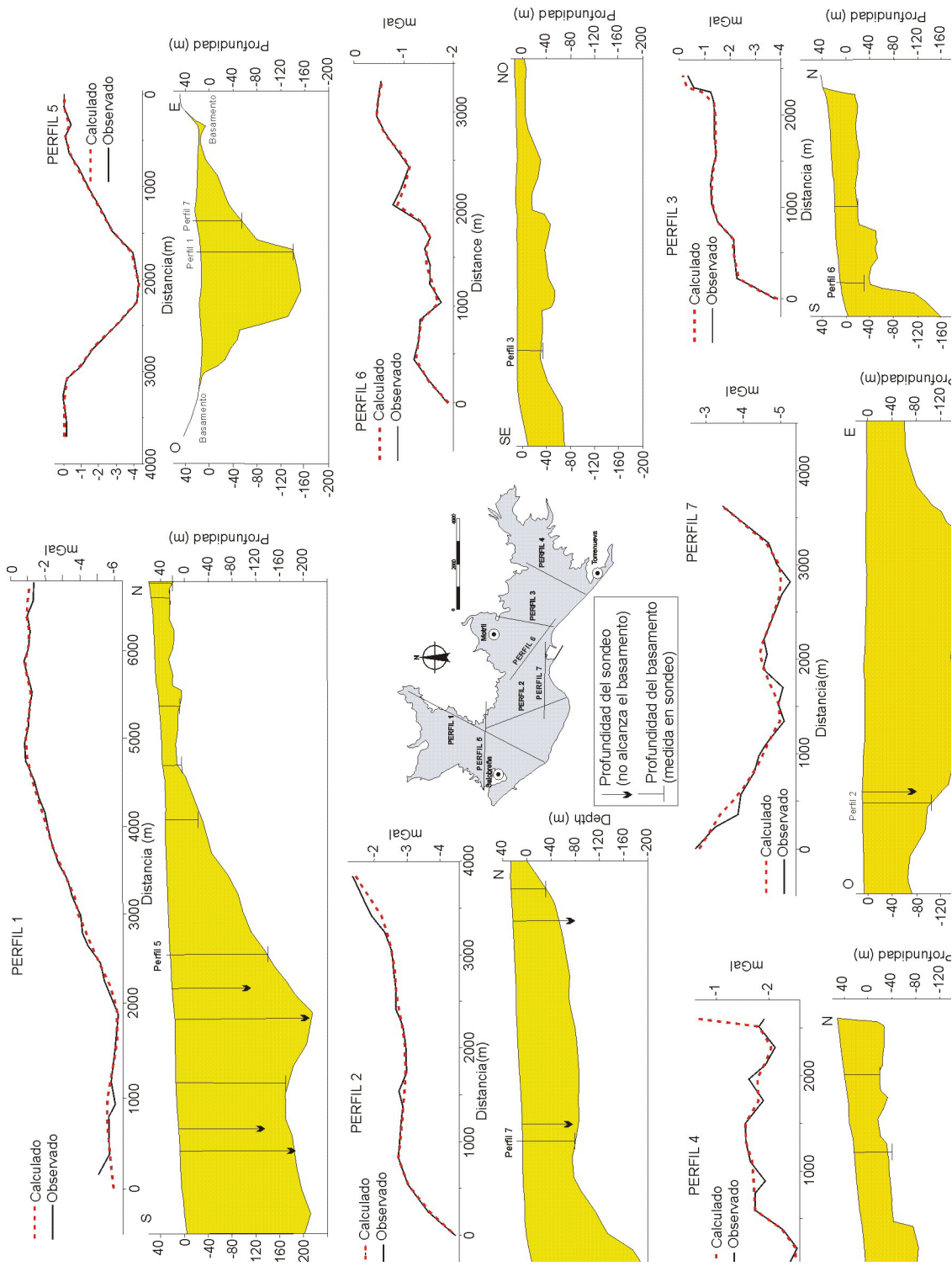


Figura 3.6. Modelización de los perfiles gravimétricos.

de perfiles, la tendencia entre medidas gravimétricas y profundidad es la misma, es decir, las bajadas en la anomalía residual estarán relacionadas con el aumento en el espesor del acuífero detrítico. La morfología que pone de manifiesto este perfil es de dos zonas con poca pendiente en los extremos comunicadas con una rampa de pendiente continua que aumenta el espesor del acuífero desde 30 metros hasta más de 200 metros.

El perfil 2 (Fig. 3.6) no alcanza las partes más septentrionales del acuífero y, por tanto, los espesores mínimos son mucho mayores que en el caso del perfil 1. Cuenta tan sólo con un sondeo mecánico para calibrar el espesor (más otros dos sondeos que no alcanzan el substrato y que marcarían el espesor mínimo que debe existir); sin embargo, la intersección con el perfil 7 muestra un ajuste excelente y además está en la zona situada al sur. Esta es la zona donde es más necesaria la presencia de puntos de calibración debido a que hay mayores variaciones en el espesor de sedimentos. La morfología resultante en este caso es un incremento brusco de la profundidad del basamento en la zona más cercana a la costa.

El perfil 3 (Fig. 3.6) tiene una longitud mucho más reducida que los anteriores. La modelización muestra un buen ajuste a lo largo de todo él, excepto en la parte norte, debido al escalón que existe en el punto donde aparecen los materiales detríticos. Las variaciones bruscas suponen una mayor dificultad a la hora de la modelización ya que es más fácil ajustar tendencias más suaves. El resultado es una zona de espesor más o menos constante (cuenta con dos sondeos para la calibración) y un incremento brusco, además del de la zona norte, que aumenta el espesor más de 100 m a una distancia de menos de 500 m de la línea de costa.

El perfil 4 (Fig. 3.6) es muy similar al tres en lo que a morfología se refiere, debido a su cercanía. Las profundidades que alcanza, sin embargo, son mucho menores debido a que se encuentra muy cercano al borde este del acuífero. La modelización se ajusta bien a los datos observados excepto por la presencia de algunos picos, probablemente debidos a pequeños errores de tipo instrumental. También hay que destacar que las profundidades máximas del basamento en esta zona no alcanzan los 100 metros.

El perfil 5 (Fig. 2.5) presenta un ajuste excelente entre los datos calculados y observados. Para la calibración no se ha dispuesto de sondeos, aunque se ha contado con la gran ventaja de que comienza y finaliza sobre materiales del basamento. De este modo, este es uno de los puntos en los que se puede conocer con precisión la cuantía de la anomalía regional, debido a que ambos extremos cuentan con los mismos valores de AB que, además, son coincidentes con la AREG. Debido a esto la anomalía residual en estos puntos será 0 como puede observarse en gráfico superior del perfil 5 (Fig. 3.6) donde se representan los valores

observados y los calculados. Por ello, al conocerse estas características, la modelización es mucho más sencilla ya que se tienen dos puntos donde es conocido el espesor y ha podido ser utilizado para calibrar los otros dos perfiles que lo intersectan, el 1 y el 7.

El perfil 6 (Fig. 3.6) presenta un buen ajuste para la modelización, sin embargo, es posible que ciertos picos que existen en el perfil correspondan al algún tipo de error instrumental como el posicionamiento mediante GPS o el establecimiento de la altura topográfica. En cualquier caso esto sólo afectaría a las pequeñas irregularidades que se observan en este perfil, cuya principal característica es que tiene pocas variaciones en el espesor de los materiales detríticos.

El perfil 7 (Fig. 3.6) está realizado con medidas muy cercanas a la costa, por lo que presenta unos espesores medios mayores. El ajuste de la modelización es bueno, aunque se han obviado algunos picos dando prioridad a la tendencia de las medidas gravimétrica. Estas desviaciones se pueden deber al propio sistema de medida y no deben tener preponderancia sobre la tendencia general. Este perfil ha podido ser calibrado mediante el perfil 2, con el que muestra coincidencia en el punto de intersección y extrapolando un poco su tendencia hacia el este se ha comprobado una buena coincidencia en el espesor de sedimentos con los perfiles 3 y 6, que no intersectan directamente al perfil 7, pero se encuentran muy cercanos.

### 3.2.5. Resultados

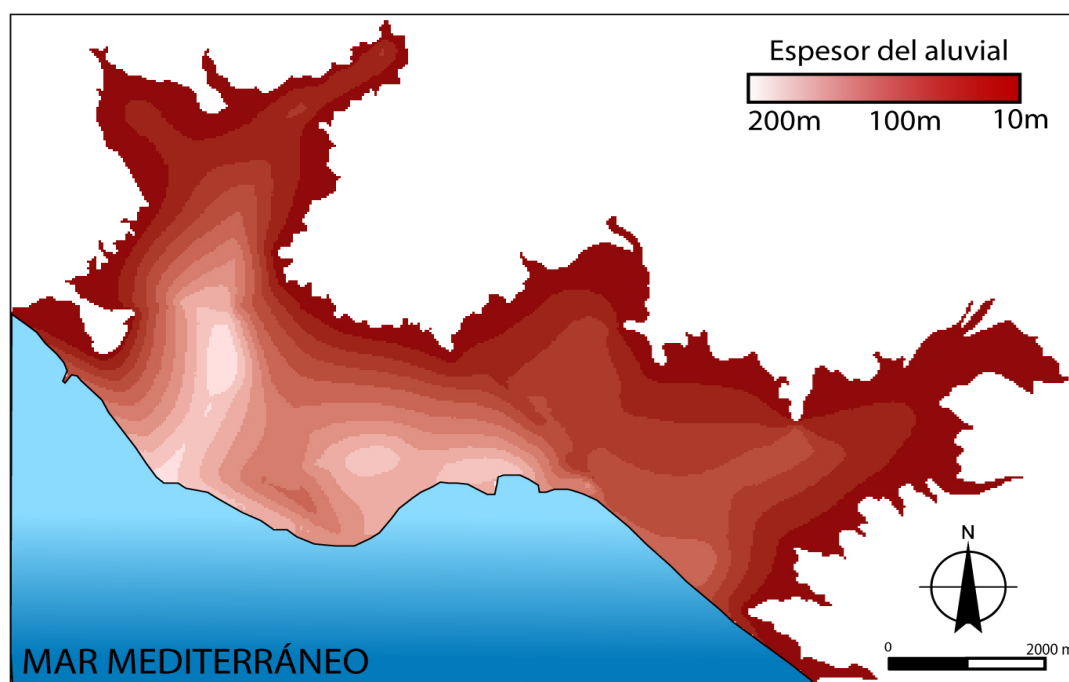
En general, se puede decir que se ha conseguido un buen ajuste de la modelización, una buena aproximación a los datos de sondeos y coincidencia en las zonas de intersección entre distintos perfiles (Fig. 3.6) por lo que los datos de profundidad del substrato impermeable que aquí se presentan pueden considerarse con un grado de fiabilidad elevado. La morfología de los cuatro perfiles perpendiculares a la costa (perfiles 1, 2, 3 y 4) muestran una tendencia similar consistente en una zona de rampa con escasa pendiente y con poco espesor de sedimentos que va aumentando a medida que se acerca a la costa (Fig. 3.6). En cada perfil, a una distancia variable del mar, hay un salto que aumenta bruscamente la profundidad a la que se encuentra el basamento. Según esta metodología, el espesor máximo del acuífero detrítico no supera los 250 m y aparece en el perfil 1 localizado en la actual desembocadura del río Guadalfeo.

Con los resultados obtenidos de profundidad del basamento en cada perfil se ha podido elaborar un mapa de isopacas (Fig. 3.7) mediante la interpolación entre perfiles. Como la distancia entre ellos es pequeña y cubren prácticamente la totalidad de la superficie



del acuífero, no supondrá un problema a la hora de evaluar la fiabilidad de los resultados. También se han tenido en cuenta los bordes del acuífero como puntos de espesor 0 a la hora de la interpolación, para ello se discretizó el contorno del límite del acuífero en más de 1000 puntos para que se delimitasen con detalle las irregularidades del borde.

El mapa de isopacas (Fig. 3.7) permite conocer el espesor del acuífero detrítico en todos sus puntos ya que el método que se ha seguido ha permitido interpolaciones que no superan la distancia de 2 kilómetros entre dos puntos en los que la profundidad sea conocida. Se puede observar que las profundidades en las proximidades de los bordes son reducidas cercanas a los bordes y aumentan mucho sobre todo en la zona occidental y tanto más cuanto más cercano se encuentra a la línea de costa. Los máximos espesores se detectan en la traza actual del río Guadalfeo, en las áreas cercanas a la antigua desembocadura y en la zona del puerto de Motril. En estos sectores también aparecen las mayores pendientes del contacto entre la base del acuífero y el sustrato metamórfico. En la zona oriental, las profundidades son mucho menores y las variaciones de espesor suceden de manera más gradual. Como ya se ha dicho con anterioridad, una de las zonas de máximo espesor coincide con la traza



**Figura 3.7.** Mapa de isopacas del relleno sedimentario que constituye el acuífero detrítico Motril-Salobreña.

del río Guadalfeo, que se puede justificar por el mayor aporte de sedimentos que produce el río. También es posible que la tectónica de la zona haya jugado un importante papel a la hora de favorecer la acumulación de mayor cantidad de sedimentos en determinadas áreas o bien para el levantamiento de zonas del basamento. Conviene recordar que la Cordillera

Bética esta sujeta actualmente a una intensa actividad tectónica con importantes tasas de elevación del relieve (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) así como frecuente actividad sísmica (Fernández-Ibáñez et al., 2007).

El mapa de isopacas (Fig. 3.7) muestra ciertas similitudes con el que realizó mediante la utilización de métodos geoelectrónicos Geinaert et al. (1981) aunque existen diferencias en las profundidades y en la morfología del basamento. Además, el sector oriental no se había incluido en este estudio.

Con este análisis se comprueba la efectividad de la gravimetría para la determinación del espesor de los acuíferos detríticos costeros, siempre que se disponga de alguna información procedente de sondeos mecánicos, y su utilidad para el trazado de mapas de isopacas. Otra ventaja de este método con respecto a los métodos eléctricos es que las medidas gravimétricas no se ven alteradas por la presencia de tendidos eléctricos u otro tipo de campos electromagnéticos que suelen generarse en zonas urbanizadas o por la misma distorsión que produce la intrusión marina en las medidas, presente en acuíferos cercanos (Calvache y Pulido-Bosch, 1991). También es cierto que la gravimetría exige, para su adecuada modelización, un cierto conocimiento del terreno donde se está trabajando y el apoyo de datos de medida directa de espesor del acuífero para obtener una buena fiabilidad.

### **3.3. Cálculo de reservas del acuífero Motril-Salobreña**

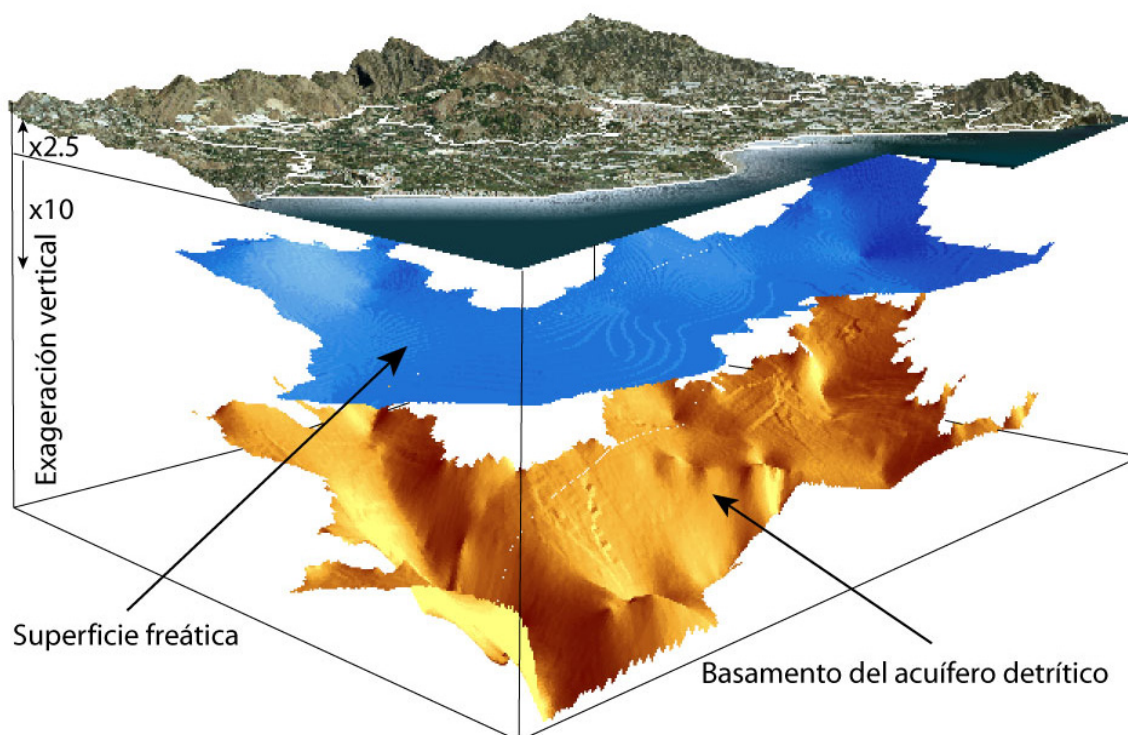
Debido al detalle con el que se ha establecido el espesor del acuífero Motril-Salobreña en cada uno de los perfiles gravimétricos modelizados se han podido interpolar los resultados entre diferentes perfiles para conseguir la distribución tridimensional del espesor del acuífero. Conocida la cota de la superficie topográfica resultará sencillo estimar el volumen que tiene el acuífero. Las aplicaciones de este cálculo estarán destinadas a la estimación de las reservas del acuífero.

#### ***3.3.1. Antecedentes para el cálculo de reservas***

El cálculo del volumen de reservas del acuífero ha sido uno de los objetivos recurrentes de los diversos autores que han trabajado en la hidrogeología de la zona. Castillo (1975) estima un volumen comprendido entre 150 hm<sup>3</sup> y 300 hm<sup>3</sup> en base a una aproximación del volumen del acuífero estimando un espesor medio y multiplicándolo por la superficie y por un rango de valores de coeficiente de almacenamiento. Castillo y Fernández Rubio

(1978) estiman las reservas medias del acuífero en 225 hm<sup>3</sup>. Geinaert et al. (1981) utilizan sondeos eléctricos verticales para delimitar la posición del sustrato metamórfico del acuífero. Realizan mapas de isopacas pero sólo de la parte occidental del acuífero. El ITGE (1991) en su estudio del sistema Motril-Salobreña para la gestión de la cuenca del Guadalfeo se apunta que los espesores máximos deben superar los 200 metros y alude a los estudios geoelectrónicos ya citados para el conocimiento de la morfología.

En lo que respecta al otro valor clave en el cálculo del volumen de reservas, el coeficiente de almacenamiento, también ha sido estimado de diferentes modos por diversos autores. Castillo (1975) estima unos valores de entre un 5% y un 10%. El ITGE (1991) utiliza unos valores comprendidos entre 10 % y 17 % con un valor medio de 14,2 %. Ibáñez (2005) hace una zonación de este parámetro a lo largo de toda la extensión del acuífero y obtiene unos valores máximos de 30 % en las inmediaciones del río Guadalfeo y unos valores mínimos en zonas donde los materiales dominantes son las arcillas inferiores al 1 %. Estos valores están calibrados mediante el modelo matemático que realizó en la zona y la media ponderada está en torno al 13 %.



**Figura 3.8.** Superficie topográfica, superficie freática y morfología del basamento.

### 3.3.2. Resultados

El volumen resultante del acuífero detrítico está delimitado por la morfología del basamento que se ha obtenido y por la superficie del acuífero que se obtiene del modelo digital de elevaciones de Andalucía (Junta de Andalucía, 2005). El volumen comprendido entre estas dos superficies es de 2350 hm<sup>3</sup>. Posteriormente, se tomaron los datos de piezometría de enero de 2006 y se calcularon las dimensiones del espesor saturado del acuífero (Fig. 3.8).

La adjudicación de una cifra al coeficiente de almacenamiento ha sido una cuestión compleja ya que en trabajos anteriores de otros autores, se encuentran valores muy dispares que, en función de que se apliquen uno u otro, resultan volúmenes de reservas muy diferentes. Se ha seleccionado un valor promedio del 9%, obteniéndose un volumen de reservas de 190 hm<sup>3</sup>. Para valores de coeficiente de almacenamiento del 12 % se superan los 250 hm<sup>3</sup> de reservas mientras que para valores del 7% no se llega a 150 hm<sup>3</sup>. Se comprueba cómo una variación de tan sólo el 3% en el coeficiente de almacenamiento condiciona los resultados de una manera muy patente. La realización de futuros estudios referentes al coeficiente de almacenamiento global del acuífero hará posible decantarse por la posibilidad mas adecuada a la realidad.



---

## Estudio de la relación río-acuífero mediante la temperatura del agua

Las interacciones entre río y acuífero son difíciles de establecer ya que existe un intercambio continuo entre ambos sistemas cuya dirección e intensidad dependerá de la situación existente tanto en las aguas superficiales como en las subterráneas. Esta relación es especialmente complicada en el sector Motril-Salobreña donde el caudal del río Guadalfeo experimenta una importante variabilidad a lo largo del tiempo y donde las numerosas obras efectuadas (azudes, canalizaciones, galerías, presas) han alterado de forma importante el régimen natural del río.

La medida directa de la recarga que produce el río sobre el acuífero o la descarga del acuífero en el río resulta especialmente complicado en Motril-Salobreña ya que, debido a las características sedimentológicas del río, la variabilidad del caudal del río y la utilización en algunos casos del cauce seco como lugar público para diversas actividades, resulta prácticamente imposible realizar un control continuado. Una forma de evitar este problema sería la aplicación de un método indirecto que permitiera estudiar las interacciones entre río y acuífero. En este sentido, la temperatura del agua subterránea es una propiedad fácil de medir y que actúa como un excelente trazador para determinar las trayectorias del agua entre río y acuífero (Anderson, 2005). La principal ventaja de este método frente a la utilización de otros es que se trata de un trazador natural y no contaminante (Constantz, 2008), aspecto de gran relevancia en áreas donde existe una intensa actividad humana.

En este apartado se establece la relación río-acuífero en Motril-Salobreña utilizando las medidas de la temperatura del agua subterránea, datos del caudal del río Guadalfeo y registros de las temperaturas del aire y del agua del río. Para una cuantificación más exacta de los procesos de recarga-descarga se ha aplicado un modelo de transporte de calor, el VS2DHI (Healy y Ronan, 1996).

## 4.1. Metodología y antecedentes

La temperatura del agua es un parámetro que suele ser considerado bajo un punto de vista cualitativo, despreciándose el potencial que tiene como trazador en sistemas hidrológicos. Tradicionalmente, la temperatura se ha utilizado principalmente en ambientes con procesos hidrotermales asociados (Molina et al., 2002; Silliman y Robinson, 1989). A pesar de ello, la mejora en la toma de datos y la modelización matemática (Constanz, 2008) ha incrementado de forma importante durante los últimos años los estudios y aplicación de las medidas de temperatura (Anderson, 2005).

La señal térmica marcada por los ríos se ha utilizado para determinar las propiedades del lecho del río (Constanz et al., 1997; Constanz, 1998), para calcular las propiedades de acuíferos (Su et al., 2004) o las características de la recarga (Taniguchi y Sharma, 1990; 1993) desde diferentes puntos de vista como la detección de procesos (Constanz y Thomas, 1997; Doppler et al., 2007), obtención de soluciones analíticas (Keery et al., 2007; Schmidt et al., 2007) o para la modelización con diferentes códigos (Bundschuh, 1993; Burow et al., 2005; Rushton, 2007; Healy, 2008).

En este caso, se utiliza la temperatura del agua como trazador para establecer la relación entre el río Guadalfeo y el acuífero Motril-Salobreña. Los datos se han analizado mediante gráficos de evolución temporal (Cox et al., 2007), envolventes anuales (Lapham, 1989) y modelos matemáticos. Se ha seleccionado VSDHI para las simulación del proceso de recarga debido a que es un código utilizado por diferentes autores con el que se han conseguido buenos resultados bajo diferentes condiciones de contorno (Su et al., 2004; Essaid et al., 2008; Kulongoski, 2008).

VSDHI (Healy y Ronan, 1996) es un modelo de transporte de calor que simula el transporte de energía en un medio poroso bajo diferentes condiciones de saturación que es, precisamente, el caso del río Guadalfeo y el acuífero Motril-Salobreña. El código es 2D está basado en la solución conjunta del flujo en la zona no saturada y la ecuación de transporte de energía (Healy and Ronan, 1986). En este caso sólo se presenta la ecuación de transporte de calor que se define como:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\theta C_w + (1 - \phi) C_s] T = \nabla \cdot K_T(\theta) \nabla T + \nabla \cdot \theta C_w D_H \nabla T - \nabla \theta C_w v T + q C_w v T + q C_w T^*$$

Donde:

T es la temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ];

$\theta$  es el contenido volumétrico de humedad

t es el tiempo [s];

$\rho_w$  es la densidad del fluido [ $\text{kg m}^{-3}$ ]

$C_w$  es el calor específico del fluido [ $\text{J m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}$ ]

$\Phi$  es la porosidad

$C_s$  es el calor específico del sólido seco [ $\text{J m}^{-3}$ ]

KT es la conductividad térmica del agua y de la matriz sólida (un tensor) ( $\text{W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}$ )

DH es el tensor de dispersión hidrodinámica [ $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ]

v es la velocidad del agua [ $\text{m s}^{-1}$ ]

q es la tasa de entrada de agua [ $\text{s}^{-1}$ ]

$T^*$  es la temperatura del fluido de entrada [ $^{\circ}\text{C}$ ].

La ecuación de transporte de calor tiene una especial similitud con la ecuación de transporte de soluto (Anderson, 2005). Tiene un término conductivo (el primero en el miembro derecho de la ecuación) y un término advectivo (el tercero). Además de estos procesos, la dispersión termomecánica (Kipp, 1987), la variación en la energía acumulada y las fuentes o sumideros de calor se incluyen en la ecuación.

En el acuífero Motril-Salobreña, la conductividad hidráulica de los materiales acuíferos es relativamente elevada por lo que el mecanismo de transporte dominante será la advección. Además, la advección permite procesos rápidos de transporte por lo que será posible simular situaciones a corto plazo donde el calor asociado a la conducción tendrá un efecto poco importante. Es de destacar también que las propiedades térmicas del acuífero afectarán poco a los resultados en comparación con el efecto de las elevadas conductividades hidráulicas de sus materiales (Constantz et al., 2003).

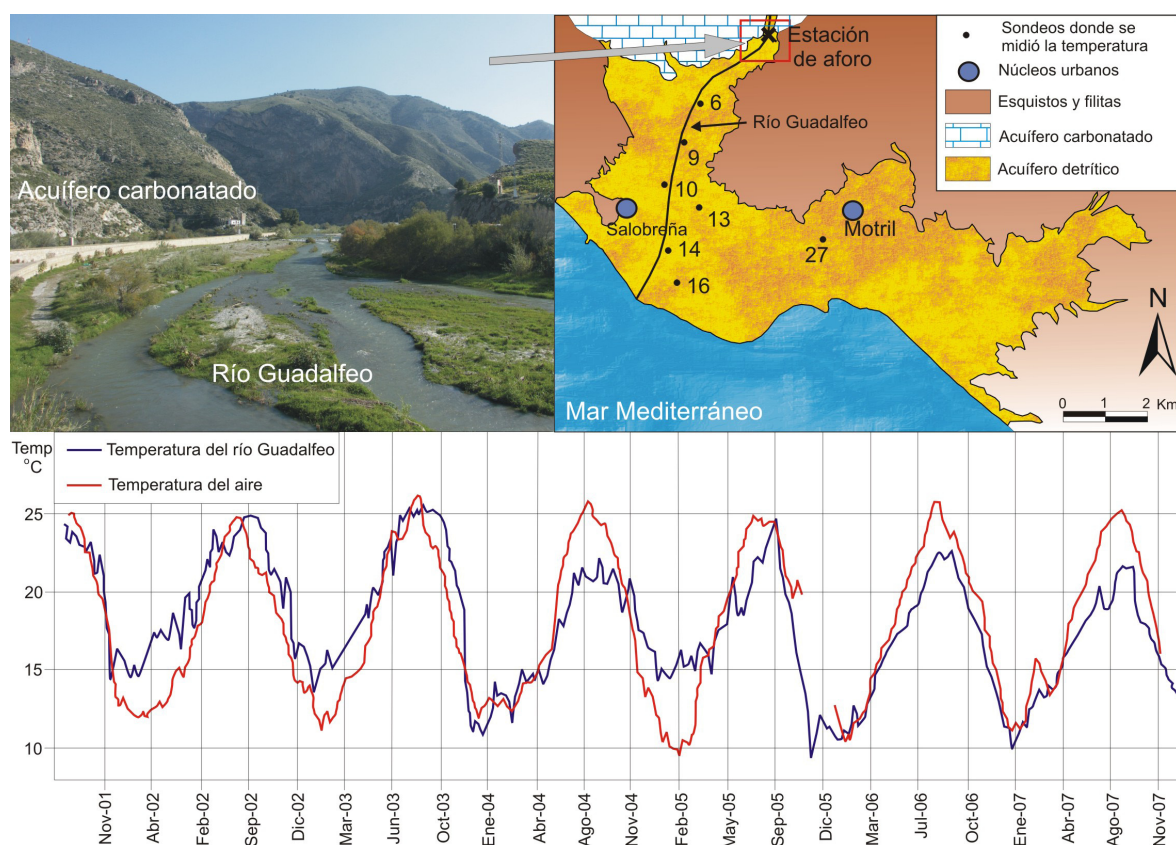
Desde 2001 hasta 2007 se han realizado perfiles mensuales de la temperatura del agua subterránea en siete sondeos localizados en las proximidades del río Guadalfeo, en los que se ha controlado también la conductividad eléctrica y la posición del nivel freático. Cuatro de los puntos se localizan a pocos metros de la traza del río, dos a menos de 1 km y, finalmente, uno a 4 km (Fig. 4.1). La profundidad de las perforaciones varía entre 40 m, el más superficial y 180 m el más profundo, alcanzando en algunos casos el basamento impermeable. La medida de temperatura se ha realizado con una sonda Relogger en toda la columna de agua a diferentes profundidades. Excepto la primera que depende de la posición



del nivel freático en el momento de la toma del dato, todas las medidas se realizaron a profundidades constantes cada 5 m.

La temperatura del agua del río fue proporcionada por la Agencia Andaluza del Agua (Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía) y se tomó cada cuatro horas en la estación del Azud de Vélez. La temperatura del aire se tomó en la estación meteorológica del Puntalón, situada sobre la misma superficie del acuífero y también con frecuencia horaria.

El caudal del río Guadalfeo se conoce a partir de los datos diarios proporcionados también por la Agencia Andaluza del Agua que a partir de las numerosas derivaciones y azudes permite un control exhaustivo del caudal que circula por el cauce. Sin embargo existen gran cantidad de pequeños arroyos y ramblas que quedan fuera de estos sistemas de control y pueden presentar descargas importantes durante periodos húmedos o ante eventuales tormentas



**Figura 4.1.** Aspecto del río Guadalfeo a una distancia de menos de 7 km de la desembocadura. Marco hidrogeológico y localización de los puntos de control de la temperatura del agua subterránea. Evolución de la temperatura del agua del río Guadalfeo y de la temperatura del aire.

El análisis detallado de estos datos permitirá determinar los factores que influyen principalmente en las modificaciones de la temperatura del agua subterránea y su relación con la recarga indirecta a partir del río Guadalfeo. En aras de obtener una cuantificación de estas influencias, se ha desarrollado un modelo de transporte de calor.

## 4.2. Datos de temperatura

Es evidente que tanto la temperatura del aire como la temperatura del agua del río Guadalfeo influirán en la temperatura resultante del agua subterránea del acuífero Motril-Salobreña. Por lo tanto, se tendrá que estudiar con detenimiento ambas evoluciones térmicas para poder así discernir el efecto que produce cada una sobre el agua subterránea.

La evolución de las temperaturas del aire y del agua del río (Fig. 4.1) muestra un patrón muy similar, evidenciando que, a pesar del corto recorrido del río desde Sierra Nevada hasta el acuífero, el proceso de calentamiento del agua del río es muy rápido. A pesar de ello, se observan algunas diferencias que pueden ser fundamentales para comprender el proceso de recarga.

La temperatura del aire muestra un patrón regular con máximos de 25°C en agosto y mínimos de 10-12°C en enero o febrero. La temperatura del agua del río muestra una tendencia similar aunque con un desfase de un mes especialmente durante los periodos de temperaturas máximas. Las diferencias de varios grados en la temperatura de ambos fluidos permitirán distinguir el efecto térmico de la recarga del río Guadalfeo sobre la temperatura del agua subterránea.

### 4.2.1. *Perfiles de temperatura del agua subterránea*

En la figura 4.3 se representan cuatro perfiles de la temperatura del agua subterránea. Con la intención de distinguir la forma representativa de los perfiles en distintos momentos, se ha diferenciado entre los datos de temperatura del río correspondientes a aguas altas (línea continua) y los correspondientes a las aguas bajas (línea discontinua). Para hacer más patente este efecto, en la figura 4.2 se representa para el punto 9 separadamente los perfiles de temperatura registrados en la época de aguas altas y en la de aguas bajas, eliminando la primera medida para salvar el efecto de la temperatura ambiental. Las oscilaciones térmicas de las aguas subterráneas en el momento de aguas altas se relaciona con procesos de recarga

del río Guadalfeo al acuífero (Calvache et al., 2004, Duque et al. 2005) (Fig.4.2). Por el contrario, esta influencia se deja de observar en momentos de aguas bajas, cuando los perfiles de temperatura no varían en profundidad por la escasa recarga procedente del río.

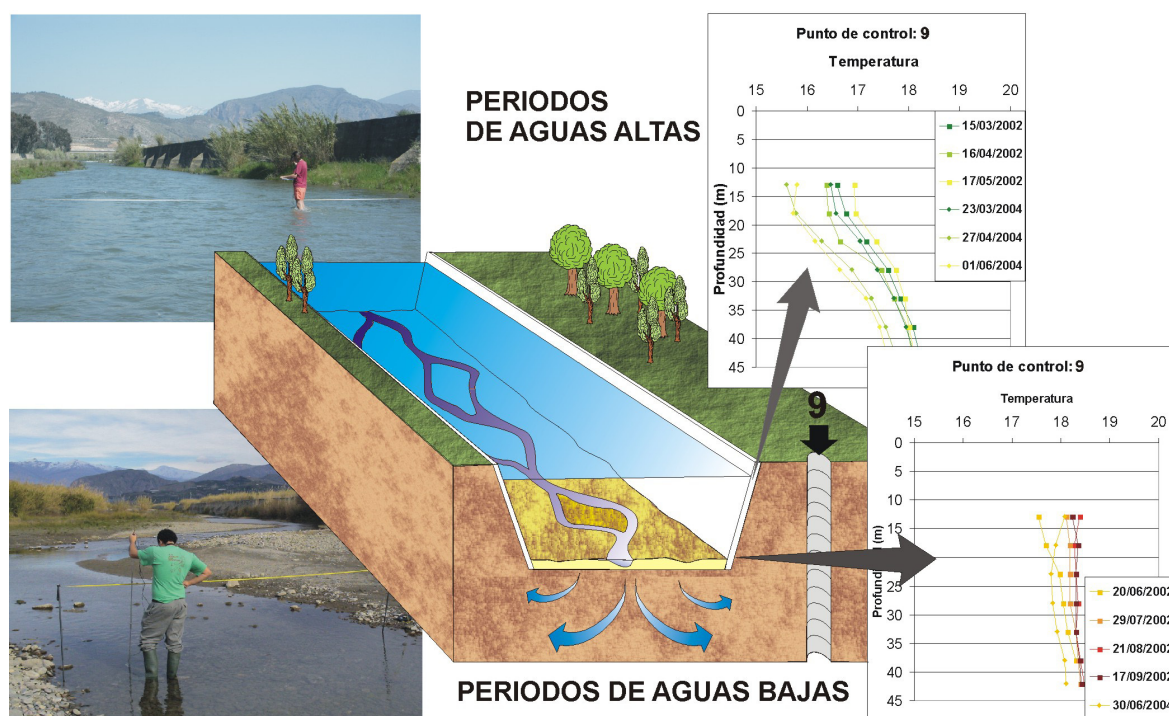


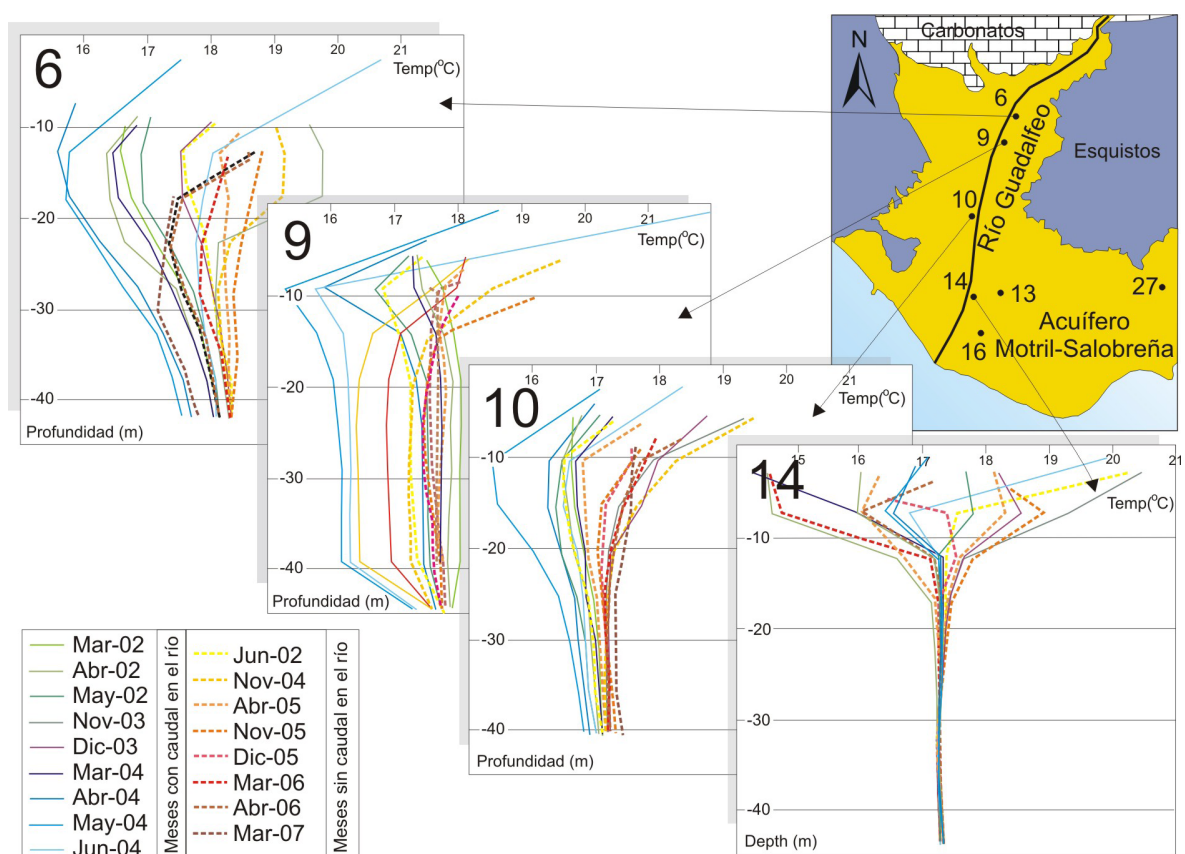
Figura 4.2. Perfiles de temperatura del agua subterránea en aguas altas o bajas.

Analizando los perfiles de temperatura del agua subterránea registrados a lo largo de siete años, se puede comprobar que su forma muestra con frecuencia un patrón curvado con una variabilidad mucho mayor en la franja más somera, justo por debajo del nivel freático. La temperatura mínima en el agua subterránea se alcanza algunos metros bajo la superficie freática en momentos de infiltración ya que el agua subterránea más superficial está afectada por el contacto con el aire. A medida que aumenta la profundidad la temperatura se hace más homogénea hasta llegar a un valor de temperatura prácticamente constante que oscila entre los 17 y 18 °C, según la época del año y que se puede considerar como la temperatura media del agua subterránea en el acuífero Motril-Salobreña.

Las oscilaciones térmicas en la franja superficial son de unos 6 °C (entre 15 y 21 °C) en la mayor parte de los perfiles, coincidiendo normalmente con el rango de variación de la temperatura del aire. Dado que la temperatura del aire presenta cambios similares cada año, las variaciones para los mismos meses en distintos años (Fig. 4.3) deben ser explicadas por

otra causa. En la mayor parte de los casos, la ausencia de flujo en el río después de mayo de 2005 (por la entrada en funcionamiento de la presa de Rules) parece ser uno de los motivos.

La principal diferencia encontrada entre las series de datos correspondientes a momentos con caudal y los de sin caudal es que durante la época en la que el caudal del río es nulo las temperaturas de la franja superficial muestran una dispersión menor. Cuando el río no tiene agua, la temperatura del agua subterránea se mantiene más homogénea en toda su



**Figura 4.3.** Perfiles de temperatura del agua subterránea en cuatro sondeos. Las líneas continuas representan meses con flujo en el río y las discontinuas representan temperaturas de los meses sin flujo.

profundidad pero cuando el caudal del río es importante se produce un descenso de algunos grados en la temperatura del agua subterránea. Existen excepciones a este comportamiento ya que en algunos casos ocurre el efecto opuesto, incrementándose la temperatura en momentos de aguas altas (Fig. 4.3, Noviembre de 2003).

La variación que experimenta la temperatura del agua subterránea y su relación con el mayor o menor caudal del río Guadalfeo es un argumento suficiente para determinar la existencia de una infiltración del agua del río durante determinados momentos que causará

una variación en la temperatura del agua del acuífero (Ferguson and Woodbury, 2005). En el sondeo 14 no es tan evidente la relación de las variaciones de temperatura con el caudal del río porque los patrones de los perfiles de temperatura del agua subterránea no muestran unas diferencias tan marcadas entre momentos de aguas altas y bajas, como ocurre en el caso de los sondeos 6, 9 y 10.

Encontramos en el periodo estudiado cuatro episodios de aguas altas correspondientes a las primaveras de los años 2002, 2003 y 2004 así como el otoño de 2003, en los que se puede utilizar la temperatura como trazador para determinar la infiltración que se produjo desde el río hacia el acuífero.

El mínimo absoluto observado en las temperaturas del agua se encuentran en la primavera de 2004 que es precisamente cuando se registran los mayores caudales en el río Guadalfeo durante el periodo de medida. La situación en la primavera de 2002 es muy similar a la anterior pero con menor impacto en la temperatura del acuífero que se corresponde también con un caudal inferior en el río Guadalfeo. En el otoño de 2003, los perfiles de temperatura muestran una forma inversa a la encontrada durante las primaveras (sondeos 9 y 10).

#### ***4.2.2. Evolución temporal de la temperatura del agua subterránea***

Se ha representado la temperatura del agua subterránea en función del tiempo a diferentes profundidades en cinco pozos de control. En el mismo gráfico se muestra también el caudal del río Guadalfeo, la temperatura del aire y la altura del nivel freático (Fig. 4.4). Lo primero que llama la atención es la existencia de dos patrones diferentes, el correspondiente a los puntos 14 y 16 y otro encontrado en los puntos 6, 9 y 10. En el primer caso, la temperatura del agua subterránea y la del aire muestran variaciones similares. La temperatura del aire tiene prácticamente la misma evolución que la temperatura del agua subterránea medida justo en el nivel freático, aunque con valores menos extremos. Son patrones muy constantes que no se ven afectados por los episodios de gran caudal encontrados en las primaveras de 2002 y 2004 y el otoño de 2003. A medida que se incrementa la profundidad de medida, las variaciones de la temperatura se van haciendo menores y se desfasan ligeramente pero, en general, son muy similares en todos los años controlados.

La profundidad a la que se alcanza la temperatura uniforme independientemente de la época del año es 10-15 m bajo la cota topográfica. En los puntos 14 y 16 el espesor de la zona no saturada es menor que en los otros tres puntos por lo que es lógico pensar que la

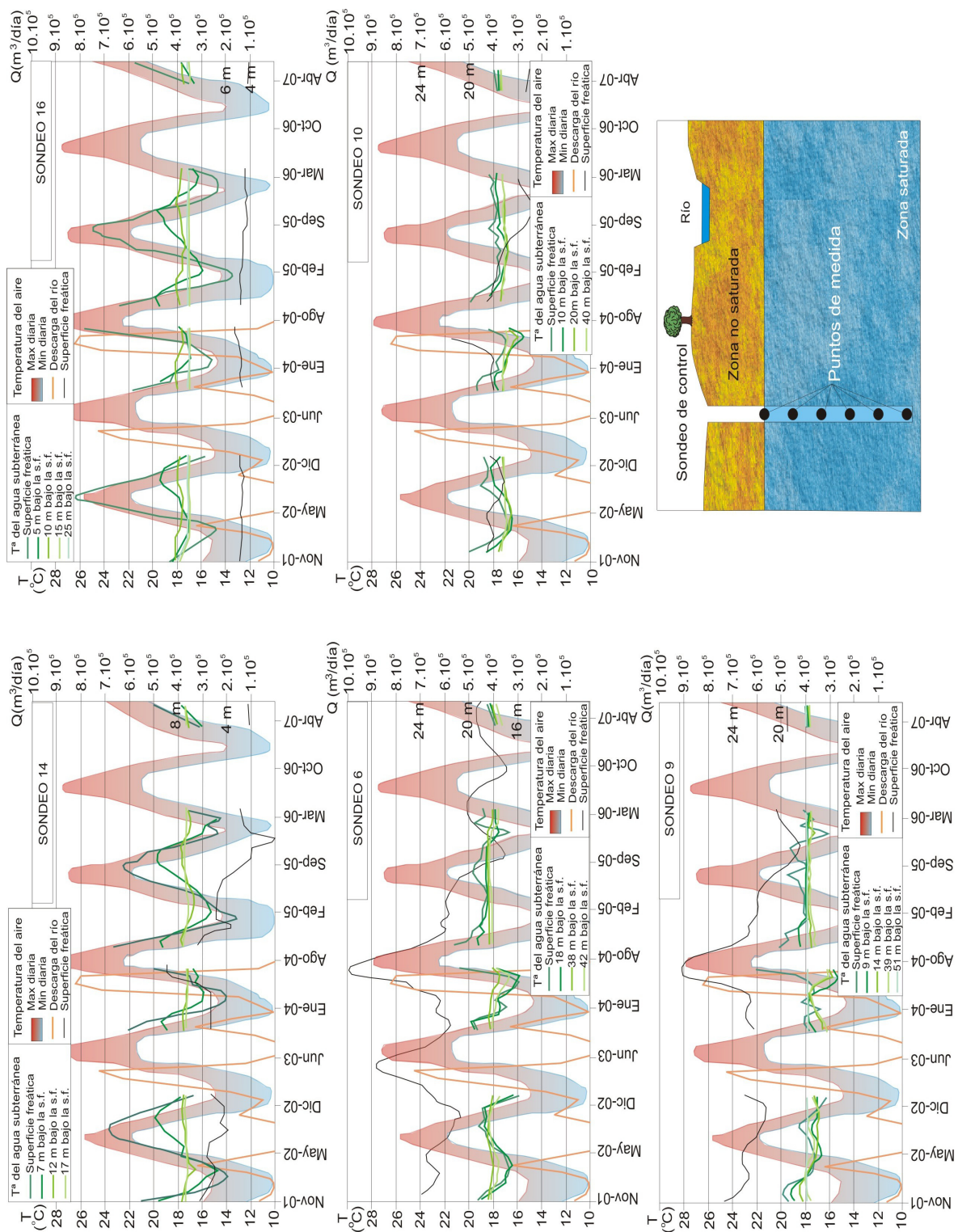


Figura 4.4. Variación temporal de la temperatura del agua subterránea a diferentes profundidades, del nivel freático, del caudal mensual del río Guadalquivir y de la temperatura mínima y máxima del aire.

influencia de la temperatura del aire sea mayor en este caso. La distancia al río Guadalfeo es muy diferente para cada uno de los puntos. En el caso del pozo 14 es de 15 m y en el del 16 de 300 m. La fuerte correlación con la temperatura del aire indica un comportamiento diferente que el de los otros tres sondeos donde la tendencia encontrada es muy diferente. Por lo tanto, podemos considerar los puntos 14 y 16 como los representativos de una influencia exclusiva de la temperatura ambiente que puede ser un punto de referencia para cuantificar el grado de influencia que produce la recarga del río Guadalfeo sobre la temperatura del agua subterránea.

Los registros de temperatura del agua en los puntos 6, 9 y 10 no muestran una relación tan clara con la temperatura del aire como en el caso anterior (Fig. 4.4.). Las variaciones más importantes se registran en los datos más superficiales aunque no siempre se relacionan de una forma evidente con los cambios ambientales. Además, el rango de variación de este parámetro es inferior (2 °C) comparado con el encontrado en los sondeos 14 y 16 (8 °C). Esta escasa relación con la temperatura ambiental se debe al mayor espesor de la zona no saturada que aísla térmicamente al agua subterránea. En estos tres puntos la zona no saturada oscila entre los 6 y 10 m, en función de las oscilaciones del nivel freático a lo largo del año.

A partir de 2005, la temperatura en los tres puntos (6, 9 y 10) disminuye su rango de variación coincidiendo precisamente con la pérdida de caudal en el río Guadalfeo por la puesta en funcionamiento de la presa de Rules. A partir de este momento, los cambios de temperatura en el agua subterránea sólo se registran en la franja más próxima al nivel freático.

Durante la primavera de 2004 se registra en los puntos 6, 9 y 10 un descenso de 2 °C respecto a la temperatura media del agua subterránea afectando, además a profundidades donde en otros momentos la temperatura permanece constante. La influencia de la temperatura del aire se puede descartar ya que justamente en este momento experimenta un ascenso continuado por lo que se tiene que buscar una influencia externa que produzca una caída brusca de la temperatura como puede ser la recarga del río Guadalfeo. Analizando los datos de caudal para este momento, se encuentra que justamente en la primavera de 2004 se registra el máximo caudal encontrado en el periodo de estudio, 800.000 m<sup>3</sup>/d y con unas temperaturas que oscilan entre los 14 °C al principio de la primavera y 20 °C al final de este mismo periodo (Fig. 4.4.). Por lo tanto, la recarga del agua fría del río Guadalfeo procedente de la fusión de la nieve en Sierra Nevada produce un descenso importante de la temperatura del agua subterránea en las proximidades del cauce. Es de destacar que este comportamiento se invierte al final de la primavera registrándose un ascenso brusco de la temperatura del agua subterránea que coincide también con una elevación pronunciada de la temperatura del

aire. Además, el efecto que produce sobre la temperatura del agua subterránea se intensifica por la reducción del espesor de la zona no saturada a consecuencia del ascenso importante del nivel freático.

Este mismo comportamiento se registra durante la primavera del año 2002, aunque no de forma tan acusada debido a que el caudal del río Guadalfeo en esta ocasión no alcanzó cifras tan elevadas (300000 m<sup>3</sup>/d) ni la crecida permaneció durante un periodo tan prolongado. De hecho, en el mes de mayo el cauce no registró caudal alguno. En este caso las temperaturas registradas en el agua subterránea son 1-1.5 °C más altas que en 2004 y el ascenso brusco que se registra en mayo se debió exclusivamente a la influencia de la temperatura ambiental.

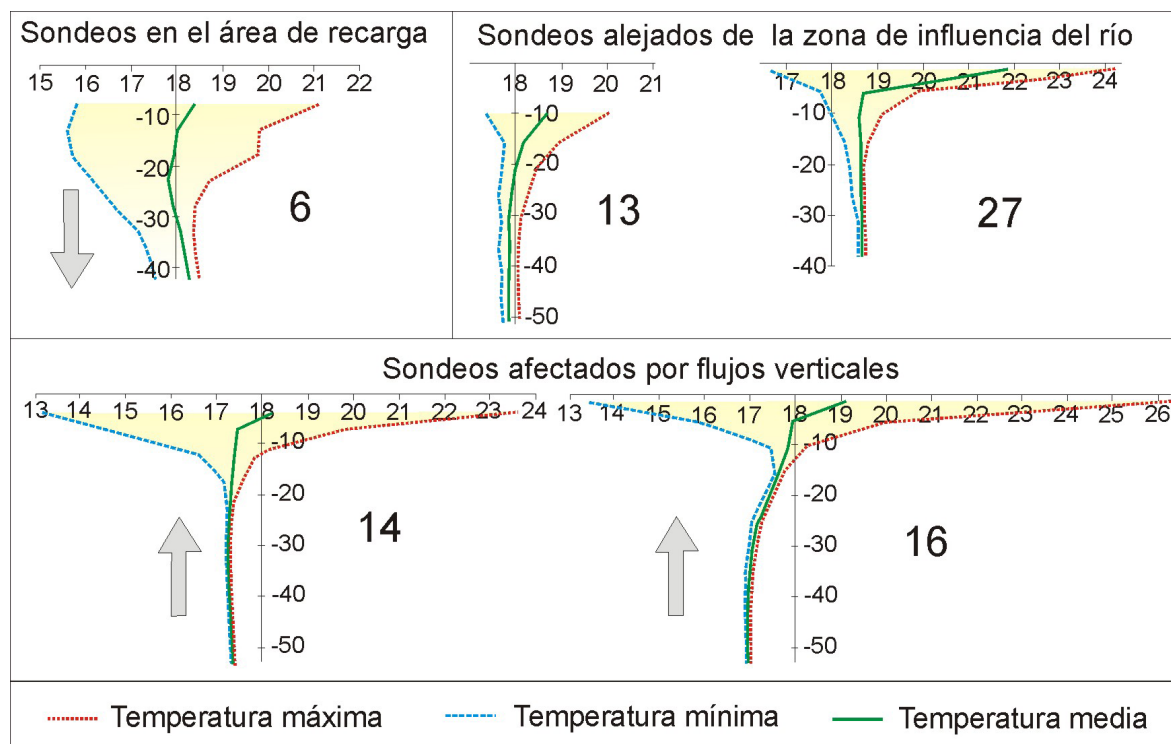
Al principio del otoño de 2003 las temperaturas registradas en los sondeos 6 y 10 quedan por encima de la temperatura media del agua subterránea pero rápidamente experimenta un descenso quedando por debajo de este valor. Coincidiendo en el tiempo, el caudal del río Guadalfeo pasa de 300000 m<sup>3</sup>/d a 150000 m<sup>3</sup>/d y, además, la temperatura media diaria del aire desciende de 20 a 11 °C.

### **4.3. Envolventes de perfiles de temperatura (EPT)**

Las envolventes de perfiles de temperatura han sido utilizadas para distinguir el comportamiento perdedor o ganador de un río (Taniguchi, 1993; Stonestrom y Constanzt, 2003). Los EPT se obtienen de la representación de los perfiles que registran la mínima y máxima temperatura de una serie de datos, presentando en cada caso una forma característica. En casos en los que el nivel freático se encuentra próximo al nivel del río, existe una indeterminación en la dirección del flujo del agua subterránea, pasando de momentos en los que existe un flujo del río al acuífero a otros en los que se invierte pasando del acuífero al río. Normalmente, EPT extensos se relacionan con áreas de recarga (flujo del río al acuífero) y ETP comprimidos con áreas de descarga (flujo del acuífero al río) (Taniguchi, 1993).

La extrapolación de esta hipótesis en el acuífero Motril-Salobreña no tiene lugar ya que el nivel freático, excepto en algunos momentos muy húmedos y en áreas localizadas muy próximas al borde costero, se encuentra claramente por debajo del nivel del río por lo que siempre habría que considerarlo como zona de recarga y no cabría realizar la distinción propuesta por Taniguchi (1993). A pesar de ello, el estudio de las EPT realizadas para las temperaturas medias, mínimas y máximas del agua subterránea ha permitido encontrar distintos patrones que se asocian a distintos esquemas del flujo subterráneo (Fig. 4.5).





**Figura 4.5.** EPT características de zonas de recarga (6), zonas no afectadas por la recarga del río (13 y 27) y zonas con componentes verticales del flujo subterráneo (14 y 16).

Las envolventes de los perfiles de temperatura del agua subterránea en los puntos 14 y 16 muestran una forma característica de zonas de descarga. A pesar de que el río Guadalfeo es un río perdedor en casi toda su trayectoria, en las proximidades de la desembocadura ocurre descarga de agua subterránea al río ya que la cota piezométrica intercepta el cauce del río Guadalfeo. Por ello en esta zona sería lógico encontrar EPT características de ríos ganadores. Sin embargo este mismo patrón se puede encontrar sin que el nivel freático intercepte el fondo del río debido a la existencia de componentes verticales de flujo subterráneo. En el sector próximo a la costa en el acuífero Motril-Salobreña, a causa del contacto agua dulce-agua salada aparecen componentes verticales del flujo subterráneo (Hubbert, 1940; Custodio y Llamas, 1983) que proporcionan un patrón de EPT característico.

Hasta ahora, solo se ha reconocido la existencia de estos flujos verticales en zonas donde existían sondeos surgentes. Pero si el nivel no rebasaba la superficie topográfica no se podía reconocer la existencia de estos esquemas de flujo. Esta limitación se puede superar si se cuenta con los perfiles de temperatura ya que su envolvente mostrará una forma muy concreta. Así, los sondeos 14 y 16 se pueden considerar dominados por flujos verticales a partir de la envolvente de los perfiles de temperatura del agua subterránea. Esta es la razón por la que la recarga que se produce del río Guadalfeo al acuífero no afecta a la temperatura del agua subterránea en el sondeo 14 ya que ésta no está afectada por la recarga como ocurre en

otros sondeos. Por lo tanto, el área con existencia de flujos verticales puede extenderse hacia el Norte y Este de lo que se pensaba en un principio por la presencia de sondeos surgentes. La naturaleza de esta situación se está estudiando actualmente por lo que las contribuciones a la delimitación del área donde existen los flujos verticales será esencial para obtener un mejor conocimiento. Dado que en zonas de descarga al mar es normal encontrar componentes verticales del flujo subterráneo, esta metodología puede aplicarse a otros acuíferos donde las componentes verticales nos son tan evidentes (no existen sondeos surgentes) como ocurre en este caso.

Las envolventes de perfiles de temperatura para los sondeos 6, 9 y 10 presentan una forma más ancha, con una mayor variabilidad de temperatura que alcanza profundidades mayores, que para los sondeos 14 y 16. Estos sondeos se localizan en el sector norte del acuífero donde el espesor de la zona saturada es considerable favoreciendo una mayor infiltración desde el río Guadalfeo y produciendo una mayor afección sobre la temperatura del agua subterránea. Estas EPT pueden considerarse características de una situación de río perdedor o de recarga del acuífero.

Los sondeos F y G muestran unas envolventes correspondientes a una situación intermedia. La zona de afección por variaciones ambientales alcanza una profundidad mayor que para el caso de presencia de flujos verticales (sondeos 14 y 16). A pesar de ello, las variaciones de temperatura no son tan elevadas como las encontradas en el sector de mayor influencia del río Guadalfeo (6, 9 y 10).

Para calcular la temperatura media del agua subterránea en el acuífero Motril-Salobreña, se ha tenido en cuenta las medidas registradas a una profundidad donde ya no existiera influencia de la temperatura ambiente ni de la infiltración del río. En los sondeos 6, 9 y 10 varía entre 17.09 y 18.04 °C. En los perfiles del sector con componentes verticales de flujo se registra una temperatura media de 17.28 °C (14) y 17.00 °C (16). Los sondeos más aislados de la influencia del río y aparentemente sin componentes verticales, presentan una temperatura media más alta. Así, el sondeo 13, situado a 500 m del cauce del río, registra una temperatura de 17.84 °C y el sondeo 27 de 18.7 °C. Este último punto se localiza a una distancia del río de 2 km por lo que se puede decir que la temperatura media del agua subterránea en sectores del acuífero sin influencia del río está próxima a los 19 °C.

## 4.4. Modelo de transporte de calor

El estudio de la distribución y evolución de las temperaturas del agua subterránea, así como su relación con las temperaturas del aire y del agua del río Guadalfeo, ha permitido obtener información sobre la recarga que se produce del río al acuífero Motril-Salobreña, sobre todo en momentos de crecidas. El siguiente paso será intentar cuantificar esta recarga para determinar su importancia en el balance hídrico del acuífero. Para ello, se ha construido un modelo de transporte de calor utilizando el código VSDHI, con el que se persigue alcanzar los siguientes objetivos:

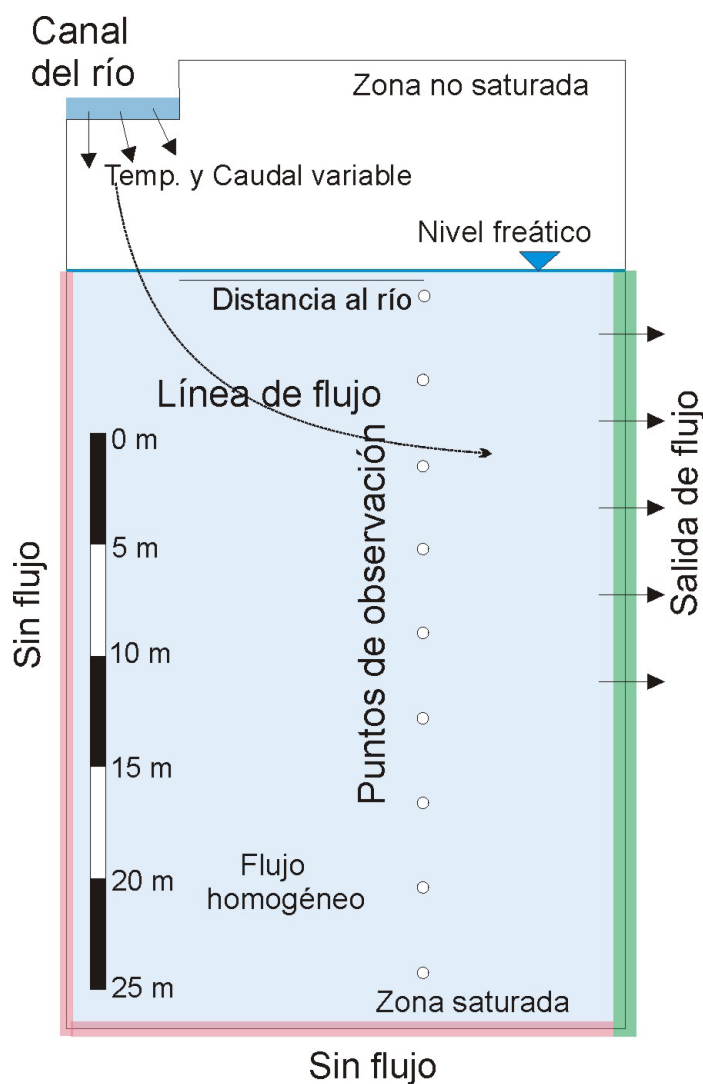
- a) Evaluar el peso de parámetros como la duración y la temperatura de la recarga en el transporte de calor.
- b) Determinar la cantidad de agua infiltrada necesaria para producir la señal térmica detectada en la temperatura del agua subterránea.
- c) Detectar y explicar otros procesos que pueden afectar a la temperatura del agua subterránea y que no se han considerado inicialmente.

### 4.4.1. Modelo conceptual

El modelo conceptual consiste en un río perdedor de 10 m de anchura desconectado del nivel freático por una zona no saturada de 5 a 8 m de espesor (Fig. 4.6). Para simplificar el modelo, sólo se ha simulado la mitad del río ya que la otra parte sería totalmente simétrica y se considera que produciría exactamente el mismo efecto sobre el acuífero. Las condiciones de contorno serían de ausencia de flujo en el límite inferior y el límite situado en la mitad del río (divisoria hidráulica), y un límite de nivel constante en el borde opuesto, donde existe la salida del flujo hacia sectores del acuífero más alejados del río.

Parámetro	Unidades	Valor
Conductividad hidráulica saturada	m/d	70
Porosidad	-	0.2
Contenido en humedad residual (RMC)	-	0.02
Coefficiente alpha ( $\alpha$ )	1/m	4.31
Coefficiente beta ( $\beta$ )	-	3.1
Dispersividad longitudinal	m	0.1
Dispersividad transversal	m	0.1
Capacidad de calor (seco) del sedimento (Cs)	J/m <sup>3</sup> °C	2.18·10 <sup>6</sup>
Conductividad térmica sedimentos con agua en RMC (Ktr)	W/m <sup>3</sup> °C	1.296·10 <sup>6</sup>
Conductividad térmica sedimentos saturados (Kts)	W/m <sup>3</sup> °C	1.555·10 <sup>6</sup>
Capacidad de calor (agua) (Cw)	J/m <sup>3</sup> °C	4.18·10 <sup>6</sup>

**Tabla 4.1.** Valores de los parámetros considerados en la simulación.

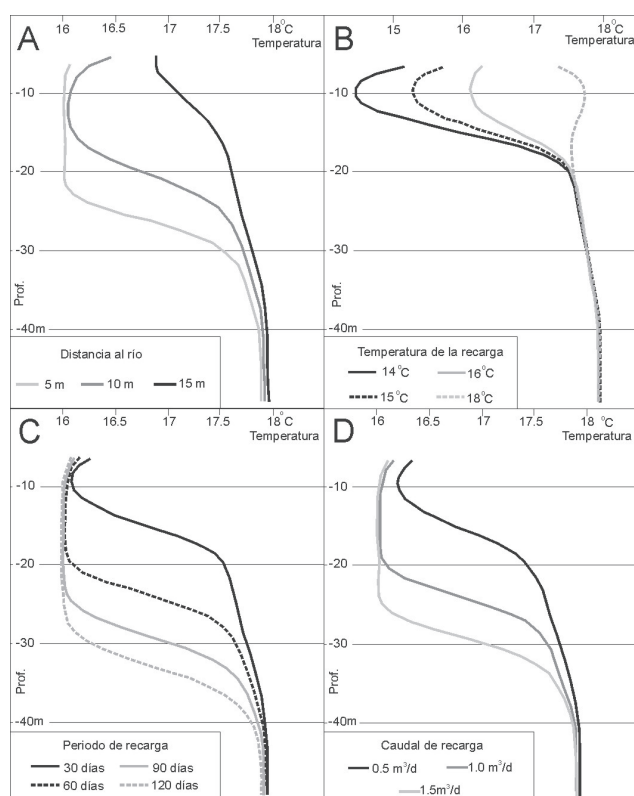


**Figura 4.6.** Modelo conceptual del modelo de transporte de calor.

Los datos iniciales utilizados en el modelo son:

- Caudal del río Guadalfeo registrado en una estación de aforos situada en el sector septentrional del acuífero. Para la simulación se utilizaron las medias (aproximadamente mensuales) correspondientes al periodo en el que el río tuvo caudal.
- Temperatura del agua del río Guadalfeo registrada de forma continua en una estación de aforos (Azud de Vélez) situada algunos kilómetros aguas arriba del acuífero (Fig. 4.1).
- Temperatura del agua subterránea registrada durante los eventos de recarga en los perfiles de temperatura registrados con periodicidad mensual.
- Temperatura del agua subterránea sin influencia de recarga. Se ha estimado como tal la registrada en meses previos a las crecidas.

- Distancia de los puntos de control al río Guadalfeo que se midió directamente sobre foto aérea.
- Propiedades hidráulicas del acuífero. Estimadas a partir de las columnas litológicas de los sondeos.
- Propiedades térmicas de los materiales que se obtuvieron a partir de los datos propuestos por Lappala et al. (1987), Healy y Ronan (1996) y Stonestrom y Constantz (2003) y que se presentan en la tabla 4.1.



**Figura 4.7.** Análisis de sensibilidad de los diferentes parámetros en la señal térmica asociada a la recarga del río.

Parámetro	Unidades	Valor
Conductividad hidráulica saturada	m/d	70
Porosidad	-	0.2
Contenido en humedad residual (RMC)	-	0.02
Coefficiente alpha ( $\alpha$ )	1/m	4.31
Coefficiente beta ( $\beta$ )	-	3.1
Dispersividad longitudinal	m	0.1
Dispersividad transversal	m	0.1
Capacidad de calor (seco) del sedimento ( $C_s$ )	J/m <sup>3</sup> °C	2.18·10 <sup>6</sup>
Conductividad térmica sedimentos con agua en RMC (Ktr)	W/m <sup>3</sup> °C	1.296·10 <sup>6</sup>
Conductividad térmica sedimentos saturados (Kts)	W/m <sup>3</sup> °C	1.555·10 <sup>6</sup>
Capacidad de calor (agua) ( $C_w$ )	J/m <sup>3</sup> °C	4.18·10 <sup>6</sup>

**Tabla 4.1.** Valores de los parámetros considerados en la simulación.

#### 4.4.2. Análisis de sensibilidad

Se ha establecido un rango de variabilidad de los parámetros que pueden afectar al proceso de transporte de calor en este medio. De esta forma, se ha establecido el peso de cada variable y su impacto potencial en el tratamiento térmico del agua subterránea.

Parámetro analizado	Conductividad hidráulica (m/d)	Periodo de recarga (d)	Recarga (m/d/m <sup>2</sup> )	Distancia (m)	T <sup>a</sup> recarga (°C)
Distancia	70	60	1	5-15-25	16
T <sup>a</sup> recarga	70	30	1	10	14-15-16-18
Recarga	70	30	0.5-1-1.5	10	16
Periodo de recarga	70	30-60-90-120	1	10	16

**Tabla 2.** Condiciones de contorno utilizadas en el análisis de sensibilidad.

##### 4.4.2.1. Efecto de la distancia

La distancia al río que está produciendo la recarga es otro parámetro que tiene que tenerse en cuenta debido a las diferentes distancias existentes entre los puntos de control y la fuente de recarga. Los resultados de la simulación del efecto de 5, 15 y 25 m de distancia sobre los perfiles de temperatura son muy diferentes, fundamentalmente en periodos de tiempo cortos (que es lo que ocurre en esta zona de estudio) ya que en estas circunstancias no hay tiempo suficiente para que el agua subterránea llegue a alcanzar la temperatura del agua de recarga. Pocos metros de distancia pueden producir cambios importantes en los perfiles de temperatura (Fig. 4.7A).

##### 4.4.2.2. Efecto de la temperatura del agua de recarga

Este es un parámetro que presenta especial complicación ya que la temperatura del agua de recarga varía de forma continua influida por las variaciones de la temperatura del aire. A pesar de ello, la evolución de las envolventes de temperatura permite observar cambios estacionales que producen cambios en la temperatura del agua de recarga. El efecto de estas variaciones se puede establecer a partir de los resultados obtenidos con las simulaciones utilizando diferentes valores de la temperatura del agua de recarga. Este parámetro afecta fundamentalmente a la temperatura mínima detectada en el agua subterránea (Fig. 4.7B). La diferencia entre la temperatura del agua de recarga y del agua subterránea determina el tiempo para alcanzar una temperatura estable del agua subterránea.

#### *4.4.2.3. Efecto de la duración del periodo de recarga*

El modelo se ha utilizado con duraciones del periodo de recarga de 30, 60, 90 y 120 días. Los resultados muestran como la afección térmica alcanza una profundidad mayor en periodos de tiempo más prolongados. Si la cantidad de agua infiltrada es suficiente, la temperatura del agua subterránea se estabiliza en los primeros metros, que es la franja de mayor influencia térmica. Además, la señal térmica se amortigua con la profundidad (debido al efecto de la conducción) como se observa en la figura 4.7C, donde los sucesivos perfiles de temperatura van disminuyendo sus diferencias.

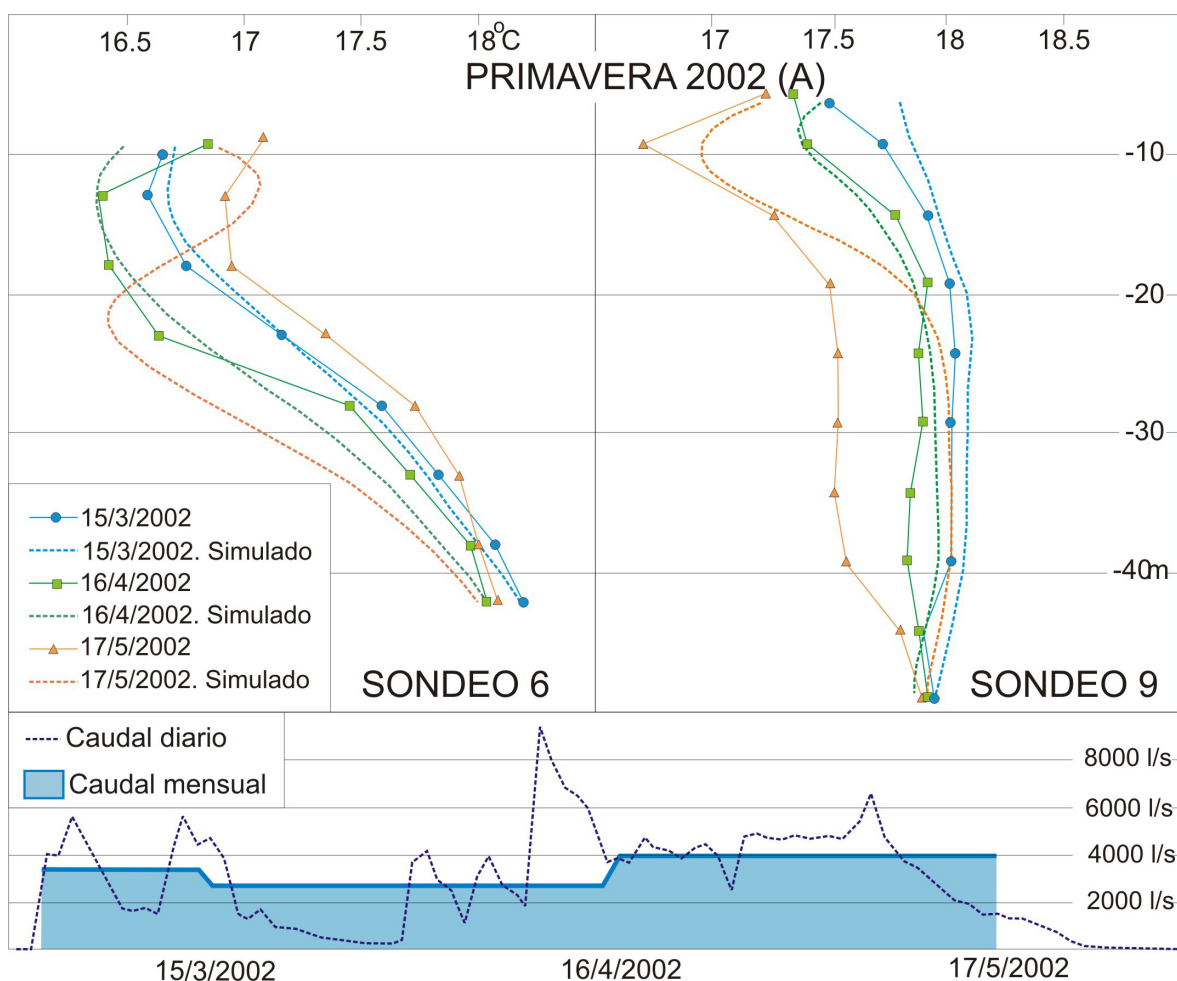
#### *4.4.2.4. Efecto de la intensidad de la recarga*

El efecto de la cantidad de recarga se ha comprobado realizando simulaciones con valores de 0.5, 1 y 1.5 m<sup>3</sup>/d.m<sup>2</sup>. La cantidad de agua infiltrada afecta a la velocidad de propagación de la señal térmica en el agua subterránea. Además, la profundidad de afección térmica aumenta a mayor proporción de agua infiltrada. A pesar de ello, los resultados no se modifican mucho si se considera un periodo de recarga más prolongado pero con menos infiltración, por lo que será difícil distinguir entre ambas situaciones (Fig. 4.7D).

#### *4.4.3. Calibración de la cantidad de recarga*

Una vez que se ha caracterizado el proceso de recarga y los efectos de las variables que lo condicionan, se han simulado varios eventos de recarga ocurridos entre 2002 y 2004. Se han seleccionado los sondeos 6 y 9 para la calibración del modelo ya que son los que se encuentran más próximos al punto de medida del caudal del río Guadalfeo (Fig. 4.3). En la calibración se ha ajustado la infiltración producida en dos tramos del río Guadalfeo en el sector norte del acuífero. El primer tramo consta de una longitud de 2500 m el inicio del acuífero Motril-Salobreña hasta el punto de control 6. El segundo consta de 1000 m desde el sondeo 6 hasta el 9. Se considera una conductividad hidráulica homogénea de 70 m/d en toda la sección simulada. Para la modelación se han seleccionado periodos con crecidas del río Guadalfeo y en los que se dispone también de registro de la temperatura del agua subterránea. Estos periodos son la primavera de 2002, el otoño de 2003 y la primavera de 2004.

La calibración del modelo de transporte de calor se ha llevado a cabo ajustando los resultados de temperatura del agua aportados por el modelo a los valores medidos en campo en los sondeos 6 y 9. En algunos casos se ha conseguido un buen ajuste, aunque en otros,



**Figura 4.8.** Resultados de las simulaciones y comparación con los datos de temperatura del agua subterránea medido para la primavera de 2002.

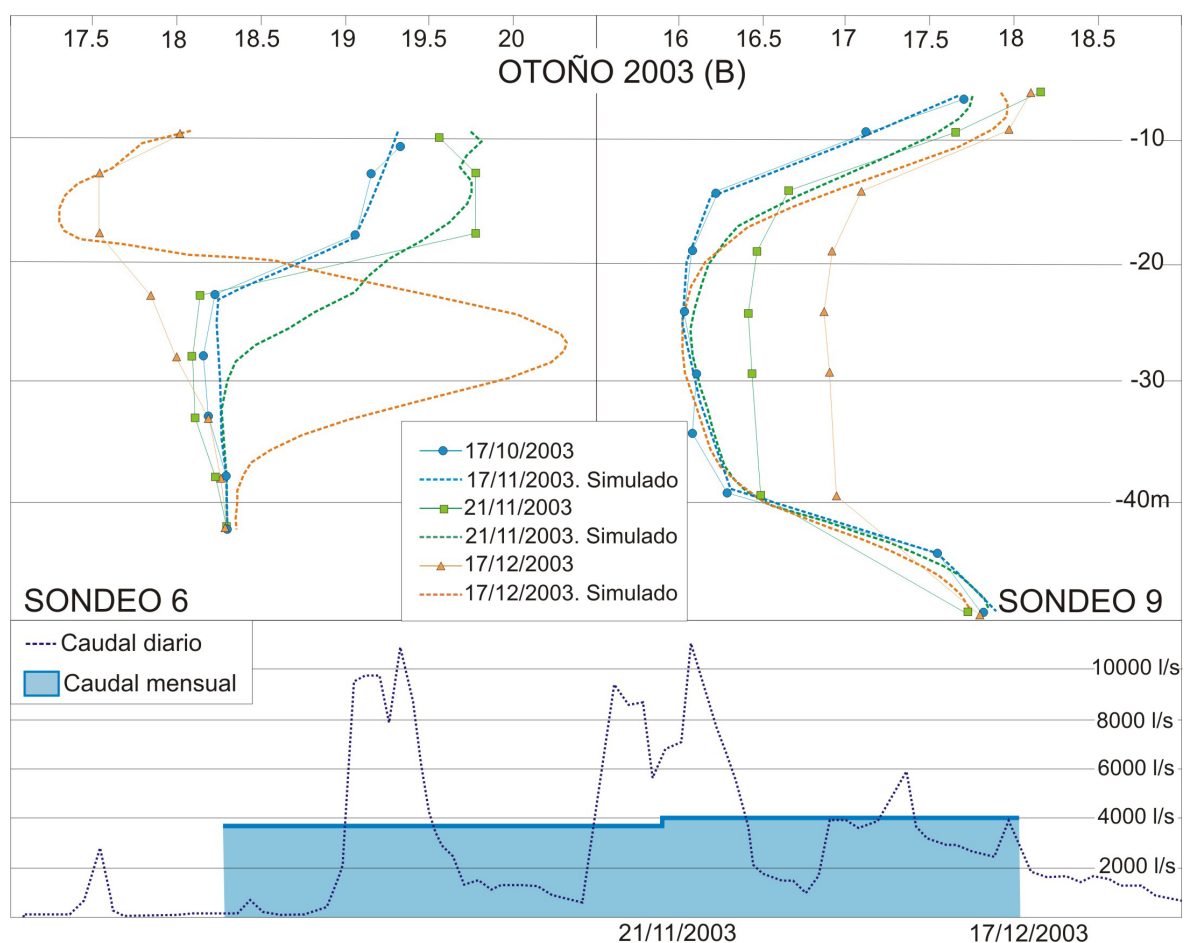
no se ha logrado reproducir la morfología del perfil. Este desajuste se debe a que en la modelización sólo se considera la infiltración desde el río como responsable de la variación de la temperatura del agua subterránea y, en realidad, existen otros factores no considerados.

En la primavera de 2002 (Fig. 4.8), el ajuste conseguido en ambos sondeos es bueno para los primeros dos meses, aunque para los dos últimos meses empiezan a aparecer problemas. En el sondeo 6, la temperatura alcanza valores más elevados debido al efecto de infiltración de aguas más cálidas, como corresponde al incremento de la temperatura del aire registrado a finales del mes de mayo. Este efecto se puede simular sólo en los primeros metros pero no se consigue afectar a zonas más profundas, resultando un perfil con forma sinuosa. Este mismo efecto aparece también en otros perfiles cuando los cambios de temperatura son importantes o cuando los cambios de temperatura son de aguas frías a templadas. En el sondeo 9, el problema aparece relacionado también con la afección de las bajas temperaturas



del agua sólo en los primeros metros. La señal térmica de la recarga en el agua subterránea no alcanza profundidades mayores de 15 m.

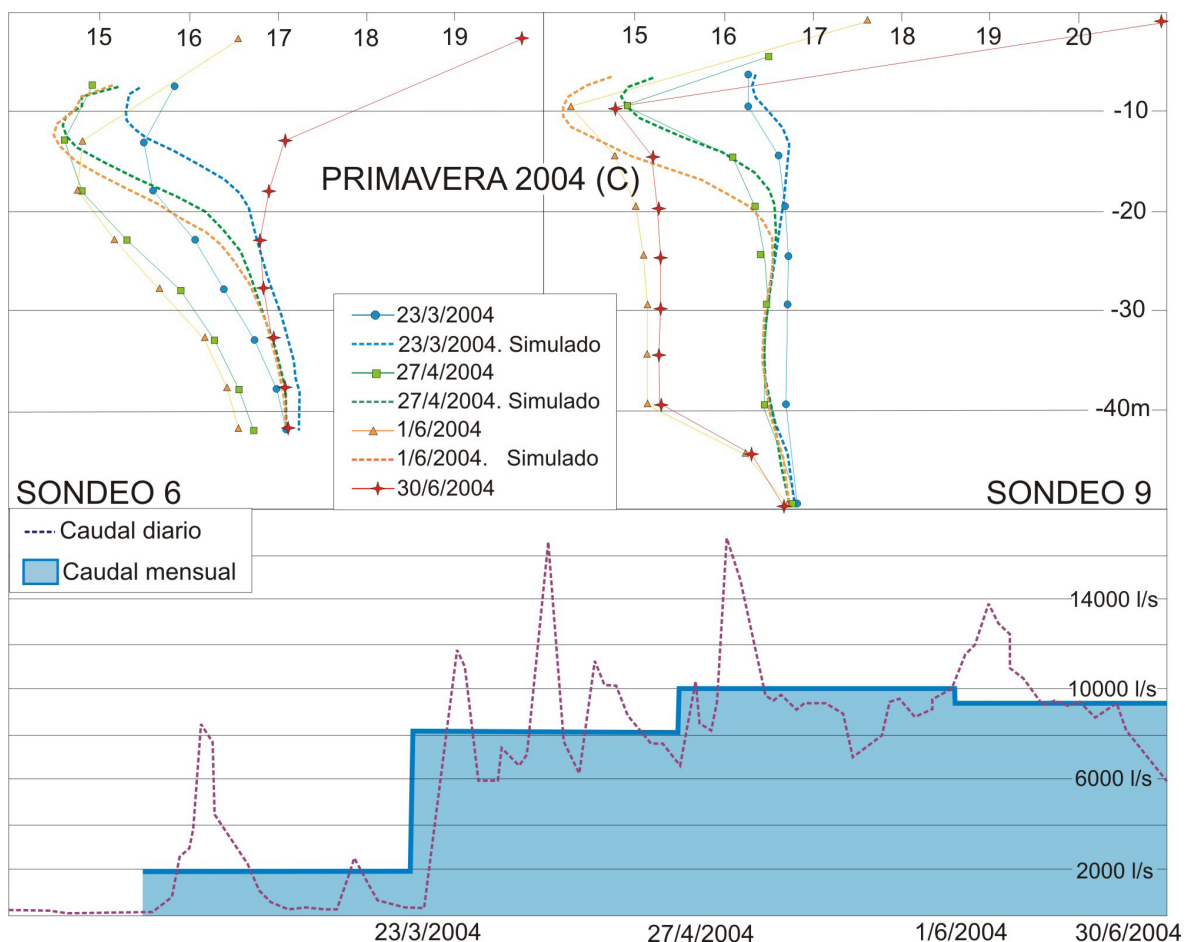
Para otoño de 2003 (Fig. 4.9), en el sondeo 6 se puede observar la transición de las altas temperaturas del agua de recarga, relacionadas con la temperatura ambiental de ese momento (final de verano o principios de otoño), a las aguas más frías que recargan el acuífero desde el final de noviembre. De nuevo aparece el problema de que la señal térmica de las bajas temperaturas del agua de recarga sólo se consigue reproducir en los primeros metros. En el sondeo 9, sólo se consigue un buen ajuste en los primeros 14 m.



**Figura 4.9.** Resultados de las simulaciones y comparación con los datos de temperatura del agua subterránea medidos para otoño de 2003.

En la primavera de 2004 (Fig. 4.10), el mejor ajuste se consigue en los primeros 10-15 m de los dos primeros meses simulados. En zonas más profundas aparecen desajustes de hasta 1 °C que no es posible llegar a reproducir con las condiciones de contorno consideradas en el modelo. Durante el mes de junio de 2004 se registra un incremento de la temperatura

del agua subterránea de más de 3 °C que es prácticamente imposible de conseguir mediante la simulación matemática.



**Figura 4.10.** Resultados de las simulaciones y comparación con los datos de temperatura del agua subterránea medidos para primavera de 2004.

En la tabla 4.3 se muestran los valores del caudal del río Guadalfeo y los resultados obtenidos con el modelo de caudal infiltrado en cada una de las zonas consideradas en la simulación y el porcentaje de infiltración que supone. La localización de los sondeos considerados en la calibración condiona la cantidad de agua recargada ya que la infiltración que se produce en el río Guadalfeo disminuye a lo largo del curso del río por diferentes circunstancias como pueden ser el grado de saturación o la posición del nivel freático. Los porcentajes obtenidos muestran un primer periodo durante la crecida, en la que la tasa de infiltración es muy elevada para luego ir decreciendo progresivamente hasta estabilizarse. Esta evolución en las tasas de infiltración se debe a las condiciones ambientales existentes en zonas semiáridas. La alternancia de periodos muy secos y muy húmedos a lo largo del año, contribuye a la falta de agua en el sistema hidrológico. Así, durante las primeras semanas

	Periodo	Caudal del río (l/s)	Caudal infiltrado (Zone A) (l/s)	Caudal infiltrado (Zone B) (l/s)	Tasa de infiltración (Zone A) (%)	Tasa de infiltración (Zone B) (%)
<b>PRIMAVERA 2002</b>	Marzo	3427	491	127	14.33	3.70
	Abril	2714	145	28	5.34	1.03
	Mayo	3929	260	34	6.62	0.87
<b>OTOÑO 2003</b>	Noviembre	3727	463	63	12.42	1.69
	Diciembre	4010	608	23	15.16	0.57
<b>PRIMAVERA 2003</b>	Marzo	1936	347	63	17.92	3.25
	Abril	8102	29	23	0.36	0.28
	Mayo	10062	29	23	0.28	0.23

**Tabla 4.3.** Resultados de la simulación con el modelo de transporte de calor. Caudal infiltrado resultante de la simulación, caudal del río Guadalfeo y porcentajes infiltrados en los dos tramos modelados.

tras un periodo más seco, el acuífero y zona no saturada pueden aceptar más agua ya que el nivel freático se encuentra en una posición más baja y la zona no saturada contiene una proporción muy baja de humedad.

En general, se puede decir que el ajuste del modelo para los tres momentos simulados es aceptable en los 15-20 primeros metros. En zonas más profundas aparecen diferentes problemas que impiden conseguir un buen ajuste entre los resultados del modelo y las medidas de campo. La causa de este desajuste se relaciona con la simulación en dos dimensiones que no considera el flujo subterráneo transversal a la sección simulada que precisamente sería la dirección principal de flujo (N-S) en el acuífero Motril-Salobreña. En el sector del acuífero simulado existe un gradiente hidráulico elevado (5.10-3) y unos valores de conductividad hidráulica también altos que producirán flujos subterráneos relativamente rápidos en la dirección N-S.

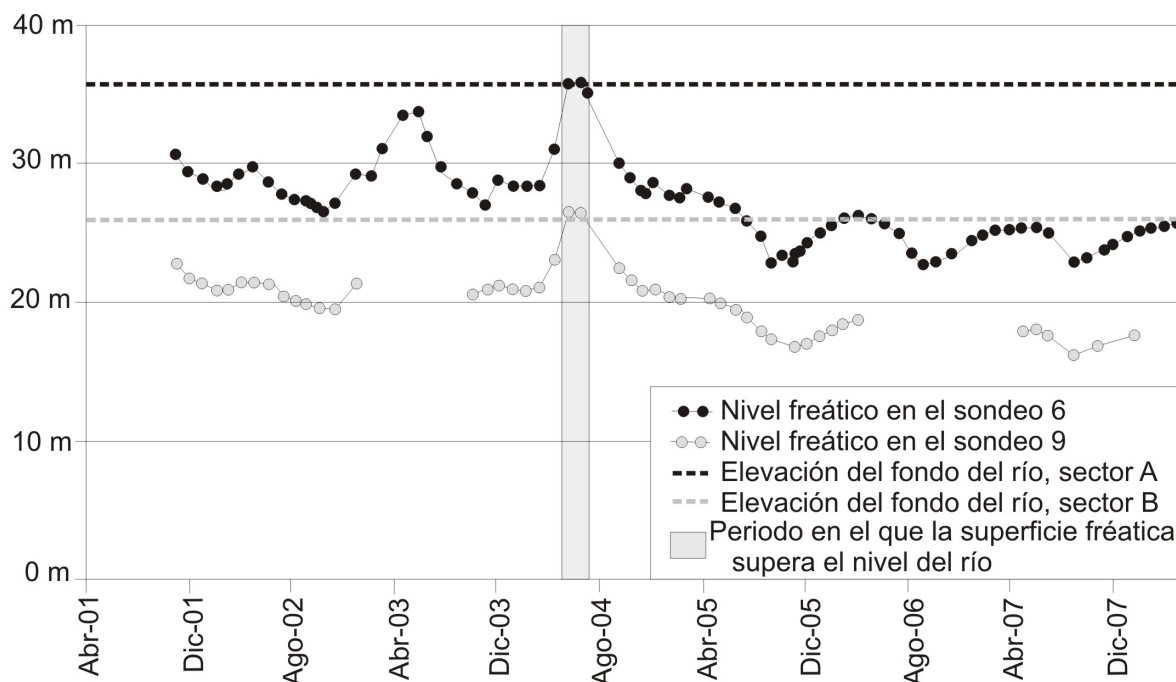
El efecto de esta componente del flujo subterráneo no considerada en la simulación, tendrá diferentes consecuencias en la zona afectada directamente por la infiltración del agua del río Guadalfeo (primeros 15-20 m) y en la zona más profunda afectada indirectamente por la recarga del río. En la zona de influencia directa, el flujo transversal (N-S) transporta agua infiltrada en zonas situadas a cotas piezométricas superiores con temperaturas influidas por

la del agua de recarga. La estimación del agua infiltrada debe considerar ambas componentes del flujo subterráneo con diferente temperatura debido a la infiltración que se produce desde el río. La consecuencia de no considerar la componente transversal del flujo será una sobreestimación de los valores de recarga obtenidos con el modelo.

