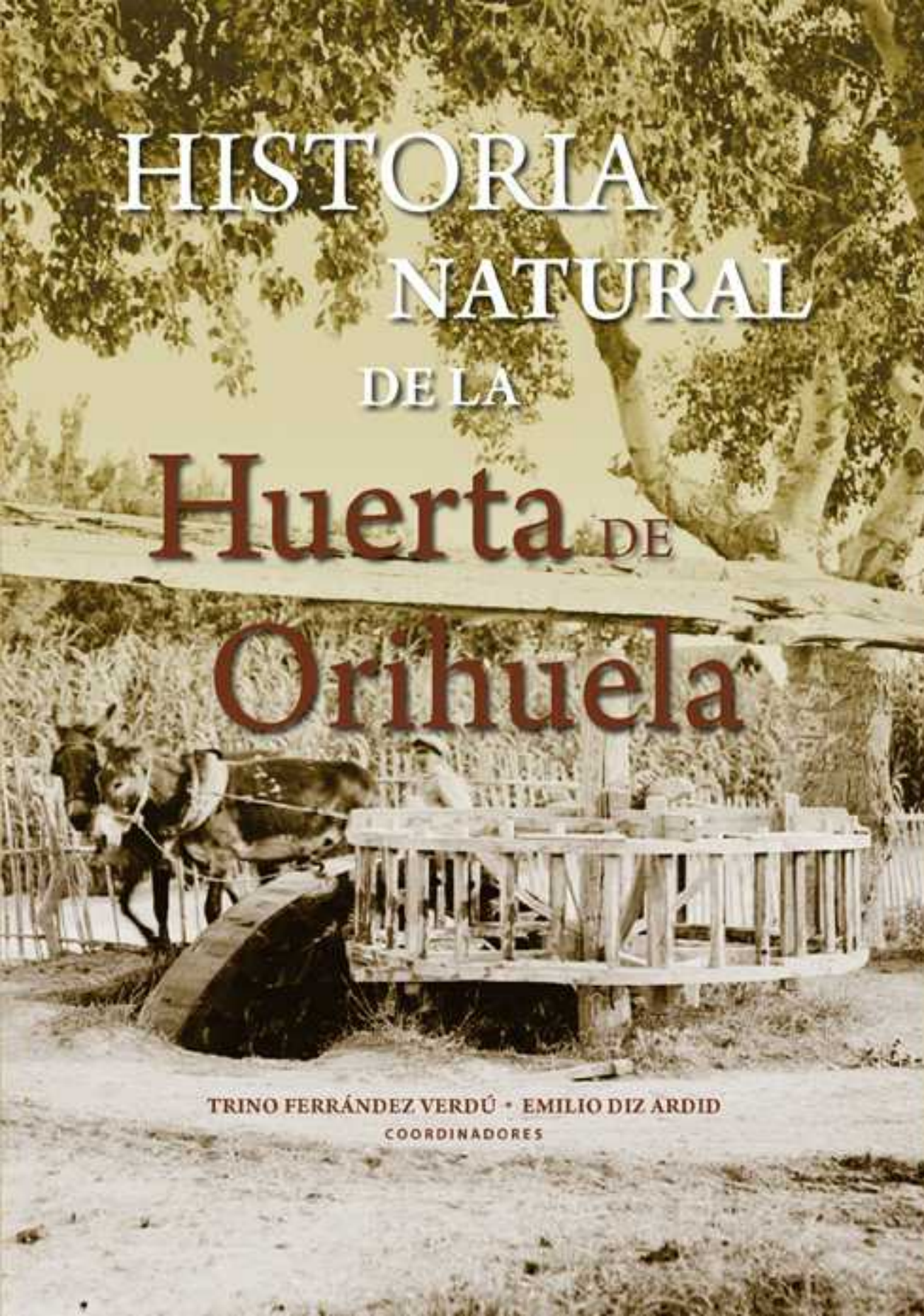




HISTORIA NATURAL DE LA Huerta DE Orihuela

TRINO FERRÁNDEZ VERDÚ • EMILIO DIZ ARDID
COORDINADORES

AUTORES DE LA OBRA POR
ORDEN ALFABÉTICO:

Alfaro García, Pedro
Alcaraz Ariza, Francisco
Andreu Rodes, José M.
Canales Martínez, Gregorio
de Gea Calatayud, Manuel
Delgado Marchal, José
Diz Ardid, Emilio
Fernández-Mejuto, Miguel
Ferrández Verdú, Trino
González Box, José
Grisolia García, Santiago
Guillén Sáez, Monserrate
Hernández Bravo, Juan Antonio
Larrosa Espinosa, Manuel
López Grima, José Manuel
López Pomares, Alejandro
Martín Rojas, Iván
Obón de Castro, Concepción
Pedauyé Armengol, Hilarión
Pujol Fructuoso, Juan Antonio
Rivera Núñez, Diego
Soria Mingorance, Jesús M.
Tent-Manclús, José E.

HISTORIA NATURAL DE LA HUERTA DE ORIHUELA

**TRINO FERRÁNDEZ VERDÚ
EMILIO DÍZ ARDID
COORDINADORES**

**EXCMO. AYUNTAMIENTO DE ORHUELA
2015**



Orihuela, riada de 1930.



*Este libro está dedicado a las mujeres rurales:
mujeres que hundieron sus pies y manos en el barro frío
de la huerta, que sacaron adelante a sus hijos y a los hijos
de sus hijos, que amasaron el pan que les dio de comer;
mujeres sin cuyo esfuerzo, calidad humana y sabiduría
esta tierra nunca habría sido posible.*

HISTORIA NATURAL DE LA HUERTA DE ORIHUELA

Tercer volumen de la colección de Historia Natural de Orihuela, cuyos títulos anteriores han sido: *Historia Natural de la Sierra de Orihuela e Historia Natural de Sierra Escalona y Dehesa de Campoamor*.

COMO CITAR ESTE LIBRO:

FERRÁNDEZ VERDÚ, T. y DIZ ARDID, E. (Coord., 2015). Historia Natural de la Huerta de Orihuela. Ayuntamiento de Orihuela. 312 pp.

CITA DE UN CAPÍTULO

FERRÁNDEZ VERDÚ, T. y PUJOL FRUCTUOSO, J.A. (2015). Evolución histórica de la fauna en el Bajo Segura. En: Ferrández Verdú, T. y Diz Ardid, E. (Coord.). *Historia Natural de la Huerta de Orihuela*. Ayuntamiento de Orihuela. pp. 129- 188

DIRECTORES DE LA COLECCIÓN

Trino Ferrández Verdú y Emilio Diz Ardid.

EDITA

Ayuntamiento de Orihuela

REALIZACIÓN Y MAQUETACIÓN

Imprenta Oriolana Minerva, S.L.

DEPÓSITO LEGAL

A-276-2015

ISBN:

978-84-606-6752-0

© de la presente edición: los autores

© de las fotografías: los autores

Prohibida la reproducción total o parcial del contenido de este libro sin los permisos de los propietarios del copyright.

Índice

Presentaciones	6
Monserrate Guillén Sáez y Manuel Larrosa Espinosa	
Prólogo	9
Santiago Grisolia García	
Historia geológica del valle de la Vega Baja del Segura	11
Pedro Alfaro García, José M. Andreu Rodes, José Delgado Marchal, Iván Martín Rojas, Jesús M. Soria Mingorance, José E. Tent-Manclús, Juan A. Hernández Bravo y Miguel Fernández-Mejuto	
Evolución histórica del paisaje vegetal en la huerta de Orihuela	33
Diego Rivera Núñez, Concepción Obón de Castro, Hilarión Pedauy Armengol y Francisco Alcaraz Ariza	
Flora, vegetación y etnobotánica de la huerta de Orihuela	73
Hilarión Pedauy Armengol, Concepción Obón de Castro, Diego Rivera Núñez y Francisco Alcaraz Ariz	
Evolución histórica de la fauna en el Bajo Segura	129
Trino Ferrández Verdú y Juan A. Pujol Fructuoso	
Evolución del poblamiento en la huerta de Orihuela	189
Emilio Diz Ardid	
Los regadíos de la huerta histórica de Orihuela	215
Manuel de Gea Calatayud	
Riesgos naturales en la huerta de Orihuela	251
Gregorio Canales Martínez y Alejandro López Pomares	
Historia de los movimientos sociales en defensa del río y de la huerta tradicional del Segura	283
José González Box y José Manuel López Grima	



Historia geológica del valle de la Vega Baja del Segura

Pedro Alfaro¹, José M. Andreu¹, José Delgado¹, Iván Martín Rojas¹, Jesús M. Soria¹, José E. Tent-Manclús¹, Juan Antonio Hernández² y Miguel Fernández-Mejuto^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.

²Departamento de Ciclo Hídrico. Diputación Provincial de Alicante.

La Vega Baja tiene un significado geológico y geomorfológico muy distinto al que fue utilizado en su día para establecer los límites de su comarca. La Vega Baja “geológica” ocupa tan sólo un tercio de la comarca limitándose al cauce del río Segura, es decir, a su canal principal y a su llanura de inundación. La Vega Baja tiene una historia geológica muy interesante ligada a la evolución del río Segura, a las bajadas y subidas del nivel del mar Mediterráneo a lo largo del Cuaternario y a la actividad de varias fallas activas. En este capítulo explicamos esta historia geológica que comienza en el Mioceno Superior (hace aproximadamente 8 millones de años), cuando el Mediterráneo inundaba casi toda la comarca. Durante este tiempo la región se ha levantado progresivamente debido a la actividad tectónica, y todavía continúa haciéndolo en la actualidad, como lo atestigua su destacada actividad sísmica. Una de las singularidades del valle fluvial del río Segura es que existe una capa superficial de varias decenas de metros de espesor de sedimentos muy poco consolidados, horizontales, y que le confieren a la Vega Baja su topografía tan suave, prácticamente llana, con pendientes de menos de un grado, que disminuyen suavemente de altitud desde los escasos 20 m cerca de Orihuela hasta la desembocadura en Guardamar del Segura. En esta historia geológica no hay que olvidar el papel destacado que han representado las subidas y bajadas del nivel del mar durante el Cuaternario ligadas a la alternancia de periodos glaciares e interglaciares, que modificaron la posición de la línea de costa. El último de estos ascensos del nivel del mar hizo que la Vega Baja estuviese ocupada por el llamado *Sinus Ilicitanus*. Además de la evolución geológica que describe cómo se formó el actual valle fluvial del río Segura y su cauce, este capítulo incluye dos apartados finales sobre los terremotos y las aguas subterráneas.

Introducción

La Vega Baja tiene un significado geológico y geomorfológico muy distinto al que fue utilizado en su día para establecer los límites de su comarca. La Vega Baja “geológica” ocupa tan sólo un tercio de la comarca limitándose al cauce del río Segura, es decir, a su canal principal y a su llanura de inundación (Figura 1).

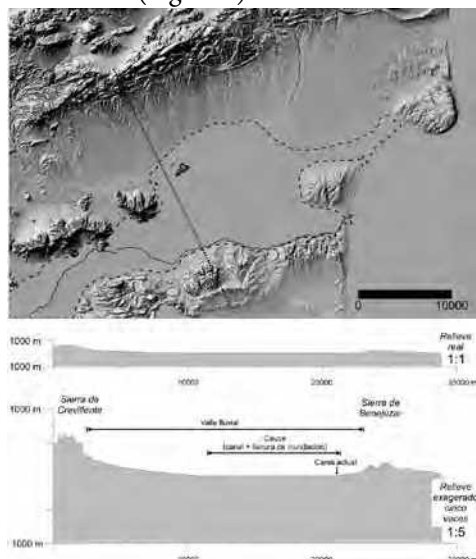


Figura 1. A. Modelo digital del terreno que muestra el relieve prácticamente llano de la Vega Baja del Segura, que está limitada al norte por las sierras de Abanilla y Crevillente (Zona Externa de la Cordillera Bética), al Sur por las sierras de Hurchillo, Benejuzar y Guardamar (pliegues activos ligados a la actividad de la Falla del Bajo Segura) y en el sector occidental por las sierras de Callosa y de Orihuela (Zona Interna de la Cordillera Bética). En la zona de transición entre estos relieves y la Vega Baja se sitúan superficies de suave pendiente (glacis) relacionadas con abanicos aluviales. B. Perfiles topográficos NW-SE, perpendiculares al valle del Bajo Segura (la escala se ha exagerado 5 veces en el perfil inferior). Se observa cómo la Vega Baja coincide con el cauce actual del río Segura (su canal principal más su llanura de inundación).

Esta zona es prácticamente llana (Figura 2), con pendientes de menos de un grado, que disminuyen suavemente de altitud desde los escasos 20 m cerca de Orihuela hasta la desembocadura del río en Guardamar del Segura.



Figura 2. Panorámica de la Vega Baja del Segura en el sector de Orihuela, con las sierras de Callosa (derecha) y Orihuela (izquierda) en primer plano y la sierra de Crevillente al fondo.

La Vega Baja tiene una historia geológica muy interesante ligada a la evolución del río Segura, a las bajadas y subidas del nivel del mar Mediterráneo a lo largo del Cuaternario y al movimiento de varias fallas activas. En este capítulo explicamos esta historia geológica que comienza en el Mioceno Superior, cuando el Mediterráneo inundaba casi toda la comarca. Además de la evolución geológica que describe cómo se formó el actual valle fluvial del río Segura y su cauce, se incluyen dos apartados finales sobre los terremotos y las aguas subterráneas.

Historia geológica de la Vega Baja del Segura.

La cuenca del Bajo Segura: transición de una cuenca marina a un valle fluvial

El valle del Bajo Segura se sitúa sobre una antigua cuenca sedimentaria marina, la cuenca del Bajo Segura. Hace tan solo 8 millones de años, en el Mioceno Superior, la práctica totalidad del campo de Elche y de la comarca del Bajo Segura estaban inundados por el mar Mediterráneo, tan sólo

se encontraban emergidas unas pequeñas islas equivalentes a los relieves actuales de las sierras de Callosa y de Orihuela. La línea de costa, tal y como se puede observar en la figura 3, se situaba un poco más al norte de la actual autopista que une las poblaciones de Alicante, Elche, Crevillente y Albatera.

El fondo de esa cuenca (sustrato

de rocas sedimentarias más recientes (Mioceno Superior hasta el Cuaternario). En la figura 4 se ha representado en un modelo tridimensional la anomalía gravimétrica residual. Esta anomalía está estrechamente ligada a la profundidad del basamento de manera que nos indica de forma aproximada cómo es su “topografía”

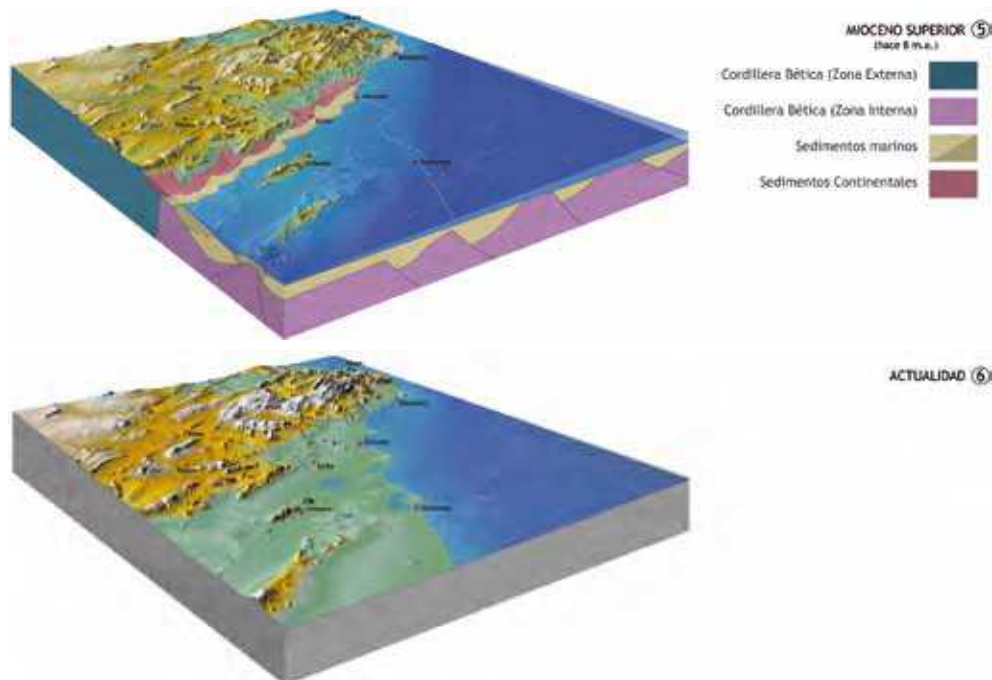


Figura 3. Comparativa entre la geografía actual de la provincia de Alicante y su paleogeografía durante el Mioceno Superior (hace aproximadamente 8 millones de años). Obsérvese cómo entonces la mitad Sur de la provincia (actual comarca del Bajo Segura y campo de Elche) estaba inundada por el mar Mediterráneo.

o basamento geológico) lo formaban mayoritariamente las rocas carbonatadas del Triásico (Zona Interna de la Cordillera Bética), similares a las que conforman las sierras de Callosa y de Orihuela. A través de sondeos de investigación y de campañas geofísicas conocemos que estas rocas se extienden en profundidad bajo toda la comarca de la Vega Baja, cubiertas por centenares o unos pocos miles de metros

profunda. Además de las pruebas gravimétricas, los sondeos profundos de investigación petrolífera han permitido conocer las profundidades exactas de este sustrato (por ejemplo: en la sierra de Benejúzar se sitúa a algo más de 1500 m de profundidad). A través de estos datos de sondeos y datos geofísicos conocemos que en algunas zonas de la comarca el espesor del relleno de la cuenca del Bajo Segura

(rocas sedimentarias del Mioceno Superior al Cuaternario) supera los 2000 m porque el basamento Triásico se encuentra a esas profundidades.