Las zonas más profundas también están afectadas por el agua de recarga procedente del río ya que se registran cambios en la temperatura en el mismo sentido que en la franja más superficial. Pero esta afección en zonas más profundas, como se consigue deducir de los resultados obtenidos con el modelo, no proviene de la infiltración directa que se está produciendo en esa zona sino más bien de los flujos transversales existentes. El agua con una señal térmica diferente se infiltra más lentamente hacia zonas más profundas creando un penacho térmico que alcanza zonas más profundas del acuífero y que se desplaza con una dirección N-S. El efecto de esta situación es doble, por un lado, permite la afección en la temperatura del agua hasta zonas más profundas de 15 m y, por otro, borra el efecto térmico de la recarga con diferente temperatura. Sin esta componente del flujo, los perfiles de temperatura registrados en campo hubieran sido más sinuosos ya que la señal térmica de las sucesivas aguas de recarga podrían estar presentes en diferentes profundidades que es la base de los estudios de paleoaguas (Kohl, 1998).

Considerando que el modelo de transporte de calor proporciona unos resultados sobreestimados, se debe considerar las tasas de infiltración obtenidas como valores máximos. Según los resultados conseguidos, las tasas de infiltración en los momentos iniciales de las crecidas del río Guadalfeo varían entre un 13 y un 18% en el sector norte del acuífero, y entre un 2 y un 4% para el segundo tramo de acuífero considerado. Dado que el primer tramo presenta una longitud 2.5 veces más larga que el segundo, la cantidad de agua infiltrada se debe multiplicar por 2.5. Por lo tanto, la tasa de infiltración del segundo tramo debe estimarse en un 5-10%. Tras el momento inicial, la tasa de infiltración desciende a un 7% en el primer tramo y a un 1% en el segundo tramo. Este descenso en la infiltración se debe a que el nivel freático experimenta un ascenso, debido precisamente al efecto de la recarga, alcanzando unas cotas muy próximas al cauce del río, pudiéndose reducir la infiltración a menos de un 1% e incluso revirtiéndose el proceso (descarga del acuífero al río Guadalfeo) (Fig. 4.11).

Se han considerado condiciones de contorno diferentes en cada uno de los tres periodos simulados, por lo que los resultados obtenidos están condicionados por las características particulares consideradas en cada caso. La primavera de 2002 está caracterizada por una situación de temperatura del agua de recarga en ascenso en todo el periodo. Durante el otoño de 2003 se da un descenso muy brusco de la temperatura del agua de recarga que obliga a sobreestimar en gran medida los valores de infiltración durante diciembre de 2003 para poder



**Figura 4.11.** Niveles piezométricos en los sondeos 6 y 9 y elevación nivel del río para cada uno de los dos sectores estudiados.

reproducir ese brusco descenso. Las componentes de flujo transversal (N-S) tienen mayor influencia cuando los cambios son bruscos y de gran magnitud. Durante la primavera de 2004 se produjeron fuertes precipitaciones que se reflejaron en un ascenso rápido del nivel freático, por lo que sólo se registra infiltración durante los dos primeros meses simulados ya que después y debido probablemente a la elevada posición del nivel freático no se produce infiltración en el cauce del río Guadalfeo.

## 4.5. Modelo de funcionamiento de la recarga en el río Guadalfeo

El estudio del proceso de la recarga del río Guadalfeo al acuífero Motril-Salobreña a partir de diferentes metodologías relacionadas con la temperatura del agua, permite proponer un modelo de funcionamiento que integra los resultados obtenidos con cada una de ellas (Fig. 4.12).

Los perfiles de temperatura del agua subterránea muestran que en el sector próximo al río Guadalfeo existe una influencia a corto plazo y que afecta fundamentalmente a los primeros metros del perfil en momentos de crecida debido al efecto directo de la recarga

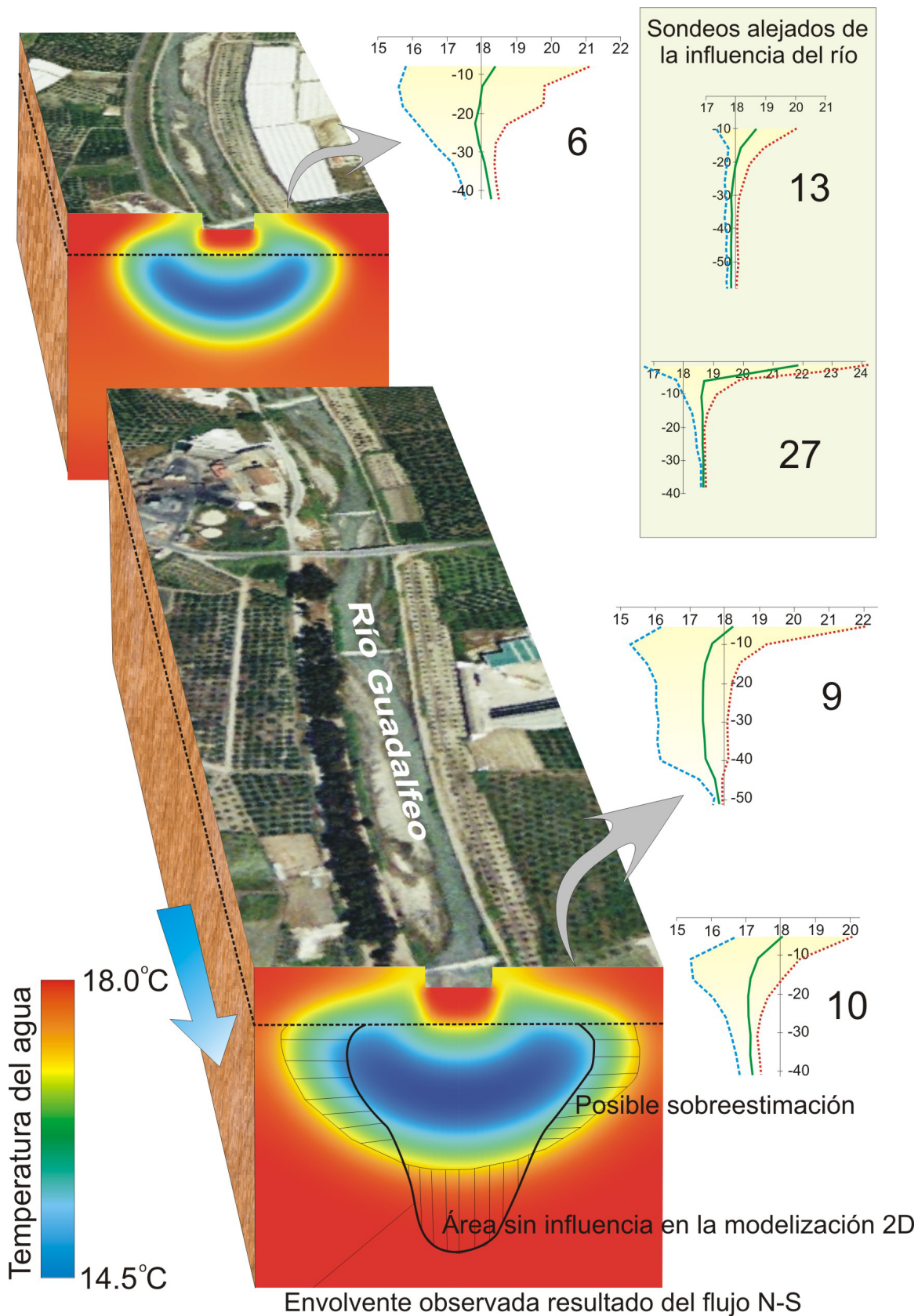
del agua procedente del río. Esta influencia es fácilmente reproducida por el modelo de transporte de calor incluso aunque se trate de un modelo 2D. A pesar de ello, la afección real alcanza profundidades mayores que las reproducidas en el modelo debido al efecto del flujo subterráneo transversal asociado al gradiente hidráulico general del acuífero. Para reproducir este proceso sería necesaria una simulación 3D que tuviera en cuenta todas las componentes del sistema hidrogeológico.

La temperatura media del agua subterránea registrada en los sondeos próximos al cauce del río Guadalfeo que no está afectada por la influencia de la recarga del río muestra otro patrón diferente. La temperatura media del agua subterránea desciende en dirección N-S. Así el punto 6, localizado más al norte muestra una temperatura media de 18.04 °C, el punto B, en una situación intermedia registra 17.40 °C y el 10, en una posición más meridional, mide 17.09 °C. La infiltración progresiva de agua procedente del río Guadalfeo a lo largo de su curso produce un efecto acumulativo en el descenso de la temperatura. Esta sería una influencia a largo plazo sobre la temperatura del agua subterránea debida al flujo subterráneo global de dirección N-S que produce un descenso progresivo de la temperatura del agua subterránea en este mismo sentido. Este efecto se añadiría al producido por el flujo perpendicular a la traza del río y reproducido en el modelo de transporte de calor. Para poder simular este proceso también se necesitaría un modelo 3D.

La recarga de agua procedente del río se puede producir con una temperatura mayor o menor a la temperatura media del agua subterránea. Sin embargo, los periodos de recarga más intensos se relacionan con los procesos de fusión de nieve en Sierra Nevada y la precipitación de primavera. Como se puede comprobar en el estudio de las relaciones entre la temperatura del agua del río y la del aire, durante estos momentos, las temperaturas suelen ser más frías que las del agua subterránea. Sólo al final de la primavera y al comienzo del otoño, la temperatura del agua de recarga es mayor que la del agua subterránea y, por lo normal, en estos momentos el caudal del río no es muy elevado. Por lo tanto, se puede establecer que el agua de recarga del río Guadalfeo contribuye de forma global a un enfriamiento del agua subterránea del acuífero Motril-Salobreña.

## **4.6. Conclusiones sobre las relaciones río-acuífero**

Se ha utilizado el calor como trazador para cuantificar la infiltración del río Guadalfeo y caracterizar el proceso de recarga en condiciones climáticas de semiaridez. En este área la actividad humana está afectando de forma muy importante al sistema hidrológico cuyo



**Figura 4.12.** Bloque diagrama del modelo de funcionamiento de la recarga del río Guadalfeo en a partir de la señal térmica en el acuífero Motril-Salobreña. Las envolventes de temperatura se muestran con la temperatura máxima, media y mínima que evidencian distintos patrones de flujo en el acuífero.

máximo exponente lo constituye la reciente construcción de la presa de Rules que está produciendo un drástico descenso de una de las principales entradas de agua al acuífero, el río Guadalfeo.

Los perfiles de temperatura del agua subterránea muestran una franja de temperatura variable en los primeros metros relacionada con la influencia de la recarga procedente del río y una zona más profunda donde la temperatura permanece constante a lo largo del año. Esta zona de cambio se produce a una profundidad variable entre 15 y 40 m.

Las diferencias en la forma de las envolventes de los perfiles de temperatura permiten determinar la presencia de componentes verticales del flujo subterráneo en áreas donde no se conocía su existencia por no haber condiciones de surgencia en los sondeos. En este sentido se propone una nueva interpretación de las envolventes que la literatura sólo había asignado a situaciones de descarga o de ríos ganadores.

Se ha simulado la señal térmica que produce la infiltración del río Guadalfeo sobre el agua subterránea mediante el código VS2DHI, utilizando los perfiles de temperatura del agua subterránea registrados en dos puntos como referencia para la calibración del modelo. La limitación de la aplicación de este método en el acuífero Motril-Salobreña proviene de la existencia de una componente de flujo transversal muy importante en el área simulada y asociada a la descarga natural del sistema en dirección N-S que producirá una afección en zonas más profundas a las alcanzadas por el modelo de transporte de calor. Esta metodología proporcionará valores máximos de tasas de infiltración.

Las tasas de infiltración obtenidas con el modelo de transporte de calor para el río Guadalfeo varían en gran medida en los periodos simulados. En los primeros días la infiltración puede ser de hasta un 18 % y progresivamente va decreciendo hasta valores del 7%. De igual forma, también se produce una reducción de la tasa de infiltración a lo largo del cauce del río. Así puede haber diferencias de hasta el 8 % entre los dos tramos simulados. Estas variaciones se relacionan con cambios del nivel freático, del espesor de la zona no saturada y descensos del caudal del río.

La analogía entre los modelos de transporte de calor y transporte de masa determina que el proceso estudiado pueda asimilarse a cualquier otro evento contaminante. El gradiente hidráulico elevado hacia el mar induciría un flujo rápido en esta dirección de la sustancia contaminante especialmente en las áreas próximas al río donde la recarga favorece también el movimiento del agua subterránea.



El modelo de funcionamiento de la recarga del río Guadalfeo en el acuífero Motril-Salobreña propuesto a partir del estudio de las temperaturas muestra una influencia a corto plazo con variaciones de la temperatura en los primeros metros de la franja saturada durante las crecidas del río. También existe una afección menos patente registrada en profundidades mayores relacionada con las componentes de flujo subterráneo transversal debido al gradiente general del acuífero con dirección N-S. Además se registra una influencia a largo plazo que se refleja en una disminución de la temperatura del agua subterránea hacia el Sur debido al efecto acumulativo de la infiltración del agua del río generalmente más fría que la del acuífero.

Las limitaciones de la utilización de la temperatura en la estimación de la recarga, especialmente en zonas semiáridas, se relacionan con los cambios bruscos de temperatura del agua de recarga. Se hace necesario un control más exacto de la temperatura del agua que se infiltra y un sólido conocimiento del funcionamiento del sistema acuífero. Además, si la componente transversal del flujo subterráneo es considerable, como es el caso que nos ocupa, los resultados finales estarán condicionados por esta circunstancia, haciéndose necesario un análisis más crítico de los mismos. La simulación 3D sería una buena solución para resolver estos problemas pero requeriría datos más detallados y una red de medida más completa.

Los resultados obtenidos con el estudio de la temperatura y el desarrollo de un modelo de transporte de calor para reproducir la infiltración procedente del río Guadalfeo contribuyen a mejorar el planteamiento sobre una gestión adecuada de este recurso. La presa de Rules puede producir un descenso del caudal del río pero también permite que se pueda liberar agua por el cauce para recargar el acuífero en caso de necesidad. La disminución del caudal del río Guadalfeo constituye el origen del riesgo relacionado con la presa, pero al mismo tiempo también puede proporcionar la solución potencial más sencilla.

---

## Fuentes de recarga y porcentajes de mezcla.

Los isótopos estables del agua se han considerado como la herramienta adecuada para determinar las fuentes de recarga del acuífero Motril-Salobreña. Este objetivo tiene particular importancia en la zona de estudio debido a la escasez de agua que afecta a las poblaciones y que ha motivado la frecuente transformación antrópica de los sistemas hidrológicos naturales. El muestreo exhaustivo de aguas para la determinación de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ , tanto estacional como espacial, tiene como principal objetivo establecer la importancia relativa de las principales fuentes de recarga en diversos sectores del acuífero. Debido al contexto de cambio en el que se encuentra el acuífero Motril-Salobreña, algunas de las recargas que se han estudiado mediante esta técnica (como la del acuífero carbonatado de Escalate) pueden tener un papel más importante en futuros escenarios en los que las entradas por el río o el regadío se vean reducidas.

### 5.1. Antecedentes

El estudio de los isótopos estables del agua  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  constituye una herramienta que se ha utilizado ampliamente desde los primeros trabajos en los que se aplicaron, donde se comprueba la relación existente entre la composición isotópica del agua y los procesos que suceden durante el ciclo hidrológico (Craig, 1961; Craig et al., 1963; Dansgaard, 1964; Nir, 1967; Gat e Isar, 1974).

Dado que se parte de las aguas meteóricas para empezar a diferenciar procesos, los estudios referentes a la composición isotópica en aguas de lluvia son muy frecuentes y suelen estar relacionados con el trazado de líneas meteóricas locales que puedan ser aplicables a estudios de carácter más local. En las zonas más secas del Mediterráneo, debido a la característica escasez de recursos hídricos y por tanto a la gran importancia que toma el

conocimiento del agua, se han realizado gran cantidad de publicaciones mediante el uso de isótopos (Gat et al., 1996; Leontiadis et al., 1996; Kattan, 1997; Celle-Jeanton et al., 2001a, 2001b; Abd El Samie y Sadek, 2001; Longinelli y Selmo, 2003; Boronina et al., 2005; Bajjali, 2006). Los estudios de aplicaciones vinculadas a aspectos atmosféricos como origen de masas de aire, relaciones con los climas dominantes en distintas regiones, efectos de la temperatura y humedad (Winograd et al., 1998; Araguás-Araguás et al., 2000; Vreca et al., 2006) son más frecuentes que las aplicaciones directamente hidrogeológicas, si bien constituyen el marco necesario para poder llevar a cabo estudios relacionados con las aguas subterráneas. Son la base de los efectos de continentalidad, altura, estacionalidad y cantidad, que desde que fueron establecidas sus causas, han sido aplicados en muchas regiones del mundo (Vogel et al., 1975; Leontiadis et al., 1988; Christodoulou et al., 1993; Alyamani, 2001; Longinelli y Selmo, 2003; Boronina et al., 2005; Bajjali, 2006; Lee y Kim, 2007).

El estudio de la mezcla de aguas con distintos orígenes tanto de distintas fuentes de recarga como de distintas épocas también ha recurrido a la composición isotópica de las aguas (Geirnar y Leaven, 1992; Cerón et al., 1998; Tantawi et al., 1998; Abu-Jaber, 2001; Abd El Samie y Sadek, 2001; Bajjali, 2006; Li et al., 2007). No son tan frecuentes las aplicaciones orientadas a un conocimiento hidrogeológico a escala espacial y temporal que aporten información sobre la circulación de aguas subterráneas, especialmente en relación con los procesos de mezcla de aguas y sus cambios en el tiempo.

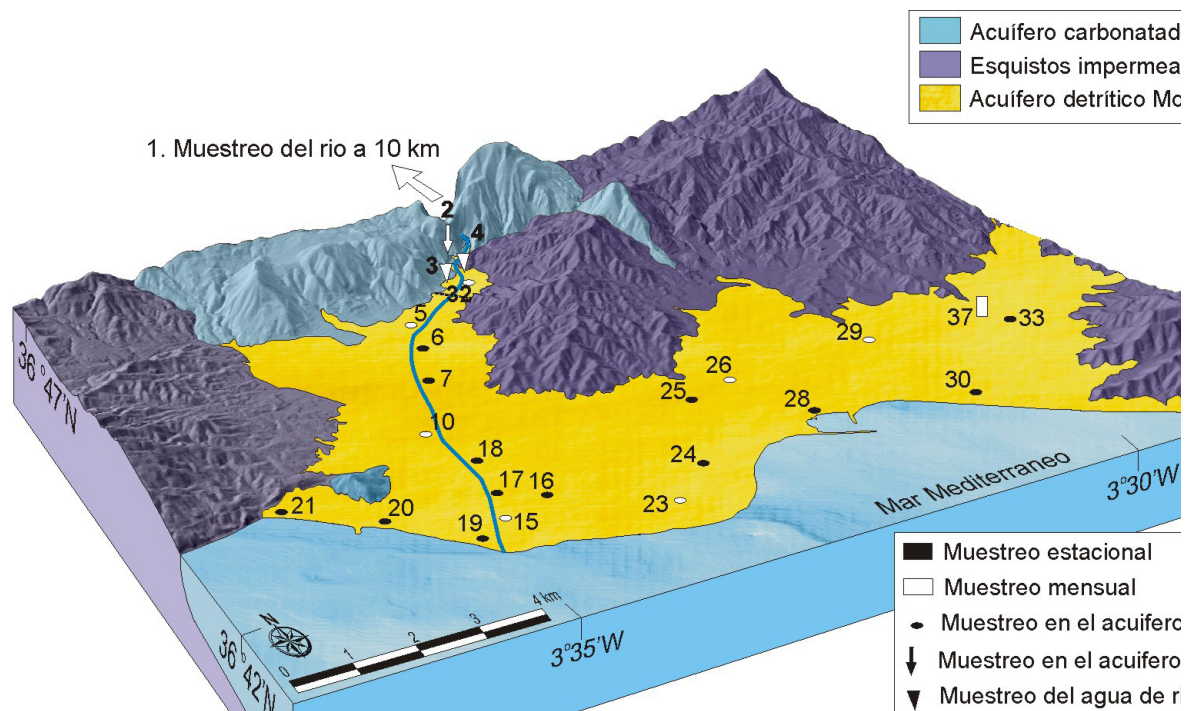
Las características climáticas de la zona son muy variables debido al gradiente de pendiente tan acusado en la cuenca vertiente del río Guadalfeo. Esto hace que aunque el clima sea principalmente mediterráneo, cambie desde una situación subtropical seco en la costa hasta un clima de alta montaña con condiciones de periglaciario. Estas circunstancias climáticas tienen su repercusión en la marca isotópica de las diversas aguas que confluyen en el acuífero. Por un lado, el agua procedente del río Guadalfeo tendrá una marca isotópica característica de zonas de elevada topografía y distantes del mar. El agua que precipite directamente sobre el acuífero estará mucho más enriquecida en isótopos pesados ya que la fuente de evaporación (el mar) se encuentra adyacente.

Los balances hídricos en el acuífero Motril-Salobreña mostrados anteriormente, subrayan como principales fuentes de recarga del sistema los retornos de riego, la infiltración directa del río Guadalfeo, la infiltración a partir de la precipitación que cae directamente sobre el acuífero y los aportes ocultos procedentes del acuífero carbonatado y del aluvial sobre el que circula el río Guadalfeo y que está en conexión hídrica con el acuífero Motril-Salobreña. Algunos de estos valores están suficientemente bien cuantificados, sin embargo, hay aspectos dentro de estos balances que no han podido ser determinados con precisión

debido a la complejidad del sistema en algunas zonas y a la falta de información. Cabe destacar la zona norte del acuífero donde en un reducido espacio se producen tres recargas muy importantes a partir del acuífero carbonatado, del aluvial del río Guadalfeo y del propio río Guadalfeo. Hay que tener en cuenta la importancia del río Guadalfeo en la recarga total del acuífero Motril-Salobreña pues además de la infiltración que existe en su mismo cauce, también se produce en las superficies de cultivo regadas con aguas derivadas previamente del río.

## 5.2. Metodología desarrollada para el estudio isotópico

Para la caracterización de las fuentes de recarga del acuífero Motril-salobreña se llevaron a cabo 12 muestreos mensuales y 2 estacionales (febrero y octubre de 2002) durante el año hidrológico 2001-2002 en diversos puntos de la zona de estudio. De este modo se podrán establecer las evoluciones espacio-temporales de los contenidos en  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  de las aguas propias del acuífero y de las principales fuentes de recarga: río Guadalfeo, agua de lluvia, acuífero carbonatado de Escalate y aguas de riego derivadas del río Guadalfeo.



**Figura 5.1.** Puntos de muestreo isotópico en la zona del acuífero Motril-Salobreña. El punto de muestreo 1 se situó aguas arriba en el río Guadalfeo. Los puntos 3 y 4 se corresponden con aguas derivadas del río unos kilómetros antes. El tipo de muestreo ha sido detallado en la simbología de cada punto.

	Nov-01	Dec-01	Jan-02	Feb-02	Mar-02	Apr-02	May-02	Jun-02	Jul-02	Aug-02	Sep-02	Oct-02	n	$\xi$	$\sigma^2$	VC (%)	
<b>1</b>	$\delta^{18}O$	-9.3	-9.2	-8.7	-8.7	-8.8	-8.9	-8.9	-8.6	-8.2	-7.9	-7.6	-8.4	12	-8.6	0.5	6
	$\delta D$	-62	-61	-61	-57	-58	-59	-61	-59	-53	-57	-47	-57	12	-58	4.2	7
	d	12.4	12.6	8.6	12.6	12.4	12.2	10.2	9.8	12.6	6.4	13.8	10,6	12	11.2	2.1	19
<b>2</b>	$\delta^{18}O$	-7.6	-7.6	-7.2	-7.5	-7.4	-7.7	-7.8	-7.8	-7.0	-7.4	-7.7	-7,5	12	-7.5	0.2	3
	$\delta D$	-53	-50	-48	-45	-45	-47	-49	-51	-47	-51	-51	-51	12	-49	2.6	5
	d	7.8	10.8	9.6	15.0	14.2	14.6	13.4	11.4	9.0	8.2	10.6	8,6	12	11.1	2.6	24
<b>3</b>	$\delta^{18}O$	-9.1	-9.2	-8.4	-8.7	-8.8	-8.8	-7.6	-8.1	-8.0	-7.9	-7.6	-7,6	12	-8.3	0.6	7
	$\delta D$	-60	-62	-57	-56	-58	-58	-48	-55	-53	-54	-48	-57	12	-56	4.3	8
	d	12.8	11.6	10.2	13.6	12.4	12.6	12.8	9.5	11.0	9.2	13.0	3,6	12	11.0	2.7	25
<b>4</b>	$\delta^{18}O$	-9.0	-8.8	-8.3	-8.6	-8.8	-8.6	-9.0	-8.5	-7.8	-7.5	-7.9	-7,6	12	-8.4	0.5	6
	$\delta D$	-60	-59	-57	-55	-56	-57	-56	-52	-51	-55	-55	-57	12	-56	2.5	5
	d	12.0	11.4	9.4	13.8	14.4	11.8	16.0	16.0	11.2	5.0	7.9	3,9	12	11.1	3.9	36
<b>5</b>	$\delta^{18}O$	-7.8	-7.9	-7.4	-7.6	-7.8	-8.0	-7.8		-7.9	-8.5	-7.8	-8,0	11	-7.9	0.3	3
	$\delta D$	-50	-53	-50	-46	-45	-54	-51		-48	-54	-55	-54	11	-51	3.4	7
	d	12.5	10.2	9.2	14.8	17.4	10.1	11.4		15.2	13.8	7.4	9,9	11	12.0	3.0	25
<b>10</b>	$\delta^{18}O$	-8.1	-8.1	-7.6	-8.1	-8.1	-7.8	-8.1		-7.5	-7.7	-8.1	-8,0	11	-7.9	0.2	3
	$\delta D$	-53	-55	-51	-48	-51	-51	-49		-50	-54	-53	-55	11	-52	2.4	5
	d	11.8	10.0	9.6	16.8	13.9	11.7	15.8		9.6	7.6	11.8	9,0	11	11.6	2.9	25
<b>15</b>	$\delta^{18}O$	-8.0	-8.4	-8.3	-8.2	-8.3	-8.1	-8.2	-8.5	-7.7	-8.1	-8.2	-8,4	12	-8.2	0.2	3
	$\delta D$	-54	-57	-54	-50	-49	-55	-54	-54	-53	-56	-55	-57	12	-54	2.4	5
	d	10.0	10.2	12.4	15.6	17.3	9.9	11.6	14.2	8.4	8.8	10.6	10,3	12	11.6	2.8	24
<b>23</b>	$\delta^{18}O$	-7.8	-7.9	-7.7	-8.3	-8.3	-8.1	-8.1	-8.4	-8.2	-7.9	-7.9	-8,0	12	-8.0	0.2	3
	$\delta D$	-52	-55	-53	-53	-49	-57	-55	-54	-53	-55	-57	-56	12	-54	2.3	4
	d	10.4	8.2	8.7	13.4	17.4	7.8	9.6	13.2	12.4	8.4	6.0	7,9	12	10.3	3.2	31
<b>26</b>	$\delta^{18}O$	-7.8	-7.9	-7.6	-8.1	-8.1	-8.0	-8.3	-8.2	-7.8	-7.9	-8.3	-7,9	12	-8.0	0.2	3
	$\delta D$	-50	-53	-51	-52	-51	-53	-51	-54	-51	-58	-56	-55	12	-53	2.4	5
	d	12.4	10.3	10.0	12.8	13.8	11.0	15.4	11.6	11.6	5.2	10.5	8,6	12	11.1	2.6	23
<b>29</b>	$\delta^{18}O$	-8.1	-7.5	-7.9	-8.3	-8.2	-8.1	-8.2	-8.3	-7.8	-7.9	-8.3	-8,7	12	-8.1	0.3	4
	$\delta D$	-55	-51	-54	-52	-49	-58	-53	-57	-53	-57	-56	-57	12	-54	2.8	5
	d	9.8	9.0	9.2	14.4	16.6	6.8	12.6	9.4	9.4	6.4	10.3	12,9	12	10.6	3.0	29
<b>32</b>	$\delta^{18}O$	-9.0	-7.6	-7.4	-8.7	-8.5	-8.7	-8.9	-7.8	-7.7	-7.6	-7.4	-7,7	12	-8.1	0.6	8
	$\delta D$	-61	-51	-50	-55	-54	-59	-58	-52	-47	-52	-57	-52	12	-54	4.1	8
	d	11.0	9.8	9.0	14.6	14.0	10.6	13.2	10.5	14.6	8.8	2.2	9,8	12	10.7	3.4	32
<b>37</b>	$\delta^{18}O$					-6.0	-5.1	-8.2				-4.5	-6.4	5	-6.2	1.4	24
	$\delta D$	No sample				-33	-31	-61	No sample			-32	-40	5	-39	12.6	32
	d					15.0	9.8	4.6				4.0	11.5	5	10.3	4.7	52

**Tabla 5.1.** Datos isotópicos para los muestreos mensuales junto con los parámetros valor medio, desviación típica y coeficiente de variación de  $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$  y d.

Para el seguimiento temporal a escala mensual se seleccionó una red de 12 puntos que incluían las principales fuentes de recarga (5 puntos: río Guadalfeo muestreado 10 km aguas arriba del acuífero, 1; Acuífero de Escalate, 2; agua de riego muestreada en sendos canales derivados del río Guadalfeo unos 6.5 km aguas arriba del acuífero, 3 y 4; y lluvia, 37) y diversas zonas del acuífero Motril-Salobreña (6 puntos). Para la caracterización espacial (también con componente estacional) se amplió la red a unos 25 puntos, incluyendo los 12 anteriores más otros puntos de agua del acuífero detrítico (Fig. 5.1).

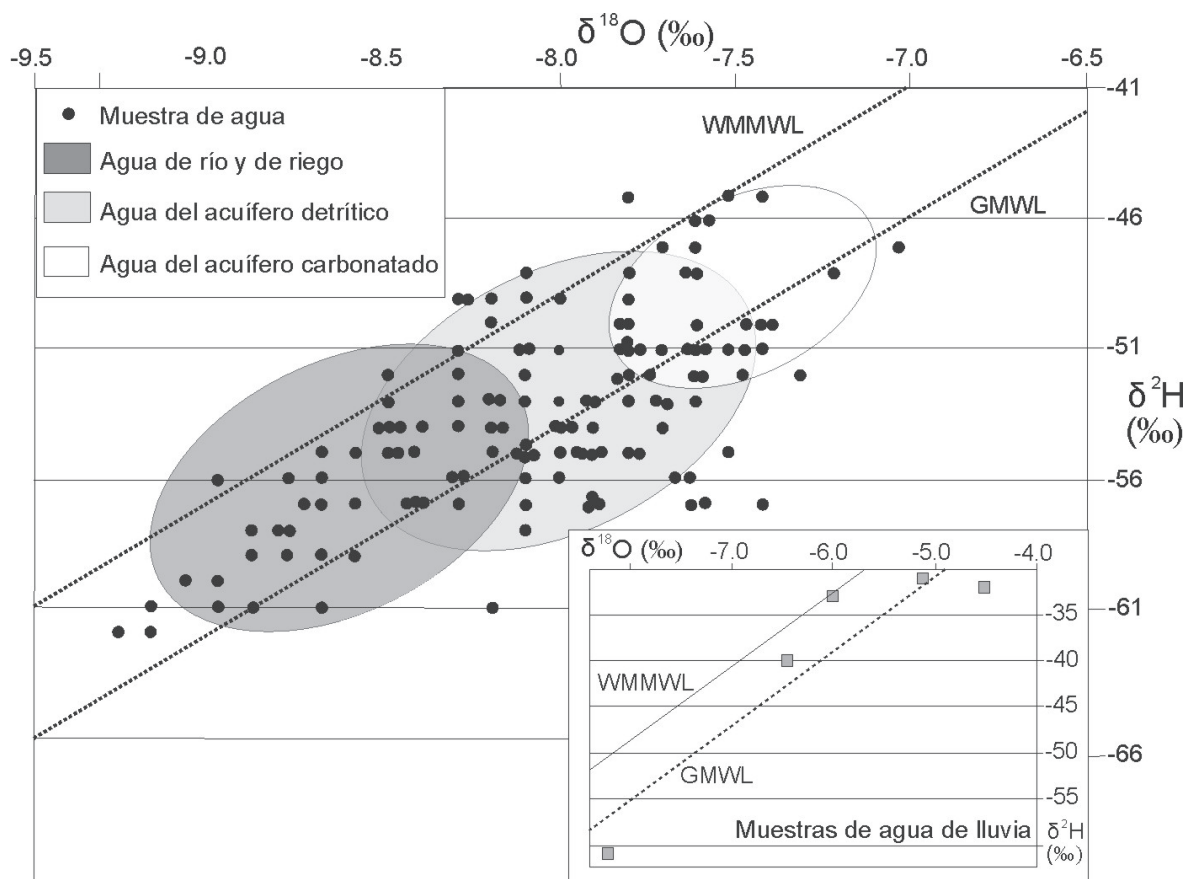
Las muestras de lluvia se tomaron en un recipiente de plástico dotado de un embudo de recepción, en cuyo interior se colocó una cierta cantidad de vaselina que impidiese la evaporación del agua recogida. Las muestras se tomaron mensualmente a partir de febrero de 2002. Gracias a su ubicación junto a una estación pluviométrica se sabe que las cinco muestras de lluvia obtenidas (Tabla 5.1) correspondieron a unos 26 días de lluvia, distribuidos al menos en 14 eventos lluviosos diferentes (con 1 a 4 días consecutivos de lluvia), entre el 19 de febrero y el 28 de octubre de 2002, con un total de 215.2 mm de lluvia recogida.

En total se tomaron 158 muestras de agua (dos frascos de 50 ml para cada una) que fueron analizadas en el Servicio de Análisis de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC, Granada) utilizando un espectrómetro de masas de razones isotópicas Finnigan MAT 251, mediante la reducción con Zn para obtener la relación  $^2\text{H}/^1\text{H}$ , y mediante el método de equilibrado isotópico de una cierta cantidad de agua con  $\text{CO}_2$  para la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . En ambos casos se estimaron las desviaciones isotópicas relativas al patrón de referencia V-SMOW, resultando errores experimentales de  $\pm 0.1\text{‰}$  y  $\pm 1\text{‰}$  para el oxígeno y el hidrógeno, respectivamente.

Con los resultados obtenidos del análisis se procedió a una evaluación detallada de los datos relacionándolos con las características hidrogeológicas del sistema y las influencias sobre la composición isotópica. Se dispuso por tanto de los datos de caudal del río Guadalfeo en varias estaciones de aforo, precipitación y temperatura diaria registrada en una estación climática localizada en la zona este del acuífero y niveles piezométricos medidos mensualmente en el acuífero detrítico y carbonatado. El relacionar los contenidos isotópicos con los procesos que afectan al sistema hidrogeológico tiene precisamente el fin de poder alcanzar conclusiones relacionadas con su funcionamiento hidrogeológico.

### 5.3. Resultados y procesos hidrogeológicos caracterizados

Los datos isotópicos de los muestreos mensuales junto a diversos parámetros estadísticos simples han sido proyectados en la Tabla 5.1. En ella se muestran también los valores de exceso de deuterio (d) calculados a partir de la ecuación  $d = \delta D - 8\delta^{18}O$  (Dansgaard, 1964).



**Figura 5.2.** Relación  $\delta^{18}O - \delta D$  (valores en ‰) en las aguas de la zona de estudio. El punto medio de cada área representa la composición isotópica media de cada tipo de agua.

En la figura 5.2 se ilustra la relación  $\delta^{18}O - \delta D$  de los muestreos realizados y un área representativa donde se engloban que representa el origen de las aguas. También se ha representado la línea meteórica global (GMWL),  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$  (Craig, 1961), y la línea meteórica para el Mediterráneo occidental (WMMWL),  $\delta D = 8\delta^{18}O + 15$  (Gat y Carmi, 1970) ó  $\delta D = 8\delta^{18}O + 13.7$  (Celle-Jeanton et al., 2001). Las muestras correspondientes a aguas subterráneas se sitúan entre ambas líneas meteóricas, como cabría esperar en una zona donde coexisten precipitaciones procedentes de masas nubosas originadas en el océano Atlántico o en el mar Mediterráneo. Sin embargo, las precipitaciones registradas en el área

del acuífero se ajustan bastante bien ( $R^2 = 0.86$ ) a la ecuación  $\delta D = 8.22 \delta^{18}O + 10.32$ , muy próxima a la línea meteórica global (GMWL) refinada por Rozanski et al. (1993) para el patrón V-SMOW. Al margen de que los eventos lluviosos fueron escasos y corresponden sólo a un ciclo hidrológico, se puede apreciar una cierta diferencia entre las lluvias locales y las aguas superficiales y subterráneas de la zona, lo que indica el escaso peso que tiene la recarga pluviométrica en el acuífero estudiado, al menos durante el periodo anual de estudio (2001-02). Si esa influencia fuese mayor, las aguas subterráneas deberían mostrar relaciones isotópicas más enriquecidas en isótopos pesados, y, por tanto valores menos negativos de  $\delta^{18}O$  y  $\delta D$  que los que presentan realmente. Efectivamente, la mayoría de las muestras de aguas de lluvia se sitúan en un área de valores poco negativos o de aguas relativamente enriquecidas en isótopos pesados, con respecto a las aguas subterráneas y superficiales de la zona, lo cual es lógico teniendo en cuenta la cercanía del pluviómetro donde se han tomado las muestras al mar (2 km) y su baja cota (47 m s.n.m.), localización que se considera representativa de las lluvias sobre el acuífero, habida cuenta de la escasa extensión y morfología plana de éste. Los valores de las desviaciones isotópicas obtenidas en las muestras de agua de lluvia son coherentes con los obtenidos por otros autores en diversos lugares situados justo al norte de nuestra área de estudio (Cruz-Sanjulián, et al., 1992; Raya-Garrido, 2008).

.Los valores más negativos para  $\delta^{18}O$  se obtienen en las muestras del río Guadalfeo tomadas en su localización más alejada (10 km) del acuífero Motril-Salobreña, como corresponde a aguas procedentes en gran medida de la fusión de la nieve de Sierra Nevada, con un valor de -8,6 ‰ de media y un rango de variación entre -9,3 y -7,6 ‰ (Tabla 5.1. y Fig. 5.3). Estos valores no son sorprendentes para aguas principalmente procedentes de la fusión de la nieve de Sierra Nevada. En su tesis, Raya-Garrido (2008) suministra datos isotópicos de la nieve recogida a diferentes alturas en la vertiente noroccidental de Sierra Nevada (entre 670 y 3.000 m s.n.m.) correspondientes a 4 eventos de precipitación ocurridos entre noviembre de 2001 y enero de 2003. Los valores medios del  $\delta^{18}O$  fueron de -16 ‰, con un máximo de -10,2 ‰ y un mínimo de -19,1 ‰.

Las aguas de riego (derivadas aguas abajo del punto de muestreo del río Guadalfeo) son, por término medio, algo menos negativas indicando un enriquecimiento en isótopos pesados respecto al río, probablemente por evaporación y por mezclas con otras aguas procedentes de otros acuíferos. El agua procedente del acuífero carbonatado de Escalate muestra un valor medio muy poco negativo (-7.5 ‰), propio de una recarga a cota más baja que la de Sierra Nevada y más próxima al mar.

La composición isotópica de las aguas subterráneas del acuífero, especialmente en determinadas épocas del año, se sitúa próxima a la de las aguas superficiales (río Guadalfeo



y derivaciones del mismo para regadío). En la mayor parte de los puntos del acuífero Motril-Salobreña, las aguas tienen valores medios del  $\delta^{18}\text{O}$  ligeramente menos negativos (-8,0 a -8,2 ‰), lo que indica o una mezcla de las aguas superficiales que se infiltran con otras aguas más “locales” (lluvia, acuífero de Escalate,...) o nuevos procesos de evaporación en el momento de la infiltración. También se observa una cierta homogeneidad de los valores correspondientes a las aguas del acuífero (Fig. 5.3), reflejo de la gran influencia que tiene la recarga desde río Guadalfeo y el retorno de regadío, al menos en determinadas épocas del año, así como de un buen mezclado de las aguas en el seno del acuífero gracias a sus buenas características hidráulicas, especialmente en el sector occidental y central.

### ***5.3.1. Distribución de proporciones isotópicas en el acuífero y causas***

La representación espacial de los datos de las dos campañas estacionales permite determinar ciertas pautas de comportamiento en la composición isotópica del agua del acuífero Motril-Salobreña tanto para el  $\delta^{18}\text{O}$  como para el  $\delta\text{D}$  y el  $\text{d}$ . La representación de los contenidos isotópicos sobre la silueta del acuífero (Fig. 5.3) muestra una mayor variación espacial para el muestreo de la estación seca. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  aumentan desde la zona noroeste y tienen sus máximos en las zonas más orientales y cercanas a la costa. Una de las posibles causas de esta tendencia serán las altas temperaturas de esta época que favorecen los procesos de evaporación en las aguas de recarga del acuífero. El efecto de la evaporación será un enriquecimiento en isótopos pesados (Gat y Tzur, 1967; Araguás-Araguás et al., 2000), los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  serán menos negativos, mientras que los  $\text{d}$  aumentarán. Por lo tanto las aguas de recarga que circulen sometidas a evaporación durante un periodo de tiempo más prolongado estarán más afectadas por este proceso.

Para que se produzca una evaporación efectiva del agua de recarga y que pueda detectarse en la composición isotópica del agua subterránea del acuífero hacen falta importantes tasas de evaporación. El riego “a manta”, principal sistema de riego del acuífero Motril-Salobreña, diseñado hace siglos y actualmente en uso, favorece la evaporación. Consiste en la inundación con grandes dotaciones de agua de los terrenos de cultivo (en esta zona es frecuente el cultivo de caña de azúcar y de huerta). Dependiendo de la capacidad de infiltración del suelo, podrá haber procesos más intensos o menos de evaporación (Eastoe et al., 2007). No obstante, la capacidad de infiltración del suelo no solo dependerá de las propiedades físicas de los materiales que lo compongan, ya que, acciones agrícolas como el arado o el trazado de surcos podrán influir favoreciendo el proceso de infiltración del agua.

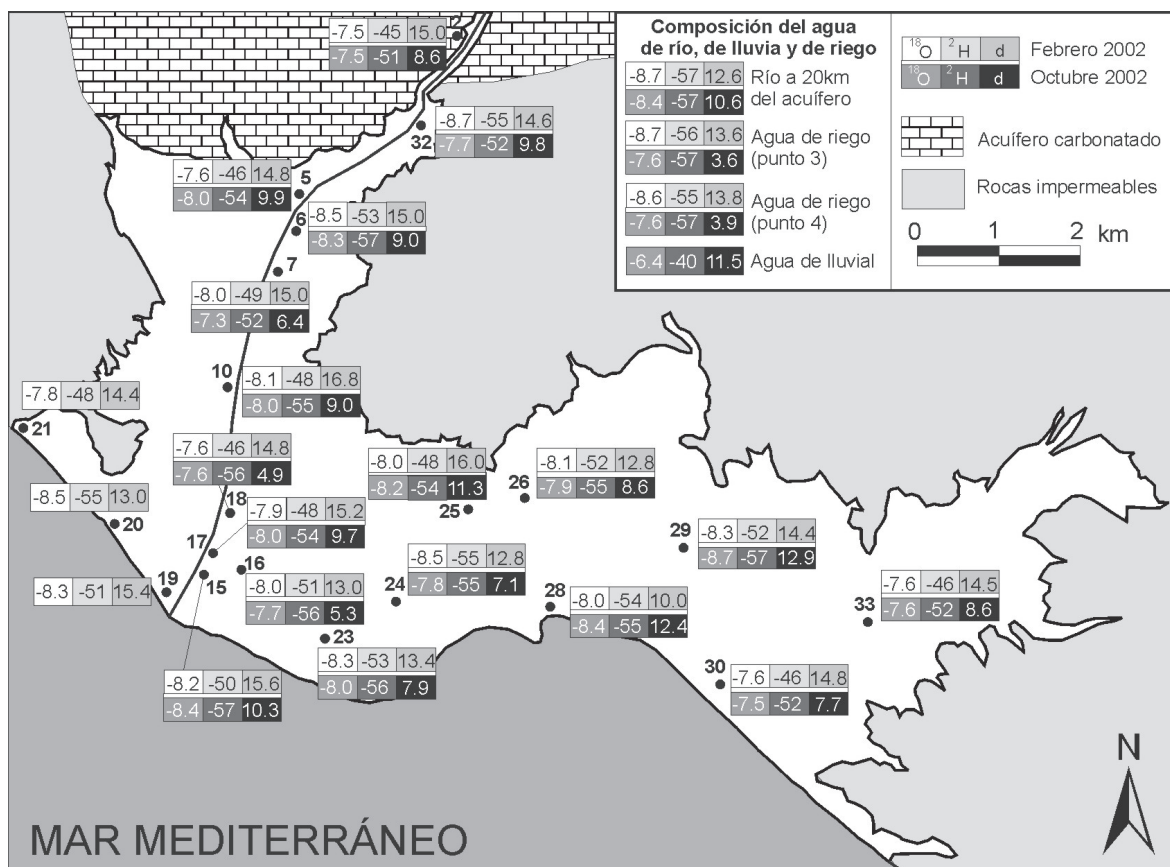


Figura 5.3. Distribución espacial de los valores isotópicos para deuterio, oxígeno-18 y exceso de deuterio.

Para poder regar mediante este sistema se han realizado importantes modificaciones antrópicas del régimen hidrológico natural con el objetivo de derivar el agua del río Guadalfeo y distribuirla mediante gravedad con un complejo sistema de acequias (canales de escasa profundidad descubiertos). La recarga en este acuífero por la infiltración del agua de riego representa un porcentaje que puede superar el 35 % de las entradas anuales según balances generales realizados por diversos autores (Castillo, 1975; Ibáñez, 2005). Por tanto como el agua que se infiltra procede directamente del río Guadalfeo tendrá una composición isotópica parecida. Esto podría favorecer la semejanza entre las composiciones isotópicas del acuífero y del río, sin embargo tanto el sistema de transporte del agua, como el propio sistema de riego, pueden favorecer los procesos de evaporación.

Otra causa a tener en cuenta para la variación espacial en la composición isotópica del acuífero es la presencia de fuentes de recarga en la zona occidental. Los valores isotópicos anómalos detectados en el acuífero Motril-Salobreña por la presencia del río Guadalfeo y en la zona norte del acuífero, donde se produce otra recarga procedente del acuífero carbonatado de Escalate, indica que estas entradas tienen suficiente entidad para repercutir en los valores medidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  en el agua subterránea. Por lo tanto, el sector noroccidental constituye

un área de especial interés y será preciso un análisis más detallado de los procesos que suceden en él.

### ***5.3.2. Mezcla de aguas con distintas composiciones isotópicas***

El carácter conservativo de los isótopos estables una vez que pasan a formar parte de las aguas subterráneas (Araguás-Araguás et al., 2000) se puede utilizar para realizar un cálculo sencillo de mezclas entre aguas con dos orígenes diferenciados. La realización de estas estimaciones sobre los valores medios obtenidos a lo largo de un año de muestreo permite obtener una primera aproximación para determinar la influencia de cada fuente de recarga sobre la composición isotópica global del acuífero. Este tipo de cálculos se ha empleado usualmente en los estudios isotópicos de aguas subterráneas en otras regiones (Cable Reins y Mount, 2002; Buttler II, 2007).

En los balances estimados por diferentes autores la infiltración de la lluvia no representa una importante fuente de recarga (10 % según Ibáñez, 2005; Calvache et al., 2009). La aplicación del cálculo mediante mezclas simples permite conocer si esta situación es homogénea en las zonas del acuífero más alejadas del río Guadalfeo, donde la lluvia y las aguas de riego tienen un papel dominante sobre otras recargas. Para ello se parte de el agua de lluvia (punto 37) y el agua del riego (punto 4), y se calcula, según la expresión  $\delta^{18}\text{OMEZCLA} = x \delta^{18}\text{OLLUVIA} + (1-x) \delta^{18}\text{ORIEGO}$ , la proporción con la que participa en la mezcla el agua de lluvia (x), suponiendo que esta no sufre fraccionamiento isotópico en la infiltración, lo cual todavía disminuiría más su porcentaje en la mezcla final. Para puntos alejados del río Guadalfeo, como el 26 y el 29 resultan porcentajes de agua de lluvia bastante bajos, 13,6 % y 18,1 %, respectivamente. En otros puntos situados más al oeste, los porcentajes de agua de lluvia serían aún menores. En cambio, las aguas relativamente enriquecidas en isótopos pesados ( $\delta^{18}\text{O} = -7,6 \text{‰}$ ) tomadas en los dos muestreos estacionales (Fig. 5.3) en puntos más orientales como el 30 y el 33 parecen sugerir una posible mayor importancia relativa de la infiltración en este sector de las aguas de lluvia locales aunque en todo caso inferior al 40 % en la mezcla final con el agua de regadío.

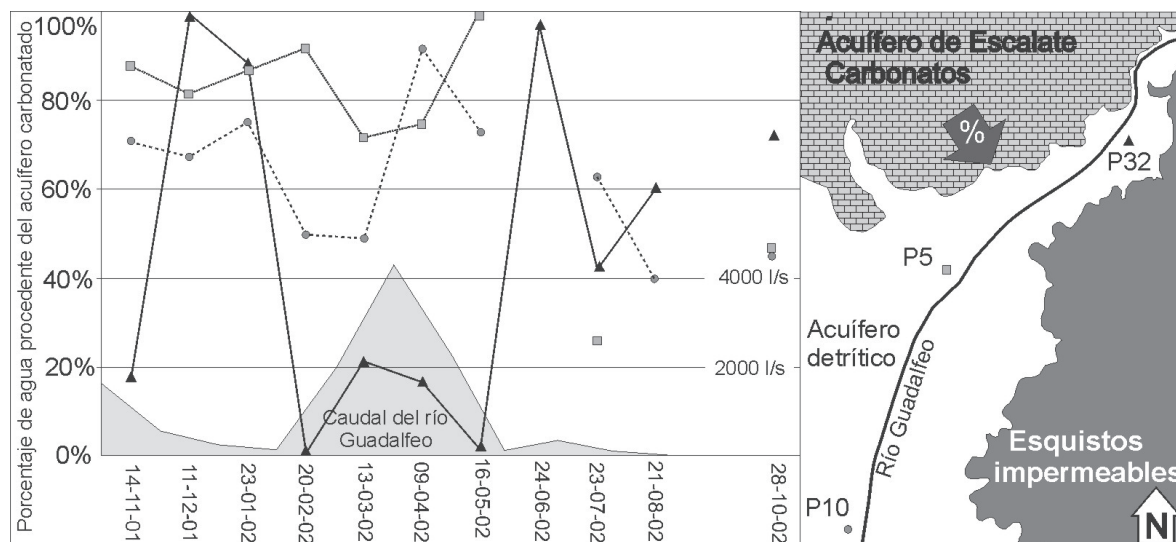
También es posible la aplicación de este cálculo a las zonas más cercanas al acuífero carbonatado de Escalate donde además de la recarga procedente de este sistema, también el agua del río Guadalfeo puede afectar a la composición isotópica del acuífero detrítico. Los valores medios para el  $\delta^{18}\text{O}$  en dos puntos muestreados en esta zona (puntos de muestreo 5 y 10) son de -7,9 ‰. El cálculo de mezcla simple, esta vez entre agua del río Guadalfeo (punto

de muestreo 1) y agua del acuífero de Escalate (punto de muestreo 2) daría un porcentaje de agua de este último en la mezcla final en torno al 55 %.

Los mismos cálculos realizados para las medias de los valores de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  pueden ser aplicados a los valores mensuales para establecer la evolución temporal de la importancia relativa de cada una de estas fuentes de recarga. Esto no será posible para el agua de lluvia por no producirse precipitación durante todos los meses, sin embargo será muy útil para evaluar la influencia del acuífero carbonatado de Escalate. En principio el agua procedente de los carbonatos presenta valores menos empobrecidos en isótopos pesados debido a que su recarga principal procede del agua de lluvia caída a una cota baja y próxima a la línea de costa. En cambio el agua del río Guadalfeo, al provenir de una cuenca vertiente muy amplia, alta y mucho más distante del mar, presentará valores isotópicos más empobrecidos. Se ha llevado a cabo este cálculo para aquellos puntos más próximos al área de posible mezcla. De esta manera se reduce el enmascaramiento por otros motivos como evaporación de las aguas de recarga y el efecto de las aguas de riego.

La proyección del porcentaje de agua del acuífero carbonatado de Escalate en algunos puntos de muestreo para cada mes muestra la influencia que ejerce esta fuente de recarga sobre la composición isotópica del acuífero (Fig. 5.4). Durante los meses más fríos se observa que los puntos 5 y 10 tienen una tendencia parecida, si bien el punto 5 tiene un mayor porcentaje de agua procedente del acuífero carbonatado. En el caso del punto 32 se observan oscilaciones muy importantes del porcentaje de agua del acuífero de Escalate con valores próximos al 100 % durante algunos meses y una influencia casi nula durante otros. Sin embargo en la época de estiaje, los porcentajes que se obtienen presentan una interpretación más compleja. La principal causa es que en verano el agua subterránea se encuentra afectada por otros procesos tales como evaporación previa a la infiltración, mayor importancia relativa de los riegos o posible aumento de los bombeos. Estas acciones, muy relacionadas con la actividad antrópica pueden presentar afecciones locales favoreciendo el cálculo de valores que no se encuentran dentro del rango entre el 0 % y 100 % y no permitiendo establecer tendencias como en los meses de otoño e invierno.

Los resultados que se muestran en la figura 4 indican mayor variabilidad en el porcentaje de agua de Escalate para el punto 32 y mayor homogeneidad temporal para 5 y 10. Esa enorme variabilidad indica cambios bruscos en los aportes procedentes de las distintas fuentes de recarga, favorecidos por el escaso volumen de acuífero en el entorno del punto 32 y su proximidad al macizo de Escalate y al río Guadalfeo. Así, en época de aguas altas, el río Guadalfeo tendrá una influencia máxima sobre la recarga (valores relativos próximos a 0% de agua procedente del acuífero de Escalate). En momentos de aguas bajas, en cambio,



**Figura 5.4.** Porcentaje de agua procedente del acuífero carbonatado (Escalate) en relación con la localización de los puntos de muestreo.

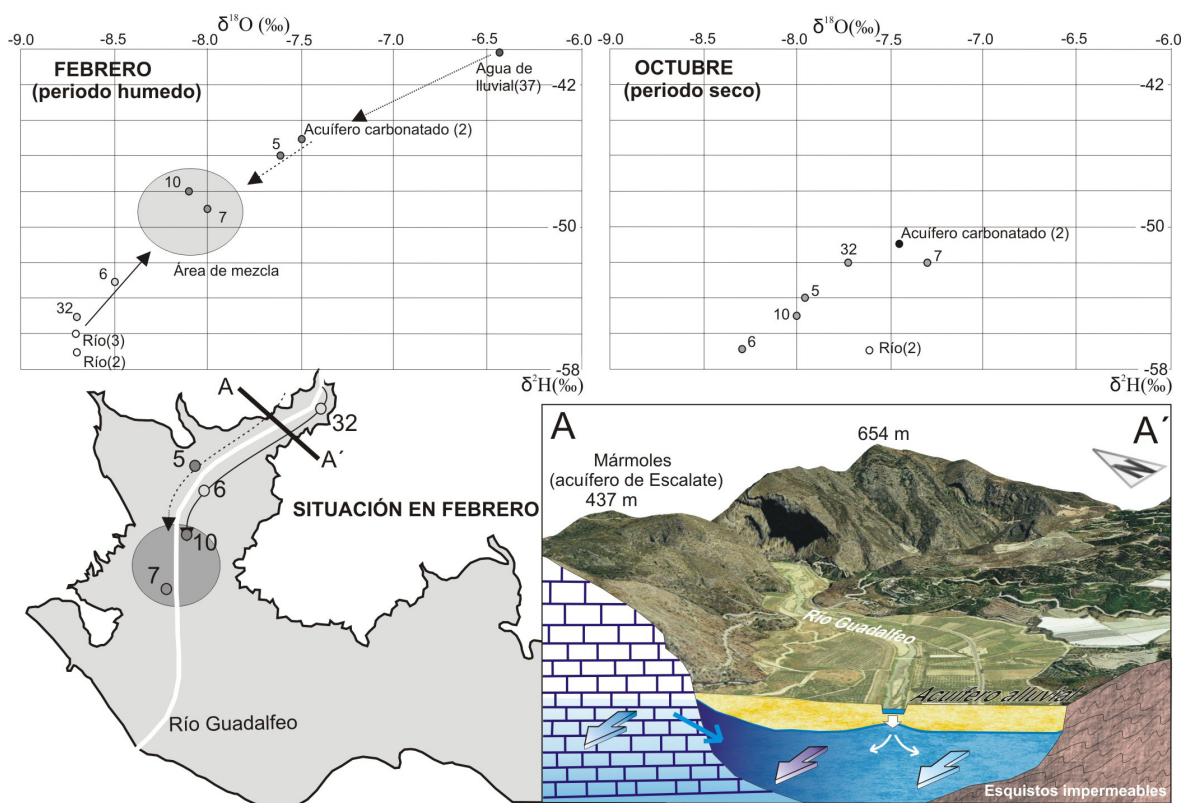
cuando el río no tiene flujo, la recarga del acuífero detritico será mayoritariamente procedente del acuífero de Escalate (valores relativos del 100%).

Para los otros dos puntos, el más cercano al acuífero carbonatado (punto 5) es el que tiene mayor porcentaje de agua de Escalate, mientras que para el punto más alejado este porcentaje disminuye. La proximidad a la zona de alimentación parece un criterio claro para determinar la importancia de estas fuentes de recarga.

En el punto de muestreo 32 llama la atención la fuerte disminución de la influencia del acuífero carbonatado durante la época de máximos caudales del río Guadalfeo, de hecho se llega a detectar que en noviembre y el periodo abril-mayo el porcentaje de influencia calculado no alcanza el 20 %. Parece que a partir de un cierto caudal del río Guadalfeo, la influencia del acuífero carbonatado de Escalate deja de tener relativa importancia en este punto de muestreo.

### 5.3.3. Aplicaciones de los isótopos para la determinación de direcciones de flujo y divisorias hidrogeológicas

Los resultados de calcular los porcentajes de mezcla en la zona norte en el acuífero Motril-Salobreña discriminan bien las dos fuentes de recarga principales en este sector. La marca isotópica de cada uno de ellos permite distinguir cuál es su origen. Por este motivo se han proyectado los resultados en un diagrama  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta\text{D}$  para evaluar los cambios en la dirección del flujo subterráneo (Fig. 5.5).



**Figura 5.5.** Esquema de funcionamiento hidrogeológico en el contacto del acuífero detrítico con el carbonatado de Escalate y divisoria hidrogeológica temporal que puede ser la causa de las diferencias isotópicas detectadas entre ambas márgenes del río Guadalfeo.

Para el mes de febrero se reconocen dos puntos de partida (los extremos de las flechas) con distintas composiciones que se corresponden con el acuífero carbonatado de Escalate y con el río Guadalfeo respectivamente. En el caso del acuífero carbonatado (punto de muestreo 2) su composición isotópica es más similar a la de la lluvia local que la del río. Uniendo los puntos extremos correspondientes al acuífero carbonatado y al río en el gráfico  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  se establece una línea de mezcla en la que se podrá observar la mayor o menor presencia en el acuífero Motril-Salobreña de aguas de Escalate o fluviales. Los puntos 7 y 10 reflejan proporciones aproximadamente iguales de las aguas procedentes de las dos fuentes principales de recarga. Sin embargo, los puntos 5 y 6, muy próximos entre sí presentan composiciones isotópicas muy distintas. La explicación de estas diferencias en tan corto espacio la encontramos precisamente en la presencia del río Guadalfeo que provoca la aparición de una divisoria hidrogeológica local durante esta época. La infiltración de agua del río Guadalfeo produce una ligera elevación de la superficie freática y fuerza que el flujo subterráneo discurra separadamente a ambos lados del cauce impidiendo la llegada de agua de Escalate al punto 6. Se establecen así dos líneas de flujo con un trazado paralelo a la traza del río que parecen converger en la zona de los puntos 7 y 10 donde además existen extracciones de agua subterránea importantes. Esta circunstancia tiene repercusiones directas a la hora de

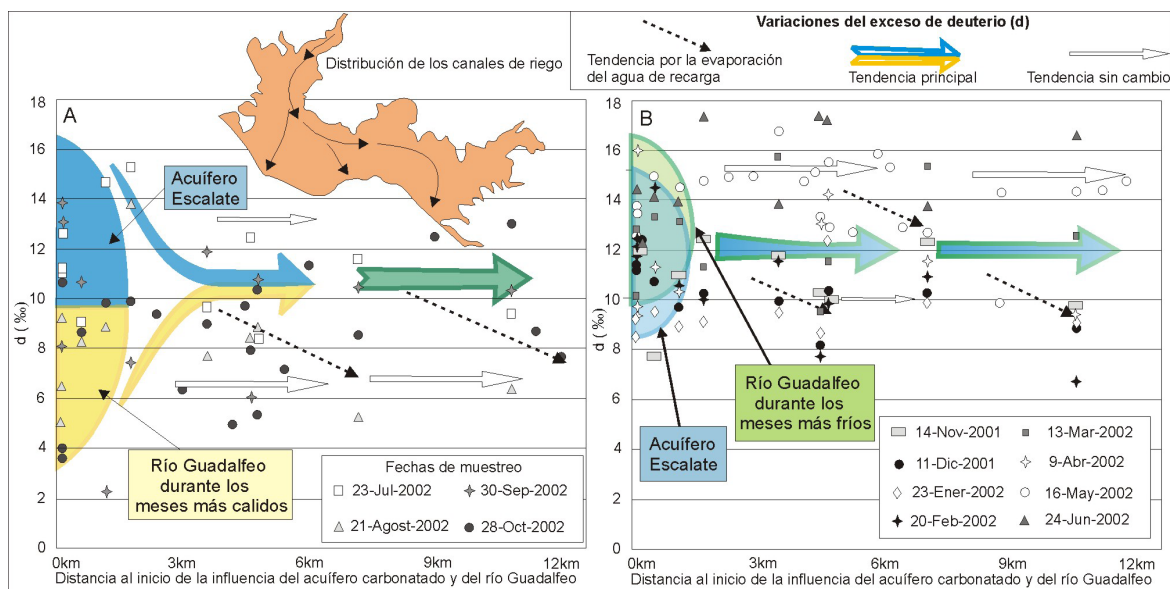
planificar muestreos isotópicos e hidroquímicos, ya que dependiendo de si se encuentran en una margen o en la otra del cauce, se encontrarían en ciertas ocasiones desconectados de las aguas que cede el acuífero de Escalate.

En cualquier caso, sería necesaria una cantidad suficientemente importante de agua que se infiltrase para llegar a producir una elevación del nivel freático bajo el cauce que actuase como divisoria hidrogeológica temporal. La estacionalidad de este proceso queda demostrada con la proyección de los mismos datos pero obtenidos en el mes de octubre. En este último caso se observa una disposición más desorganizada de los puntos proyectados (Fig. 5.5). El bajo caudal el río junto con una mayor influencia de otras entradas como el exceso de riego provocan la diferenciación con los meses más húmedos.

#### ***5.3.4. Evolución espacial de la composición isotópica.***

El parámetro  $d$  considerado tiene en cuenta las proporciones relativas de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en el agua, de esta forma es posible evaluar conjuntamente los dos isótopos al mismo tiempo. Una de las aplicaciones de este parámetro es la utilidad como indicador de evaporación (Araguás-Araguás et al., 2000; Vandenschrick et al., 2002). La evaporación es un proceso que afecta frecuentemente a las aguas que circulan superficialmente sobre el acuífero Motril-Salobreña, sobre todo durante el verano cuando las temperaturas alcanzan los 35 °C. La evaporación será mayor cuanto mayor sea la distancia recorrida. La disminución del valor de  $d$  puede indicar evaporación de las aguas de recarga que han circulado previamente por la superficie. Por este motivo se ha proyectado el exceso de deuterio en función de la distancia a dos de las fuentes de recarga principales que son: Río Guadalfeo y acuífero carbonatado de Escalate (Fig. 5.6). La diferencia entre las dos gráficas es que B se corresponde con los meses más fríos del año mientras que la gráfica A muestra el  $d$  para los meses más cálidos.

La composición isotópica del agua del río Guadalfeo presenta variaciones estacionales, probablemente relacionadas con la evaporación que sufre en su trayecto hasta el acuífero Motril-Salobreña ya que estos cambios son especialmente llamativos en la época más cálida. El acuífero carbonatado de Escalate muestra, por el contrario, unos valores más homogéneos a lo largo del año de  $d$ . Partiendo de esta base, los procesos que pueden ser detectados son las mezclas (que consisten en la convergencia hasta una composición media desde los dos orígenes), evaporación de las aguas de recarga (que se refleja en una disminución del exceso de deuterio a medida que nos alejamos de los orígenes) o bien la ausencia de modificaciones (que se marca por una tendencia horizontal en el gráfico).



**Figura 5.6.** Exceso de Deuterio con respecto a la distancia a las principales fuentes de recarga y principales cambios del contenido isotópico en las aguas subterráneas en: A. Meses de verano, B. Resto del año.

Para la época en la que las temperaturas son relativamente más bajas (Fig. 5.6B) se tienen como punto de partida unos valores de exceso de deuterio en un rango en torno a 8-15 ‰. A partir de aquí, debido a la similitud isotópica del agua del río Guadalfeo y del acuífero carbonatado de Escalate, en muchos meses existe poca variación ya que no existen mezclas de aguas con distinta marca isotópica. Además al ser los meses en los que las temperaturas son más bajas, los procesos de evaporación son de pequeña intensidad y no muestran una tendencia clara.

Durante los meses de temperaturas más elevadas (Figura 6A), desde mayo a octubre, la situación es diferente ya que el río Guadalfeo sufre evaporación a lo largo de su recorrido desde las cumbres de Sierra Nevada. Los valores de d de partida son por tanto, más bajos que para el periodo invernal (4-9 ‰). A pesar de que en esta época el cauce del río aparece casi seco en esta zona, su influencia sobre el acuífero se produce de forma indirecta por el retorno de regadío. El agua del río es derivada aguas arriba y utilizada para el riego de los cultivos que se realizan sobre la superficie del acuífero produciendo una infiltración muy importante hacia la zona saturada. Por ello la composición del agua del río tendrá una gran influencia sobre la marca isotópica del agua subterránea del acuífero Motril-Salobreña. El acuífero de Escalate mantiene los valores de d encontrados en los meses de invierno (8-15 ‰), ya que la recarga se produce durante la época más húmeda que es también la más fría. El resultado que se proyecta en la figura 5.6A muestra un patrón convergente con tendencia hacia la disminución del rango de variación de d. Esto refleja la mezcla de las dos principales fuentes de recarga hacia una composición intermedia. Debido a las temperaturas medias



de esta época, por encima de los 20 °C, la evaporación del agua de recarga producirá una disminución local del exceso de deuterio del agua subterránea más patente cuanto mayor sea el volumen de recarga.

### 5.3.5. Variaciones temporales en las principales fuentes de recarga

La composición isotópica media de las aguas subterráneas del acuífero Motril-Salobreña presenta unas variaciones anuales que están relacionadas con los cambios en las propiedades isotópicas de las entradas de agua. En la figura 5.7 se ha proyectado el contenido medio en deuterio de las aguas subterráneas del acuífero Motril-Salobreña, de las aguas subterráneas del acuífero de Escalate y de las aguas superficiales del río Guadalfeo. En este caso el agua del acuífero detrítico está representada por unos 15 puntos de muestreo mientras que para los otros dos orígenes de agua sólo se han utilizado uno y dos puntos respectivamente.

En el primer periodo del año hidrológico (octubre-febrero), el agua subterránea del acuífero detrítico tiene una composición isotópica intermedia entre la del acuífero

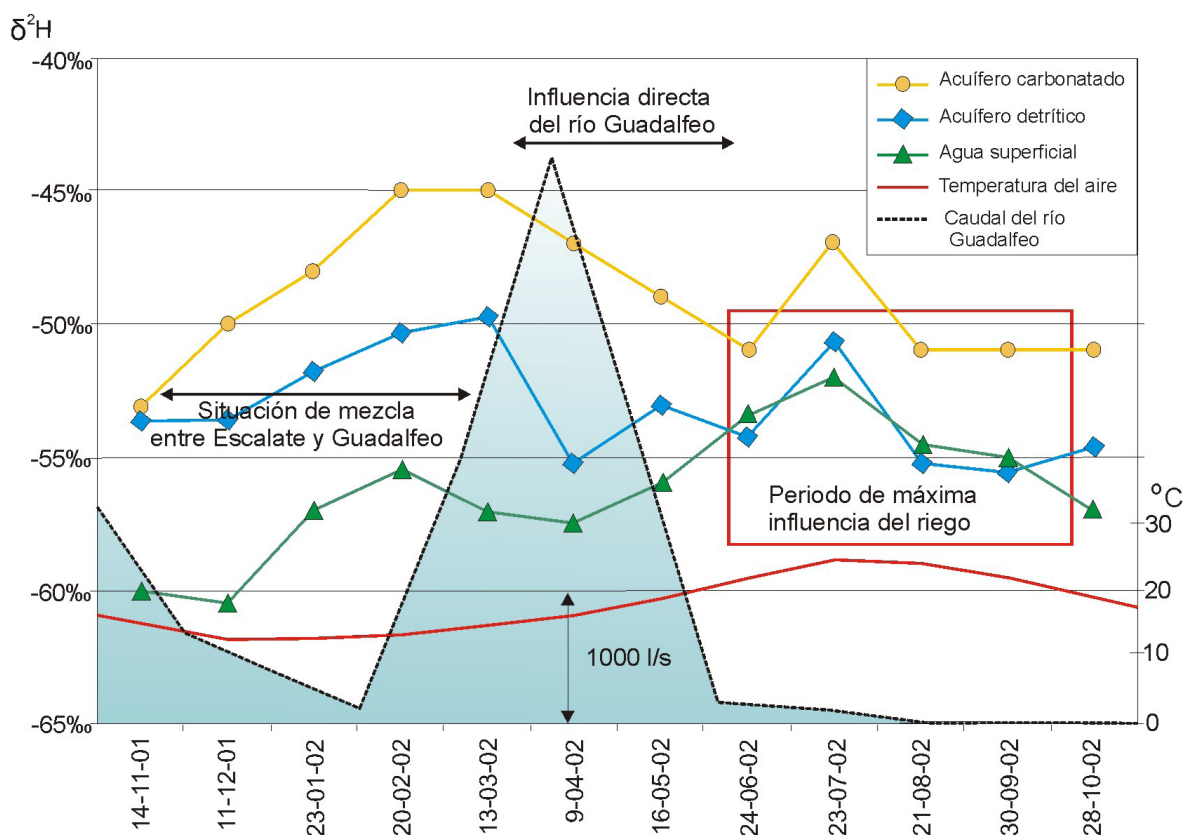


Figura 5.7. Valores medios de la razón isotópica del deuterio de las aguas subterráneas y de diferentes Fuentes de recarga, caudales del río y temperaturas medias del aire en Motril.

carbonatado de Escalate y la del río Guadalfeo. En abril, coincidiendo con el máximo caudal del río Guadalfeo, el  $\delta D$  se hace mucho más similar al que tiene el río, la causa es la mayor influencia de este con respecto al acuífero de Escalate durante tres meses. Sería de esperar que a partir de junio, momento en el que el río Guadalfeo presenta caudales muy reducidos, esta similitud isotópica desapareciera y volvieran las diferencias encontradas a principios de año. Sin embargo se siguen manteniendo contenidos isotópicos parecidos indicando la importancia relativa de las aguas que se derivan del río Guadalfeo para riego en la recarga del acuífero Motril-Salobreña. En este gráfico, al utilizar valores medios, los procesos como la evaporación quedan menos marcados.

El patrón que se observa en el acuífero Motril-Salobreña está determinado por la influencia dominante para cada momento de diferentes tipos de recarga del sistema. El año hidrológico se podría dividir, en lo que respecta a las fuentes de recarga, en el periodo dominado por la influencia del río Guadalfeo, el periodo dominado por las aguas de riego y el periodo mixto entre las aguas de Escalate, el efecto del río y los regadíos conjuntamente.

## 5.4. Conclusiones

Los isótopos estables del agua del acuífero Motril-Salobreña han permitido determinar, mediante un muestreo espacial y temporal suficientemente detallado, la importancia relativa de algunas de las fuentes de recarga, algunas particularidades de las direcciones del flujo y la presencia de una divisoria hidrogeológica temporal. Este conocimiento permitirá a su vez mejorar las actuaciones ante eventuales situaciones de riesgo por contaminación puntual o la delimitación de perímetros de seguridad más ajustados a la realidad hidrogeológica.

La evaporación tiene poca importancia sobre la composición isotópica del agua del acuífero Motril-Salobreña, se trata de un efecto con implicaciones puntuales. La alta conductividad hidráulica del acuífero y algunas técnicas agrícolas favorecen la rápida infiltración y mezcla y evitan un mayor empobrecimiento en isótopos pesados. La evaporación del río Guadalfeo en su trayecto desde Sierra Nevada hasta el acuífero Motril-Salobreña sí afecta pero como variación de la composición isotópica de la fuente de recarga.

El estudio de  $\delta^{18}O$  y  $\delta D$  ha permitido establecer los porcentajes de mezcla de las distintas fuentes de recarga del acuífero Motril-Salobreña que son: el acuífero carbonatado de Escalate (55 % como media en la zona norte del acuífero), el río Guadalfeo (su influencia es muy dependiente del caudal), los retornos de riego y las aguas de lluvia (entre un 13 % y

un 40 % según el sector del acuífero). Sin embargo estos porcentajes varían en función de la época del año, así el río tiene influencias superiores al 80 % en los sectores cercanos al cauce en la época de deshielo mientras que durante el verano la recarga se debe casi en su totalidad a los retornos de riegos.

Las consecuencias de esta segmentación de las fuentes de recarga del sistema tiene implicaciones de gran interés por las previsiones que se esperan en el acuífero. Tanto el río como el retorno de riegos están controlados antrópicamente, mediante sistemas de derivación de agua y la presa construida aguas arriba, por lo que estamos ante un régimen hidrológico dependiente de la actividad humana. Teniendo en cuenta las perspectivas futuras, con una disminución de las aportaciones naturales del río Guadalfeo por la actuación de la Presa de Rules y el avance de zonas urbanizadas con respecto a las áreas tradicionales de cultivo, se pueden esperar importantes cambios en el sistema hidrogeológico.

---

## Contacto agua dulce-agua salada

La intrusión marina es un problema recurrente en acuíferos costeros sometidos a la explotación humana. El acuífero Motril-Salobreña presenta un largo contacto con el Mar Mediterráneo en todo su borde sur en el que la cuña de agua salada podría avanzar hacia tierra. Para conocer si se produce avance hace falta, en primer lugar, el establecimiento de la posición del contacto agua dulce-agua salada en el acuífero. Para ello se controló la conductividad del agua subterránea en una serie de sondeos y se llevó a cabo una campaña de Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del tiempo a lo largo de una serie de perfiles perpendiculares a la costa.

En condiciones naturales, el contacto entre agua salada y agua dulce produce una cuña de agua marina debido a la mayor densidad de esta por el contenido salino. El avance es limitado por la mayor carga hidráulica que presenta el agua dulce debido al propio gradiente hidráulico que es el que provoca el movimiento del agua dulce hacia el mar. Cuando los niveles de agua dulce descienden, la cuña de agua marina puede empezar a desplazarse hacia el interior del acuífero y crecer de tamaño ocupando las zonas en las que anteriormente se encontraba agua dulce. Esta circunstancia es muy perjudicial porque se considera un proceso poco reversible ya que las sales quedan retenidas en los sedimentos de los acuíferos costeros y el lavado de éstas, si se restableciesen las condiciones iniciales, llevaría un periodo de tiempo prolongado.

Para estudiar la localización del contacto agua dulce-agua salada el método más directo es medir la conductividad eléctrica del agua subterránea ya que el agua contaminada con agua marina presentará valores muy elevados en comparación con los resultantes del agua dulce. Otro método, cuando la medida directa no es posible, es la aplicación de técnicas geofísicas que permiten detectar en profundidad cambios en las propiedades eléctricas de los materiales. La saturación con agua salada produce una disminución de la resistividad que permite establecer la posición de al interfase. Ambos métodos han sido utilizados para el estudio de la situación de la cuña salina en el acuífero Motril-Salobreña

## **6.1. Perfiles de conductividad**

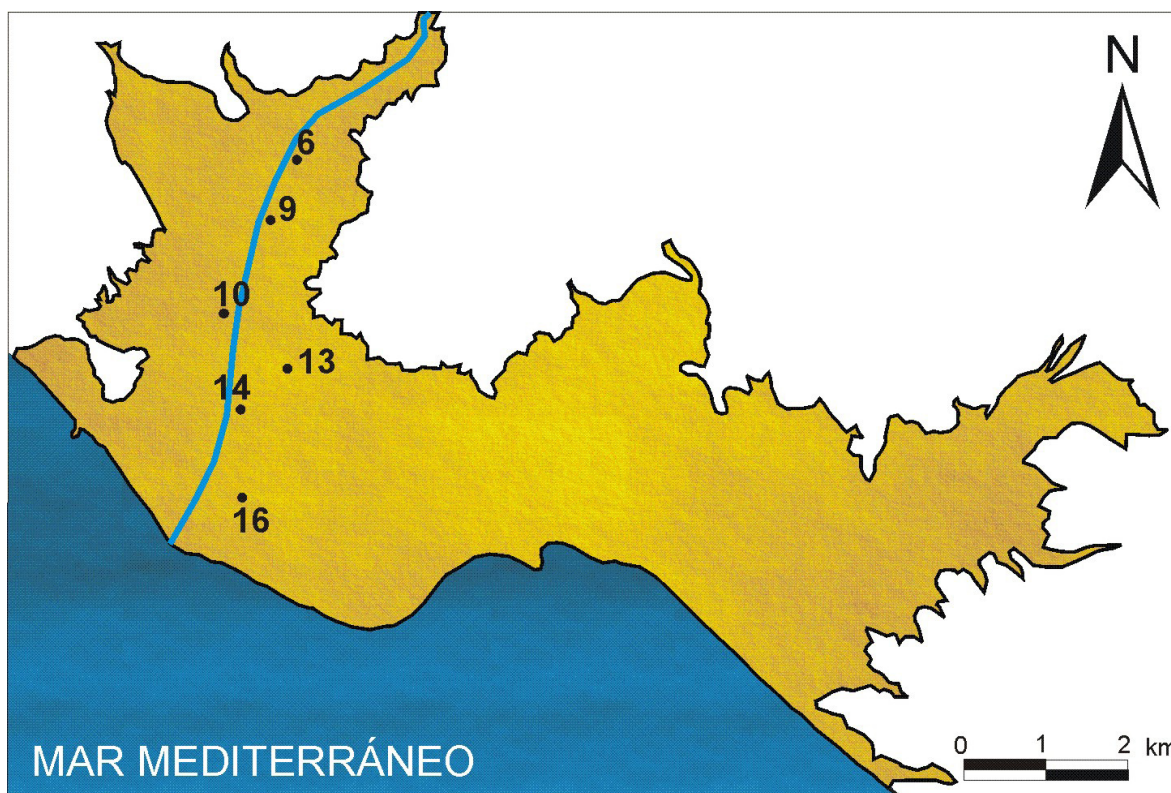
La mejor metodología para determinar directamente la zona del acuífero saturada por agua marina es la medición de la conductividad eléctrica del agua subterránea en sondeos cercanos a la costa. En el acuífero Motril-Salobreña se llevan realizando mediciones periódicamente (aproximadamente mensualmente) desde hace ocho años sólo interrumpidas en alguna ocasión por problemas técnicos de diversa índole. La falta de sondeos de suficiente profundidad en las cercanías de la costa ha provocado que no se hayan detectados cambios de conductividad eléctrica del agua asociados a procesos de intrusión marina. Sin embargo sí parecen detectarse variaciones que indican otras causas que pueden afectar a este parámetro.

La situación de los distintos puntos de medición en el acuífero está representada en la figura 6.1, donde se puede apreciar que la mayoría se encuentran en las inmediaciones del río Guadalfeo. Esto se debe a que las obras hidráulicas más importantes para captación de aguas subterráneas que son las que ofrecen mayor profundidad de registro, se realizaron en estas zonas debido a su mayor transmisividad. Por ello, aunque existen gran cantidad de pozos y sondeos por toda la superficie del acuífero, tan sólo los aquí presentados reúnen las características necesarias para abordar el estudio de la conductividad del agua subterránea a distintas profundidades.

Soto (1998) realizó un estudio de similares características con medidas bimensuales para el periodo comprendido entre diciembre de 1996 hasta julio de 1997. Interpretó los resultados de modo que consideró una zonación en las conductividades de las aguas y diferenció cuatro áreas con distintas propiedades eléctricas del agua subterránea. También proyectó los resultados atendiendo a la distribución espacial ya que realizó medidas en un mayor número de puntos porque no consideró necesaria una gran profundidad de los sondeos. Explicó algunos aspectos puntuales relativos a la conductividad del agua subterránea en base a la cercanía del basamento del acuífero o a la influencia del paleocauce del río Guadalfeo.

### ***6.1.1 Metodología para los perfiles de conductividad***

La selección de los puntos en los que se realizó esta actividad fue en función de la idoneidad del sondeo por sus características (suficiente profundidad y una adecuada instalación) y por su situación (se consideraron prioritarios aquellos puntos que se encontraban más cercanos a la costa). En cada uno de los puntos de muestreo se llevó a cabo la medida mensual a unas profundidades establecidas (una medida cada 5 m) para así poder detectar



**Figura 6.1.** Situación de los puntos de medida de perfiles de conductividad eléctrica del agua subterránea.

pequeños cambios a lo largo de toda la columna de agua. Se utilizó una sonda de conductividad y temperatura Reelogger de Solinst con precisión  $+ 0.1\mu\text{S}/\text{cm}$  para la conductividad y  $+ 0.01$  °C para la temperatura del agua subterránea, también se midió la presión barométrica.

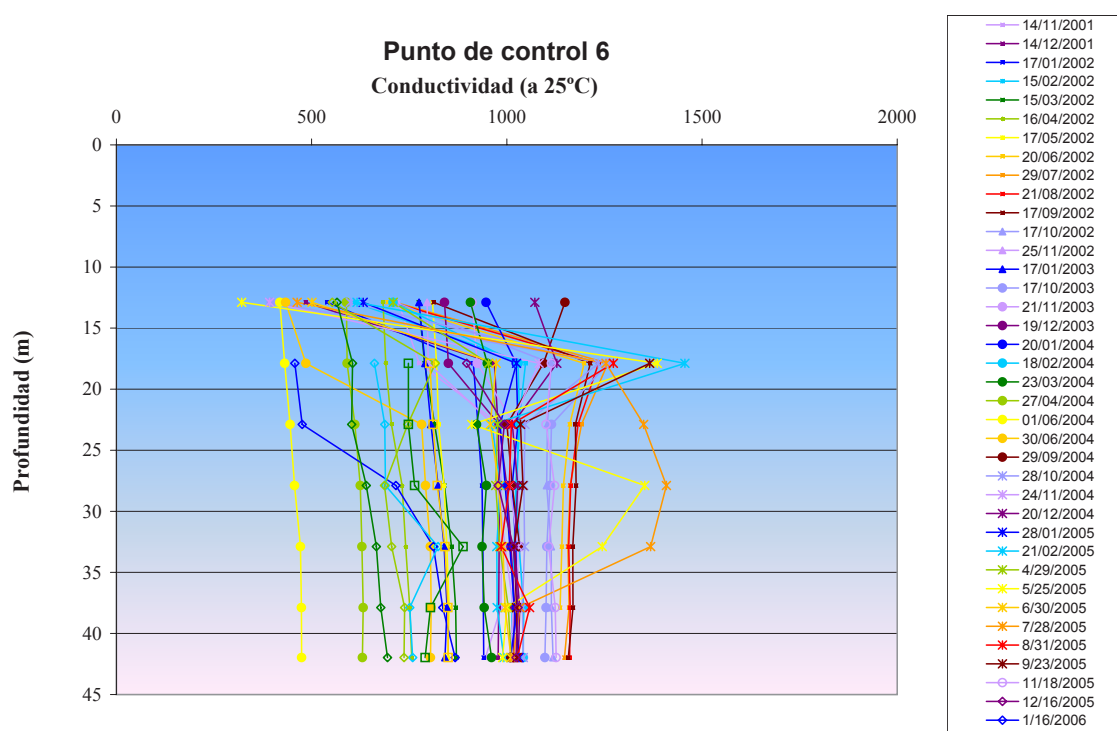
Para el análisis de los resultados se han proyectado las medidas de diferentes formas, bien como gráficos individuales de cada uno de los puntos de muestreo para ver cambios dentro de un mismo mes asociados a la profundidad, bien como gráficos de evoluciones temporales a determinadas profundidades comparados los con niveles para detectar otras posibles relaciones con diferentes procesos hidrogeológicos distintos de la intrusión marina.

### ***6.1.2. Resultados de los perfiles de conductividad del agua subterránea***

Las medidas de conductividad desde 2001 se han proyectado en perfiles en función de la profundidad. Uniendo los datos tomados cada 5 m de profundidad se obtienen líneas que corresponden al perfil de conductividad en cada punto. Teniendo en cuenta las variaciones en la conductividad del agua que se dan en la zona y la profundidad de los sondeos, esta

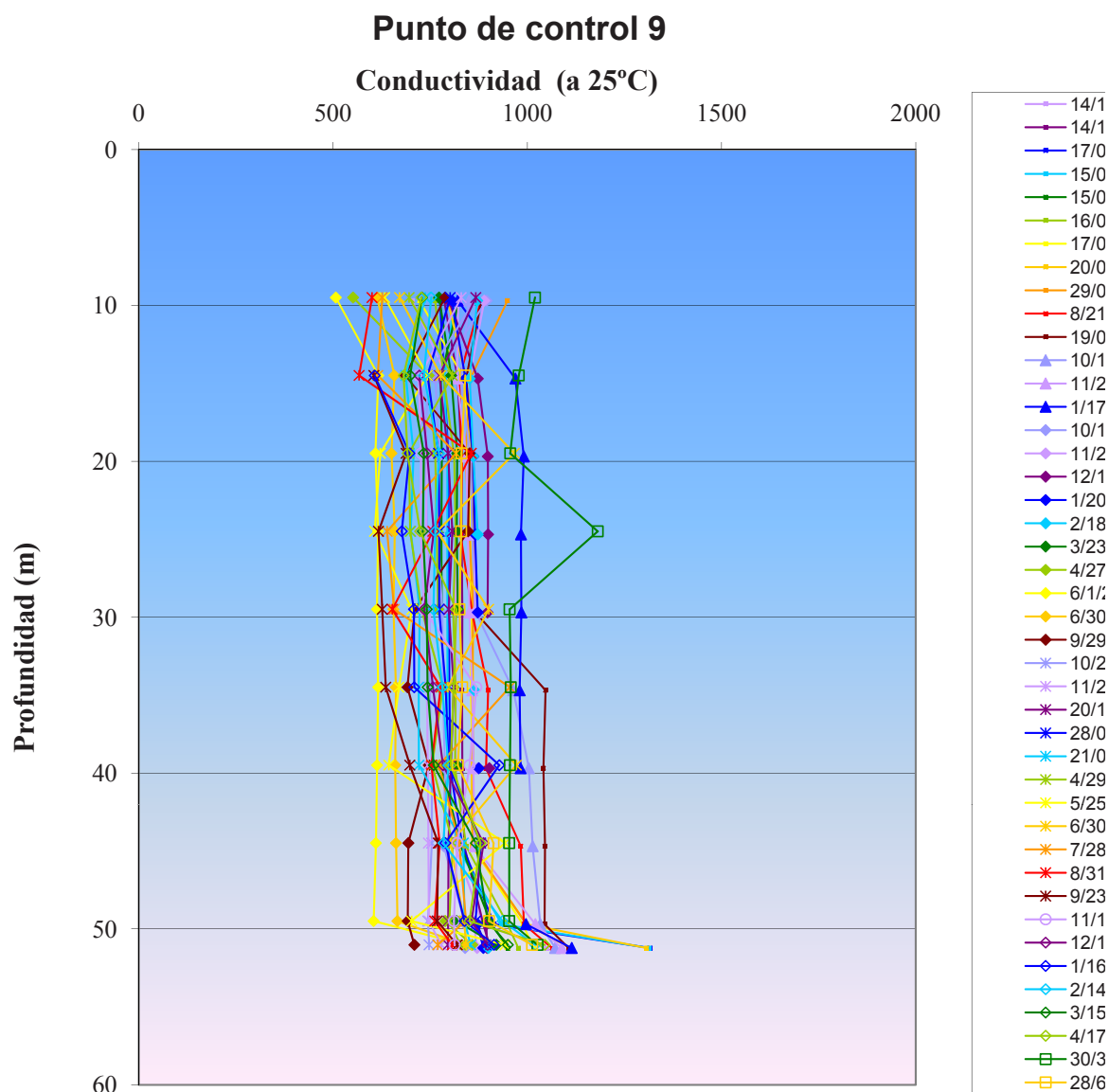
distancia se ha considerado suficiente como para realizar una interpolación entre estos datos puntuales sin que se cometa un error excesivo. Con estos resultados puede verse el rango de oscilación de los datos anual y mensual de la conductividad.

El punto de control número 6 (Fig. 6.2) es el situado más al norte y, por lo tanto, sus cambios en la conductividad tendrán orígenes distintos a la intrusión marina. Se puede observar que el rango de oscilación de la conductividad eléctrica en este sondeo está entre algo menos de 500 y algo más de 1.500  $\mu$ Siemens/cm, por lo que se trata de agua dulce sin problema alguno de contaminación por salinidad. Se puede ver que el cambio a lo largo del año es reducido y para cada mes, la variación afecta más a la zona superficial que a las medidas más profundas, donde, llegado a una profundidad, no suele existir variación. Esto se ha relacionado con la importante conexión hidráulica río-acuífero (Calvache et al., 2004) ya que la recarga del río Guadalfeo con aguas poco salinas producirá un descenso de la conductividad eléctrica en los sectores menos profundos del acuífero.