Desde el Mioceno Superior hasta la

Segura, las rocas marinas del Mioceno Superior (entre 8 y 5,3 millones de años) y del Plioceno Inferior (aproximadamente entre 5,3 y 3,6 millones de años) son los principales elementos de un conjunto de

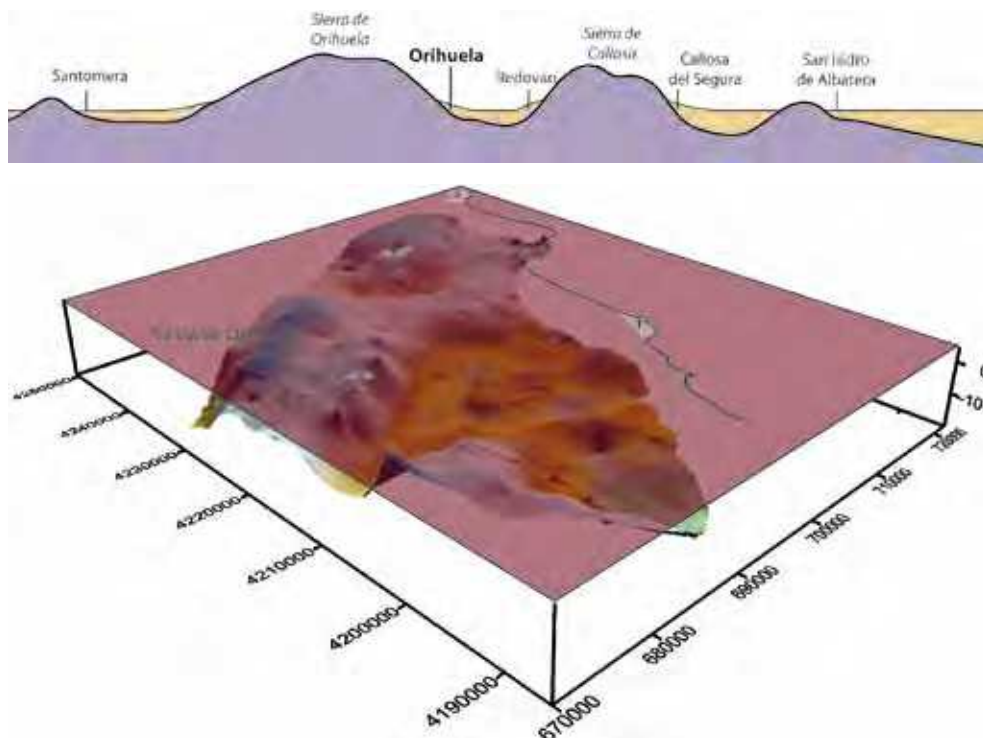


Figura 4. Corte geológico sencillo que muestra el basamento de la Cuenca del Bajo Segura (rocas del Triásico que también forman las sierras de Callosa y Orihuela) cubierto por el relleno sedimentario de la cuenca del Bajo Segura (rocas del Mioceno Superior al Cuaternario). B. Modelo tridimensional de la anomalía gravimétrica residual. Esta figura refleja el relieve en profundidad del basamento. La superficie superior plana indica aproximadamente la cota topográfica cero, la del nivel del mar actual.

actualidad, durante estos 8 últimos millones de años, la región se ha levantado progresivamente debido a la actividad tectónica (que se explicará con detalle en el siguiente apartado). Esta elevación continua ha provocado la emersión de las rocas sedimentarias marinas que en la actualidad forman parte de los principales relieves de la comarca (exceptuando las ya mencionadas sierras de Orihuela y Callosa). En el caso particular de la cuenca del Bajo

pequeños relieves alargados en la dirección E-W: sierra de El Moncayo-Guardamar, lomas de la Juliana, sierra de Benejúz y sierra de Hurchillo. Hacia el Sur se sitúan algunos relieves más elevados (sierra del Cristo, Escalona y Pujálvarez, ésta última con más de 600 m de altitud). Al Norte, cabe mencionar la sierra de Crevillente con una cota máxima de 835 m, junto a otros relieves destacados como la sierra de Abanilla, la sierra Gorda, la sierra del

Colmenar o la del Sancho, éstas últimas entre Elche y Alicante. Otros relieves suaves situados en las proximidades del mar Mediterráneo son la sierra de El Molar y la sierra de Santa Pola; ésta última fue un arrecife en forma de atolón durante el Messiniense (en torno a los 6 millones de años de antigüedad, figura 5).

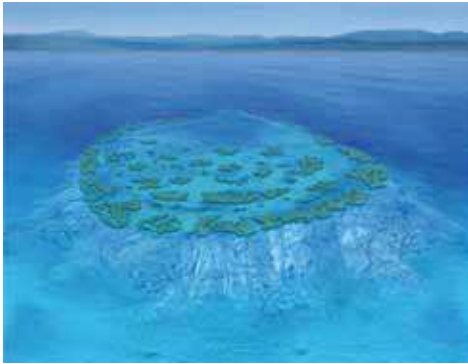


Figura 5. Recreación artística del arrecife coralino de Santa Pola hace aproximadamente 6 millones de años. Ilustración cortesía de Javier Palacios. Las rocas de las sierras de Santa Pola, La Marina, Guardamar, Benejúzar o Hurchillo tienen numerosos fósiles marinos que atestiguan que el mar Mediterráneo inundaba la zona hasta al menos el inicio del Plioceno Superior (en torno a los 3,5 millones de años).

No existe un momento preciso en el que la cuenca del Bajo Segura dejó de estar cubierta por el mar y pasó a ser continental porque lo hizo progresivamente de Norte a Sur y de Oeste a Este, pero en el Plioceno Superior (en torno a los 3,5 millones de años) la mayor parte de la región pasó a estar ocupada por el valle fluvial del río Segura y por una zona de lagunas costeras. Además, las continuas subidas y bajadas del nivel del mar durante el Cuaternario modificaron en varias ocasiones la línea de costa (ver apartado sobre *Sinus Ilicitanus*).

El relleno sedimentario más reciente de la Vega Baja

En definitiva, la cuenca del Bajo Segura tiene un basamento o sustrato triásico cubierto por una cobertera sedimentaria de edad Mioceno Superior-Cuaternario (en torno a 8-10 millones de años de edad), que tiene un espesor que varía entre algunos centenares y algo más de dos mil metros (Figura 6). Una de las singularidades de este relleno sedimentario es que a lo largo del actual cauce del río Segura hay una capa superficial de varias decenas de metros de espesor de sedimentos muy poco consolidados, horizontales, y que le confieren a la Vega Baja su topografía tan suave, prácticamente llana.

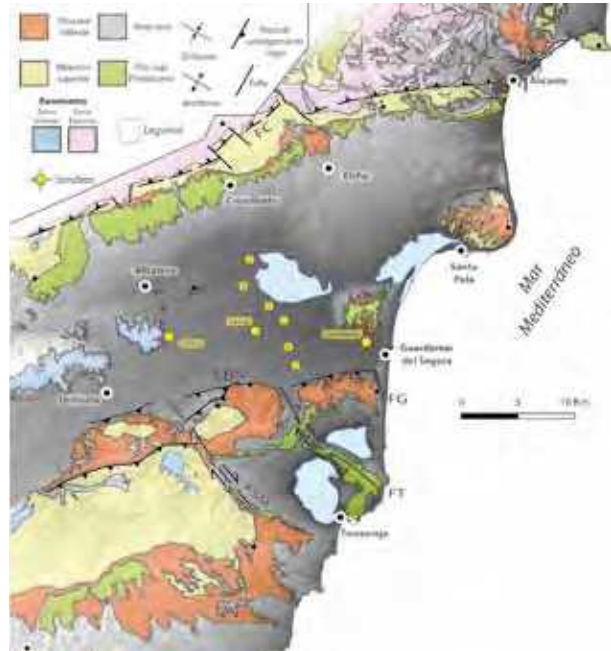


Figura 6. Mapa geológico de la Cuenca del Bajo Segura.