**Figura 6.2.** Punto 6 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu$ Siemens/cm.

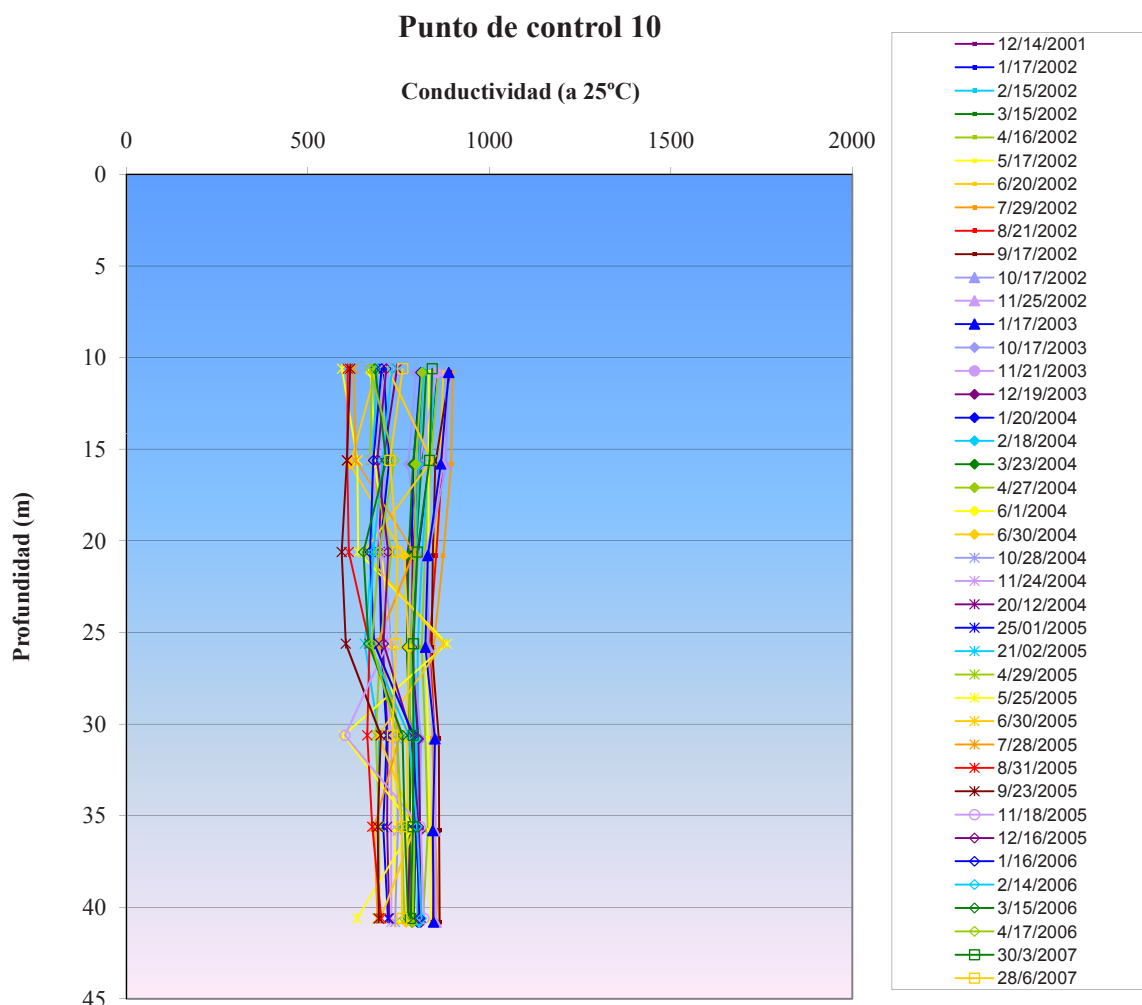
El punto de control número 9 (Fig. 6.3) está situado 1 km más al S que el punto anterior, por lo que presenta unas características muy similares. La principal diferencia es que el rango de variabilidad de la conductividad del agua subterránea es algo menor, entre 500 y 1.000  $\mu$ S/cm, y siguen siendo valores propios de agua dulce sin trazas de afección por parte



**Figura 6.3.** Punto 9 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu\text{Siemens/cm}$ .

de aguas más salinas. Los cambios de conductividad dentro de un mismo mes no son muy frecuentes y cuando aparecen podrían estar relacionados con lavado de sales de superficie (ya sea por lluvia o regadío) o con actividad antrópica (lavado de sustancias usadas para la agricultura).

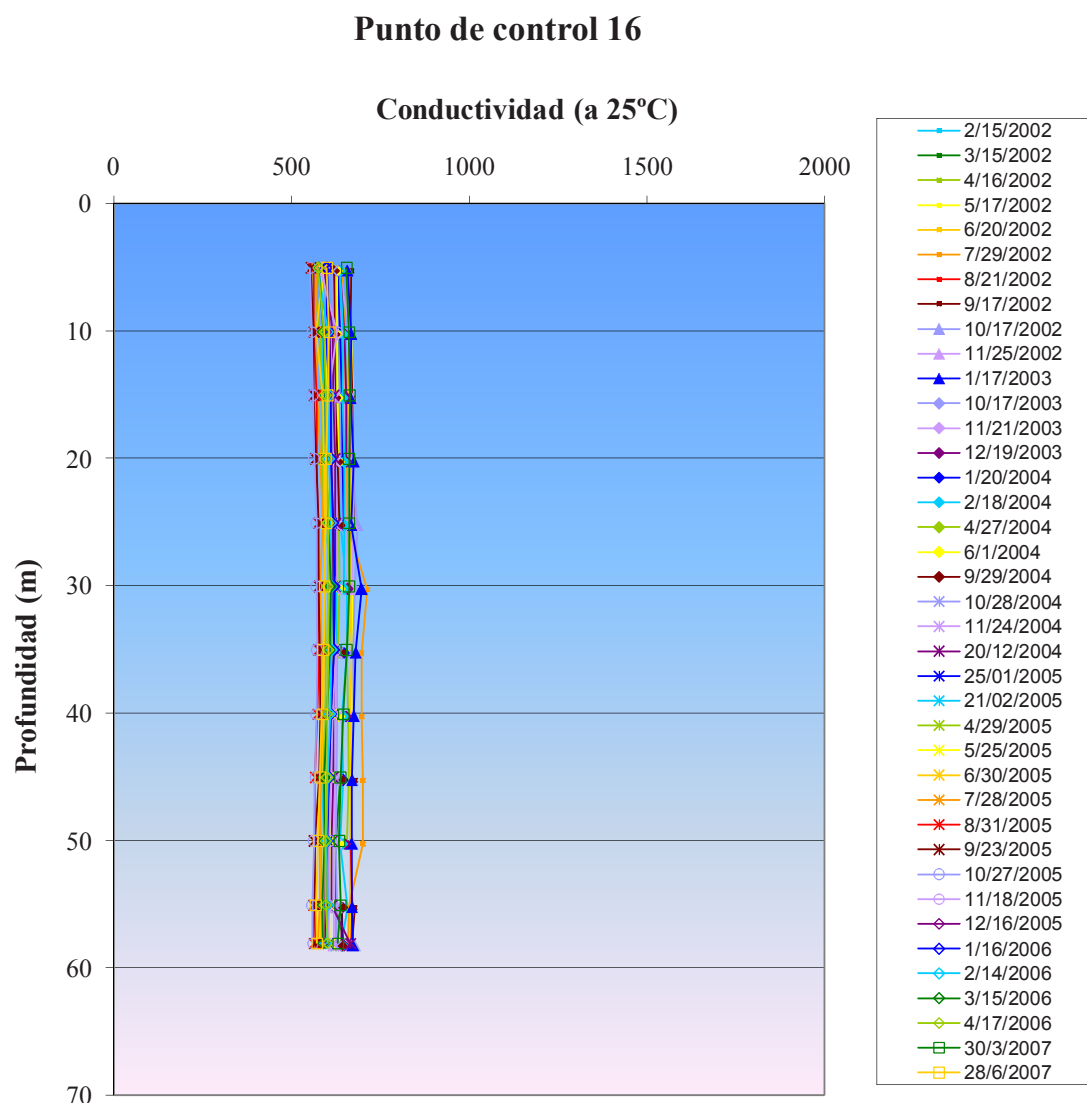




**Figura 6.4.** Punto 10 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu\text{Siemens/cm}$ .

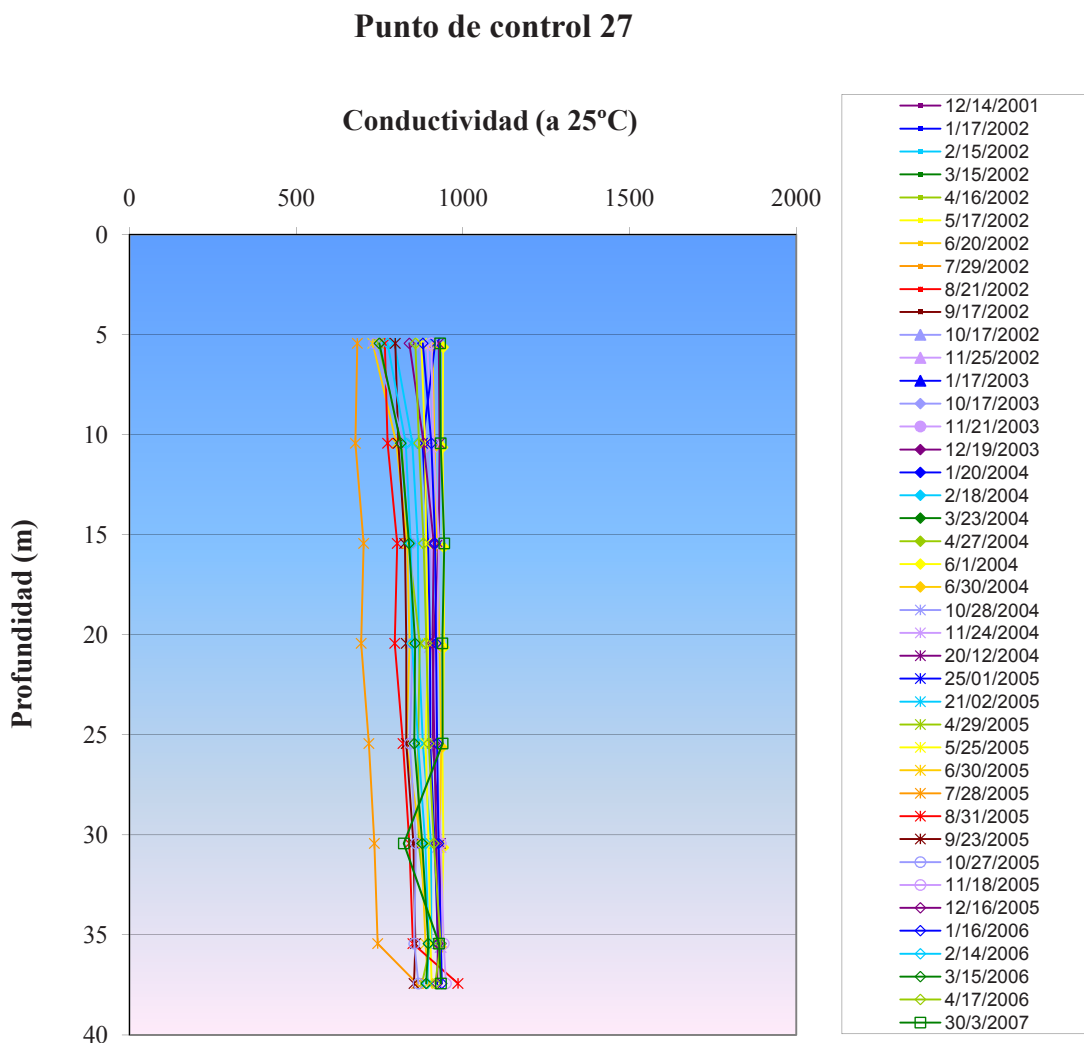
El punto de control número 10 se encuentra en la confluencia del río Guadalfeo con la rambla de Molvizar (Fig. 6.4) por lo que en los datos que presenta podría tener una menor influencia el río Guadalfeo. También cabe destacar en este caso que la columna litológica del sondeo mostraba materiales de muy alta permeabilidad en toda su longitud, por lo que se facilitarían los procesos de mezcla de agua y existirán menores diferencias entre el agua más superficial y más profunda. Esto se comprueba en la figura 6.4, donde casi no existen variaciones en la vertical y el rango de variación dentro del año e interanual es similar al del punto 9.

El punto de control 16 está más alejado del río Guadalfeo que los puntos que se han descrito hasta ahora (Fig. 6.1). No se encuentra en alguna margen del río Guadalfeo, como en los casos anteriores y es posible que esto tenga sus implicaciones en los datos que se han



**Figura 6.5.** Punto 16 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu\text{Siemens/cm}$ .

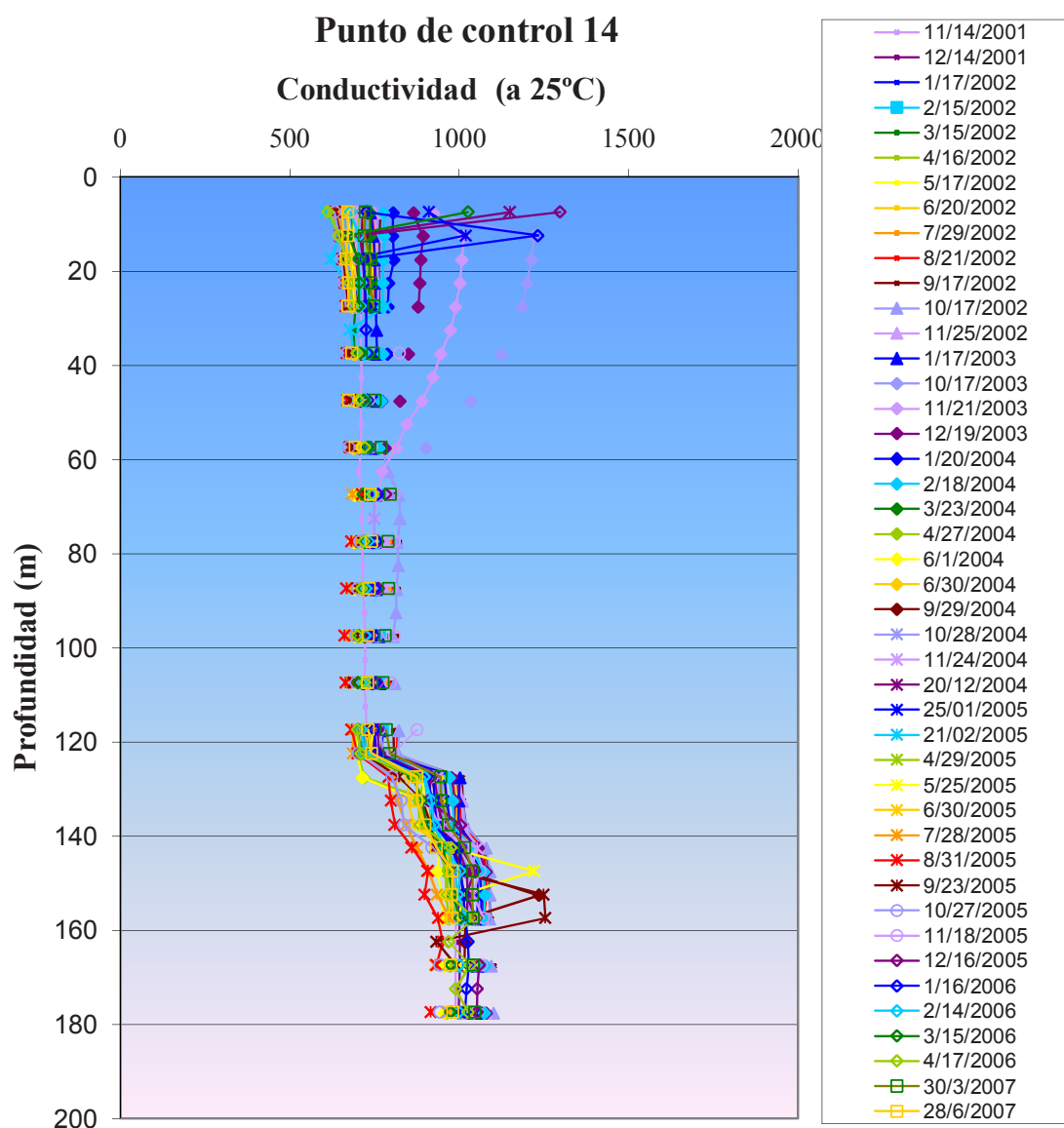
registrado. El resultado de la proyección de la conductividad (Fig. 6.5) muestra que existe una variación mucho menor tanto en la vertical para cada mes de medida, como para la variación entre distintos meses o años. Como se ha visto en perfiles anteriores, el río tiene una gran influencia en la conductividad del agua subterránea, especialmente en las zonas más superficiales, por lo que estos resultados podrían deberse a que el acuífero en esta zona, al no tener ningún tipo de alteración temporal de su dinámica (como eran las fluctuaciones en el caudal del río) no presenta apenas oscilaciones. Otro aspecto importante a destacar es que este punto es el que se encuentra más cercano a la línea de costa de los que se han controlado, y no existe ningún tipo de evidencia de intrusión marina. La profundidad que alcanza no es muy elevada, casi 60 m, para alcanzar la cuña salina, pero sí puede servir para comprobar la



**Figura 6.6.** Punto 27 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu\text{Siemens/cm}$ .

obndad de los resultados que se obtengan por geofísica. Por otra parte, la presencia de flujos verticales detectados mediante el estudio de los perfiles de temperatura puede también ser responsable de esta homogeneidad en toda la columna.

El punto de control 27 también se encuentra sin influencia de río Guadalfeo, pues su localización se encuentra en las inmediaciones de Motril, en la zona central del acuífero (Fig. 6.1). La proyección de los datos de conductividad en relación con la profundidad (Fig. 6.6) muestra una gran homogeneidad tanto en lo que respecta a variaciones dentro de un mismo mes a diferentes profundidades como a las variaciones entre meses o años. Las conductividades que aparecen siempre son menores de 1.000  $\mu\text{S/cm}$  que son valores propios de aguas dulces de buena calidad por lo que no se sugiere ningún tipo de contaminación por



**Figura 6.7.** Punto 14 de control de la conductividad del agua subterránea. La conductividad se proyecta en  $\mu\text{Siemens/cm}$ .

alguna fuente de agua salinizada. Al encontrarse a bastante distancia de los otros puntos de control y presentar unas características semejantes se apunta una gran homogeneidad, por lo menos entre el sector occidental y central del acuífero, en lo que respecta a las conductividades de las aguas subterráneas.

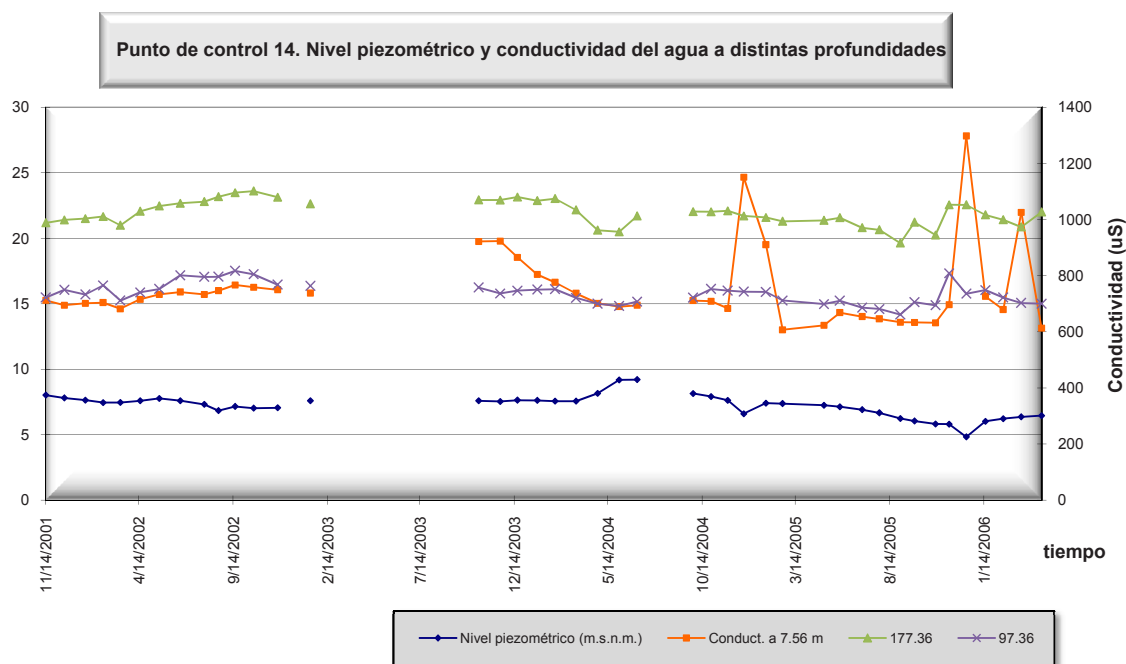
El punto 14 es el que alcanza una mayor profundidad de todos los que se han observado (Fig. 6.7), casi 180 m. Además se encuentra relativamente cerca del borde costero, por lo que en principio podría resultar útil a la hora de detectar procesos incipientes de intrusión marina.

Sin embargo, aunque se ve un incremento general en los valores de conductividad del agua a 130 m de profundidad, el hecho de que esta situación sea tan estática (se puede observar el mismo efecto desde hace 8 años independientemente de la precipitación de los años o de la época) hace sospechar que las causas del aumento estarán más relacionadas con las facies sedimentarias a esa profundidad. La columna litológica muestra un cierto aumento de la proporción de finos en esa zona, como los cationes suelen quedar atrapados en estos materiales la explicación podría deberse a su liberación al agua y el aumento consiguiente de la conductividad de la misma. Aún en este caso, las conductividades que se registran corresponden a agua dulce, con máximos que no llegan en ningún caso a superar los 1.500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Su situación muy próxima al cauce del río puede también, en este caso, alterar estacionalmente los valores que se detectan en las partes altas de la columna de agua. En la parte media la conductividad se mantiene bastante constante a lo largo del tiempo y luego aumenta cuando se llega al final por el proceso ya comentado. El incremento es igual para todos los meses, aproximadamente de 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , este es otro de los criterios que se han considerado para asumir el cambio a una diferencia litológica frente a otros motivos de índole más hidrogeológica.

Este punto también ha servido para verificar los resultados de las campañas geofísicas para detectar el alcance de la cuña salina en el acuífero Motril-Salobreña. Se observan valores de conductividad que no exceden los 2.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y, teniendo en cuenta que el agua del mar tiene valores en torno a 40000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , se puede aseverar que no existen evidencias de intrusión marina a una distancia de 1700 m de la costa y a una profundidad cercana a los 200 m.

### ***6.1.3. Evolución temporal de la conductividad del agua subterránea***

La proyección de cada una de las medidas en cada punto de control para cada fecha es útil para detectar procesos que puedan darse en la hidrodinámica local para toda la columna de agua; sin embargo, si se pretende descubrir procesos relacionados con intrusión marina es mucho más útil analizar evoluciones temporales de conductividad. Para esto se han seleccionado los puntos más cercanos a la costa por ser los que más podrían estar afectados por estos procesos. Los puntos de control 14, por su profundidad, y 16, por su cercanía, son los más adecuados. Se ha proyectado la conductividad registrada a diferentes profundidades, para comparar los resultados. De este modo, será sencillo ver si existe un incremento de la conductividad con el paso del tiempo.



**Figura 6.8.** Evolución temporal de la conductividad del agua subterránea a diferentes profundidades.

En la figura 6.8 se presenta la evolución temporal a diversas profundidades en el punto de control 14 y el nivel piezométrico en ese mismo punto. No existe una tendencia general reconocible ya que para cada profundidad los valores se mantienen más o menos estables con algunos picos, que al ser tan puntuales, estarán relacionados con otros procesos. Podría tratarse de acciones antrópicas vinculadas al intenso cultivo de la zona o a eventos pluviométricos tormentosos que laven las sales que se acumulan en la capa edáfica debido a las altas tasas de evaporación. Además estos picos son tanto más acusados cuanto más superficialmente nos situemos, reforzando la teoría de su origen en la superficie del acuífero y no en el avance de aguas subterráneas de elevada salinidad. Se comprueba también que la conductividad del agua subterránea aumenta con la profundidad aunque no gradualmente. Las conductividades del agua en superficie y a casi 100 m de profundidad apenas difieren, mientras que a 177 m hay un aumento cuya explicación ya fue comentada anteriormente.

La evolución temporal de la conductividad del agua del punto de control 16 (Fig. 6.9) muestra una ligera tendencia a la disminución con el paso del tiempo. Parece variar paralelamente a los niveles freáticos medidos, de modo que cuanto más elevadas sean las cotas del nivel freático, mayor es la conductividad. La explicación de esta evolución podría estar relacionada con los cambios en los usos del suelo que han sucedido, especialmente en esta parte del acuífero Motril-Salobreña, en los últimos años. El abandono progresivo del cultivo de la caña de azúcar desde 2005, tanto por la eliminación de las subvenciones como

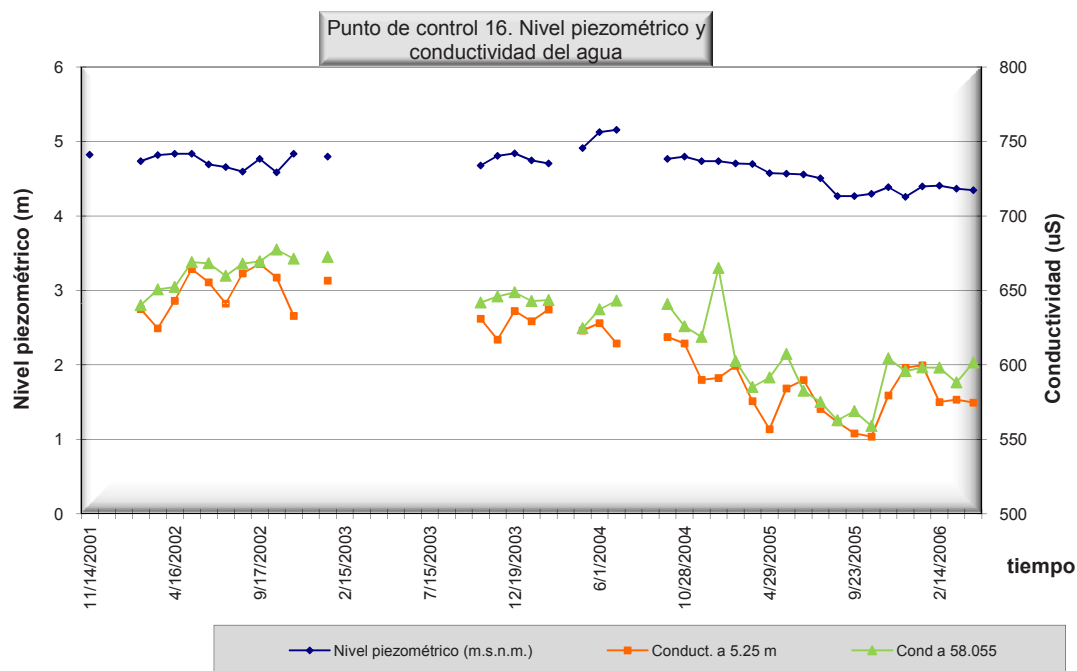


Figura 6.9. Evolución temporal de la conductividad del agua subterránea a diferentes profundidades.

por la inminente construcción de urbanizaciones, puede haber jugado un papel importante en este proceso. La disminución de los riegos, reducirá el retorno al acuífero y el aporte asociado de las sales que éstos efectuaban.

#### 6.1.4. Características de la conductividad del agua en el acuífero Motril-Salobreña

El estudio conjunto de todos los perfiles de conductividad del agua realizados en el acuífero Motril-Salobreña ofrece una visión general del estado del agua subterránea. Se puede decir que no se han detectado efectos, ni siquiera incipientes, de la intrusión marina. Es verdad que no existen sondeos adecuados para un buen análisis (aunque recientemente se han perforado unos que se espera que contribuyan a una mejora de este conocimiento); sin embargo, son buenos indicadores para saber hasta qué punto no ha llegado la cuña de agua salada. De este modo, se podrán verificar los resultados de los estudios geofísicos.

Otra conclusión es la homogeneidad que presentan las aguas del acuífero Motril-Salobreña en lo que respecta a su conductividad eléctrica. Todas las medidas se encuentran entre el rango de 500 y 1.500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a cualquier profundidad y en cualquier localización. En esto jugará un papel especialmente importante las permeabilidades del acuífero que permiten una rápida homogeneización de los cambios que puedan acontecer por diferentes procesos.

La relaciones río-acuífero en base al estudio de las conductividades eléctricas también queda patente en muchos de los puntos de muestreo, así como el efecto de los cambios en los usos del suelo en las tendencias generales, los lavados eventuales de sales en épocas más lluviosas y el vínculo entre actividades agrícolas y afecciones puntuales a la conductividad del agua.

## **6.2 Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo**

El diseño de la campaña de geofísica mediante sondeos EMDT estuvo dirigido principalmente a la detección de la interfase agua dulce-agua salada en el acuífero detrítico Motril-Salobreña. Este método es considerado por expertos de todo el mundo (Young et al., 1998; Shtivelman y Goldman, 2000, Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004) como el más adecuado para localizar descensos muy acusados de las resistividades de los materiales en profundidad. El análisis de los resultados permitió obtener, además, algunas conclusiones referidas a la estructura y litología del acuífero así como detalles asociados a las características de la interfase agua dulce-agua salada. Los resultados obtenidos mediante gravimetría referentes a la morfología del basamento fueron extremadamente útiles a la hora de abordar la interpretación de los resultados, así como la información de columna litológicas que, aunque no hayan sido útiles para la situación del contacto agua dulce-agua salada, sí han sido de gran utilidad para calibrar los resultados de los sondeos EMDT. En concreto, han podido ser utilizados para la interpretación de las resistividades obtenidas, asignando así litologías concretas a las unidades litoresistivas que se han propuesto.

### ***6.2.1. Antecedentes sobre el método***

Debido a las propiedades del agua del mar, la utilización de métodos eléctricos para la detección de la intrusión marina ha sido muy frecuente en gran cantidad de estudios hidrogeológicos. El descenso en la resistividad de los materiales saturados con agua salada es tan patente en los registros verticales de resistividad que en la mayoría de los casos la interpretación de los resultados es muy clara y ofrece pocas dudas. Así lo ponen de manifiesto en sus trabajos Gondwe (1991), Chen (1999), Hopkins y Richardson (1999), Choudhury et al. (2001), Balia et al. (2003), Wilson et al. (2005). Existen tablas con los rangos de resistividad que presenta cada litología, incluso saturada y no saturada en agua salada, en ocasiones se encuentran valores generales (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987) y en otras valores



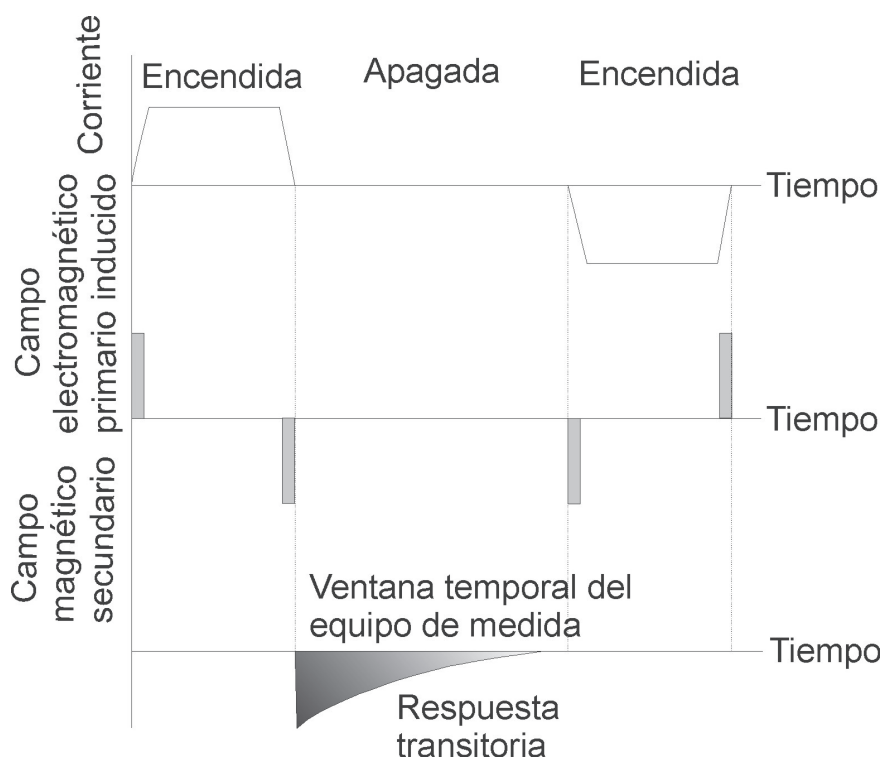
asociados al estudio de una zona que son más adecuados para un área de estudio concreta (Young et al., 1998; Shtivelman y Goldman, 2000; Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004). Aún con el gran volumen de información disponible, es complicada la distinción de las litologías a través de su valor de resistividad únicamente, ya que los rangos suelen ser suficientemente amplios como para que se superpongan unos a otros.

Por ello, este problema se suele salvar utilizando otras técnicas de estudio de las propiedades del agua subterránea o de las características del subsuelo. Los sondeos EMDT y otros métodos eléctricos han sido combinados con sismica (Shtivelman y Goldman, 2000), Resonancia Magnética Nuclear (Goldman et al., 1994), registros de rayos gamma (Land et al., 2004) o con métodos magnetoteléuricos (Krivochieva y Chouteau, 2003).

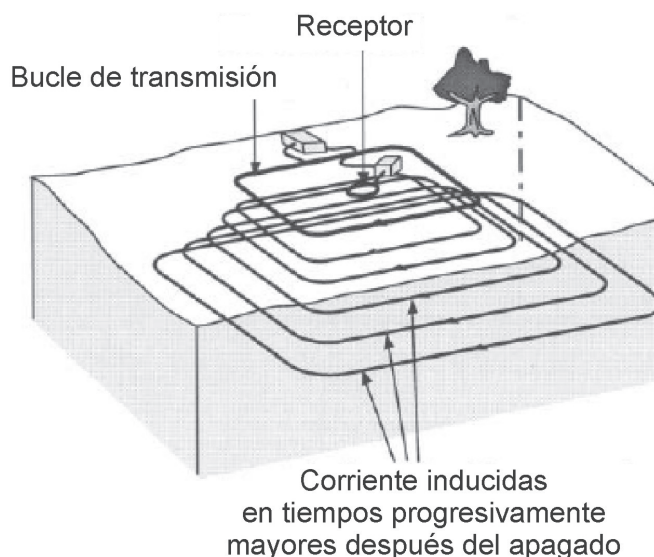
Cabe destacar que dentro de los métodos eléctricos, una gran cantidad de autores apuntan a la utilización de sondeos EMDT como el mejor método, por delante de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) o los sondeos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia para temas relacionados con aguas marinas. La principal causa de esto es que, al tratarse de emisión de un campo magnético, no depende de que la electricidad penetre hasta altas profundidades (con el problema que esto supone cuando se encuentra un horizonte conductor como podría ser un lentejón salino) además de sus excelentes resultados en cuanto a fiabilidad de los valores de resistividad obtenidos y la precisión referente a la profundidad de los cambios de resistividades. De hecho varios autores comparan los resultados obtenidos con técnicas electromagnéticas a los obtenidos con registro verticales de conductividad, consiguiendo muy buenos resultados (Young et al., 1998; Shtivelman y Goldman, 2000; Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Goldman et al., 2004; Land et al., 2004). Además los sondeos EMDT han sido utilizados con éxito en muchas zonas donde existían problemas de intrusión marina o de contaminación por agua con una salinidad muy alta (Kafri et al, 1997). Suelen ser áreas con problemas de escasez de agua y, por lo tanto, deben controlar bien el volumen de recursos disponibles (Young et al., 1998; Guérin et al., 2001)

### **6.2.2. Metodología**

Los sondeos EMDT son medidas puntuales de la respuesta electromagnética de los materiales que se encuentran bajo el punto de registro a un campo magnético artificial. El funcionamiento de este dispositivo consiste en generar un campo magnético por la circulación de corriente eléctrica por un loop (o bucle) de cable. Inmediatamente se corta la corriente eléctrica para medir el campo magnético secundario que ha inducido la corriente eléctrica y que estará condicionado por las propiedades electromagnéticas de los materiales del subsuelo (Fig. 6.10)



**Figura 6.10.** Esquema de funcionamiento de los sondeos EMDT con los periodos de tiempo de emisión y recepción (modificado de Kafri et al., 1997).



**Figura 6.11.** Esquema de configuración de loop central para el receptor del campo magnético inducido (modificado de Land et al., 2004).

El propio sistema registra múltiples medidas, obteniéndose finalmente la media de todas ellas. Al no interferir los campos magnéticos primario y secundario, el método es mucho menos susceptible a los errores producidos por este motivo en comparación con el resto de métodos electromagnéticos de fuente controlada (Kafri et al., 1997). Para obtener datos a mayores profundidades se aumenta el tiempo de registro del sistema de modo que se mida la

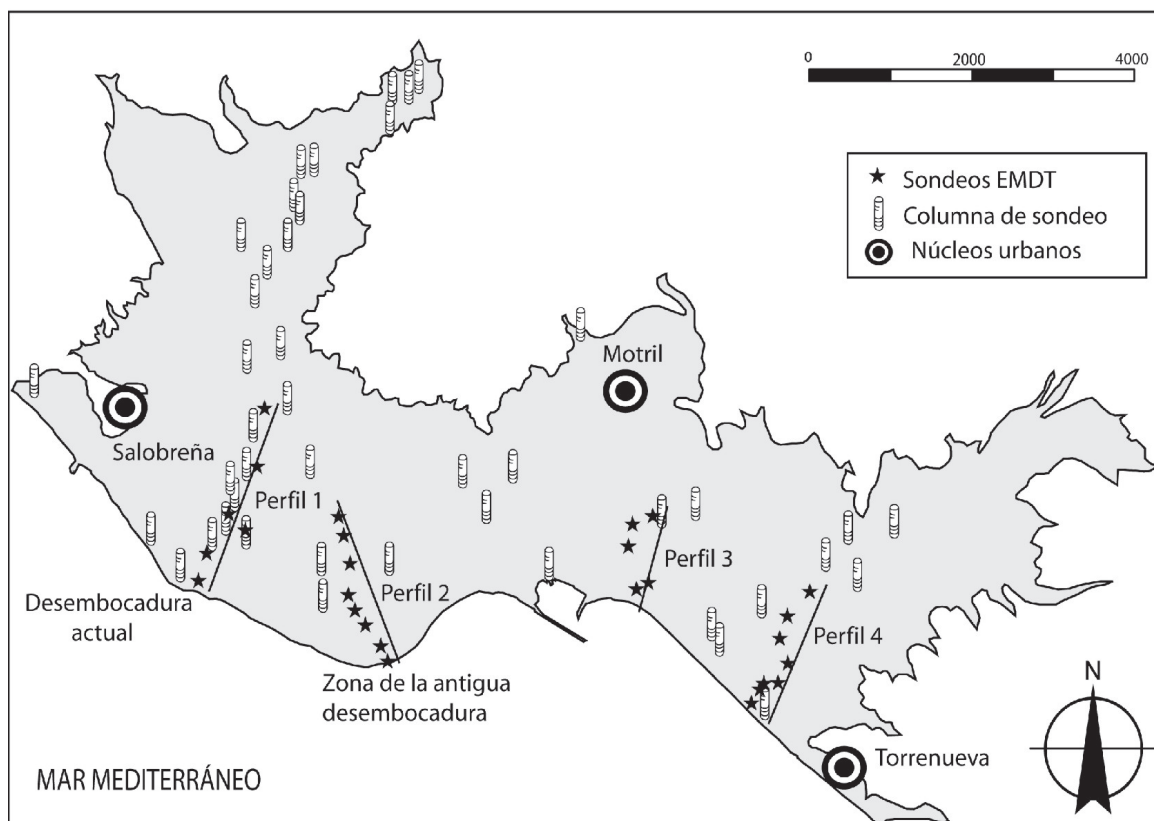


Figura 6.12. Situación de los veintiocho sondeos EMDT en los cuatro perfiles seleccionados.

respuesta de materiales que se encuentran a una mayor distancia de la superficie. Este sistema geofísico tiene la ventaja de que la medida se efectúa en el centro del sistema generador del campo magnético, por lo que al haber una distancia mínima entre el sistema generador y receptor hay una menor distorsión de los datos que se obtienen. A esta configuración se le llama de loop central (Fig. 6.11).

En total se han realizado veintiocho sondeos EMDT distribuidos a lo largo de cuatro perfiles perpendiculares a la costa (Fig. 6.12). Los datos de los sondeos se han correlacionado entre sí consiguiendo así un corte del acuífero o secciones quasi 2D como las denominan Shtivelman y Goldman (2000).

Para la interpretación de los resultados se recurrió a la literatura científica; sin embargo, las variaciones de la resistividad para una misma litología, según los resultados de numerosos autores, son de un rango muy amplio y sólo dan una orientación que no permite una fácil distinción para el caso de estudio que estamos abordando. El objetivo finalmente fue acotar las múltiples posibilidades que ofrece una misma resistividad (ya que existen múltiples procesos que pueden alterar la resistividad de un material junto con las variaciones por su propia composición y características naturales).

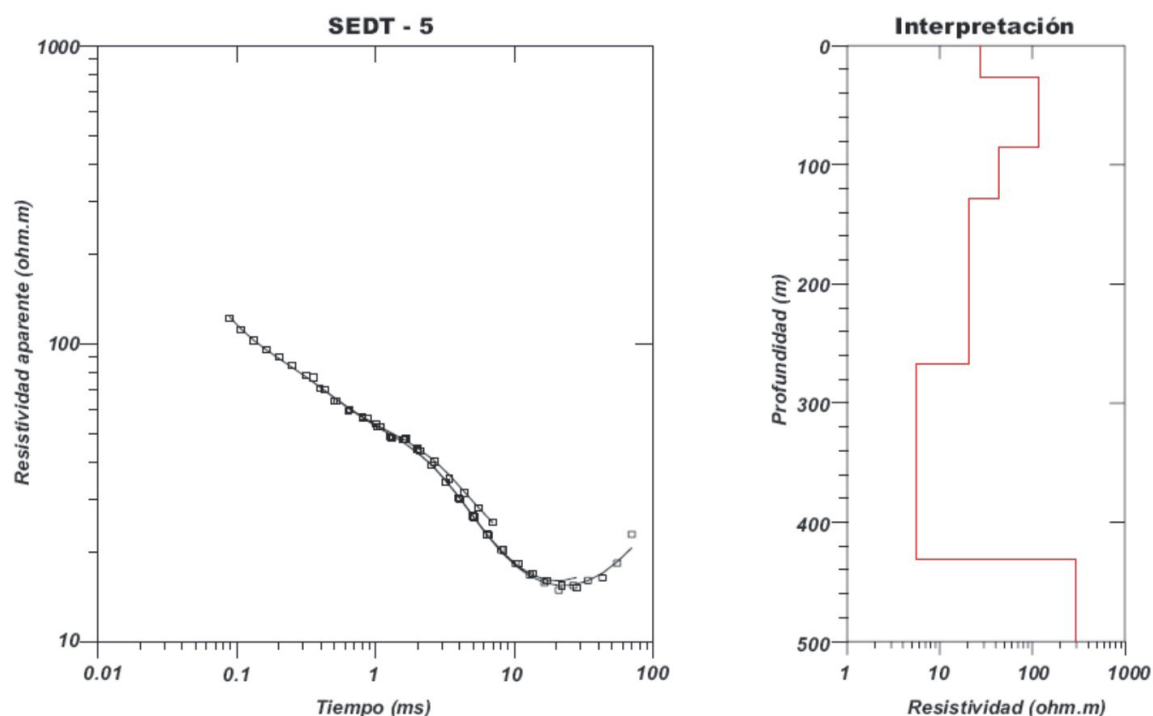


**Figura 6.13.** Medidas de campo de sondeos EMDT en diversas zonas del acuífero Motril-Salobreña. A la derecha se puede observar la medición sobre un campo de golf en construcción con una urbanización adosada, también en construcción.

Ante la gran incertidumbre que provocaba la interpretación se utilizaron los datos resultantes de la campaña gravimétrica ya descrita que permitiría hacer una interpretación mucho más precisa de los materiales que componen el acuífero y de sus límites. La gravimetría permite tener una referencia de la que partir para las interpretaciones, ya que se obtiene la línea que marca uno de los principales contrastes eléctricos, el existente entre los materiales detríticos y el basamento del acuífero.

Por otro lado, se localizaron sondeos mecánicos que se encontraban dentro de estos perfiles para poder calibrar los datos de resistividades con datos directos de litologías. De este modo, se consiguió conocer la resistividad de ciertos materiales que en principio no se ajustaban exactamente a las tablas que se sugieren generalmente por diversos autores (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987; Young et al., 1998; Shtivelman y Goldman, 2000; Guérin et al, 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004).

Las medidas las realizaron International Geophysical Technology (IGT) con un sistema PROTEM de marca Geonics. Está compuesto de un transmisor TEM-37, un receptor Protem-D y una bobina receptora de baja frecuencia como sensor (Fig. 6.13). El procesado e interpretación de los datos se ha realizado con un programa comercial IX1D desarrollado por Interpex. Este programa trabaja con modelización e inversión. Se ha utilizado un modelo de capas planas, que funciona bien en estos entornos exceptuando aquellas zonas donde existen fuertes cambios laterales litológicos. El tamaño de los bucles eléctricos ha sido variable (entre 50 y 200 m) dependiendo de las características del terreno y de la profundidad esperada de la interfase.



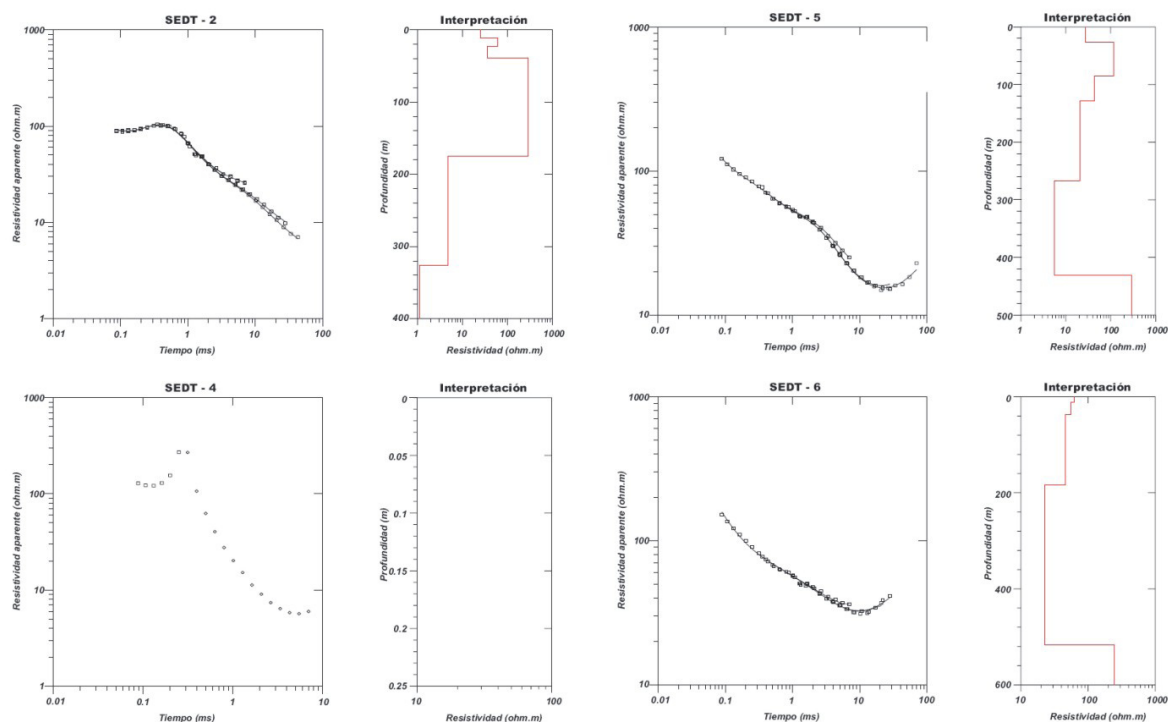
**Figura 6.14.** Ejemplo del proceso de modelización de la curva de resistividad aparente y tiempo a profundidad y resistividad. En la interpretación se puede ver que es un modelo de capas planas y cómo los cambios están relacionados con cambios de la tendencia de la curva (aumentos o disminuciones de la pendiente o inflexiones de esta).

La modelización mediante un modelo de capas planas es la manera más habitual de interpretar los resultados obtenidos de las curvas de resistividad aparente y frecuencia. Estas se transforman con este proceso en profundidad y resistividad (Fig. 6.14). Al tratarse de modelización, es factible que exista más de una posibilidad que se ajuste a los datos con los que se cuenta, por ello es fundamental un conocimiento adecuado de la zona y la calibración con algún sondeo para elegir la más adecuada.

### 6.2.3. Resultados

#### 6.2.3.1. Análisis de las curvas resistividad aparente-tiempo y de su modelización (resistividad-profundidad)

A lo largo del perfil 1 (Fig. 6.12) se distribuyeron 6 sondeos EMDT con un tamaño del bucle adaptado a las circunstancias que se encontrasen en la zona. Las dificultades encontradas para llevar cabo las medidas de campo en áreas como la vega de Motril-Salobreña son muchas ya que son frecuentes las vallas y alambradas, tendidos eléctricos, cultivos como



**Figura 6.15.** Curvas resistividad aparente-tiempo y modelización (resistividad-profundidad) del perfil 1.

la caña de azúcar o los terrenos inundados que dificultan el tránsito a través de ellos. Aún así, se consiguió establecer tamaños de bucle suficientemente grandes para alcanzar las profundidades que se pretendía desde un principio. En la figura 6.15 se muestran algunas de las curvas resistividad aparente-tiempo que se obtuvieron, así como el modelo que se realizó posteriormente para traducir las medidas de campo a propiedades del terreno.

La figura 6.15 se estructura en una serie de sondeos electromagnéticos (SEDT) con su correspondiente numeración. Cada uno de ellos presenta la curva resistividad aparente-tiempo como una serie de puntos que son la proyección de los resultados medidos en el campo. Las líneas que unen los puntos rellenos corresponden a la modelización mediante capas planas. Esta consistiría en el efecto que causaría una distribución de resistividades tal y como se dibuja en el cuadro nombrado como “Interpretación”.

Se puede observar cómo las curvas resistividad-tiempo van cambiando a lo largo del perfil. No obstante, las que se encuentran más próximas entre sí (la 5 y la 6) tiene una morfología similar, aunque a la hora de realizar la modelización, como se tiene en cuenta los cambios en las pendientes y las inflexiones, los resultados difieren más. El caso del SEDT-4 es un claro ejemplo de la influencia de interferencias en los resultados obtenidos. La presencia de un invernadero con una importante estructura metálica hizo que apareciese un pico como si de un yacimiento mineral se tratase. Obviamente, no fue tenido en cuenta, pero se ha visto

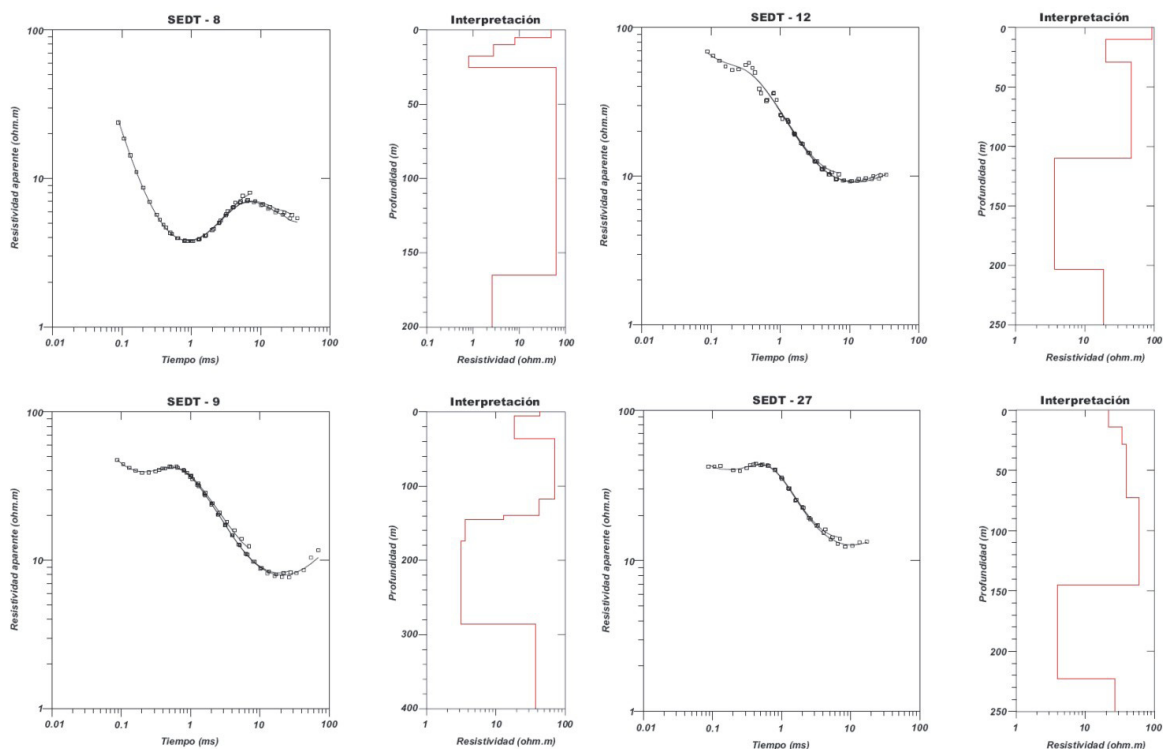
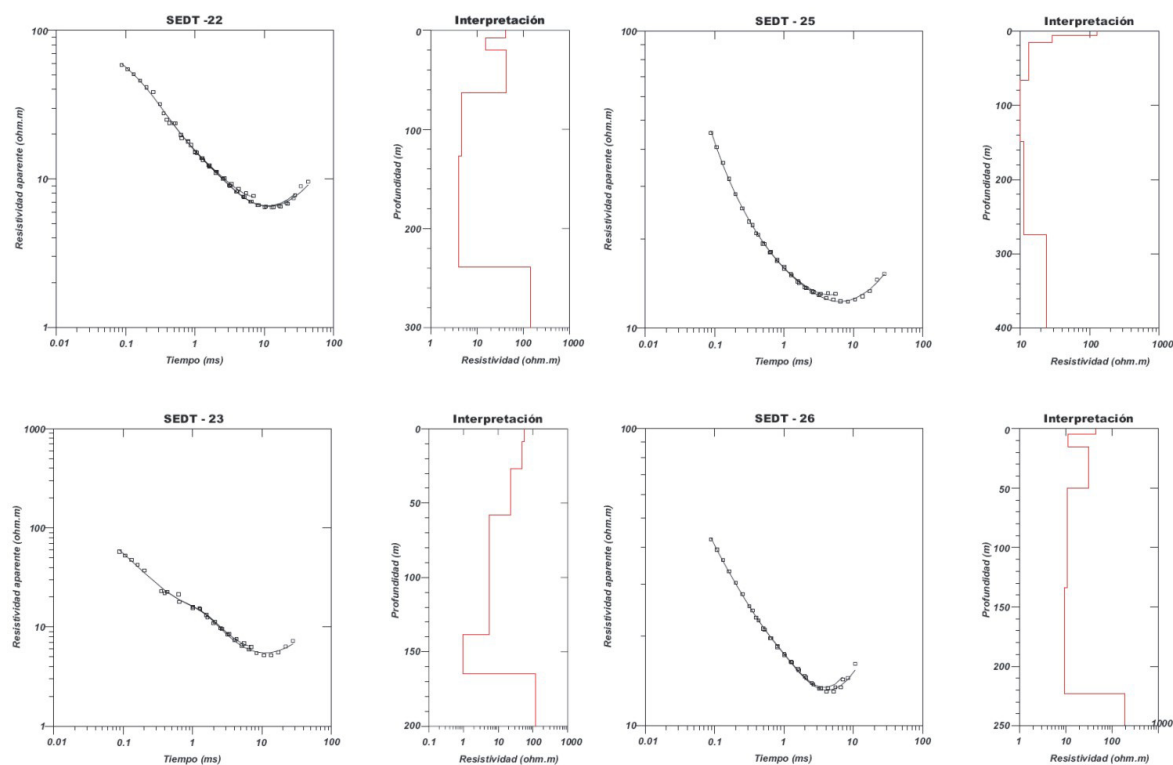


Figura 6.16. Curvas resistividad aparente-tiempo y modelización (resistividad-profundidad) del perfil 2.

conveniente reflejarlo ya que en estas zonas son muy frecuentes los invernaderos y otros tipos de estructuras metálicas y es interesante conocer cómo se refleja en los resultados. En general, el ajuste de la modelización (las líneas continuas sobre los puntos de resistividad aparente en la figura 6.15) tiene una buena coincidencia, excepto en las zonas más profundas donde aparece una ligera desviación debido a la lógica debilitación de la señal en las zonas más distantes y los resultados son menos consistentes.

El perfil 2 (Fig. 6.16) incluyó un total de 8 sondeos EMDT también con tamaños de bucle variados. En este perfil se consiguió que todas los bucles de emisión tuviesen una forma regular ya que el terreno era más favorable (p.e. dos de ellos fueron realizados en un campo de golf, un terreno muy llano y sin obstáculos). En algún caso, en otros perfiles (perfiles 1 y 4), se hicieron bucles con una forma ligeramente rectangular, aunque esto casi no afectó a los resultados. En este perfil, se observa de nuevo cierta desviación en los extremos de las curvas de resistividad aparente, aunque, teniendo en cuenta las profundidades que se alcanzan se puede calificar como excelente el ajuste entre la modelización y las medidas. Solamente en el SEDT-12 existen ciertos problemas de ajuste al inicio de la curva donde aparece un pequeño pico que, según la experiencia que se comentó en el perfil 1, puede deberse a la existencia de algún elemento metálico de menor entidad que como en el caso anterior, generó una pequeña distorsión, aunque no llegó a obstaculizar las medidas a mayores tiempos.



**Figura 6.17.** Curvas resistividad aparente-tiempo y modelización (resistividad-profundidad) del perfil 3.

El perfil 3 (Fig. 6.17) está compuesto por tan sólo cinco sondeos EMDT y es el más corto de los realizados debido a las dificultades encontradas en el campo por la presencia de construcciones y la gran actividad antrópica desarrollada en la zona. Las formas de las curvas que se presentan en la figura 6.17 tienen, aparentemente, muchas similitudes, aunque la posterior modelización pone de manifiesto importantes diferencias debido a que las resistividades aparentes tienen variaciones muy importantes en los valores absolutos. Aún así, la cercanía entre ellas hace que las tendencias sean similares. Los ajustes para la modelización de las cuatro curvas que se han presentado son muy buenos, con muy poca dispersión de los puntos de medida. Tienen, por tanto, un adecuado ajuste de la línea que indica las resistividades que corresponderían al modelo de capas planas.

El perfil 4 (Fig. 6.18) está formado por ocho puntos de medida de los que se muestran cuatro en la figura. En este caso, las curvas presentan similitud tanto entre sí como con sus interpretaciones. El ajuste del modelo vuelve a tener ciertas desviaciones de poca importancia en las zonas de tiempos mayores debido a la llegada de la señal electromagnética más debilitada. Esto se ve sobre todo en el SEDT-14 y SEDT-16 donde los últimos puntos se desvían ligeramente de la línea que corresponde al modelo de capas planas. En este caso el SEDT-20 presenta un error debido a que la forma que tiene es de una nube de puntos en lugar de ajustarse a una línea. La causa de esto fue la presencia de un tendido eléctrico relativamente



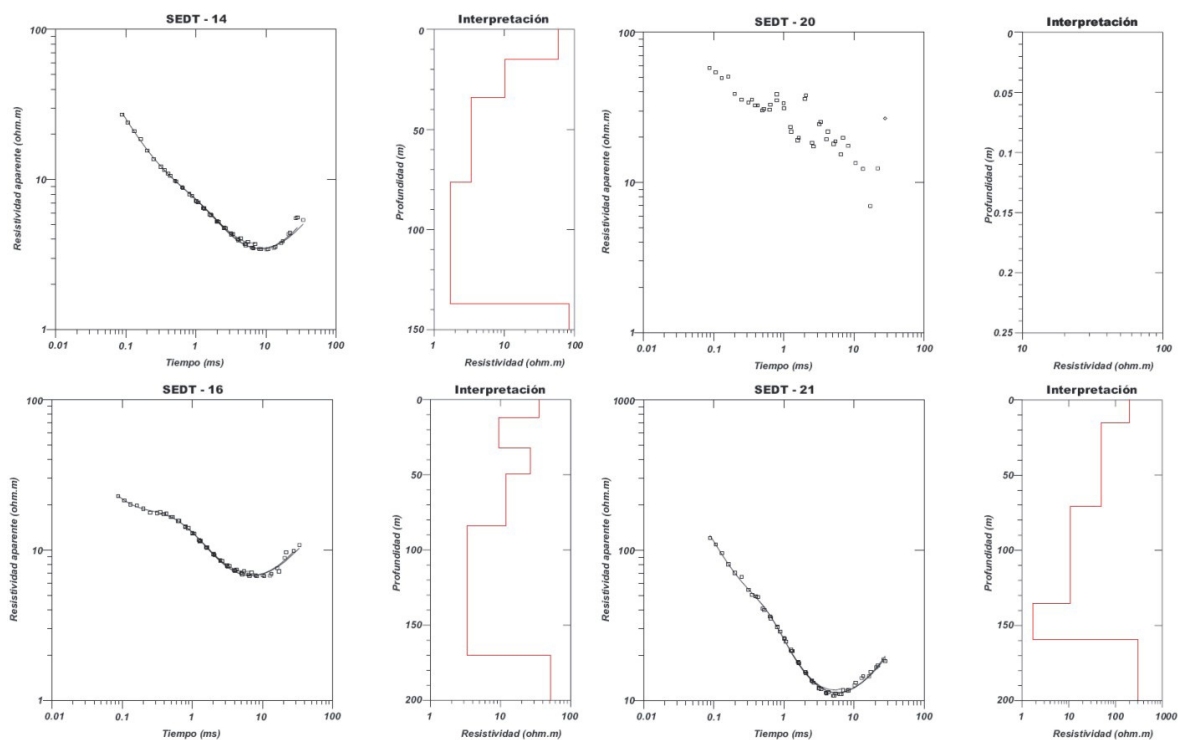


Figura 6.18. Curvas resistividad aparente-tiempo y modelización (resistividad-profundidad) del perfil 4.

cercano. Aunque la línea eléctrica había sido detectada desde un principio, la idoneidad de la zona para llevar a cabo una medida hizo que se desplegara el equipo para obtener datos. Sin embargo, se pudo comprobar que a una distancia de menos de 100 m de posibles fuentes de campos electromagnéticos, se distorsionan los resultados, convirtiéndolos en inservibles. Ante esta situación, se verificó la importancia de poder utilizar en ciertas zonas métodos de prospección geofísica que no se vean condicionados por las infraestructuras humanas (como la gravimetría).

El ajuste de las curvas resistividad aparente-tiempo realizadas en la modelización a los datos de campo de los diversos sondeos EMDT es muy bueno en su gran mayoría, aunque existe algo de dispersión de los resultados en la parte final de las gráficas que se corresponden con las zonas más profundas. También la dispersión podría ser debida, en algunos casos, a la presencia en profundidad de cambios litológicos laterales. El sistema de modelización por capas planas no funciona bien cuando existen importantes cambios litológicos laterales, teniendo en cuenta las características geológicas de la zona (los sedimentos cuaternarios son facies aluviales con granulometrías muy diferentes y en el basamento metapelítico existen mármoles intercalados), no es de extrañar que haya ciertas curvas que no tengan un ajuste muy bueno.

### 6.2.3.2. Análisis de los valores de resistividad

En este estudio se hace una propuesta de los valores de resistividad que presentarían distintas litologías (Tabla 6.1), distinguiendo si están saturados en agua salada o dulce. Estos valores se ajustan mejor para los materiales aflorantes en la zona ya que las tablas generales que suelen presentarse en los manuales abarcan gran cantidad de condiciones naturales (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987). Al tratarse de un estudio concreto de un área más restringida, los valores son más apropiados para esta zona y, en principio, no serían extensivos para otras condiciones geológicas. Sin embargo estos valores podrían ser aplicables a una región muy amplia de las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

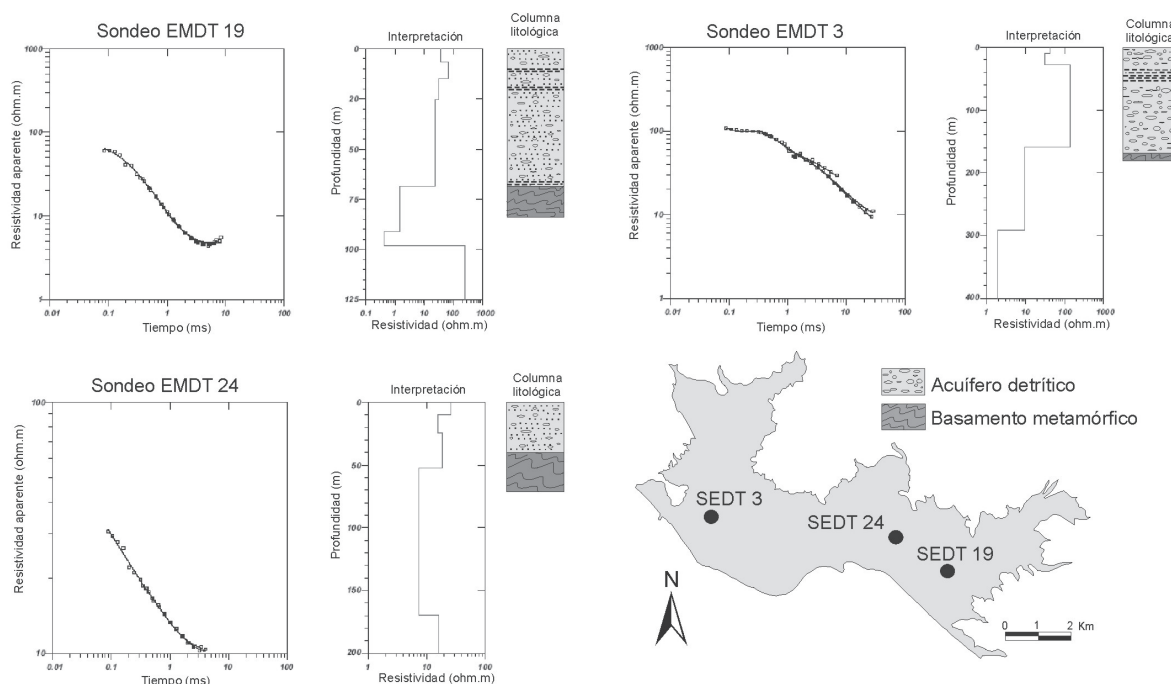
Material	Resistividad mínima	Resistividad máxima ohm
Detríticos secos o con agua dulce	8	400
Detríticos con agua salada	0.5	5
Carbonatos	80	300
Carbonatos con agua salada	0.8	4
Esquistos grafitosos	2	60

**Tabla 6.1.** Valores de resistividad.

Para la elaboración de la tabla se ha tenido en cuenta la cartografía geológica de la zona así como la información que ofrecían algunos sondeos mecánicos de los que se conoce la columna litológica. Con éstos, ha sido posible calibrar con mucha certeza los valores de resistividad que muestran los materiales en algunos de los perfiles. En todos los casos, los puntos de calibración distaban menos de 200 m del punto de medida en el campo. Las columnas litológicas utilizadas para la calibración son muy similares entre sí en lo que respecta a los materiales que las componen, las principales diferencias se hayan en las profundidades a las que varían las litologías. La coincidencia entre los sondeos EMDT y la información de los sondeos mecánicos es bastante exacta ya que los principales saltos se observan tanto en los datos litológicos como en los electromagnéticos (Fig. 6.19)

Hay que destacar que valores de igual resistividad han sido asignados a distintas litologías en perfiles diferentes debido a que cada perfil se ha calibrado con los datos de la columna litológica de los sondeos situados en dicho perfil. Se ha considerado el proceder más adecuado en este caso debido a las frecuentes variaciones litológicas laterales de la zona, tanto en el aluvial como en el basamento, que hacen poco predecible la litología existente en

profundidad y a que, en este estudio, siempre se le ha dado prioridad al dato directo frente al estimado. De esta manera, se ha conseguido distinguir materiales que presentan una misma resistividad basándose en el criterio de la presencia de un dato real y la mayor probabilidad de que exista continuidad entre puntos situados a menor distancia que con otros más distantes.



**Figura 6.19.** Calibración de los sondeos EMDT con los datos procedentes de las columnas litológicas de sondeos mecánicos.

Los valores de resistividad que se han asignado a los distintos materiales concuerdan con los rangos de resistividad propuestos por otros autores (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987; Young et al., 1998; Shtivelman y Goldman, 2000; Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004). El relleno sedimentario cuaternario, debido a la gran heterogeneidad granulométrica que presenta, tiene unas variaciones muy grandes de resistividad. La porosidad además condiciona la cantidad de agua salada que pueda contener el material. En este sentido la salinidad del agua también es importante determinarla ya que será responsable de la intensidad en la caída de resistividad de los materiales. En este caso la salinidad del agua del mar se puede considerar con un valor constante de 35000-36000 mg/l. Las relaciones entre ambos quedan reflejadas en la ecuación de Archie cuya aplicación es posible en este caso mediante las modificaciones de Kafri y Goldman (2005). A partir de esta técnica se pudieron verificar las similitudes entre las propiedades de este acuífero y los de otros localizados en el Mediterráneo oriental.

Los materiales carbonatados presentan valores de resistividad muy altos excepto cuando están saturados con agua salada. Los resultados obtenidos para estas rocas son muy similares a los que se obtienen para los sedimentos detríticos. La principal causa es que los materiales detríticos tienen porosidades muy elevadas por tratarse de sedimentos recientes y los carbonatos también, pero por la porosidad secundaria. Los sistemas de fracturas existentes relacionados con la actividad tectónica, los procesos de karstificación posteriores e incluso la posible antigua presencia en esta zona de mezclas de agua dulce-agua salada (que favorece la disolución del calcio) (Plummer, 1975; Wigley y Plummer, 1976; Back et al., 1979; Standford y Konicow, 1989; Pascual, 1990; Calvache y Pulido-Bosch, 1994) han contribuido a aumentar la porosidad secundaria. Esta situación se ha demostrado en acuíferos carbonatados cercanos con similares características (Calvache y Pulido-Bosch, 1994).

Los esquistos y filitas tienen valores muy bajos, como se muestra en la figura 6.19; esto puede ser debido a que presentan una foliación muy penetrativa, fracturación y cierto grado de alteración junto con la presencia del grafito y a sus propiedades como excelente conductor (Orellana, 1982).

#### 6.2.3.3. *Análisis de los perfiles de resistividad y combinación con gravimetría*

Los sondeos electromagnéticos que se encuentran dentro de un mismo perfil suelen presentar tendencias semejantes con cambios graduales, por lo que se pueden realizar correlaciones entre ellos. Solamente los cambios de facies laterales, como la aparición de carbonatos en los esquistos, o la presencia de gravas limpias en los materiales detríticos pueden alterar esta situación y romper las correlaciones laterales que se observan.

Los datos de gravimetría y de electromagnetismo se han superpuesto con el fin de realizar interpretaciones conjuntas de los datos. Así mismo, se han tenido en cuenta la información litológica proporcionada por sondeos mecánicos que alcanzan el basamento. Una vez fijado el basamento y conocidas las litologías dominantes en la zona, la interpretación de los resultados es mucho más fiable.

El perfil 1 (Fig. 6.20) muestra los mayores espesores de materiales detríticos y, dentro de ellos, se localiza una zona de elevada resistividad que se ha asociado a la presencia de gravas limpias. La intrusión marina en esta parte del acuífero detrítico está restringida a una pequeña zona a gran profundidad. El contacto entre el basamento y el acuífero detrítico está marcado por la gravimetría. El contar con este dato gravimétrico ha sido muy útil debido a que, aunque en algún punto habría sido posible la distinción entre materiales detríticos y metamórficos mediante los métodos electromagnéticos (como en la zona situada a 1000 m de

la costa), en otros casos como la parte más distante del mar o como en la zona más cercana (debido a la alteración en la resistividad de los materiales por la intrusión marina) resultaría muy complicado. Los esquistos tienen unos valores de resistividad muy bajos en algunas zonas, lo cual dificulta la interpretación ya que pueden confundirse con los materiales saturados con agua marina. Las altas y bajas resistividades que se han localizado por debajo de los esquistos se han asignado a carbonatos debido a que esta litología permite este rango de variaciones en función de si el agua salada está presente o no. Teniendo en cuenta que se encuentra por debajo de los esquistos, el análisis de los cortes geológicos y las cartografías mostró que era el único material que podía tener este comportamiento, con una porosidad (y fracturación) suficientemente elevada para poder descender tanto su resistividad por la presencia de fluidos conductores. Además, la estructura de los carbonatos (formando un pliegue si se continúa la traza) es concordante con la geología regional, con pliegues cuyo ejes tienen direcciones este-oeste. En el centro del perfil debe haber algún elemento estructural o sedimentario que desconecte los carbonatos que aparecen en ambos extremos. Podría tratarse de fallas o bien de cambios laterales de facies, esta última característica ha sido puesta de manifiesto por los estudios geológicos locales (García-Dueñas y Avidad, 1972; Aldaya, 1981; Vera, 2004).

El perfil 2 (Fig. 6.20) es ligeramente más corto y los espesores de acuífero detrítico que alcanza son menores. La gravimetría ha vuelto a ser extremadamente útil debido a la poca diferencia entre las resistividades del acuífero y basamento en ciertas zonas de la sección proyectada. Los principales contrastes en este perfil corresponden a zonas de bajas resistividad en áreas cercanas a la costa tanto en profundidades intermedias como a gran profundidad, penetrando en este último caso hasta más de 2000 m tierra adentro. Esto último se interpretó como unos materiales suficientemente porosos y conectados (por lo menos en algún momento) con el mar para que el agua salada los saturase. Debido a su posición estratigráfica se consideró que la litología más probable en este caso deberían ser carbonatos intercalados en los esquistos con una intensa fracturación, dolomitización y karstificación de modo que se facilitase la penetración del agua salina hasta grandes distancias. En este caso, por debajo de los carbonatos vuelve a haber otro cambio en las resistividades, lo que refuerza la idea de que los carbonatos aparecen de forma discontinua en forma de lentejones o como pequeños niveles de extensión limitada intercalados entre los esquistos (como se concluyó del estudio de la geología local).

Otros contrastes de resistividad destacables estaban dentro de la zona que la gravimetría delimitó como el acuífero detrítico, por lo que se consideró como otra zona de gravas limpias. Debido a la presencia de ríos y ramblas de muy alta energía en la zona

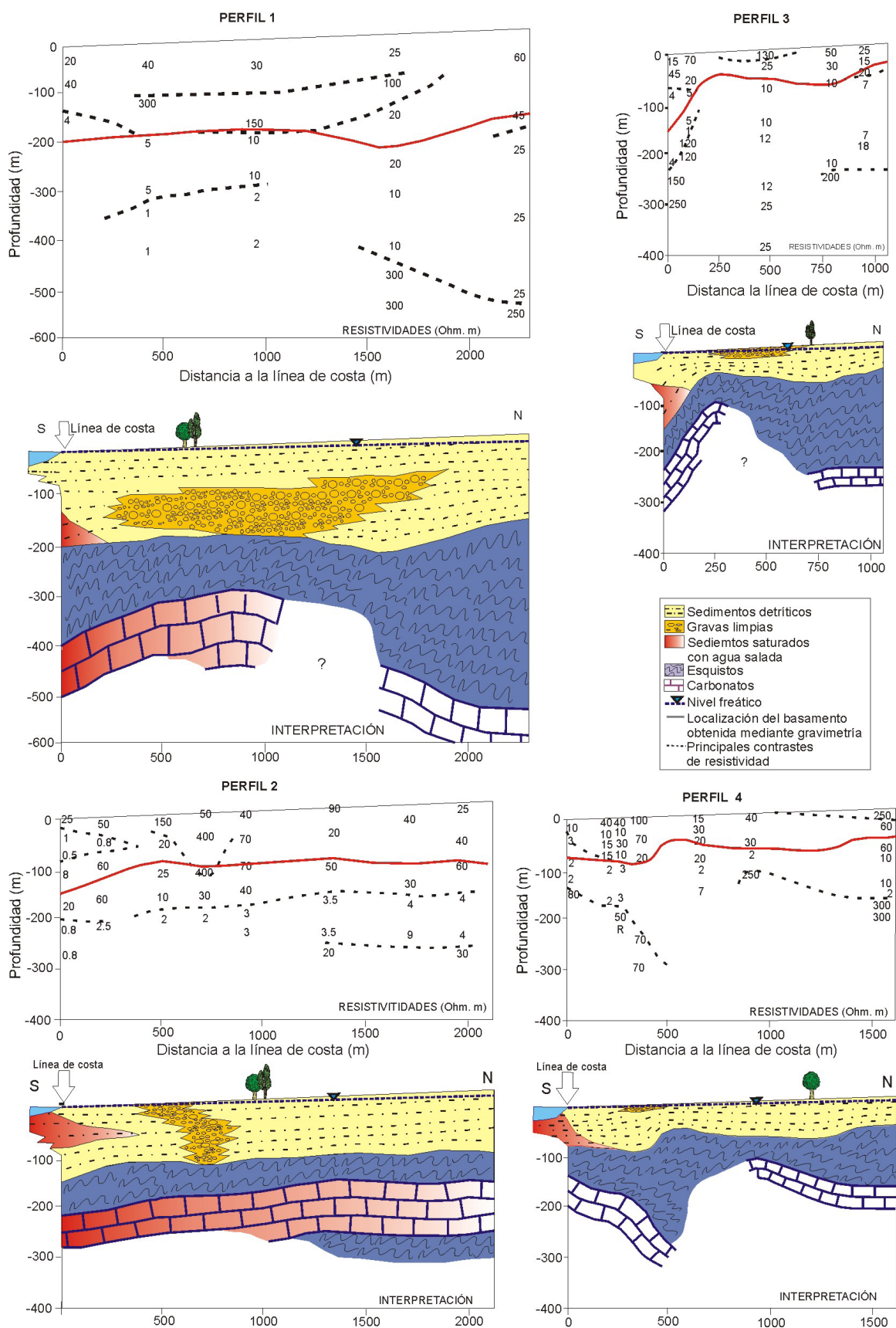


Figura 6.20. Proyección e interpretación de los resultados en los cuatro perfiles considerados. Se puede observar cómo se han superpuesto los datos electromagnéticos y gravimétricos para facilitar la interpretación.

es normal la presencia de cauces y paleocauces que serían la causa de la aparición de estas facies sedimentarias.

El perfil 3 (Fig. 6.20) es considerablemente más corto que los dos anteriores, supera levemente los 1000 m de longitud, y la gravimetría ha vuelto a ser muy útil para discernir entre las litologías que podían aparecer en cada punto. Por encima del contacto entre basamento y acuífero, habrían materiales detríticos de diferentes características litológicas y saturados o no con agua marina, por debajo, bien esquistos, bien carbonatos con posible presencia de agua salada que disminuya su resistividad. En el acuífero detrítico se ha distinguido una pequeña zona de gravas limpias, aunque en este caso, debido a la escasa profundidad a la que se encuentra podría estar también relacionado, en parte, con materiales secos, en lugar de saturados con agua dulce, lo cual disminuiría notablemente su capacidad para transmitir la electricidad debido al conocido poder aislante del aire. La intrusión marina hace acto de presencia en las zonas donde el espesor de sedimentos es más elevado en la parte más cercana a la costa, con un desarrollo muy limitado de la cuña salina, como en general se observa para todas las zonas del acuífero.

Los esquistos en este perfil tienen unas resistividades, en general, algo más bajas de las que se han presentado en los anteriores perfiles y por ello el contraste con otros materiales infrayacentes queda más claramente marcado. Debido a las altas resistividades de estos últimos y a que se encuentran en una clara relación con los esquistos, se han asignado a carbonatos. En este caso, estos niveles no han sido saturados por agua salada en ningún caso como demuestran las resistividades. No es extraña la desconexión con el mar, ya que los carbonatos se encuentran rodeados por materiales impermeables que pueden generar una desconexión hídrica. Vuelve a ponerse de manifiesto la estructura compleja de la zona con importantes cambios en los buzamientos de los niveles de carbonatos, probablemente asociado a pliegues y fallas.

El perfil 4 (Fig. 6.20) tiene una longitud de 1600 m y el contraste entre basamento y acuífero detrítico queda bien definido en algunas zonas por los datos de electromagnetismo, aunque en este caso, la gravimetría colabora para verificar el resultado y descartar los posibles incrementos en el espesor que podrían interpretarse a 700 m de la costa en lugar de a los 500 (como por ejemplo por la presencia de una falla). Las resistividades del acuífero detrítico en esta zona son, por lo general, algo más bajas que en otras zonas, la mayor proporción de materiales finos de este sector (Soto, 1998; Duque et al., 2005) justifica esta situación. En la parte más distante a la costa, en la zona más superficial, hay resistividades muy altas que podrían relacionarse, como en el perfil anterior, o por la presencia de gravas bien clasificadas y poca proporción de finos, o porque se encuentra por encima del nivel

freático. Los carbonatos que aparecen en profundidad vuelven a estar desconectados del agua marina y por ello no alcanzan resistividades bajas como pasaba en los perfiles 1 y 2. También presentan distintos buzamientos a lo largo del perfil relacionados con la acción de pliegues y fallas durante épocas anteriores a la generación del acuífero detrítico.

En general, todos los perfiles cuentan con unas ciertas similitudes, como es lógico, teniendo en consideración que todos ellos están distribuidos en un área pequeña. Se pueden distinguir normalmente dos partes superpuestas; una superior que corresponde al acuífero detrítico con espesores variables en función de la zona y que puede presentar valores altos de resistividad si hay presencia de gravas limpias o si los materiales están por encima del nivel freático; y otra parte inferior, basamento del acuífero, que tiene dos litologías dominantes: esquistos de baja resistividad y cuerpos de carbonatos discontinuos con alta resistividad que localmente pueden presentar bajas resistividades si penetra agua salada que sature su elevada porosidad.

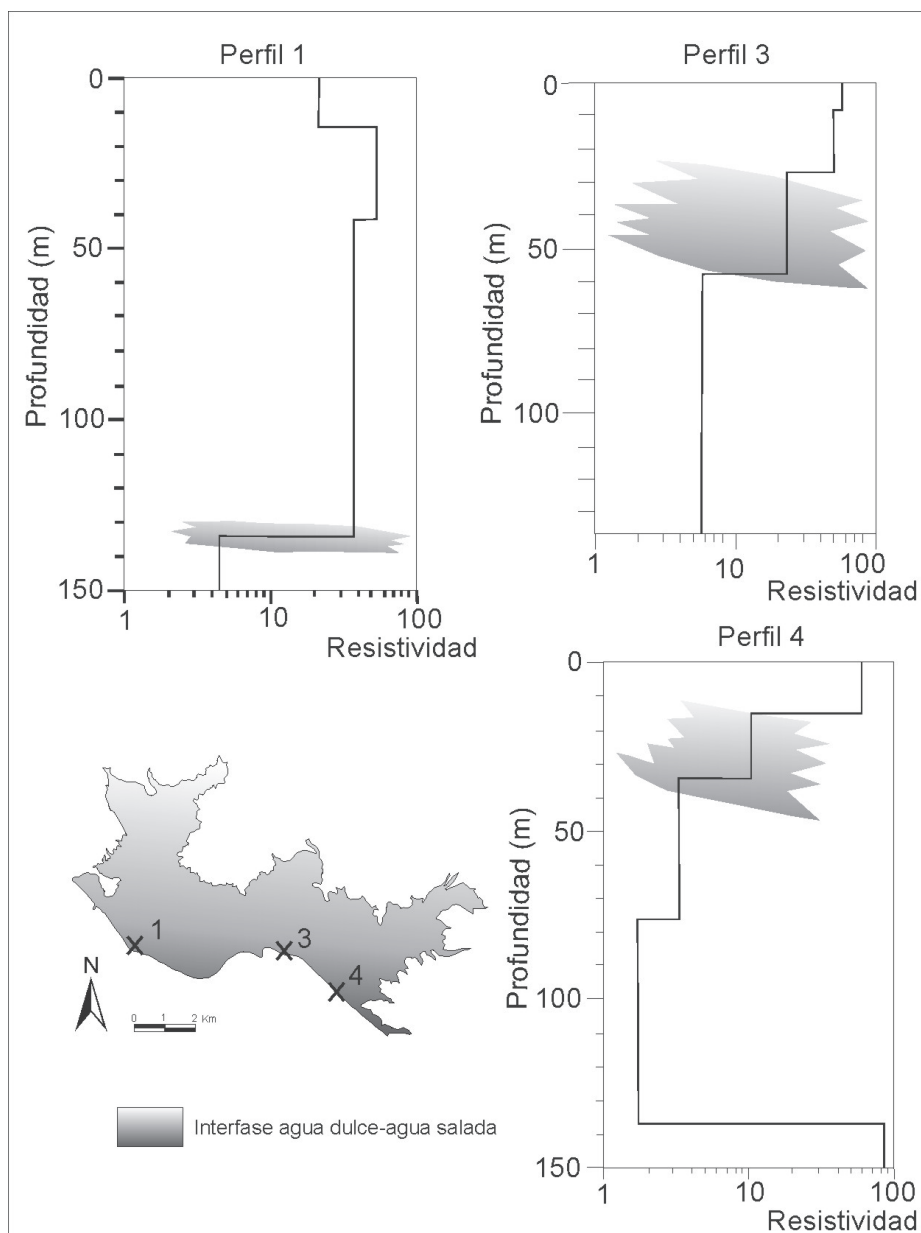
Del estudio comparativo de las dos metodologías utilizadas se puede decir que, en primer lugar, coincide la línea que marca la profundidad del basamento obtenida mediante gravimetría con un cambio en las resistividades, en la mayor parte de los casos. Esto se observa muy bien en el perfil 1 y en algunos puntos del resto de perfiles. En la zona intermedia del perfil 2, parece que la gravimetría muestra una cierta desviación con respecto a los datos que ofrecen los sondeos EMDT: la profundidad del basamento se encuentra a -85 m con gravimetría y a -110 m con electromagnetismo. Sin embargo, la morfología del basamento sí coincide en las dos metodologías utilizadas. En los perfiles 3 y 4 ha resultado imprescindible contar con los datos de gravimetría. En estos perfiles hay un espesor muy grande de materiales con resistividades muy parecidas y diferenciar en ella cambios que se puedan relacionar con diferencias basamento-relleno cuaternario es muy complicado. La morfología del basamento obtenida por gravimetría ha sido calibrada en varios puntos en los que se conocía el espesor real del relleno sedimentario por lo que se puede considerar como datos fiables. Cuando la interpretación de los datos de los sondeos electromagnéticos no permite la distinción entre basamento y acuífero detrítico se suele deber a la presencia de esquistos grafitosos de baja resistividad, fácilmente confundibles con materiales arcillosos de relleno así como con el aluvial saturado con agua marina (Fig. 6.20). Esto ya fue puesto de manifiesto por Geinaert et al. (1981), ya que distinguieron un basamento conductor que es el predominante, y uno resistivo que correspondía a presencia de carbonatos como basamento en las zonas más septentrionales del acuífero.



#### *6.2.3.4. Características de la intrusión marina y de la interfase agua dulce-agua salada*

Con esta metodología combinada de técnicas geofísicas se ha conseguido delimitar la cuña de agua salada y diferenciarla del basamento. La intrusión marina está muy poco desarrollada en el acuífero Motril-Salobreña debido a que no existen inversiones del gradiente hidráulico por la escasa explotación y a que ha tenido una recarga muy importante por parte del río Guadalfeo y los retornos de riego. La posición de la cuña de agua marina no excede en ninguna zona del acuífero los 500 m, de hecho su extensión más normal está entre los 100 y 200 m desde la vertical que marca la línea de costa. Esta situación es acorde con las medidas de conductividad del agua del sondeo más profundo de la zona, en el que toda la columna de agua, hasta 180 m de profundidad, presenta conductividades propias de agua dulce (menor de 1500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) a una distancia de 1.700 m de la costa. Las resistividades que presentan las cuñas salinas en algunos casos indican que no son aguas marinas directamente, sino que ha existido un proceso de mezcla con el agua dulce ya que si no, las resistividades estarían por debajo de 2 ohm.m (Shtivelman y Goldman, 2000).

Dado que la intrusión marina está poco avanzada, no se puede especificar mucho acerca de la forma de la interfase, sin embargo, los sondeos EMDT sí permiten detectar si el cambio en la salinidad es más o menos neto. En el perfil 1 el paso es claramente brusco porque las resistividades de los perfiles varían sin zona de transición (Fig 6.21). En el perfil 4 el cambio de resistividades altas a bajas (debidas a la presencia de agua marina) es gradual, existe un escalonamiento y sucede algo similar en el perfil 3 (Fig 6.21). Este hecho podría estar relacionado con las diferencias de permeabilidades y las distintas condiciones hidrodinámicas que existen en el acuífero. La zona oriental tiene mayor proporción de limos y arcillas con respecto a la occidental, con mayor cantidad de gravas y arenas (Soto, 1998; Duque et al., 2005), esto hace que haya una gradación en la permeabilidad del acuífero con una disminución de oeste a este. Las mayores permeabilidades favorecerían los cambios bruscos de salinidad, mientras que las permeabilidades más bajas darían lugar a una interfase más ancha con mayor zona de mezcla. La presencia del río Guadalfeo como recarga importante en la zona occidental del acuífero podría ser otra causa de la mayor brusquedad de la aparición de la interfase agua dulce-agua salada. El mayor flujo de agua dulce hacia el mar en este sector limita la zona de mezcla a una estrecha franja que se ve reflejada en los modelos obtenidos, con una disminución repentina de la resistividad. En el sector oriental, donde la recarga del acuífero es menos importante, el flujo subterráneo será mucho más débil y permitirá un mayor ensanchamiento de la zona de mezcla (Custodio y Llamas, 1983)

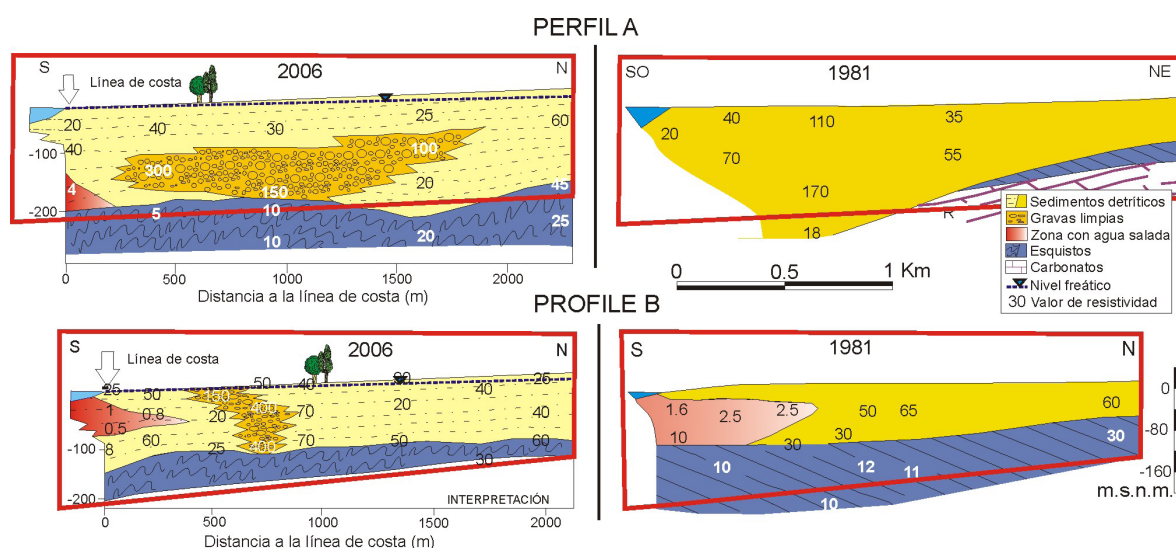


**Figura 6.21.** Tipos de interfase en distintas zonas del acuífero.

En el perfil 2 se observa una zona de baja resistividad a una profundidad entre los 20 y 40 m. Esto podría ser consecuencia de un paleocanal del río Guadalfeo con una permeabilidad muy elevada que facilitase la entrada de agua marina. El hecho de que la intrusión no aparezca más con el incremento de profundidad también hace pensar que se puede tratar de una formación con permeabilidades tan bajas que el agua dulce que circula por el acuífero no puede entrar en esa zona y lavar la elevada salinidad (Custodio, 2004). El origen de la salinidad estaría relacionado con un proceso de intrusión antiguo o con las propias características de los materiales.