Diversos sondeos realizados para investigaciones geológicas, geotécnicas e hidrogeológicas permiten reconocer estos

sedimentos más recientes sobre los que se asienta la Vega Baja (Figuras 7, 8 y 9). Hemos seleccionado tres especialmente significativos denominados (Callosa, Catral y Guardamar; cuya localización aparece en la figura 6), que permiten deducir cómo era la distribución de ambientes sedimentarios en la Vega Baja durante el Cuaternario (Figura 7).

Al pie de las sierras de Orihuela y de Callosa se localiza una orla de abanicos aluviales, cuyos depósitos corresponden a gravas heterométricas de clastos dolomíticos. Estas gravas, que están cortadas a la base del sondeo de Callosa, muestran rasgos similares a las que afloran en numerosos cortes artificiales en torno a las citadas sierras. Del estudio de esos afloramientos

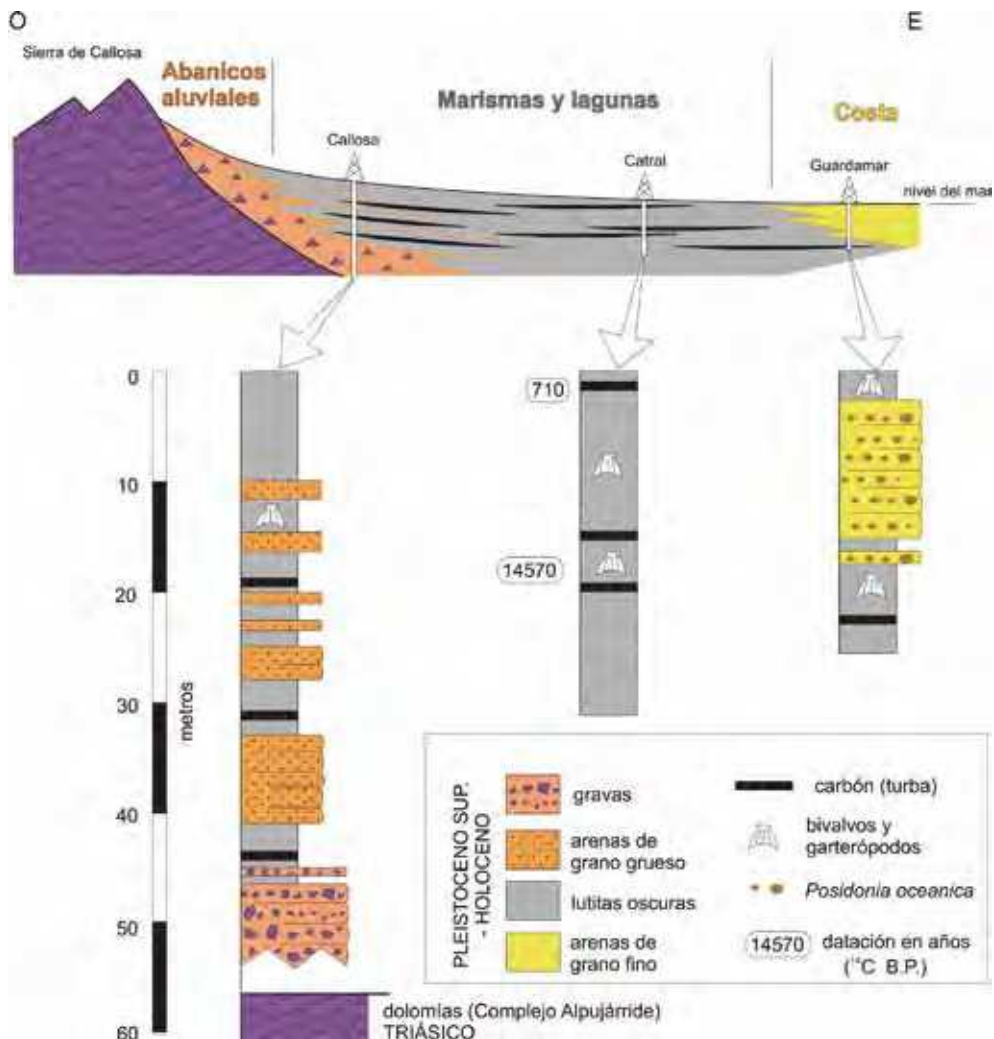
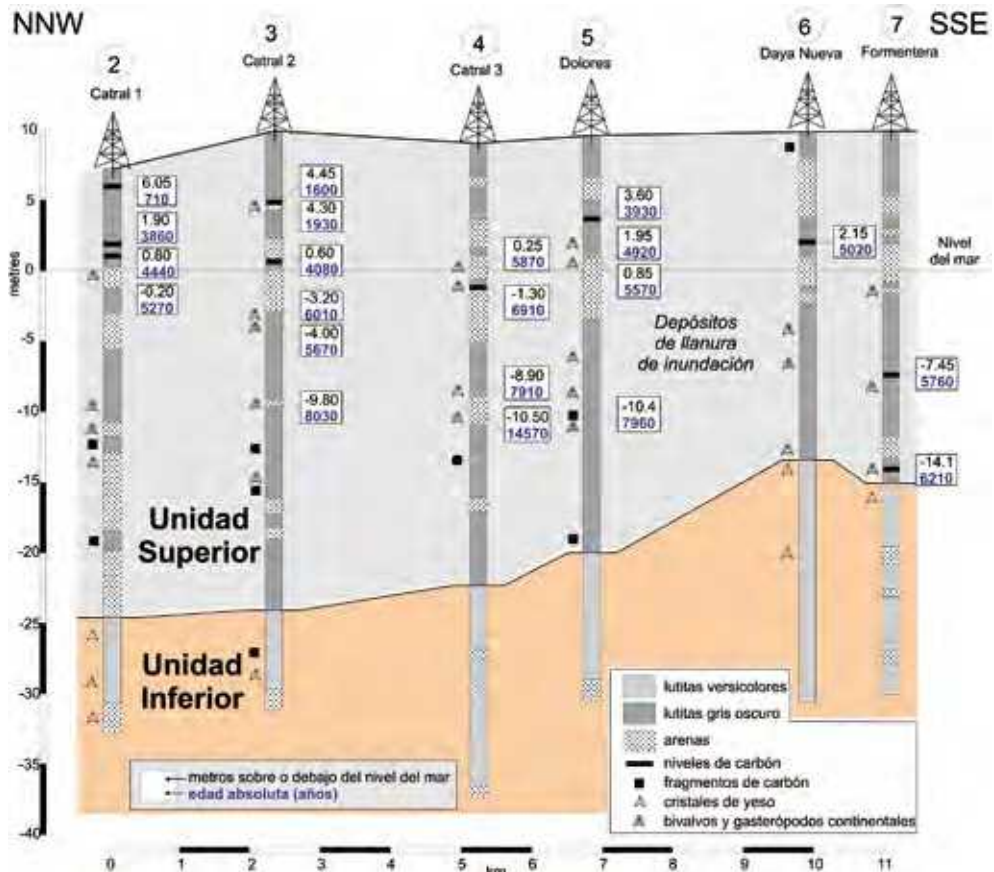


Figura 7. Esquema simplificado de los ambientes sedimentarios recientes y actuales de la cuenca del Bajo Segura: abanicos aluviales, marismas, lagunas y zona litoral.

se interpreta que se formaron por procesos de caída gravitacional y flujos de derrubios. Hacia arriba en la serie del sondeo las gravas alternan con lutitas grises oscuras que contienen niveles de carbón (turba), depositadas en ambientes de carácter pantanoso (marismas) y lagunar. Esta relación entre las gravas y las lutitas indica que los abanicos aluviales derivados de la sierra de Callosa conectaban con una llanura frecuentemente inundada y ocupada por vegetación. En posiciones más distantes de las sierras, en pleno centro de la Vega

Baja (ver sondeo de Catral), no aparecen los abanicos aluviales. En este caso, la sedimentación está representada de forma exclusiva por lutitas y turbas, propias de ambientes de marismas y lagunas, donde proliferaron gasterópodos y bivalvos subacuáticos (entre los cuales se reconoce *Cerastoderma edule*, un típico bivalvo que vive actualmente en fondos de fango de lagunas costeras del mar Mediterráneo). El sondeo de Catral ha ofrecido la posibilidad de datar por métodos radiométricos (^{14}C) tanto los restos vegetales que forman los



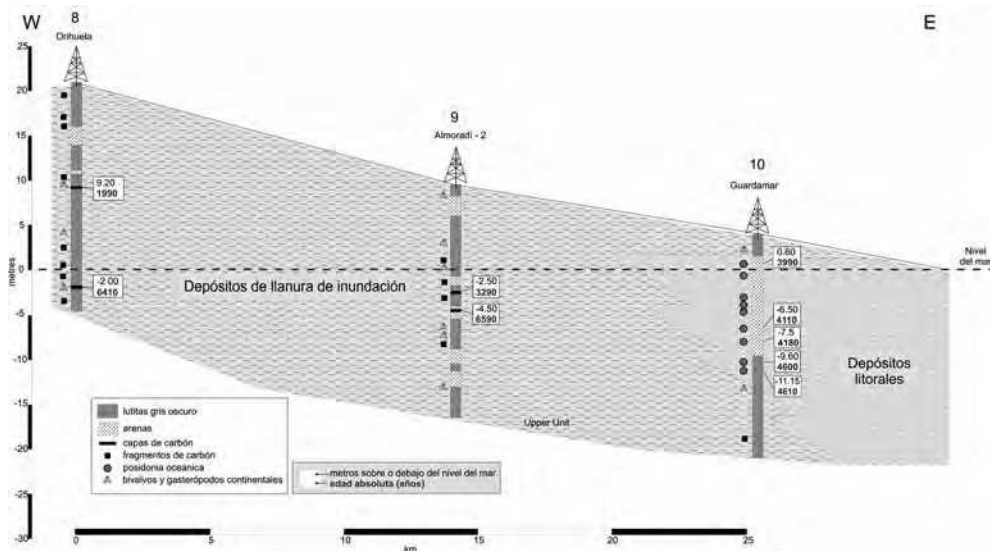


Figura 8 B. Corte geológico aproximadamente Este-Oeste realizado a partir de sondeos en el que se observa el cambio lateral de los sedimentos fluviales del río Segura a sedimentos litorales, en la unidad sedimentaria más reciente. Se indican las edades absolutas. Nótese que la escala vertical está exagerada.

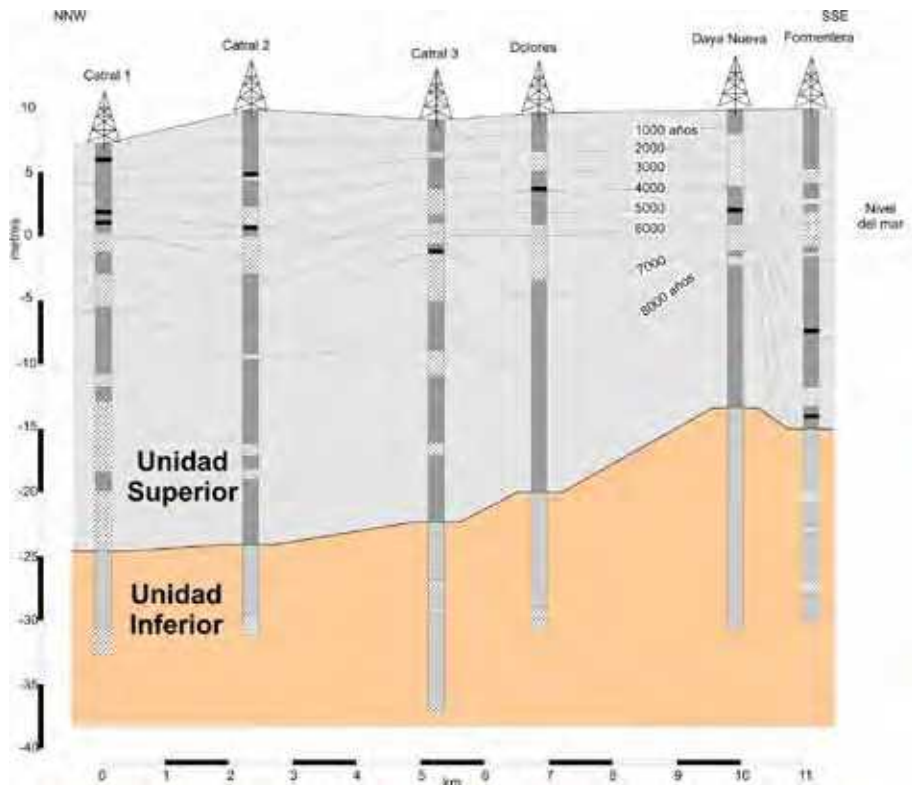


Figura 9. Corte geológico simplificado que muestra las edades del relleno sedimentario más reciente de la cuenca del Bajo Segura.

niveles de turba como las conchas de los bivalvos. Las edades obtenidas indican que los 20 m superiores de los sedimentos lutíticos abarcan temporalmente desde la parte muy alta del Pleistoceno Superior hasta la actualidad (aproximadamente los últimos 15.000 años). El registro sedimentario de la Vega Baja más próximo a la actual línea de costa está documentado en el sondeo de Guardamar, localizado aproximadamente a 2 km hacia el interior de la costa. En este sondeo, sobre las típicas lutitas con turbas ya comentadas se superpone un paquete de arenas finas con abundantes restos de *Posidonia oceanica* (bolas y filamentos). El hecho de encontrar sedimentos arenosos con estas fanerógamas marinas en la Vega Baja, indica episodios transgresivos o de subida del nivel del mar durante el Cuaternario. Para el caso del sector de Guardamar, la línea de costa quedó ubicada al menos a 2 km hacia tierra de la actual posición. Este episodio transgresivo corresponde con el máximo nivel global del mar (o máximo eustático) que se inició aproximadamente entre 4.550-4.050 años antes de Cristo.

Evolución del paisaje de la Vega Baja durante el Holoceno: el Sinus Ilicitanus

Como se ha comentado en el apartado anterior, durante el Pleistoceno Superior y Holoceno la mayor parte de la Vega Baja estuvo ocupada por ambientes de carácter lagunar. El registro de tales sedimentos lagunares se extiende hasta las cercanías de la sierra de Callosa. Ello nos da la idea de la existencia un gran golfo inundado que se mantuvo hasta tiempos de la época ibero-

romana: el llamado *Sinus Ilicitanus* en la Ora Maritima de Avieno (Figura 10). Este golfo se abría hacia el mar por donde hoy se encuentran las localidades de Santa Pola y Guardamar de Segura, quedando emergidas islas correspondientes a las actuales sierra del Molar, sierra de Santa Pola y pequeños altos topográficos próximos a la sierra de Callosa. Debido a la escasa profundidad de la laguna (o lagunas) que definieron el *Sinus Ilicitanus*, su morfología y extensión han cambiado notablemente como respuesta a varios factores, entre los cuales entresacamos dos de especial relevancia. De un lado están las variaciones recientes del nivel del mar ligadas a cambios climáticos globales. De otro lado están los aportes fluviales derivados del ancestral río Segura y otros cursos menores procedentes de la sierra de Crevillente y relieves vecinos (antiguo río Vinalopó). En tiempos geológicamente recientes, la máxima extensión del *Sinus* ocurrió hace unos 3.000 años A.C., en coincidencia con el máximo eustático iniciado entre 4.550 y 4.050 años A.C. Desde ese momento, y aunque el nivel del mar se mantiene alto, el *Sinus* ha ido reduciendo progresivamente su extensión por el efecto del aporte sedimentario fluvial (Figura 10). Por un lado, la descarga de materiales del río Segura progresa de Oeste a Este y, por otro, la descarga del río Vinalopó construye un abanico aluvial que avanza de Norte a Sur. Este fenómeno se conoce con el término de regresión, en este caso, causada por la colmatación de la cuenca del Bajo Segura. Este proceso natural de regresión del *Sinus Ilicitanus* ha sido acelerado por la acción del hombre en

especial por la desecación puesta en marcha por el Cardenal Belluga a principios del siglo XVIII.

Alicante), plegándolas, fracturándolas y elevándolas progresivamente hasta formar la Cordillera Bética en España y el Rif en el

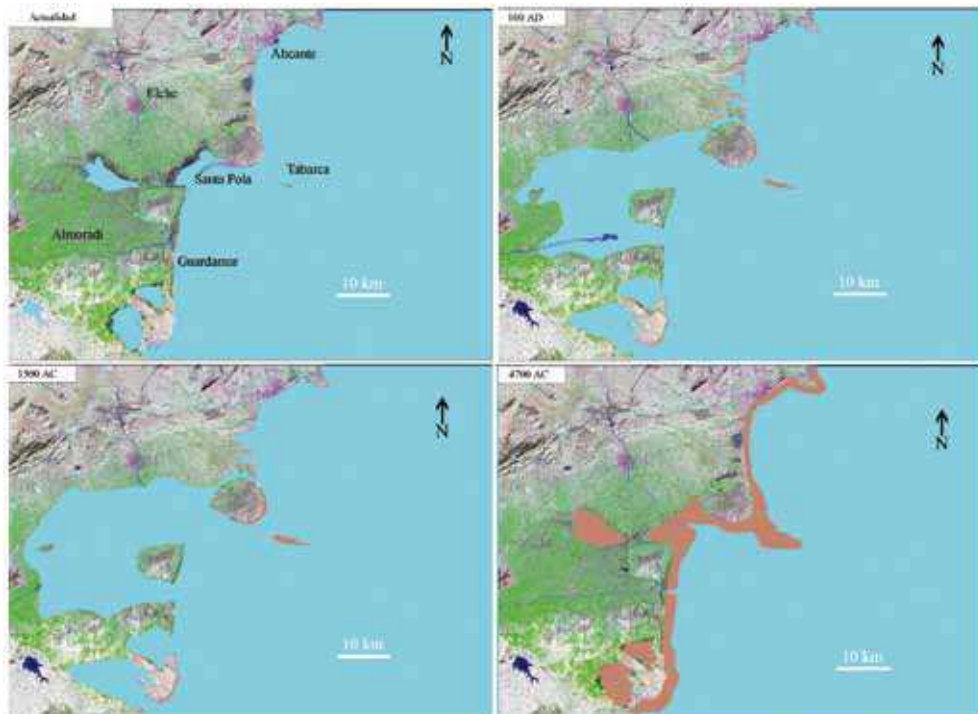


Figura 10. Reconstrucciones de la zona del Sinus Illicitanus en diferentes años. Actualidad, 100 A.D. (Anno Domini), 1500 a.C. (antes de Cristo) y 4.700 a.C.