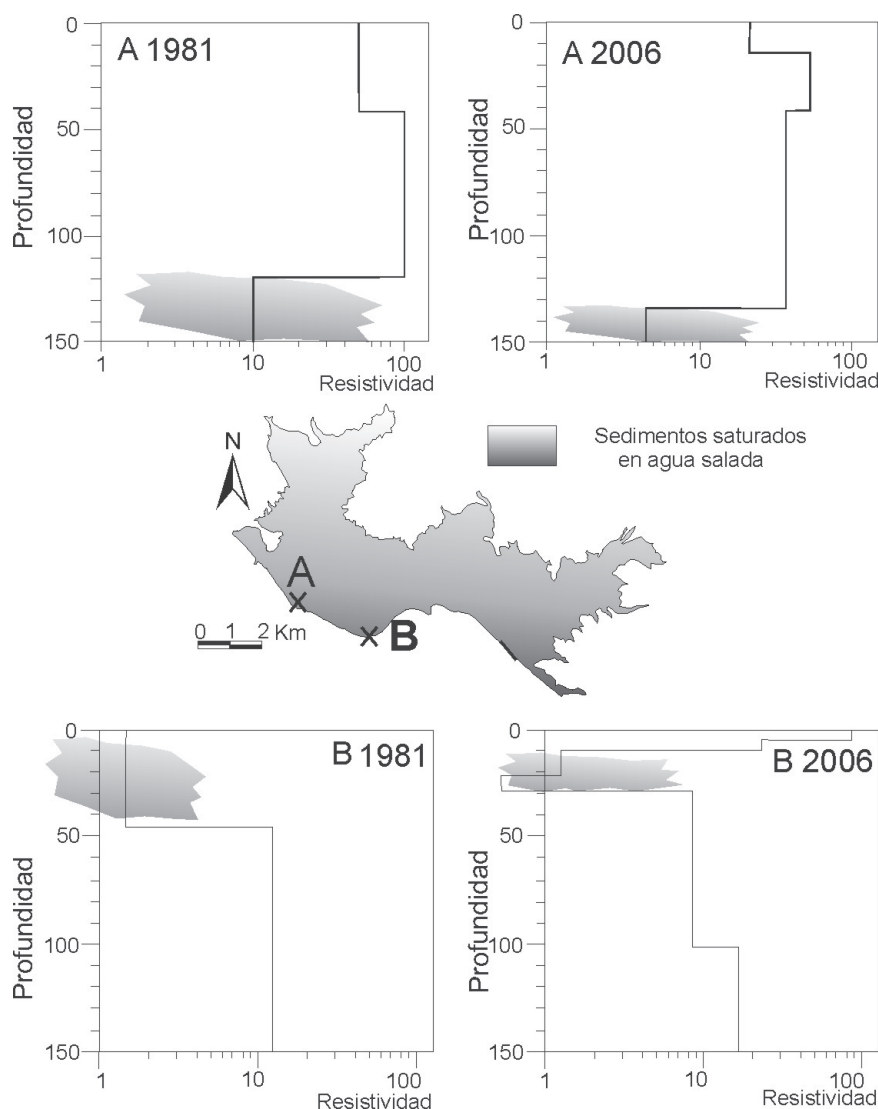
### 6.3. Evolución de la posición de la cuña de agua salada tras 25 años

Para conocer si la posición de la interfase agua dulce-agua salada se ha desplazado se compararon los resultados obtenidos en esta última campaña geofísica con los obtenidos por Geirnaet et al. (1981). Para el estudio se utilizaron los sondeos eléctricos verticales (SEV) y se estudió únicamente la zona occidental del acuífero que es la que puede presentar patrones más interesantes por la presencia del río y las características sedimentológicas dominantes. Se realizaron 34 SEV organizados en dos perfiles perpendiculares a la costa y un tercero paralelo a esta. Los perfiles perpendiculares están localizados muy cercanos a los perfiles 1 y 2 de 2006 explicados anteriormente, por eso la comparación sólo será posible en estos casos. En la figura 6.22 se han presentado la comparación entre los perfiles obtenidos en ambas campañas y se puede constatar la similitud en muchos aspectos.



**Figura 6.22.** Interpretación geológica e hidrogeológica de los SEV de 1981 (derecha) y los SEDT de 2006 (izquierda). El recuadro dibujado marca las zonas coincidentes.

Hay que considerar las diferencias existentes entre ambas campañas y las distintas interpretaciones realizadas por los autores de cada estudio. En ambos casos se interpreta como intrusión marina los valores más bajos de cada perfil. En los resultados de 1981 se alcanzan menores profundidades, especialmente en las zonas cercanas a la costa. La interpretación del perfil B de 1981, considera una gran zona ocupada por agua marina que, a la luz de la información más detallada de la actual podría reinterpretarse ligeramente en las zonas más profundas para obtener una interpretación muy similar a la de 2006. Asimismo, esta interpretación se favorece con la localización más profunda del basamento. Se produce



**Figura 6.23.** Comparación entre puntos de medida mediante SEV en 1981 y SEDT en 2006.

en este caso una inversión de la situación habitual ya que el agua salada se encuentra por encima del agua dulce. Esta situación ha sido definida por Goldman et al. (2003) como inversión hidrológica. Para el perfil A las interpretaciones son muy similares exceptuando la profundidad a la que se encuentra el basamento.

Atendiendo a la comparación directa de los resultados obtenidos con medidas concretas en el mismo punto, se obtiene información más detallada (figura 6.23). Las profundidades a las que se observan los cambios son muy parecidas y la propia incertidumbre que provoca el comparar datos obtenidos con distintas metodologías hace pensar que la situación es muy similar. En el caso de los SEDT de 2006 se puede observar un perfil con un grado de detalle más elevado como corresponde a una tecnología más avanzada.

A pesar de las diferencias existentes entre metodologías utilizadas, localización de los puntos de medida e interpretaciones, la comparación entre ambos resultados indica una

situación muy similar después del paso de 25 años. Considerando los resultados obtenidos del análisis de los niveles piezométricos durante este mismo periodo, se concluye que la situación hidrogeológica ha variado escasamente y por lo tanto, la intrusión marina ha permanecido estable.

## **6.4. Conclusiones acerca de la intrusión marina en el acuífero Motril-Salobreña**

El uso combinado de dos métodos geofísicos (gravimetría y sondeos EMDT) ha permitido obtener unos buenos resultados en el acuífero costero detrítico Motril-Salobreña para la determinación de la posición de la interfase agua dulce-agua salada. Éste presenta un estado muy poco avanzado de intrusión marina aunque existan motivos para pensar que es importante controlar este aspecto en el futuro.

Es importante la utilización de datos procedentes de sondeos mecánicos que permitan calibrar los resultados obtenidos tanto de posición del basamento con gravimetría, como de resistividad de los distintos materiales con sondeos EMDT. Esto permitirá pasar de unos resultados cualitativos a resultados cuantitativos.

Esta metodología combinada ha permitido establecer la posición del contacto agua dulce-agua salada en el acuífero Motril-Salobreña a menos de 500 m del borde costero en todos los perfiles estudiados. La aplicación del sondeos EMDT permite distinguir entre zonas de mezcla agua dulce-agua salada más estrechas coincidiendo con sectores de mayor permeabilidad y mayor flujo subterráneo de agua dulce (sector occidental del acuífero) y otras zonas de mezcla más desarrolladas coincidiendo con sectores de menor permeabilidad y menor flujo de agua dulce (sector oriental).

Los problemas de los métodos eléctricos en medios muy antropizados suponen un importante obstáculo en las investigaciones. Este aspecto realza la utilidad de la gravimetría, que se ve muy poco afectada por estos motivos.

Los perfiles de conductividad del agua realizados en el acuífero Motril-salobreña no muestran signos, ni siquiera incipientes, de la intrusión marina. De este modo, se verifica que los resultados de los estudios geofísicos concuerdan perfectamente con las medidas de conductividad del agua. Es decir, la interfase agua dulce-agua salada sólo es detectable a gran profundidad y a distancias muy pequeñas de la línea de costa.

Las aguas del acuífero Motril-Salobreña presentan una gran homogeneidad en lo que respecta a su conductividad eléctrica. Todas las medidas se encuentran entre el rango de 500 y 1500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a cualquier profundidad y en cualquier localización. En esto jugará un papel especialmente importante las altas permeabilidades del acuífero que permiten una rápida homogeneización de los cambios que puedan acontecer.



---

## Modelización matemática del acuífero y aplicaciones

La compleja situación hidrogeológica del acuífero Motril-Salobreña puede ser integrada mediante la construcción de un modelo numérico que permita simular las modificaciones antrópicas de los últimos años. Además, los procesos detectados mediante otras metodologías como la aplicación de isótopos estables del agua o el transporte de calor pueden ser comprobados con el modelo.

### 7.1. Metodología y antecedentes

El modelo matemático simula el flujo subterráneo en dos dimensiones y en régimen transitorio para el periodo 2001-2007 en el acuífero Motril-Salobreña. Para ello fue necesario tener en cuenta las diferentes entradas y salidas al sistema descritas en el capítulo 2 que fueron introducidas como distintos tipos de condiciones de contorno atendiendo a sus características.

El programa utilizado para la simulación fue MODFLOW dada su amplia aplicación en acuíferos del mundo y la actualidad del código (Wolf et al., 2008; Ahmed, 2009; Barry et al., 2009; Wang et al., 2009). MODFLOW es un programa que simula el flujo subterráneo en tres dimensiones en medios porosos usando un método de diferencias finitas (McDonald y Harbaugh, 1988), se compone de una estructura modular que facilita la comprensión. Se dispone de diversos programas comerciales que sirven de interfaz y facilitan el proceso de inserción de datos. En este estudio se utilizó Groundwater Vistas V.5 (Environmental Simulations Inc.) que acopla un sistema de diseño del modelo con herramientas de análisis gráfico. (Rumbaugh y Rumbaugh, 2007).

La ecuación diferencial parcial de flujo subterráneo utilizada por MODFLOW se define como (MacDonald y Harbaugh, 1988);



$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = Ss \frac{\partial h}{\partial t}$$

Donde:

$K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  y  $K_{zz}$  son valores de conductividad hidráulica a lo largo de los ejes de coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $z$  los cuales se asumen como paralelos a los ejes mayores de conductividad hidráulica (L/T)

$h$  es el nivel piezométrico (L)

$W$  es el flujo volumétrico por unidad de volumen y representa las fuentes y/o sumideros de agua ( $T^{-1}$ )

$Ss$  es el almacenamiento específico del material poroso ( $L^{-1}$ )

$t$  es el tiempo (T)

### **7.1.1. Calibración**

Se realizó una calibración de la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento del acuífero mediante la técnica de puntos piloto (de Marsilly, 1984). También se calibró la conductividad hidráulica del lecho del río. La técnica de puntos piloto como método de definición de parámetros espaciales consiste en la asignación de propiedades hidráulicas a un número de puntos distribuidos a lo largo del modelo sin tener que ceñirse a las celdillas del modelo (Doherty, 2003). Este método considera que las variables cambian gradualmente a lo largo del acuífero en contraste con las zonaciones de los modelos, que permiten cambios bruscos de una celda a la siguiente. En este caso se consideró que los cambios graduales podrían estar acorde con las condiciones naturales ya que en el acuífero Motril-Salobreña las variaciones de las propiedades hidráulicas están relacionadas con su historia sedimentológica.

La calibración suele alcanzar un grado de ajuste óptimo de las variables estimadas; sin embargo, se corre el riesgo de que los valores obtenidos no sean representativos. Por ello, en este caso, la calibración fue aplicada limitando los valores que podían ser alcanzados durante la estimación de los parámetros. De este modo, se combinó las ventajas que ofrece la calibración automática con la lógica del conocimiento de la realidad física del medio natural. El programa utilizado para la calibración fue PEST (Doherty, 2004) y las Ground Water Utilities asociadas (Doherty, 2006) que permiten la automatización del proceso. La elección de este código está basada en que se trata de un programa robusto, específico

para la aplicación hidrogeológica y ha sido utilizado por otros autores para la resolución de problemas similares (Doherty, 2003; Li y Neuman, 2007; Cheng y Chen, 2007). PEST es un estimador no lineal que ajusta los parámetros del modelo para reducir al mínimo las diferencias entre los resultados simulados con las observaciones reales. La técnica de estimación es conocida como el método de Gauss-Marquardt-Levenberg que normalmente consigue estimar los parámetros lanzando un número menor de veces el modelo que cualquier otro método (Doherty, 2004).

El parámetro considerado para la calibración es la función objetivo ( $\Phi$ ) y la finalidad de la calibración será buscar el valor óptimo de esta función. Para ello,  $\Phi$  (suma de las desviaciones de los cuadrados de las diferencias entre las observaciones y los valores calculados por el modelo) debe ser mínima. Cuanto más reducido sea este valor mayor será la consistencia entre el modelo y las observaciones, además de que mayor será el grado de confianza del valor obtenido (Doherty, 2004).

$$\Phi = \sum_{i=1}^m (w_i r_i)^2$$

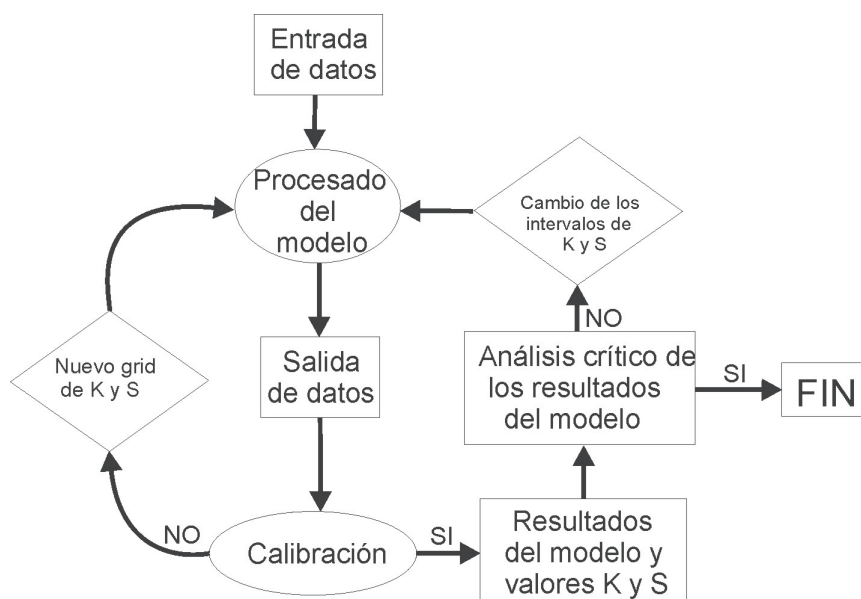
Donde  $r_i$  (el residuo  $i$ ésimo) expresa la diferencia entre la salida del modelo y la medida observada en el campo para la observación  $i$ ésima y  $w_i$  es el peso asignado para la homogeneización de los valores de las diferentes variables.

El peso es calculado mediante

$$w = \frac{1}{Sd}$$

Donde  $Sd$  es la desviación típica de la observación con la que está asociado.

Existen dos indicadores que consideran la función objetivo en el mínimo, muy cercana a éste o bien que PEST no va a conseguir alcanzar un valor menor. El primero de ellos es que la función objetivo no disminuye o lo hace muy lentamente tras varias iteraciones sucesivas. El segundo indicador está relacionado con el comportamiento de los parámetros que se estiman. Si tras sucesivas iteraciones apenas cambian los resultados, será difícil conseguir finalmente una mejora de los mismos. El proceso de calibración fue automatizado con un procedimiento que modifica los valores de los parámetros calibrados previamente y los inserta otra vez hasta encontrar un resultado óptimo. Esta situación se alcanza según los criterios



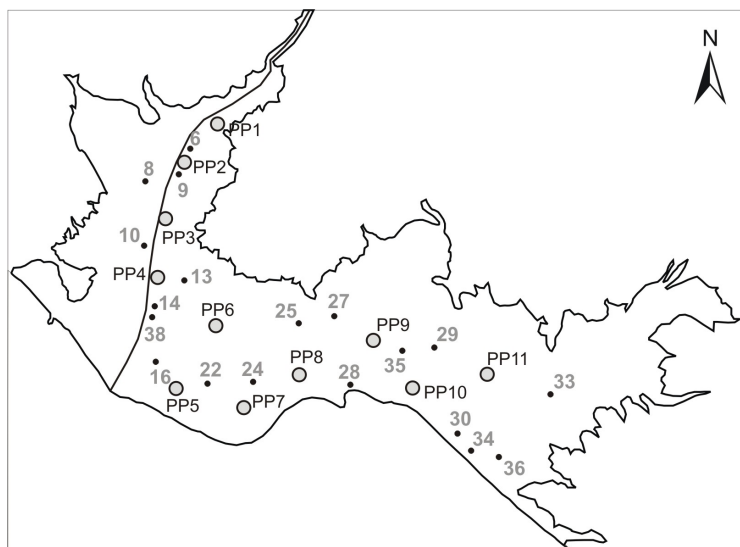
**Figura 7.1.** Diagrama de funcionamiento del proceso de calibración

explicados anteriormente. Una vez obtenidos los resultados definitivos de la calibración, se analizará críticamente su distribución y valores. En concreto, se han seleccionado de todos los parámetros la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento y la conductividad hidráulica del lecho del río para realizar el análisis. Si estos valores están muy desviados de los estimados por otros medios o en otros acuíferos cercanos, el rango de variabilidad de la calibración es modificado para que se alcancen valores más coherentes en detrimento del ajuste del modelo a los datos observados (Fig. 7.1).

Se definieron 11 puntos piloto sobre la superficie del acuífero situados de tal forma que quedaran, al menos, entre dos puntos de observación (Fig. 7.2). El objetivo de esta localización es que cada punto piloto considere la información de varios puntos de medida a su alrededor. Existen 19 puntos de observación en el acuífero Motril-Salobreña en los que se dispone de un registro de nivel piezométrico para realizar la calibración del modelo. También se consideró el caudal medido en el río Guadalfeo para el proceso de calibrado, pero el carácter disperso y discontinuo de estos datos ha inducido su escasa utilidad para ello.

### 7.1.2. Modelos previos en la zona

La preocupación acerca de las consecuencias hidrogeológicas de la presa de Rules empezó con el inicio de los trabajos de construcción. La calidad del agua subterránea del acuífero Motril-Salobreña es excelente, especialmente teniendo en cuenta que en esta zona de la costa Mediterránea, han sido definidas 49 unidades hidrogeológicas de las que el 70% se encuentran afectadas por intrusión marina en distinto grado (Gómez et al., 2003).



**Figura 7.2.** Distribución de los 11 puntos piloto (pp) y los 19 puntos de control piezométrico considerados para el proceso de calibración.

De hecho en acuíferos cercanos ha sido detectada y estudiada (Calvache y Pulido-Bosch, 1991; 1994; 1997). Por este motivo, existen al menos dos modelos numéricos previos para la caracterización del acuífero Motril-Salobreña y la predicción de los impactos asociados a la presa.

El primer modelo de flujo (Heredia-Díaz et al., 2003) aplicado fue realizado con MODFLOW como parte del estudio desarrollado por el IGME en el año 2000 para mejorar el conocimiento sobre el impacto de la construcción de la presa y otros cambios en el medio asociados. El periodo de simulación fue 1982-1998, sin embargo los autores, basándose en la heterogeneidad de los datos disponibles, consideraron necesaria una simplificación. Por ello, el acuífero fue simulado con las condiciones de contorno correspondientes a las de un año medio estadístico del periodo estudiado. Consecuentemente, los resultados obtenidos no fueron calibrados para el régimen transitorio real sino un régimen transitorio correspondiente a un año medio. El modelo está compuesto de tres capas: la primera libre, la siguiente es un acuífero semiconfinado y a la más profunda se le asignaron características de acuífero confinado. Las conclusiones obtenidas fueron patrones generales sobre los impactos de las diferentes entradas y salidas del sistema. Las simulaciones de perspectivas futuras no son, por tanto, muy realistas.

El primer modelo de densidad variable fue desarrollado por Ibáñez (2005) y Calvache et al. (2009) con MODFLOW y SEAWAT (Guo y Langevin, 2002) para la caracterización de los impactos de la presa en los procesos de intrusión marina. Se consideró un modelo de 12 capas para el periodo 2001-2002 en una simulación en régimen transitorio con una discretización temporal de 15 días. La calibración de la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento fue completada con la división en zonas de características

homogéneas. Las predicciones simuladas bajo diferentes escenarios futuros muestran el avance de la cuña salina. La autora propone soluciones para mitigar el avance de la intrusión marina.

El principal problema para ambos modelos es la falta de datos para la calibración: el primer modelo aplicó los datos medios de un periodo, por lo que los resultados sólo pueden ser aplicados para establecer un balance hídrico general. Los cambios asociados a años secos o húmedos quedan enmascarados por el dato medio. Las características climáticas de esta zona mediterránea son muy variables y los resultados del modelo pueden sufrir grandes cambios en este sentido. Para el modelo de 2001-2002, el problema es que sólo un año fue simulado. Los resultados obtenidos tuvieron un buen ajuste a los datos observados, sin embargo, no fue aplicado a otro año diferente. Un periodo de calibración más largo favorecería resultados más fiables debido a la variabilidad climática entre diferentes años.

Otra importante modificación del modelo que aquí se presenta respecto del modelo de Heredia et al. (2003) radica en el modelo conceptual. El modelo anterior considera un acuífero libre superpuesto a uno inferior semiconfinado. En este caso, no se estima posible la condición de semiconfinamiento del acuífero y, por lo tanto, se considera condiciones de acuífero libre en todo el espesor.

## **7.2. Modelo numérico**

### ***7.2.1. Discretización temporal y espacial***

El modelo fue diseñado con una rejilla regular de diferencias finitas de 9550 m de longitud, 14100 m de anchura y 300 m de profundidad con celdas de tamaño constante de 50 m por 50 m. La rejilla consiste, por lo tanto, en 191 filas y 282 columnas con el eje y en dirección N-S que es, aproximadamente, la dirección del flujo subterráneo. El modelo sólo presenta una capa de espesor variable (desde 10 m hasta más de 250 m) por dos razones:

- Hay muchas incertidumbres sobre las características del acuífero en las zonas profundas, especialmente las relacionadas con las conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento o conductividad eléctrica (o concentración de cloruros)
- El objetivo del modelo va a centrarse especialmente en el balance hídrico por lo que la distribución detallada de las propiedades del acuífero no es imprescindible.

La morfología del fondo del acuífero y el espesor del mismo fueron obtenidos de una campaña de gravimetría que se realizó durante 2006 (Duque et al., 2007; 2008).

El tiempo simulado fueron 72 meses, desde Noviembre de 2001 hasta Octubre de 2007 y se dividió en 72 periodos de un mes cada uno. Para cada uno de ellos se modificaron las condiciones de contorno y durante algunos fue necesaria la subdivisión en periodos de un solo día para mejorar la estabilidad del modelo.

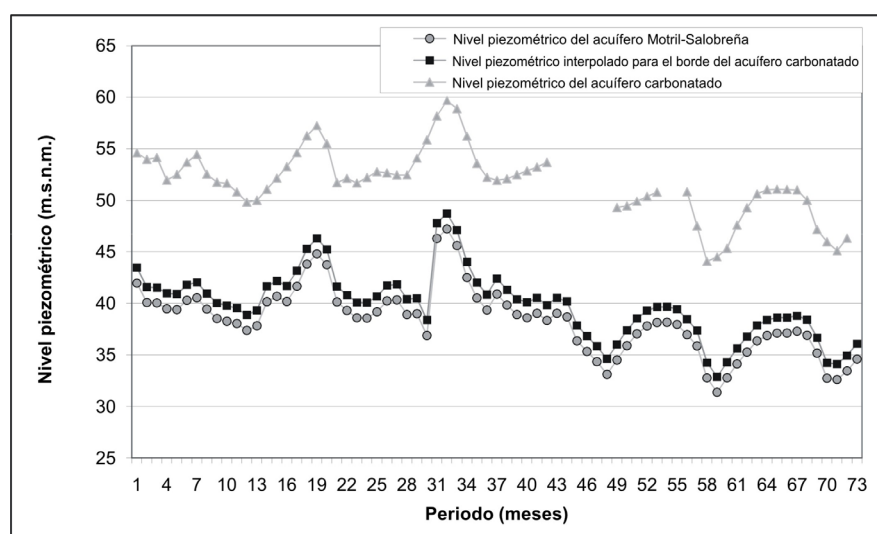
### 7.2.2. Condiciones de contorno

#### *Borde sur*

El contacto del acuífero con el Mar Mediterráneo representa todo el borde sur del acuífero y se ha considerado como un nivel constante de 0 m. Por ello fue representado como una condición de contorno de Dirichlet.

#### *Borde norte*

Hay 3 tipos de borde en esta área asociados a los materiales geológicos presentes: esquistos impermeables, la zona del acuífero carbonatado de Escalate y la zona del acuífero detrítico aluvial del río Guadalfeo. Cada una de estas zonas presentan diferentes propiedades hidráulicas.



**Figura 7.3.** Niveles utilizados para la interpolación que permitió determinar el nivel en el acuífero carbonatado justo en el contacto con el acuífero detrítico.

El contacto con el acuífero carbonatado de Escalate, localizado en el sector noroccidental fue representado como una condición de borde de Cauchy en la que el flujo depende de las posiciones relativas de los niveles piezométricos en el acuífero carbonatado y en el acuífero detrítico. El nivel del acuífero detrítico es calculado por el modelo y el del acuífero carbonatado se establecieron mediante las interpolaciones entre los datos medidos en el sondeo 31 (acuífero detrítico) y el sondeo 2. Éste está localizado en el acuífero carbonatado, pero no exactamente en el borde, de ahí la necesidad de la interpolación (Fig. 7.3). La conductancia (C) del borde es obtenida mediante la fórmula:

$$C = \frac{KA}{L}$$

Donde

K es la conductividad hidráulica del material en la dirección del flujo ( $LT^{-1}$ )

A es la sección perpendicular al flujo ( $L^2$ )

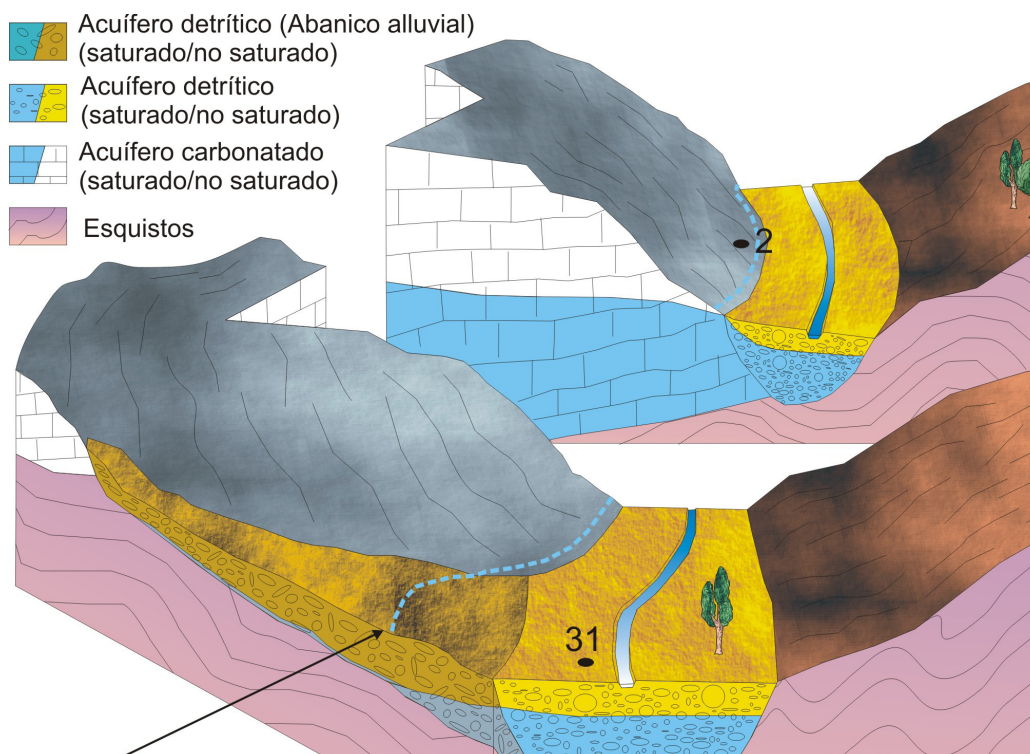
L es la longitud del prisma paralelo a la dirección de flujo (L)

Las estimaciones de estos parámetros en este estudio han sido de 10-35 m para el espesor saturado, 10-100 m/d para la conductividad hidráulica, 50 m para la anchura de la celda y 1 m para la longitud del prisma.

Como máximo y mínimo valor, teniendo en cuenta las posibles variaciones de los valores de estos parámetros, la conductancia puede variar entre 5000 y 200000  $m^2/d$ . La sensibilidad de este parámetro fue comprobada con varias simulaciones con resultados muy similares, por lo que los valores de los niveles son mucho más determinantes que las propiedades del borde. Finalmente, se seleccionó un valor medio de 20000  $m^2/d$ .

La longitud del tramo de acuífero carbonatado que recarga el acuífero es una cuestión controvertida. En esta zona está localizado el contacto entre el acuífero carbonatado y los esquistos, pero está cubierto con un abanico aluvial. En este caso se decidió que a pesar de la longitud aparente de 5000 metros (medida en planta sobre el mapa geológico), la longitud del borde de recarga debe ser mucho más reducida. Las causas son la geometría de las unidades geológicas (Fig. 7.4) y la cota de los niveles piezométricos medidos en la zona.

Para el contacto con el acuífero aluvial del río Guadalfeo, se situó un límite artificial en la zona norte donde el aluvial del río Guadalfeo pasa a ser considerado parte del acuífero



**Figura 7.4.** Esquema hidrogeológico del sector norte del acuífero Motril-Salobreña.

Motril-Salobreña. En el modelo se definió como un borde de nivel constante variable para cada periodo. El valor del nivel en este borde fue obtenido de un sondeo que está localizado justo en esa posición, de hecho el borde artificial se situó en esta ubicación por la presencia del sondeo.

#### *Otros bordes*

El contacto con los esquistos impermeables fue considerado como límite sin flujo y, por ello, fue representado como una condición de contorno de Neuman. Estas condiciones están localizadas en el contacto con el basamento del acuífero y en la mayoría de los bordes, exceptuando el sector norte.

Las áreas de mayor cota topográfica del modelo, como la rambla de Molvizar o la rambla del Puntalón, se han simplificado sustituyéndose su superficie por un borde de flujo específico. El volumen aportado se ha estimado para cada periodo a partir de las precipitaciones y el regadío en cada zona. Estas zonas presentaban muchos problemas para la simulación a causa de las altas pendientes y el reducido espesor del acuífero que provocaban el secado de las celdas.



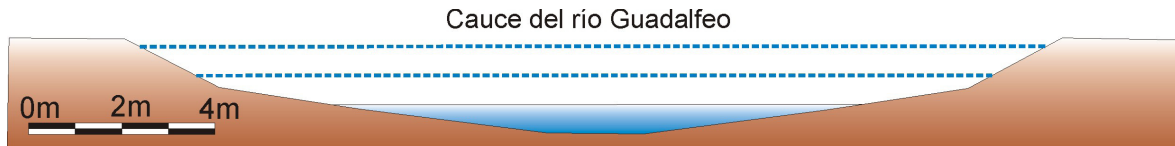
### *Río Guadalfeo*

El río Guadalfeo fue simulado con el paquete Streamflow-Routing (Prudic et al., 2004), debido a las mejoras que presenta este módulo en comparación con los paquetes de río o arroyo para la definición de sus características. Este paquete fue especialmente diseñado para la aplicación a ambientes semiáridos en Norte América. En las regiones occidentales de Estados Unidos, las características climáticas y la orografía provocan que los ríos tengan características similares de régimen y energía al río Guadalfeo. Las principales mejoras de este paquete con respecto a los anteriores con los que se simulaban los ríos son:

- Tiene en cuenta la morfología del canal para el cálculo del agua que se infiltra
- Aplica la ecuación de Manning para resolver las incertidumbres concernientes a la velocidad del flujo con parámetros como la pendiente del canal del río o la rugosidad del lecho.
- Considera las pérdidas de caudal del río asociadas a la infiltración que ocurre a lo largo del recorrido del río. Este factor es especialmente relevante en ambientes hidrológicos como éste, donde, frecuentemente, el caudal del río es tan reducido que se infiltra completamente antes de alcanzar la desembocadura.
- Suministra información sobre la cantidad de agua que se infiltra en cada celda de río y el flujo que se trasmite a la siguiente celda. Este conocimiento aumenta las posibilidades de estudio de procesos hidrogeológicos asociados a las interacciones río-acuífero.
- La conductancia es calculada para cada celda del río basándose en el perímetro mojado (obtenido, a su vez, del caudal del río, la velocidad de flujo y la morfología del canal). El nivel del río también es calculado en función de estos parámetros. Este sistema es más preciso que la asignación directa del nivel del río como ocurre en los paquetes de río o arroyo.

Respecto a la morfología del río Guadalfeo, se estimó una forma generalizada que se mantuvo durante todo su trayecto sobre el acuífero (Fig. 7.5). La naturaleza cambiante del Guadalfeo hace difícil determinar la forma del canal todo el periodo.

Las líneas discontinuas representan niveles potenciales del río que pudieron ser calculados basándose en los datos de entrada. A partir de los ellos se delimitó el perímetro mojado o superficie donde se puede producir infiltración.



**Figura 7.5.** Morfología del canal del río Guadalfeo considerada para el paquete SFR.

Otro parámetro necesario para la ecuación de Manning es la rugosidad del lecho del río, que pudo ser determinada fácilmente con una guía visual de las características de rugosidad de ríos (Barnes, 1967). Teniendo en cuenta características morfológicas y las analogías visuales del canal del río, el valor de rugosidad considerado fue 0.05. La velocidad se calculó con la fórmula:

$$v = \frac{k}{n} kh^{2/3} S^{1/2}$$

Donde:

v es la velocidad [ $LT^{-1}$ ]

k es una constante (1.28.105)[ $T^{-1}$ ]

n es la rugosidad [-]

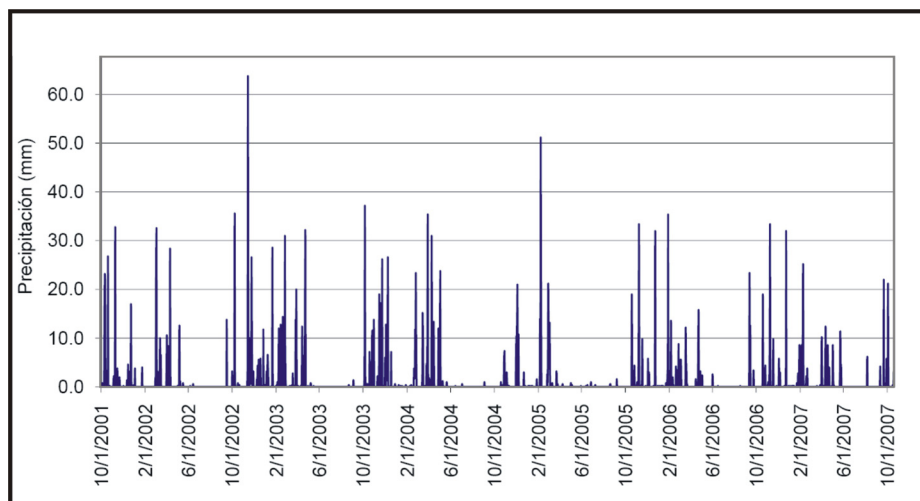
kh es el radio hidráulico, que se define como la relación entre la sección del cauce y el perímetro mojado[L]

S es la pendiente de la superficie del agua [-]

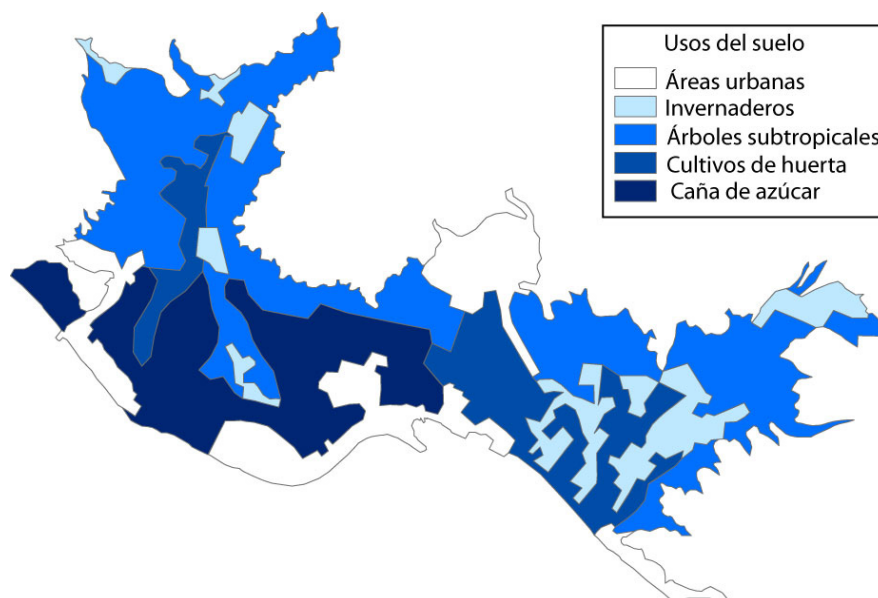
Debido a los cambios en los parámetros considerados en el cálculo, los valores de conductancia para el lecho de río son variables y oscilaron en el modelo entre 60  $m^2/d$  y 440  $m^2/d$ .

#### *Recarga por lluvia y exceso de riego*

Las dos entradas fueron consideradas de manera conjunta como flujo específico para cada periodo. La infiltración de agua de lluvia y la recarga relacionada con el exceso de riego fueron estimadas con cálculos basados en observaciones de campo y con la información relativa a las técnicas de cultivo. Los datos de lluvia se obtuvieron de la estación climática situada en la Rambla del Puntalón con registro horario de precipitación (Fig. 7.6) y temperatura.



**Figura 7.6.** Precipitación diaria en el acuífero Motril-Salobreña aplicada para el cálculo del balance del suelo y la recarga efectiva.



**Figura 7.7.** Mapa de distribución de cultivos y zonas urbanas.

El volumen exacto de agua que se infiltra fue obtenido mediante el balance hídrico del suelo. La metodología para este cálculo consistió en primer lugar en el cálculo de la evapotranspiración potencial mediante el método de Thornthwaite utilizando el software Hidrobas 3.0 (Alonso-Martínez et al., 2000). A continuación se estableció el balance diario del suelo con una capacidad de campo de 50 mm. Es muy importante la consideración de estos cálculos a nivel diario debido a las características climáticas de la zona. Los balances mensuales tienden a sobreestimar la evaporación y reducen a valores muy bajos la recarga efectiva.

Cultivo	Dotación ( $\text{m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )	Técnica de riego	% Infiltrado
Invernaderos	5000	Goteo	5
Hortalizas	10300	Inundación	25
Árboles subtropicales	8500	Mixta	20
Caña de azúcar	16500	Inundación	30

**Tabla 7.1.** Dotación para cada tipo de cultivo y porcentaje que contribuye a la recarga del acuífero.

La recarga relacionada con el exceso de riego fue calculada a partir de los valores considerados por el IGME (1999) para los diferentes cultivos. La distribución de usos del suelo y cultivos fue trazada a partir de la foto aérea de 2004 por ser el año medio de la simulación (Fig. 7.7). Debido a los tipos de cultivos presentes en la zona, su distinción se puede realizar fácilmente mediante identificación visual.

### 7.2.3. Condiciones de partida

Una vez construido y calibrado el modelo numérico, las condiciones iniciales fueron obtenidas mediante el lanzamiento en condiciones de régimen permanente para el primer mes de la simulación (Anderson y Woessner, 2002; Reilly y Harbaugh, 2004). De esta manera, se consigue que unos niveles iniciales erróneos no condicionen el resultado de la simulación. Se intentaron mejorar los niveles iniciales con la variación parcial de los resultados del régimen permanente, sin embargo, esto no optimizó los resultados ya que el modelo tiende nuevamente a los niveles calculados bajo las condiciones definidas previamente.

### 7.2.4. Propiedades del acuífero

Existen muchas incertidumbres acerca de los valores de la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento que caracterizan el acuífero Motril-Salobreña. Sólo se cuenta con unos pocos estudios de campo mediante ensayos de bombeo (Castillo, 1975; ITGE, 1991; INGEMISA, 1995) y el conocimiento de las columnas. Ésta fue la razón por la que la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento fueron calculados mediante calibración con la técnica de los puntos piloto (de Marsily et al., 1984). De este modo se obtuvieron mapas de distribución de ambos parámetros.

Después del proceso de calibración, los resultados obtenidos fueron aplicados como otra entrada al modelo. En la tabla 7.2. se presentan los resultados para cada punto piloto

de conductividad hidráulica y el valor para un intervalo de confianza del 95 %. También se especifica el valor del coeficiente de almacenamiento y la conductividad hidráulica del lecho del río.

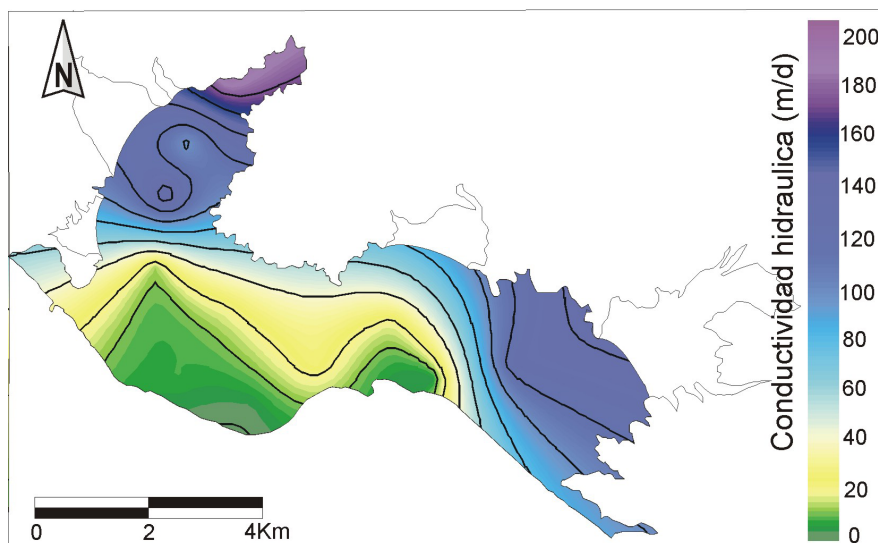
La distribución de conductividad hidráulica resultante del proceso de calibración se muestra en la figura 7.8. Los valores máximos están en torno a 200 m/d y se localizan en el sector más septentrional donde la sección del acuífero es menor. La permeabilidad decrece gradualmente hacia el sur, donde alcanza los valores alrededor de 5 m/d en las zonas cercanas a la antigua y actual desembocadura. En el sector este del acuífero los valores se encuentran

	<b>K</b>	<b>Límites para un intervalo de confianza del 95 %</b>		<b>S</b>
	<b>valor</b>	<b>(límite inferior)</b>	<b>(límite superior)</b>	<b>valor</b>
Lecho del río	0.180000	0.147828	0.219173	
pp1	200.000	131.010	305.319	0.15
pp2	95.0813	64.3357	140.520	0.15
pp3	150.000	119.326	188.559	0.15
pp4	12.0731	6.81497	21.3882	0.10
pp5	6.22565	4.52089	8.57324	0.10
pp6	18.6220	7.50424	46.2110	0.08
pp7	2.00000	0.699474	5.71858	0.05
pp8	25.8696	14.5410	46.0241	0.05
pp9	16.6207	5.89192	46.8858	0.05
pp10	2.48049	0.984061	6.25249	0.05
pp11	130.000	78.5731	215.086	0.10

**Tabla 7.2.** Conductividad hidráulica (K), coeficiente de almacenamiento (S) y estimados para cada punto piloto y el lecho del río. Intervalos de confianza al 95 % para los valores de conductividad hidráulica del acuífero.

entre los 50 m/d y los 100 m/d. En el sector norte, en las proximidades del río Guadalfeo, se pueden observar curvas en la distribución de la conductividad hidráulica que se relacionan con cambios en el espesor del acuífero.

Esta distribución está relacionada con el origen deposicional de los sedimentos que constituyen el acuífero. Los valores más bajos pueden estar asociados a un ambiente de llanura deltaica mientras que la zona oriental estaría más relacionada con un abanico aluvial debido a las diferentes tipos de corrientes que caracterizan cada sector. El río Guadalfeo constituye una fuente continua de sedimento que permite un sistema sedimentario más



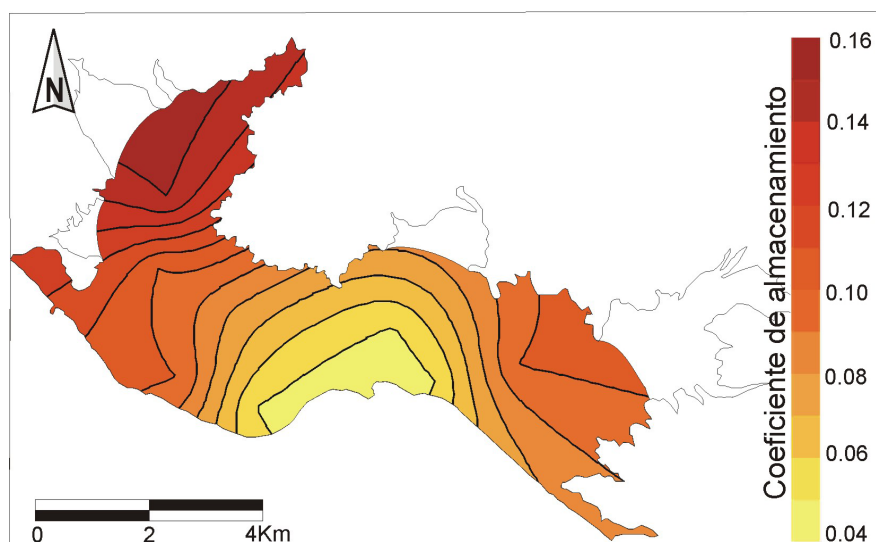
**Figura 7.8.** Mapa de distribución de conductividad hidráulica resultante del proceso de calibración.

desarrollado. En la zona este está localizada la rambla del Puntalón, donde la corriente es de tipo eventual y se asocia a tormentas o lluvias de gran intensidad.

La distribución del coeficiente de almacenamiento es análoga a la obtenida para la conductividad hidráulica. Los valores máximos (0.15) están en las zonas localizadas al norte mientras (0.05) que los mínimos están cercanos a la línea de costa, especialmente en el sector central (Fig. 7.9). Estos valores son ligeramente más bajos que los estimados por otros autores (Castillo, 1975; ITGE, 1991; INGEMISA, 1995) que utilizaron ensayos de bombeo para la determinación. La causa se relaciona con los sondeos en los que se realizaron las pruebas, ya que justamente se localizan en zonas de mayores transmisividades.

El mejor ajuste entre los niveles medidos en el campo y los niveles calculados con el modelo numérico están representados en las figuras 7.10 y 7.11. En el área cercana al río Guadalfeo, las variaciones en el nivel piezométrico son rápidas y de gran magnitud. Esto se relaciona con las fuentes de recarga presentes en la zona (por el borde norte y el propio río). En general hay dos picos de máximos niveles asociados a las primaveras de 2003 y 2004. En 2002 hay otro de menor intensidad. Después de 2004, la magnitud de las variaciones es reducida. Hay algunas oscilaciones pero no es posible detectar picos tan marcados como para los años previos. En las áreas cercanas a la línea de costa, los cambios en los niveles son más moderados.

El ajuste obtenido entre los niveles observados y calculados fue mejor para los primeros años simulados. Para el último periodo cuando las entradas se reducen, los niveles calculados están, en general, subestimados. Las diferencias son máximas en los sondeos 10 y 13, localizados en un área donde el espesor del acuífero aumenta súbitamente. El déficit



**Figura 7.9.** Mapa de distribución de coeficiente de almacenamiento resultante del proceso de calibración.

observado para el último periodo de la simulación se incrementa con el tiempo, este problema genera dudas acerca de la idoneidad del modelo para utilizarlo en la predicción de efectos futuros. Las causas que se apuntan son:

- a) Las propiedades hidráulicas son menores que las estimadas
- b) Alguna de las entrada no ha sido estimada correctamente
- c) Existe alguna entrada más que no se ha considerado en el modelo.
- d) Los niveles utilizados para la calibración no son representativos a la escala utilizada en el modelo debido a la cercanía al río. La proximidad al río (en muchas ocasiones distancias de menos de 10 metros) puede producir situaciones de niveles piezométricos muy elevados. Probablemente a una distancia del río de sólo unos cuantos metros más los niveles serían considerablemente menores. Esto produciría niveles no representativos de una celda entera del modelo. La calibración permite que buenos ajustes durante los primeros años, sin embargo no es adecuada para todo el periodo simulado.

En los sondeos localizados en la zona este del acuífero Motril-Salobreña, el ajuste entre los niveles medidos y simulados presenta menores diferencias cuantitativas que los localizados en el sector oeste (Fig. 7.11). En estos sondeos se pueden observar sobreestimaciones y subestimaciones de los niveles calculados. Algunos de estos casos están relacionados con la proximidad de bombeos (sondeo 27), mientras que en otros se puede achacar a problemas de nivelación de los sondeos (sondeo 34).

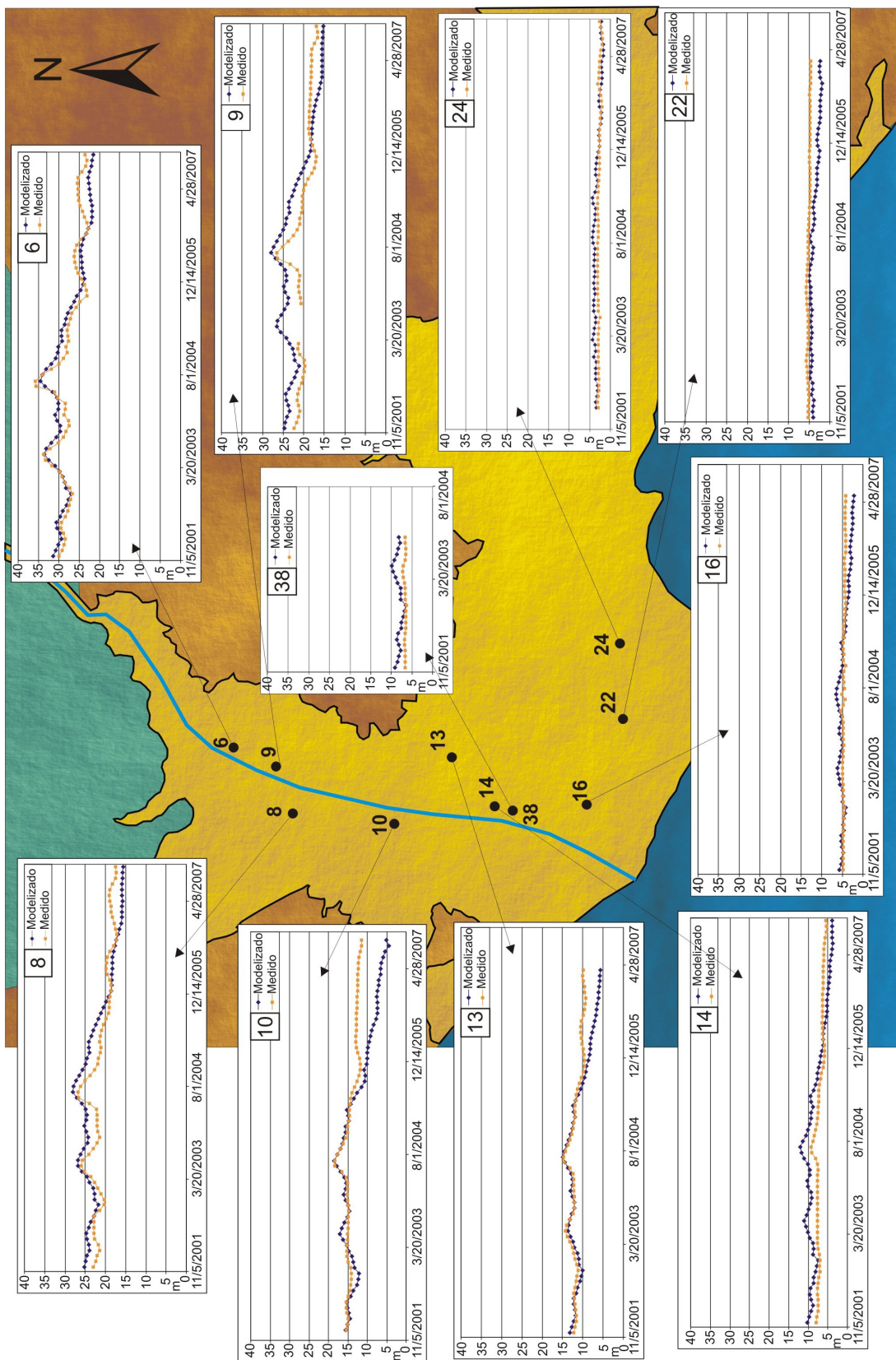


Figura 7.10. Niveles piezométricos observados y calculados para el sector oeste del acuífero Motril-Salobreña.



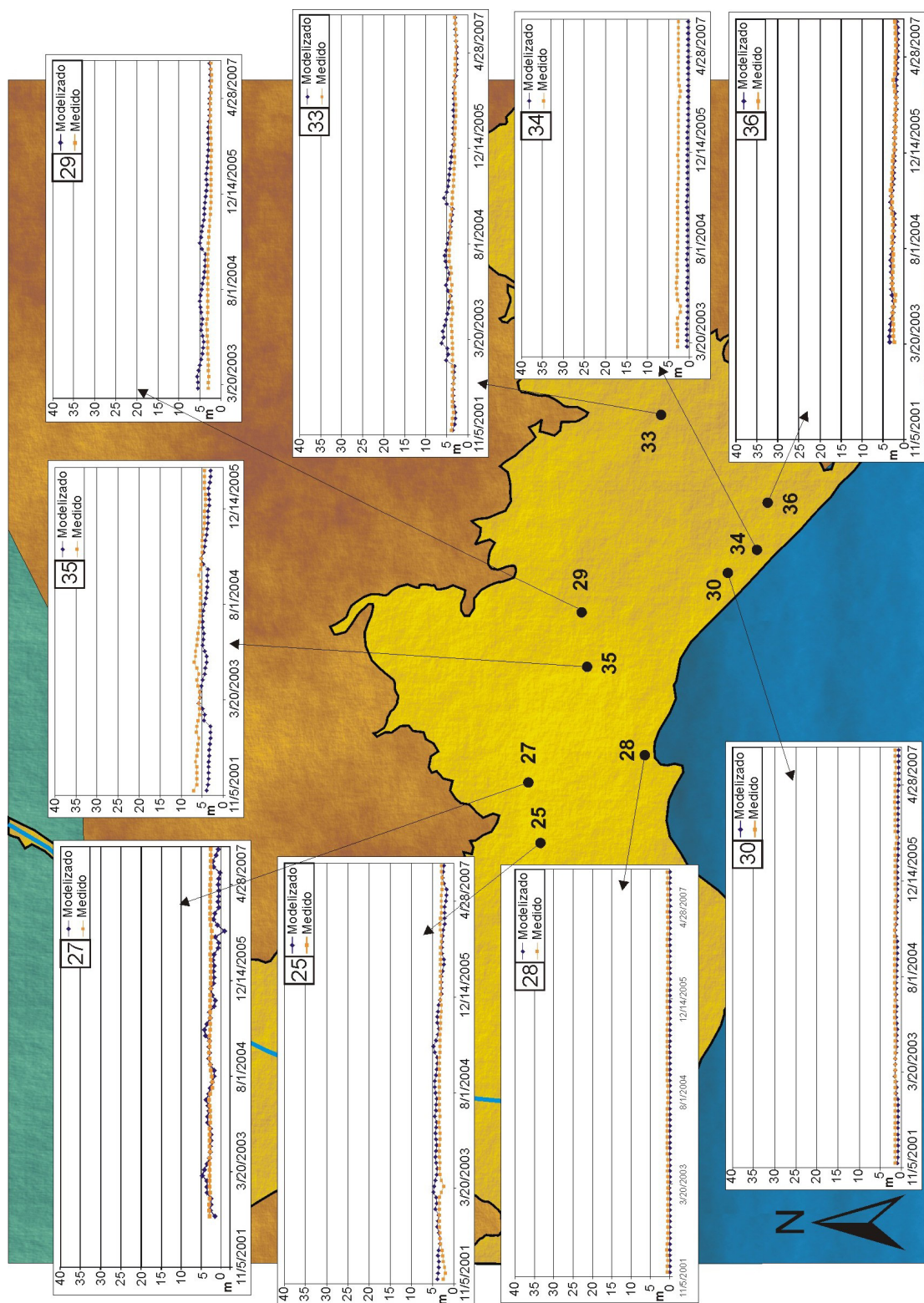
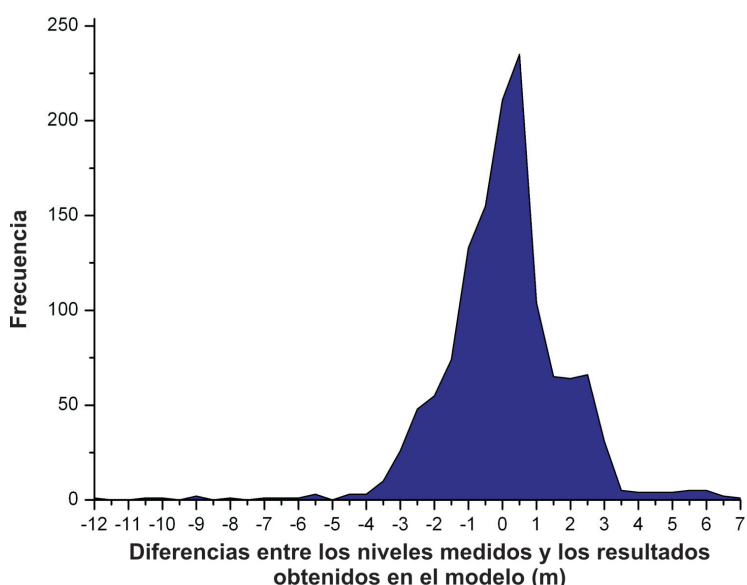


Figura 7.11. Niveles piezométricos observados y calculados para el sector este del acuífero Motril-Salobreña.

Hay 1442 datos de observaciones de los que 1226 se corresponden a medidas de niveles piezométricos y 216 están relacionadas con los caudales estimados en diferentes tramos del río Guadalfeo. Las medidas del caudal del río fueron ponderadas por un factor de corrección (peso de  $1.10 \cdot 10^{-5}$ ) para la integración del cálculo con los datos de niveles. Se analizaron los residuos resultantes de la comparación entre niveles y caudales medidos y observados. La varianza para los residuos de niveles fue de 2.545 y la desviación típica de 1.595. Para el caudal del río la varianza fue de 5.567 y la desviación típica de 2.360.



**Figura 7.12.** Histograma de frecuencias para los residuos de los parámetros utilizados para la calibración.

La distribución de frecuencias de los residuos para intervalos de 0.5 es representada en la figura 7.12. Puede observarse que los intervalos entre -0.5 y 0 y entre 0 y -0.5 son los más representados. La distribución es ligeramente asimétrica con más valores con residuo negativo que positivo. El valor medio del residuo es 0.13696 y la kurtosis 1.29507. Valores de kurtosis mayores que 0 significan que la mayoría de la varianza se debe a desviaciones extremas infrecuentes. El ajuste obtenido para el modelo representa un valor de  $\Phi$  (suma de los residuos ponderados por el peso al cuadrado) de 4155.2 con una contribución de los residuos de los niveles de 3119.6 y para los caudales de 1035.6 .

Por lo tanto, el modelo puede ser considerado suficientemente fiable para analizar los resultados obtenidos. Algunas incertidumbres podrían ser mejoradas con un análisis más detallado de algunos datos de entrada, el refinamiento de la rejilla en algunas zonas o la medida de nuevos datos de campo que pueden ser objetivo de futuros proyectos.

## **7.3. Resultados**

### *7.3.1. Variaciones de los balances hídricos anuales*

Los resultados obtenidos tras el proceso de calibración muestran el balance hídrico para un periodo de 6 años. Es la primera vez que se presenta un balance de estas características (para cada año durante 6 años) en el acuífero Motril-Salobreña. Las entradas son las mismas que las consideradas para la construcción de modelo más el almacenamiento (agua almacenada en el acuífero que es liberada o retenida en función de las fluctuaciones del nivel piezométrico).

Primero, se analiza el total de entradas y salidas para cada año simulado para constatar el grado de humedad dentro del periodo estudiado. Los años 2 y 3 (2002-2003 y 2003-2004) son los más húmedos. Los años 5 y 6 son más secos junto con el 4, pero en este último caso, las entradas relacionadas con el agua almacenada durante los años previos ayuda a incrementar las entradas totales. (Tabla 7.3).

Los años con más lluvia no afectan únicamente a la entrada por precipitación, también otras entradas se verán incrementadas como la procedente del acuífero carbonatado o del río Guadalfeo. La recarga por exceso de riego permanece constante para cada año debido a que se consideró una distribución de cultivos constante en el tiempo (correspondiente a la foto aérea de 2004) y las mismas dotaciones de riego para cada año. Las entradas por el aluvial del río Guadalfeo tienen menos variación que la lluvia y la recarga del río. En el caso del río Guadalfeo, se pudo observar muy claramente que desde 2005, las entradas se reducen drásticamente debido al efecto de la presa de Rules (Tabla 7.3).

El análisis cuantitativo de los volúmenes muestra que las entradas por el aluvial del río Guadalfeo son muy reducidas en comparación con las entradas por el acuífero carbonatado. Estas dos entradas presentan una estrecha relación debido a la coincidencia espacial de ambas en la zona norte del acuífero. Existen muchas incertidumbres acerca de las dimensiones del borde norte, de las propiedades hidráulicas del mismo y de los niveles que deben insertarse en el modelo, por ello han sido estimadas aproximadamente. Por este motivo las entradas por el borde carbonatado están probablemente sobreestimadas en detrimento de las entradas por el aluvial del río Guadalfeo. Sin embargo la suma de ambas entradas, probablemente sí constituyen un volumen adecuado de entrada para la recarga global del acuífero por el borde norte.

<b>ENTRADAS (hm<sup>3</sup>)</b>	<b>Año 1 (01-02)</b>	<b>Año 2 (02-03)</b>	<b>Año 3 (03-04)</b>	<b>Año 4 (04-05)</b>	<b>Año 5 (05-06)</b>	<b>Año 6 (06-07)</b>
Almacenamiento	6.69	5.50	5.68	8.78	5.42	3.27
Acuífero aluvial del río	0.36	0.48	1.12	0.30	0.48	0.43
Acuífero carbonatado	5.60	5.81	6.78	4.82	4.73	4.80
Exceso de riego	9.16	9.00	9.29	9.04	9.13	9.14
Río Guadalfeo	5.22	10.14	10.36	1.21	0.92	1.05
Lluvia	1.22	8.60	5.99	4.39	0.70	0.05
<b>Total</b>	<b>28.25</b>	<b>39.53</b>	<b>39.22</b>	<b>28.54</b>	<b>21.38</b>	<b>18.74</b>

**Tabla 7.3.** Entradas al acuífero Motril-Salobreña para cada año simulado.

<b>SALIDAS (hm<sup>3</sup>)</b>	<b>Año 1 (01-02)</b>	<b>Año 2 (02-03)</b>	<b>Año 3 (03-04)</b>	<b>Año 4 (04-05)</b>	<b>Año 5 (05-06)</b>	<b>Año 6 (06-07)</b>
Almacenamiento	1.82	8.96	7.04	2.34	1.41	1.67
Salida al mar	19.19	23.51	24.46	20.34	14.40	11.30
Bombes	7.25	6.97	6.66	6.41	6.36	6.15
Acuífero carbonatado	0.00	0.02	0.61	0.06	0.09	0.06
Ganancia del río	0.00	0.06	0.45	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>28.25</b>	<b>39.53</b>	<b>39.22</b>	<b>28.54</b>	<b>21.38</b>	<b>18.74</b>

**Tabla 7.4.** Salidas del acuífero Motril-Salobreña para cada año simulado.

La principal salida del sistema es la descarga oculta al mar, seguida por los bombeos (tabla 7.4). El almacenamiento, en este caso, se asocia al agua que se acumula en el acuífero debido al incremento de los niveles piezométricos durante los periodos húmedos, que es la razón por la que es tan elevado durante los años 2 y 3. La salida asociada al borde carbonatado de Escalate se debe al periodo especialmente húmedo del año 2003-2004, en el que los niveles del acuífero carbonatado superaron los estimados para esta condición de contorno. El agua que ganó el río a través de aportes del acuífero también se detectó para el periodo húmedo del año 3.

La influencia relativa anual de cada entrada se ha representado como porcentaje de entrada en la figura 7.13. Queda patente el descenso de recarga del río desde el año 2005, justo cuando la presa de Rules entró en funcionamiento. Además, se observa cómo, durante el año 2004-2005, hubo suficiente lluvia para ser considerada una recarga importante al acuífero, sin embargo, el caudal del río fue muy limitado por la presa. Los porcentajes obtenidos para el exceso de riego y el borde norte (aluvial del Guadalfeo y acuífero carbonatado) sufren variaciones relacionadas con cambios en la importancia relativa respecto al resto de factores de recarga. Sin embargo, los cambios volumétricos son reducidos.

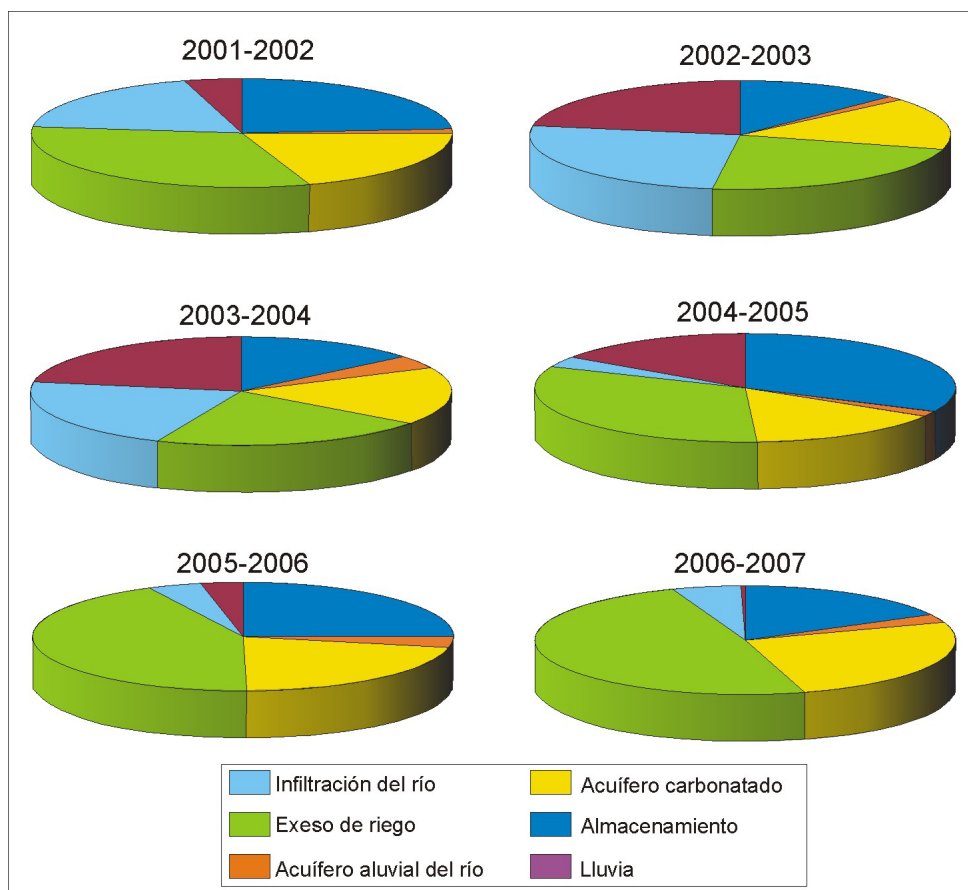


Figura 7.13. Gráficos de sectores con los porcentajes de recarga de cada entrada al acuífero Motril-Salobreña.

### 7.3.2. Balances hídricos mensuales y modificaciones a lo largo del periodo simulado.

Los cambios en las fuentes de recarga y en las salidas del acuífero a lo largo de un año hidrológico han sido evaluados para dos periodos diferentes. Los años seleccionados son 2002-2003 (año 2) y 2005-2006 (año 5) como representación de dos situaciones hidrológicas muy diferentes. El año 2 fue un periodo húmedo para el área de estudio con abundantes precipitaciones y recarga de todos los sistemas hidrogeológicos adyacentes conectados con el acuífero. El año 5 fue seco y, además, la presa de Rules empezó a funcionar interrumpiendo el caudal del río Guadalfeo.

Durante el periodo noviembre de 2002 hasta octubre de 2003, la recarga del río es la principal entrada durante los meses más húmedos del año. Esto se relaciona con los elevados caudales del río Guadalfeo. Además, se observa que en los momentos de deshielo al final de la primavera, se produce la máxima influencia del río en la recarga del acuífero. En los meses de verano, el río normalmente está seco y el exceso de riego se hace dominante en la

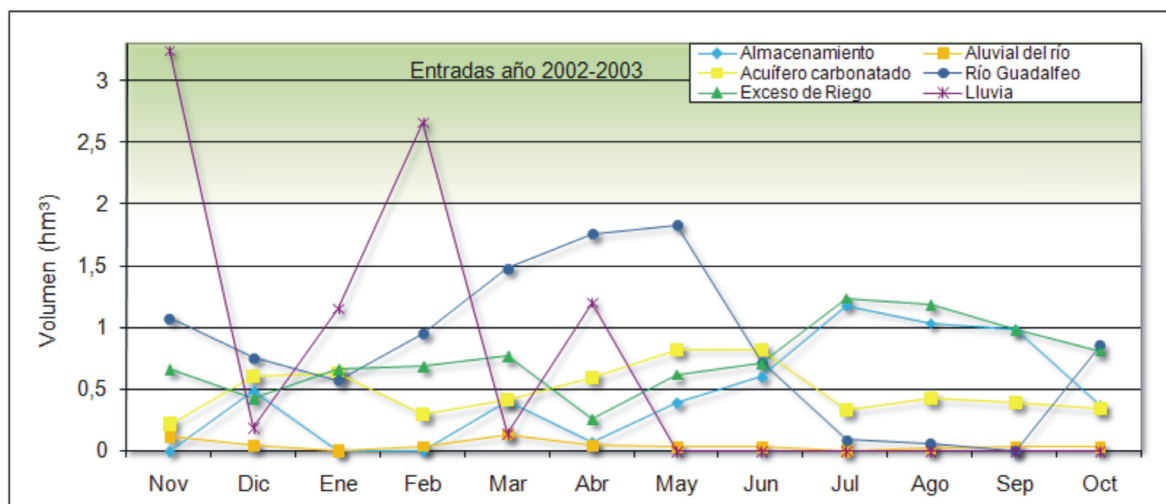


Figura 7.14. Volumen de entradas para cada mes del año hidrológico 2002-2003.

recarga (Fig. 7.14). Este hecho es una consecuencia muy importante de la antropización, ya que durante el estiaje las otras fuentes de recarga son muy reducidas debido a las condiciones climáticas secas. Sin embargo, la entrada por exceso de riego, al estar controlada por el hombre, es independiente de estas circunstancias. El almacenamiento es muy elevado durante julio y agosto, lo que significa que el acuífero está perdiendo agua almacenada en el acuífero que había sido acumulada durante los meses previos.

Las entradas por el contacto con el acuífero carbonatado presentan menor variabilidad que las entradas por regadío y río. Sin embargo, es posible observar un cierto aumento de la entrada por el acuífero de Escalate, asociada a los ascensos del nivel piezométrico que ocurren durante los meses más húmedos. Las entradas asociadas al aluvial del río Guadalfeo fueron muy reducidas en comparación con las otras (los problemas de esta entrada fueron comentados anteriormente).

Las salidas durante el año 2002-2003 (Fig. 7.15) muestran que el borde de nivel constante del mar es la salida principal del acuífero. El almacenamiento, en este caso, representa los volúmenes de agua que contribuyen al incremento de los niveles piezométricos y se relacionan con el exceso de agua disponible en cada mes. Los bombeos son mayores durante los meses de verano pero los sistemas de riego de la zona con el uso de agua del río, permiten que los picos de extracciones no sean tan marcados como habitualmente se detecta en otras zonas mediterráneas. Esta es otra consecuencia de la transformación antrópica del sistema hidrológico, heredada de siglos de adaptación a las características climáticas del área y a los recursos hídricos disponibles. Durante los meses de máxima descarga del río hay

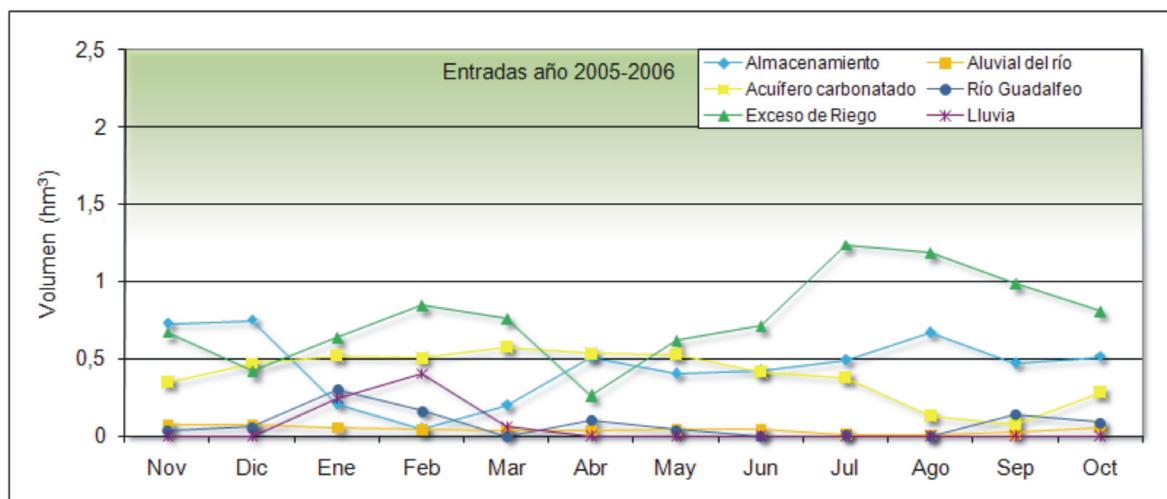


Figura 7.15. Volumen de salidas para cada mes del año hidrológico 2002-2003.

pequeños volúmenes de agua que gana el río procedentes de las aguas subterráneas (por la elevada posición de los niveles piezométricos) en las zonas cercanas a la desembocadura.

Durante el año hidrológico 2005-2006, las entradas son muy diferentes comparadas con las del año 2002-2003, destacando el descenso de las mismas a través del río Guadalfeo (Fig. 7.16) debido a que su caudal se vio considerablemente reducido en este periodo. Como dato significativo, el mes con máxima infiltración fue febrero con sólo 0.50 hm<sup>3</sup> de aportación al acuífero. La entrada relacionada con el exceso de riego mantiene el volumen, pero el descenso de otras entradas le hace ganar peso relativo y, de hecho, se convierte en la principal entrada para la mayoría de meses del año. Las entradas por el borde carbonatado también sufren un aumento relativo de su impacto por el mismo motivo, aunque los volúmenes varían poco.

Las salidas para el año 2005-2006 son muy parecidas porcentualmente, aunque los volúmenes son claramente inferiores a las que se calcularon para el año 2002-2003. La salida al mar es la más destacada con variaciones que se asocian a las entradas que recibió el acuífero. Las extracciones muestran las mismas tendencias que otros años, con ligeros incrementos durante el verano y reducciones en invierno (Fig. 7.17). El almacenamiento es el que ofrece una mayor diferencia en comparación con los años húmedos. La reducción de las entradas hace difícil que exista exceso de agua que contribuya a la recarga del acuífero. Sólo en los meses de febrero, en el que el río tiene caudal, y julio, en el que se utiliza un volumen mayor de riego, se produce almacenamiento.

Las condiciones climáticas son determinantes en los balances hídricos obtenidos mediante el modelo de flujo. Sin embargo, también se observan cambios en el funcionamiento

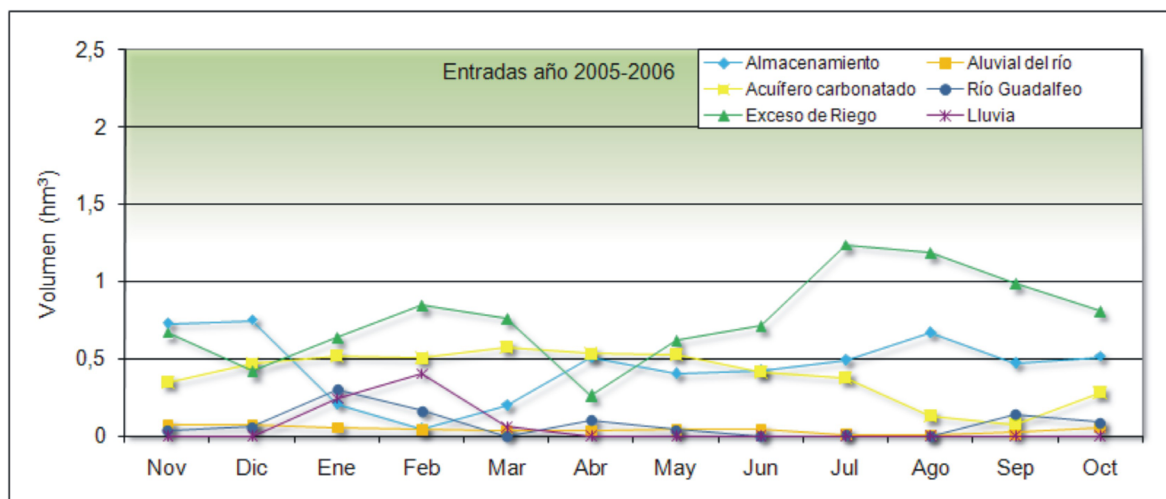


Figura 7.16. Volumen de entradas para cada mes del año hidrológico 2005-2006.

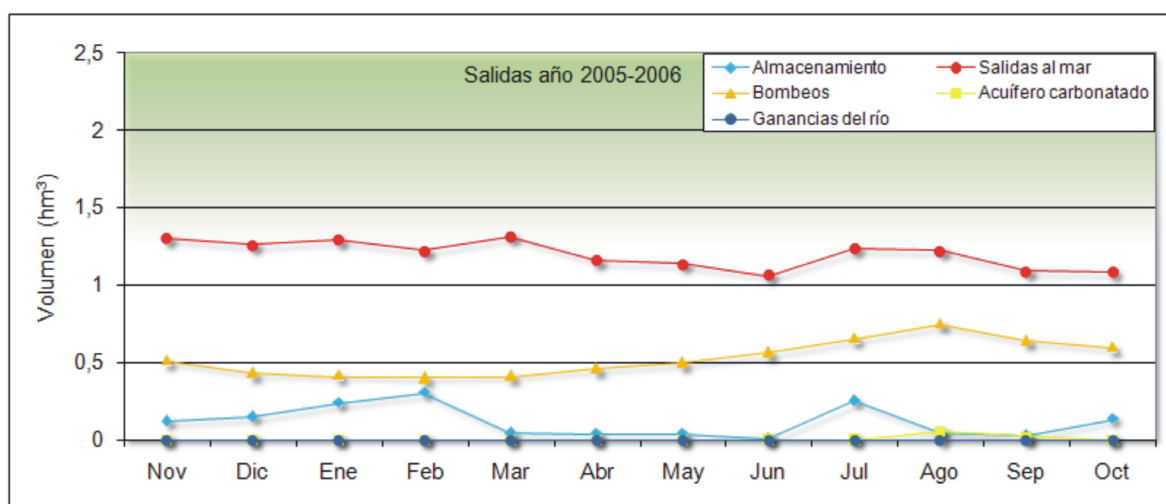


Figura 7.17. Volumen de salidas para cada mes del año hidrológico 2005-2006.

hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña, como resultado de la construcción de la presa. El exceso de riego pasa a ser el nuevo aporte principal sobre los balances hídricos.

A pesar de que el modelo no considera esta posibilidad, los cambios en los usos del suelo están sucediendo a un ritmo acelerado sobre la superficie del acuífero. La sustitución de cultivos tradicionales, con altas tasas de recarga, por otros menos consuntivos o por zona urbanas permite predecir un descenso en ésta entrada, al igual que en la asociada al río Guadalfeo. Estas perspectivas aumentan el interés de la mejora del conocimiento de otras fuentes de recarga como las del sector norte, en principio, más independiente de la acción antrópica. En el acuífero Motril-Salobreña es posible observar cómo las modificaciones antrópicas pueden contribuir al descenso de los recursos subterráneos (como la construcción



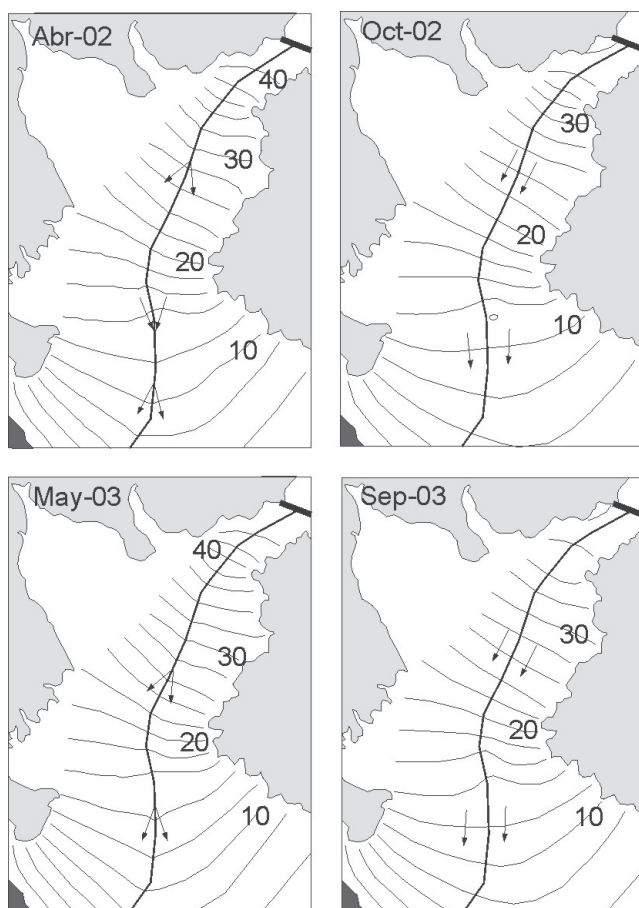
de la presa) pero, al mismo tiempo, producir efectos en el sentido opuesto, como aumentar la recarga del acuífero durante el periodo más seco a partir del exceso de riego de los cultivos. Los cambios en los sistemas hidrogeológicos asociados a la acción antrópica pueden suceder en periodos de tiempo muy cortos que no son habituales en la naturaleza. Decisiones políticas como la retirada de la subvención de la caña de azúcar cambiaron drásticamente el mapa de usos del suelo en solo un año (2006). Cómo puede responder el acuífero Motril-Salobreña a las posibles modificaciones solo puede ser resuelto mediante modelos de flujo basados en series temporales largas y bases de datos fiables.

### ***7. 3.3. Cambios del río Guadalfeo e impactos asociados***

La influencia del río Guadalfeo no se limita exclusivamente al balance hídrico resultante. También juega un papel importante en las direcciones del flujo subterráneo debido a la formación de una divisoria hidrogeológica local asociada al agua infiltrada a lo largo de su recorrido sobre el acuífero. Esta situación tiene consecuencias sobre la calidad del agua debido a que el acuífero recibe diferentes entradas en cada lado del río, que fue demostrado con el estudio isotópico (Capítulo 5). La presencia de la divisoria se relaciona con el caudal del río, por lo que se puede considerar estacional. Las diferencias entre periodos húmedos y secos se han representado en la figura 7.18. Los niveles piezométricos presentan variaciones en las cotas que alcanzan en función de la humedad del periodo. Las isopiezas están curvadas exactamente en el punto donde intesectan el trazado del río. La recarga que produce el río a lo largo de su trazado es la responsable de la inflexión de las isopiezas. La elevación del nivel piezométrico que se produce bajo el cauce del río no es muy pronunciada debido a la elevada permeabilidad del acuífero. En algunos casos, se observa la convergencia de las isopiezas hacia el trazado del río debido a la localización de bombeos en la zona (Fig. 7.18).

El porcentaje de agua que se infiltra procedente del río Guadalfeo es una característica interesante para la mejora de la gestión del agua en el acuífero. El caudal del río se encuentra regulado mediante la presa de Rules y los dos azudes situados a tan solo unos pocos kilómetros del acuífero. Conociendo el proceso de infiltración en el cauce, las infraestructuras que controlan el caudal del río podrían ser aplicadas para gestionar la recarga del acuífero. Esto podría ser una de las soluciones que se pueden plantear ante casos de contaminación puntual o incluso para el control de la intrusión marina.

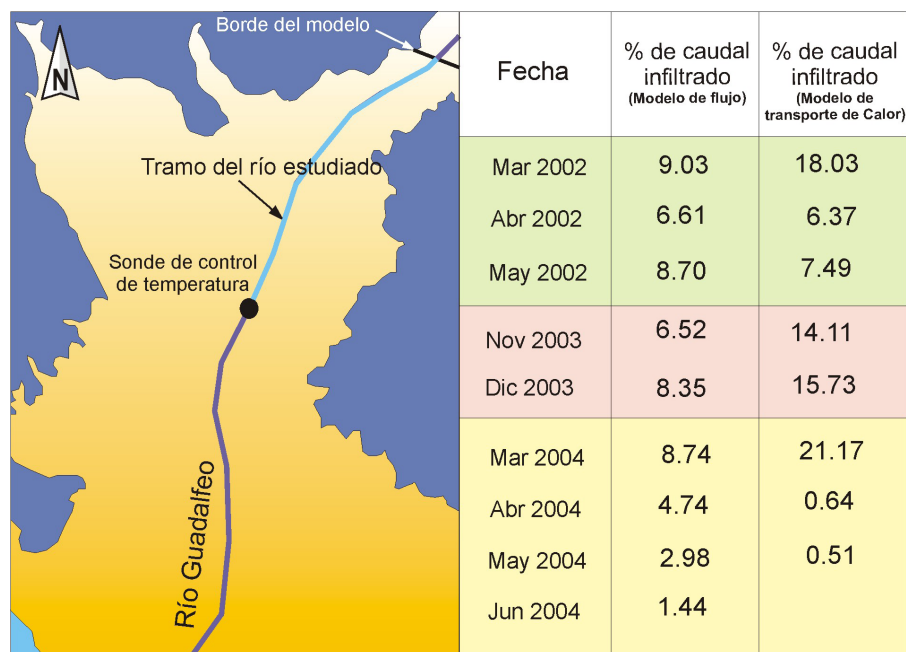
Por este motivo, la pérdida de caudal del río Guadalfeo en su trayecto sobre el acuífero Motril-Salobreña ha sido estimada mediante distintos métodos. Se calculó la infiltración en algunos tramos del río a partir de aforos diferenciales pero los resultados fueron muy



**Figura 7.18.** Isopiezas y direcciones de flujo subterráneo (flechas) para diferentes meses simulados que remarcan la influencia del río Guadalupe.

dispersos (Ibáñez, 2005). Las repentinas variaciones en el caudal del río con considerables diferencias incluso a nivel diario, no permiten la extrapolación de estos datos a una tasa media de infiltración. La aplicación de otros métodos indirectos puede ayudar a establecer valores más representativos. Este fue el punto de partida para la aplicación de las medidas de temperatura del agua subterránea en la caracterización de la infiltración de agua del río (Capítulo 4). El paquete SFR utilizado para la simulación del río en el modelo numérico del acuífero Motril-Salobreña permite el cálculo de la infiltración para cada celda. Por ello se compararon los resultados obtenidos mediante ambas metodologías (Fig. 7.19).

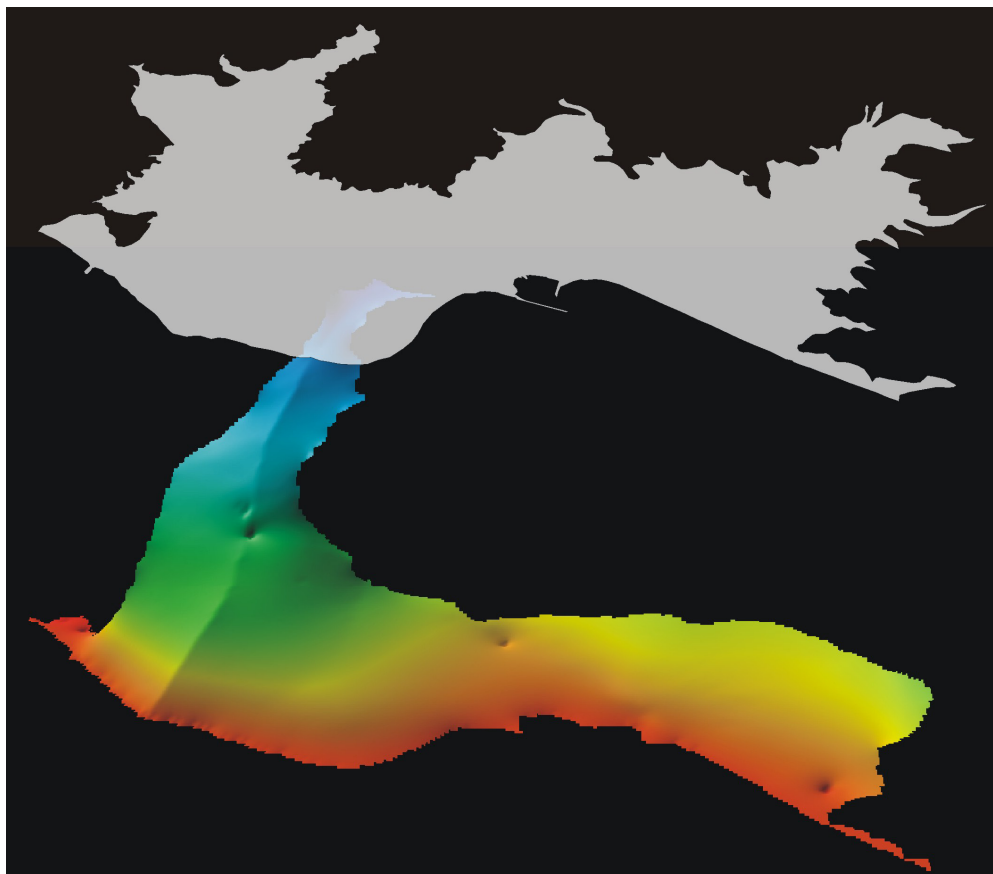
Las principales diferencias están relacionadas con el primer mes de infiltración de cada uno de los tres periodos de recarga considerados (primavera de 2002, otoño de 2003 y primavera de 2004). Para el modelo de transporte de calor, el primer periodo simulado presenta tasas de infiltración mucho más elevadas que las obtenidas mediante el modelo de flujo. Para otoño de 2003 la situación es parecida, sin embargo, en este caso, se consideró que el modelo de transporte de calor podría estar sobreestimando los valores por las variaciones de las temperaturas del agua de recarga. Para el periodo de recarga de primavera de 2004, con el modelo de transporte de calor se detectó que después del primer mes (el



**Figura 7.19.** Comparación de la infiltración en el tramo del río de la zona norte del acuífero y comparación con los resultados obtenidos mediante el transporte de calor (Capítulo 4).

de mayor infiltración), el nivel piezométrico ascendía y el proceso de recarga se paralizaba prácticamente. Sin embargo, el modelo de flujo indica un descenso más progresivo en las tasas de infiltración. En el cuarto mes, tras el inicio del proceso, el modelo de flujo alcanzó valores similares a los obtenidos mediante el de transporte de calor en el segundo mes. Esto indica un comportamiento más inercial del modelo de flujo con cambios más progresivos. Este comportamiento se relaciona con que los valores estimados para las propiedades del lecho del río son una media representativa de 6 años para todo su trazado. Probablemente, un análisis más pormenorizado de los parámetros que influyen en este proceso (como la pendiente o la morfología del cauce) permitiría obtener mayores similitudes entre ambos métodos.