Cómo se ha formado el valle del río Segura: el papel de las fallas de Crevillente y del Bajo Segura

La formación del valle del río Segura está estrechamente ligada al movimiento de las placas Africana y Euroasiática. Ambas placas llevan varios millones de años aproximándose a una velocidad media de 5 milímetros por año y lo siguen haciendo en la actualidad. Esta convergencia de placas ha ido deformando las rocas, especialmente las situadas en el norte de África y en el Sur de la península Ibérica (Andalucía, Murcia y provincia de

norte de Marruecos.

En el caso particular del Bajo Segura hay que destacar el papel relevante de las fallas de Crevillente y del Bajo Segura (Figura 6). Estas dos fallas se encuentran en el extremo Noreste de un gran corredor tectónico que se extiende a lo largo de más de 200 km entre Almería y Alicante (llamado Zona de Cizalla de la Bética Oriental). Además de estas dos grandes fallas, existen varias de dirección NO-SE (fallas de Guardamar, Torre Vieja y San Miguel de Salinas) que están asociadas a la del Bajo Segura.

A continuación se describe la falla del Bajo Segura, responsable del relieve de la

Vega Baja y de los principales terremotos que han afectado a la comarca.

Falla del Bajo Segura

La falla activa del Bajo Segura se extiende desde el suroeste de Orihuela (población de Zeneta) hasta la desembocadura del río en Guardamar; allí se prolonga varios kilómetros más hacia el este bajo el mar Mediterráneo (Figura 6).

Es una falla que tiene la particularidad de no llegar a cortar las rocas más superficiales por lo que se trata de una estructura “ciega” o enterrada. En superficie sólo se reconoce el plegamiento de los materiales más recientes de edad Mioceno Superior-Cuaternario (Figura 11). En profundidad corta las rocas carbonatadas del Triásico (Zona Interna de la Cordillera Bética).

La actividad de la falla ha producido

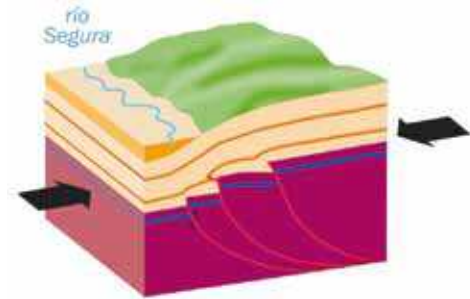


Figura 11. Esquema simplificado de la falla inversa ciega del Bajo Segura. La falla corta las rocas del basamento Triásico que se encuentran en profundidad y pliega las rocas sedimentarias más recientes de edad Mioceno Superior a Cuaternario.

varios pliegues activos de dirección media ENE-OSO. Son pliegues asimétricos en los que las capas situadas en las laderas septentrionales tienen mayor buzamiento que las que se encuentran en las laderas del Sur (Figuras 12 y 13). Entre estos pliegues destacan, de Este a Oeste, los anticlinales

de la sierra del Molar (Guardamar), Lomas de la Juliana, Benejúzar y Hurchillo. Como son pliegues activos, estos anticlinales coinciden con pequeñas sierras.

Al Norte de estos pliegues anticlinales y paralelamente a ellos se alinean varios



Figura 12 A. Panorámica del pliegue anticlinal de la sierra de Benejúzar. El relieve es concordante con la estructura geológica. En el flanco Norte del pliegue, en las proximidades del santuario de Nuestra Señora del Pilar, se encuentra un pequeño pliegue hectométrico que puede observarse en la imagen B.

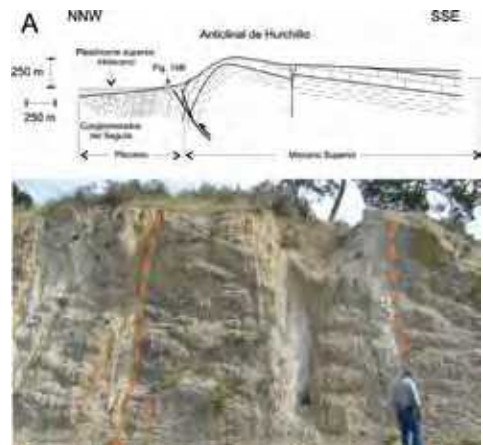


Figura 13. Estructura geológica de la sierra de Hurchillo (A). Se ha indicado la posición de la fotografía inferior (B), en la que se observan estratos verticales de rocas conocidas como “Conglomerados del Segura” de edad Plioceno (aproximadamente 3,5 millones de años).

sinclinales que forman un gran surco en el relieve. Lógicamente, esta zona topográficamente más baja ha sido aprovechada por el río Segura para construir su valle fluvial (Figura 14). Es un ejemplo más de cómo la actividad tectónica controla el curso de un río.



Figura 14. La actividad de la falla del Bajo Segura a lo largo de los últimos millones de años, a través de miles de terremotos, es responsable de la elevación de las sierras de Hurchillo, Benejuzar o Guardamar y de la formación de un pliegue sinclinal (surco) sobre el que se sitúa el valle del río Segura.

Los terremotos y la Vega Baja

La historia de la Vega Baja está estrechamente ligada a los terremotos. De hecho, es junto a la provincia de Granada, la zona que ha registrado mayor actividad sísmica de la península Ibérica durante los últimos 1.000 años (periodo del que se tiene constancia de documentación histórica e instrumental).

Aunque la cuenca del Bajo Segura, como el resto del sur de la península Ibérica (Cordillera Bética) está caracterizada por terremotos de pequeña y mediana magnitud, de forma ocasional han ocurrido terremotos de magnitud moderada que han resultado catastróficos. Aunque se tiene constancia de la ocurrencia de casi mil terremotos, sólo unos pocos han tenido consecuencias para la población. Por encima de todos ellos destaca el terremoto de Torrevieja de 1829 que, con una inten-

SABÍAS QUE ...

El trazado de la gran mayoría de ríos del mundo está controlado por las estructuras tectónicas (p.ej., el Guadalquivir, el Ebro, el Rin, el Mississippi o el Ganges, entre otros). El río Segura no es una excepción y su traza se debe a la actividad de las fallas del Bajo Segura y de Crevillente. En la figura 15 se observa como en la provincia de Murcia el río discurre desde Cieza hasta Alcantarilla con una dirección NO a SE. Sin embargo, al llegar a Alcantarilla, en lugar de continuar su trayecto hacia el Sureste gira bruscamente hacia el NE, y al llegar a Orihuela vuelve a girar, esta vez hacia el E. ¿A qué se deben estos cambios bruscos de dirección?

El primero de ellos, el más brusco, se debe a la actividad de la falla del Norte de Carrascoy. Esta falla ha levantado, y sigue haciéndolo en la actualidad, la sierra de Carrascoy y la de Los Garres. En su momento, el río fue incapaz de erosionar estos relieves y le resultó más fácil girar hacia el NE, paralelamente a la traza de esta falla (Figura 15). Algo parecido ocurre en la zona de Orihuela, donde la falla del Norte de Carrascoy, de dirección NE-SO es relevada por la falla del Bajo Segura, de dirección aproximada E-O. En ese momento el río vuelve a girar adquiriendo una dirección E-O, paralela a la falla del Bajo Segura, fluyendo siempre por el bloque hundido de estas fallas.