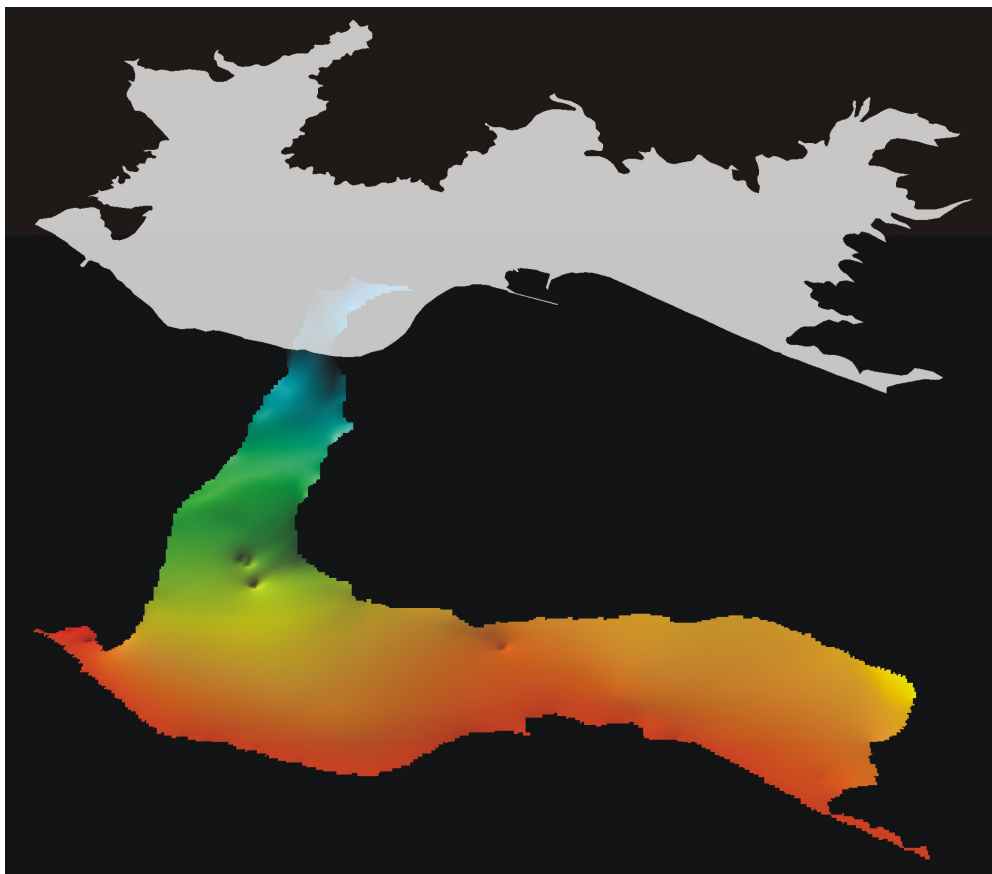
La morfología de la superficie freática permite conocer las direcciones de flujo y el movimiento del agua subterránea desde las localizaciones de mayor cota hasta las áreas donde la cota es menor. El periodo representado en la figura 7.20 corresponde a junio de 2004. En ese momento la recarga del río fue muy intensa debido a la fusión de la nieve de Sierra Nevada (este año hubo una gran abundancia de precipitación en forma de nieve en las zonas altas de la sierra a lo largo del invierno) que aumentó el caudal del río. La divisoria hidrogeológica creada debido a la recarga a lo largo de su cauce queda claramente definida en la figura 7.20. La generación de esta línea de alto nivel piezométrico determina la dirección de flujo en direcciones opuestas a ambos lados del río Guadalfeo. Además, puede observarse la localización de las principales zona de bombeo que crean conos de depresión de pequeñas dimensiones. La mayoría de ellos están localizados en áreas alejadas de la línea de costa. No obstante, un bombeo localizado en la zona este está muy cercano al mar, lo que podría



**Figura 7.20.** Superficie freática simulada para el periodo correspondiente a junio de 2004 (se observa el efecto de recarga del río).

favorecer procesos de intrusión marina. Por este motivo, esta área podría ser señalada como de especial interés para futuros estudios relacionados con la localización de la cuña salina y su evolución.

Durante los primeros 4 años simulados, el final de la primavera fue normalmente el momento de máximos niveles piezométricos del año hidrológico. Sin embargo, la representación para mayo de 2007 presenta una situación más habitual del final del verano (figura 7.21). La influencia del río no es visible en esta situación y el descenso de los niveles es generalizado en todo el acuífero. Los conos de depresión por bombeos permanecen en las mismas localizaciones que en la figura de 2004. La pendiente de la superficie freática cambia abruptamente en la zona donde se observan dos bombeos y se produce la transición desde la zona estrecha del acuífero (sector norte) hasta la zona sur donde el acuífero se expande hacia el este.



**Figura 7.20.** Superficie freática simulada para el periodo correspondiente a mayo de 2007 (la influencia del río ha disminuido a causa de la presa de Rules y a pesar de tratarse del periodo de fusión de nieve, no se produce elevación de los niveles)

## 7.4. Conclusiones

El modelo numérico del acuífero Motril- Salobreña ha sido calibrado para el periodo 2001-2007 integrando los datos de campo obtenidos mediante medidas de campo o haciendo estimaciones basados en observaciones.

Durante el proceso de calibración la conductividad hidráulica del acuífero fue estimada con valores máximos de 200 m/d en el sector norte y mínimos de 5 m/d en las áreas cercanas a la línea de costa. El coeficiente de almacenamiento obtenido muestra una distribución similar con máximos de 0.15 y mínimos de 0.05. La conductividad hidráulica del lecho del río se estimó en 0.18 m/d.

El volumen total de entradas y salidas entre diferentes años varió desde 40 hm<sup>3</sup> hasta menos de 20 hm<sup>3</sup>. Además, los balances hídricos de los años simulados presentan una gran variabilidad en las proporciones de cada entrada y salida. Los motivos de esta situación son

unas condiciones climáticas que cambian los volúmenes de recarga en función de la humedad del año y la actividad antrópica (como la construcción de la presa de Rules que disminuyó el caudal del río desde 2005). La recarga procedente del río Guadalfeo varía desde un 26.41 % del total de entradas al acuífero para 2003-2004 hasta un 4.24 % para el año 2005-2006. Las entradas asociadas con el borde norte (acuífero carbonatado y el acuífero aluvial del río Guadalfeo) representan una entrada anual cercana a los 6 hm<sup>3</sup> (15-33 % del total de entradas dependiendo del año). La entrada por infiltración de la lluvia también es muy variable en función de las precipitaciones en la zona (desde un 21.75 % hasta un 0.27%). La recarga asociada al exceso de riego es la entrada con un volumen más constante de aportación al acuífero, 9.15 hm<sup>3</sup>. Dependiendo del volumen total de entradas puede representar porcentajes muy variables (23.14 % hasta 48.77%). Las salidas dominantes son las descargas ocultas al mar (más de un 60 %) y los bombeos (18-38 %), el resto están asociadas al proceso de almacenamiento que contribuye a la elevación de los niveles freáticos.

Las entradas de agua al acuífero durante el año previo a la construcción de la presa se distribuyeron con un periodo de dominio de la recarga del río para los meses más húmedos y, otro para los meses de verano en los que se impone la recarga por exceso de riego. Con el descenso del caudal del río (asociado a la presa o a años especialmente secos), el exceso de riego y el contacto con los acuíferos del borde norte son las entradas más importantes para el año completo.

La recarga del río produce la formación de una divisoria local bajo el trazado del río debido a la infiltración desde el río Guadalfeo. Este aspecto se puso de manifiesto con otras técnicas de investigación como los muestreos isotópicos (Capítulo 5). Las implicaciones de este proceso pueden ser muy importantes para determinar las direcciones de flujo en caso de contaminaciones puntuales o para la protección de abastecimientos para consumo humano.

Las tasas de infiltración del río estimadas con el modelo de flujo muestran valores que varían entre el 1 % y el 10 % del caudal para el tramo del río localizado en el sector norte del acuífero. Estos resultados son diferentes de los estimados mediante el modelo de transporte de calor, debido a que el modelo de flujo es más inercial (tarda más en alcanzar la situación hidrogeológica real) y además está representado por características medias para todo el periodo simulado (el grado de detalle para el modelo de transporte de calor es mayor).

Los resultados del modelo han sido comparados con los datos de niveles de 19 sondeos y pozos y algunas medidas puntuales de aforos diferenciales y el error medio fue de 0.13 m para los niveles con una desviación típica de 1.59 metros. Sin embargo, algunas observaciones deberán ser consideradas para la mejora del modelo:

- Es necesario seguir insertando datos en el modelo para incluir también años húmedos tras la entrada en funcionamiento de la presa de Rules
- La evaluación de los cambios de usos del suelo y los impactos hidrogeológicos que cause pueden ayudar a obtener resultados más precisos.
- El balance del suelo puede ser mejorado con técnicas más específicas de cálculo y obtención de nuevos datos de propiedades del suelo.
- El control de los niveles en la zona norte en el acuífero carbonatado y las diferencias con respecto al detrítico permitirá una mejora de la cuantificación de las entradas por esta zona y la distinción entre el acuífero carbonatado y el aluvial del río.
- La caracterización de la infiltración en el río puede ser mejorada mediante un estudio más detallado de sus propiedades como pendiente, morfología del canal o conductividad hidráulica del lecho.
- El refinamiento de la rejilla en las zonas cercanas al río puede ayudar a simular mejor las oscilaciones del nivel freático asociadas a la infiltración del agua del río.
- El método de calibración aplicado para el cálculo de la conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento supone un cambio gradual de las propiedades del acuífero. Debido a las variaciones de facies sedimentológicas frecuentes en estas zonas, en algunos sectores del acuífero podrían considerarse cambios más bruscos. Un estudio sedimentológico puede ayudar a resolver este planteamiento.

Los balances hídricos obtenidos con el modelo de flujo remarcan la importancia del río Guadalfeo en el acuífero Motril-Salobreña. La construcción de la presa de Rules representa una reducción de las entradas que puede alcanzar un 30 % y al mismo tiempo, cambiar la importancia relativa de otras fuentes de alimentación del acuífero. El exceso de riego es la segunda entrada más importante al acuífero y también está muy condicionada por la actividad antrópica. Esta es la razón por la que la actualización constante del modelo de flujo será esencial para la gestión de un uso sostenible de los recursos del acuífero. Un sistema integrado de control de la presa, planes de usos del suelo y control del acuífero pueden resultar crucial para resolver las situaciones de riesgo como la contaminación puntual o la intrusión marina en este acuífero, uno de los mejores preservados en el SE de la costa mediterránea.

## *Conclusiones*

En este último capítulo se exponen de manera resumida los principales resultados e interpretaciones derivados de esta Tesis Doctoral.

El acuífero Motril-Salobreña está sufriendo modificaciones relacionadas con la actividad antrópica que afectan a su funcionamiento hidrogeológico. La construcción de la presa de Rules, el cambio de usos del suelo y las modificaciones de las técnicas de riego están produciendo la disminución de la recarga. Los niveles piezométricos presentaron un descenso acusado durante los últimos años en el acuífero Motril-Salobreña. La caracterización de las fuentes de recarga, el papel que juega el río en la hidrodinámica del acuífero y la cuantificación de las entradas y salidas de agua en el sistema han sido estudiados para poder prevenir efectos negativos en el futuro.

La geometría del acuífero Motril-Salobreña ha sido definida mediante una campaña gravimétrica. La antropización del medio en el que se realizan las medidas afecta muy poco a los resultados de la gravimetría y es una ventaja con respecto a los métodos eléctricos. La gravimetría ha permitido estimar del volumen del acuífero detrítico Motril-Salobreña de 2350 hm<sup>3</sup>. Con la aplicación de un coeficiente de almacenamiento del 9% y considerando un nivel freático medio se obtuvieron unas reservas de 190 hm<sup>3</sup>.

Se ha simulado la señal térmica que produce la infiltración del río Guadalfeo en el acuífero mediante el código VS2DHI. Para ello se utilizaron perfiles de temperatura del agua subterránea. La limitación de este método en el acuífero Motril-Salobreña se debe a la existencia de una componente de flujo transversal a la sección simulada. Este flujo subterráneo se asoció a la descarga natural del sistema en dirección N-S. El efecto que causa es la modificación de las temperaturas en zonas profundas que no pudieron ser simuladas con el modelo de transporte de calor.

Las tasas de infiltración obtenidas con el modelo de transporte de calor para el río Guadalfeo variaron desde un 18 % para los primeros días hasta un 7% al final del proceso. De igual forma, también se produjo una reducción de la tasa de infiltración a lo largo del cauce del río. Así se detectaron diferencias de hasta el 8 % entre dos tramos simulados. Estas variaciones se relacionaron con cambios del nivel freático, del espesor de la zona no saturada y del caudal del río.

Las envolventes de los perfiles de temperatura permitieron determinar la presencia de componentes ascendentes del flujo subterráneo en áreas donde no se conocía su existencia



por no haber condiciones de surgencia en los sondeos. En este sentido se propuso una nueva interpretación de las envolventes en zonas con flujos verticales ascendentes.

Mediante el estudio de la composición isotópica del acuífero Motril-Salobreña se determinaron la importancia relativa de algunas de las fuentes de recarga, algunas particularidades de las líneas de flujo y la presencia de una divisoria hidrogeológica temporal. Este conocimiento permitirá a su vez mejorar las actuaciones ante eventuales situaciones de riesgo por contaminación puntual o la delimitación de perímetros de protección más ajustados a la realidad hidrogeológica.

El análisis de  $^{18}O$  y  $^2H$  ha permitido establecer los porcentajes de mezcla de las aguas de las fuentes de recarga del acuífero Motril-Salobreña que son: el acuífero carbonatado de Escalate (55 % como media en la zona norte del acuífero), el río Guadalfeo (su influencia es muy dependiente del caudal) y los retornos de riego junto con las aguas de lluvia (entre un 13% y un 40 %, según el sector del acuífero). Estos porcentajes varían en función de la época del año. De este modo el río tiene influencias superiores al 80 % en los sectores cercanos al cauce durante la época de deshielo mientras que en el verano la recarga se debe casi en su totalidad a los retornos de riegos.

El uso combinado de gravimetría y sondeos EMDT se demostró como una metodología adecuada en acuíferos costeros detríticos para la determinación de la posición del contacto agua dulce-agua salada. En el acuífero Motril-Salobreña la cuña salina se localiza a menos de 500 metros del borde costero en todos los perfiles estudiados.

La aplicación de sondeos EMDT permitió determinar zonas de mezcla agua dulce-agua salada más estrechas coincidiendo con sectores de mayor permeabilidad y mayor flujo subterráneo de agua dulce (sector occidental del acuífero). En el sector oriental la zona de mezcla estaba más desarrollada coincidiendo con sectores de menor permeabilidad y menor flujo de agua dulce

Los perfiles de conductividad eléctrica del agua subterránea realizados en el acuífero Motril-Salobreña no mostraron signos, ni siquiera incipientes, de intrusión marina. De este modo, se verificaron los resultados de los estudios geofísicos previos. La interfase agua dulce-agua salada sólo es detectable a gran profundidad y a distancias muy reducidas de la línea de costa.

Mediante la aplicación del modelo numérico se estimó un volumen anual de recursos hídricos renovables de entre 40 hm<sup>3</sup> hasta menos de 20 hm<sup>3</sup> para el periodo 2001-2007. Los balances hídricos de los años simulados presentaron una gran variabilidad en las proporciones de cada entrada y salida. Los motivos de esta situación son las condiciones climáticas y la

actividad antrópica (como la construcción de la presa de Rules) que alteran los volúmenes de algunas fuentes de recarga.

A partir de la simulación del acuífero se consideró que para el periodo 2001-2007, la recarga del río Guadalfeo varió desde un 26.41 % del total de entradas al acuífero para 2003-2004 hasta un 4.24 % para el año 2005-2006. Las entradas asociadas al borde norte (acuífero carbonatado y el acuífero aluvial del río Guadalfeo) representaron un volumen anual cercano a los 6 hm<sup>3</sup> (15-33 % del total de entradas dependiendo del año). La entrada por infiltración directa de la lluvia varió desde un 21.75 % hasta un 0.27%. La recarga asociada al exceso de riego constituye la entrada con un volumen más constante de aportación al acuífero, 9.15 hm<sup>3</sup>, que dependiendo del total de entradas puede representar porcentajes muy variables (23.14 % hasta 48.77%). Las salidas dominantes son las descargas ocultas al mar (más de un 60 %) y los bombeos (18-38 %), el resto están asociadas al proceso de almacenamiento que contribuye a la elevación de los niveles freáticos.

La aplicación de distintas metodologías en el estudio del acuífero Motril-Salobreña ha permitido contrastar los resultados obtenidos a partir de distintas técnicas de investigación. Mediante el uso de isótopos estables del agua se puso de manifiesto la predominancia de distintas fuentes de recarga para diferentes momentos del año. El modelo matemático también indicó que la fuente de recarga dominante en primavera es el río, durante el verano el exceso de riegos y en otoño e invierno un origen mixto.

Las diferencias en la composición isotópica del agua entre las zonas situadas al este y al oeste del río Guadalfeo demostraron la presencia de una divisoria hidrogeológica estacional. Los niveles piezométricos resultantes de la aplicación del modelo matemático, verificaron esta posibilidad cuando el río tuvo un caudal suficientemente elevado. Las tasas de infiltración de caudal del río Guadalfeo, estimadas mediante el modelo de transporte de calor, fueron comparadas con las obtenidas a partir del modelo de flujo. Los resultados indican variaciones asociadas al diferente grado de detalle utilizado en cada técnica.

El estudio de las características y de los problemas hidrogeológicos del acuífero Motril-Salobreña sugieren la necesidad de integrar los factores que afectan a los recursos hídricos locales. Para ello será necesaria la coordinación de organismos gestión (la presa y los riegos están controlados por la Agencia Andaluza del Agua), organismos administrativos (los cambios de usos del suelo están determinados por las acciones de ayuntamientos y gobierno regional) y de investigación (el control de los cambios hidrogeológicos y su estudio lo realizó la Universidad de Granada en el año 2000). A partir de este planteamiento, los impactos negativos sobre la calidad del agua se podrán detectar y predecir sin poner en riesgo la riqueza natural de la Vega de Motril y Salobreña.



## ***8. Conclusions***

The main interpretations and results concerning this Doctoral Thesis are as follows.

The Motril-Salobreña aquifer is being modified due to anthropic activity that is affecting the local hydrogeology. So, the recent construction of the Rules Dam, changes in land uses, and modifications in the irrigation systems act together to produce a decrease in the aquifer recharge. As a consequence of this, water table is decreasing during last years in the aquifer. The characterization of the recharge sources, the Guadalfeo River influence on the aquifer hydrodynamics and the quantification of the main input and outputs were analyzed in order to prevent these negative impacts.

We are used a gravimetry survey to define the aquifer geometry. Unlike what happen with electrical methods, gravimetry is not affected by the cultural noise as electric methods, so we can consider the results obtained as strongly reliable. This geophysical technique allowed us to calculate a total detrital aquifer volume of 2350 hm<sup>3</sup>. The water resources stored in the aquifer are estimated in 190 hm<sup>3</sup> taking into account the water table position and the mean aquifer specific yield.

The simulation of the effect of river-water infiltration on the thermal signal in the groundwater was calculated with the VS2DHI to obtain an approximation to the temperatures measured in the groundwater. The limitations of the method are associated to the transverse flow in the simulated area related to the natural north-to-south discharge of the aquifer. This flow is responsible for the groundwater-temperature changes in deeper areas and allows us to calculate the maximum infiltration rate.

The infiltration rate varies over the river flow periods. During the initial days with high flow, infiltration can reach rates of 18% of river discharge; later the amount decreases to lower than 7%. There is also a reduction along the river track, as the highest infiltration rates occur in the topographical highest sectors of the river and, in fact, there may be a difference of up to 8% in the infiltration rate between the two simulated reaches. The decreases are associated with water-table changes, the thickness of the unsaturated zone, and the drop in the river flow.

In the Motril-Salobreña aquifer, the differences between groundwater temperature log envelopes, obtained from the boreholes located close to the Guadalfeo River, reveal the presence of vertical flows in areas never before detected by using other methods.

Using  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  for the Motril-Salobreña aquifer has shown the relative importance of some of the recharge sources, flow paths, and the presence of a seasonal groundwater divide. This knowledge will allow improved responses to possible risks from contamination events and the consequent establishment of supply protection perimeters.

The isotopic study allowed us also to establish the mixing percentages of the distinct recharge sources of the Motril-Salobreña aquifer: the Escalate carbonate aquifer (55% average in the northern sector of the aquifer), the Guadalfeo River (its influence depends greatly on the volume of flow), irrigation excess, and rainfall waters (13% to 40% depending on the sector). However, these percentages vary in accordance with the season; for instance, the influence of the river is over 80% in nearby sectors during snowmelt, whereas during the summer recharge is almost entirely due to irrigation excess.

The combined use of gravimetry and time-domain electromagnetic soundings (TDEM) provides highly reliable results for determining the freshwater-saltwater interface in detrital coastal aquifers. Freshwater-saltwater interface have been established in the Motril-Salobreña aquifer as being no more than 500 metres from the coastline in all of the profiles

The TDEM has served to identify narrow freshwater-saltwater mixing zones that coincide with sectors of greater permeability and higher underground freshwater flow (western sector) and wider mixing zones that coincide with areas of less permeability and lower freshwater flow (eastern sector).

Groundwater electric conductivity logs show values related with freshwater and, therefore, saltwater intrusion was not detected. This is in agreement with the geophysical data pointing out that the saline wedge is only detectable at great depths and close to the coastline.

The total volume of inputs and outputs between different years vary from 40 Mm<sup>3</sup> to less than 20 Mm<sup>3</sup>. Also the water budgets of the simulated years present a great variability in the proportions of each input and output sources. The reason for this is that the climatic environments and the anthropic activity, particularly the Rules dam construction that causes a decrease in the river discharge since 2005, strongly condition the recharge volume.

The inputs related with Guadalfeo River can vary from 26.41 % for the year 2003-2004 to 4.24 % for the year 2005-2006. The input related with the northern border (carbonate aquifer and the alluvial river Guadalfeo aquifer) represents an annual input near to 6 Mm<sup>3</sup> (15-33% depending on the year). The input related to the direct recharge by rain infiltration is related with the weather characteristics of the year (21.75 % to 0.27 %). The recharge

associated to the irrigation excess is the input that recharges with the most constant volume of water with 9.15 Mm<sup>3</sup> that depending of the total volume of inputs, can represent a very variable percentage (23.14 % to 48.77 %). The outputs dominant are the hidden discharge to the sea (more than 60 %) and the pumpings (18-38 %), the rest are associated to the storage process that contributes to the rising of the water table.

The results arising from the model were compared with those obtained by using different methodologies. The isotopes study showed different main recharge sources for each season. The results obtained from the numerical model are in agreement with the dominance of river recharge in spring, irrigation excess during the summer and a mix origin in winter and autumn. Model simulation of Motril-Salobreña also show that Guadalfeo River recharge produces the formation of a local hydrogeological divide under the river track due to the infiltration from the channel. This aspect was also made clear with the differences in the isotope signal when comparing both sides of the river. The infiltration rates estimated by using heat transport model were compared with those arising from the flow model. There are some differences that can be understood as due to the different working scale in both methods.

The advances in Motril-Salobreña aquifer knowledge remark the importance of integrating the water resources management of the area. It will be necessary the coordination between catchment control service (that regulates the dam and the irrigation volumes), political decisions (that influence the land uses) and hydrogeological and hydrological research (the University of Granada is working with this aim from 2001). An organization like this would help the detection and prediction of negative impacts over groundwater quality without risking the natural resources of Motril and Salobreña area.



## REFERENCIAS

- Abd El-Samie S.G., Sadek M.A., 2001. Pollution vulnerability of the Quaternary aquifer near Cairo, Egypt, as indicated by isotopes and hydrochemistry, *Hydrogeology Journal* 9, 273-281.
- Abu-Jaber N., 2001. Geochemical evolution and recharge of the shallow aquifers at Tulul al Ashaqif, NE Jordan. *Environmental Geology* 41, 372-383.
- Ahmed A.A., 2009. Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Sohag area, Egypt. *Hydrogeology Journal*, 1-13.
- Al Alwani G., 1997. Hidrología e Hidrogeología de la cuenca del río Guadalfeo. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 315 p.
- Aldaya F., 1969. Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 527 p.
- Aldaya F., 1981. Hoja nº 1056 (Albuñol) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000. I.G.M.E., Madrid.
- Alonso Martínez J., Arjona García Borreguero J., Ballester Rodríguez A., Elorza Tenreiro F.J., Gómez Sánchez M., Hernández Manchado R., Hervás Maldonado M., Iglesias López A., Iglesias Delgado T.E., López Bravo J., López Geta J.A., Mera Merino A., Ortiz López J.I., 2000. HIDROBAS. Paquete de programas para la evaluación de aportaciones hídricas. I.G.M.E.. Ministerio de Ciencia y Tecnología.
- Álvarez R., 1991. Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration* 27, 1-24.
- Alyamani M.S., 2001. Isotopic composition of rainfall and ground-water recharge in the western province of Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments* 49, 751-760.
- Anderson M.P, Woessner W.W., 2002. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, San Diego, California, 381 p.
- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water* 43 (6), 951-968.
- Angelillo V., Cervera G., Chapellier D., 1991. La gravimétrie expéditive appliqué à la recherche d'aquifères en zone aride. Cas de la nappe alluviale du Teloua (Agadez, Níger). *Geoexploration* 27, 179-192.
- Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K., 2000. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological processes* 14, 1341-1355.
- Back W., Hanshaw B.B., Pyle T.E., Plumier L.N., Weidie A.E., 1979. Geochemical significance of ground-water discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resources Research* 15, 1521-1535.
- Bajjali W., 2006. Recharge mechanism and hydrochemistry evaluation of groundwater in the Nuaimah area, Jordan, using environmental isotope techniques. *Hydrogeology Journal* 14, 180-191.
- Balia R., Gavaudò E., Ardaù F., Ghiglieri G., 2003. Geophysical study of a coastal plain. *Geophysics* 68 (5), 1446-1459.



- Banks D., Sather O.M., Ryghaug P., Reimann, 2001. Hydrochemical distribution patterns in stream waters, Trøndelag, central Norway. *Science of the total Environment* 267 (1-3), 1-21.
- Barnes H.H. Jr, 1967. Roughness characteristics of natural channels, U.S. Geological Survey Water-Supply paper 1849, United States Government Printing Office, Washington.
- Barrois C., Offret A., 1889. Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejada à la Sierra Nevada. *Mem. Ac. Sc. Ins. Nat., France*, XXX, 79-167.
- Barry F., Ophori D., Hoffman J., Canace R., 2009. Groundwater flow and capture zone analysis of the Central Passaic River Basin, New Jersey. *Environmental Geology* 56 (8), 1593-1603.
- Benavente J., 1981. Nuevos datos hidrodinámicos en el acuífero de Motril-Salobreña (Granada). II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, 579-587.
- Benavente J., 1982. Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 336 p.
- Benavente J., Calvache A., 1981. Aspectos hidrogeológicos de algunos acuíferos detríticos costeros en la provincia de Granada. II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, 731-753.
- Benavente J., Calvache A., 1981. Los manantiales termales de Lobres (Granada) y su entorno hidrogeológico. II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, 599-613.
- Blumenthal M., 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geologicae Helveticae* 20, 487- 592.
- Blumenthal M.M., 1935. Relief urberschiebungen in den westliche Betischen Cordilleren. *Geol Med. Occ.* IV (8), 3-28.
- Boronina A., Balderer W., Renard P., Stichler W., 2005. Study of stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) for the description on the regional groundwater flow. *Journal of Hydrology* 308, 214-226.
- Boulin J., 1964. Problèmes structuraux dans le domaine alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne). *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie En Mijnbouw* 43, 277-281.
- Bundschuh J., 1993. Modelling annual variations of spring and groundwater temperatures associated with shallow aquifer systems. *Journal of Hydrology* 142, 427-444.
- Burow K.R., Constanz J., Fujii R., 2005. Using heat as a tracer to estimate dissolved organic carbon flux beneath a restored wetland. *Ground Water* 43 (4), 545-556.
- Buttler II T.W., 2007. Application of multiple geochemical indicators, including the stable isotopes of water, to differentiate water quality evolution in a region influenced by various agricultural practices and domestic wastewater treatment and disposal. *Science of the Total Environment* 388, 149-167.
- C.H.S.E., 1995. Estudio para la ubicación de sondeos de abastecimiento a las poblaciones de la costa granadina. Inédito.

- C.H.S.E.-I.R.Y.D.A., 1984. Estudio de la viabilidad de la zona regable de Motril-Salobreña hasta la cota 300 (Granada). Inédito.
- Cable Reins M., Mount J.F., 2002, Origin of shallow ground water in an alluvial aquifer as determined by isotopic and chemical procedures. *Ground Water* 40 (5), 552-563.
- Cady J. W., 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics* 45, 1507-1512.
- Calvache A., 1981. Estudio hidrogeoquímico del acuífero Motril-Salobreña (provincia de Granada). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 125 p.
- Calvache M.L., Cerón J.C., Rubio J.C., Martín-Rosales W., López-Chicano M., González-Ramón A., Ibáñez S., Duque C., 2004. Caracterización de las relaciones río-acuífero en el sistema Motril-Salobreña (Granada). En: *Proceedings of VIII Simposio de Hidrogeología*, Zaragoza, Spain, 433-442.
- Calvache M.L., Ibáñez P., Duque C, López-Chicano M, Martín-Rosales W., González-Ramón A., Rubio J.C., Viseras C., 2009. Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S. Spain. *Hydrological Processes* 23 (9), 1268- 1281.
- Calvache M.L., Martín-Rosales W., López-Chicano M., Rubio-Campos J.C., González-Ramón A., Duque C., Cerón J.C., 2006. Repercusión de la presa de Rules sobre el acuífero detrítico costero Motril-Salobreña (Granada). En: *El agua subterránea en los países mediterráneos. Guía de las excursiones. Aquamed-06*, 285.
- Calvache M.L., Pulido-Bosch A., 1991. Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (río Verde, Almuñécar, S. Spain). *Journal of Hydrology* 129, 95-213.
- Calvache M.L., Pulido-Bosch A., 1993. The influence on the salt-water intrusion process of a karstified massif in a detrital system. En: Custodio E, Galofré A (eds) *Study and Modelling of Saltwater Intrusion into Aquifers*. CIMNE, Barcelona, 475-488.
- Calvache M.L., Pulido-Bosch A., 1994. Modelling the effects of salt water intrusion dynamics for coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Ground Water* 32 (5), 767-777.
- Calvache M.L., Pulido-Bosch A., 1997. Effects of geology and human activity on the dynamics of salt-water intrusion in three coastal aquifers in Southern Spain. *Environmental Geology* 30 (3-4), 215-223.
- Calvache M.L., Rubio J.C., López-Chicano M., González-Ramón A., Ibáñez S., Martín-Rosales W., Soler R., Díaz-Losada E., Peinado Parra T., 2003. Estado actual del acuífero costero de Motril-Salobreña previo a la puesta en funcionamiento de la presa de Rules. En: *Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros*. I.G.M.E., Madrid, 77-85.
- Cantos Figuerola J., 1987. *Tratado de Geofísica Aplicada*, tercera edición. Ed. Promotora de minas de carbón, 535 p.
- Cardenal F.J., 1993. Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada). Contribución de la hidrogeoquímica al conocimiento de acuíferos carbonatados fisurados en áreas mediterráneas montañosas. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 402 p.

- Cartwright I., Weaver T.R., 2005. Hydrogeochemistry of the Goulburn Valley region of the Murray Basin, Australia: Implications for flow paths and resource vulnerability. *Hydrogeology Journal* 13 (5-6), 752-770.
- Castillo E., 1975. Hidrogeología de la Vega de Motril-Salobreña y sus bordes. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 184 p.
- Castillo E., Fernández Rubio R., 1976. Hidroquímica de los acuíferos del río Guadalfeo y sectores adyacentes (Motril, Granada). I Simposio Nacional de Hidrogeología, Valencia, 951-964.
- Castillo E., Fernández Rubio R., 1978. Hidrogeología del acuífero de la Vega de Motril-Salobreña. *Boletín I.G.M.E.* LXXXIX, Madrid, 39-48.
- Celle-Jeanton H., Travi Y., Blavoux B., 2001. Isotopic typology of the precipitation in the western Mediterranean region at three different time scales. *Geophysical Research Letters* 28 (7), 1215-1218.
- Celle-Jeanton H., Zouari K., Travi Y., Daoud A., 2001. Caractérisation isotopique del pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la region de Sfax. *Earth and Planetary Science Letters* 333, 625-631.
- Cerón J.C., Pulido-Bosch A., Sanz de Galdeano C., 1998. Isotopic identification of CO<sub>2</sub> from a deep origin in thermomineral waters of southeastern Spain. *Chemical Geology* 149, 251-258.
- Chen C.S., 1999. TEM investigations of aquifers in the Southwest coast of Taiwan. *Ground Water* 37 (6), 890-896.
- Cheng C. and Chen X., 2007. Evaluation of methods for determination of hydraulic properties in an aquifer-aquitard system hydrologically connected to a river. *Hydrogeology Journal* 15 (4), 669-678.
- Choudhury K., Saha D.K., Chakraborty P., 2001. Geophysical study for saline water intrusion in a coastal alluvian terrain. *Journal of Applied Geophysics* 46, 189-200.
- Christodoulou T., Leontiadis I.L., Morfis A., Payne B.R., Tzimourtas S., 1993. Isotope hydrology study of the Axios River plain in northern Greece. *Journal of Hydrology* 146, 391-404.
- CHSE-YRIDA (1984). Estudio de viabilidad de la ampliación de la zona regable de Motril-Salobreña hasta la cota 300.
- Constantz J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resources Research* 34 (7), 1609-1615.
- Constantz J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* 44.
- Constantz J., Cox M.H., Su G.W., 2003. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. *Ground Water* 41 (5), 647-656.
- Constantz J., Thomas L.T., 1997. Stream bed temperature profiles as indicators of percolation characteristics beneath arroyos in the middle Rio Grande Basin, USA. *Hydrological Processes* 11, 1621-1634.

- Copponex J., 1959. Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales. Boletín I.G.M.E. LXX, 79-208.
- Cox M.H., Su G.W., Constantz J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. *Ground Water* 45 (2), 187-195.
- Craig H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- Craig H., Gordon L., Horibe Y., 1963. Isotopic exchange effects in the evaporation of water. Low-temperature experimental results. *Journal of Geophysical Research* 68, 5079-5087.
- Cruz-San Julian, J., Araguas L., Rozanski K., Benavente J., Cardenal J., Hidalgo M.C., Garcia-Lopez S., Martinez-Garrido J.C., Moral F., Olias M., 1992. Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 44, 226-236.
- Custodio E., 2004. Myths about seawater intrusion in coastal aquifers. En: *Proceedings of 18th Sea Water Intrusion Meeting*, Cartagena, 599-608.
- Custodio E., Llamas M.R., 1983. *Hidrología subterránea*, 2ª edición. Ed. Omega, 2350 p.
- D.G.O.H., 1992. Estudio geofísico para la ubicación de pozos en el acuífero de Motril-Salobreña. Inédito.
- D.G.O.H.-C.H.S.E., 1983. Estudios básicos para la redacción del Plan Hidrológico de la Cuenca Hidrográfica del Sur de España, 1ª fase. Inédito.
- D.G.O.H.-C.H.S.E., 1988. Plan Hidrológico Cuenca Sur. Documentación básica. Inédito.
- D.G.O.H.-C.H.S.E., 1993. Plan Hidrológico Cuenca Sur. Borrados del proyecto del directrices. Inédito.
- Dansgaard W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 16, 436-468.
- de Marsily G., Lavedan C., Boucher M., Fasanino G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. In: *Geostatistics for Natural resources Characterization*. Ed. Verly, G., David M., Journel A.G. and Marechal A. NATO ASI, Ser. C. 182, 831-849.
- Doherty J., 2003. Ground water calibration using pilot points and regularization. *Ground Water* 41 (2), 170-177.
- Doherty J., 2004. *PEST: Model Independent Parameter Estimation. User Manual*. (5th ed) Corinda, Queensland, Australia: Watermark Numerical Computing.
- Doherty J., 2006. *Groundwater Data Utilities*. Corinda, Queensland, Australia: Watermark Numerical Computing.
- Domínguez-García M., 1989. La acequia de riegos de Motril y las ordenanzas de 1561. I Coloquio de historia y medio físico. *El agua en zonas áridas. Arqueología e historia*, 951-968.
- Doppler T., Hendricks Franssen H., Kaiser H., Kuhlman U., Stauffer F., 2007. Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology* 347, 177-187.

- Duque C., Calvache M.L., Engesgaard P., (a), (Under review). Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized semiarid environment (Motril-Salobreña aquifer). *Journal of Hydrology*.
- Duque C., Calvache M.L., Pedrera A., Martín-Rosales W., López-Chicano M., 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 349 (3-4), 536-547.
- Duque C., Calvache M.L., Rubio J.C., López-Chicano M., González-Ramón A., Martín-Rosales W., Cerón J.C., 2005. Influencia de las litologías en los procesos de recarga del río Guadalfeo al acuífero de Motril-Salobreña. En: *Proceedings VI SIAGA*, Sevilla, 343-355.
- Duque C., López-Chicano M., Calvache M.L., Martín-Rosales W., (b), (Under review). Water-sources and mixing ratios identified by stable isotopes in a coastal aquifer subject to human influence. *Hydrological Processes*.
- Duque C., Pedrera A., Calvache M.L., López-Chicano M., 2007. Cálculo de las reservas de un acuífero detrítico costero mediante gravimetría. In: *Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries*, Almería, 295-306
- Eastoe C.J., Hibbs B.J., Granados Olivas A., Hogan J.F., Hawley J., Hutchison W.R., 2007. Isotopes in the Hueco Bolson aquifer, Texas (USA) and Chihuahua (Mexico): local and general implications for recharge in alluvial basins. *Hydrogeology Journal* 16, 737-747.
- Egeler C.G., 1964. On tectonics of the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Geological Rundschau* 53, 260-269.
- Essaid H. I., Zamora C.M., McCarthy K.A., Vogel J.R., Wilson J.T., 2008. Using heat to characterize streambed water flux variability in four stream reaches. *Journal of Environmental Quality* 37, 1010-1023.
- Estévez A., Delgado F., Sanz de Galdeano C., Martín Algarra A., 1985. Los alpujárrides al sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea* 4. Ser. Geol. 4, 5-32.
- Faye S.C., Faye S., Wohnlich S., Gaye C.B., 2004. An assessment of the risk associated with urban development in the Thiaroye area (Senegal). *Environmental Geology* 45, 312-322.
- Ferguson G., Woodbury A.D., 2005. The effects of climatic variability on estimates of recharge from temperature profiles. *Ground Water* 43 (6), 837-842.
- Fernández-Ibáñez F., Soto J.I., Zoback M.D., Morales J., 2007. Present –day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 112.
- Galindo-Zaldívar J. Gil A.J., Borque M.J., González-Lodeiro F., Jabaloy A., Marín-Lechado, Ruano P., Sanz de Gadeano C., 2003. Active faulting in the internal zones of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Geodynamics* 36, 239-250.
- García-Dueñas V., Avidad J., 1972. Hoja nº 1055 (Motril) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000. I.G.M.E., Madrid.

- Gat J.R., Carmi I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area. *Journal of Geophysical Research* 75, 3039-3048.
- Gat J.R., Issar A., 1974. Desert isotope hydrology: water sources of the Sinai desert. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 1117-1131.
- Gat J.R., Shemesh A., Tziperman E., Hecht A., Georgopoulos D., Basturk O., 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* 101(C3), 6441-6451.
- Gat J.R., Tzur Y., 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Viena, 49-60.
- Geirnaert W., Pulido-Bosch A., Castillo E., Fernández Rubio R., 1981. Estudio de la geometría del acuífero detrítico de la vega de Motril-Salobreña mediante SEV. I Simposio del Agua en Andalucía, 291-302.
- Geirnaert W., Leaven M.P., 1992. Composition and history of groundwater in the western Nile delta, *Journal of Hydrology* 138, 169-189.
- Gofiantini, P., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534-536.
- Goldman M., Kafri U., Yechieli Y., 2003. Application of the time domain electromagnetic (TDEM) method for studying groundwater salinity in different coastal aquifers of Israel. En: *Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros*. I.G.M.E., Madrid, 77-85.
- Goldman M., Rabinovich B., Rabinovich M., Gilad D., Gev I., Shirov M., 1994. Application of the integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics* 31, 27-54.
- Gómez J.D., López J.A., Garrido E., 2003. The state of seawater intrusion in Spain. In: *Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries*, López-Geta J.A., Gómez J.D., de la Orden J.A., Ramos G. and Rodríguez L. (eds). I.G.M.E., Madrid, 169-186.
- Gondwe E., 1991. Saline water intrusion in Southeast Tanzania. *Geoexploration* 27 (1-2), 25-34.
- González-Ramón A., Peinado-Parra T., Calvache M.L., Rubio J.C., López-Chicano M., Martín-Rosales W., Navarro J.A., 2005. Evolución de niveles piezométricos en acuíferos deltaicos. Nuevas aportaciones al conocimiento hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña. En: *Actas del VI Simposio del Agua en Andalucía*, Sevilla, 355-364.
- Grant F.S., Elsharty A.F., 1962. Bouguer gravity corrections using a variable density: *Geophysics* 27, 616-626.
- Guérin R., Descloitres M., Coudrain A., Talbi A., Gallaire R., 2001. Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological Processes* 15, 3287-3301.

- Guo W., Langevin C.D., 2002. SEAWAT- User's guide to SEAWAT: A computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow. U.S.G.S. techniques of water resources investigations, Tallahassee, Florida. Book 6, chapter A7, 77 p.
- Hammer S., 1982. Critique of Terrain Corrections for Gravity Stations, *Geophysics* 47, 839-840.
- Healy R.W., 2008. Simulating water, solute, and heat transport in the subsurface with the VS2DI software package. *Vadose Zone Journal* 7 (2), 632-639.
- Healy R.W., Ronan A.D., 1996. Documentation of computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media-Modification of the U.S. Geological Survey's computer program VS2DT. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4230, 36 p.
- Heredia J., Murillo J.M., García-Aróstegui J.L., Rubio J.C., López-Geta J.A., 2003. Influencia antrópica en un acuífero costero. Consideraciones sobre la gestión hídrica del acuífero de Motril-Salobreña (España). (Anthropogenic influence on a coastal aquifer. Considerations on the hydraulic management of the Motril-salobreña aquifer). *Revista Latino-Americana de Hidrogeología* 3, 73-83.
- Hoffmann, G., 1988. Holoränstratigraphie und Küstentinienvorlagerung an der Andalusische Mittelmeer Küste. Bremen
- Hopkins D.G., Richardson J.L., 1999. Detecting a salinity plume in an unconfined sandy aquifer and assessing secondary soil salinization using electromagnetic induction techniques, North Dakota, USA. *Hydrogeology Journal* 7, 380-392.
- Hubbert, M. T., 1940. The theory of ground-water motion, *Journal of Geology* 48 (8), 785-944.
- I.G.M.E., 1983. Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (sector occidental). Informe técnico 11, 65-129.
- I.G.M.E., 1985. Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes (1ª y 2ª fases).
- I.G.M.E., 1999. Plan de integración de los recursos hídricos subterráneos en los sistemas de abastecimiento público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de los núcleos situados en la cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes (Almuñécar, Albuñol y Castell de Ferro) Granada. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la unidad 06.21. Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero. Tomo de memoria, 169 p.
- I.G.M.E., 2000. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la U.H. 06.21 y modelo matemático del acuífero (Hydrogeologic studies and mathematical model of H.U. 06.21, Motril-Salobreña). Documento 15.1: Memoria. Documento 15.2, Anexos.
- I.G.N., 1976. Mapa de anomalías de Bouguer. Escala 1:500000. I.G.N., Madrid.
- I.T.G.E., 1988. Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo. Cuenca del Sur de España.
- I.T.G.E., 1989. Estudio hidrogeológico de la cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes (3ª fase).

- I.T.G.E., 1991. Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrogeológica en la Cuenca del río Guadalfeo (Granada).
- I.T.G.E., 1991. Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrogeológica en la cuenca el río Guadalfeo (Granada). Manuales de utilización de acuíferos. Madrid.
- I.T.G.E.-Diputación de Granada, 1990. Atlas hidrogeológico de la provincia de Granada.
- Ibáñez S., 2005. Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 304 p.
- INGEMISA, 1995. Plan de emergencia de la Confederación Hidrográfica del Sur en la sequia de 1995: Realización de sondeos de emergencia para el abastecimiento y estudio geofísico. Informes técnicos.
- Jiménez-Sánchez J., Martín-Rosales W., Fernández-Chacón F., Rubio Campos J.C., González A., López-Chicano M., Calvache M.L., Duque C., 2007. Variabilidad temporal de las precipitaciones en la cuenca del río Guadalfeo (provincia de Granada). Agua y Cultura. I.G.M.E., Madrid, 159-169
- Junta de Andalucía, 2005. Modelo Digital del Terreno de Andalucía. Relieve y Orografía.
- Kafri U., Goldman M., 2005. The use of time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics* 57, 167-178.
- Kafri U., Goldman M., Lang B., 1997. Detection of subsurface brines, freshwater bodies and the interface configuration in-between by the time domain electromagnetic method in the Dead Sea Rift, Israel. *Environmental Geology* 31 (1-2), 42-49.
- Karageorgis A., Kapsimalis V., Kontogianni A., Skourtos M., Turner K. R., Salomons W., 2006. Impact of 100-year human interventions on the deltaic coastal zone of the inner thermaikos gulf (Greece): A DPSIR framework analysis. *Environmental Management* 38 (2), 304-315.
- Kattan Z., 1997. Chemical and environmental isotope study of precipitation in Syria. *Journal of Arid Environments* 35, 601-615.
- Keery J., Binley A., Crook N., Smith J.W.N., 2007. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* 336, 1-16.
- Kipp K.L., 1987. HST3D: A computer code for simulation of heat and solute transport in three dimensional ground-water flow systems: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 86-4095, 517 p.
- Kohl T., 1998. Palaeoclimatic temperature signals-Can they be washed out?. *Tectonophysics* 291 (1-4), 225-234.
- Konrad C.P., 2006. Location and timing of river-aquifer exchanges in six tributaries to the Columbia River in the Pacific Northwest of the United States. *Journal of Hydrology* 329, 444-470.
- Krivochieva S., Chouteau M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics* 52, 23-43.



- Kulongoski J. T., Izbicki J.A., 2008. Simulation of fluid, heat transport to estimate desert stream infiltration. *Ground Water* 46 (3), 462-474.
- LaFehr T.R., 1980. Gravity method. *Geophysics* 45 (11), 1634-1639.
- Land L., Lautier J., Wilson N., Chianese G., Webb S., 2003. Geophysical monitoring and evaluation of coastal plain aquifers. *Ground Water* 42 (1), 59-67.
- Lapham W. W., 1989. Use of temperatures profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. Water-Supply paper 2337, USGS, Denver, Colorado, 35p.
- Lappala E.G, Healy R.W., Weeks E.P., 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4099, 184 p.
- Lee K.S., Kim Y., 2007. Determining the seasonality of groundwater recharge using water isotopes: a case study from the upper North Han River basin, Korea. *Environmental Geology* 53, 853-859.
- Leontiadis I.L., Payne B.R., Chistodoulou T., 1988. Isotope hydrology of the Aghios Nikolaos area of Crete, Greece. *Journal of Hydrology* 308, 214-226.
- Leontiadis I.L., Vergis S., Christodoulou T., 1996. Isotope hydrology study of areas in Eastern Macedonia and Thrace, Northern Greece. *Journal of Hydrology* 182, 1-17.
- Li F., Song X., Tang C., Liu C., Yu J., Zhang W., 2007. Tracing infiltration and recharge using stable isotope in Taihang Mt., North China. *Environmental Geology* 53, 687-696.
- Li Y., Neuman S.P., 2007. Flow to a well in a five-layer system with application to the Oxnard Basin. *Ground Water* 45 (6), 672-682.
- Longinelli A., Selmo E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology* 270, 75-88.
- Marín-Lechado C., Galindo-Zaldivar J., Rodríguez-Fernández L. R., Pedrera A., 2006. Mountain front development by folding and crustal thickening in the Internal Zone of the Betic Cordillera-Alborán Sea Boundary. *Pure and applied geophysics* 164, 1–21.
- Martínez-García P., Soto J.I., 2006. Valores de subsidencia reciente (Plioceno-Cuaternario) en el Mar de Alborán mediante análisis de “backstripping”. *Geogaceta* 40, 63-66.
- Martín-Rosales W., Duque C., Calvache M.L., López-Chicano M., González A., Rubio-Campos J.C., 2007. Modificaciones recientes del régimen hidrológico en el río Guadalfeo. *Agua y Cultura. I.G.M.E., Madrid*, 149-156.
- Mc Donald M.G., Harbaugh A.W., 1988. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6 (A1), 586 p.
- McKee T., Doesken N., Kleist J., 1995. Drought monitoring with multiple time scales. American Meteorological Society, 9th. Conference on applied climatology, Dallas, Texas, 233-236.

- Molina L., Vallejos A., Pulido-Bosch A., Sánchez-Martos F., 2002. Water temperature and conductivity variability as indicators of groundwater behavior in complex aquifer systems in the south-east of Spain. *Hydrological Processes* 16, 3365-3378.
- Najine A., Jaffak M., El Khammari K., Aïfa T., Khattach D., Himi M., Casas A., Badrane S., Aqil H., 2006. Contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin de Tadla (Maroc): Implications hydrogéologiques. *Comptes Rendus Geoscience* 338 (10), 676-682.
- Neal C., Neal M., Hughes S., Wickham H., Hill L., Harman S., 2007. Bromine and bromide in rainfall, cloud, stream and groundwater in the Plynlimon area of mid-Wales. *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (1), 301-312.
- Nir A., 1967. Development of isotope methods applied to groundwater hydrology, *Proceedings of Symposium on Isotope Techniques in the Hydrological Cycle*. American Geophysical Union, Washington: Geophysical Monograph, Series n° 11, 109 pp.
- Orellana E., 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua, segunda edición*. Ed. Paraninfo, p. 578.
- Pascual M., 1990. Hidrogeoquímica del macizo carbonatado del Garraf: Análisis de los procesos relacionados con la mezcla de aguas subterráneas dulces y saladas en el litoral Calafell-Bellvei (Tarragona). Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, 241 p.
- Pedley R C, Busby J P, Dabek Z K., 1993. GRAVMAG. User Manual -Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R.
- Pedrera A., Galindo-Zaldívar J., Ruíz-Constán A., Duque C., Marín-Lechado C., Serrano I., 2009. Large folds in the hanging wall of an active crustal detachment from gravity, magnetotelluric and seismicity data: The Sierra de Los Filabres- Sierra de Las Estancias (Internal Zones, Betic Cordillera). *Tectonophysics* 463, 145-160.
- Pedrera A., Marín-Lechado C., Galindo-Zaldívar J., Rodríguez-Fernández L.R., 2004. Estructura de la Cuenca de Níjar a partir de datos gravimétricos (Cordillera Bética oriental). *Geogaceta* 36, 75-78.
- Pedrera A., Marín-Lechado C., Galindo-Zaldívar J., Rodríguez-Fernández L.R., Ruiz-Costan A., 2006. Fault and fold interaction during the development of the Neogene-Quaternary Almería-Níjar basin (SE Betic Cordilleras), in *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geological Society of London. Special Publications 262, 217-230.
- Pérez-Peña J.V., 2009. GIS-Based tools and methods for landscape analysis and evaluation of active tectonics. Tesis Doctoral. Universidad de Granada 143 p.
- Plummer L.N., 1975. Mixing of sea Water with Calcium Carbonate Groundwater. *Quantitative Studies in the Geological Sciences*. Geological Society of America 142, 219-236.

- Prudic D.E., Konikow L.F., Banta E.R., 2004. A new streamflow-routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey open file report 2004-1042, 104.
- Pulido Leboeuf, P., 2000. Contribución al conocimiento de acuíferos costeros complejos. Caso de Castell de Ferro. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 151 p.
- Pulido-Bosch A., Cañada P., 1983. Estudio de acuíferos costeros mediante prospección geofísica eléctrica. Aplicación a los Llanos de Carchuna. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos IX, 363-374.
- Pulido-Bosch A., García Gómez J., Benavente J., 1980. Las fuentes potenciales de contaminación en los acuíferos de Salobreña (Granada). *Tecniterrae* 33, 31-38.
- Pulido-Bosch A., Rubio J.C., 1988. Los acuíferos costeros de Motril-Salobreña. En: Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros, Almuñécar, 209-238.
- Rakoto H., Andrieux P., Ratsimbazafy J.B., Iliceto V., Rasolomanana E., Pastor L., Zuppi G.M., 2003. La prospección gravimétrica dans la modélisation d'un substratum sous formation sédimentarie: apport à l'hydrogéologie d'une zone semi-aride du Sud de Madagascar. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 355-363.
- Raya-Garrido J., 2008. Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el sureste de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 416 p.
- Reilly T.E., Harbaugh A.W., 2004. Guidelines for evaluating ground-water flow models: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038, 30 p.
- Robinson E., Corus C., 1988. Basic exploration geophysics. John Wiley and Sons, 562 p.
- Rodríguez Fernández J., Sanz de Galdeano C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Research* 18, 85-102.
- Rozanski K., L. Araguás-Araguás, R. Gonfiantini (1993), Isotopic patterns in modern global precipitation. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*, American Geophysical Union monograph.
- Ruíz-Constán A., Galindo-Zaldívar J., Sanz de Galdeano C., 2005. Anomalías gravimétricas y estructura del abanico aluvial de La Zubia (Sierra Nevada occidental, Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 38, 67-70.
- Rumbaugh J.O., Rumbaugh D. B., 2007. Guide to using Groundwater Vistas Version 5. Environmental Simulations Ins., 381 p.
- Rushton K., 2007. Representation in regional models of saturated river-aquifer interactions for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology* 334, 262-281.
- Sandford W.E., Konikow L.F., 1989. Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers. *Water Resources Research* 25, 655-667.
- Sanz de Galdeano C., Alfaro P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology* 63, 175-190.
- Schmidt C., Conant Jr.B., Bayer-Raich M., Schirmer M., 2007. Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology* 347 (3-4), 292-307.

- Sclater J. G., Christie P.A. F., 1980. Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research* 85, 3711-3739.
- Shtivelman V., Goldman M., 2000. Integration of shallow reflection seismic and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim area of Israel. *Journal of Applied Geophysics* 44, 197-215.
- Silliman S.E., Robinson R., 1989. Identifying fracture interconnections between boreholes using natural temperature profiling: I. Conceptual basis. *Ground Water* 27 (3), 393-402.
- Soto J.M., 1998. Aportaciones al conocimiento del acuífero detrítico de Motril-Salobreña (Granada). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. 135 p.
- Stonestrom D.A., Constantz J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *U.S. Geological Survey Circular* 1260, 1-96.
- Su G.W., Jasperse J., Seymour D., Constante J., 2004. Estimation of hydraulic conductivity in an alluvial system using temperatures. *Ground Water* 42 (6), 890-901.
- Taniguchi M., 1993. Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resources Research* 29 (7), 2021-2026.
- Taniguchi M., Sharma M.L., 1990. Solute and heat transport experiments for estimating recharge rate. *Journal of Hydrology* 119, 57-69.
- Taniguchi M., Sharma M.L., 1993. Determination of groundwater recharge using the change in soil temperature. *Journal of Hydrology* 148, 219-229.
- Tantawi M.A., El-Sayed E., Awad M.A., 1998. Hydrochemical and stable isotope study of groundwater in the Saint Catherine-Wadi Feiran area, south Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 26 (2), 277-284.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 770 p.
- Terrón E., 1983. Estudio hidrogeológico e hidrogeoquímico de las ramblas Ancha y de Gualchos (Granada). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 237 p.
- van Bemmelen R.W., 1927. *Bijdrage tot de geologie der Betisch Ketens in de provincie Granada*. Tesis Doctoral. Universidad de Delft, Delft, 176 p.
- Vandenschrick G., van Wesemael B., Frot E., Pulido-Bosch A., Molina L., Stiévenard M., Souchez R., 2002. Using stable isotope analysis ( $\delta D$ - $\delta 18O$ ) to characterize the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. *Journal of Hydrology* 265, 43-55.
- Vogel, J.C., Lerman J.C., Mook W.G., 1975. Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Bulletin des Sciences Hydrologiques* XX (2), 203-221.
- Vreca P., Krajcar Bronic I., Horvatincic N., Baresic J., 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: comparison of continental and maritime stations. *Journal of Hydrology* 330, 457-469.

- Wang S., Shao J., Song X., Zhang Y., Huo Z., Zhou X., 2008. Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in North China Plain, China. *Environmental Geology* 55 (7), 1449-1462.
- Westerveld J., 1929. De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke Betische Ketens. Tesis Delft, 120 p.
- Wigley T.M.L., Plumier L.N., 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 989-995.
- Wilson S.R., Ingham M., McConchie J.A., 2005. The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of Hydrology* 316 (1-4), 301-312.
- Winograd I.J., Riggs A.C., Coplen T.B., 1998. The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. *Hydrogeology Journal* 6, 77-93.
- Wolf J., Barthel R., Braun J., 2008. Modeling ground water flow in alluvial mountainous catchments on a watershed scale. *Ground Water* 46 (5), 695-705.
- Young M.E., de Bruijn R.G.M., bin Salim Al-Ismaily A., 1998. Exploration of an alluvial aquifer in Oman by time-domain electromagnetic sounding. *Hydrogeology Journal* 6, 383-393.

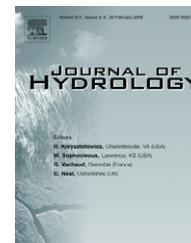




available at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)



journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jhydrol](http://www.elsevier.com/locate/jhydrol)



# Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain)

Carlos Duque \*, María Luisa Calvache, Antonio Pedrera, Wenceslao Martín-Rosales, Manuel López-Chicano

*Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Av Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain*

Received 30 May 2007; received in revised form 20 November 2007; accepted 22 November 2007

## KEYWORDS

Saline intrusion;  
Coastal aquifer;  
TDEM sounding;  
Gravimetry;  
Freshwater–saltwater  
contact

**Summary** Marine intrusion is undoubtedly the most serious problem facing coastal aquifers that are exploited for use—it is also an excellent indicator of the state of the aquifers resources.

This work proposes the combined application of two complementary geophysical techniques as an effective method for locating the saline wedge. On one hand, time domain electromagnetic soundings are the most reliable geophysical method for determining low resistivity zones that usually correspond to the presence of seawater, although in some cases low resistivities may be due to the properties of the substrate. On the other hand, gravimetry allows a precise determination of the depth of the aquifer basement, thus resolving the above uncertainty. Information provided by the lithological columns from boreholes has also allowed great precision in the calibration of the results from both techniques.

This methodology has been applied to the Motril–Salobreña detrital coastal aquifer, which has had no problems of marine intrusion to date. Nonetheless, changes in soil use brought about by housing developments, golf courses, and a proliferation of hothouse agriculture comprise significant shifts in aquifer use. In addition, the construction of a dam, which is drastically reducing the main recharge of the aquifer (the Guadalfeo River), makes it likely there will be profound hydrogeological changes. Delimiting the extent of the saline wedge is therefore a fundamental step towards quantifying the effects of both the dam and the changes in soil use.

\* Corresponding author. Tel.: +34 958243351; fax: +34 958244231.  
E-mail address: [cduque@ugr.es](mailto:cduque@ugr.es) (C. Duque).

Seawater-saturated zones have a resistivity ranging from 0.5 to 5  $\Omega$  m, detrital sediments 8–400  $\Omega$  m, carbonates 80–300  $\Omega$  m, and schists from 2 to 60  $\Omega$  m. The current position of the saline wedge has been located at 100–200 m from the coastline, indicating a healthy state for the aquifer. Areas with wide and narrow mixing zones have been noted and related to differences in the hydrogeological characteristics of the aquifer.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

## Introduction

Coastal aquifers exploited for use by man face a serious risk of marine intrusion. Moreover, the great difficulty in decontaminating zones penetrated by seawater makes it crucial to prevent the appearance and advance of this process. Although empirical formulas may approximate the position of the freshwater–seawater interface, the hydrogeological properties of the aquifer will be the final determinant of seawater encroachment (Custodio, 2004). Therefore, pinpointing the interface position as precisely as possible is extremely important, particularly in aquifers with hydrologic conditions in flux.

Although climate change is clearly beginning to affect some areas of the world, direct human influence remains a much greater and more rapid source of change in many detrital coastal aquifers due to urban expansion (Faye et al., 2004) and/or large-scale engineering works such as river water transfer projects and dams (Karageorgis et al., 2006).

The most direct method for determining the location of the saline wedge is to measure water conductivity at different depths until an abrupt variation in salinity is detected. Nonetheless, in detrital coastal aquifers, freshwater is usually encountered at shallow depths and so boreholes and supply or irrigation wells are only 10–40 m deep, which is often too shallow to intersect the interface. Drilling test boreholes to monitor the advance of the saline wedge is prohibitively costly since special drilling techniques must be used due to the lack of cohesion in the detrital sediments of these aquifers. Consequently, geophysical techniques offer a suitable method for determining the location of the freshwater–seawater interface since costs are reduced and results are good; moreover, these methods also provide complementary information on the characteristics of the interface and the sediments forming the aquifer.

The detection of seawater at depth normally relies on different electric methods as it is usually easily identified given the low resistivity of saltwater-saturated rocks (Gondwe, 1991; Kafri et al., 1997; Chen, 1999; Hopkins and Richardson, 1999; Choudhury et al., 2001; Guérin et al., 2001; Balia et al., 2003; Goldman et al., 2003; Wilson et al., 2005). Porosity is a parameter that must be taken into account due to the controlling role it can play in seawater saturation of a porous material. Moreover, the salinity of the seawater also plays a role in determining the degree of the change in material resistivity. These two factors are related by equations that can be very useful to obtain the values of parameters when information is lacking (Kafri and Goldman, 2005). Although these methods are very precise in the resistivity and depth values obtained, interpretation

can nevertheless be problematic when basement resistivity is also low. This low resistivity may be due to the values of the basement itself or to seawater saturation of the substrate. As a result, it is of considerable interest to discriminate the basement of the detrital aquifer and thereby determine whether the low resistivity is in fact due to the presence of seawater in the detrital aquifer or to the type of rock forming the basement. Time domain electromagnetic (TDEM) soundings is the most reliable electromagnetic method, but results are improved when it is combined with seismic (Shtivelman and Goldman, 2000), nuclear magnetic resonance (Goldman et al., 1994), or magnetotelluric (Krivochieva and Chouteau, 2003) methods. Gravimetry easily discriminates lithologies of different densities, such as the hard, consolidated rocks of a basement compared to the loose, high-porosity sediments comprising the aquifer (Alvarez, 1991; Angelillo et al., 1991; Marín-Lechado et al., 2006; Najine et al., 2006; Pedrera et al., 2006; Rakoto et al., 2003; Rodriguez Fernandez and Sanz de Galdeano, 2006).

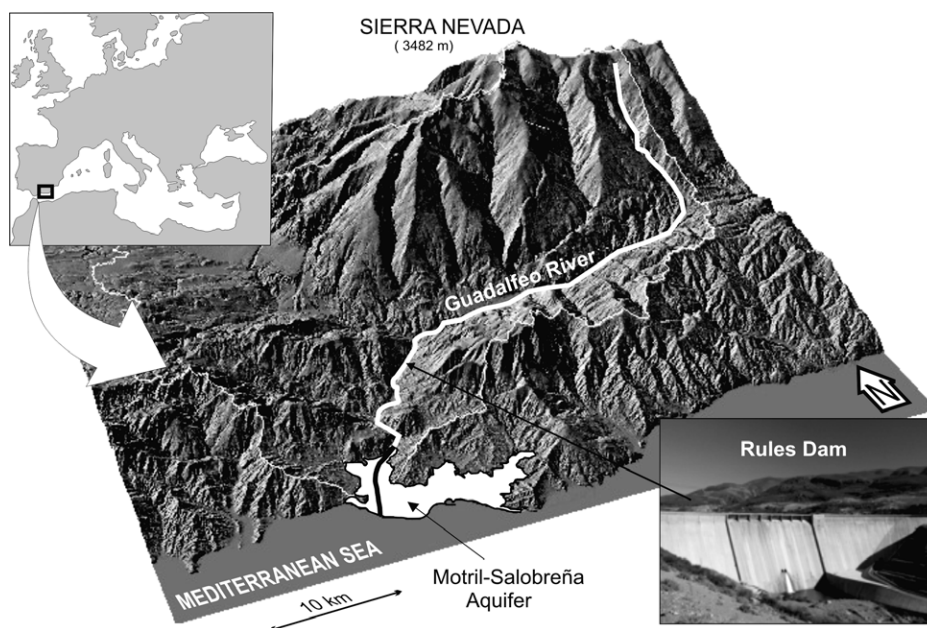
The Motril–Salobreña detrital aquifer in SE Spain (Fig. 1) is judged to be a good model to validate the proposed methodology since, in addition to lacking wells deep enough to intersect the freshwater–seawater interface, it is currently undergoing changes in its hydrology. The surface of the Motril–Salobreña aquifer is at present a plain with flood-type irrigation projected to shift to a residential zone with large housing tracts, golf courses, and hothouses with drip irrigation. In addition to the severe droughts periodically affecting this zone, most of the detrital coastal aquifers are already suffering from marine intrusion (Calvache and Pulido-Bosch, 1991, 1993, 1994, 1997). The current condition of the Motril–Salobreña aquifer is quite likely to be affected by the newly built Rules Dam (Fig. 1), which intercepts the main recharge source of the aquifer, the Guadalfeo River (Ibáñez, 2005); the dam was built only 20 km from the coast and entered into operation in 2005 (Calvache et al., 2006).

In short, the main aims of this work are to propose a less costly and faster methodology for the detection of the freshwater–seawater interface based on geophysical techniques. This methodology is put into practice in the Motril–Salobreña coastal aquifer, an extremely interesting system in which to study the saline wedge due to its characteristics and the human-induced changes foreseen in its hydrologic conditions.

## Geological setting

The study zone lies within the Internal Zones of the Betic Cordillera (Fig. 2), which are formed of three metamorphic complexes that are, from bottom to top: the





**Figure 1** Location of study zone and Rules dam (vertical exaggeration 2.5×). Note the tremendous elevation drop from Sierra Nevada to sea level.

Nevado-Filábride, the Alpujárride, and the Maláguide Complexes (Blumenthal, 1927; Van Bemmelen, 1927; Egeler, 1963). In the study area, only the Alpujárride Complex crops out; it shows extensive metamorphism and is largely deformed by folds and faults. This complex comprises several superposed tectonic units that have similar lithologies; they are, from bottom to top: graphite-rich schist with interbedded carbonates (Palaeozoic), phyllites (Permo-Triassic), and carbonates (Triassic) (Aldaya, 1981; García-Dueñas and Avidad, 1972). The Palaeozoic carbonates are metamorphosed to varying degrees, sometimes comprising marbles with lower porosity; however, secondary porosity can be very important due to fracturing and karstification. The Motril–Salobreña aquifer is composed of Quaternary detrital sediments placed over the Alpujárride Complex. These sediments derive from the rapid erosion of the Sierra Nevada, were carried down by rivers and washes, and range widely in grain size, from large gravels to clays and silts.

Based on their hydrogeological properties, the rocks in this zone can be divided into units of low permeability (schists and phyllites) and units of high permeability (carbonates and Quaternary sediments). Carbonates crop out as either discontinuous beds of variable size interbedded with the schists or as extremely thick series at higher levels. Quaternary sediments usually form good aquifers, such as the Motril–Salobreña aquifer. In addition, the thick carbonate layers at the top of the graphite-rich schist series also comprise good aquifers receiving surface recharge from rain infiltration (e.g. Escalate, Fig. 2, cross-section I–I'). However, the carbonates interbedding within the schist series could function as small aquifers only if there were a recharge source; unfortunately, they are confined by the impermeable rocks. The schists are not viable aquifers, although there are some quartzite beds that may contain small amounts of water and thus allow some underground circulation.

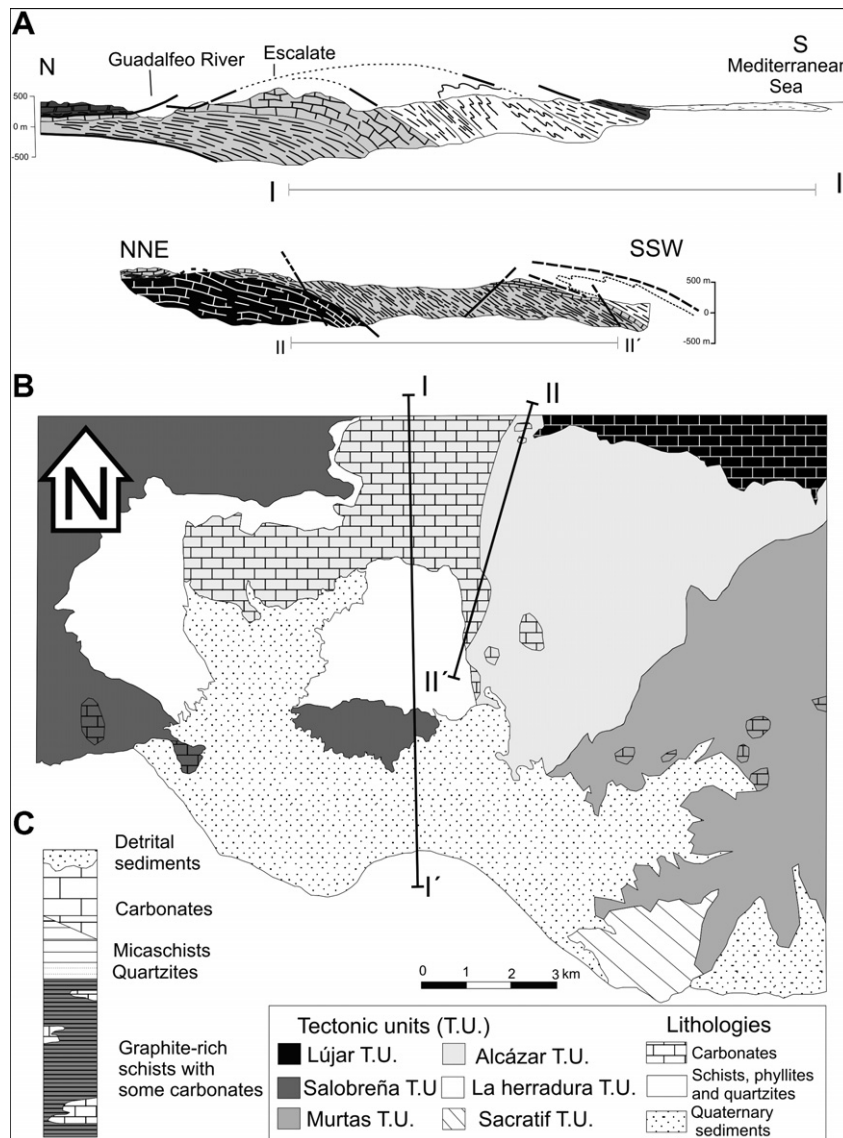
## Hydrogeology

The Motril–Salobreña detrital aquifer covers around 40 km<sup>2</sup> and consists of highly permeable sediments, with an estimated transmissivity reaching maximum values of 10,000 m<sup>2</sup>/d (Ibáñez, 2005). The porosity of this aquifer is very high because the sediments are quite recent and therefore only slightly compacted (5–20% mean value as estimated by various authors with maxima of over 30%) (Castillo, 1975; ITGE, 1991; Ibáñez, 2005). The aquifer is nearly entirely surrounded by impermeable rocks except to the north, where there are carbonates supplying water (Fig. 2B).

In its western sector, the aquifer lies beneath the course of the Guadalfeo River, which has a mixed rainfall/snowfall hydrologic regime. The river undergoes a net loss of water for most of its course, until it reaches its most distal section, where the aquifer discharges into the river. The discharge of the Guadalfeo is relatively important for the zone because it captures the drainage from the southern slopes of Sierra Nevada, a mountain range over 3000 m in altitude lying only 50 km from the coast (Fig. 1). The prevailing Mediterranean climate results in very scarce rainfall (420 mm average annual precipitation) and very high evapotranspiration rates (18 °C average annual temperature). Consequently, recharge to the aquifer is almost entirely through infiltration from the river and from irrigation excess runoff (drawn from the river originally) (Ibáñez, 2005).

The water table is near the surface, which is why no deep wells have been dug before now (Fig. 3). Moreover, the use of the river water has made it unnecessary to extract water from the aquifer. Maximum annual changes in the aquifer water table are less than 10 m in years with average rainfall (Fig. 4).

Hydrochemical analysis reveals low salinity (conductivity under 2000 μS/cm) and a dominant bicarbonate mixed calcium–sodium facies (Fig. 3). Consequently, the Motril–



**Figure 2** Geological setting. (A) Geological cross-sections; (B) simplified geological map of tectonic units and main lithologies; (C) lithological series of the different tectonic units. The lithologies are expressed as wefts and the tectonic units as different degrees of gray shading. All the tectonic units are very similar in age and composition, so lithological series (C) is the standard series for all, with schists and carbonates, quartzites and carbonates covered by detrital sediments. Differentiation between the tectonic units is based on structure and mineralogy and is not related with age or lithologies.

Salobreña aquifer plainly shows no evidence of marine intrusion in its upper layers or in wells, even during the summer months when recharge is lower and extraction higher (Calvache et al., 2003).

### Methodology

To begin mapping the freshwater–seawater interface in the zone, we first reviewed the local boreholes. However, given their shallowness in the area, the interface could not be reached; two field campaigns were then planned using our complementary geophysical methods of TDEM soundings and gravimetry. These methods were calibrated with the information from the lithological columns of the previously mapped boreholes.

The planning stage of the geophysical campaign entailed first selecting aquifer sectors with distinct hydrogeological characteristics that might therefore show a different stage of marine intrusion. In these zones, we then carried out gravimetric and time domain electromagnetic soundings, tracing profiles perpendicular to the coastline and following the same line for both methods in order to later easily superpose the data (Fig. 3). In addition, we located boreholes within these profiles to calibrate the two methods with direct lithology data.

Profile 1 lies alongside the Guadalfeo River channel, which recharges the aquifer. Profile 2 follows an older, abandoned channel with high-transmissivity sediments. Profiles 3 and 4 lie farther east, beyond the area of influence of the Guadalfeo River and show lower permeability. The

methods followed for each of the three techniques are reviewed below. Profiles 5, 6 and 7 have no special characteristics; they have only gravimetric measurements to improve the results of the other profiles (Fig. 3).

### Borehole data

We reviewed the database of the Spanish Geological Survey on existing boreholes in the sector (Fig. 3). Next, we verified that these boreholes would not be of use in directly detecting the freshwater–seawater interface by water-conductivity measurements since the boreholes closest to the coast are too shallow. This conclusion only reinforced the decision to use geophysical methods to detect the freshwater–seawater interface.

Although the boreholes were not of any use in locating the interface, they have been extremely beneficial in calibrating the geophysical methods. Specifically, they were used to determine sediment thickness at concrete locations for the gravimetric profiles and to interpret resistivity data for the electromagnetic methods by assigning them to a particular lithology.

### Gravimetry

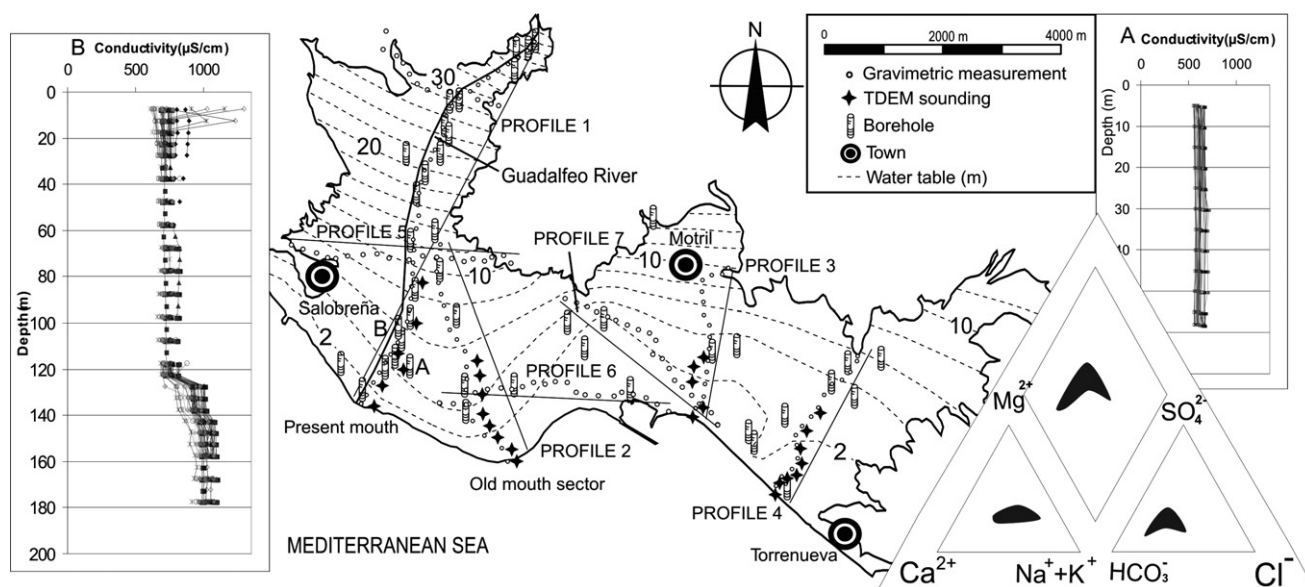
Gravimetry is a geophysical method based on very precise measurements that reveals variations in gravity due to changes in density masses. The main objective of this technique is to detect the changes called anomalies (Cady, 1980; Grant and Elsaharty, 1962; LaFehr, 1980). The Bouguer anomaly reflects the presence of masses with distinct density from the earth average ( $2670 \text{ kg/m}^3$ ) due to large-scale and local variations. A regional anomaly is due only to large-scale changes such as crustal thickening or thinning. A residual anomaly is the difference between the

other two anomalies ( $A_R = A_B - A_{REG}$ ) and expresses the presence of local geological bodies without the influence of changes in the crustal properties. This anomaly is used to calculate the geometry of the Motril–Salobreña aquifer by modelling the contrast between sediments and basement densities.

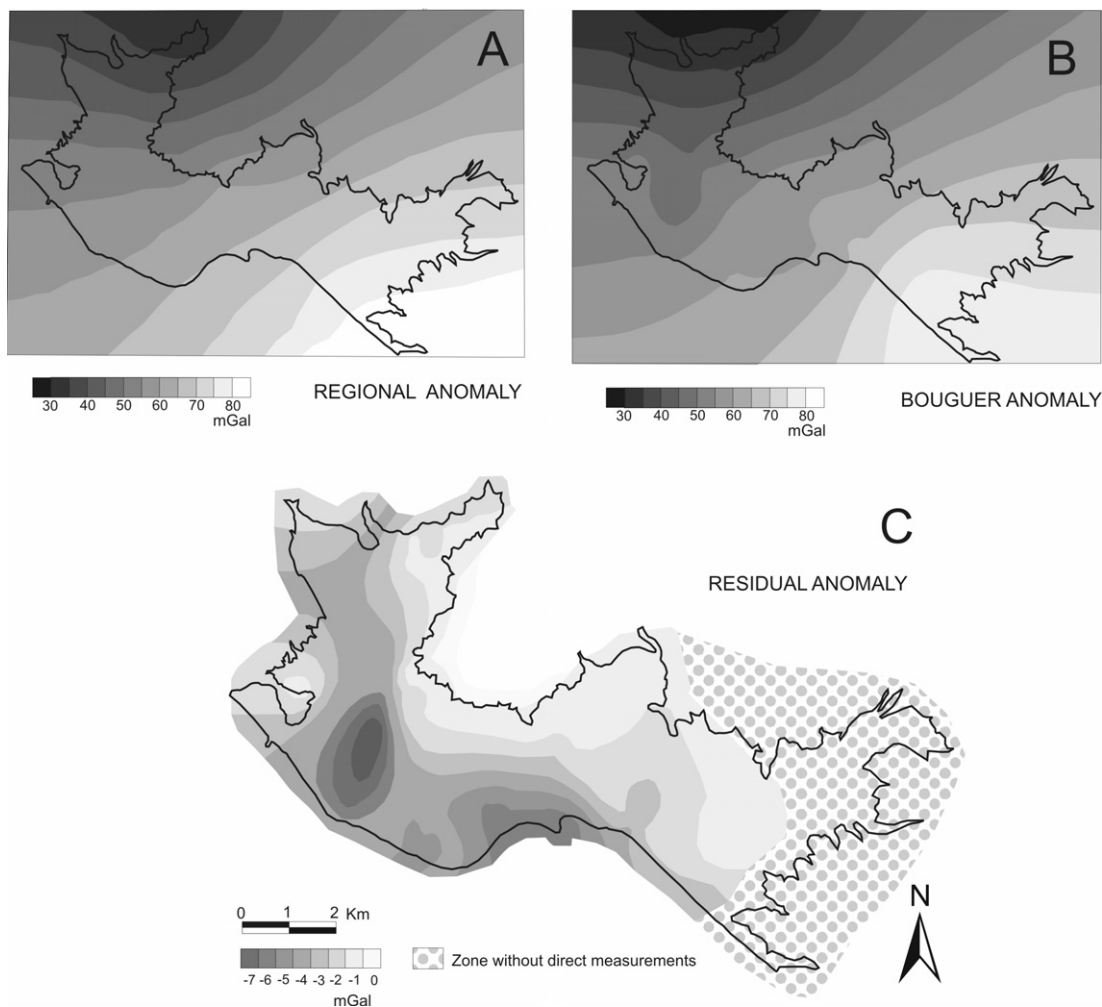
During the survey we employed a Worden Master gravimeter accurate to  $0.1 \text{ mGal}$ , the position at each station was given from a GPS accurate to within  $5 \text{ m}$ , and the height was obtained from a barometric altimeter accurate to within  $0.5 \text{ m}$ . The gravity research consists of more than 150 gravity measurements separated by  $200 \text{ m}$ . These measurements were organized along four profiles perpendicular to the coastline and another three profiles arranged E–W (Fig. 3).

To obtain the Bouguer anomaly, factors unrelated to local geological bodies are eliminated using corrections (Bouguer correction, free air correction, topographic correction, and tidal correction). In this sector of the Betic Cordillera, the regional anomaly decreases to the N, where the maximum thickness of continental crust is located, as can be observed in the Bouguer anomaly map 1:500,000 (I.G.N., 1976). To determine the exact value of  $A_{REG}$ , we have used the measurements from points where gravimetric measurements were taken directly over the basement rocks and the information provided by boreholes that reach the basement (Fig. 3). After the corrections, we assume that  $A_B$  at these points coincides with  $A_{REG}$  due to the absence of local variations in rock density; therefore, as there is no sedimentary infill,  $A_R = 0$ . This can be observed in the west–east profile, in which both ends lie directly over the basement (Fig. 3 and Fig. 5, profile 5).

Residual gravity anomalies were considered along 2D models to establish the deep structure of the aquifer, considering all the borehole data. These models were



**Figure 3** Hydrogeology and distribution of measuring points Piezometric map for the Motril–Salobreña aquifer; conductivity profiles at two points near the coastline (note the entire water column has conductivity in the freshwater range); Piper diagram projecting chemical composition of the water during 2003 sampling. Data from gravimetry, TDEM, and lithological columns plotted along the lines of the various profiles.



**Figure 4** Gravimetric data. (A) Regional anomaly map; (B) Bouguer anomaly map; (C) map of residual anomaly from the difference between the above two. The dotted zone marks the sector for which there are no data. Values have been extrapolated for this zone in maps A and B.

constructed taking into account the topographic correction (Hammer, 1982) with the software Gravmag V 1.7 (Pedley et al., 1993). During the modelling, the average density assigned to the metamorphic basement rocks was  $2670 \text{ kg/m}^3$  (Robinson and Çoruh, 1988; Telford et al., 1990) and  $1950 \text{ kg/m}^3$  to the alluvial sediments that comprise the aquifer (Sclater and Christie, 1980; Angelillo et al., 1991; Rakoto et al., 2003; Martínez-García and Soto, 2006) (Fig. 5).

**TDEM soundings**

TDEM soundings are spaced measurements of the response of the underlying aquifer sediments to an artificial magnetic field generated by an electrical loop current. Results are recorded in vertical resistivity logs. Measurements were made with a Geonics PROTEM system comprising a TEM-37 transmitter, a Protem-D receiver, and a low-frequency receiver bobbin as sensor. The processing and interpretation of the data have been performed with the IX1D commercial program developed by Interpex; the program works by modelling and inversion.

We used a flat-layer model, which works well in this environment except for those areas with abrupt lateral lithological changes. The size of the electrical loop current varied between 50 and 200 m depending on the characteristics of the terrain and the expected depth of the saline interface.

A campaign has been performed with the aim of creating profiles via the correlation of adjacent logs (quasi-2D resistivity cross-sections, as termed by Shtivelman and Goldman, 2000), aligned perpendicular to the coast. Twenty-eight TDEM soundings were made, distributed along four profiles, each constructed in zones with different hydrogeological characteristics (Fig. 3).

The advantage of this geophysical system is that the measurement is taken in the centre of the system generating the magnetic field and, since the distance between the generator and the receiver is minimal, there is less distortion in the data thus obtained. This configuration is called a central loop array. The device generates a magnetic field by sending an electrical current through the cable loop. The electrical current is immediately switched off to measure the induced secondary magnetic field, which is affected by the electromagnetic properties of the subsoil rocks.

The system records multiple measurements from which an average is then taken. Since the primary and secondary magnetic fields do not interfere with each other as the measuring time starts when the transmitter is turned off, the method is much less liable to errors compared to other controlled-source electromagnetic methods (Kafri et al., 1997). Data for deeper rocks are obtained by increasing the system recording time, thus measuring the response of rocks farther from the surface.

Flat-layer modelling is the usual means of interpreting the results from the apparent resistivity and frequency curves, thus transforming them into depth and resistivity values. As with any modelling, there may be more than one possibility fitting the data collected—hence the need for a good knowledge of the zone and calibration with boreholes to select the most appropriate option.

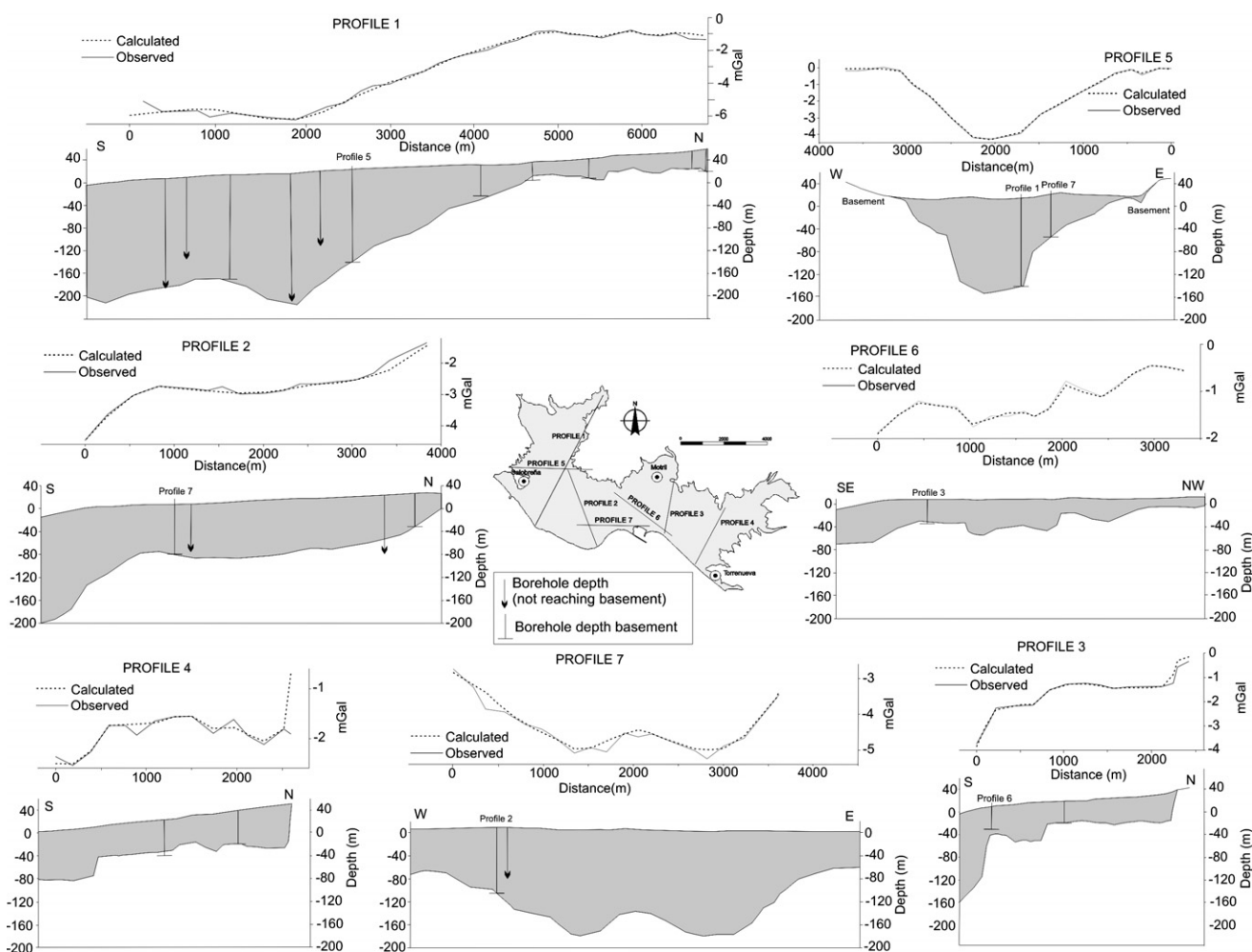
We have reviewed the resistivity values proposed by various authors in works using electromagnetic methods (Orellana, 1982; Kafri et al., 1997; Young et al., 1998; Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004); however, variations in resistivity for a given lithology are extremely wide and can therefore only be used as a guideline.

TDEM soundings have been successfully used in many zones with problems of marine intrusion or contamination with highly saline water (Kafri et al., 1997). Most of these studies have been done in areas with scarce water where the volume of available resources must be carefully monitored (Young et al., 1998; Guérin et al., 2001).

## Results

### Boreholes

The data from 57 boreholes located in the Motril–Salobreña aquifer were collected and examined. Some of the borehole data were subsequently discarded due to a lack of accuracy or a lack of information on the lithological column. Instead of being uniformly distributed over the aquifer surface, the boreholes are clustered near the Guadalfeo River since the original aim was the exploitation of underground water and the highest rates of flow are found along the river due to high-transmissivity and the hydraulic connection between the river and the aquifer (Calvache et al., 2004). As a result,



**Figure 5** Gravimetric data and modelling in the seven profiles. The upper part of each model shows the fit to real data. The lower part distinguishes between the sediments forming the detrital aquifer and the metamorphic basement; also shown are the boreholes used to calibrate the model.

profile 1, for instance, has a greater number of data points for fixing the substrate depth for modelling because it runs alongside the river channel. The standard lithological column evidenced by the boreholes comprises an upper zone of variably sized sediments and a lower zone of basement rock. Only 10 of the boreholes reach the substrate, mostly in sectors where sediments are less thick. Lateral facies changes are common in the sediments, as evidenced by quite notable differences in spatially close columns.