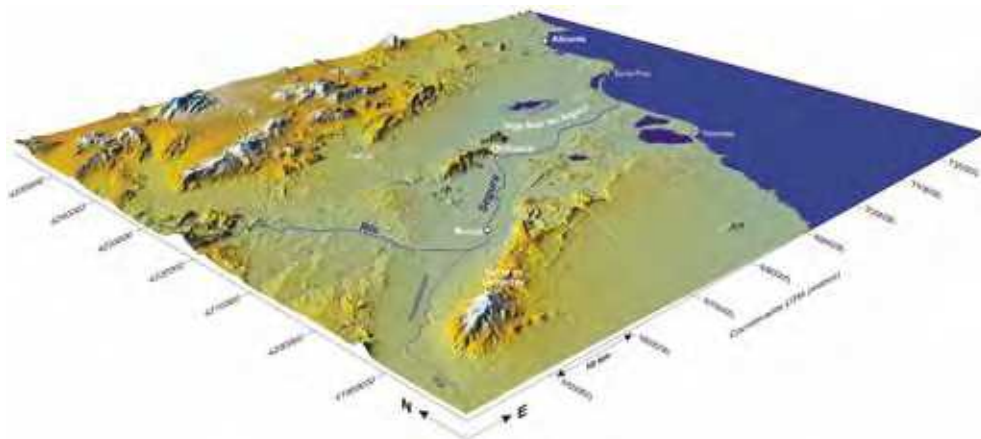


Figura 15. La mayoría de los cursos fluviales del Planeta están controlados por la Geología, bien por el tipo de rocas o por su estructura. El curso bajo del río Segura no es una excepción. En la figura se observa como el río Segura fluye hacia el SE desde Cieza hasta llegar a Alcantarilla donde cambia de dirección. ¿A qué se debe este cambio tan brusco de dirección? Las sierras de Carrascoy y de la Cresta del Gallo se están elevando continuamente por la falla del Norte de Carrascoy. Estos relieves impiden que el río continúe su curso hacia el SE, hacia Cartagena, obligándole a girar hacia el Noreste, paralelamente a la falla. A partir de la ciudad de Orihuela, vuelve a cambiar de dirección, ahora hacia el Este, también de forma paralela a la traza de la falla del Bajo Segura.

sidad entre IX y X, y una magnitud asignada en torno a 6,5, causó 389 víctimas mortales y cuantiosos daños materiales. Sobre este evento sísmico existen numerosos documentos históricos entre los que destaca el informe de Larramendi (1829) que describió los daños materiales y los efectos sobre el terreno. Información detallada sobre este terremoto se puede consultar en el libro “La catástrofe sísmica de 1829 y sus repercusiones”, coordinado por Canales (1999).

Otros terremotos documentados históricamente son los ocurridos en Orihuela

en 1048, 1482 y 1673 (con intensidad VIII). También es el terremoto compuesto de Jacarilla de 1919, caracterizado por dos eventos de magnitud 5,2 y 5,1 en menos de quince minutos (intensidades VIII y VI respectivamente). Después de este terremoto, del que han transcurrido casi cien años, se han registrado varios centenares de terremotos, pero todos ellos de baja magnitud. El terremoto de mayor magnitud se produjo en Redován en el año 1960, que tuvo una magnitud 4,4 y una intensidad VI.

SABÍAS QUE...

Durante el terremoto de Torrevieja de 1829, y los terremotos de Jacarilla de 1919, en la Vega Baja se formaron pequeños volcanes de arena a lo largo de algo más de 7 km². El ingeniero Larramendi hace algunas descripciones de este fenómeno en el informe de 1829: “se han abierto millares de agujeros como del diámetro de tres á cuatro pulgadas, á excepción de algunos pocos en las inmediaciones de San Fulgencio que son mayores, y grietas de diferentes direcciones, abriéndose regularmente hácia las acequias, ó mas bien cediendo

el terreno por la parte menos resistente al tiempo de vibrarse la tierra. Los primeros han arrojado arenas de diferentes clases, lodos y aguas saladas: la mayor parte se han cegado ya naturalmente, ó por el arado” “las sustancias fluidas arrojadas por algunos de estos agujeros son tan fétidas y nocivas á la vegetación, que han matado todas las plantas que han alcanzado: se han perdido muchas moreras, olivos, trigo y otras plantas por su acción”.

Estos volcanes se forman por un proceso conocido como licuefacción y son característicos de suelos arenosos y limosos saturados en agua. Las ondas sísmicas comprimen y dilatan el suelo, pero no pueden hacer lo mismo con el agua porque ésta es incompresible. El agua, al no poder comprimirse, intenta escapar hacia la superficie y en este flujo separa los granos de arena o de limo que quedan “flotando” en esta agua intersticial. El suelo se transforma en una especie de “arena movediza” perdiendo su resistencia. Cualquier estructura (por ejemplo una vivienda) que se apoye sobre él termina hundiéndose parcialmente y sufriendo importantes daños. Este proceso de licuefacción se desencadena cuando el terremoto tiene una magnitud 5 o superior, y es más intenso cuanto mayor es la magnitud.

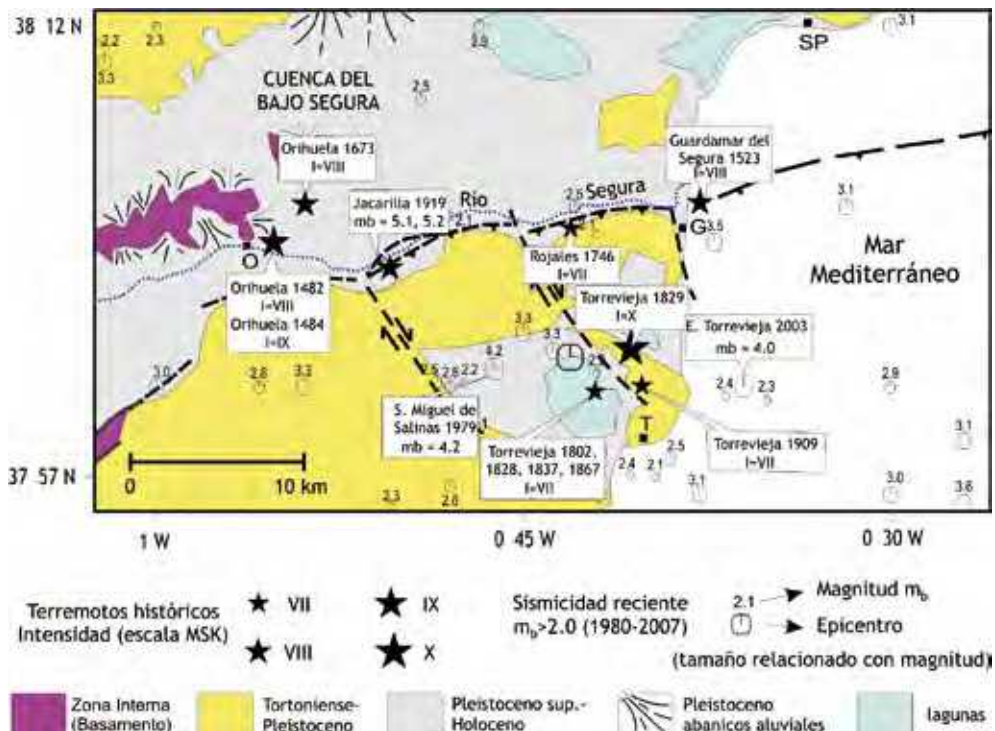


Figura 16. Mapa con la traza de la falla del Bajo Segura. Con estrellas se han representado los terremotos más significativos entre los que destaca el terremoto de Torreveja de 1829 (magnitud aproximada 6,5 e intensidad máxima=X), que causó casi 400 víctimas mortales, y los terremotos de Jacarilla de 1919 (magnitudes de 5,1 y 5,2 e intensidad máxima=VIII), que causaron cuantiosos desperfectos en la comarca.

SABÍAS QUE...

Las ondas sísmicas no se propagan de la misma forma por los materiales geológicos. En algunas ocasiones, cuando los materiales son especialmente “blandos” (poco consolidados), las ondas sísmicas pueden llegar a sufrir un proceso de amplificación. De esta forma, el mismo terremoto produce un movimiento del suelo mucho menor en zonas de roca resistente y un movimiento mucho mayor en zonas de suelo blando. La Vega Baja del Segura tiene una capa de sedimentos muy poco consolidados (muy “blandos”) de edad Holoceno-Pleistoceno superior (ver figuras 8 y 9), que tiene un espesor máximo de alrededor de 50 m. ¡Durante el terremoto de Torrevieja de 1829 se debió producir este fenómeno de amplificación que, junto a la licuefacción, explican los grandes daños que se produjeron en las poblaciones de la Vega Baja.