## Gravimetry

The modelling of the gravimetric data is a good fit to the depths provided by the few boreholes reaching the basement in the study area. The four perpendicular profiles show a similar pattern, with a slightly sloping ramp covered by a thin layer of sediments that thickens towards the coastline (Fig. 5). Each profile also reveals an abrupt increase in the basement depth, albeit at a different distance from the sea.

Based on this method, the maximum aquifer thickness does not exceed 250 m, measured in Profile 1 at the current mouth of the Guadalfeo River. Profile 2 reveals detrital rocks up to a depth of 120 m at the coastline, although to the south the depth increases to more than 200 m. Profiles 3 and 4 have lower maxima of 120 and 80 m, respectively; this is to be expected as these two profiles lie outside the area of influence of the Guadalfeo River delta. The remaining profiles (5–7) have been used as supplementary data to fit the results from Profiles 1–4. The model shows a good fit, an excellent approximation to the borehole data, and coincidence in the intersection zones of distinct profiles (Fig. 5).

Gravimetry indications of basement morphology are easily interpreted as changes in gravity and are directly related to variations in sediment thickness. Nonetheless, an exact quantification of the basement depth is more complicated than that without a means of calibration. Consequently, it has been deemed essential for the profiles to contain at least one point at which the basement depth is known, whether because the terminus lies over the outcropping basement, because a borehole cuts through the entire alluvium, or because the profile intersects a gravimetric profile that has been calibrated by one of the other methods. Therefore, the results for basement depth, both qualitative and quantitative, can be considered acceptable in relation to the boreholes in the zone (Fig. 5).

## TDEM soundings

The fit of the apparent resistivity–time curves from the TDEM soundings is generally quite good, although there is a slight scattering of results at the end of the graphs, corresponding to the deepest zones. The magnetic signal is weaker at those depths and therefore the results are more uncertain. The scattering may also be due to deep lateral lithological changes since flat-layer modelling does not work very well in such cases. Given the geological characteristics of this zone (Quaternary sediments with irregular grain sizes in alluvial facies and intercalated marbles in the metapelitic basement), it is not unusual for certain curves to lack a good fit.

The electromagnetic data have been used to determine the resistivity values, which show a better fit than the usual

tables in the literature (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987; Young et al., 1998). These values may also be applicable to a wider area of the Betic Cordillera Internal Zones.

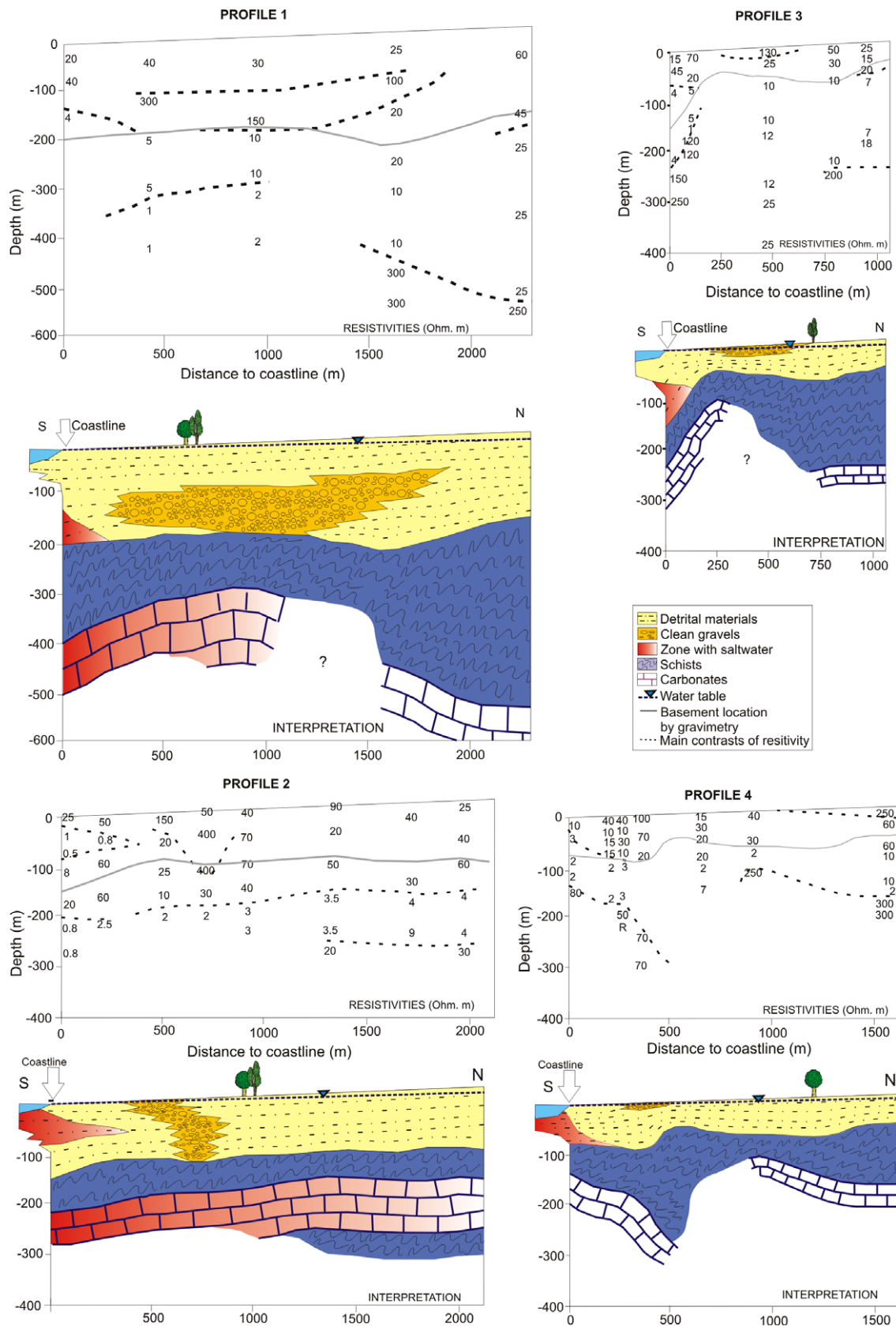
The resistivity values were established taking into account the geological map of the zone as well information from certain boreholes for which the lithological column is known. Seawater-saturated zones have a resistivity ranging from 0.5 to 5  $\Omega$  m (0.5–5 for seawater-saturated detrital materials and 0.8–4 for seawater-saturated carbonates); the resistivity of freshwater-saturated detrital sediments ranges from 8 to 400  $\Omega$  m; and the resistivity for dry sediments is higher than 250  $\Omega$  m, for carbonates it is 80–300  $\Omega$  m, and for schists it is 2–60  $\Omega$  m. These data have allowed a great deal of certainty in calibrating the resistivity values of the lithologies in some profiles. The TDEM soundings and the borehole data coincide very well, as the main shifts can be observed in both the lithological data and the electromagnetic data. The main resistivity contrast in the calibration points of TDEM soundings is the contact between detrital sediments and the metamorphic basement. Some of the resistivities assigned to these materials are obtained from calibration between TDEM soundings and the boreholes. It should be noted that identical resistivity values have been assigned to distinct lithologies in different profiles since each profile has been calibrated with the data of the lithological column in that profile. This approach has been deemed best due to the common lateral lithological changes in both the alluvium and the basement and to the fact that we have given priority to direct data over estimated data. The electromagnetic soundings from the same profile generally show similar tendencies with gradual changes, thus allowing lateral correlations to be made. Nevertheless, lateral changes in the rocks, such as the appearance of carbonates in the schists, can interrupt these correlations.

The porosity of these materials clearly has a significant impact on resistivity because higher-porosity rocks show a greater decrease in resistivity in the presence of seawater. This variation in resistivity is expressed with Archie's equation but lack of data can make it difficult to use. Hence, Kafri and Goldman (2005) proposed a methodology to simplify application of this equation. The resistivity values obtained for seawater-saturated detrital materials in this aquifer correlate well with the resistivity values obtained with the Archie equation modified by Kafri and Goldman (2005). Furthermore, we have verified the existence of similarities between properties of this aquifer and others in eastern Mediterranean zones.

## Discussion

The gravimetry and electromagnetic data have been superposed in order to jointly interpret the data. We have also taken into account points at which lithological data reaching to the basement is available from prior boreholes. Once the basement depth is fixed and the dominant lithologies known, the resulting interpretation is much more reliable.

A comparative study of the methods used reveals that, in most cases, the line marking basement depth obtained by gravimetry coincides with resistivity changes. This is readily observed in profile 1 and some points of the other profiles.



**Figure 6** TDEM data (pseudo-2D sections) superposed on the basement morphology based on gravimetric modelling and sediment thickness data from boreholes. Included in each is an interpretation of the lithology and position of the seawater intrusion based on existing data.

In the middle section of profile 2, however, the data differ, with basement depth placed at  $-85$  m by gravimetry and  $-110$  m by TDEM soundings. Nonetheless, the basement morphology does coincide in the two methods. In profiles 3 and 4, the gravimetry data were essential as the profiles contain a huge thickness of rocks with very similar resistivity; therefore, distinguishing between changes related to basement-Quaternary infill differences is extremely complicated. The basement morphology given by gravimetric data has been calibrated at several points for which the true thickness of the sedimentary infill was known, confirming the data to be reliable. When the TDEM data do not allow the basement to be distinguished from the detrital aquifer, it is usually due to the presence of low resistivity schists, which are easily confused with aquifer clays as well as with seawater-saturated alluvium. This situation was also observed by Geinaert et al. (1981) using Vertical Electric Soundings to study aquifer geometry.

The resistivity values assigned to the distinct rocks are in agreement with the resistivity ranges used by other authors (Orellana, 1982; Cantos Figuerola, 1987; Young et al., 1998; Shtivelman and Goldman, 2000; Guérin et al., 2001; Goldman et al., 2003; Land et al., 2004). The Quaternary sedimentary infill has huge variations in resistivity due to its heterogeneous grain sizes. The carbonates show high resistivity except when saturated with seawater. The schists have very low resistivity (see Fig. 6), which may be due to the pervasive fracturing and alteration and to the presence of graphite and its properties (Orellana, 1982). The salinity of the seawater has been measured (35,000–36,000 mg/l) in hydrochemistry campaigns, so the effect on bulk resistivity is easily identified.

The similarity detected between carbonate and detrital sediment resistivities when saturated with seawater could be due to similarities in porosity. The Quaternary infill is highly porous due to the type of deposition. The carbonates are highly fractured, with the subsequent development of karstification, which can be crucial in increasing carbonate porosity. This process can be accelerated due to the fact that favourable conditions for calcium carbonate dissolution generally occur in the zone of freshwater and seawater mixing (Plummer, 1975; Wigley and Plumier, 1976; Back et al., 1979; Sandford and Konikow, 1989; Pascual, 1990; Calvache and Pulido-Bosch, 1994). Such dissolution processes have been confirmed in nearby carbonate aquifers with similar characteristics (Calvache and Pulido-Bosch, 1994).

## Seawater intrusion

Using gravitational and electromagnetic sounding methods, the saline wedge has been accurately delimited and distinguished from the basement rocks. Marine intrusion is quite slight in the Motril–Salobreña aquifer; light exploitation has caused no inversions of the water table gradient and, until recently, it has been significantly recharged by the Guadalfeo River. At no point does the saline wedge penetrate more than 500 m into the aquifer; in fact, generally it is 100–200 m from the vertical point marking the coastline. This conclusion is supported by the conductivity measurements for water in the deepest borehole in this zone, where the water column is 180 m deep at 1300 m from the

coastline (Fig. 3, right profile). The conductivity in this borehole is typical for freshwater (under  $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ ). Resistivity of the saline wedge at some points of the aquifer indicates mixing of freshwater and seawater, as otherwise resistivity would be below  $2 \Omega \text{ m}$  (Shtivelman and Goldman, 2000).

Since marine intrusion is in its early stages, the morphology of the interface cannot be delineated, although TDEM soundings do indicate how sharp the contact is. In profile 1, the change is clearly abrupt since the resistivities vary with no apparent transition zone. In profile 4, there is a gradual shift from high to low resistivity due to the presence of seawater (with a similar pattern in profile 3); these changes are expressed in the TDEM soundings as stepped transitions because of the use of flat-layer modelling. This progressive shift may be related to differences in permeability and distinct hydrodynamic conditions in the aquifer.

For instance, the eastern sector has higher proportions of silt and clay, whereas the western sector has larger amounts of gravel and sand (Duque et al., 2005); consequently, there is an eastward decrease in aquifer permeability. Greater permeability favours sharper changes in salinity, whereas lower permeability causes a broader interface with a larger mixing zone. The significant recharge role of the Guadalfeo River may also influence the greater sharpness of the freshwater–seawater interface. Thus, the higher flow of freshwater towards the sea in this sector reduces the mixing zone to a narrow band, reflected in the models as a sudden drop in resistivity. In the eastern sector, where aquifer recharge is lower, the underground water flow is much weaker, thereby allowing a wider mixing zone (Custodio and Llamas, 1983).

Profile 2 shows a zone of low resistivity at a depth of 20–40 m, although the remaining TDEM soundings provide no other evidence of marine intrusion.

The area of lower resistivity may therefore mark the position of a palaeochannel of the Guadalfeo, with much higher permeability facilitating seawater intrusion. The fact that this intrusion does not increase with greater depth may indicate that, in contrast, it is a formation with such low permeability that the freshwater circulating in the aquifer cannot enter to reduce the high salinity (Custodio, 2004). The salinity in this hypothesis derives from an ancient intrusion and from the nature of the sediments in the formation.

## Conclusions

The combined use of the two geophysical methods in this work (gravimetry and TDEM soundings) provides highly reliable results for determining the freshwater–seawater interface in detrital coastal aquifers.

It is, however, important to use data from boreholes to calibrate the results of both gravimetry basement locations and of TDEM soundings on the resistivity of different lithologies, as these data allow the qualitative results to be quantified.

We have thus established the freshwater–seawater interface in the Motril–Salobreña aquifer as being no more than 500 m from the coastline in all of the profiles. The time domain electromagnetic method has served to identify



narrow freshwater–seawater mixing zones that coincide with sectors of greater permeability and higher underground freshwater flow (western sector) and wider mixing zones that coincide with areas of less permeability and lower freshwater flow (eastern sector).

This methodology may prove to be of great use in zones where human influence is producing huge, permanent changes in water use. Urban development in coastal areas, particularly over coastal aquifers, alters the water requirements of the zone, which leads to readjustments such as the building of dams and more intensive use of underground water. These changes necessarily affect hydrodynamics that may have reigned for extremely long periods and therefore make it very important to monitor aquifer conditions. This method provides good results at a very low cost compared to drilling exploration boreholes. Application of this method is also recommended for preliminary studies of aquifers for which there is scarce data and as an aid in establishing test boreholes to determine the advance of the saline wedge.

Consequently, this methodology comprises a useful tool to optimize water use from these aquifers, which is undoubtedly highly desirable given growing demands for freshwater and the evermore noticeable effects of climate change.

## Acknowledgments

This study was made possible by funding approved for projects REN2000-1377HID and CGL2004-02748/HID financed by the Ministerio de Educación y Ciencia of Spain and the Spanish program of Formación de Personal Investigador and CICYT BTE2003-01699, CSD2006-00041 and CGL 2006-06001 projects. We thank Jesus Galindo and Ángel Granda (International Geophysical Technology S.A.) for their interesting comments about the data interpretation. The authors also thank Adela Hódar and José Antonio Navarro for their collaboration in the field work. We would also like to thank Christine Laurin for the English text and Lewis Land and an unknown reviewer for their suggestions.

## References

- Aldaya, F., 1981. Hoja no. 1056 (Albuñol del Mapa Geológico de España a escala 1:50,000), IGME, Madrid.
- Alvarez, R., 1991. Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration* 27, 1–24.
- Angelillo, V., Cervera, G., Chapellier, D., 1991. La gravimétrie expéditive appliquée à la recherche d'aquifères en zone aride. Cas de la nappe alluviale du Teloua (Agadez, Niger). *Geoexploration* 27, 179–192.
- Back, W., Hanshaw, B.B., Plumier, L.N., Pyle, T.E., Weidie, A.E., 1979. Geochemical significance of ground-water discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resour. Res.* 15, 1521–1535.
- Balia, R., Gavaudó, E., Arda, F., Ghiglieri, G., 2003. Geophysical study of a coastal plain. *Geophysics* 68 (5), 1446–1459.
- Blumenthal, M., 1927. Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geol. Helv.* 20, 487–592.
- Cady, J.W., 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics* 45, 1507–1512.
- Calvache, M.L., Cerón, J.C., Rubio, J.C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Ibáñez, S., Duque, C., 2004. Caracterización de las relaciones río-acuífero en el sistema Motril–Salobreña (Granada). In: *Proceedings of VIII Simposio de Hidrogeología*, Zaragoza, Spain, pp. 433–442.
- Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., Duque, C., Cerón, J.C., 2006. Repercusión de la presa de Rules sobre el acuífero detrítico costero Motril–Salobreña (Granada) in El agua subterránea en los países mediterráneos. *Guía de las excursiones. AquainMed-06*, p. 285.
- Calvache, M.L., Pulido-Bosch, A., 1991. Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (rio Verde, Almuñécar, S. Spain). *J. Hydrol.* 129, 95–213.
- Calvache, M.L., Pulido-Bosch, A., 1993. The influence on the salt-water intrusion process of a karstified massif in a detrital system. In: Custodio, E., Galofré, A. (Eds.), *Study and Modelling of Saltwater Intrusion into Aquifers*. CIMNE, Barcelona, pp. 475–488.
- Calvache, M.L., Pulido-Bosch, A., 1994. Modelling the effects of salt water intrusion dynamics for coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Ground Water* 32 (5), 767–777.
- Calvache, M.L., Pulido-Bosch, A., 1997. Effects of geology and human activity on the dynamics of salt-water intrusion in three coastal aquifers in southern Spain. *Environ. Geol.* 30, 215–223.
- Calvache, M.L., Rubio, J.C., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Ibáñez, S., Martín-Rosales, W., Soler, R., Díaz-Losada, E., Peinado, T., 2003. Estado actual del acuífero costero de Motril–Salobreña previo a la puesta en funcionamiento de la presa de Rules. In: *Proceedings of Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries*, IGME, Madrid, pp. 77–85.
- Cantos Figuerola J., 1987. *Tratado de Geofísica Aplicada*, tercera edición. Ed. Promotora de minas de carbon, p. 535.
- Castillo, E., 1975. *Hidrogeología de la Vega de Motril–Salobreña y sus bordes*, M.Thesis, Universidad de Granada, 184pp.
- Chen, C.S., 1999. TEM investigations of aquifers in the Southwest coast of Taiwan. *Ground Water* 37 (6), 890–896.
- Choudhury, K., Saha, D.K., Chakraborty, P., 2001. Geophysical study for saline water intrusion in a coastal alluvian terrain. *J. Appl. Geophys.* 46, 189–200.
- Custodio, E., 2004. Myths about seawater intrusion in coastal aquifers. In: *Proceedings of 18th Sea Water Intrusion Meeting*, Cartagena, pp. 599–608.
- Custodio, E., Llamas, M.R., 1983. *Hidrología subterránea*, segunda edición. VCH, p. 2350.
- Duque, C., Calvache, M.L., Rubio, J.C., López-Chicano, M., González-Ramón, A., Martín-Rosales, W. and Cerón, J.C. 2005. Influencia de las litologías en los procesos de recarga del río Guadalfeo al acuífero de Motril–Salobreña. In: *Proceedings VI SIAGA Sevilla*, pp. 343–355.
- Egeler, C.G., 1963. On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundsch* 52, 260–269.
- Faye, S.C., Faye, S., Wohnlich, S., Gaye, C.B., 2004. An assessment of the risk associated with urban development in the Thiaroye area (Senegal). *Environ. Geol.* 45, 312–322.
- García-Dueñas V., Avidad J., 1972. Hoja no. 1055 (Motril del Mapa Geológico de España a escala 1:50,000), IGME, Madrid.
- Geinaert, W., Pulido-Bosch, A., Castillo, E., Fernández-Rubio, R., 1981. Estudio de la geometría del acuífero detrítico de la vega de Motril–Salobreña mediante SEV. In: *Proceedings of 1st simposio del Agua en Andalucía*, pp. 291–302.
- Goldman, M., Rabinovich, B., Rabinovich, M., Gilad, D., Gev, I., Shirov, M., 1994. Application of the integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. *J. Appl. Geophys.* 31, 27–54.

- Goldman, M., Kafri, U., Yechieli, Y., 2003. Application of the time domain electromagnetic (TDEM) method for studying groundwater salinity in different coastal aquifers of Israel, 2003. In: Proceedings of Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries, IGME, Madrid.
- Gondwe, E., 1991. Saline water intrusion in Southeast Tanzania. *Geoexploration* 27 (1–2), 25–34.
- Grant, F.S., Elsaharty, A.F., 1962. Bouguer gravity corrections using a variable density. *Geophysics* 27, 616–626.
- Guérin, R., Descloitres, M., Talbi, A., Coudrain, A., Gallaire, R., 2001. Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrol. Process.* 15, 3287–3301.
- Hammer, S., 1982. Critique of terrain corrections for gravity stations. *Geophysics* 47, 839–840.
- Hopkins, D.G., Richardson, J.L., 1999. Detecting a salinity plume in an unconfined sandy aquifer and assessing secondary soil salinization using electromagnetic induction techniques, North Dakota, USA. *Hydrogeol. J.* 7, 380–392.
- Ibáñez, S. 2005. Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos. Ph.D. Thesis, Universidad de Granada, 304pp.
- I.G.N., 1976. Mapa de anomalías de Bouguer. Escala 1:500,000. I.G.N., Madrid.
- I.T.G.E., 1991. Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrogeológica en la Cuenca del río Guadalfeo (Granada). Serie: Manuales de utilización de acuíferos.
- Kafri, U., Goldman, M., 2005. The use of time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *J. Appl. Geophys.* 57, 167–178.
- Kafri, U., Goldman, M., Lang, B., 1997. Detection of subsurface brines, freshwater bodies and the interface configuration in-between by the time domain electromagnetic method in the Dead Sea Rift, Israel. *Environ. Geol.* 31 (1–2), 42–49.
- Karageorgis, A., Kapsimalis, V., Kontogianni, A., Skourtos, M., Turner, K.R., Salomons, W., 2006. Impact of 100-year human interventions on the deltaic coastal zone of the inner Thermaikos gulf (Greece): a DPSIR framework analysis. *Environ. Manage.* 38 (2), 304–315.
- Krivochieva, S., Chouteau, M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *J. Appl. Geophys.* 52, 23–43.
- LaFehr, T.R., 1980. Gravity method. *Geophysics* 45 (11), 1634–1639.
- Land, L., Lautier, J., Wilson, N., Chianese, G., Webb, S., 2004. Geophysical monitoring and evaluation of coastal plain aquifers. *Ground Water* 42 (1), 59–67.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Pedrera, A., 2006. Mountain front development by folding and crustal thickening in the Internal Zone of the Betic Cordillera-Alboran Sea Boundary. *Pure Appl. Geophys.* 164, 1–21, doi: [10.1007/s00024-006-0157-4](https://doi.org/10.1007/s00024-006-0157-4).
- Martínez-García, P., Soto, J.I., 2006. Valores de subsidencia reciente (Plioceno-Cuaternario) en el Mar de Alborán mediante análisis de “backstripping”. *Geogaceta* 40, 63–66.
- Najine, A., Jaffak, M., El Khamari, K., Aifa, T., Khattach, D., Himi, M., Casas, A., Badrane, S., Aqil, H., 2006. Contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin de Tadla (Maroc): implications hydrogéologiques. *C.R. Geosci.*, 338.
- Orellana, E., 1982. *Prospección geoelectrica en corriente continua*, segunda edición. Paraninfo, 578pp.
- Pascual, M., 1990. Hidrogeoquímica del macizo carbonatado del Garraf: Análisis de los procesos relacionados con la mezcla de aguas subterráneas dulces y saladas en el litoral Calafell-Bellvei (Tarragona). Ph.D. Thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, 241pp.
- Pedley, R.C., Busby, J.P., Dabek, Z.K., 1993. GRAVMAG user manual – interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R.
- Pedrera, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Ruiz-Costan, A., 2006. Fault and fold interaction during the development of the Neogene-Quaternary Almería-Níjar basin (SE Betic Cordilleras). In: Moratti, G., Chalouan, A. (Eds.), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 262, pp. 216230.
- Plummer, L.N., 1975. Mixing of sea water with calcium carbonate groundwater. *Mem. Geo. Soc. Am.* 142, 219–236.
- Rakoto, H., Andrieux, P., Ratsimbazafy, J.B., Iliceto, V., Rasolomanana, E., Pastor, L., Zuppi, G.M., 2003. La prospección gravimétrica dans la modélisation d'un substratum sous formation sédimentaire: apport à l'hydrogéologie d'une zone semi-aride du Sud de Madagascar. *C.R. Geosci.* 335, 355–363.
- Robinson, E., Çoruh, C., 1988. *Basic Exploration Geophysics*. John Wiley and Sons, p. 562.
- Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Res.* 18 (1), 85–102.
- Sandford, W.E., Konikow, L.F., 1989. Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers. *Water Resour. Res.* 25, 655–667.
- Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *J. Geophys. Res.* 85, 3711–3739.
- Shtivelman, V., Goldman, M., 2000. Integration of shallow reflection seismic and time domain electromagnetics for detailed study of the coastal aquifer in the Nitzanim area of Israel. *J. Appl. Geophys.* 44, 197–215.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 770pp.
- Van Bemmelen, R.W. (1927). *Bijdrage tot de geologie der Betisch Ketens in de provincie Granada*. Ph.D. Thesis, Delft University, 176pp.
- Wigley, T.M.L., Plumier, L.N., 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 989–995.
- Wilson, S.R., Ingham, M., McConchie, J.A., 2005. The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *J. Hydrol.*, 1–12.
- Young, M.E., de Bruijn, R.G.M., bin Salim Al-Ismaïly, A., 1998. Exploration of an alluvial aquifer in Oman by time-domain electromagnetic sounding. *Hydrogeol. J.* 6, 383–393.

# Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized semiarid environment (Motril-Salobreña aquifer)

C. Duque<sup>(1)</sup>, M.L. Calvache<sup>(1)</sup> and P. Engesgaard<sup>(2)</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, Spain

(2) Department of Geography and Geology, University of Copenhagen

\* Correspondence to: C. Duque, Departamento de Geodinámica, Campus Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: cduque@ugr.es

Article submitted to *Journal of Hydrology*

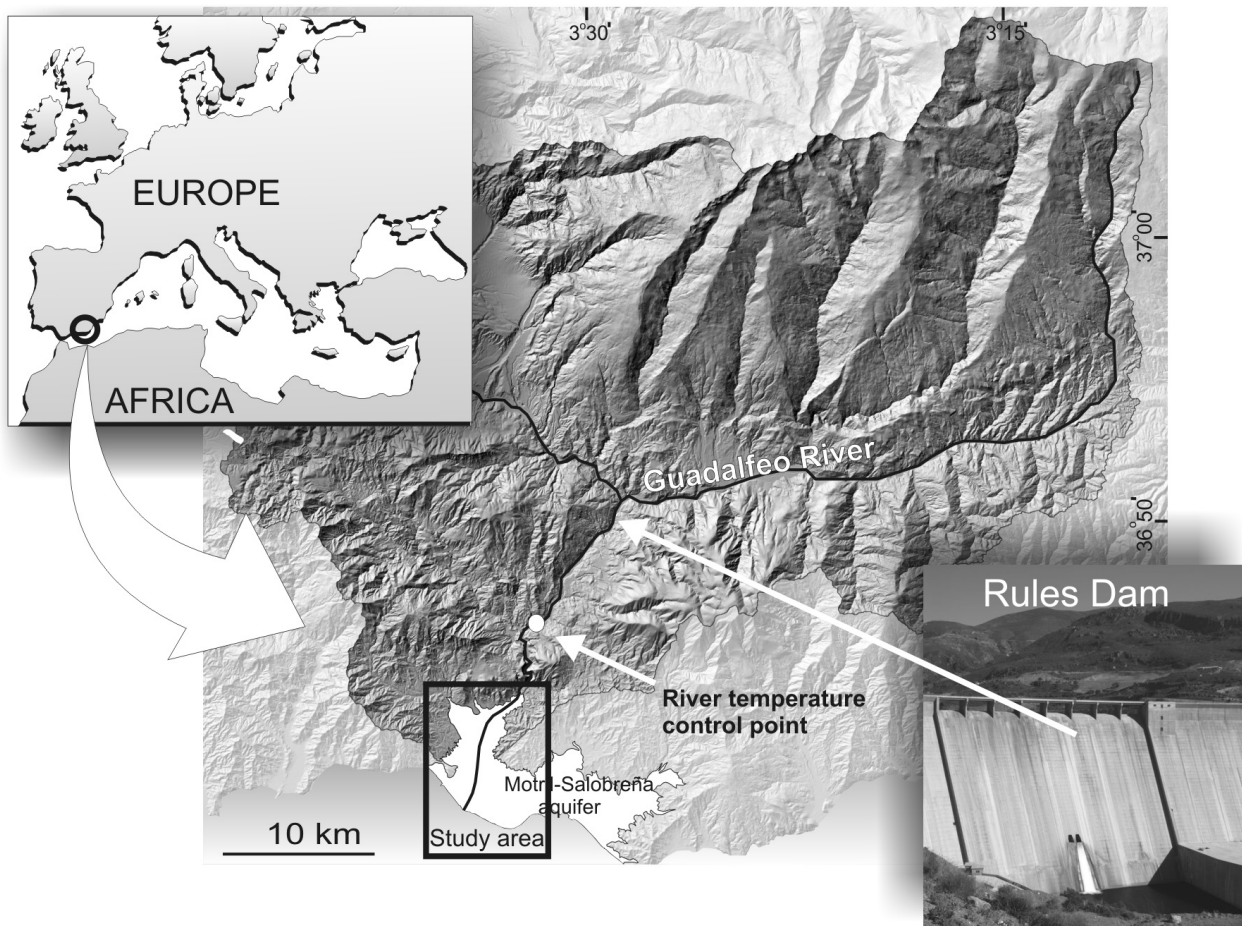
*ABSTRACT: Heat was applied as a tracer for determining river-aquifer relations in the Motril-Salobreña aquifer (S Spain). The aquifer has typically been recharged by River Guadalfeo infiltration, nevertheless from 2005 a dam was constructed changing the traditional dynamic river flow and recharge events. Temperature measurements in river, air, and a number of boreholes located at different distances away from the river were monitored over a 6 year period. Temperature is easy to monitor and especially useful in anthropized aquifers due to their natural and non-pollutant characteristics. The thermal responses of recharge events have been analyzed with different methodologies for the characterization of the recharge process. Changes in groundwater temperatures recorded between 15 and 40 metres deep are detected during the periods of higher river discharge and they are related with the river infiltration to the aquifer. Temperature logs envelopes reveal areas of infiltration dominance and areas where vertical upward flows are present. For the quantification of the recharge volume, a model was constructed with VS2DHI. Due to the semiarid climate in this area, only three recharge events were monitored during the 6 years. The estimated recharge rate decreases along the river track and during the infiltration periods. The recharge rates obtained can reach values of 18 % during the initial days decreasing to 7 %. Also they decrease along the river track more than 8 % for different river reaches. The study of the temperature measurements suggests an upper zone of groundwater temperature variability related with the direct infiltration from the river. Also there is a deeper zone where temperature changes are related with the heat transport associated to the main groundwater flow in the aquifer. A longer term recharge effect was detected that decrease the groundwater temperature along the river track. The reason is the dominance of colder infiltrated water because of the environmental temperatures during the recharge periods. With the evaluation of the temperature data by different means, the conceptual three-dimensional flow model has been strongly improved establishing the basis for a future 3D modelling.*

**Keywords:** heat transport, temperature, river infiltration, VS2DHI, anthropic effects

## 1. Introduction

River-aquifer interactions are difficult to measure due to the continuous exchange that usually exists between groundwater and surface water. In semiarid environments, this exchange is very important since rain is scarce, making river water and groundwater the main components of the hydrological systems. In these areas, sudden climate-driven changes from dry river channels to storm-related high flows, and

sub-sequently recharge of river water to aquifers, increase the challenge of data monitoring. Human interventions began centuries ago in the search to reduce flooding problems during the high flow season and to improve water supply during the dry season. Dams, channelling of the rivers and the construction of infrastructures for irrigation and weirs affect the hydrological systems and alter natural conditions. Therefore, the exchange relations that can be established between the river and the aquifer are essential for



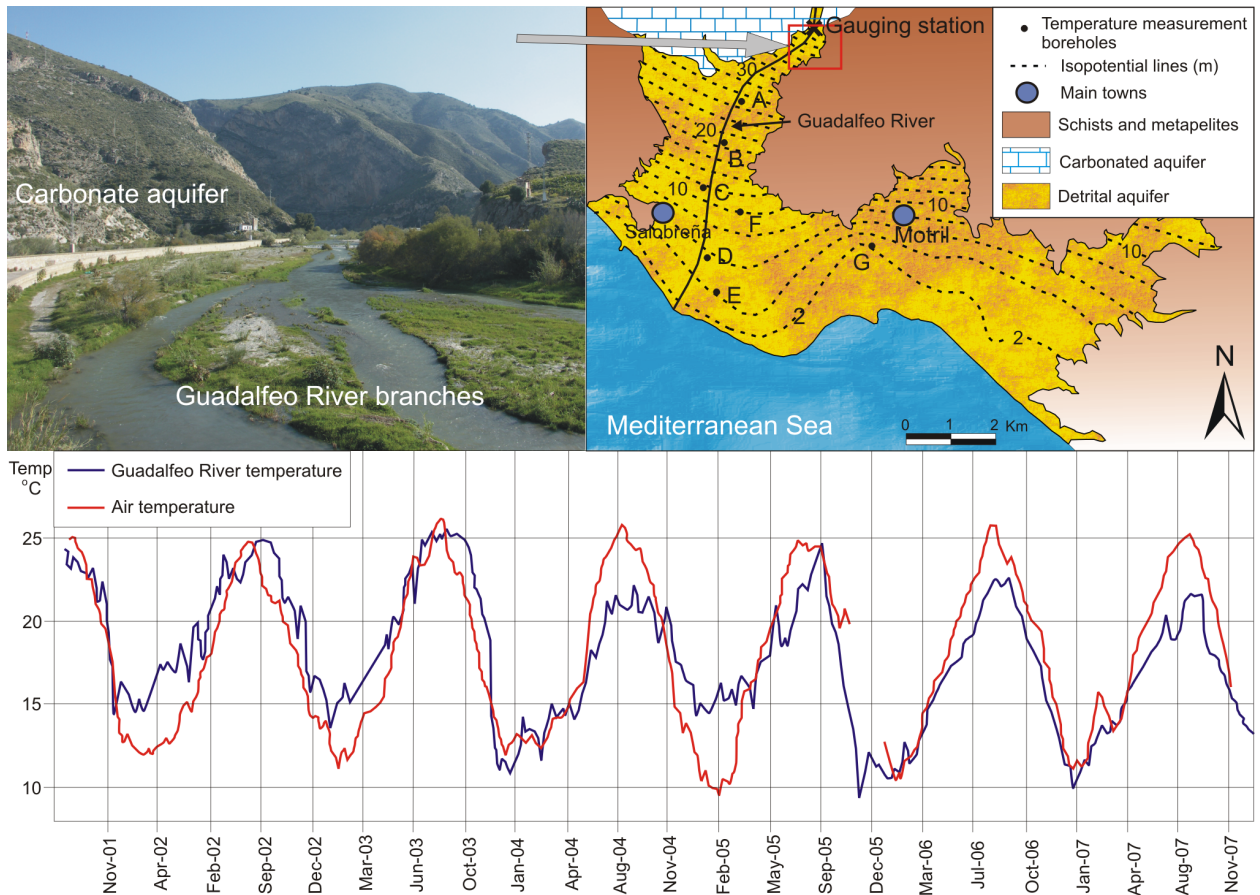
**Figure 1.** Locations of the Motril-Salobreña aquifer, the Rules Dam, and temperature-monitoring points

an adequate development of management plans and the predictions of the consequences of anthropic actions in rivers lying above aquifers.

river the main cause of the aquifer problems and, at the same time, the potential solution for appropriate control of saltwater intrusion.

The Motril-Salobreña coastal aquifer is located in southeast Spain in contact with the Mediterranean Sea. One of the main inputs of water to the aquifer is recharge from the Guadalfeo River. It is affected by human influence by two weirs and a dam constructed at a distance of 15 km from the aquifer which have considerably reduced discharge since 2005 (Figure 1). The role of the river is very important in maintaining high-quality groundwater in this aquifer. In fact, this quality is exceptional good compared to that of other nearby coastal aquifers without this type of water input and, which are consequently affected by saltwater-intrusion problems (Calvache and Pulido-Bosch, 1991; 1994; 1997). Restrictions in river flow related with the dam, together with increasing water demands by the population, make the

All these conditions point to the necessity of detailed knowledge on the interactions between the Guadalfeo River and the Motril-Salobreña aquifer. This information will allow us to answer questions such as how much water infiltrates, whether the process is spatially and temporally homogeneous, the nature of the parameters conditioning the recharge, and how groundwater flow is affected. However, measuring the properties of the Guadalfeo River along the track over the aquifer surface is technically extremely complicated due to the variability in river discharge and the social environment, since the dry channel is used as a public area for diverse activities. One way to circumvent these problems is the application of indirect methods for the study of river-aquifer interactions. Temperature is an easy groundwater property to measure



**Figure 2.** Guadalfeo River less than seven kilometres from the river mouth, hydrogeological setting, and location of temperature-monitoring boreholes. Guadalfeo River temperature and environmental temperature evolutions.

and it can function as a tracer (Anderson, 2005) of the hydrological paths between the river and groundwater. The main advantages of temperature compared to other tracers is the naturally occurring and non-pollutant nature of this parameter (Constantz, 2008), something especially important when this type of work is carried out in areas subject to intense human activity.

The objective of this work is the study of the relations between river and aquifer using groundwater-temperature measurements and the support of some general data on river discharge and environmental (air) and river temperatures. For the characterization and quantification of the recharge processes, and the description of the parameters that condition them, we used a heat-transport model applying the software VS2DHI (Healy and Ronan, 1996).

## 2. Hydrogeological setting

The Motril-Salobreña aquifer's name derives from the main two towns in the area: the population of Motril is over 50,000 inhabitants, whereas Salobreña almost reaches 10,000. Nevertheless, these numbers rise dramatically during the summer due to a massive influx of tourists. This is one of the main economic engines of the area, together with subtropical tree crops and greenhouses. Water is essential for all of these activities, especially during the summer, when there are at least four months without any rain. The climate is a Mediterranean semi-tropical dry type with moderate temperature changes due to the influence of the sea (the yearly average is 18 °C), while precipitation is scarce (the recent yearly average is 418 mm) and concentrated mostly during autumn and spring.

The Motril-Salobreña aquifer consists of sediments laid down by the Guadalfeo River and

other ephemeral currents. The materials are considerably heterometric, so the associated hydraulic conductivities range from values normal for clays and limes all the way to clean gravels with extremely high hydraulic conductivity. Aquifer thickness is extremely variable as well, ranging from 30-50 m in the northern sector (alluvial sedimentary environment) to more than 250 metres in areas near the coastline (deltaic sedimentary environment) (Duque *et al.*, 2008). The Mediterranean Sea constitutes the southern boundary and the other limits are mainly impermeable schist and some carbonates in the northernmost area (Figure 2). In the north, the hydraulic connection between the Guadalfeo River alluvium with the Motril-Salobreña detrital aquifer is continuous. Groundwater flow is north-south with gradients of 1-5.10<sup>-3</sup>. The water budgets considered by different investigators attribute the highest inputs to river recharge (prior to the dam construction) and irrigation excess (mostly with river-derived water), with each source comprising more than 30% of the inputs (Pulido-Bosch and Fernández-Rubio, 1988; Ibáñez, 2005; Calvache *et al.*, 2009). Direct rain recharge is very scarce. Other water inputs that are less important in volume at the moment are related with the carbonates and the Guadalfeo River alluvium aquifer, both in the northern area. The water outputs of the system are discharged to the sea (over 70%), pumpings (25%), and when the water table is high enough, groundwater gained by the river. Saltwater intrusion near the southern boundary was not affecting groundwater quality in near-coastline boreholes up to at least 2006 (Ibáñez, 2005; Duque *et al.*, 2008).

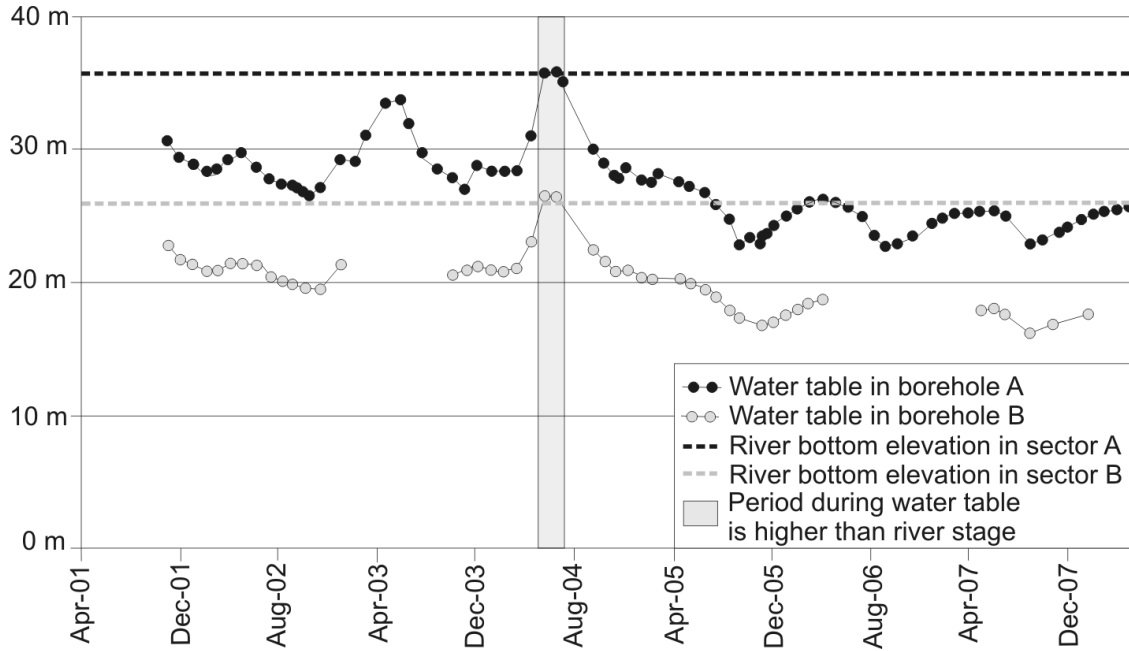
The Guadalfeo River crosses the aquifer surface from north to south, generally as a losing river except for some periodic very wet situations and in the areas near the mouth, where it is a gaining river. Most of the time it is disconnected from the aquifer by several metres of unsaturated zone (Figure 3). The Guadalfeo River has a high flow (about 6600 l/s as a mean over the last 20 years) in comparison with other rivers in surrounding areas. The cause is a 1294 km<sup>2</sup> catchment reaching elevations greater than 3000 m that receives abun-

dant precipitation, frequently as snow. This is one of the main reasons for the traditional good quality and quantity of the groundwater resources (Calvache *et al.*, 2009). The steep slopes in the catchment produce a very high-energy river with high transport capability and occasional flooding due to storms. The sediments in the riverbed vary from sands to big boulders. It is a braided river until the mouth, with migrating bars associated to high-flow discharge events. The channels where water circulates can vary between one to three branches of different sizes. These changing characteristics make it complicated to place automatic recording systems in the river channel. The river is also highly modified by human actions such as channeling and the construction of lateral levées that also make access and monitoring difficult. The maximum discharge in the river used to be associated to snow melt during the spring and to rain during the fall. Nevertheless, in 2005, this situation changed radically when the Rules Dam went into operation 15 km from the aquifer (Figure 1), causing the river flow to decrease drastically.

### 3. Methodology

Water-temperature measurements are a common parameter for determining quality, but their potential as tracers for studying the operation of hydrological systems is often ignored. Traditionally, they were applied mainly in environments with geothermal processes (Molina *et al.*, 2002; Silliman and Robinson, 1989). Nevertheless, improvements in data acquisition and simulation modelling (Constanz, 2008) have increased the number of studies on application of thermal measurements in more recent years (Anderson, 2005).

Thermal signals generated by rivers have been used for determining riverbed properties (Constanz *et al.*, 1997; Constanz, 1998), for calculating the hydraulic properties of aquifers (Su *et al.*, 2004), and for evaluating recharge characteristics (Taniguchi and Sharma, 1990; 1993) from different perspectives such as process detection (Constanz and Thomas, 1997; Doppler



**Figure 3.** Water table in boreholes A and B and river bottom elevation for each sector

*et al.*, 2007), analytical solutions (Keery *et al.*, 2007; Schmidt *et al.*, 2007), and modelling with different codes (Bundschuh, 1993; Burrow *et al.*, 2005; Rushton, 2007; Healy, 2008)

For the study of the relations between the Guadalfeo River and the Motril-Salobreña aquifer, it was decided to use temperature as a tracer (especially since it is natural and easy to measure). The data were analysed with temporal evolution graphs (Cox *et al.*, 2007), annual envelopes (Lapham, 1989), and mathematical models. The software VSDHI (Healy and Roman, 1996) was selected for the simulation of the

recharge processes because it has been applied by various authors under variable boundary conditions with successful results (Su *et al.*, 2004; Essaid *et al.*, 2008; Kulongoski, 2008).

The VSDHI heat-transport model simulates energy transport in porous media under variable saturated conditions—precisely the case of the relations between the Guadalfeo and the aquifer. The code is 2D and is based on solving both the unsaturated flow and the energy-transport equation (Healy and Roman, 1986). Here we only discuss the heat transport equation which can be written as

$$\frac{\partial}{\partial t} [\theta C_w + (1 - \phi) C_s] T = \nabla \cdot K_T(\theta) \nabla T + \nabla \cdot \theta C_w D_H \nabla T - \nabla \theta C_w v T + q C_w v T + q C_w T^*$$

Where  $t$  is time in s;  $\theta$  is volumetric moisture content;  $C_w$  is heat capacity (density times specific heat) of water, in  $J/m^3 \text{ } ^\circ C$ ;  $\Phi$  is porosity;  $C_s$  is heat capacity of the dry solid, in  $J/m^3$ ;  $T$  is temperature, in  $^\circ C$ ;  $K_T$  is thermal conductivity of the water and solid matrix (a tensor) in  $W/m \text{ } ^\circ C$ ;  $D_H$  is hydrodynamic dispersion tensor, in  $m^2/s$ ;  $v$  is water velocity, in  $m/s$ ;  $q$  is rate of fluid source, in  $s^{-1}$ ; and  $T^*$  is temperature of fluid source, in  $^\circ C$ .

One special characteristic of the equation is the analogy with the transport of solutes in water (Anderson, 2005). It has a conductive term (the first term on the right-hand-side of the equation) and an advective term (the third term). In addition to these processes, the thermo-mechanical dispersion (Kipp, 1987), the change in energy stored and the heat sources or sinks are included in the equation. The advection is related with the heat transport associated to the movement of the water, whereas the conductive part is equi-

valent to the dispersion. These characteristics of the equation determine the development of the boundary conditions. In the Guadalfeo River, the hydraulic conductivity of the sediments that comprise the aquifer is high, so the dominant mechanism of heat transport is advection. It is therefore possible to simulate short-term situations where the heat associated to conduction is going to be very small. Another consideration for the development of the model is that the thermal properties of the aquifer will only present slight variations in comparison with the possible effect of modifications in water flux due to significant spatial changes in the hydraulic-conductivity (Constantz *et al.*, 2003).

From 2001 to 2007, the temperature and the water table of seven boreholes near the Guadalfeo River were logged monthly. Four of these measuring points are adjacent to the seven-kilometre river track (A-D), two others are near it (E and F), and yet another is farther away (G, Figure 2). They were monitored with a temperature probe, measuring the most superficial groundwater and then at established depths in five-metre increments; therefore, it is possible to plot the temperature evolution at the same point over time. The boreholes are from 40 to 180 m in depth, some even reaching the aquifer basement. The distance of the boreholes to the river channel generally varies from 10 metres to several hundred metres, although one of them is two kilometres away and hence is absolutely disconnected from the river. River temperature was measured at a monitoring station every hour for the same period (2001-2007) by the Andalusian Water Agency (Agencia Andaluza del Agua). Furthermore, air temperature was measured in the area at a weather station at hourly steps as well. River-flow discharge is known daily due to the almost total control of the river with different engineering works such as weirs and channels for river-water derivation. Nevertheless, some ephemeral channels are not tracked, so the flow during wet periods or occasional storms is likely higher.

A detailed analysis of the different data allows a definition of the factors that influence the

main trends of the groundwater temperatures and the relationship with the river discharge.

## 4. Results and discussion

### 4.1. Temperature data

Groundwater temperature logs plot as curved profile, revealing a wide range of temperatures in the uppermost part of the water table. As the depth increases, the temperature becomes more and more homogeneous until it reaches a constant value, which ranges between 17 °C and 18 °C depending on the location of the borehole.

The changes in temperature in the upper zone range between 15 and 21 °C, that is within the variation range of the air temperature. It is important to determine air temperature-river temperature relations to differentiate between the effects of the two in groundwater. The plot of air and river temperatures (Figure 2) shows a very similar pattern, evidencing that, in spite of the short track of the river from Sierra Nevada to the Motril-Salobreña aquifer (temperature differences between these areas are pronounced), the heating of the river water is very fast. Nevertheless, some differences are observed that may be essential to understanding the recharge process.

The air temperature shows a regular pattern with very similar maxima (25 °C in August) and minima (between 10 and 12 °C in January-February) for each year. The river-water temperature follows a similar trend, but there is a month-long lag, especially for the maximum temperatures. There are differences of several degrees between the two temperatures, which makes it possible to distinguish between the effects of air temperature and river recharge on the groundwater.

#### 4.1.1. Groundwater temperature logs

Figure 4 shows four groundwater temperature logs. To detecting possible river-flow influence in the groundwater temperature, we distinguished between high river-flow months (continuous line) and the same months without



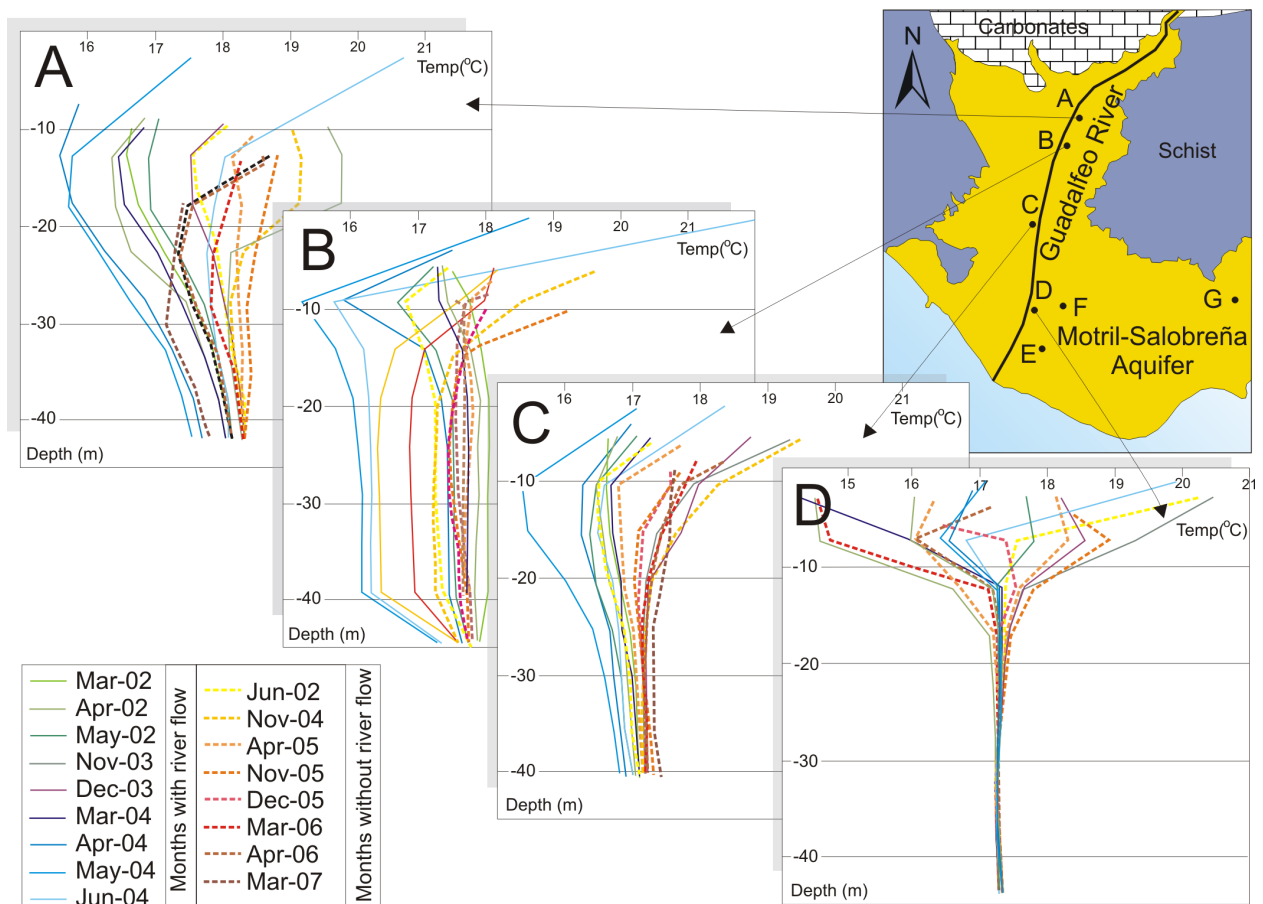
river flow (dashed line). As the environmental temperature shows similar variations for each year (Figure 4), the possible differences between the two flow situations must be related with another cause. In most cases, the absence of flow is related with the dam at least after March 2005. Some similar characteristics for the logs are the higher variability range in the first few metres, below which the logs for different months converge to the temperature that can be considered the groundwater temperature and that is constant for the entire year.

The main contrast between months with river discharge and those without is the variability in the temperatures in the upper sections when the river is dry. Groundwater temperature tends to be constant when the river is dry; with river discharge on the other hand there is a decrease of several degrees in groundwater temperature due to recharge of colder water, although so-

metimes it may increase if the recharge water is warmer. Therefore, it may be that part of the river flow infiltrates at these times and causes a change in the groundwater temperature. This is the principle applied for estimating recharge (Ferguson and Woodbury, 2005). For borehole D, the relations with the river flow are less evident because the logs for periods with flow and no-flow are mixed and the pattern is not as clear as in boreholes A, B, and C.

There are four periods in which Guadalfeo River discharge was especially high: the springs of 2002, 2003, and 2004, and the fall of 2003. In these periods, infiltration from the river to groundwater can be traced by temperature, except for the spring of 2003 due to a lack of temperature data.

The minimum temperature in the groundwater is reached some metres below the water table, producing a characteristic curved-shape tem-



**Figure 4.** Groundwater temperature logs in four boreholes. Continuous lines represent temperatures in months with river flow, dashed lines represent temperatures of the months without flow

perature log due to infiltrated water; just at the water table temperatures seem to be affected by contact with air. The lowest temperatures observed correspond with the spring of 2004, which is the period with the highest flow measured in the Guadalfeo River. In spring of 2002, temperatures are also low, although not quite as much due to a lower discharge of the Guadalfeo. During the fall of 2003, some profiles plot as an inverted curved opposite to that observed during the spring. The maximum temperatures are observed in several profiles during this season probably due to recharge of warmer water.

#### *4.1.2. Groundwater temperature evolution*

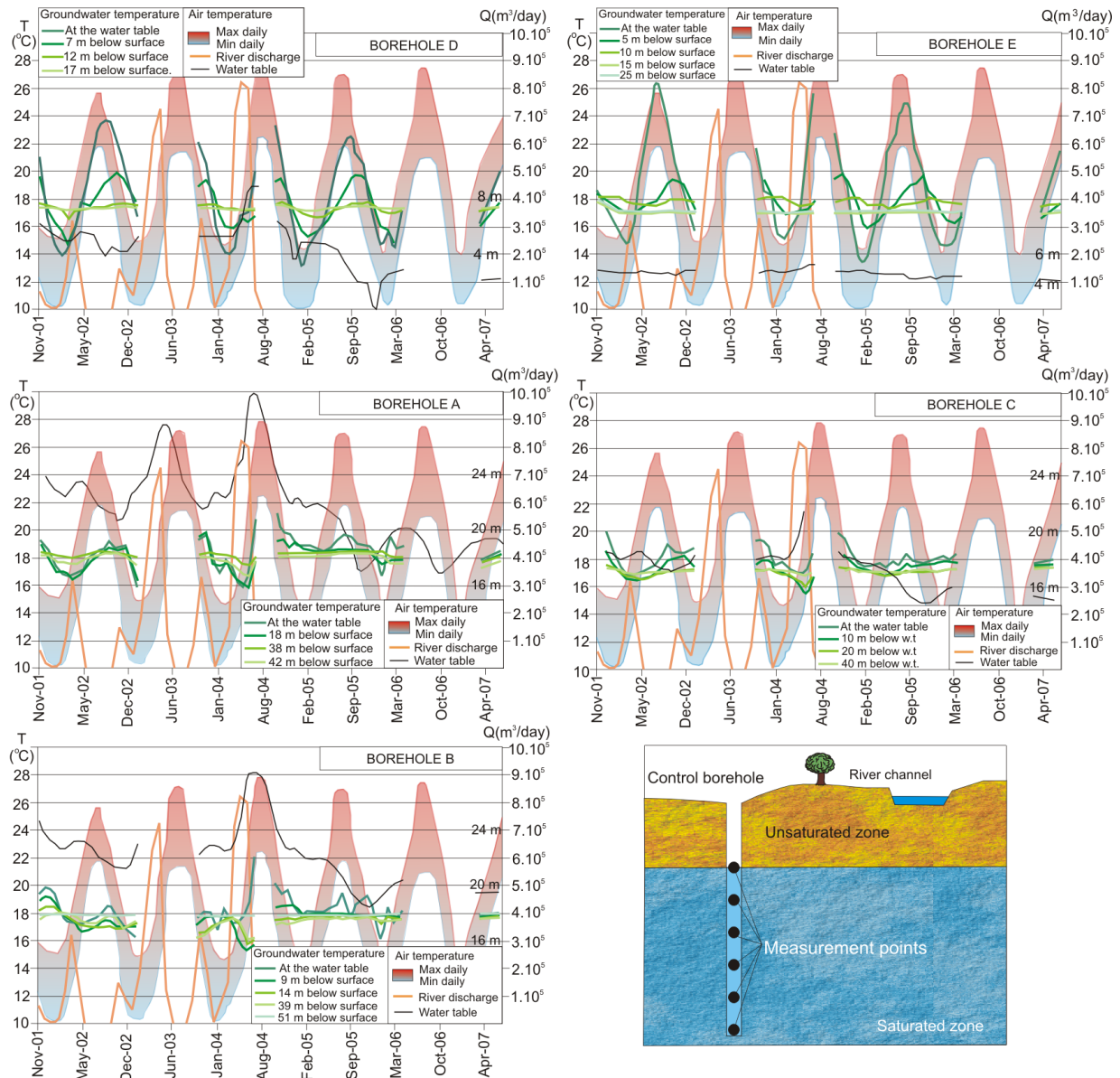
Variations in groundwater temperatures over time for different depths have been plotted for five of the boreholes (Figure 5) Also plotted are the Guadalfeo River flow, air temperature, and water table. The first interesting pattern is the possibility of classifying the temperature evolution into two types; one type belonging to boreholes D and E and one type belonging to the other three. Boreholes D and E have similar groundwater temperatures and air temperature variations. The air temperature has almost the same evolution as the groundwater temperature measured just at the water table contact; nevertheless, the absolute values are less extreme for groundwater than for air temperatures. The pattern is very continuous and does not seem to have been affected by the higher discharge during the spring of 2002, fall of 2003, or spring of 2004. Temperatures at deeper locations show gentler, slightly delayed changes but are still very similar for each of the years shown. A constant temperature, regardless of the season, is found at 10-15 m below the topographic surface. At boreholes D and E, the unsaturated zone is thinner than at the other boreholes, so it seems logical there would be a closer relation with environmental temperatures. The distances to the Guadalfeo River are very different for these two boreholes; D is 15 metres away and E is more than 300 metres away. The strong correlation with the environmental temperature in these boreholes indicates they are incongruent with the other three boreholes (where the trends are

different). Therefore, it is possible to consider these two boreholes as a reference of purely environmental-temperature influence, which serves as a starting point for observing variations associated to river influence in other boreholes.

Temperatures of boreholes A, B, and C have a smoother relation with the air temperature. Actually, the most abrupt variations are in the first measurement, but they are not always clearly related with environmental temperature changes. Moreover, the intensity of the temperature changes respect to the stable groundwater temperature are smaller (2 °C) compared with boreholes D and E (8 °C). The cause of this is a thicker unsaturated zone A, B and C that produces thermal isolation. The distance from the water table to the topographic surface is about 6-10 metres, with important changes related with the driest and wettest periods because of water table shifts.

The temperature logs of A, B, and C show a similar trend after the end of 2004, with much lower variations. At the water-air contact there are some changes, but the temperature differences are smaller than in previous years. The correlation with the river-flow discharge is shown with the comparison with previous years. Human influence can be demonstrated since the Rules Dam went into operation in March 2005. From this moment on, the temperature changes in the groundwater affect mainly the nearest water-table measurement points. In addition, the shifts are not as evident as in previous years.

In the spring of 2004, the temperatures of boreholes A, B, and C decreased 2 °C below the mean groundwater temperature. Over the course of this period, the temperature decrease affected depths where the water is usually at a stable temperature. Air temperature was continuously increasing during that period, so the external influence causing the drop in groundwater temperature must have been Guadalfeo River recharge. During the spring of 2004, higher river discharge was detected (800000 m<sup>3</sup>/day). River water during this season had a mean daily temperature ranging from 14 °C to more than 20 °C at the end of the period. The recharge from colder ri-



**Figure 5.** Temporal variations of: groundwater temperatures at different measurement depths, water table, monthly river flow, and maximum and minimum environmental daily temperatures.

ver water (derived from snowmelt in the nearby mountains) produced a decrease in groundwater temperature. However, at the end of the period, the large increase in temperature affected only the upper part of the water column because it was a short-term, high-temperature recharge. The rise in the water table and its consequent greater proximity to the topographic surface can accent this scenario of higher temperatures in the zone nearest the groundwater surface.

The same situation is detected for the spring of 2002, but on this occasion the river discharge was lower (300000 m<sup>3</sup>/d), so this type of temperature effect was less noticeable. The lowest tem-

peratures were 1-1.5 °C higher than for 2004. In addition, the discharge was shorter in duration; the river was absolutely dry in May, so the increase in temperature that month must have been related with the environmental temperature effect.

During the fall of 2003, the temperatures measured in boreholes A and C were higher than the mean groundwater value at the beginning of the period, changing the following month to lower. Over that time, river discharge decreased from 300000 m<sup>3</sup>/d to 150000 m<sup>3</sup>/d. The river temperature also dropped abruptly, from 20 °C to 11 °C as the mean daily temperature.

### 4.1.3. *Temperature log envelopes*

Temperature envelopes have been used to characterize rivers as either gaining or losing (Taniguchi, 1993; Stonestrom and Constanzt, 2003). The usual problem is a water table near the river stage that causes uncertainty regarding if river recharges groundwater or groundwater contributes to the river discharge. Normally, wide elongated profiles mean recharge areas and compressed ones reveal discharge zones (Taniguchi, 1993). In the Motril-Salobreña aquifer, the water table is, except for some humid periods and areas located very near the sea, clearly under the river stage or bottom. Therefore, all the areas can be considered as recharge zones. Nevertheless, plotting the envelopes for the maximum, minimum, and mean temperatures of the groundwater logs reveals different types of flow patterns near the wells (Figure 6).

The groundwater temperature logs of boreholes D and E show an envelope of the temperature profiles for the monthly results with a shape characteristic of gaining streams. The explanation for this situation is that the area near the Guadalfeo River mouth is characterised by vertical upward flow patterns related with the freshwater-saltwater contact: freshwater contacts the saline wedge and is pushed upwards (Hubbert, 1940; Custodio and Llamas, 1983). In this area, artesian wells are common near the coastline.

Until now, knowledge about these vertical flows has only been associated to areas where there are natural artesian boreholes. This limitation can be resolved by obtaining temperature logs and comparing them with others where vertical upward flows are not present. In this way, boreholes D and E can be considered as being dominated by vertical upward flows due to the shape obtained by the groundwater temperature logs. This is why the temperature in borehole D is not affected by river recharge in the same way as near the other boreholes. Therefore, the area where vertical flows are considered to exist can be extended to the north and east. The nature of this situation is for the moment under study, so contributions

to the delimitation of the area will be essential for expanding our knowledge. As vertical flows are common in zones of a coastal aquifer discharging to the sea, this methodology can easily be applied to other aquifers where this kind of groundwater flow exists but cannot be directly observed because the wells are not artesian.

Boreholes A, B, and C have elongated envelopes with a wide range in temperature to much greater depths than in wells D and E. The northern part of the aquifer, where these three boreholes are located, has a thicker unsaturated zone that favours river infiltration.

Boreholes F and G have a less complete record, but the envelopes show an intermediate situation. The most superficial temperature effect reaches deeper water than boreholes with upward flow (D and E). Nevertheless, groundwater temperature does not vary as much as when Guadalfeo River water is infiltrating the boreholes nearest the channel (A and B).

The mean groundwater temperature, usually very stable over time, was calculated beneath the zone affected by air temperature and river influence. At that depth, boreholes A, B, and C vary from 17.09 °C to 18.04 °C, and boreholes D and E (with vertical flows) have a mean stable temperature of 17.28 °C and 17.00 °C, respectively. The highest calculated mean temperatures are found in boreholes F and G; 17.84 °C for F (which is 500 metres from the Guadalfeo River and so probably only slightly influenced by the river) and 18.70 °C for borehole G (more than 2 km from the river). Clearly, the boreholes with a more isolated location away from the rivers influence, and apparently without vertical flows, present a higher stable temperature beneath the upper zone with greater variability. These higher stable temperatures are probably representative of eastern areas of the aquifer, far from the zone of influence of the Guadalfeo River.

## 4.2. *Heat transport model*

Groundwater temperature distribution and evolution and the relations with air and the Gua-

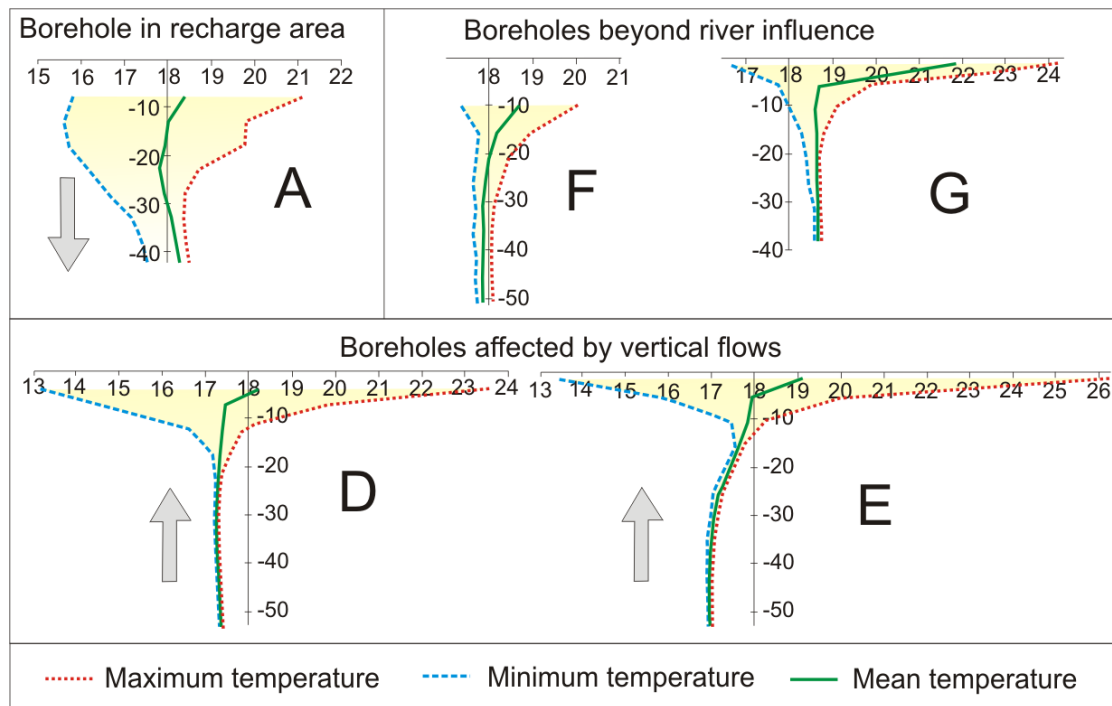


Figure 6. Characteristic envelopes of recharge areas (A), unaffected by river recharge (F and G), and conditioned by vertical upward flows (D and E).

dalfeo River temperature are used to infer the recharge from the river to the Motril-Salobreña aquifer. Data from periods with high-volume river discharge are used. The next step is the overall quantification of the river-water infiltration for determining the influence of the river on the local water budget. A heat-transport model was constructed with the software VSDHI. The objectives of the mathematical modelling are to:

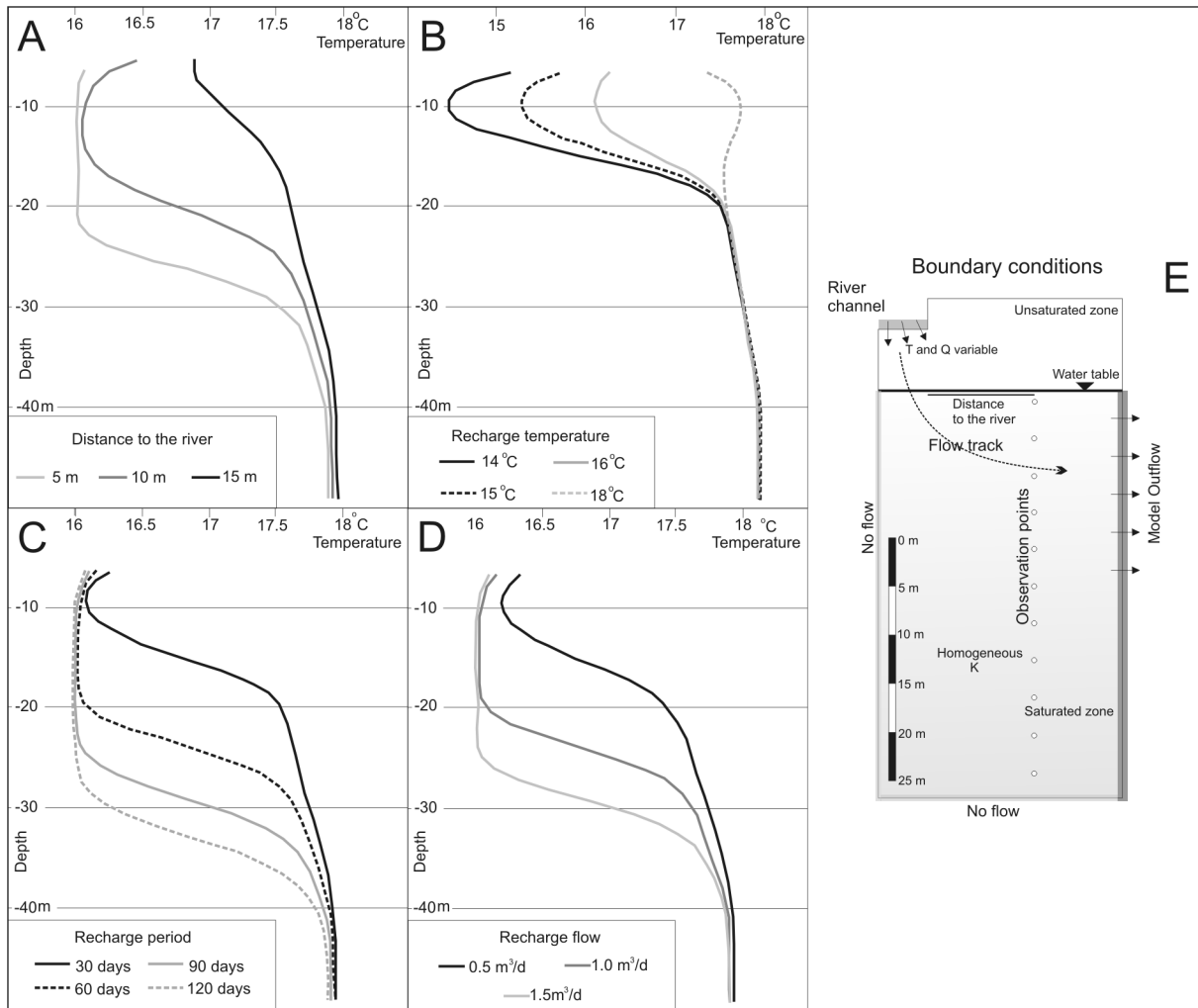
- Evaluate the effect of the variation in the parameters that control the recharge processes, such as the hydraulic conductivity and the temperature of the recharge water.
- Determine the amount of water infiltrating from the river necessary for giving the observed thermal signal detected in groundwater.
- Evaluate the 3D flow regime along and beneath the river.

#### 4.2.1. Conceptual model

It was intended to reproduce with exactitude the site conditions taking into account the available information. The conceptual model is a losing river 10 metres wide separated from the water table by an unsaturated zone 5-8 m thick. For the sake of simplicity, only half of

the river is simulated and the other half is assumed to be symmetrical. Boundary conditions include no-flow for the lower boundary and the half-river border and a constant head for the opposite side, where the outflow occurs (Figure 7E). The initial data for the modelling are:

- Guadalfeo River discharge at a gauging station in the northern part of the aquifer. A mean monthly value was used for the simulations.
- Recharge-water temperature at a continuous measuring station 5 kilometres from the aquifer (Figure 1).
- Groundwater temperature during the recharge processes, measured monthly with temperature probes.
- Initial groundwater temperatures obtained from measurements in the month prior to the start of recharge.
- Distance from control boreholes to the Guadalfeo River measured directly by aerial photos.
- Hydraulic properties of the aquifer estimated from lithological borehole descriptions.
- Dispersion parameters are unknown and set to fixed values.
- The aquifer was considered a homogenous



**Figure 7.** Sensitivity of the different parameters that influence the thermal signal associated to river recharge.

media. Also it was assumed to be isotropic both with respect to hydraulic conductivity and dispersivities. Simulation tests showed that assuming anisotropy had little influence on the results.

- Thermal properties of materials were obtained from other works (Lappala *et al.*, 1987; Healy and Ronan 1996; Stonestrom and Constantz, 2003) and presented in Table 1.

#### 4.2.2. Sensitivity analysis

A range of values was established for each parameter that can influence the heat-transport processes in this environment (Table 2). In this way, each of the variables is characterized by its potential impact on the groundwater temperature.

Parameter	Value
Saturated hydraulic conductivity (m/d)	70
Porosity	0.2
Residual Moisture Content*	0.02
Alpha ( $\alpha$ ) (1/m)*	4.31
Beta ( $\beta$ )*	3.1
Longitudinal dispersivity (m)	0.1
Transverse dispersivity (m)	0.1
Heat capacity (dry) sediments ( $C_s$ ) ( $J/m^3 \text{ } ^\circ C$ )	$2.18 \cdot 10^6$
Thermal conductivity of water sediments at RMC ( $K_{tr}$ ) ( $W/m^3 \text{ } ^\circ C$ )	$1.296 \cdot 10^6$
Thermal conductivity of sediment at full saturation ( $K_{ts}$ ) ( $W/m^3 \text{ } ^\circ C$ )	$1.555 \cdot 10^6$
Heat capacity (water) ( $C_w$ )	$4.18 \cdot 10^6$

**Table 1.** Parameter values considered for the simulation. \*Parameters needed for solving the unsaturated flow equation.

<i>Effect</i>	<i>Length (days)</i>	<i>Recharge (m/d m<sup>2</sup>)</i>	<i>Distance (m)</i>	<i>Recharge temp. (°C)</i>
A. Distance	60	1	5-15-25	16
B. Recharge Temp	30	1	10	14-15-16-18
C. Recharge Period	30-60-90-120	1	10	16
D. Recharge amount	30	0.5-1.0-1.5	10	16

Table 2. Boundary conditions simulated for sensitivity test

#### Distance effects

The distance of the well to the river is a parameter that must be taken into account. The simulations of the effects on the temperature profile for distances of 5 m, 15 m, and 25 m show very different results, especially for short recharge periods (60 days, characteristic to this area), when there is no time for the groundwater to reach the recharge water temperature. Distances of just a few metres can considerably change the temperature profile (Figure 7A).

#### Recharge temperature effect

Recharge temperature continuously changes due to contact with the air temperature. Nevertheless, the envelope of the temperature evolution shows seasonal shifts linked to the observed changes in the recharge-water temperature. The effect of these variations can be established with the result from the simulation with recharges of different temperature. This parameter especially affects the minimum or maximum temperature detected in the groundwater temperature logs (Figure 7B). The difference between recharge water and groundwater temperature determines the time for reaching a stable groundwater temperature.

#### Recharge period length effect

The model has been tested for homogeneous recharge periods of 30, 60, 90, and 120 days. The results show how the thermal signal associated to the recharge water increases in depth the longer the recharge period. When the amount of infiltrated water is high enough, the groundwater temperature can be stable for the first few metres, the area most influenced by the recharge. The thermal signal is also buffered with depth (due to the conduction effect), as can

be observed in Figure 7C, where the successive thermal profiles are damped more and more.

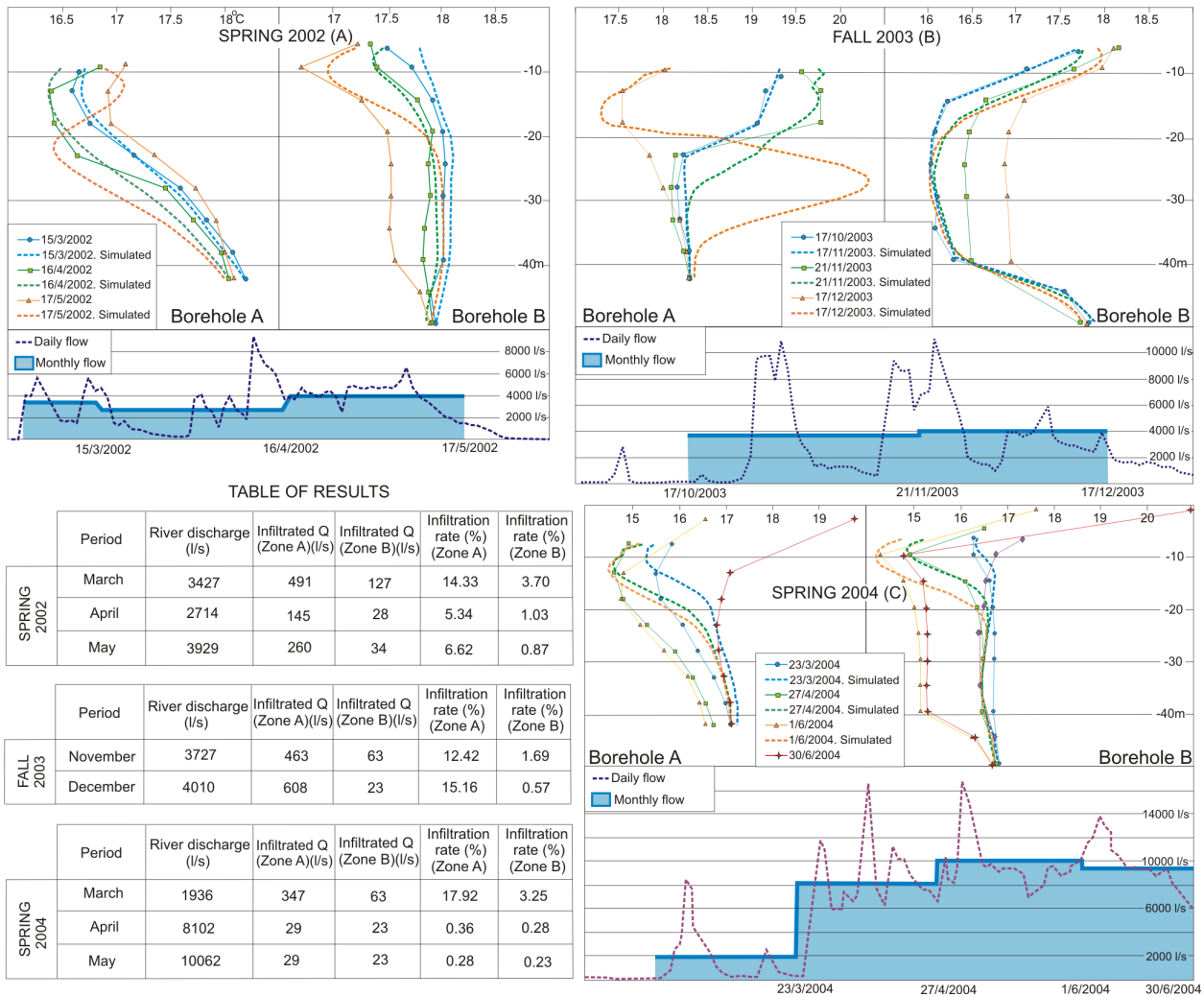
#### Recharge intensity effects

The effect of recharge intensity was tested with recharge variations of 0.5, 1, and 1.5 m<sup>3</sup> d<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>. The amount of infiltration from the river affects the propagation velocity of the thermal signal in the groundwater. Moreover, the depth of this effect increases for higher infiltration rates. Nevertheless, the result is the same for a longer recharge period with a lower infiltration rate, so it can be difficult to differentiate between the two situations (Figure 7D).

The analogies between the effects produced by the distance to the river, the recharge period time and the recharge flow means that the parameters can not necessarily be estimated with great certainty. However, since the distance to the river and the recharge period can be easily measured it should be possible to obtain the recharge flow value.

#### 4.2.3. Recharge rate calibration

Once the recharge process was characterized and the effects of the variables that condition it were known, some actual recharge events were simulated. Boreholes A and B were selected for calibration because they are closer to the point where river flow was measured (Figure 2). During the calibration process, the amount of infiltrated water from two reaches of the Guadalfeo River was fitted. The first one is 2500 metres in length from north of the detrital aquifer to borehole A and the second one is 1000 metres in length from borehole A to borehole B. We considered a homogeneous hydraulic conductivity of 70 m/d for the simulated section. The situa-



**Figure 8.** Results of the simulations and observed data of the groundwater temperature logs. Infiltrated flow calculated by simulation, Guadalfeo River flow and percentages of water infiltrated from the Guadalfeo River for the two reaches considered.

tions simulated correspond to flow peaks of the Guadalfeo River where groundwater temperature information are available. These periods are the spring of 2002, the fall of 2003, and the spring of 2004. The simulation time is thus related to periods with significant river flow.

The model calibration was carried out by matching of simulated temperature logs and the groundwater temperature measured in the field. Some show a good fit, while others are different likely due to processes not considered in the simulation. The temperature profiles can not be associated only to the variation in the amount of infiltrated water, as we discuss below.

During the spring of 2002 (Figure 8.A), the fit obtained for the two boreholes is good for the first two months, but for the last month two different problems arise. For borehole A, the temperature starts to increase due to the effect of the higher temperatures of the recharge waters at the end of May. This can be simulated only for the first few metres, but in depth, the lower-temperature water therefore produces an inverted shape. This can be observed in other profiles when the temperature changes are larger or when there are changes from colder to warmer temperatures in comparison with the homogeneous groundwater temperature. For borehole B, the problem is related with the effect of the lower-temperature water only in the first few metres; the thermal signal does not encroach deeper than 15 metres in the groundwater.



For the fall of 2003 (Figure 8.B), borehole A shows a transition from high-temperature recharge related with the end of summer and the colder recharge water of a later period. Again the problem is the higher-temperature signal that remains in the section simulated, allowing a good fit for the first few metres only. For borehole B, the curves with the model results and observations are different at 15-35 m depths.

For the spring of 2004 results (Figure 8.C), the best fit is obtained in the first 10-15 metres for the two earliest simulated months. There are differences of almost 1 °C in deeper zones that could not be simulated under the boundary conditions considered. The simulation for June was discarded due to a large temperature variation of over 3 °C in the groundwater that month.

The infiltration rates obtained for these periods are presented with river discharge and infiltrated flow for each of the zones associated to the boreholes considered (Figure 8, Table). The location of each borehole conditions the amount of recharge water because of the progressive loss of discharge along the river track and the different hydrogeologic circumstances such as the saturation conditions and the level of the water table. The percentages show an initial period (during high flow) when the infiltration rate is very high, after which the rate decreases and stabilizes for the next few months. The cause of this response is related with the environmental conditions of semiarid areas. The alternation of dry periods with wet periods over the course of the year contributes to the lack of water in the hydrogeological system, so during the initial recharge period the aquifer can accept more water because of the low water table and the dry unsaturated zone.

Generally, simulations for these periods agree well with observations for the first 15-20 metres depth. For deeper zones there are different problems for obtaining good concordance with the observed data. The cause of the lack of fit with measured data is related with 2-D modelling that does not consider transverse flow in the simulated sections. The aquifer shows a high gra-

dient from the upper part, where the river starts the track over the detrital aquifer, to the mouth at the Mediterranean Sea. Local hydraulic gradients higher than  $5 \cdot 10^{-3}$  are common and produce quick groundwater flow, aided by high hydraulic conductivity in a north-south direction.

The effect of this natural groundwater flow has different consequences for the zone affected directly by river water infiltration (the first 15-20 metres), as well as for the deeper groundwater (or indirect river recharge zone). For the direct-influence zone, transverse groundwater flow transports previously infiltrated water, the temperature of which is also conditioned by the river-recharge temperature. Therefore, there must be two sources of water—one deriving directly from the river and the other transporting river water from the direction perpendicular to the simulated section. The 2-D model for direct river-water infiltration cannot consider both water flows so the solution obtained is an overestimation of the recharge values as we discuss below.

As in the zones affected directly by river infiltration, deeper areas are also influenced by temperature changes. Nevertheless, as can be seen in the models, the recharge water in deeper zones does not come directly from infiltration in the river section that is over it. Instead, transverse groundwater flows may be the cause of these temperature changes. Water with a different thermal signal slowly infiltrates from the upper zones, creating a thermal plume that reaches deeper groundwater and travels north-south. This transverse flow has a dual effect: it causes temperature variations in zones deeper than 15 metres and at the same time it eliminates the thermal effects of recharge water with different temperatures. Without this flow, the temperature profiles measured in the field would be more sinusoidal because the thermal signals of successive recharge waters (with variable temperatures) could be present at different depths (the basis of palaeowater studies; Kohl, 1998).

The infiltration rates in Figure 8 can therefore be regarded as the maximum possible. They show that river-water infiltration for the initial

recharge period varies between 13% and 18% for the upper part of Motril-Salobreña aquifer, and between 2% and 4% for the second reach. As the first reach is 2.5 times longer than the second one, the two rates are compared by multiplying the infiltration rates by 2.5. Therefore, the infiltration rate for the second reach can be considered to be 5-10%, lower than for the first reach. After the initial situation, infiltration decays to remain below 7% in the upper part and near 1% in the middle part of the aquifer. For periods when the water table reaches the river bottom, the flow from the river to the aquifer can nearly disappear (less than 1%) and the inverse effect is also possible, with flow from the aquifer to the Guadalfeo River (Figure 3).

Each of the three simulated periods has different boundary conditions and therefore the results are conditioned by the particular characteristics of each one. The spring of 2002 showed an increasing temperature of recharge water. During the fall of 2003, the change in recharge temperature from warmer than mean groundwater to colder made the very large overestimation of the recharge for December for borehole A necessary (the infiltrated water percentage increases from 12.42 to 15.16%). Transverse flows help to quickly change groundwater temperature when there are sudden and large variations. The spring of 2004 was a very wet period and the water table rose very quickly (Figure 8), so only the first two months simulated are useful for infiltration evaluation because afterwards the high water table stage likely prevented infiltration.

#### ***4.3. Guadalfeo River recharge conceptual model***

Based on the recharge characteristics of the Guadalfeo River (studied by different temperature applications in the Motril-Salobreña aquifer), we propose a conceptual model to integrate them. The recharge effect detected by changes in groundwater temperature has different time spans. The temperature logs show that temperatures measured near river areas are influenced over the short term, with variations especially related to the first few metres of groundwater

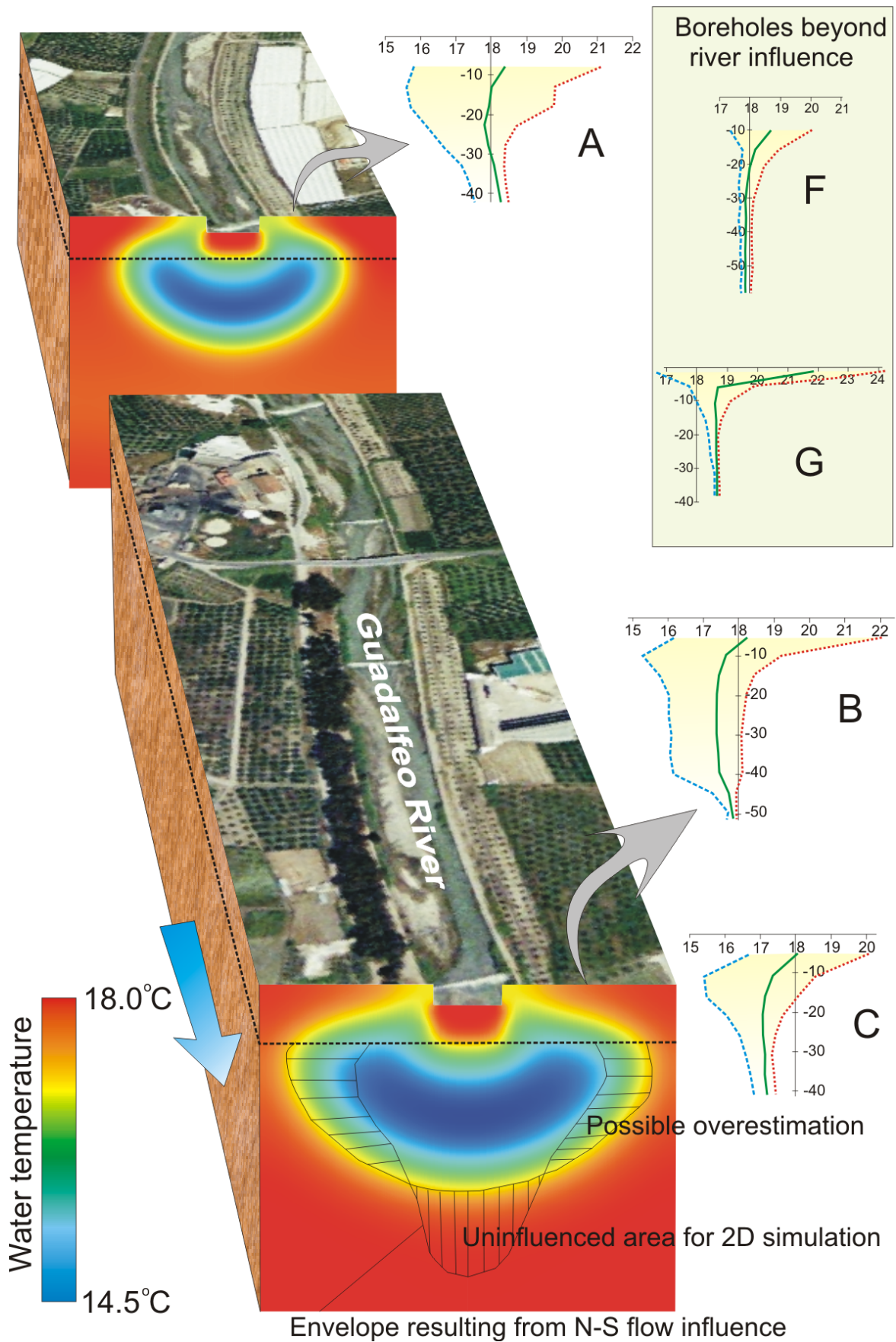
during peak flows. This is a direct recharge effect from river infiltration. Due to the characteristics of the heat-transport model, this influence can be simulated, even with 2-D models. There are also greater depths where recharge water influences the temperature, logs but these are also affected by transverse groundwater flow.

The mean temperature of groundwater unaffected by the direct influence of Guadalfeo River recharge for the boreholes along the river track shows another pattern. The mean temperature of this groundwater decreases from the boreholes in the northern sector to the southern ones: 18.04 °C at borehole A, 17.40 °C at B, and 17.09 °C at C (Figure 9). These results indicate that water infiltration from the Guadalfeo River to the Motril-Salobreña aquifer has an effect on groundwater temperature along the river track. This effect is the long-term influence, with temperatures decreasing from north to south due to the global north-to-south groundwater flow in addition to the heat transport perpendicular to the direction of the river track. 3-D models are necessary to simulate this process.

The temperature of the recharge water, it was found, may be either higher or lower than the mean groundwater temperature. Nevertheless, the most intense recharge periods occur from snowmelt in Sierra Nevada and spring rains. As is evident from the relations between the river and air temperatures, at these times the temperatures are considerably colder than the groundwater temperature. Only from the start of the summer to the beginning of the fall is the recharge water warmer, and usually at these times river volume is low. Therefore, the recharge water mainly contributes to the cooling of the Motril-Salobreña aquifer groundwater (Figure 9).

## **5. Conclusions**

Heat was used as a tracer in the Motril-Salobreña aquifer for quantifying Guadalfeo River infiltration and process characterization in a semiarid climate. In this area, human ac-



**Figure 9.** Block diagram with the modelled thermal signal caused by the Guadalfeo River in the groundwater temperature of the Motril-Salobreña aquifer. Envelopes for the boreholes monitored, with the maximum, mean, and minimum temperature that evidence different kinds of groundwater flow.

tivity is changing the hydrological systems due to the recent construction of a dam that is drastically decreasing one of the main inputs for the aquifer—the Guadalfeo River flow.

Groundwater temperature logs show a variable temperature zone in the first few metres, related mainly with river-recharge influence, and a deeper zone where the temperature is stable throughout the year. The depth where the shift occurs varies between 15 and 40 metres.

The differences between groundwater temperature log envelopes reveal the presence of vertical flows in areas never before detected because the hydraulic potential is not intense enough to generate artesian wells.

The simulation of the effect of river-water infiltration on the thermal signal in the groundwater was calculated with the VS2DHI to obtain an approximation to the temperatures measured in the groundwater. The limitations of the method are associated to the transverse flow in the area simulated related with the natural north-to-south discharge of the aquifer. This flow is responsible for the groundwater-temperature changes in deeper areas and allows only the maximum infiltration rate to be calculated.

The infiltration rate varies over the river flow periods. During the initial days with high flow, infiltration can reach rates of 18% of river discharge; later the amount decreases to lower than 7%. There is also a reduction along the river track, as the highest infiltration rates occur in the topographical highest sectors of the river and, in fact, there may be a difference of up to 8% in the infiltration rate between the two reaches simulated. The decreases are associated with water-table changes, the thickness of the unsaturated zone, and the drop in the river flow.

The conceptual model of the Guadalfeo River recharge shows that there is a short-term influence, with variations especially in the first few metres during peak flows and, to a lesser extent, several metres lower, damped by groundwater flowing in a direction aligned

with the river. There is also a long-term impact, with groundwater temperatures that decrease from north to south due to the progressive infiltration of river water and the dominance of colder infiltrated water because of the environmental temperatures during the recharge period.

The limitations of using temperatures for estimating recharge, especially in semiarid environments, are related with the sudden changes in recharge-water temperatures. Precise monitoring of the recharge-water temperature and a good knowledge of the groundwater processes are both necessary. The final results will also be affected by significant groundwater flows (as in this case), thereby requiring a detailed analysis of the results. A 3-D simulation would be a good solution for resolving these problems, but it would require more detailed data and a more complete borehole network.

The Motril-Salobreña aquifer is a complex system where human actions are changing the natural dynamics that have regulated the system for centuries. These alterations (aimed at improving human use of the water) must be accompanied by studies to help mitigate possible negative effects such as saltwater intrusion. In this case, the results obtained with the temperature study and the development of a model for the simulation of the river infiltration can contribute to the adequate management of this resource. Regulation of the Guadalfeo River flow constitutes the origin of the threat related with the dam but, at the same time, it is potentially the easiest solution for mitigating that risk.

### *Acknowledgment*

This study was made possible by funding approved REN2000-1377HID, CGL2004-02748/HID and CGL2005-06224/BTE financed by the Ministerio de Educación y Ciencia of Spain, the Research Groups of Junta de Andalucía RNM-369 and RNM-189 and the Spanish Program of Formación de Personal Investigador. We thank Luis Diaz and Manuel Roldán of Agencia Andaluza del Agua de Motril be-

cause of Guadalfeo River flow information and Manuel López Ogayar (Agencia Andaluza del Agua) and Aguas y Servicios de la Costa Tropical because of river temperature data. Our grateful acknowledgment to the students that collaborated in the field data acquisition. We thank Christine Laurin for editing the English text.

## References

- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water* **43** (6): 951-968
- Bundschuh J., 1993. Modeling annual variations of spring and groundwater temperatures associated with shallow aquifer systems. *Journal of Hydrology* **142**: 427-444
- Burow K.R., Constantz J. and Fujii R., 2005. Using heat as a tracer to estimate dissolved organic carbon flux beneath a restored wetland. *Ground Water* **43** (4): 545-556
- Calvache M.L., P. Ibáñez, C. Duque, M. López-Chicano, W. Martín-Rosales, A. González-Ramón and J.C. Rubio, 2009. Numerical modelling of the potential effects of a dam on a coastal aquifer in S.Spain. *Hydrological Processes* **23**: 1268-1281. Doi: 10.1002/hyp.7234
- Calvache M.L. and A. Pulido-Bosch, 1991. Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (Rio Verde, Almuñecar, southern Spain). *Journal of Hydrology* **129** (1-4): 195-213.
- Calvache, M.L., and A. Pulido-Bosch, 1994. Modelling the effects of salt water intrusion dynamics for coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Ground Water* **32** (5): 767-777.
- Calvache M.L. and A. Pulido-Bosch, 1997. Effects of geology and human activity on the dynamics of salt-water intrusion in three coastal aquifers in Southern Spain. *Environmental Geology* **30** (3-4): 215-223.
- Constantz J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resources Research* **34** (7): 1609-1615.
- Constantz J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* **44**: W00D10, doi:10.1029/2008WR006996.
- Constantz J., Cox M.H. and Su G. W., 2003. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. *Ground Water* **41** (5): 647-656.
- Constantz J. and Thomas L.T., 1997. Stream bed temperature profiles as indicators of percolation characteristics beneath arroyos in the middle Rio Grande Basin, USA. *Hydrological Processes* **11**:1621-1634.
- Cox M. H., Su G. W. and Constantz J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. *Ground Water* **45** (2): 187-195.
- Custodio E. and M.R. Llamas, 1983. *Hidrología subterránea*, 2nd edition. Ed. Omega, 2350 p.
- Doppler T., Hendricks Franssen H., Kaiser H., Kuhlman U. and Stauffer F., 2007. Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modeling river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology* **347**: 177-187.
- Duque C., M.L. Calvache, A. Pedrera, W. Martín-Rosales and M. López-Chicano, 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* **349** (3-4): 536-547.
- Essaid H. I., Zamora C. M., McCarthy K. A., Vogel J.R. and Wilson J.T., 2008. Using heat to characterize streambed water flux variability in four stream reaches. *Journal of Environmental Quality* **37**: 1010-1023, doi:10.2134/jeq2006.0448.
- Ferguson G. and Woodbury A. D., 2005. The effects of climatic variability on estimates of recharge from temperature profiles. *Ground Water* **43** (6): 837-842.
- Healy R. W., 2008. Simulating water, solute, and heat transport in the subsurface with the VS2DI software package. *Vadose Zone Journal* **7** (2): 632-639.
- Healy R. W. and Ronan A. D., 1996. Documentation of computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media-Modification of the U.S. Geological Survey's computer program VS2DT. *Water-Resources Investigations Report 96-4230*. Denver, Colorado.
- Hubbert, M. T., 1940. The theory of ground-water motion. *Journal of Geology*, **48** (8): 785-944.
- Ibáñez, S., 2005. Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos. PhD Thesis, Universidad de Granada, Granada, 304 p.
- Keery J., Binley A., Crook N. and Smith J.W.N.,

2007. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* **336**: 1-16.
- Kipp K.L., 1987. HST3D: A computer code for simulation of heat and solute transport in three dimensional ground-water flow systems: *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report* 86-4095, 517 p.
- Kohl T., 1998. Palaeoclimatic temperature signals- Can they be washed out?. *Tectonophysics* **291**: 1-4: 225-234.
- Konrad C. P., 2006. Location and timing of river-aquifer exchanges in six tributaries to the Columbia River in the Pacific Northwest of the United States. *Journal of Hydrology* **329**: 444-470.
- Kulongoski J. T. and Izbicki J.A., 2008. Simulation of fluid, heat transport to estimate desert stream infiltration. *Ground Water* **46 (3)**: 462-474.
- Lappala E.G, Healy R.W. and Weeks E. P., 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. *Water-Resources Investigations Report* 83-4099, 184 p USGS
- Lapham W. W., 1989. Use of temperatures profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *Water-Supply paper* 2337. Denver, Colorado: USGS.
- Molina L., Vallejos A., Pulido-Bosch and Sánchez-Martos F., 2002. Water temperatura and conductivity variability as indicators of groundwater behaviour in omplex aquifer systems in the south-east of Spain. *Hydrological Processes* **16**: 3365-3378.
- Pulido-Bosch and Rubio, J.C., 1988. Los acuíferos costeros de Motril-Salobreña, in: *Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros*, 209-238, Almuñécar.
- Rushton K., 2007. Representation in regional models of saturated river-aquifer interactions for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology* **334**: 262-281.
- Schmidt C., Conant Jr.B., Bayer-Raich M. and Schirmer M., 2007. Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology* **347 (3-4)**: 292-307.
- Silliman S.E. and Robinson R, 1989. Identifying fracture interconnections between boreholes using natural temperature profiling: I. Conceptual basis. *Ground Water* **27 (3)**: 393-402
- Stonstrom D.A. and Constantz J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. *USGS 1260*, 1-96, Reston, Virginia.
- Su G. W., Jasperse J., Seymour D. and Constante J., 2004. Estimation of hydraulic conductivity in an alluvial system using temperatures. *Ground Water* **42 (6)**: 890-901.
- Taniguchi M., 1993. Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resources Research* **29 (7)**: 2021-2026.
- Taniguchi M. and Sharma M. L., 1990. Solute and heat transport experiments for estimating recharge rate. *Journal of Hydrology* **119**: 57-69.
- Taniguchi M. and Sharma M.L., 1993. Determination of groundwater recharge using the change in soil temperature. *Journal of Hydrology* **148**: 219-229.



# Water-sources and mixing ratios identified by stable isotopes in a coastal aquifer subject to human influence

C. Duque<sup>(1)</sup>, M. López-Chicano<sup>(1)</sup>, M.L. Calvache<sup>(1)</sup> and W. Martín-Rosales<sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Granada, Spain

\* Correspondence to: C. Duque, Departamento de Geodinámica, Campus Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: cduque@ugr.es

Article submitted to *Hidrological processes*

*ABSTRACT: Measurement of the stable isotopes oxygen-18 and deuterium in water is an important tool for characterize aquifer recharge sources. In the driest areas of the Mediterranean, this application is especially interesting due to the scarcity of water and the consequent common human influence on natural hydrological systems. The Motril-Salobreña detrital aquifer (S Spain) is a clear example of such an impact, as inhabitants have designed irrigation systems and a dam was recently built across the course of the Guadalfeo River, which feeds the aquifer. The sampling of (river or ground) water has allow to determine stable isotope content (oxygen-18 and deuterium), both temporally and spatially to infer seasonal trends, the relative importance of the main recharge sources in some sectors and also to improve the knowledge of the main flow paths and the position of a seasonal groundwater divide. The analysis of the data obtained shows evaporation to play a minor role (despite the high temperatures in the zone), scarce rainwater influence, and the overwhelming contribution of the recharge from the Guadalfeo River and from the carbonate aquifer in contact with the Motril-Salobreña aquifer. Irrigation excess during the summer months comprises the main recharge due to the important volumes of water that infiltrate as a consequence of this human environmental alteration. The human influence on the hydrogeology of this aquifer will almost certainly entail great changes in the current dynamics; therefore, knowledge of its behaviour is crucial in order to carry out sustainable use of its groundwater resources.*

**Keywords:** stable isotopes, recharge sources, irrigation excess, human effects, S Spain

## 1. Introduction

The Mediterranean coast of Spain has been, since the 1970s, a well known tourist destination in an environment where the dominant climatic conditions make water a scarce resource. The combination of these two conditions has implied huge urban transformations and the construction of large engineering works in the search to improve the summer water supply. Such is the case of the Motril-Salobreña aquifer, located on the coastline of southeastern Spain. Until recently, the aquifer had been isolated from this pattern due to political and sociological factors. Therefore, the hydraulic conditions had remained almost without human influence and the aquifer is in very good hydrogeological conditions both in terms of quantity and

quality (Castillo, 1975; Calvache *et al.*, 2009).

However, currently and over the last few years, the Motril-Salobreña aquifer has been undergoing many changes. All of these changes are related to human activity, such as the substitution of traditional croplands for golf courses and greenhouses, the building of housing subdivisions (which increase the population considerably), and the construction of a dam (Rules Dam) near the aquifer (less than 20 km) for supplying water for all these activities.

The Motril-Salobreña aquifer will suffer the hydrogeological consequences of the human actions above the aquifer and the reduction of the most important inputs from the Guadalfeo River (intercepted by the Rules Dam). Although



saltwater intrusion is a permanent risk in coastal aquifers, the Motril-Salobreña aquifer has never shown any signs of encroachment, in contrast with the surrounding coastal aquifers in the zone (Calvache and Pulido-Bosch, 1991; 1994; 1997). The differential aspects are the influences of a high-volume river (the Guadalfeo), due to a large, high-altitude catchment, and the traditional land uses of the aquifer surface.

Just these two aspects are being changed as a consequence of the economic development of the area. In this scenario, where the greatest inputs to the aquifer are forecast to decrease, other inputs of lesser volumetric significance will gain in importance in the expected modified water budget of the hydrogeological system.

The study of the stable isotopes oxygen-18 and deuterium comprise a widely used tool since the first works in which they were applied, where the relationship between the isotopic composition of water and the processes that take place during the hydrological cycle was confirmed (Craig, 1961; Craig *et al.* 1963; Dansgaard, 1964; Nir, 1967; Gat and Isar, 1974).

Since the starting point for differentiating processes is meteoric water, studies on the isotopic composition of rainwater are quite common and tend to focus on outlining local meteoric water lines that may be applicable to local-area research. The aforementioned scarcity of water resources in the driest parts of the Mediterranean has led to a great richness of isotope studies in this part of the world (Gat *et al.*, 1996; Leontiadis *et al.*, 1996; Kattan, 1997; Celle-Jeanton *et al.*, 2001a, 2001b; Abd El Samie and Sadek, 2001; Longinelli and Selmo, 2003; Boronina *et al.*, 2005; Bajjali, 2006). Application studies linked to atmospheric aspects such as origins of air masses, relations with the dominant climates in different regions, and the effects of temperature and humidity (Winograd *et al.*, 1998; Araguás-Araguás *et al.*, 2000; Vreca *et al.*, 2006) are more common than specifically hydrogeological applications, although they are also a necessary framework for studying groundwater.

These atmospheric effects are the basis for

effects such as continentality, elevation, seasonality, and quantity; since the causes were established, they have been applied in many parts of the world (Vogel *et al.*, 1975; Leontiadis *et al.*, 1988; Christodoulou *et al.*, 1993; Alyamani, 2001; Longinelli and Selmo, 2003; Boronina *et al.*, 2005; Bajjali, 2006; Lee and Kim, 2007).

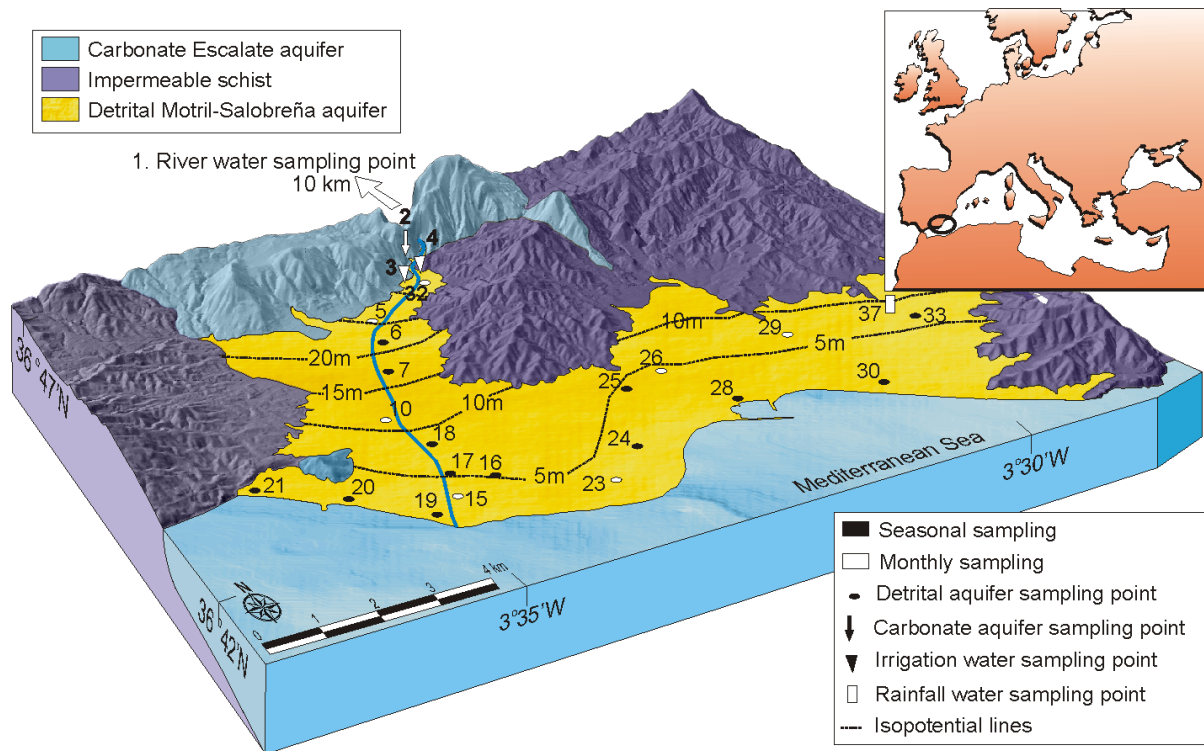
Studies on the mixing of waters of different origins from distinct recharge sources as well as in distinct periods have also recurred to the isotopic composition of waters (Geirnar and Leaven, 1992; Cerón *et al.*, 1998; Tantawi *et al.*, 1998; Abu-Jaber, 2001; Abd El Samie and Sadek, 2001; Bajjali, 2006; Li *et al.*, 2007). Less common are applications aimed at spatial and temporal hydrogeological determinations that supply information on the circulation of ground waters, particularly in relation to water-mixing processes and their changes over time.

This study examines the use of natural water isotopes (Oxygen-18 and deuterium) for determining the influence of inputs to the aquifer that, until now, had not been studied in detail. It was undertaken a temporal and spatial analysis of stable isotope ratios in precipitation, surface and subsurface waters to identify physical processes, groundwater recharge sources and groundwater/surface water mixing dynamics in a coastal aquifer system.

## 2. Hydrological setting

The Motril-Salobreña coastal detrital aquifer is made up by the alluvial sediments transported by the Guadalfeo River, which is relatively high-flow (average flow rate of 6600 l/s) for the region. The Guadalfeo River is a losing river for most of its course, until it reaches its most distal section where the aquifer discharges into the river. It is, in fact, the presence of this river that has allowed the aquifer to maintain a high annual water budget, in contrast with nearby aquifers.

The Motril-Salobreña aquifer formed quite recently (Quaternary); consequently, grain



**Figure 1.** Geological setting of Motril-Salobreña aquifer and location of the sampling points for isotopic analysis.

size is extremely varied, sediments are unconsolidated, and transmissivity can be very high (200-105 m<sup>2</sup>/d, Castillo and Fernández Rubio, 1978). Boreholes in the zone reveal clays, silts, sand, and gravel (the latter associated with palaeochannels). In addition, the materials with greater hydraulic conductivity decrease north to south and east to west as a result of the sedimentary genesis itself (Duque *et al.*, 2005). The aquifer covers 42 km<sup>2</sup> and its thickness reaches 250 metres (Duque *et al.*, 2008). Its southern boundary is in contact with the Mediterranean Sea, whereas the other boundaries (save for the northeastern section) are considered impermeable due to the presence of schists.

The exception is the northeastern sector, where detrital materials provide a connection with the Escalate carbonate aquifer (Figure 1). The flow paths traced from water-table maps reveal groundwater circulation from the higher, northerly zones down to the coastline. Calculated hydraulic gradients range from  $3.6 \cdot 10^{-3}$  to  $1.6 \cdot 10^{-3}$ , with the higher ones in the western sector where there is greater recharge (González-Ramón *et al.*, 2005).

Water-budget results for the region (Castillo, 1975; Ibáñez, 2005) identify the main recharge sources for the system to be irrigation excess, direct infiltration from the Guadalfeo River, direct infiltration of rainfall, and hidden supplies from the carbonate aquifer and the alluvium over which the Guadalfeo runs and that is hydraulically connected to the Motril-Salobreña aquifer. Although some of these values are well quantified, other aspects of these budgets could not be accurately determined due to the complexity of the system in some zones and to a lack of information. Interestingly, the northern zone of the aquifer has three very important recharge sources in a small area: the carbonate aquifer, the Guadalfeo River alluvium, and the Guadalfeo itself. The Guadalfeo River is significant in the total recharge of the aquifer not only due to direct infiltration from the riverbed, but also because of infiltration from excess irrigation water, previously diverted from the river. Irrigation excess in this region is also quite significant due to the use of the traditional technique of flooding.

The catchment basin of the Guadalfeo River

drains the southern slopes of the Sierra Nevada, an important mountain chain over 3,000 metres in elevation. The range covers 1,294 km<sup>2</sup> and has an average annual precipitation of more than 700 mm, much of it as snow. The river is primarily fed by basin runoff and maximum flows are generally reached from April to June, when the snow accumulations on Sierra Nevada melt.

The climatic characteristics of the zone are extremely variable due to the steepness of the gradient, going as it does from sea level to 3,482 m in only 50 km. As a consequence, although the climate is primarily Mediterranean, it shifts from a dry subtropical type at the coast to a high-mountain climate with periglacial conditions at higher elevations. These climatic circumstances have repercussions on the isotopic mark on the various waters that converge in the aquifer.

### 3. Methodology

In order to characterise the recharge sources of the Motril-Salobreña aquifer, we performed 12 monthly samplings and 2 seasonal samplings (February and October of 2002) for the hydrological year of 2001-2002 at various points of the study zone. The aim was to establish the time-space evolutions of the contents in deuterium ( $\delta^2\text{H}$ ) and Oxygen-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of both the aquifer waters themselves and those of the main recharge sources: the Guadalfeo River, rainfall, the Escalate carbonate aquifer, and excess irrigation waters from the Guadalfeo River.

For the monthly monitoring, a network of 12 points was chosen, including the main recharge sources (Guadalfeo River sampled 10 km upstream from the aquifer, 1; Escalate aquifer, 2; irrigation water sampled in a irrigation channel diverted from the Guadalfeo River 6.5 km upstream, 3 and 4; and rainfall, 37), various sectors of the Motril-Salobreña aquifer (6 points) and the rainfall in a weather station. For the spatial characterisation (also with a seasonal component), the network was expanded to 25 points, including the previous

12 plus other points of the aquifer (Figure 1).

The rain was sampled in a container of plastic, in which interior was added vaseline for preventing the evaporation of the stored water. The samples were taken monthly from February, 2002. Because of the sampling point location, close to a rainfall gauge, it is known that five samples of rain obtained (Table 1) fitted to approximately 26 rainy days, distributed at least in 14 rainy different events (with 1 to 4 consecutive days of rain), between February 19 and October 28, 2002, with a whole of 215.2 mm of rain collected.

In total, 158 water samples were taken, each comprising two 50 ml flasks. The samples were analysed at the Zaidín Research Station's Analysis of Stable Isotopes Service (CSIC, Granada) with a Finnigan MAT 251 isotopic ratio mass spectrometer via Zn reduction to obtain the  $^2\text{H}/^1\text{H}$  ratio and by the isotopic equilibrium method of a given amount of water with  $\text{CO}_2$  for the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratio. In both cases, isotopic deviations were compared to a VSMOW reference control, with experimental errors of  $\pm 0.1$  ‰ and  $\pm 1$  ‰ for oxygen and hydrogen, respectively.

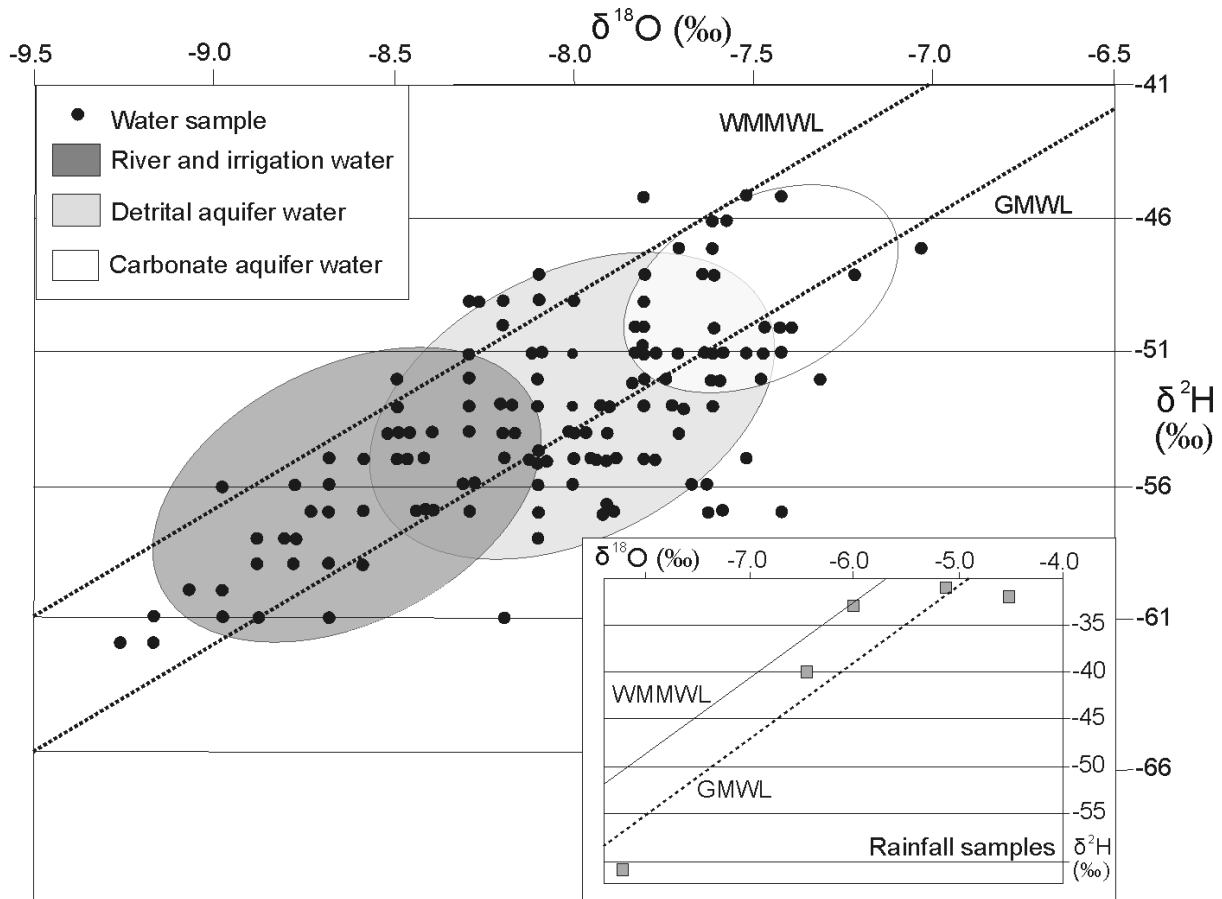
Stable isotope data were analysed in detail, comparing them to the system's hydrogeological characteristics and the influences on the isotopic composition. The data for the Guadalfeo River flow covered several gauging stations, precipitation and temperature recorded at a weather station in the eastern zone of the aquifer; water tables were measured monthly for the detrital and the carbonate aquifers. Comparing the isotopic contents to the processes affecting the hydrogeological system is meant to provide important conclusions related to the aquifer dynamics.

### 4. Results and Discussion

The isotopic data of the monthly sampling and various simple statistical parameters are given in Table 1. Also shown are the deuterium excess (d) values calculated from the equation  $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964).

	Nov-01	Dec-01	Jan-02	Feb-02	Mar-02	Apr-02	May-02	Jun-02	Jul-02	Aug-02	Sep-02	Oct-02	n	$\xi$	$\sigma^2$	VC (%)	
	$\delta^{18}\text{O}$	-9.3	-9.2	-8.7	-8.7	-8.8	-8.9	-8.9	-8.6	-8.2	-7.9	-7.6	-8.4	12	-8.6	0.5	6
<b>1</b>	$\delta\text{D}$	-62	-61	-61	-57	-58	-59	-61	-59	-53	-57	-47	-57	12	-58	4.2	7
	<i>d</i>	12.4	12.6	8.6	12.6	12.4	12.2	10.2	9.8	12.6	6.4	13.8	10.6	12	11.2	2.1	19
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.6	-7.6	-7.2	-7.5	-7.4	-7.7	-7.8	-7.8	-7.0	-7.4	-7.7	-7.5	12	-7.5	0.2	3
<b>2</b>	$\delta\text{D}$	-53	-50	-48	-45	-45	-47	-49	-51	-47	-51	-51	-51	12	-49	2.6	5
	<i>d</i>	7.8	10.8	9.6	15.0	14.2	14.6	13.4	11.4	9.0	8.2	10.6	8.6	12	11.1	2.6	24
	$\delta^{18}\text{O}$	-9.1	-9.2	-8.4	-8.7	-8.8	-8.8	-7.6	-8.1	-8.0	-7.9	-7.6	-7.6	12	-8.3	0.6	7
<b>3</b>	$\delta\text{D}$	-60	-62	-57	-56	-58	-58	-48	-55	-53	-54	-48	-57	12	-56	4.3	8
	<i>d</i>	12.8	11.6	10.2	13.6	12.4	12.6	12.8	9.5	11.0	9.2	13.0	3.6	12	11.0	2.7	25
	$\delta^{18}\text{O}$	-9.0	-8.8	-8.3	-8.6	-8.8	-8.6	-9.0	-8.5	-7.8	-7.5	-7.9	-7.6	12	-8.4	0.5	6
<b>4</b>	$\delta\text{D}$	-60	-59	-57	-55	-56	-57	-56	-52	-51	-55	-55	-57	12	-56	2.5	5
	<i>d</i>	12.0	11.4	9.4	13.8	14.4	11.8	16.0	16.0	11.2	5.0	7.9	3.9	12	11.1	3.9	36
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.8	-7.9	-7.4	-7.6	-7.8	-8.0	-7.8		-7.9	-8.5	-7.8	-8.0	11	-7.9	0.3	3
<b>5</b>	$\delta\text{D}$	-50	-53	-50	-46	-45	-54	-51		-48	-54	-55	-54	11	-51	3.4	7
	<i>d</i>	12.5	10.2	9.2	14.8	17.4	10.1	11.4		15.2	13.8	7.4	9.9	11	12.0	3.0	25
	$\delta^{18}\text{O}$	-8.1	-8.1	-7.6	-8.1	-8.1	-7.8	-8.1		-7.5	-7.7	-8.1	-8.0	11	-7.9	0.2	3
<b>10</b>	$\delta\text{D}$	-53	-55	-51	-48	-51	-51	-49		-50	-54	-53	-55	11	-52	2.4	5
	<i>d</i>	11.8	10.0	9.6	16.8	13.9	11.7	15.8		9.6	7.6	11.8	9.0	11	11.6	2.9	25
	$\delta^{18}\text{O}$	-8.0	-8.4	-8.3	-8.2	-8.3	-8.1	-8.2	-8.5	-7.7	-8.1	-8.2	-8.4	12	-8.2	0.2	3
<b>15</b>	$\delta\text{D}$	-54	-57	-54	-50	-49	-55	-54	-54	-53	-56	-55	-57	12	-54	2.4	5
	<i>d</i>	10.0	10.2	12.4	15.6	17.3	9.9	11.6	14.2	8.4	8.8	10.6	10.3	12	11.6	2.8	24
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.8	-7.9	-7.7	-8.3	-8.3	-8.1	-8.1	-8.4	-8.2	-7.9	-7.9	-8.0	12	-8.0	0.2	3
<b>23</b>	$\delta\text{D}$	-52	-55	-53	-53	-49	-57	-55	-54	-53	-55	-57	-56	12	-54	2.3	4
	<i>d</i>	10.4	8.2	8.7	13.4	17.4	7.8	9.6	13.2	12.4	8.4	6.0	7.9	12	10.3	3.2	31
	$\delta^{18}\text{O}$	-7.8	-7.9	-7.6	-8.1	-8.1	-8.0	-8.3	-8.2	-7.8	-7.9	-8.3	-7.9	12	-8.0	0.2	3
<b>26</b>	$\delta\text{D}$	-50	-53	-51	-52	-51	-53	-51	-54	-51	-58	-56	-55	12	-53	2.4	5
	<i>d</i>	12.4	10.3	10.0	12.8	13.8	11.0	15.4	11.6	11.6	5.2	10.5	8.6	12	11.1	2.6	23
	$\delta^{18}\text{O}$	-8.1	-7.5	-7.9	-8.3	-8.2	-8.1	-8.2	-8.3	-7.8	-7.9	-8.3	-8.7	12	-8.1	0.3	4
<b>29</b>	$\delta\text{D}$	-55	-51	-54	-52	-49	-58	-53	-57	-53	-57	-56	-57	12	-54	2.8	5
	<i>d</i>	9.8	9.0	9.2	14.4	16.6	6.8	12.6	9.4	9.4	6.4	10.3	12.9	12	10.6	3.0	29
	$\delta^{18}\text{O}$	-9.0	-7.6	-7.4	-8.7	-8.5	-8.7	-8.9	-7.8	-7.7	-7.6	-7.4	-7.7	12	-8.1	0.6	8
<b>32</b>	$\delta\text{D}$	-61	-51	-50	-55	-54	-59	-58	-52	-47	-52	-57	-52	12	-54	4.1	8
	<i>d</i>	11.0	9.8	9.0	14.6	14.0	10.6	13.2	10.5	14.6	8.8	2.2	9.8	12	10.7	3.4	32
	$\delta^{18}\text{O}$					-6.0	-5.1	-8.2				-4.5	-6.4	5	-6.2	1.4	24
<b>37</b>	$\delta\text{D}$	No sample				-33	-31	-61	No sample			-32	-40	5	-39	12.6	32
	<i>d</i>					15.0	9.8	4.6				4.0	11.5	5	10.3	4.7	52

**Table 1.** Isotopic data of the monthly sampling and the parameters for the average value, standard deviation, and variation coefficient of  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ , and *d*.



**Figure 2.** Ratio of  $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta\text{D}$  for the waters samples in the study zone

Figure 2 shows the  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$  ratio of the average points for each of the main recharge sources and a representative area covering most of the sampling points. The global meteoric water line (GMWL) is shown ( $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$ , Craig, 1961), in addition to the western Mediterranean meteoric water line (WMMWL) ( $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+15$ , Gat and Carmi, 1970; or  $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+13.7$ , Celle-Jeanton *et al.*, 2001). The samples corresponding to ground waters lie between these two meteoric lines, as would be expected of an area with precipitation from both cloud masses originating in the Atlantic Ocean and in the Mediterranean Sea (Cruz Sanjulián *et al.*, 1992; Vandenschrick, *et al.*, 2002).

However, the precipitation levels recorded in the area of the aquifer provide a better fit to the global meteoric water line (GMWL) refined by Rozanski *et al.* (1993) for the VSMOW pattern. Even taking into account the fact that isotopic rainfall data were scarce and covered only one

hydrological cycle, there is still an appreciable difference between local rainfall and the surface and groundwater in the zone, which is indicative of the scarce importance of rainfall recharge in this aquifer, at least during the experimental year of study (2001-02). If this influence was more important, the ground waters should show isotopic relations more enriched in heavy isotopes, and, therefore less negative values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  that those that they present really. In fact, most of the rainfall samples show slightly negative values or are relatively enriched in heavy isotopes compared to surface and groundwaters in the zone. This result is logical taking into account the location of the rainfall gauge at only 2 km from the sea and its low elevation of 47 masl. This situation is considered representative of the rain on the aquifer, taking into account the small extension and flat morphology of this one. The values of the isotopic diversions obtained in the rain water samples are coherent with the obtained for other authors in diverse places placed to the north of our study area (Cruz-

Sanjulián, *et al.*, 1992; Raya-Garrido, 2008).

The lowest  $\delta^{18}\text{O}$  values were obtained from Guadalfeo River samples taken at the farthest point upstream (9 km) from the Motril-Salobreña aquifer, with a value of -8.6 ‰ of average and a range of variation among -9.3 and -7.6 ‰ (Table 1 and Figure 3). These values are not surprising in waters largely deriving from snowmelt in Sierra Nevada. Raya-Garrido (2008) gives isotopic information of the snow gathered to different heights in the northwestern slope of Sierra Nevada (between 670 and 3000 masl) corresponds to 4 events of rainfall happened between November, 2001 and January, 2003. The average values of  $\delta^{18}\text{O}$  were -16 ‰, with a maximum of -10,2 ‰ and a minimum of -19.1 ‰.

The irrigation waters (taken downstream from the Guadalfeo River sampling point) are, on average, slightly less negative, thereby indicating enrichment in heavy isotopes com-

pared to the river, probably due to evaporation and mixing with waters from other aquifers. The water from the Escalate carbonate aquifer has a slightly negative average value (-7.5 ‰) typical of a recharge at lower elevations than that of Sierra Nevada and closer to the sea.

The isotopic composition of the aquifer groundwater, particularly at certain times of the year, is close to that of the surface waters (the Guadalfeo River and derivations from it for irrigation). However, although close in levels, the ground waters show average  $\delta^{18}\text{O}$  values that are slightly less negative (-8.0 to -8.2 ‰), indicating either mixing of the surface waters that have infiltrated with other, more 'local,' waters (rainfall, Escalate aquifer, etc.) or new evaporation processes at the time of infiltration. There is also a certain homogeneity in the values for the aquifer water (Figure 3), a reflection of the huge influence of the Guadalfeo River recharge and of irrigation excess (at least at certain times of

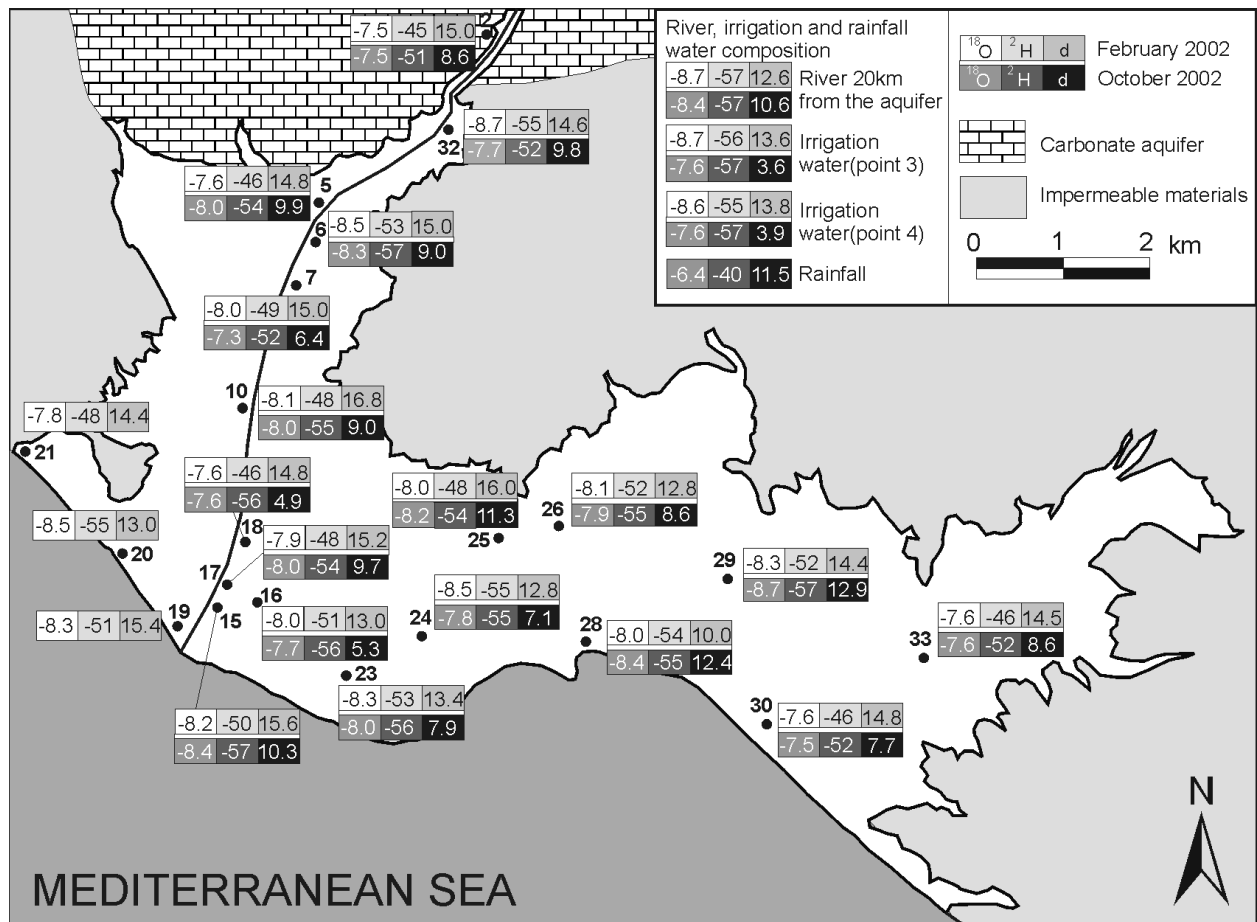


Figure 3. Spatial distribution of isotopic values for deuterium, oxygen-18, and excess deuterium

year), as well as of effective water mixing in the aquifer due to its good hydraulic characteristics, particularly in the western and central sectors.

### ***Distribution and Causes of Isotope Ratios in the Aquifer***

A spatial representation of the data for the two seasonal campaigns reveals certain patterns in the isotopic composition of the water in the Motril-Salobreña aquifer as concerns  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , and  $d$ . A representation of the isotopic contents over an outline of the aquifer (Figure 3) shows greater spatial variation for the dry-season sampling.

The  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values increase from the northeastern zone down, reaching maxima in the easternmost zones nearest the coastline. One possible cause for this tendency is the high temperatures in this period, favouring evaporation in the aquifer's recharge waters. Evaporation results in an enrichment in heavy isotopes (Gat and Tzur, 1967; Araguás-Araguás *et al.*, 2000), with less negative  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values and greater  $d$  values. Consequently, recharge waters subject to evaporation that circulate for longer periods will be more affected by such enrichment.

Evaporation rates must be high in order to produce an effective evaporation of the recharge water and show up in the isotopic composition of the aquifer's groundwater. The current (and historic) use of flooding for irrigation above the aquifer favours evaporation. In this method, cropland is flooded with important amounts of water (this zone commonly produces sugar cane and vegetables). Evaporation rates will vary depending on the soil's capacity for infiltration (Eastoe *et al.*, 2007). However, it is not only the physical properties of the materials affecting infiltration since farm activity such as tilling and ploughing can increase infiltration.

This irrigation method has led to considerable modifications of the natural hydrological regime by man in order to divert water from the Guadalfeo River and distribute it by gravity via a complex system of irrigation ditches. Recharge of this aquifer by irrigation excess may

be over 35% of the annual input according to general budgets calculated by various authors (e.g. Castillo, 1975; Ibáñez, 2005). And, since the water infiltrating derives directly from the Guadalfeo, it has a similar isotopic composition. This may enhance the similarity in isotopic composition of the aquifer and river waters; however, both the water-diversion system and the irrigation system itself favour evaporation.

Another factor affecting the spatial variation in the aquifer isotopic composition is the occurrence of recharge sources in the western sector. The anomalous isotopic values in the Motril-Salobreña aquifer caused by the Guadalfeo River and in the northern part of the aquifer (where there is a recharge from the Escalate carbonate aquifer) indicate these inputs are great enough to influence the average  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values in the groundwater. Therefore, the northeastern sector is an area of special interest that is examined in more detailed below.

### ***Mixing of water with different isotopic compositions***

The conservative nature of stable isotopes once they are part of ground waters (Araguás-Araguás *et al.*, 2000) means they can be used to perform a simple calculation on the mixing of water from two distinct origins. Performing these estimations on the average values obtained throughout a year of sampling produces an approximation to determine the influence of each recharge source on the aquifer's global isotopic composition. This type of calculation has commonly been used in isotopic studies of groundwater in other regions (Cable Reins and Mount, 2002; Buttlar II, 2007).

In the water budgets estimated by other authors for this aquifer, rainfall infiltration is not a significant recharge source (10% according to Ibáñez, 2005; Calvache *et al.*, 2008). The application of this calculation by simple mixing reveals whether this situation is homogeneous in aquifer zones farthest from the Guadalfeo River, where rainfall and irrigation excess dominate over other recharge sources.

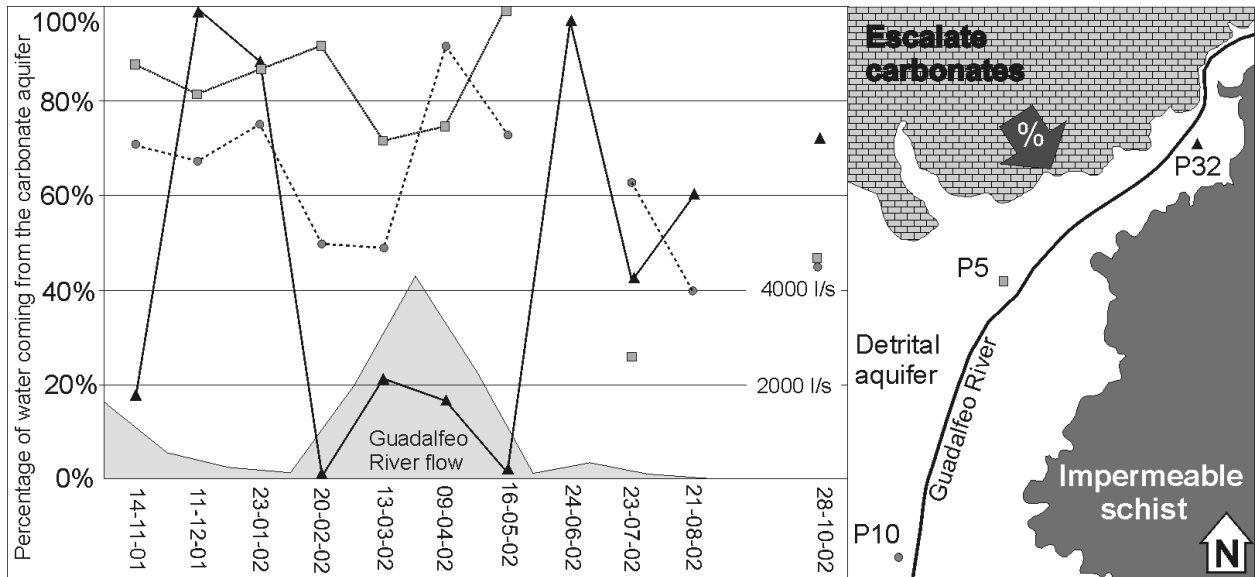


Figure 4. Percentage of water from the carbonate aquifer (Escalate) related with the location of the sampling points.

Therefore, the starting point is rainfall water (point 37) and irrigation excess (point 4), from which is calculated, in accordance with the expression  $\delta^{18}\text{OMIX} = x \delta^{18}\text{ORAINFALL} + (1-x) \delta^{18}\text{OIRRIGATION}$ , the proportion of rainfall water ( $x$ ) in the mix, assuming it does not undergo any isotopic fractioning during infiltration, which would further reduce its percentage in the final mix. Points farthest from the Guadalfeo River such as 26 and 29 show quite low rainfall water percentages at 13.6% and 18.1% respectively. Other points farther west show even lower rainfall water percentages. In contrast, waters relatively enriched in heavy isotopes ( $\delta^{18}\text{O} = -7.6\text{‰}$ ) taken from the two seasonal samplings (Figure 3) in more eastern points such as 30 and 33 seem to suggest a slightly greater importance of local rainfall infiltration in this sector, although still lower than the 40% portion of irrigation excess in the final mix.

This calculation can also be applied to the zones closer to the Escalate carbonate aquifer where, in addition to recharge from that aquifer, the water of the Guadalfeo River can also affect the isotopic composition of the detrital aquifer. The average  $\delta^{18}\text{O}$  values in the two points sampled in this zone (sample points 5 and 10) are  $-7.9\text{‰}$ . The simple mixing calculation between the Guadalfeo River water (sample point 1) and Escalate

late aquifer water (sample point 2) indicates the Escalate comprises around 55% of the final mix.

The same calculations performed for the averages of  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  can be applied to the monthly values to establish the temporal evolution of the relative importance of each of these recharge sources. This cannot be done with the rainwater since there is not precipitation every month, but it is very useful for evaluating the influence of the Escalate carbonate aquifer. As would be expected, water from carbonates is less impoverished in heavy isotopes since its main recharge derives from rainfall at low elevations and close to the coastline. In contrast, the Guadalfeo River water is more isotopically depleted since it derives from a very extensive catchment basin at higher elevations and much farther from the sea. This calculation was carried out for those points closest to the area of possible mixing, thereby reducing masking by other factors such as evaporation of recharge waters and the effect of irrigation excess.

A projection of the percentage of water from the Escalate carbonate aquifer at certain sampling points for each month shows the influence of this recharge source on the aquifer's isotopic composition (Figure 4). During the cold season, points 5 and 10 show a similar trend, although point 5 has a greater percentage of

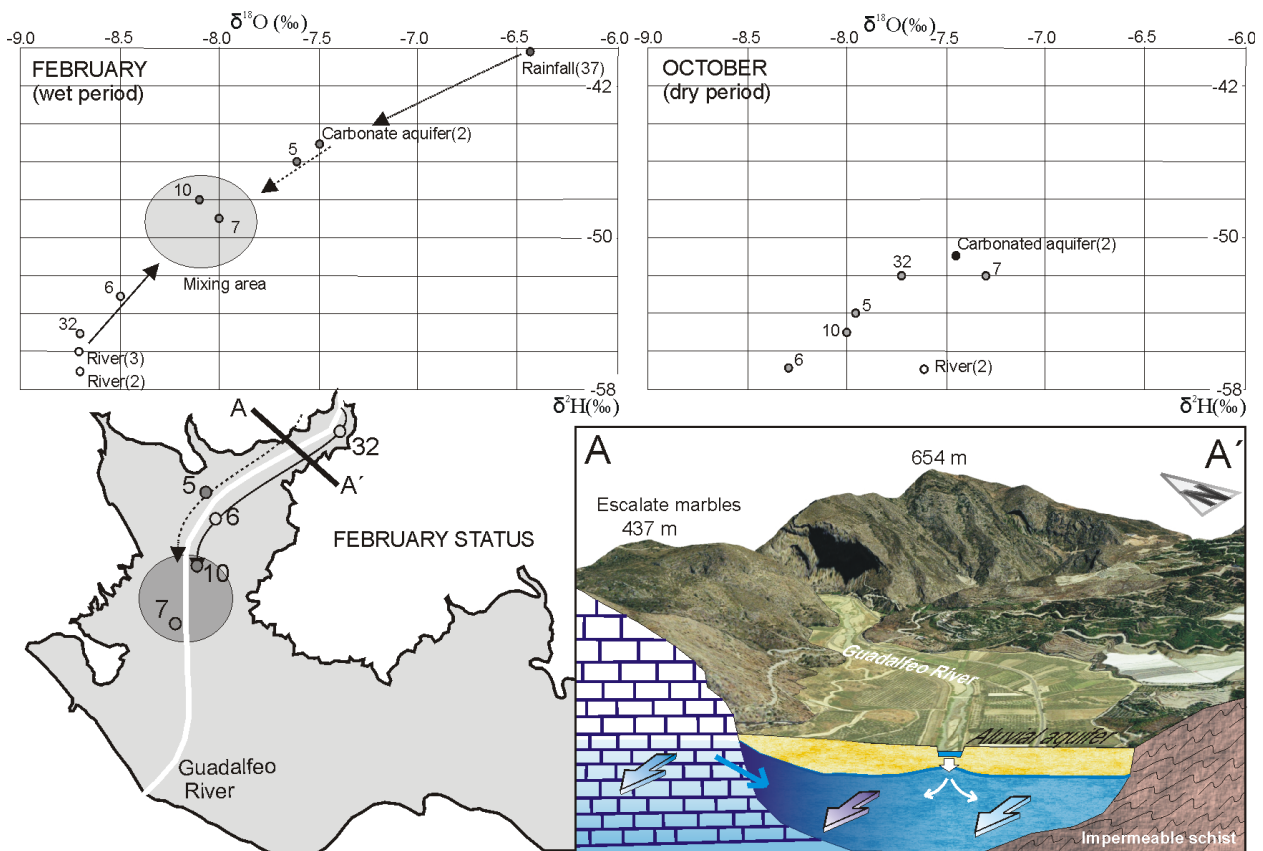


water deriving from the carbonate aquifer.

In the case of point 32, there are considerable variations in the percentage of water coming from the Escalate aquifer, ranging from nearly 100% in some months down to almost nothing in others. However, these percentages are even more complex during the summer. The main reason is that, in summer, the groundwater is affected by other processes such as evaporation prior to infiltration, a greater relative importance of irrigation excess, and a possible generalized increase in pumping. This human activity can cause local effects that may result in the levels calculated falling well outside the usual range of 0% to 100% and thereby not allowing the establishment of trends such as in the fall and winter.

The results shown in Figure 4 indicate a greater variability in the percentage of water from Escalate for point 32 and greater temporal homogeneity for points 5 and 10. Due to its location in a zone of scanty volume of the detrital

aquifer and closer to the Escalate massif and to the Guadalfeo River itself, it seems likely that its greater variability can be due to the fact that the influence of both recharge sources will be more extreme in this sector. Therefore, during the wet season, the Guadalfeo River will have a maximum influence on the recharge (values near 0 % of water coming from Escalate Aquifer). On the other hand, when the river is absolutely dry the recharge of the detrital aquifer will be dominantly proceeding from Escalate Aquifer (100 %). Point 5, the closest to the carbonate aquifer, has the greatest percentage of Escalate water, whereas point 10, farther away, has a lower percentage. Proximity to the recharge zone is a clear criterion for determining the importance of these recharge sources. Sampling point 32 is interesting due to the sharp decrease in carbonate-aquifer influence during the highest levels of the Guadalfeo River; in fact, in November and in April and May, the influence of this aquifer is under 20%. The conclusion is that past a certain volume of flow for the Gua-



**Figure 5.** Scheme of the hydrogeological situation at the contact of the detrital aquifer with the Escalate carbonates and the temporal hydrogeological divide that may be the root of the isotopic differences on either bank of the Guadalfeo River

dalfeo River, the influence of the Escalate aquifer drops in importance for this sampling point.

### ***Isotope applications for determining flow paths and hydrogeological divides***

The results from calculating the mixing percentages in the northern zone of the Motril-Salobreña aquifer show a good discrimination of the two main recharge sources in this sector. Since the isotopic mark distinguishes the origin of each of these sources, the results have been plotted on a  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  diagram to evaluate changes in the path of groundwater flow (Figure 5).

For February, there are two starting points (ends of arrows) with distinct compositions, corresponding to the Escalate aquifer and the Guadalfeo River. The isotopic composition of the carbonate aquifer (sampling point 2) is more similar to that of the local rainfall than to the river. Where the arrows meet in the diagram is a mixing area where the varying presence of Escalate or fluvial waters in the Motril-Salobreña aquifer can be noted. Points 7 and 10 reflect approximately equal proportions of waters deriving from the two main recharge sources. However, points 5 and 6, although geographically very close, have very different isotopic compositions. The explanation for this abrupt shift over so short a distance can be found in the Guadalfeo River, which causes the appearance of a local hydrogeological divide during this period. The infiltration of water from the Guadalfeo River produces a slight rise in the phreatic level, forcing the groundwater to divide around both sides of the river's course and thereby preventing input from the Escalate aquifer at point 6. There are therefore two flow paths parallel to the river's course that seem to converge in the sector of points 7 and 10, where there is also significant pumping of groundwater. This circumstance has direct repercussions when planning isotopic and hydrochemical sampling since points on one side or the other of the river's course are, on occasion, cut off from waters provided by the Escalate aquifer.

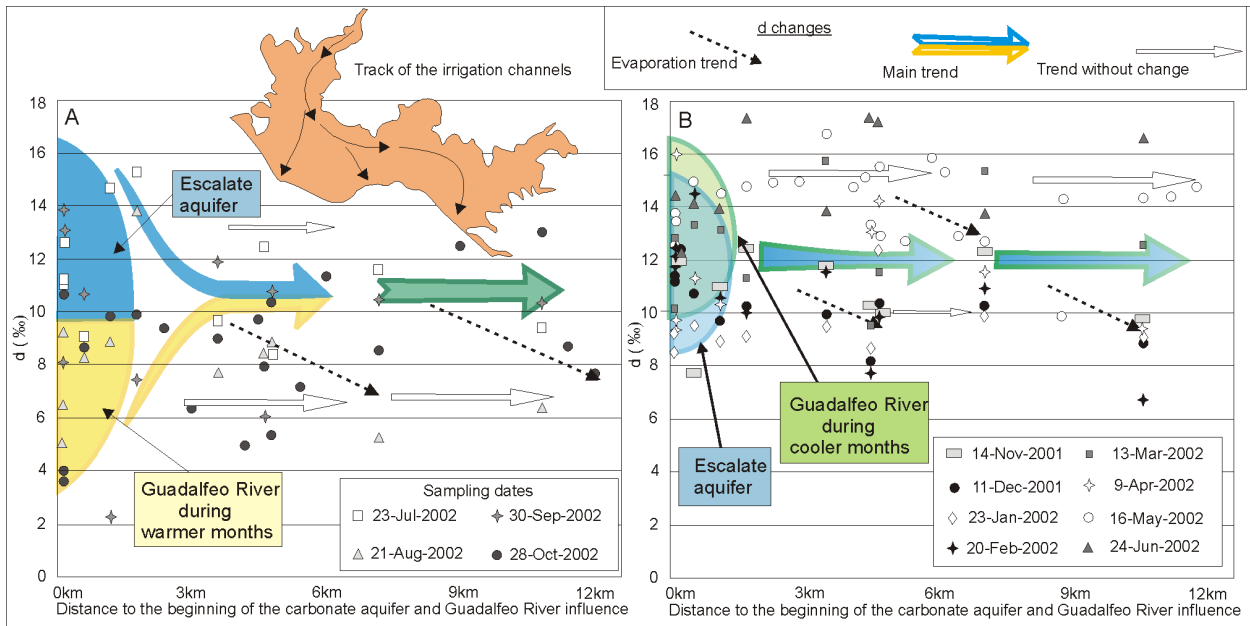
In addition, the seasonality of this process is

demonstrated with the projection of the same data for October, which shows a more chaotic distribution of the points (Figure 5). The very low river discharge and the disappearance of the hydrogeological divide, together with the greater influence of other inputs such as irrigation excess prevents the occurrence of the situation seen in the wetter months.

### ***Spatial evolution of the isotopic composition***

The d considered takes into account the proportions of deuterium and oxygen-18, thus making it possible to evaluate the two isotopes together. One of the applications of this parameter is its utility as an evaporation indicator (Araguás-Araguás *et al.*, 2000; Vandenschrick *et al.*, 2002). The evaporation is a process that affects frequently to the water that circulates superficially on the Motril-Salobreña Aquifer, especially during the summer when the temperatures reach until 35°C. The evaporation will be more important as longer is the travel distance. The d decrease can be a sign of evaporation in the recharge water that have circulated before along the surface. Irrigation water circulates by channels over aquifer surface until it is utilized for the irrigation. Consequently, the excess deuterium has been plotted as a function of the distance from two of the main recharge sources- the Guadalfeo River and the Escalate carbonate aquifer (Figure 6). The difference between the two graphs is that B corresponds to the colder months of the year, whereas A shows d for the warmer months.

The isotopic composition of the Guadalfeo's water shows seasonal variations that are probably related with the evaporation it undergoes along its course to the Motril-Salobreña aquifer since these changes are especially marked during the hot season. In contrast, the Escalate carbonate aquifer has more homogeneous d values throughout the year. On this basis, there are three processes detected: (1) mixing (consisting in convergence to an average composition from the two origins); (2) evaporation of recharge waters (reflected in a progressive decrease in excess deuterium farther away from the source); and (3) an absence of change (in-



indicated by a horizontal trend in the graph).

In the cooler months (Figure 6B), initially the excess deuterium values range around 8-15‰. From that point on, due to the isotopic similarity between the Guadalfeo's water and Escalate's water, in many months there is little variation since the waters mixing are not isotopically distinct. Moreover, as these are the cooler months, evaporation is proportionately lower and there is no clear trend.

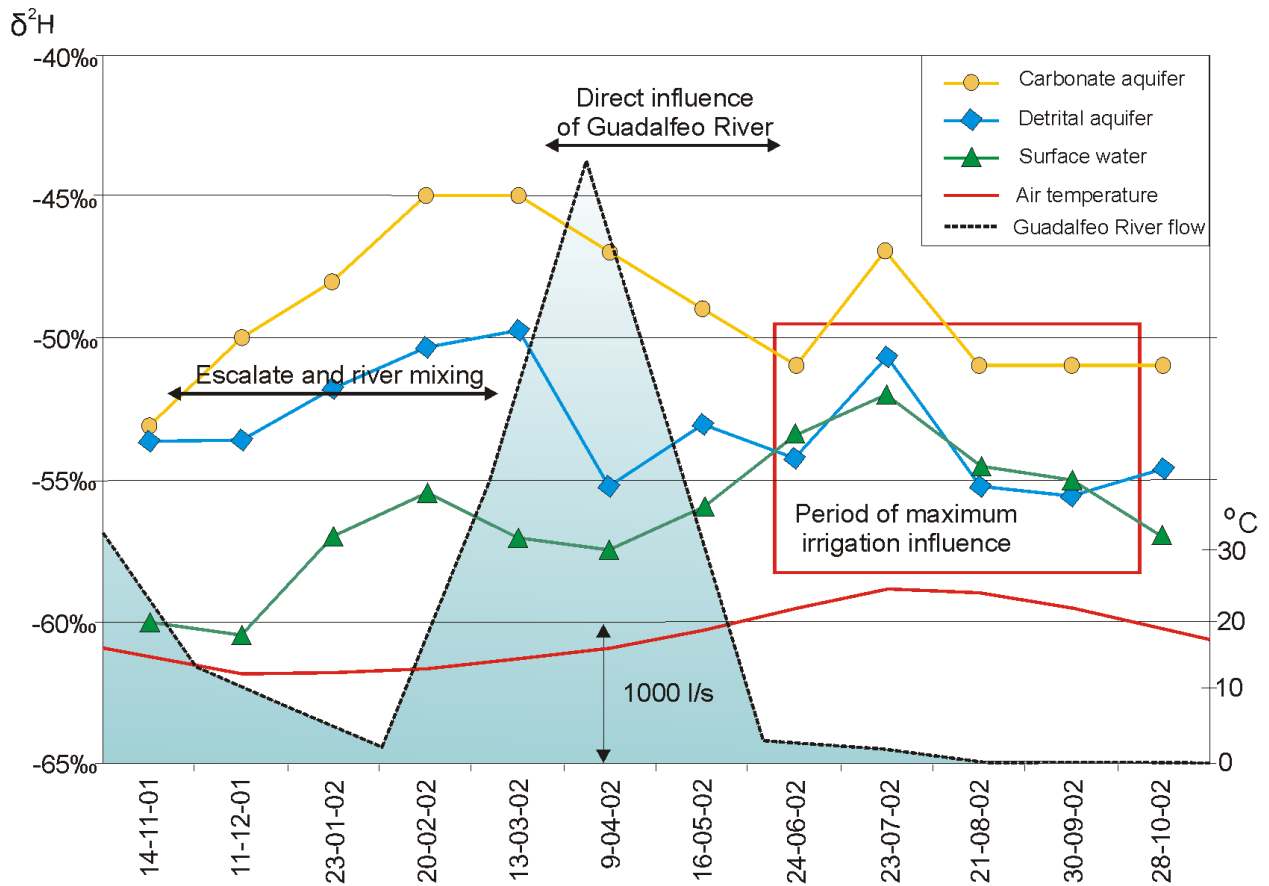
During warmer months (Figure 6A), from May to October, the situation is different since the Guadalfeo River loses water to evaporation the entire length of its course from the peaks of Sierra Nevada. The initial d values (4-9‰) are therefore lower than for the warmer months. Although the riverbed in this sector is almost dry in the warm months, it still has an indirect influence on the aquifer by the irrigation. Upstream, river water is diverted and used for flood irrigation above the aquifer surface, causing significant infiltration towards the saturated zone. Therefore, the composition of the river water has an important influence on the isotopic mark of the groundwater in the Motril-Salobreña aquifer. The Escalate aquifer maintains the d levels of the colder months (8-15‰) since recharge occurs during the wet season, which is also the

coldest. The result plots a converging pattern trending towards a decrease in the range of variation of d (see Figure 6A), reflecting the mixing of the two main recharge sources to produce an intermediate composition. Due to the average temperatures of over 20°C during this period, the evaporation of irrigation water is a very frequent process that will carry a local decrease in excess deuterium in groundwater, which is more noticeable the greater the recharge volume.

### *Seasonal variations in the main recharge sources*

The average isotopic composition of the groundwater in the Motril-Salobreña aquifer has annual variations related to changes in the isotopic properties of input water. Figure 7 plots the average deuterium contents for the Motril-Salobreña aquifer groundwater, the Escalate aquifer groundwater, and the Guadalfeo River surface water. In this graph, 15 sampling points were used for the detrital aquifer, one for the Escalate, and two for the Guadalfeo.

During the first part of the hydrological year (October-February), the groundwater of the detrital aquifer has an isotopic composition intermediate between that of the Escalate carbona-



**Figure 7.** Mean deuterium composition of the groundwater and the different recharge sources, river discharge, and mean air temperature in Motril

te aquifer and that of the Guadalfeo River. In April, coinciding with the maximum flow of the Guadalfeo River,  $\delta^2\text{H}$  is much more similar to that of the river due to the greater influence of the latter for a period of three months. From June on, when the Guadalfeo has a very low volume of flow, it might be expected for this isotopic similarity to disappear, giving way to the isotopic differences seen at the start of the year. However, the similar isotopic levels continue to be maintained, a clear indication of the relative importance of the waters derived from the Guadalfeo River for irrigation in recharging the Motril-Salobreña Aquifer. Since average values are used in this graph, processes such as evaporation are less marked.

The pattern seen in the Motril-Salobreña Aquifer is clearly determined by the dominant influence at any given point in time of one of the recharge types in the system. From that point of view, the hydrological year can be divided into periods in which it is dominated by the

mixture of the Escalate waters, the river, and the irrigation then by the influence of the Guadalfeo River and then by the irrigation waters.

## 6. Conclusions

Stable water isotopes, if examined with a sufficiently detailed spatial and temporal sampling, reveal hydrogeological processes in complex systems where different recharge sources co-exist and it is difficult to establish their respective influences on aquifers.

Using  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  for the Motril-Salobreña aquifer has also shown the relative importance of some of the recharge sources, flow paths, and the presence of a seasonal groundwater divide. This knowledge will allow improved responses to possible risks from contamination events and the consequent establishment of security perimeters in accordance

ce with the updated hydrogeological setting.

Evaporation is of little importance in the isotopic composition of the Motril-Salobreña aquifer, although its effects are observable at some points. The high hydraulic conductivity of the aquifer and local irrigation techniques favour rapid infiltration and mixing and prevent any greater impoverishment in heavy isotopes. Evaporation in the Guadalfeo River in its course from Sierra Nevada to the Motril-Salobreña aquifer does have an effect, but as a variation of the isotopic composition of the recharge source.

The study of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  has allowed establishing the mixing percentages of the distinct recharge sources of the Motril-Salobreña aquifer: the Escalate carbonate aquifer (55% average in the northern sector of the aquifer), the Guadalfeo River (its influence depends greatly on the volume of flow), irrigation excess, and rainfall waters (13% to 40% depending on the sector). However, these percentages vary in accordance with the time of year; for instance, the influence of the river is over 80% in nearby sectors during snowmelt, whereas during the summer recharge is almost entirely due to irrigation excess. The consequences of this division in the recharge sources for the aquifer system have significant implications on predictions of groundwater quality evolution. Both the river and irrigation excess are human controlled by systems to divert water and a huge dam upstream. Taking into account future perspectives, with a decrease in the natural flow of the Guadalfeo due to the Rules Dam and the expansion of urbanised areas at the expense of traditional croplands, we can expect important changes in the groundwater system. In aquifers with a minor human influence, the variations are progressive; in this case, we are possibly faced with drastic changes over a very short period. This study considers the effects of human activity at different times of the year, obtaining essential information for more accurate predictions of the aquifer evolution.

The use of stable water isotopes in the Motril-Salobreña aquifer has brought to light new hydrogeological aspects that underline the influence that local human activity can have in the short term on groundwater. An adequate

knowledge of the hydrogeology of heavily human-influenced aquifers is a key to developing sustainable management plans, particularly in semi-arid climates where urban development demands ever greater amounts of water.

#### *Acknowledgments*

This study was made possible by funding approved CGL2004-02748/HID, and CGL2008-05016 financed by the Ministerio de Educación y Ciencia of Spain, the Research Group of Junta de Andalucía RNM-369 and the Spanish Program of Formación de Personal Investigador. We thank Christine Laurin for the English text.

#### **References**

- Abd El-Samie SG, Sadek MA. 2001. Pollution vulnerability of the Quaternary aquifer near Cairo, Egypt, as indicated by isotopes and hydrochemistry. *Hydrogeology Journal* **9**: 273-281.
- Abu-Jaber N. 2001. Geochemical evolution and recharge of the shallow aquifers at Tulul al Ashaqif, NE Jordan. *Environmental Geology* **41**: 372-383.
- Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K 2000. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes* **14**: 1341-1355.
- Alyamani MS. 2001. Isotopic composition of rainfall and ground-water recharge in the western province of Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments* **49**: 751-760.
- Bajjali W. 2006. Recharge mechanism and hydrochemistry evaluation of groundwater in the Nuaimah area, Jordan, using environmental isotope techniques. *Hydrogeology Journal* **14**: 180-191.
- Boronina A, Balderer W, Renard P, Stichler W. 2005. Study of stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) for the description on the regional groundwater flow. *Journal of Hydrology* **308**: 214-226.
- Buttler II TW. 2007. Application of multiple geochemical indicators, including the stable isotopes of water, to differentiate water quality evolution in a region influenced by various

- agricultural practices and domestic wastewater treatment and disposal. *Science of the Total Environment* **388**: 149-167. Doi: 10.1016/j.scitotenv.2007.08.031
- Cable Reins M, Mount JF. 2002. Origin of shallow ground water in an alluvial aquifer as determined by isotopic and chemical procedures. *Ground Water* **40 (5)**: 552-563.
- Calvache ML, Pulido-Bosch A. 1991. Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (Rio Verde, Almuñecar, southern Spain). *Journal of Hydrology* **129 (1-4)**: 195-213.
- Calvache ML, Pulido-Bosch A. 1994. Modelling the effects of salt water intrusion dynamics for coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Ground Water* **32 (5)**: 767-777.
- Calvache ML, Pulido-Bosch A. 1997. Effects of geology and human activity on the dynamics of salt-water intrusion in three coastal aquifers in Southern Spain. *Environmental Geology* **30 (3-4)**: 215-223.
- Calvache ML, Rubio JC, López-Chicano M, González-Ramón A, Ibáñez S, Martín-Rosales W, Soler R, Díaz-Losada E. 2003. Estado actual del acuífero costero de Motril-Salobreña previo a la puesta en funcionamiento de la presa de Rules. In: *Proceedings of Coastal Aquifers Intrusion Technology: Mediterranean Countries*. Alicante.
- Calvache ML, Ibáñez P, Duque C, López-Chicano M, Martín-Rosales W, González-Ramón A, Rubio JC, Viseras C. 2009. Numerical modelling of the potencial effects of a dam on a coastal aquifer in S.Spain. *Hydrological Processes* **23**: 1268-1281. DOI: 10.1002/HYP.7234
- Castillo E. 1975. Hidrogeología de la Vega de Motril-Salobreña y sus bordes. M. Thesis, 184 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Castillo E, Fernández-Rubio R. 1978. Hidrogeología del acuífero de la Vega de Motril-Salobreña. *Bol. IGME, LXXXIX*, 39-48. Madrid.
- Celle-Jeanton H, Travi Y, Blavoux B. 2001. Isotopic typology of the precipitation in the western Mediterranean region at three different time scales. *Geophysical Research Letters* **28 (7)**: 1215-1218.
- Celle-Jeanton H, Zouari K, Travi Y, Daoud A. 2001. Caractérisation isotopique del pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la region de Sfax. *Earth and Planetary Science Letters* **333**: 625-631.
- Cerón JC, Pulido-Bosch A, Sanz de Galdeano C. 1998. Isotopic identification of CO<sub>2</sub> from a deep origin in thermomineral waters of southeastern Spain. *Chemical Geology* **149**: 251-258.
- Christodoulou T, Leontiadis IL, Morfis A, Payne BR, Tzimourtas S. 1993. Isotope hydrology study of the Axios River plain in northern Greece. *Journal of Hydrology* **146**: 391-404.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**: 1702-1703.
- Craig H, Gordon L, Horibe Y. 1963. Isotopic exchange effects in the evaporation of water. Low-temperature experimental results. *Journal of Geophysical Research* **68**: 5079-5087.
- Cruz-Sanjulian J, Araguas L, Rozanski K, Benavente J, Cardenal J, Hidalgo MC, Garcia-Lopez S, Martinez-Garrido JC, Moral F, Olias M. 1992. Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*, **44 B**, 226-236.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**: 436-468.
- Duque C, Calvache ML, Rubio JC, López-Chicano M, González-Ramón A, Martín-Rosales W, Cerón JC. 2005. Influencia de las litologías en los procesos de recarga del río Guadalfeo al acuífero de Motril-Salobreña. In: *Proceedings VI SIAGA Sevilla*, 343-354.
- Duque C, Calvache ML, Pedrera A, Martín-Rosales W, López-Chicano M. 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* **349 (3-4)**: 536-547.
- Eastoe CJ, Hibbs BJ, Granados-Olivas A, Hogan JF, Hawley J, Hutchison WR. 2007. Isotopes in the Hueco Bolson aquifer, Texas (USA) and Chihuahua (Mexico): local and general implications for recharge in alluvial basins. *Hydrogeology Journal*. Doi: 10.1007/s10040-007-0247-0.
- Gat JR, Issar A. 1974. Desert isotope hydrology: water sources of the Sinai desert. *Geochim. Cosmochim. Ac.* **38**: 1117-1131.
- Gat JR, Carmi I. 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area. *Journal of Geophysical Research* **75**: 3039-3048.
- Gat JR, Tzur Y. 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *Isotopes in Hydrology*, 49-60. IAEA, Viena.
- Gat JR, Shemesh A, Tziperman E, Hecht A, Georgopoulos D, Basturk O. 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* **101**: 6441-6451.

- Geirnar W, Leaven MP. 1992. Composition and history of groundwater in the western Nile delta. *Journal of Hydrology* **138**: 169-189.
- Gofiantini P. 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* **271**: 534-536.
- González-Ramón A, Peinado-Parra T, Calvache ML, Rubio JC, López-Chicano M, Martín-Rosales W, Navarro JA. 2005. Evolución de niveles piezométricos en acuíferos deltaicos. Nuevas aportaciones al conocimiento hidrogeológico del acuífero Motril-Salobreña, In: *Proceedings of VI SIAGA*. Sevilla, 355-364.
- Ibáñez S. 2005. Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos, PhD Thesis, 304 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Kattan Z. 1997. Chemical and environmental isotope study of precipitation in Syria. *Journal of Arid Environments* **35**: 601-615.
- Lee KS, Kim Y. 2007. Determining the seasonality of groundwater recharge using water isotopes: a case study from the upper North Han River basin, Korea. *Environmental Geology* **53**: 853-859.
- Leontiadis IL, Payne BR, Chistodoulou T. 1988. Isotope hydrology of the Aghios Nikolaos area of Crete, Greece. *Journal of Hydrology* **308**: 214-226.
- Leontiadis IL, Vergis S, Christodoulou T. 1996. Isotope hydrology study of areas in Eastern Macedonia and Thrace, Northern Greece. *Journal of Hydrology* **182**: 1-17.
- Li F, Song X, Tang C, Liu C, Yu J, Zhang W. 2007. Tracing infiltration and recharge using stable isotope in Taihang Mt., North China. *Environmental Geology* **53**: 687-696.
- Longinelli A, Selmo E. 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology* **270**: 75-88.
- Nir A. 1967. Development of isotope methods applied to groundwater hydrology, *Proceedings of Symposium on Isotope Techniques in the Hydrological Cycle*, American Geophysical Union, Washington: Geophysical Monograph, Series n° **11**. 109 pp.
- Raya-Garrido J. 2008. Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el sureste de la Península Ibérica. PhD Thesis, 416 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gofiantini R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Continental Isotope Indicators of Climate*, American Geophysical Union monograph.
- Tantawi M, El-Sayed E, Awad M. 1998. Hydrochemical and stable isotope study of groundwater in the Saint Catherine-Wadi Feiran area, south Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* **26 (2)**: 277-284.
- Vandenschrick G, van Wesemael B, Frot E, Pulido-Bosch A, Molina L, Stiévenard M, Souchez R. 2002. Using stable isotope analysis ( $\delta D$ - $\delta^{18}O$ ) to characterize the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. *Journal of Hydrology* **265**: 43-55.
- Vogel JC, Lerman JC, Mook WG. 1975. Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Hydrological Science B*. **XX (2)**: 203-221.
- Vreca P, Krajcar Bronic I, Horvatincic N, Baresic J. 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: comparison of continental and maritime stations. *Journal of Hydrology* **330**: 457-469, Doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.04.005
- Winograd IJ, Riggs AC, Coplen TB. 1998. The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. *Hydrogeology Journal* **6**: 77-93.

# **Numerical flow modeling for determine hydrogeological impacts associated to the anthropic activity in a coastal aquifer: the Motril-Salobreña aquifer (Southern Spain)**

**Carlos Duque\***

\*University of Granada. Department of Geodynamics. Av/ Fuentenueva s/n. E-mail: cduque@ugr.es

*Article in preparation*

## **Abstract**

*A 2D flow model of Motril-Salobreña (Southern Spain) aquifer was constructed to analyze the impacts related to anthropic activity in this area. The model integrates multiple field data collected during the period 2001-2007. The code applied was MODFLOW and for the calibration it was utilized PEST.*

*The water budgets obtained for each years show a great variability in the main inputs and outputs, some of them, as the river infiltration, affected directly by the construction of a dam. The reduction in the river input during this period range from 30 % to 5 % of the total amount of recharge. Irrigation excess represents the main input in the years with scarce rains. During these dry periods, pumpings does not increase because a channel net distributed the water of the river. Some results obtained using other studies, as spatial and temporal isotopes distribution and heat transport modeling, are contrasted with the flow model. The presence of a hydrogeological divisory during the most humid periods was detected for the first time with the isotopical groundwater study and now is confirmed with the model. The river infiltration rates calculated with the thermal signal in groundwater were compared with the results obtained with the flow model. The differences are related to the more inertial functioning of the flow model and to the homogenization of the river bottom properties along the river track during the simulated period.*

*The first long term flow model that simulates Motril-Salobreña aquifer will be the tool that can resolve the future uncertainties due to the human influence in the hydrogeological system. Recent changes, as the construction of a dam or the land uses variations, are menacing the exceptional characteristics of water quality that remains in contrast with other nearby coastal aquifers where saltwater intrusion is present. The improvement of the models with longer real data series and the simulation of future scenarios will be the next steps for determining the aquifer future.*



## 1. Introduction

Anthropic activity is linked, from the beginning of the civilization, to the use of water. Agriculture, human supply or more recently economic purposes as industry or tourism strongly need water. This is the reason because humans have been modifying the natural environments to improve their water supply. The changes that suffer the hydrological systems are proportional to the necessities and the availability of water. Therefore, climatic conditions influence the magnitude of the changes. Areas where water resources are scarce or are heterogeneously distributed along the year suffer frequent rigorous droughts that can be appeased with different actions.

Groundwater represents a very important role in water management representing the unique resource available during dry periods. Therefore, seem to be essential to preserve the aquifers in optimal conditions to mitigate the effects of the severe but unavoidable droughts.

Changes in the nature are normally progressive with variations that takes long period of time. Nevertheless, human actions can produce drastic changes in very short time that interact with the slow hydrogeological processes. Changes in land uses increase the water supply because of city development. In other hand, modifications of river flow are factors that affect to groundwater directly or indirectly. Also these actions can occur in periods of years, or even, along the seasons of a year. Aquifers conditioned by anthropic actions and where the hydraulic properties allow a quick influence over groundwater are the suitable benchmark for the demonstration of the impacts. Numerical modeling is the tool that can resolve with more accuracy this question because of the capacity for integrating a big amount of different data. Also it is possible the simulation of the effects that impact over groundwater quantity and quality.

The Motril-Salobreña aquifer is located in the South-East of Spain, in an area characterized by a semi-arid climate. It is a coastal aquifer in contact with the Mediterranean Sea and it is affected by very intense anthropic activity. Human modifications in the water distribution have been occurring from centuries with the development of a complex irrigation system net that diverts the water of the Guadalfeo River. The Guadalfeo River is one of the main inputs to the Motril-Salobreña aquifer due to a 1294 km<sup>2</sup> catchment that reaches very high altitudes (more than 3000 meters). The river discharge is related with the rain and the snow-melting processes and has a mean discharge of 6600 l/s. During the last years the modifications of the natural environment have been increased and accelerated. The construction of golf courses and the city developments over aquifer surface replaced the agriculture surface with traditional irrigation system as flooding (with high rates of water excess that contributes to the aquifer recharge) by areas that consumes water and does not produces recharge. Also greenhouses cropping, due to higher benefits to farmers, are substituting sugar cane and vegetables, with the associated change in the irrigation system too. Finally, 10 km away from the aquifer, in the Guadalfeo River channel, a dam (the Rules Dam) has been constructed and it started to work in 2005. The direct effect that is observed is the reduction of the river flow, especially in the sector that circulates near the river mouth. The main reason for this is that this water does not have any human use because the weirs for derivation to irrigation are located in an upper part of the river. This water is considered in these semiarid environments as lost water for the human purposes. Nevertheless it plays an important role in the aquifer recharge (Duque et al. a, *under*

review) and is one of the main causes of the good state of Motril-Salobreña aquifer. This fact is very relevant taking into account that most of the aquifers in Spanish Mediterranean coast are affected by saltwater intrusion processes of different intensity (Gómez et al., 2003)

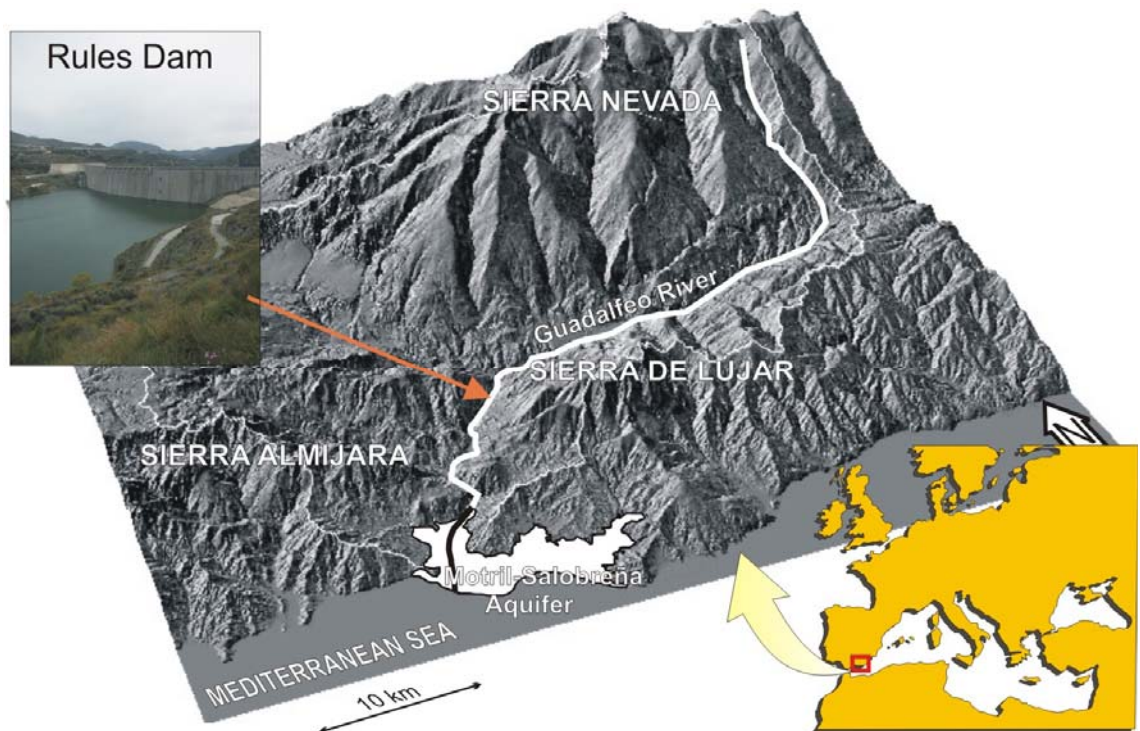


Figure 1. Location

The aim of this study is to perform a numerical flow model and to test it during the period 2001-2007. During this period, the hydrogeological system was subjected to several changes in the recharge inputs proportions related to the dam construction, to the beginning of the storage process, and to the continuous urbanization development of croplands. Also the results obtained by other methodologies as isotopes (Duque et al., b), heat transport (Duque et al., a) or measures of the water table are compared with the results obtained by the numerical mode. The objective is the integration of the disperse knowledge in a mathematical approximation to Motril-Salobreña aquifer functioning.

## 2. Hydrological setting

The Motril-Salobreña aquifer has a surface area of 42 km<sup>2</sup> and is surrounded by impermeable rocks (schist) excepting in the northern area, where is in contact with a small carbonate aquifer. The aquifer mainly consists of alluvial sediments supplied by Guadalfeo River and other ephemeral streams and its thickness varies between few meters to more than 250 meters near the coast (Duque et al., 2008).

The inputs to the aquifer (Figure 2) are:

A. The hidden recharge by the Guadalfeo River alluvial-aquifer (I1) in the northern sector of Motril-Salobreña aquifer. This input is difficult to estimate due to the existing doubts about the geometry and water table elevation.

B. The connection with the Escalate carbonate-aquifer in the northern area (I2) is another input that has been estimated due to the uncertainties about its characteristics. The greater uncertainties are the position of the water table in the carbonate aquifer, the extension of the recharge border, the hydraulic connection with the detrital aquifer and therefore, the volumes that recharge Motril-Salobreña aquifer.

C. Recharge from infiltration of the Guadalfeo River (I3). Guadalfeo River has a big catchment that favors a discharge higher (6600 l/s for a mean year) than in nearer rivers. Also the discharge is related with the snowmelt from the mountains at the end of the spring that produces an important recharge during the beginning of the summer, when the rainfall is scarce. The role of the river in the water budget is one of the inputs with more uncertainties. The variability of the river discharge, the eventual storms-related very high flows and the difficulties for the access make complicated the evaluation by direct monitoring.

D. Infiltration from irrigation excess (I4) is also an important input to the system because most of the surface is cultivated. The traditional irrigation systems are flooding with water derived with weirs from the river. The availability of water resulted in specialized irrigated-land agriculture as the sugarcane farming. The water is distributed with a very complex net of channels that allow the irrigation by gravity to every location. Nevertheless, these systems are starting to be substituted by others more advanced and also the agriculture is changing to more profitable crops specially related with greenhouses and subtropical trees.

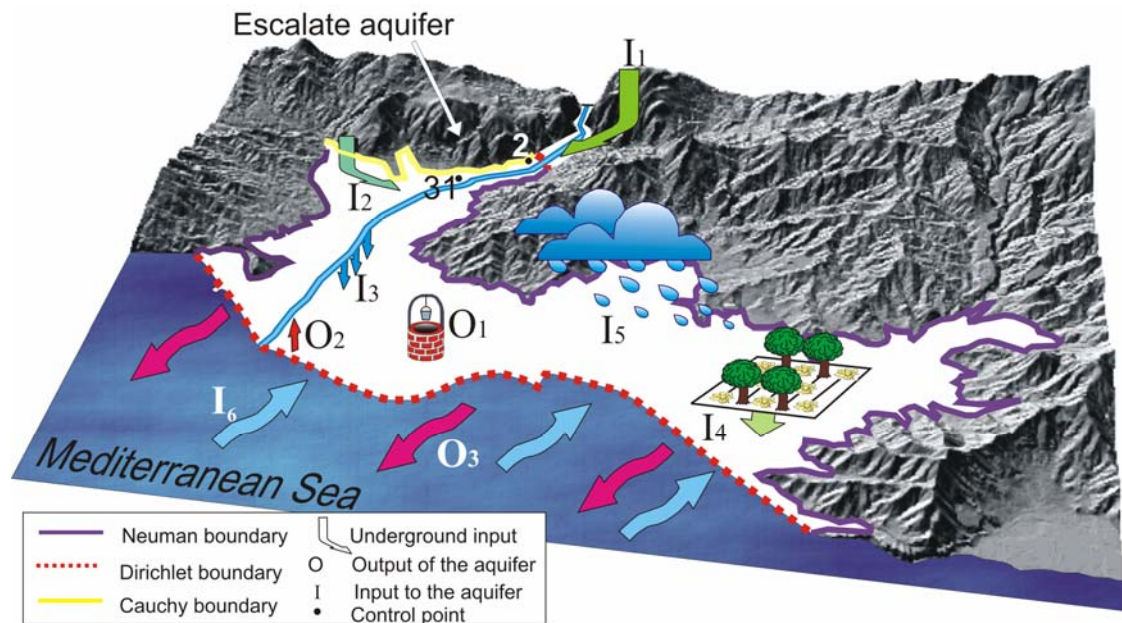


Figure 2. Main components of the water budget considered for the model.

E. Rain infiltration (I5) contribution is small and very variable due to the precipitation type with low mean precipitation (418mm year) and the important evaporation due to the elevated temperatures existing along the year (18°C).

F. The last main input is the seawater intrusion (I6) that occurs in the base of the aquifer. It never has been detected directly in the monitoring boreholes but has been revealed by geophysical data. The other minor inputs, as the runoff associated to the

surrounding impermeable mountains or the ephemeral flow of small streams, have been considered as irrelevant due to the limited impact in the water budget.

The outputs considered are:

A. Extraction by pumping wells (O<sub>1</sub>). In spite of the intense agriculture activity, it is not very important because water can be obtained by the channels net without pumping costs. It is related with the local industry, human supply and only is used for irrigation during droughts.

B. The discharge from the aquifer to Guadalfeo River (O<sub>2</sub>). It is localized in the sector closest to the mouth and only is active during the wet periods, when the water table is enough high, making possible this situation in other parts of the river.

C. The most important discharge of the aquifer is the output that naturally occurs to the sea along all the south border of the aquifer in contact with the Mediterranean Sea (O<sub>3</sub>). The groundwater flow in the aquifer has the direction North-South and depending on the hydraulic gradient, the aquifer thickness and the permeability, it was possible to calculate an approximated volume that is going out of the aquifer.

The water budgets obtained by different authors have been resumed in the table 1. The results are based on punctual measurements, simplified application of formulas as Darcy law or by closing the water budget.

<b>Inputs and outputs (Mm<sup>3</sup> year-1)</b>	<b>Castillo (1975)</b>	<b>CHSE (1984)</b>	<b>ITGE (1988)</b>	<b>Heredia (2003)</b>	<b>Ibáñez (2005)</b>
Alluvial Guadalfeo River aquifer (I <sub>1</sub> )	-	25	15.5	3.5	4.66
Carbonate aquifer (I <sub>2</sub> )	6	3	2	4.0	4.17
Guadalfeo River infiltration (I <sub>3</sub> )	25	13	11.5	11.6*	11.57
Irrigation excess (I <sub>4</sub> )	8-13	6	16.9	16.8* *	13.62*
Rain recharge (I <sub>5</sub> )	6	3	-	-	-
Seawater intrusion	-	-	-	-	-
Others	15-20	3	1.4	-	-
<b>TOTAL INPUTS</b>	<b>60-70</b>	<b>53</b>	<b>47.3</b>	<b>35.9</b>	<b>34.02</b>
Pumping (O <sub>1</sub> )	16	25	17.1	15.4	7.53
River exfiltration (O <sub>2</sub> )	-	-	-	0.4	0.27
Aquifer discharge to the sea (O <sub>3</sub> )	40-45	22	30.2	16.8	26.22
Others	6-10	6	-	1.8	-
<b>TOTAL OUTPUTS</b>	<b>62-71</b>	<b>53</b>	<b>47.3</b>	<b>34.4</b>	<b>34.02</b>

Table 1. Water-budget results obtained by other authors.

\* It includes other ephemeral streams in the aquifer

\*\* It includes rain infiltration together with the irrigation excess

### 3. Methodology

The mathematical model simulates groundwater flow under transient conditions for the period 2001-2007 in the Motril-Salobreña aquifer. The inputs and outputs were described in the hydrological setting and they represent different boundary conditions. A two dimensional model of one layer was chosen for a better approximation to the natural conditions.

The software selected for the simulation of Motril-Salobreña aquifer was MODFLOW because of its widespread applications in aquifers around the world (Wolf et al., 2008; Ahmed, 2009; Barry et al., 2009; Wang et al., 2009). MODFLOW simulates three-dimensional ground-water flow through a porous medium by using a finite-difference method (McDonald and Harbaugh, 1988). Its modular architecture allows this program to be used by diverse commercial software interfaces. It was utilized Groundwater Vistas V.5 (Environmental Simulations Inc.) because of its model design system and its graphical analysis tools (Rumbaugh and Rumbaugh, 2007).

The partial-differential equation of groundwater flow used in MODFLOW is (MacDonald and Harbaugh, 1988)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

where

$K_{xx}$ ,  $K_{yy}$ , and  $K_{zz}$  are values of hydraulic conductivity along the x,y and z coordinates axes, which are assumed to be parallel to the major axes of hydraulic conductivity (L/T)

$h$  is the potentiometric head (L)

$W$  is a volumetric flux per unit volume representing sources and/or sinks of water, with  $W > 0.0$  for flow in (T-1)

$S_s$  is the specific storage of the porous material (L-1)

$T$  is time (T)

#### 3.1. Calibration

The hydraulic conductivity and the specific yield of the aquifer were calibrated with the pilot points technique. Also the hydraulic conductivity of the river bottom was estimated. The basis of pilot points as a method of spatial parameter definition is that hydraulic property values are assigned to a set of points distributed throughout the model domain rather than directly to the grid or mesh elements of the numerical model (Doherty, 2003). This method considers that the variables change gradually along the aquifer in contrast with the zonation of the aquifer that allows sudden changes from one cell to the next one. It was considered that gradual changes are more in agreement with the variations in the nature. In Motril-Salobreña aquifer the variations in the hydraulic properties are related with the sedimentological history of the aquifer formation.

This kind of calibrations have the problem that a good model adjustment could be away of the reality. For this reason we limited the values that could be obtained to

those inside a logical range for the Motril-Salobreña aquifer by using the previous knowledge of the zone and the experience in nearby aquifers.

The software utilized for the calibration was PEST (Doherty, 2004) and the Groundwater Data Utilities associated (Doherty, 2006), allowing the automatization of the process. This choice was based on its robustness, the specific application to hydrogeology, and its use by others author to resolve similar problems (Doherty, 2003; Li and Neuman, 2007; Cheng and Chen, 2007)

PEST is a nonlinear parameter estimator that adjusts model parameters by minimizing the discrepancies between the pertinent model-generated number and the corresponding measurements. It uses a nonlinear estimation technique known as Gauss-Marquardt-Levenberg method. This method can estimates model parameters using fewer model runs than any other estimation method (Doherty, 2004).

The parameter considered for the calibration is the objective function ( $\Phi$ ). The aim of the calibration is to find the optimal value that minimizes the sum of the squared deviations between model-generated observations and experimental observations (Doherty, 2004).

$$\Phi = \sum_{i=1}^m (w_i r_i)^2$$

Where  $r_i$  (the  $i$ 'th residual) expresses the difference between the model outcome and the actual field measurement for the  $i$ 'th observation and  $w_i$  is the weight assigned for the homogeneization of the different variable values.

The weight is calculated by

$$w = \frac{1}{Sd}$$

where  $Sd$  is the standard deviation of the of the observation with which it is associated.

The calibrated parameters were hydraulic conductivity, specific yield, and the conductance of the riverbed. The calibration process was automatized with an iterative method that obtain the best values inside a logical variation-range. Once the optimal values are found, they are analyzed critically. If they are too much deviated from the usual values in aquifers of this region, the variability range is modified and the calibration process repeated. The calibration process is simplified in the figure 3.

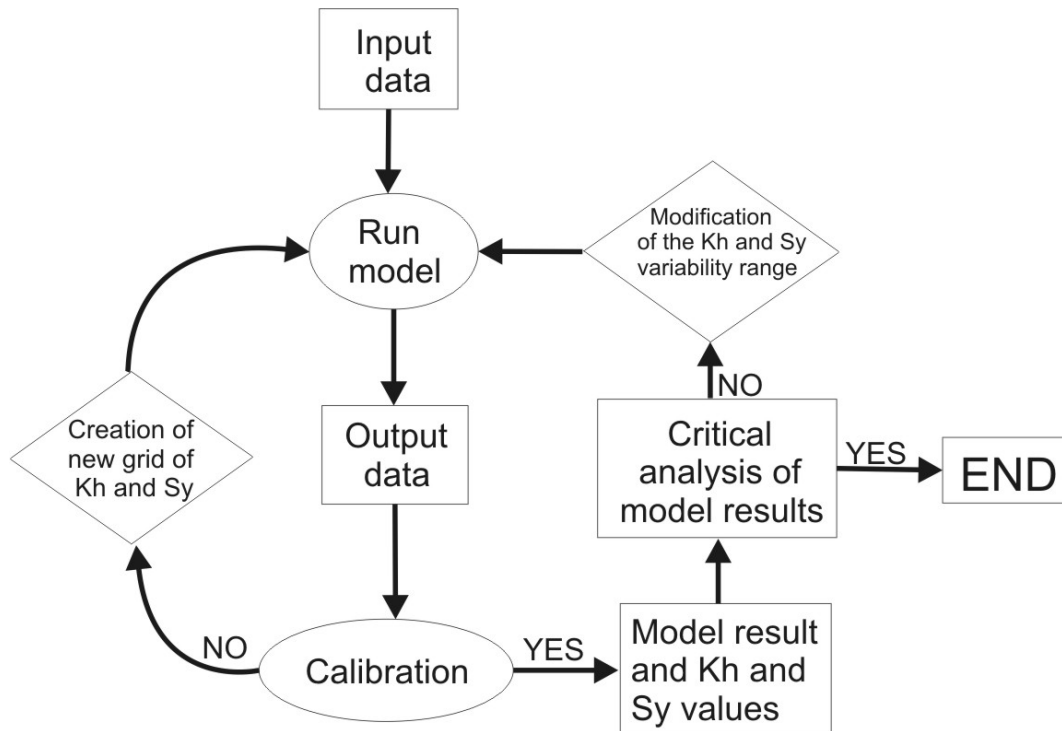


Figure 3. Schematic flow-diagram representing the calibration process.

Eleven pilot points were defined over the aquifer surface located in areas between at least, two observation boreholes (Figure 4). The objective of this location is that each pilot point is not considering only the information of one measured water table. There are 19 observation wells of Motril-Salobreña aquifer that are going to be the main criteria for the model calibration. Also is considered the river flow, but there are only scarce and discontinuous Guadalfeo River discharge values along the simulated period.

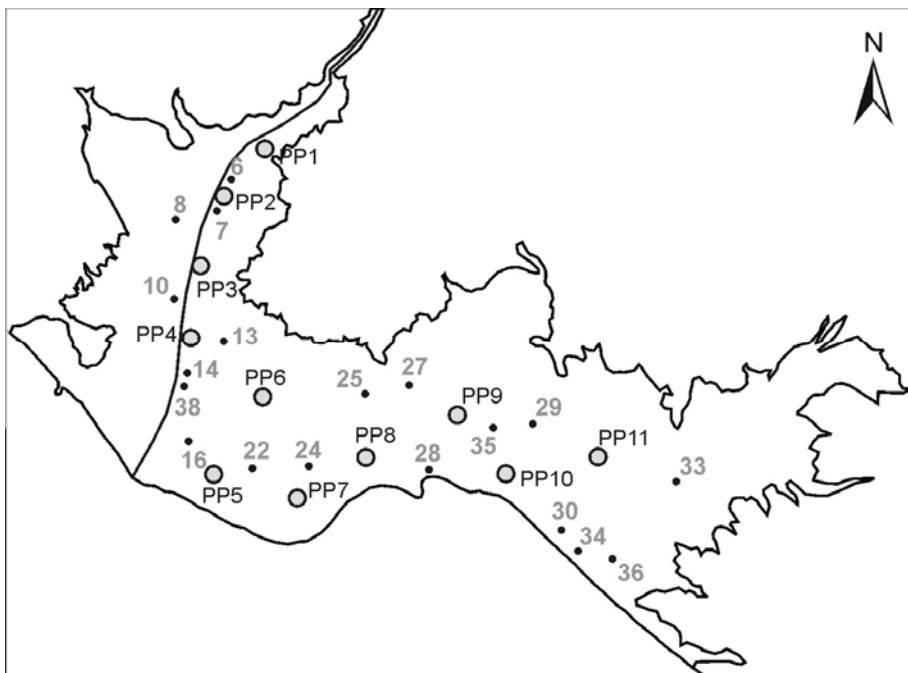


Figure 4. Pilot point and measured boreholes location for the calibration process.

### 3.2. Previous models in the area

The concern about the hydrogeological consequences of the Rules Dam started with the beginning of the construction works. The quality of the groundwater in Motril-Salobreña aquifer is excellent, especially having into account that in this part of the Mediterranean coast the 70 % of the defined hydrogeological units are affected by seawater intrusion (Calvache and Pulido-Bosch, 1991; 1994; 1997; Gomez et al., 2003). This is the reason because two previous numerical models were applied for the characterization of Motril-Salobreña aquifer and the prediction of impacts associated to the dam.

The first flow model (Heredia-Diaz et al., 2003) was constructed with MODFLOW as part of the study developed by the Geological Survey of Spain (IGME, 2000) for improving the knowledge about the impact of the Rules dam. The aquifer was simulated with the boundary conditions corresponding to a statistic mean year of the period comprised between 1982 and 1998. The obtained results were not calibrated for a real transient simulation (it is a transient simulation of the mean year), and the conceptual model is different (it considers the presence of an unconfined aquifer). The model is composed of three layers, the upper one unconfined, the second one is an aquitard, and the deepest is a confined layer. The conclusions obtained are general patterns about the impacts of the different input and outputs of the system. The simulations of perspective futures are, therefore, not very realistic.

The first variable density model was developed by Ibáñez (2005) with MODFLOW and SEAWAT (Guo and Langevin, 2002) with the aim of characterizing the dam's impact in saltwater intrusion processes. It was considered a 12 layers model for the period of 2001-2002 in transient simulation with 15 days time-steps. The calibration of the hydraulic conductivity and specific yield was completed with the division in zones of homogeneous characteristics attending to the previous sedimentological knowledge. The predictions simulated under different future scenarios the encroachment of the saline wedge. The authors proposed solutions for mitigating the advance of the saltwater intrusion.

The main problem of both models is the absence of a previous calibration process. The first model applied the mean data of a period, so the results can be applied only to establish a general budget of the hydrogeological system. The changes associated to dry or wet years are masked by the mean data. The climate characteristics of this Mediterranean area are very variable and the model results could suffer big changes. For the model of 2001-2002 the problem is that only one year was simulated. The results obtained have a good adjustment, but it was not tested for a different year. Longer calibration period in transient simulations will favor more reliable results due to the changing nature of the climate.



## 4. Numerical model

### 4.1. Discretization in time and space

The model was designed on a regular finite difference grid 9550 m long, 14100 m wide and 300 m deep, with constant-sized 50 x 50 m surface cells. The grid consists of 191 rows and 282 columns with the y-axis running N-S, approximately coinciding with the main direction of groundwater flow. Only one layer with very variable thickness (from 10 m to more than 250 m) is considered for the model by different reasons:

- The uncertainties about deep areas of the aquifer are bigger than the knowledge about hydraulic properties, specific yield, or water electric conductivity (or chlorides concentration).
- The objectives of the model are going to be focused specially the water budget, making not necessary have a very detailed distribution of the aquifer parameters

The morphology of the bottom and thickness of the aquifer were obtained from a previous gravimetry survey (Duque et al., 2007, 2008).

The time simulated was 6 years, from November of 2001 to October of 2007 divided into 72 stress periods of one month. For each stress period the input data for surface recharge, withdrawals and river stage were modified. In some of the stress periods it was necessary to divide in daily steps for improving the stability of the model.

### 4.2. Boundary conditions

#### *Southern border*

The contact of the aquifer with the Mediterranean Sea, located at the southern edge of the aquifer, is a constant head (0 m) and it was represented by a Dirichlet boundary condition.

#### *Northern border*

There are different types of borders in this area, mainly associated to the geological materials. The three possibilities are: impermeable schist, the zone of the carbonate aquifer and the zone of the Guadalfeo river alluvial aquifer. Each one of these areas will have different properties.

The north-eastern sector corresponds to the contact with the Escalate limestone aquifer, and it was represented by a Cauchy condition. The flow will depend on the relative positions of the heads in the Escalate and in the detrital aquifer. The head of the detrital aquifer was calculated by the model, whereas the head of the Escalate aquifer was established by the interpolation between measured data recorded at well 31 (located in the detrital aquifer) and well 2 (located at the Escalate aquifer) (Figure 5). The conductance (C) is obtained by the formula:

$$C = \frac{KA}{L}$$

where

K is the hydraulic conductivity of the material in the flow direction ( $LT^{-1}$ )

A is the cross-sectional area perpendicular to the flow ( $L^2$ )

L is the length of the prism parallel to the flow path (L)

Hence it can be obtained by the estimation of the parameters than determine this value:

- Saturated thickness is 10-35 m (20 m)
- Hydraulic conductivity is 10-100 m/d (20 m/d)
- Width is the cell size 50 m
- Length of the prism is 1 m

As maximum and minimum values taking into account the possible oscillation of the parameters, the conductance can vary between 5000- 200000 m<sup>2</sup>/d. The sensibility of this parameter was tested with three runs of the model with very similar results. In this case, the heads are much more important for the recharge from this input than the properties of the border. Finally it was selected a mean value of 20000 m<sup>2</sup>/d

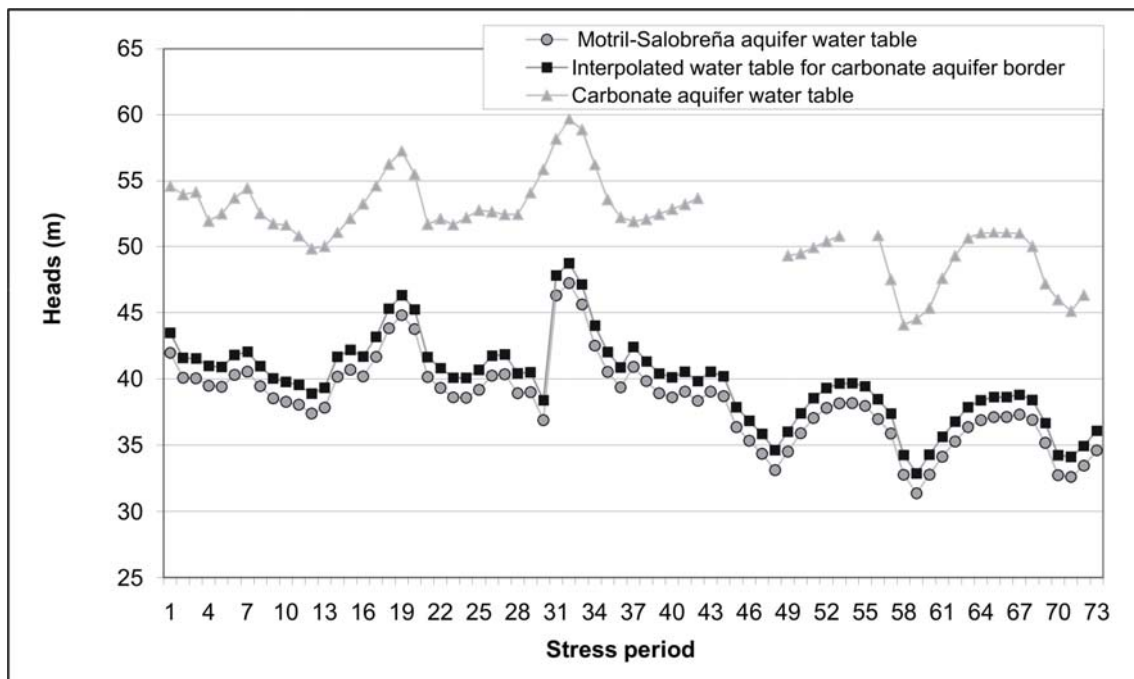


Figure 5. Heads utilized for the interpolation to determine the head in the carbonate aquifer just in the contact with the detrital aquifer.

The length of the carbonate aquifer border that recharges the Motril-Salobreña aquifer is a controversial question. The problem is that in this zone the contact between the carbonate aquifer and the schists it is covered with an alluvial fan. In this case it was decided that in spite of the apparent length of 5000 metres (measured in a plain view over the geological map), the length of the recharge border is much reduced because of the geometry of the geologic units (Figure 6).

For the contact with the Guadalfeo River alluvial-sediments, an artificial limit was imposed. Due to the changes in the water table and the complexity of the river-aquifer relations it was considered as a constant head boundary for each period, although variable in time. In each stress period the value of the water table recorded at point 2 just on the edge of the simulated area was introduced. The artificial boundary was situated according to the presence of the control point (Fig 6).

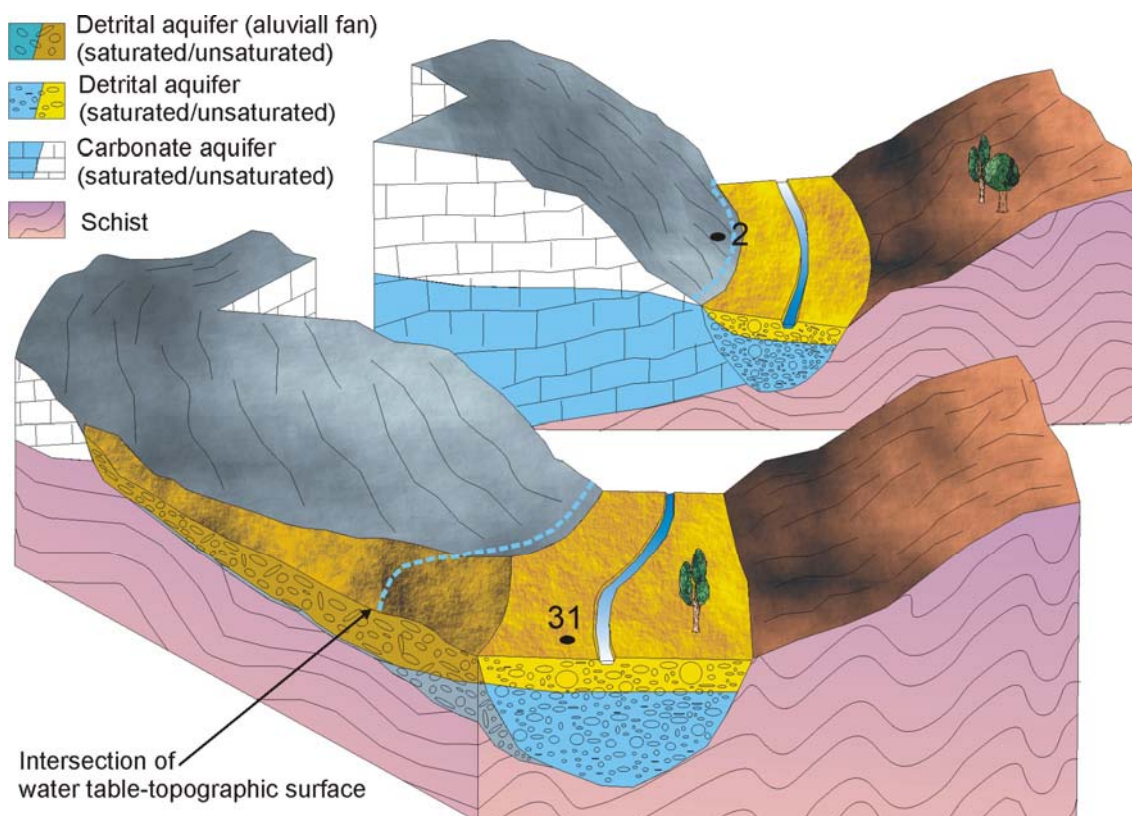


Figure 6. Hydrogeological scheme of the northern sector of Motril-Salobreña aquifer and implications.

#### Other borders

The contact with the impermeable schist was considered as a no-flow boundary and it was represented by a Neuman boundary condition. These boundaries are located in aquifer basement and in most of the borders excepting the north-east area.

#### Guadalfeo River

The Guadalfeo River was simulated with the Streamflow-Routing package (Prudic et al., 2004) because of the improvements of this module compared with the river package or the stream package for representing the actual situation in Motril-Salobreña aquifer. This package was specifically designed for the application to semiarid environments in North America. In USA, and especially in the western region, the climatic characteristic and the geography (elevated slopes and sudden changes of topography) make the rivers and streams very similar to the Guadalfeo River. The main improvements of this package compared with the previous ones are:

- It takes into account the morphology of the channel for the calculation of the amount of infiltrated water.
- It applies the Manning equation for resolving the uncertainties about flow velocity with the slope of the river channel.
- It considers the losses of river flow associated to the progressive infiltration along the river track. This fact is especially relevant in these environments where, very frequently, the river flow is so reduced that it infiltrates completely before reaching the river mouth.
- It gives information about the amount of water that is infiltrating in each cell as well as the flow that continues to the next river cell. This

knowledge increases the possibilities for studying the hydrogeological processes associated to the river-aquifer interactions.

- The river conductance is calculated for each river cell based on the wet perimeter (obtained from the river flow, flow velocity, and channel morphology).
- The river stage is more precise than the direct assignation of the stream or river package.
- 

The river channel morphology was estimated as a general shape that remains the entire river track over the aquifer. The changing nature of Guadalfeo River makes difficult to determine it precisely for each river stage. It was considered an homogeneous shape as is detailed in figure 7.



Figure 7. Guadalfeo River channel morphology considered for the SFR package. Discontinuous lines are the potential river stage that can be calculated based on the input parameters.

The roughness of the riverbed was easily determined with the visual guide of the roughness river characteristics (Barnes, 1967). Taking into account the visual analogies and the river channel characteristics, it was considered a roughness value of 0.05. The velocity was calculated with the formula

$$v = \frac{k}{n} kh^{2/3} S^{1/2}$$

Where

v is velocity [ $LT^{-1}$ ]

k is a constant ( $1.28 \cdot 10^5$ )[ $T^{-1}$ ]

n is roughness [-]

kh is the hydraulic ratio[L]

S is the water surface slope [ $L.L^{-1}$ ]

Due to the variation of the parameters that were considered in the calculus, the conductance values oscillate between 60 and 440 m<sup>2</sup>/d.

#### *Irrigation excess and rain recharge*

These inputs were considered together as specific flow for each stress period. The rain infiltration and the recharge related with the irrigation was estimated with the calculation based on field observation and cropping techniques.

The rain data were obtained from a weather station with horary logging, where also the temperature is controlled (Figure 8). The potential evapotranspiration was calculated by using the Thornthwaite method and Hidrobas 3.0 (Alonso-Martinez et al., 2000). A daily soil balance was established with a field capacity of 50 mm.

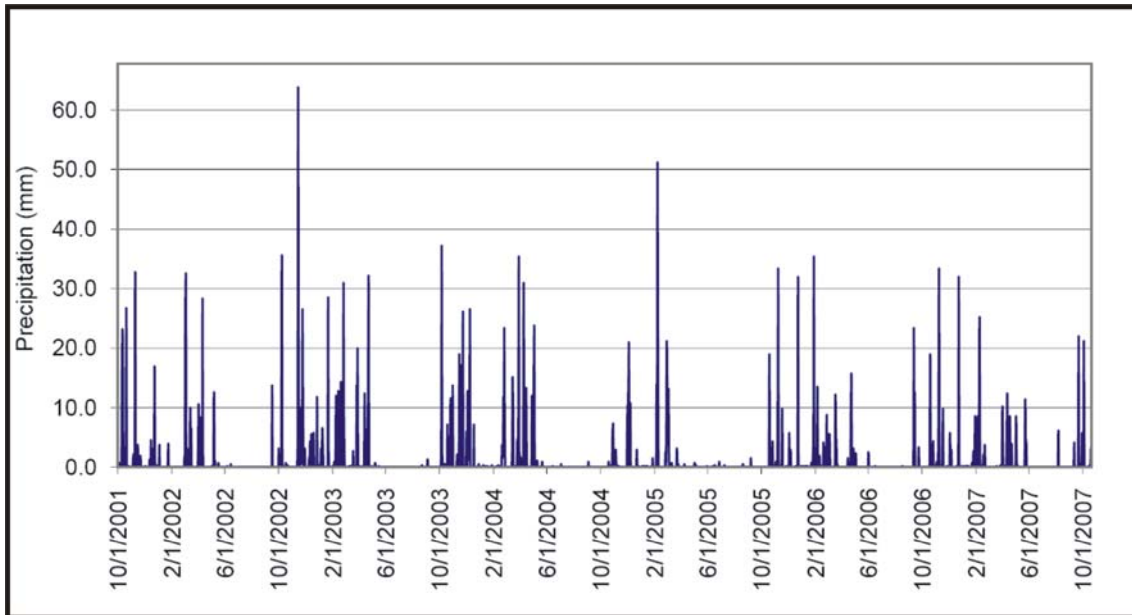


Figure 8. Daily precipitation in Motril-Salobreña aquifer applied for the estimation of the soil balance and effective recharge.

The recharge related with the irrigation excess was calculated from the values considered by the Spanish Geological Survey (IGME ,1999) for the different crops. The map of land uses was redrawn with the aid of aerial photographs from 2004 (Figure 9).

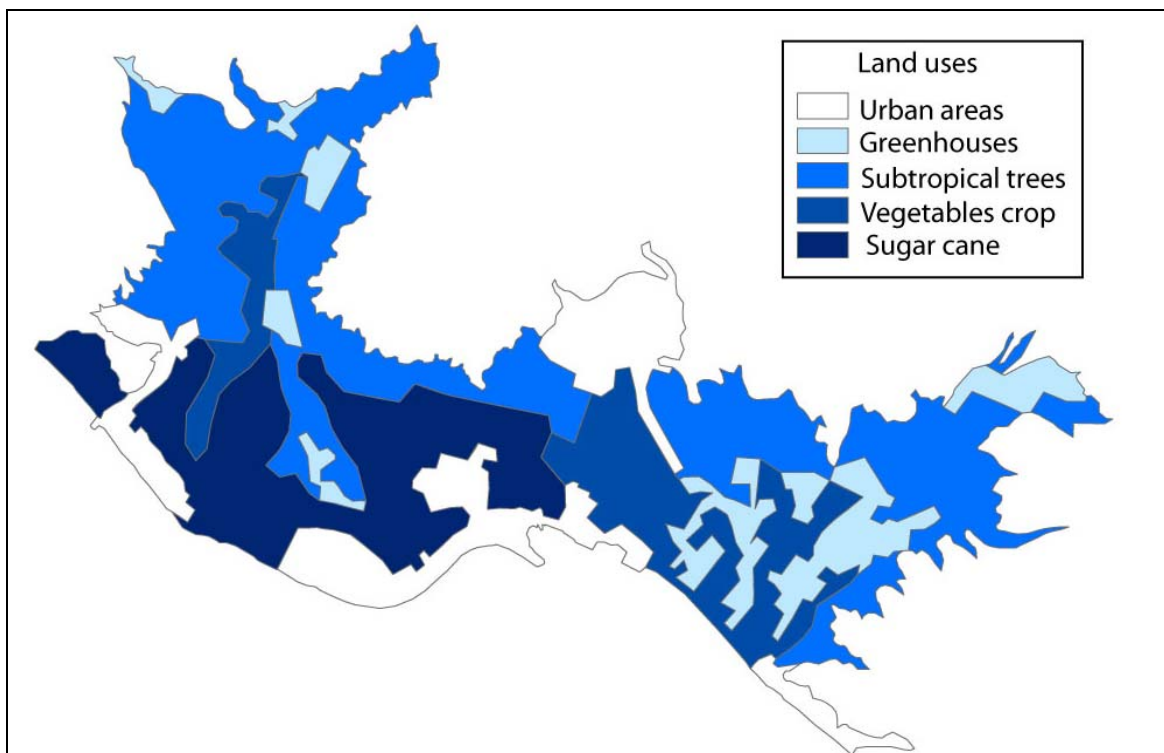


Figure 9. Land uses map related with the agriculture. Base for the infiltration associated to the irrigation excess

<b>Crop</b>	<b>Supply(m<sup>3</sup> ha<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>)</b>	<b>Irrigation technique</b>	<b>IFR</b>
Greenhouses	5000	Drip	5
Vegetables	10300	Flooding	25
Subtropical trees	8500	Mixed	20
Sugar cane	16500	Flooding	30

Table 1. Supply for each crop and irrigation technique in Motril-Salobreña aquifer. IFR is the infiltration rate estimated for each crop

#### 4.3. Initial conditions

The initial conditions were obtained from a previous run of the model under steady-state conditions (Anderson y Woessner, 2002; Reilly y Harbaugh, 2004). Therefore the changes in the heads are related with the changes of the boundary conditions. This is the reason because some initial heads of boreholes are not the same for the calculated water table and the measured. It was tried to improve the initial heads with the partial modification of the steady state results with the measured data, but the results were very similar because the model tends to reach the water table results calculated under steady state-conditions.

#### 4.4. Aquifer parameters

There are a lot of uncertainties about the adequate values for the aquifer parameters as hydraulic conductivity and specific yield. Only a few data of field studies are available (Castillo, 1975; ITGE, 1991; INGEMISA,1995). This was the reason because the hydraulic conductivity and the specific yield were calculated by calibration with the pilot points technique (de Marsily at al., 1984). Therefore a hydraulic conductivity and a specific yield distribution maps were obtained by calibration.

The obtained values are present in table 3 for the hydraulic conductivity, where also are the values for the statistic limit of 95 % confidence that gives an idea about the variability range that can be considered.

	<b>Hk value</b>	<b>Estimated 95% percent confidence limits</b>		<b>Sy value</b>
		<b>(lower limit)</b>	<b>(upper limit)</b>	
<i>River bottom k</i>	0.180000	0.147828	0.219173	
<i>pp1</i>	200.000	131.010	305.319	0.15
<i>pp2</i>	95.0813	64.3357	140.520	0.15
<i>pp3</i>	150.000	119.326	188.559	0.15
<i>pp4</i>	12.0731	6.81497	21.3882	0.10
<i>pp5</i>	6.22565	4.52089	8.57324	0.10
<i>pp6</i>	18.6220	7.50424	46.2110	0.08
<i>pp7</i>	2.00000	0.699474	5.71858	0.05
<i>pp8</i>	25.8696	14.5410	46.0241	0.05
<i>pp9</i>	16.6207	5.89192	46.8858	0.05
<i>pp10</i>	2.48049	0.984061	6.25249	0.05
<i>pp11</i>	130.000	78.5731	215.086	0.10

Table 3. Estimated hydraulic conductivity and specific yield values for each pilot point and permeability of the river bottom. Estimated 95 % confidence limits for hydraulic conductivity calculated statistically.

The distribution of hydraulic conductivity resulting of the calibration process is showed in figure 10. The maximum values are around 200 m/d and located in the

northernmost sector, where the aquifer section is narrower. The permeability decreases gradually to the south where it reaches the minimum values (lower than 5 m/d) in the areas nearby to the current and old mouth of Guadalfeo River. In the eastern the values are between 50 and 100 m/d. In the zone near the Guadalfeo River where the values are near to 120 m/d, there are some changes that generate curves in the hydraulic conductivity distribution. The causes of these anomalous changes are due to the variations in the aquifer thickness that forces the calibration to obtain non-exact values.

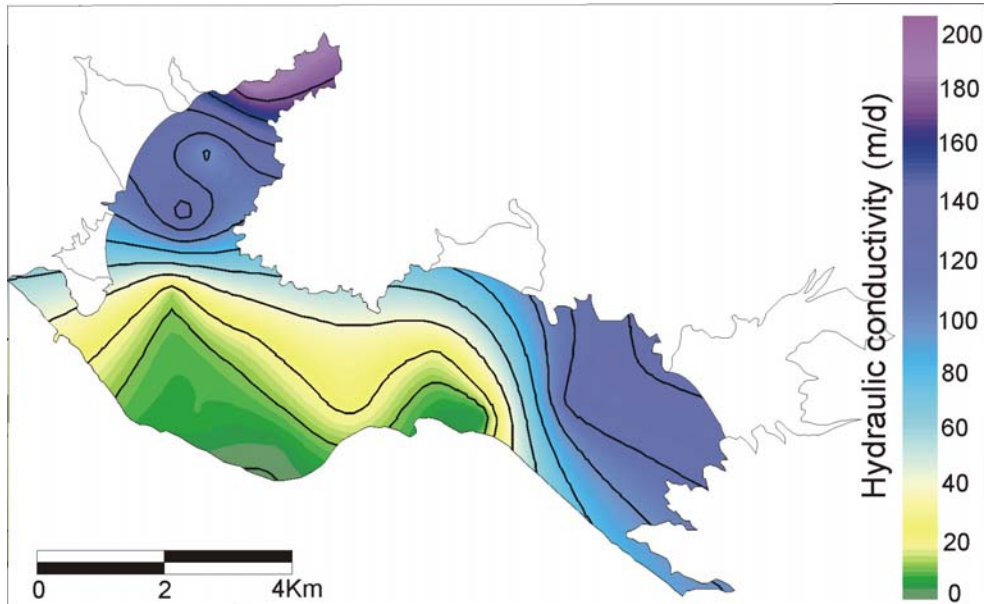


Figure 10. Hydraulic conductivity map resulting from the calibration process.

These distributions probably are related with the depositional origin of the sediments that constitute the aquifer. The lowest values can be associated to a deltaic plain environment, whereas in the eastern area is more related with an alluvial fan due to the different currents that form each one. The Guadalfeo River constitutes a constant sediment source that allows a more developed system. In the eastern zone only is located the Rambla del Puntalón, and ephemeral current related with storm events.

The specific yield was calibrated due to the uncertainties about the distribution of the values and the scarce and heterogeneous information available. The distribution is analogous to the one obtained for the hydraulic conductivity. The maximum values are in the northern areas and they decrease towards the zones near the coastline, especially in the central sector (Figure 11). The obtained values range from 15 % to 5 %. These values are in agreement with the estimated by other authors (Castillo, 1975; ITGE, 1991; INGEMISA, 1995) calculated by using pumping test. The hydraulic conductivities calibrated are a lower due to the pumping test are normally carry out in areas where the aquifer is more permeable, or in not very deep boreholes that only represent the hydraulic conductivity of the upper section of the aquifer.

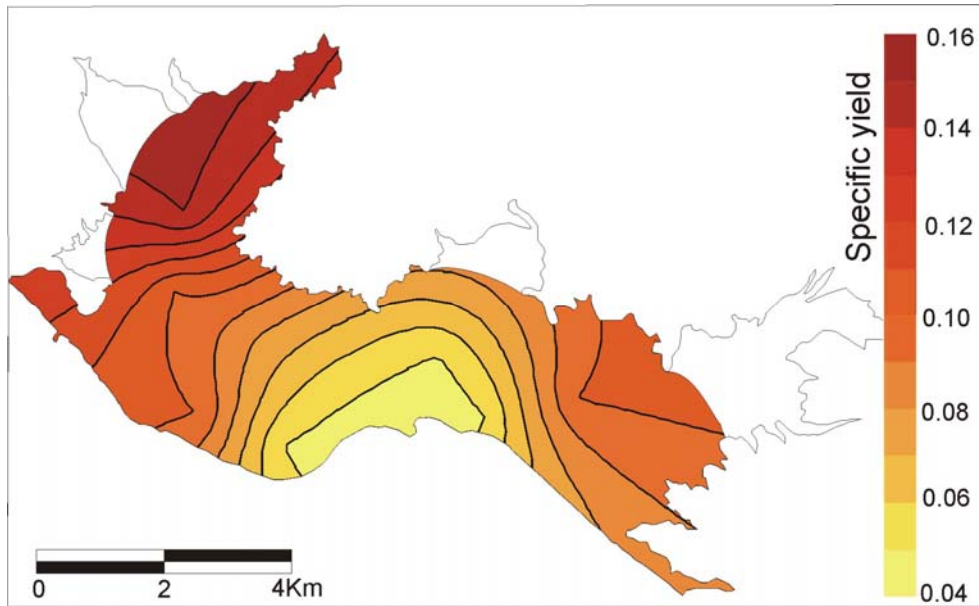


Figure 11. Specific yield map resulting from the calibration process.

The best match between the heads measured in the field and the calculated with the model are represented in figures 12 and 13. In the area nearer to Guadalfeo River, the oscillations of the water table are faster and of a big magnitude. This is related with the various input recharge sources in the zone (by the northern border area or the river itself) in addition to the more homogenous inputs for the entire aquifer surface (rain or irrigation excess). In general there are two peaks of maximum heads associates to the springs of 2003 and 2004, in 2002 there is another one of less intensity. After 2004, the magnitude of the variations is reduced. There are seasonal oscillations but is not possible detect peaks clearly as in the previous years. In the areas near the coastline, the changes in the modeled heads are minor as correspond to zones proximal to the constant head representing the sea.

The obtained adjustment between observed and modelled heads is better for the first simulated years. For the last period, when the input volumes decrease, the modelled heads are underestimated in general. The differences are maximum in the boreholes 10 and 13, in this area the aquifer morphology increases the thickness abruptly. The general deficit for the last period increases with the time, this problem generate doubts about the suitability for launch the model in predictive scenarios. The cause can be related with the hydraulic properties of the aquifer that must be reduced for remaining the heads higher or can be related with some other input not considered or not estimated correctly in the model.



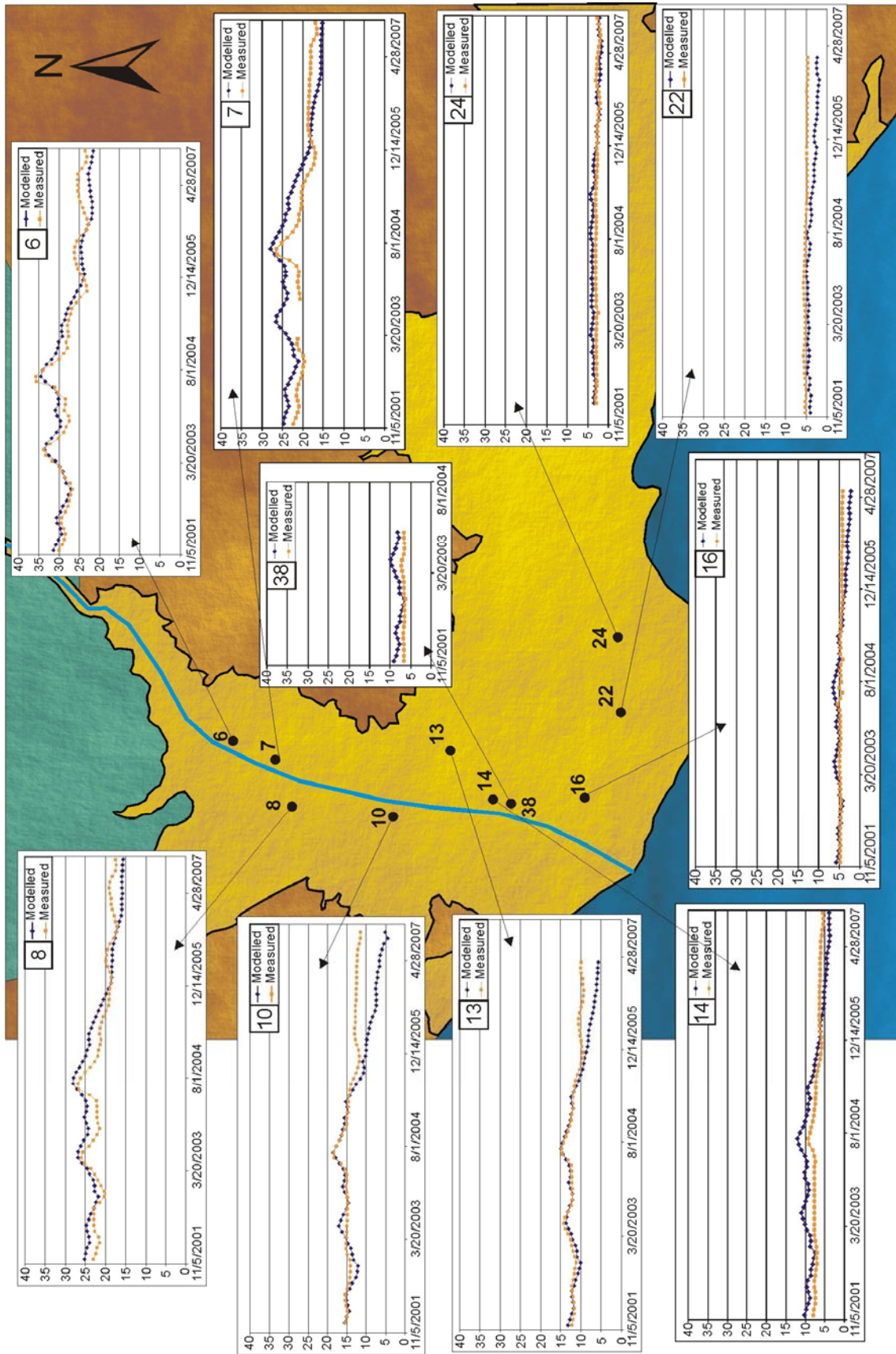


Figure 12. Measured and modeled water table data for the western sector of Motril-Salobreña aquifer.



Figure 13. Measured and modeled water table data for the eastern sector of Motril-Salobreña aquifer

Other possibility for explaining this situation is related with the location of most of the boreholes. The proximity of the river (sometimes less than 10 meters) can produce a very high water table situation that can be associated with a very small scale. Probably at a distance of only some meters the heads can be much lower. This can overestimate heads (and no representative of an entire cell of the model), affecting to the calibration of the first years (that is acceptable) but then the hydraulic conductivities are not convenient for the final period simulated.

In the boreholes located at the eastern zone of Motril-Salobreña aquifer, the match between the modeled and measured heads present fewer differences than for western location boreholes. For these boreholes can be observed an overestimation and sub estimation of the modeled water-table. In some of these cases are related with the proximity of pumpings (borehole 27), whereas in others are probably related with a non-adequate establishment of the topographic height of the borehole (borehole 34).

From the 1442 observations, 1226 corresponding to the heads in the measurement points, and 216 are related with the estimated flow in different reaches of Guadalfeo River. The river flow measurements were pondered by a correction factor (weight of  $1.10^{-5}$ ) for easing the integrated calculus with the heads measurements. The water table variance is 2.545 and the standard deviation is 1.595. For the river flow the variance is 5.567 and the standard deviation 2.360.

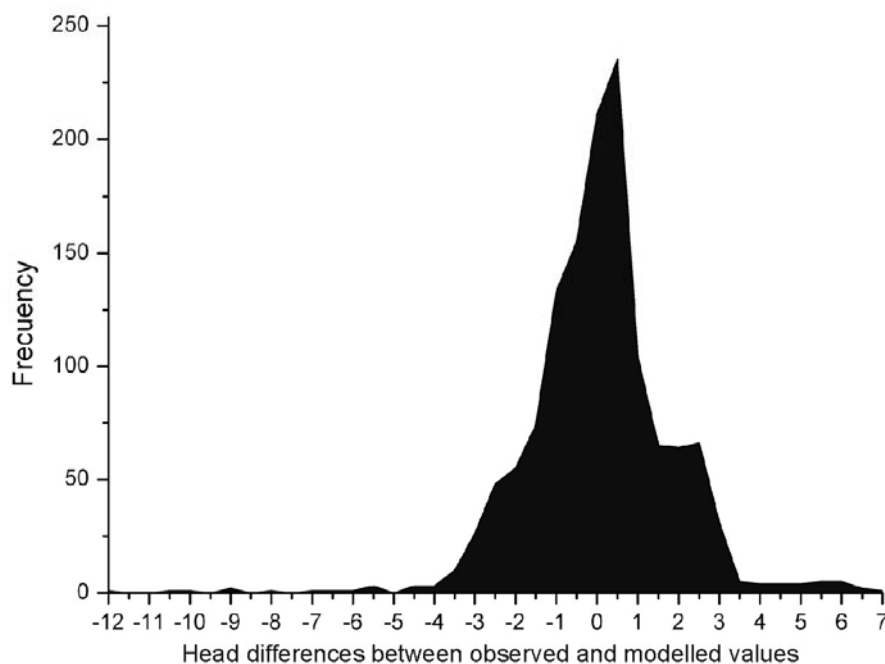


Figure 14. Frequency histogram with the differences between observed and modeled heads

The frequency distribution of the differences between measured and modeled heads (or error) is represented in figure 14. It can be observed a distribution that the interval -0.5 to 0 and 0 to 0.5 are the more represented. The distribution is slightly asymmetrical with predominance of negative errors. The mean value of the error is 0.13696 and the kurtosis is 1.29507. Higher kurtosis means that most of the variance is

due to infrequent extreme deviations, this indicates that the deviation of the errors is reduced and proximal to the mean value. The adjustment obtained for the model represents a  $\Phi$  value or sum of the squared weighted residuals of 4155.2 with a contribution of the heads of 3119.6 and 1035.6 correspond to the deviation of the differences between modelled and measured flow.

Therefore the model can be considered enough reliable for analyzing the obtained results. Nevertheless, the model presents some uncertainties that can be improved with a more detailed analysis of some inputs to the model, the recalculation of some parameters, the refining of the grid in some areas and the measured of some field data that can be the objective of future projects.

## **5. Results**

### **5.1. Annual water-budged variations**

The obtained results after the calibration process show the water budget for a six-years period. This is the first time that such water budged (annual data for a six-year period) is presented a water budget of these characteristics (for each year and for a long period of six years) in Motril-Salobreña aquifer. The inputs are the same that the considered for the model construction in addition to the storage (water volume that was stored in the aquifer but is liberated when water table decreases and contributes to the water budget of the period).

The obtained results after the calibration process show the water budget for a six-year period. This is the first time that such water-budged (annual data for a six-year period) is presented for the Motril-Salobreña aquifer. The considered inputs are the same that the ones used for the model construction, i.e. recharges from the Guadalfeo River alluvial-aquifer, Escalate carbonate-aquifer, and Guadalfeo River, recharge due to the irrigation excess, and precipitation. It was also considered as an input the storage (water volume stored in the aquifer and discharged when the water table decreases, thus contributing to the water-budged for the period).

The total inputs and outputs for a determined year can be taking as an expression of the wet grade of it. The hydrologic years 2 and 3 (2002-2003 and 2003-2004) can be considered as the wettest periods for the simulated six-year interval, whereas the years 5 and 6 (2005-2006 and 2006-2007) are the driest. The year 4 can be also considered as a dry one; however, the inputs related to the stored water during the previous wetter years increase the total inputs (Table 4).

The recharge due to the irrigation excess remains quite constant during the simulation period. That is a consequence of the use of the same crop distribution for all the years (extracted from the aerial photograph of 2004) and the same annual irrigation volumes.

The inputs related with the Guadalfeo River alluvial-aquifer and the Escalate carbonate-aquifer are generally more stable than the inputs related to stream recharge by the Guadalfeo River and the precipitation (since these two last are affected by the climate). The recharge related to the Guadalfeo River itself is drastically reduced (c.a.

one order of magnitude) in the year 4 (2004-2005). Although it's clear that this year is the beginning of a dry period, the effect of the Rules dam might be outstanding for this reduction.

The analysis of the quantitative volumes shows that the inputs from the Escalate carbonate-aquifer are quite higher than the ones from the Guadalfeo River alluvial-aquifer (Table 4). These two inputs are closely related due to their spatial coincidence in the northern zone of the Motril-Salobreña aquifer. Both inputs were estimated based on data of nearby boreholes but not in the exact location where the boundary conditions of the carbonate aquifer are located. These estimations can produce errors, overestimating the inputs of the carbonate-aquifer and underestimating the ones from the alluvial-aquifer. Nevertheless, the sum of both inputs probably represents an adequate volume of water recharging the Motril-Salobreña aquifer in its northern border.

<b>INPUTS (Mm<sup>3</sup>)</b>	<b>Year 1 (01-02)</b>	<b>Year 2 (02-03)</b>	<b>Year 3 (03-04)</b>	<b>Year 4 (04-05)</b>	<b>Year 5 (05-06)</b>	<b>Year 6 (06-07)</b>
<i>Storage</i>	6.69	5.50	5.68	8.78	5.42	3.27
<i>River alluvial aquifer</i>	0.36	0.48	1.12	0.30	0.48	0.43
<i>Carbonate aquifer</i>	5.60	5.81	6.78	4.82	4.73	4.80
<i>Irrigation excess</i>	9.16	9.00	9.29	9.04	9.13	9.14
<i>Guadalfeo River</i>	5.22	10.14	10.36	1.21	0.92	1.05
<i>Rain</i>	1.22	8.60	5.99	4.39	0.70	0.05
<b>Total</b>	<b>28.25</b>	<b>39.53</b>	<b>39.22</b>	<b>28.54</b>	<b>21.38</b>	<b>18.74</b>

Table 4. Annual inputs to the Motril-Salobreña aquifer.

Attending to the outputs distribution, it can be observed that the main discharge is towards the sea through the aquifer southern-border followed by the outputs due to pumping (Table 5). The storage output is associated with the water-table rise during the wet periods. It has been considered the output to the Escalate carbonate-aquifer in the wettest periods (year 3), when the aquifer head increase over the carbonate-aquifer water-table.

<b>OUTPUTS (Mm<sup>3</sup>)</b>	<b>Year 1 (01-02)</b>	<b>Year 2 (02-03)</b>	<b>Year 3 (03-04)</b>	<b>Year 4 (04-05)</b>	<b>Year 5 (05-06)</b>	<b>Year 6 (06-07)</b>
<i>Storage</i>	1.82	8.96	7.04	2.34	1.41	1.67
<i>Output to the sea</i>	19.19	23.51	24.46	20.34	14.40	11.30
<i>Pumpings</i>	7.25	6.97	6.66	6.41	6.36	6.15
<i>Carbonate aquifer</i>	0.00	0.02	0.61	0.06	0.09	0.06
<i>Stream exfiltration</i>	0.00	0.06	0.45	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>28.25</b>	<b>39.53</b>	<b>39.22</b>	<b>28.54</b>	<b>21.38</b>	<b>18.74</b>

Table 5. Annual outputs from the Motril-Salobreña aquifer.

By representing the inputs as relative percentages it is very clear the drastical reduction in the recharge from the Guadalfeo River in the 4 year, exactly when the Rules dam started to store water. Although this year is the beginning of a dry period, there was enough precipitation to recharge in an important rate the aquifer but the Guadalfeo River flow was stopped in the dam.

The percentages obtained for irrigation excess recharge and the northern borders suffer variations more related to the total recharge for each year, than to the actual changes in the water volumes.

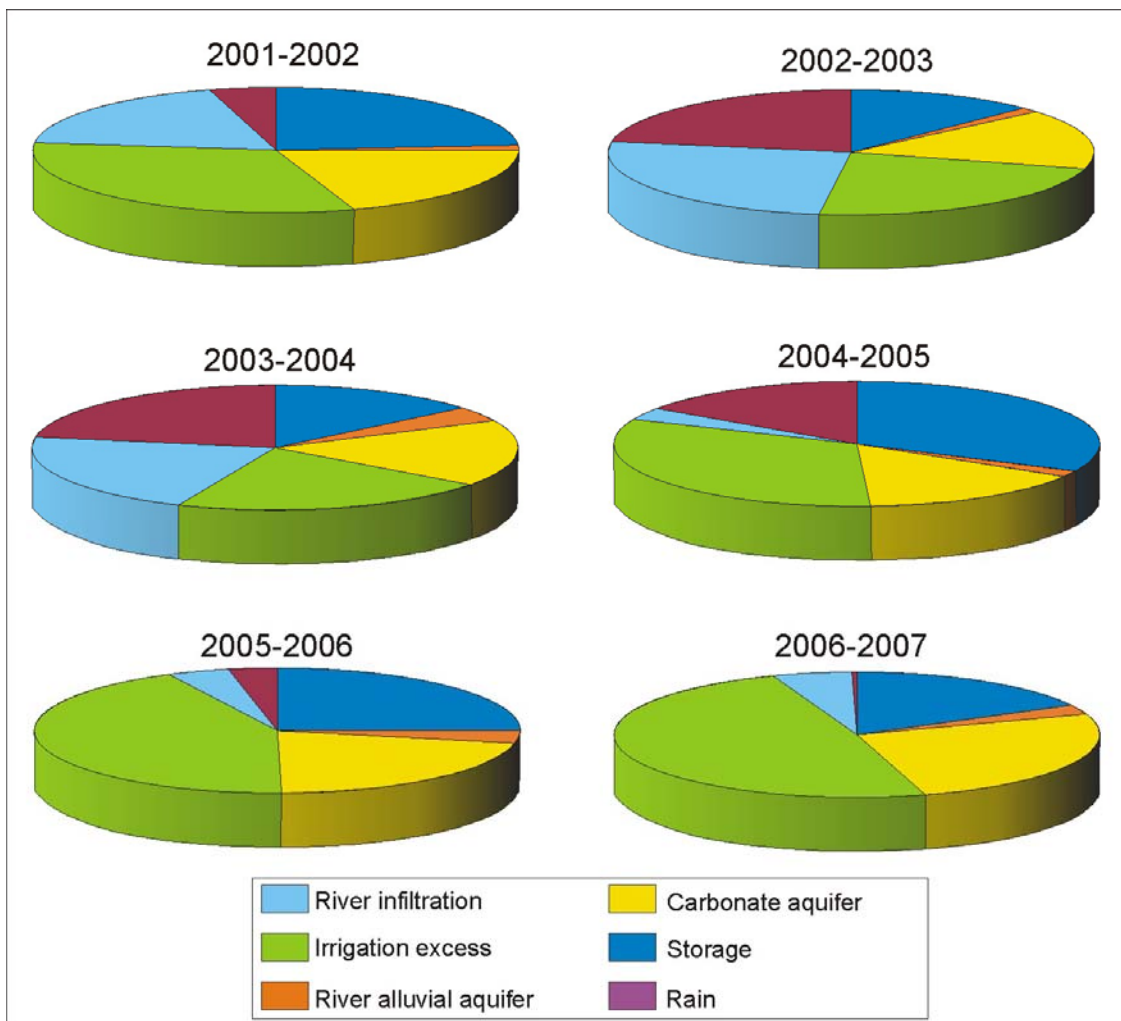


Figure 15. Sectorial graphics with the percentage of recharge of each input to Motril-Salobreña aquifer.

## 5.2. Monthly water-budget and modifications along the simulated period

The changes during a hydrological year have been evaluated by means of the representation of the inputs and outputs for two different periods; the year 2 (2002-2003) that represents a wet period, and the year 5 (2005-2006) that represent a dry period and the Rules dam was already working.

From November of 2002 until October of 2003 the stream recharge from the Guadalfeo River is the main input. It is clear that snow-melting at the end of the spring represents a maximum in the stream recharge. In the summer months, the river dried and other recharge sources (as irrigation excess) dominate (Figure 16).

The high storage during July and August means that the aquifer is discharging the water stored during the previous humid months due to the water-table fall (this effect can be observed in the figure 17 with the peaks of storage in November, February, and April). The inputs associated with the Escalate carbonate-aquifer and the

Guadalfeo River alluvial-aquifer present less variability than the ones related to Guadalfeo River infiltration and irrigation excess.

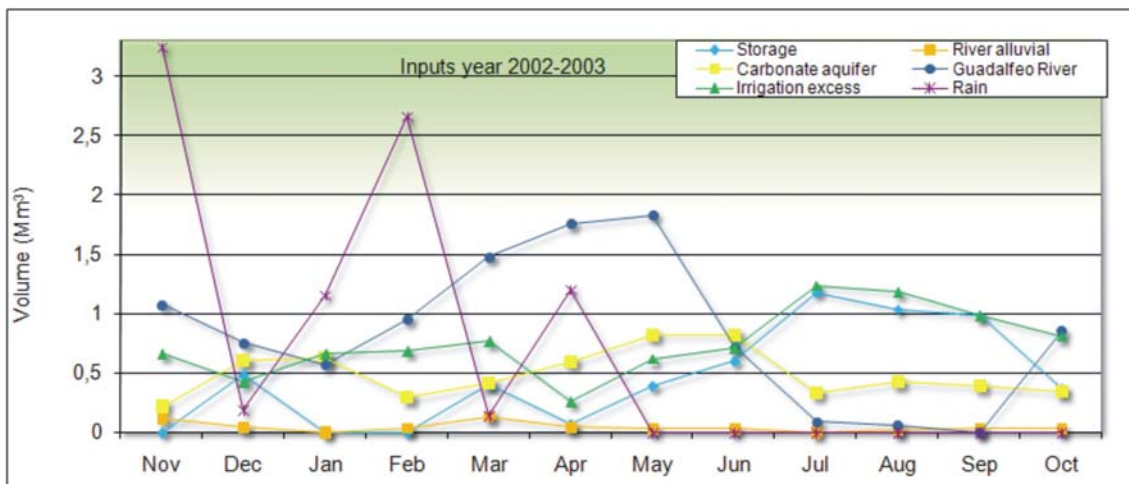


Figure 16. Volume of inputs for each month of the hydrological year 2002-2003.

The south boundary, i.e. the contact with the sea, is the main output for the year 2002-2003 (Figure 17). The storage in this period is associated with the changes of the water table and it is very variable depending on the monthly water resources excess. The pumpings are bigger during the summer months; however, the special local irrigation techniques, which allow the derivation and distribution of the water, avoid a peak of pumping typical of Mediterranean dry areas. This is a direct consequence of the anthropic transformation of the hydrological system inherited from decades of adaptation to the climate characteristics of the area.

During the months of maximum river caudal (due to the snow-melting), there is a small volume of water that is gained by the river, since the groundwater heads are higher than the river stage. This situation is reached in the proximities of the river mouth, where water table and the river bottom are nearer.

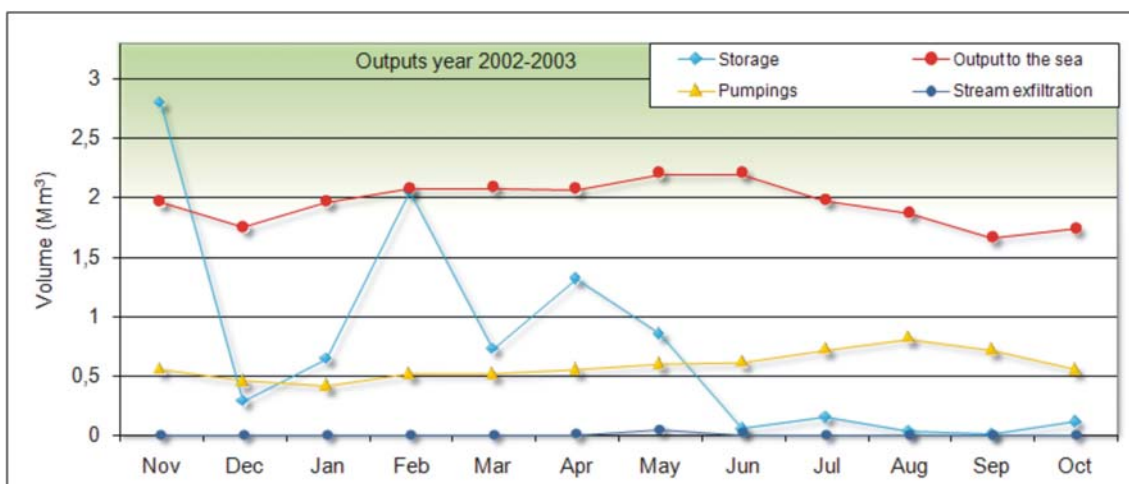


Figure 17. Volume of outputs for each month of the hydrological year 2002-2003

The inputs for the hydrological year 2005-2006 are very different compared with the year 2002-2003. The main contrast is the drastic decrease of the Guadalfeo River

input (Figure 18). The inputs related with the irrigation excess remain similar to the year 2, but the decrease in other inputs converts them in the most important recharge source. The inputs related with the Escalate carbonate-aquifer also increase its relative impact in the Motril-Salobreña aquifer-recharge.

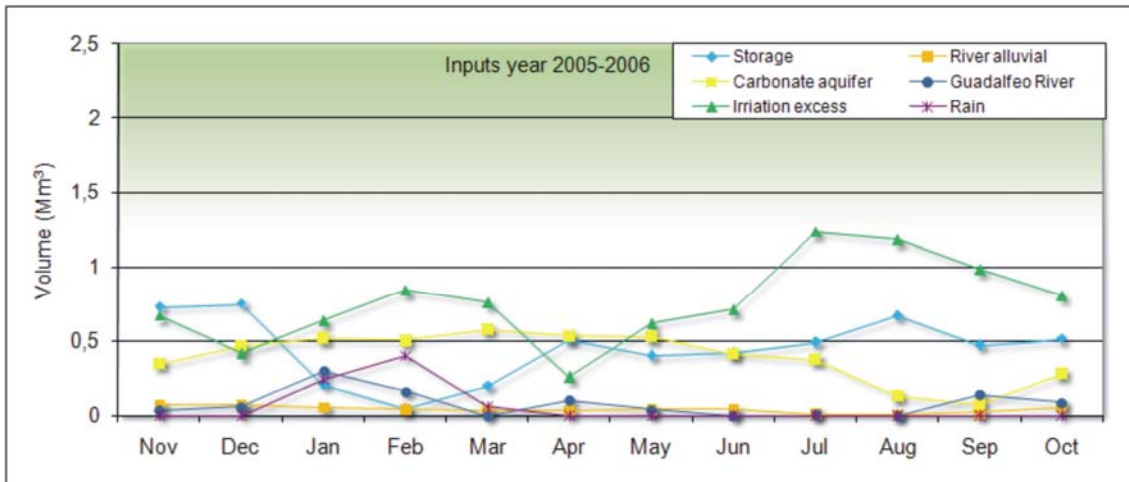


Figure 18. Volume of inputs for each month of the hydrological year 2005-2006.

The outputs for the year 2005-2006 are similar relatively (the same percentages but reduced amounts) to the year 2002-2003. The output to the sea is the most important one with variations related to the volume of input that recharge the aquifer. The pumpings show the same trend than for other simulated years, with slight increases during summer and the reduction during winter (Figure 20). The storage output is the biggest difference in comparison with the wet year, since the reduction of the inputs makes difficult a water excess that can contribute to recharge the aquifer.

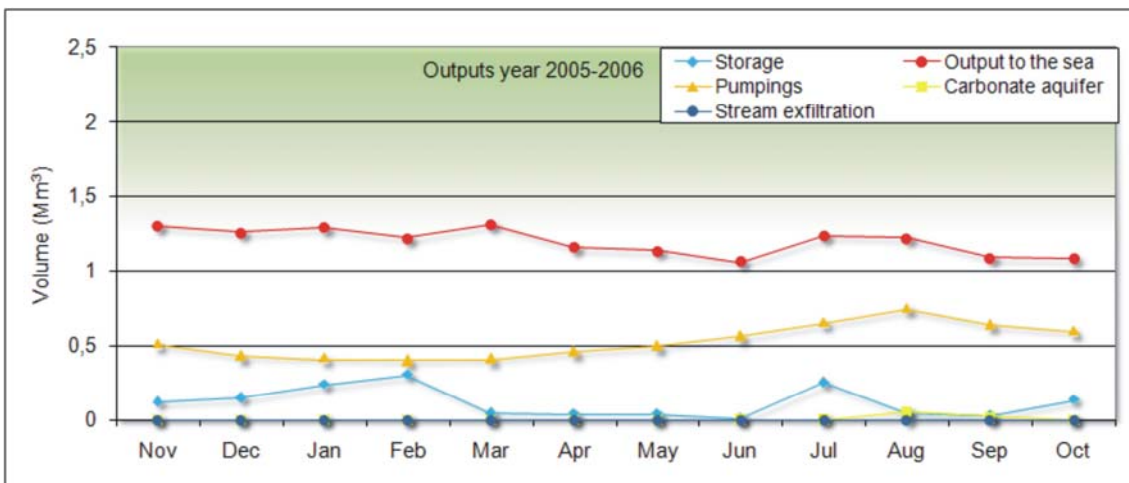


Figure 19. Volume of outputs for each month of the hydrological year 2005-2006.

Although the climatic conditions are determinant in the water-budget obtained with the flow model, it is also outstanding the influence of the Rules dam in the Motril-Salobreña aquifer. Moreover, the decrease in the input related with the Guadalfeo-River makes the irrigation excess the main input in this aquifer. For this 6-year simulated interval there were not changes in land uses. Nevertheless, a substitution of the traditional crops (with high infiltration rates) for other with lesser infiltration rates or urban zones can contribute decreasing the aquifer inputs. These perspectives increase



the interest in the research of the other recharge sources as the Escalate carbonate-aquifer and the Guadalfeo River alluvial-aquifer, both of them independent of the human actions. Anthropogenic modifications in Motril-Salobreña aquifer can decrease groundwater resources (with the construction of the dam) or increase the recharge of the aquifer with the irrigation of the croplands. Human actions change natural environments faster than nature. For example in this area, suppression of grants to sugarcane agriculture changed drastically the land uses map in only one year in 2006. The response to these changes in Motril-Salobreña aquifer only can resolve with a groundwater model supported by long temporal data series.

### 5.3. Guadalfeo River changes and impact associated

The Guadalfeo River influence is not only affecting to the water budget, but also plays an important role in the groundwater flow-direction. That is due to the formation of a local hydrogeological divisory associated with the water that infiltrates under the river track. This situation has important consequences due to the different inputs recharging the aquifer in both sides of the river. This was already demonstrated by Duque et al., (*under review*) with the study of the isotopical composition. Since the presence of this local divisory is related to the river discharge, it can be considered as seasonal. The differences between the dry and humid periods are represented in the figure 20. The water-table elevation is different for each month, but the isopotentiometric lines-shapes are very similar. These elevations are reduced under the river channel because of the high permeability of the aquifer in this area, thus avoiding big changes in the water table for big distances (more than 100 meters). It also can be observed the convergence towards the river track of the isopotential lines due to the presence of pumpings near the riverside.

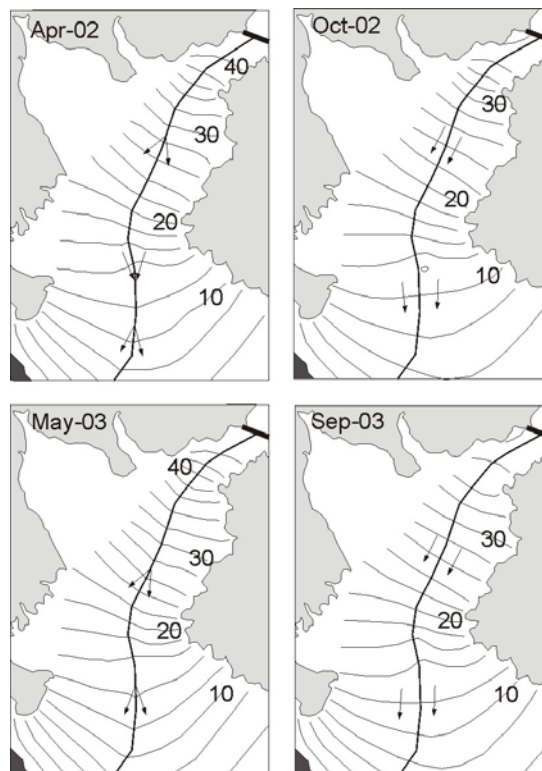


Figure 20. Water table isolines and groundwater flow direction (arrows) for different stress period simulated that remarks the river influence.

The percentage of infiltrated water in Guadalfeo River is an interesting characteristic that can be very useful for improving the water-budget in the aquifer. The river flow is controlled by the dam and weirs upstream Motril-Salobreña aquifer. In case of undesirable processes as contamination or saltwater intrusion these infrastructures can be utilized for recharging the aquifer. The knowledge of the river infiltration rate is essential for an optimal result of this application.

For these reasons the amount of water discharge in Guadalfeo River along the track over Motril-Salobreña it is an important issue. A first attempt to approximate the infiltration rate of the Guadalfeo River was carried out by Ibañez (2005). This author monitored river-flow in several punctual measurements in different points of the river obtaining disperse results. The high daily-oscillations of river-discharge did not allow the extrapolation to a mean infiltration rate. Duque et al., (2009) carried out a set of groundwater temperature measurements and utilized them for the characterization of the river water infiltration process. In this study the SFR package applied for simulating the river in the numerical model allows the calculation of the river infiltration for each cell. The result of this study were compared with the obtained by groundwater temperature (Figure 21).

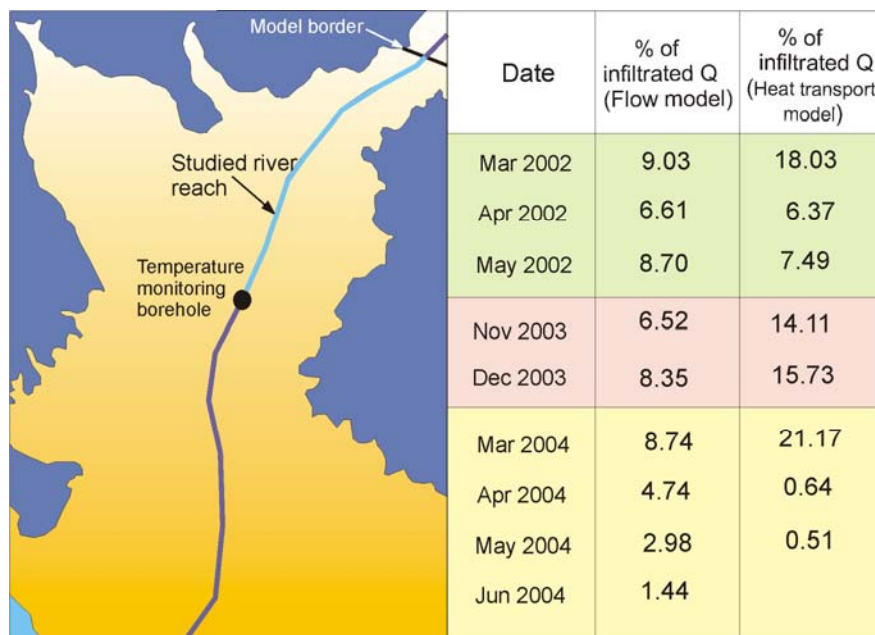
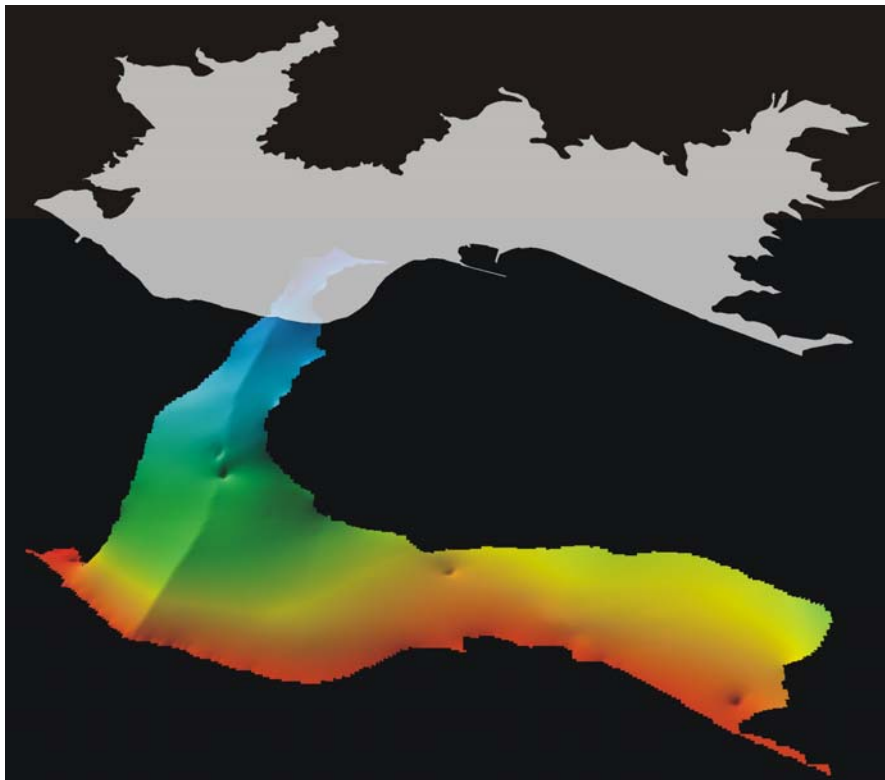


Figure 21. Comparison of the infiltration in the river reach of the northern zone of the aquifer and comparison with the results obtained with the heat transport model (Duque et al., *under review*).

The main differences are related to the infiltration of the first month in the three recharge periods considered. In the heat transport model, the first simulated-step presents higher infiltration rates indicating that the system is unsaturated at the beginning of the infiltration process (Duque et al., *under review*). The calculated infiltration-rate values with the flow model are lower for autumn of 2003. In this case, it was considered as possibly overestimated the percentages obtained with the heat transport model (Duque et al., *under review*). For the recharge period in the spring of 2004, with the heat transport was detected that, after the first month of higher infiltration, the water table rise and the infiltration process were almost stopped. Nevertheless, the flow model indicates a more progressive decrease in the infiltration

rates that, at the four month of the period, reaches a very low value similar to the obtained for the second month with the temperature model. That indicates that the flow model is more inertial, with more progressive changes. The reason is that the values estimated for the river characteristics are a representative mean for the 6-year period for the entire river track. Probably a more detailed analysis can produce a higher similitude between both methods.

The morphology of the water table surface represented during a recharge moment (Figure 22) is representative of the flow directions and the movement of the groundwater from the higher to lower water-table locations. In the stress period of June of 2004, the river recharge is very intense due to the snow-melting in Sierra Nevada (in this year there was a big abundance of snow precipitation during the winter). Traditionally, higher discharges of the river have been associated to this reason. The creation of a high water table line (Figure 22) causes opposite flow direction at both sides of Guadalfeo River. Also, it can be observed that the cones of depression associated with the main pumping areas do not have a big extension. Most of them are far away to the sea except the one located in the easternmost zone. This pumping area could be of special interest for future studies related to the location and evaluation of the saline-wedge.



*Figure 22. Water table surface simulated for the stress period correspondent to June of 2004 (at the end of the recharge period due to the river influence during the snowmelt).*

During the first simulated 4 years, the end of the spring had associated the highest water table. Nevertheless, the water table surface for May of 2007 presents a situation more usual of the end of the summer (Figure 23). The river influence is not visible in this situation and the decrease of the water table is generalized over all the aquifer. The pumping cones of depression remain at this date (May of 2007) in the same location that in 2004. The slope of the water table changes abruptly in the zone where

can be observed two pumpings and it is the transition from the narrower area of the aquifer (northern part) to the south side and the spread of the aquifer to the east. The change of the aquifer dimensions and the location of the pumpings are the responsible of this variation in the observed trend for the areas located in the north side and the south side of this zone.

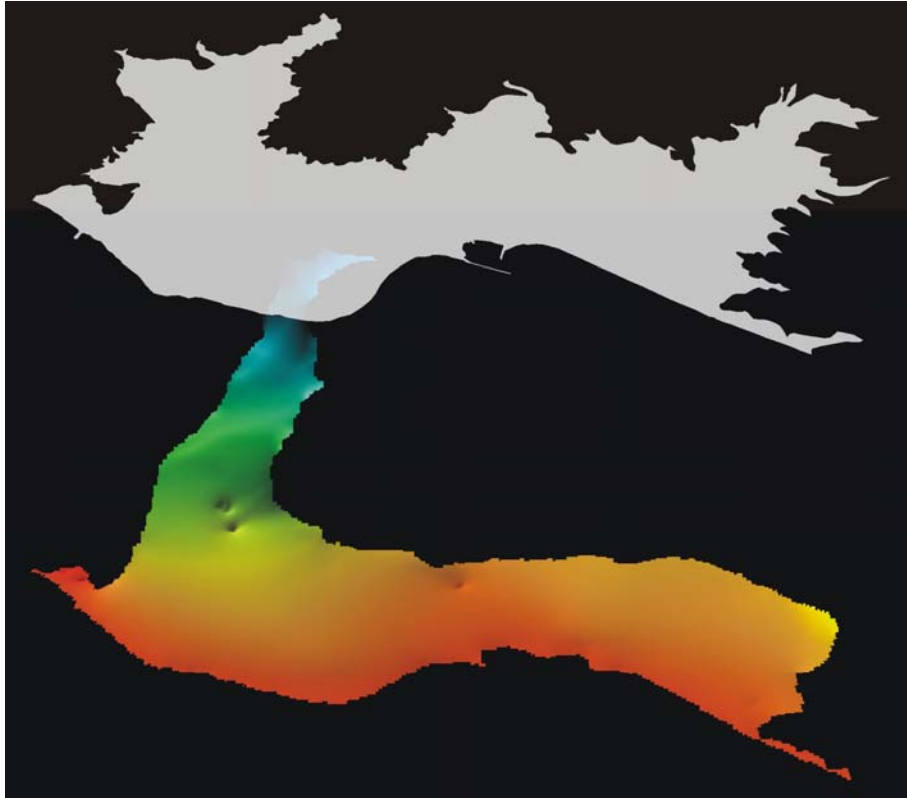


Figure 23. Water table surface simulated for the stress period correspondent to May of 2007 (the river influence has decreased due to Rules Dam and since it is the snowmelt period, there is not increase in the water table).

## 6. Conclusions

A numerical flow model of Motril-Salobreña aquifer was calibrated for the period 2001-2007 integrating the field data obtained by direct measurements or estimations based on observations.

During calibration process the hydraulic conductivity of the aquifer was estimated with maximum values of 200 m/d in the northern sector and minimum of less than 5 m/d in the areas near the coastline. The specific yield obtained shows a similar distribution with maximum of 0.15 and minimum of 0.05. The hydraulic conductivity of the river bed was estimated as 0.18 m/d.

The total volume of inputs and outputs between different years vary from near to 40 Mm<sup>3</sup> to less than 20 Mm<sup>3</sup>. Also the water budgets of the simulated years present very big variability in the proportions of each input and output. The reason is the climatic environment that varies strongly the recharge volume and the anthropic activity as the Rules dam construction that causes the decrease in the river discharge when it was finished in 2005. The inputs related with Guadalfeo River can vary from 26.41 % for the year 2003-2004 to 4.24 % for the year 2005-2006. The input related with the

northern border (carbonate aquifer and the alluvial river Guadalfeo aquifer) represents an annual input near to  $6 \text{ Mm}^3$  (15-33% depending on the year). The input related with the direct recharge by rain infiltration is related with the weather characteristics of the year (21.75 % to 0.27 %). The recharge associated to the irrigation excess is the input that recharges with the most constant volume of water with  $9.15 \text{ Mm}^3$  that depending of the total volume of inputs, can represent a very variable percentage (23.14 % to 48.77 %). The outputs dominant are the hidden discharge to the sea (more than 60 %) and the pumpings (18-38 %), the rest are associated to the storage process that contributes to the elevation of the water table.

The inputs to the aquifer along a year (previously to the construction of the dam) were distributed with a period of the river dominance for the most humid months and irrigation excess for the summer months. With the decrease of the river flow (related with the dam or with dry years) irrigation excess and the input by the northern border are the most important for the entire year.

The river recharge produces the formation of a local hydrogeological divisory under the river track due to the infiltration from Guadalfeo river. This aspect was manifested by other research techniques as isotopes (Duque et al.b). The implication of this process can be very important for determining flow directions in the case or punctual pollution or protection of human supplies.

The infiltration rates estimated with the flow model show values that vary between 1 % and 10 % for the reach of the river located in the northern part of the aquifer. These results are different of the estimated with heat transport model (Duque et al., a) because the flow model is more inertial (it takes a longer period to reach the real hydrogeological state). Also it is representing mean characteristics for the entire period and for the complete period simulated not allowing a more detailed scale as for the temperature work.

Model result have been compared with water table data of 19 boreholes and several punctual measurements of river discharge and the mean error resulting was 0.13 for the heads with a standard deviation of 1.59. Nevertheless some observations for the improvement of the model have resulted from the analysis of the results. It is necessary to continue inserting data to the model for including also wet years after Rules dam is operational. The evaluation of the land uses changes and hydrological impacts can help to obtain results more accurate and evaluate the impact of this process. The soil balance for establishing the rain recharge can be improved with more specific techniques. The water table monitoring in the northern area of the aquifer can help to obtain more detailed data about the differences between input related with the carbonate aquifer and the river Guadalfeo alluvial aquifer. The river influence can be characterized better with a more detailed study of its properties as riverbed conductance, slope, channel morphology... also the refinement of the grid in the area surrounding the river can help to simulate better the water table oscillation associated to river water infiltration. With the calibration method applied for obtaining the hydraulic conductivity and the specific yield, it is supposed that these parameters changes gradually, nevertheless the possibility of more sudden changes in some areas could be a solution for improving the adjustment of the modeled results. An adequate sedimentological study can determine if this is a good option in his aquifer.

The water budgets obtained with the flow model remark the important role of Guadalfeo River in Motril-Salobreña aquifer. The construction of the Rules Dam represents a reduction of the inputs that can reach a 30 % less and, at the same time, change the relative importance of other inputs. Irrigation excess is the second recharge input to the aquifer and also is strongly dependent of the human activity due to the agriculture techniques of the area. That is the reason because the constant actualization of the flow model will be essential for managing a sustainable use of the aquifer resources. An integrated system of dam control, land uses plans and aquifer monitoring can result crucial for resolving risk situations as punctual pollution or saltwater intrusion in this aquifer that is one of the best preserved in the south east Mediterranean coast.

### **Acknowledgements**

I thank Juan Carlos Rubio, Antonio González, Antonio Navarro and the staff of the Geological Survey of Spain in Granada for their collaboration in the field data acquisition. I thank Luis Díaz and Manuel Roldán of Agencia Andaluza del Agua de Motril because of Guadalfeo River flow information. This study was made possible by funding approved CGL2004-02748/HID and CGL2008-05016 financed by the Ministerio de Educación y Ciencia of Spain, the Research Groups of Junta de Andalucía RNM-369 and RNM-189 and the Spanish Program of Formación de Personal Investigador.

### **References**

- Ahmed, A.A., 2009. Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Sohag area, Egypt. *Hydrogeology Journal*, 1-13.
- Alonso Martínez, J., Arjona García Borreguero, J., Ballester Rodríguez, A., Elorza Tenreiro, F.J., Gómez Sánchez, M., Hernández Manchado, R., Hervás Maldonado, M., Iglesias López, A.; Iglesias Delgado, T.E.; López Bravo, J.; López Geta, J.A.; Mera Merino, A. de and Ortiz López, J.I., 2000. HIDROBAS. Paquete de programas para la evaluación de aportaciones hídricas. IGME. Ministerio de Ciencia y Tecnología.
- Barnes H.H. Jr, 1967, Roughness characteristics of natural channels, U.S. Geological Survey Water-Supply paper 1849, United States Government Printing Office, Washington
- Barry, F., Ophori, D., Hoffman, J. and Canace, R., 2009. Groundwater flow and capture zone analysis of the Central Passaic River Basin, New Jersey. *Environmental Geology* 56 (8), 1593-1603
- Calvache M.L., P. Ibáñez, C. Duque, M. López-Chicano, W. Martín-Rosales, A. González-Ramón and J.C. Rubio (2009), Numerical modelling of the potencial effects of a dam on a coastal aquifer in S.Spain, *Hydrological Processes* 23, 1268-1281. DOI: 10.1002/hyp.7234
- Calvache M.L. and A. Pulido-Bosch (1991), Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (Rio Verde, Almuñecar, southern Spain), *Journal of Hydrology*, 129 (1-4), 195-213.

- Calvache, M.L., and A. Pulido-Bosch (1994), Modelling the effects of salt water intrusion dynamics for coastal karstified block connected to a detrital aquifer, *Ground Water* 32 (5):767-777.
- Calvache M.L. and A. Pulido-Bosch (1997), Effects of geology and human activity on the dynamics of salt-water intrusion in three coastal aquifers in Southern Spain, *Environ. Geol.* 30 (3-4), 215-223.
- Castillo E., 1975. Hidrogeología de la vega de Motril-Salobreña y sus bordes. Master Thesis, University of Granada, 184.
- Cheng, C. and Chen, X., 2007. Evaluation of methods for determination of hydraulic properties in an aquifer-aquitard system hydrologically connected to a river. *Hydrogeology Journal* 15 (4), 669-678
- CHSE-YRIDA (1984). Estudio de viabilidad de la ampliación de la zona regable de Motril-Salobreña hasta la cota 300.
- Doherty J., 2003. Ground water calibration using pilot points and regularization. *Ground Water* 41, 2, 170-177
- Doherty J., 2004. PEST: Model Independent Parameter Estimation. User Manual. (5th ed). Corinda, Queensland, Australia: Watermark Numerical Computing.
- Doherty J., 2006. Groundwater Data Utilities. Corinda, Queensland, Australia: Watermark Numerical Computing
- Duque, C., Pedrera A., Calvache M.L. and López-Chicano M., 2007. Cálculo de las reservas de un acuífero detrítico costero mediante gravimetría. In: Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, Almería, 295-306
- Duque C., M.L. Calvache, A. Pedrera, W. Martín-Rosales and M. López-Chicano (2008), Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain), *J. Hydrol.* 349 (3-4), 536-547.
- Duque C., M. L. Calvache and Engesgaard P., (a). Investigating river-aquifer relations using water temperature in an anthropized semiarid environment (Motril-Salobreña aquifer). *Journal of Hydrology* (*Under review*).
- Duque C., López-Chicano M., Calvache M.L. and Martín-Rosales W., (b). Water-sources and mixing ratios identified by stable isotopes in a coastal aquifer subject to human influence. *Hydrological Processes* (*Under review*).
- Gómez J. D., López J.A. and Garrido E., 2003. The state of seawater intrusion in Spain. In: Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean countries, López-Geta J.A., Gómez J.D., de la Orden J.A., Ramos G. and Rodríguez L. (eds). IGME: Madrid, 169-186.
- Guo W. and Langevin C.D., 2002. SEAWAT- User's guide to SEAWAT: A computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow. U.S.G.S. techniques of water resources investigations, Tallahassee, Florida. Book 6, chapter A7, 77.
- Heredia J., Murillo J.M., García-Aróstegui J.L., Rubio J.C., and López-Geta J.A., 2003. Influencia antrópica en un acuífero costero. Consideraciones sobre la gestión hídrica del acuífero de Motril-Salobreña (España). (Anthropogenic influence on a coastal aquifer.

Considerations on the hydraulic management of the Motril-salobreña aquifer). *Revista Latino-Americana de Hidrogeología* 3: 73-83

Ibáñez S.P., 2005. Comparación de la aplicación de distintos modelos matemáticos sobre acuíferos costeros detríticos, PhD Thesis, University of Granada, 304 p.

ITGE, 1988. Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Cuenca Sur de España, Granada)

IGME, 1999. Plan de integración de los recursos hídricos subterráneos en los sistemas de abastecimiento público de Andalucía. Sector de acuíferos en relación con el abastecimiento de los núcleos situados en la cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes (Almuñécar, Albuñol y Castell de Ferro) Granada. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la unidad 06.21. Motril-Salobreña y modelización matemática del acuífero. Tomo de memoria, 169 pp.

IGME, 2000. Actualización del conocimiento hidrogeológico de la U.H. 06.21 y modelo matemático del acuífero (Hydrogeologic studies and mathematical model of H.U. 06.21, Motril-Salobreña). Documento 15.1: Memoria. Documento 15.2: Anexos

Li, Y. and Neuman, S.P., 2007. Flow to a well in a five-layer system with application to the Oxnard Basin. *Ground Water* 45 (6), pp. 672-682

de Marsily, G., Lavedan, C., Boucher M. and Fasanino G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. In: *Geostatistics for Natural Resources Characterization*. Ed. Verly, G., David M., Journel A.G. and Marechal A. NATO ASI, Ser. C. 182; 831-849. Norwell, Massachusetts: D. Reidel.

McDonald M.G. and Harbaugh A.W., 1988, A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chap. A1, 586 p.

Prudic D.E., Konikow L.F. and Banta E.R., 2004. A new streamflow-routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey open file report 2004-1042, 104.

Rumbaugh J.O. and Rumbaugh D. B., 2007, Guide to using Groundwater Vistas Version 5. Environmental Simulations Ins., 381 p.

Wang, S., Shao, J., Song, X., Zhang, Y., Huo, Z. and Zhou, X., 2008. Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in North China Plain, China. *Environmental Geology* 55 (7), 1449-1462

Wolf, J., Barthel, R. and Braun, J., 2008. Modeling ground water flow in alluvial mountainous catchments on a watershed scale. *Ground Water* 46 (5), 695-705