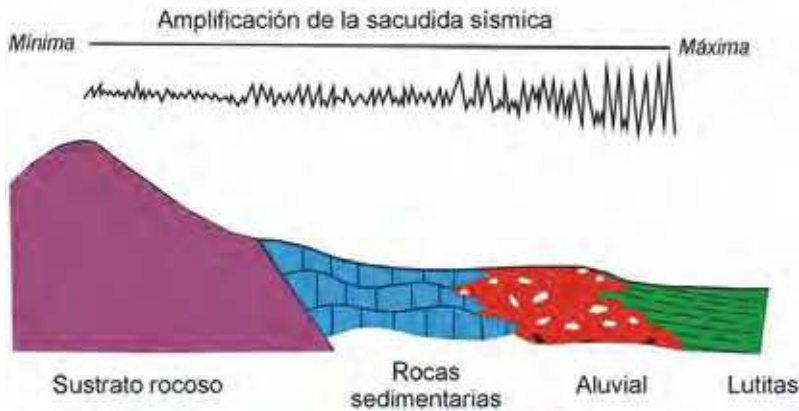


Figura 17. Esquema simplificado que muestra el fenómeno de amplificación de las ondas sísmicas en función del sustrato geológico.

El acuífero de la Vega Media y Baja del Segura

Se denomina acuífero de la Vega Media y Baja del Segura al acuífero que se extiende por toda la depresión del río Segura entre el tramo denominado la Contraparada (lugar en que limitan las Vegas Media y Alta del Segura en la provincia de Murcia) y el mar Mediterráneo (Figura 18). Este acuífero es uno de los más grandes de la provincia de Alicante, con una superficie de algo más de 1000 km² y con unas reservas de agua almacenada en su interior muy elevadas (las

últimas estimaciones efectuadas indican volúmenes almacenados de más de 2000 hm³). Sin embargo, debido a la deficiente calidad de sus aguas su utilización ha sido bastante desigual. En las últimas décadas el bombeo de sus aguas ha sido fundamental en la gestión de las sequías.

El acuífero de la Vega Media y Baja es un acuífero detrítico, es decir, está constituido por formaciones geológicas que comprenden niveles o capas de sedimentos de diverso tamaño (conglomerados, gravas, arenas y limos). Estos terrenos granulares presentan la capacidad para almacenar agua

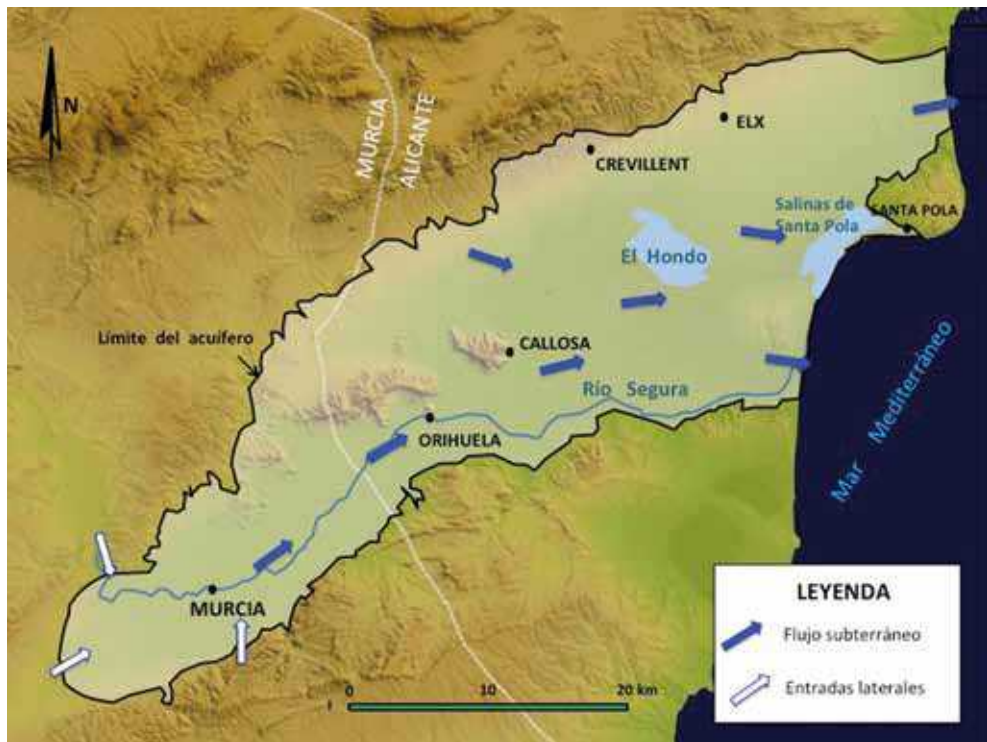


Figura 18. Esquema hidrogeológico del acuífero de la Vega Media y Baja del Segura. Se indica sus límites, sentido de flujo y sectores por lo que se produce entradas laterales subterráneas desde otros sistemas acuíferos.

y que ésta se pueda mover y desplazar por su interior. La facilidad del flujo depende del tamaño de los granos o partículas y de la heterogeneidad de los mismos.

Aunque es un acuífero detrítico, también se integran como parte del mismo las sierras de Callosa y Orihuela, que aparecen en mitad del acuífero a modo de islas y que están conformadas mayoritariamente por calizas y dolomías ligeramente metamorfizadas. En estas rocas carbonatadas la disposición y circulación del agua se produce por las fisuras y discontinuidades que presenta la roca. A pesar de su naturaleza geológica diferente, la total conexión hidráulica que presentan las rocas carbonatadas con

los niveles detríticos ha hecho que se les haya considerado, ya desde su primera definición, como parte del acuífero de la Vega Media y Baja del Segura.

Dada la elevada salinidad de sus aguas, éstas se han empleado prácticamente en exclusividad para regadío. Aunque no existen estudios específicos sobre el origen de tal salinidad, todo indica que podría estar en parte relacionada con una antigua intrusión marina, como consecuencia de las inundaciones que experimentó esta región durante los ascensos de nivel del mar cuaternarios.

Geometría y límites

Desde el punto de vista geológico, el acuífero se desarrolla sobre la prolongación hacia el NE de la fosa tectónica del Guadalentín, es decir, sobre la depresión topográfica por donde circula el río Segura en su curso bajo y medio, que con una dirección SO-NE queda delimitada por los relieves que desde Murcia discurren hacia el mar Mediterráneo por ambas vertientes.

El acuífero de la Vega Media y Baja del Segura está formado a partir de los sedimentos que rellenaron la cuenca sedimentaria del Segura durante el Plioceno y Cuaternario. Este relleno lo componen por un lado, materiales detríticos groseros (conglomerados y arenas) relacionados con antiguas terrazas fluviales del río Segura y con antiguos cauces y, por otro, niveles más finos (limos y limos arcillosos) depositados durante los eventos de inundación en las zonas más alejadas de estos paleocauces. En las zonas próximas a los relieves que limitan la cuenca, y muy especialmente en la vertiente septentrional de la cuenca, estos sedimentos aluviales se intercalan con depósitos de abanicos y de piedemonte. El espesor y la continuidad vertical de los materiales detríticos de toda la secuencia detrítica varía ampliamente a causa de la propia variabilidad de facies presente en estos sedimentos. De forma general, el espesor del conjunto acuífero de la Vega Media y Baja del Segura supera los 150 m pudiendo llegar a alcanzar hasta 250 m.

El sustrato impermeable basal del acuífero también muestra cierta variabilidad. De forma mayoritaria el impermeable de base está constituido por las

margas del Plioceno, si bien, en el entorno de los relieves de Callosa y Orihuela el acuífero reposa sobre materiales carbonatados.

Los límites laterales septentrional y meridional coinciden con los contactos entre los materiales detríticos del acuífero y las formaciones neógenas que conforman la cuenca del Segura. Ambos límites se consideran a efectos prácticos cerrados, ya que en ellos predominan materiales margosos miocenos y pliocenos, si bien puntualmente existe algún sector abierto, como al SE de Murcia donde el detrítico contacta con el acuífero de la Cresta del Gallo (Figura 18). Por su parte quedan abiertos los límites más occidentales en la Contraparada y Las Norias con la Vega Alta del Segura y Bajo Guadalentín, y el límite oriental con el mar Mediterráneo, tanto por el Norte como por el Sur del Cabo de Santa Pola.

Modelo conceptual de acuífero

La alternancia irregular de capas permeables, semipermeables e impermeables del conjunto litológico que rellena la cuenca sedimentaria del Bajo y Medio Segura alberga tramos, de características hidráulicas y extensión variables, que dependiendo del sector pueden estar o no interconectados. Ello genera un sistema acuífero extremadamente complejo con relaciones hidráulicas diferentes y con definiciones que no pueden ser extrapoladas de un punto a otro. No obstante, el modelo conceptual que actualmente se tiene de este acuífero en la Vega Baja se puede simplificar en dos conjuntos con claro

comportamiento acuífero separados por un tramo impermeable (Figura 19). Sin embargo, hay que tener en cuenta que esta simplificación supone que a lo largo del acuífero son numerosos los sectores en donde este esquema no se cumple (como ocurre en la Vega Media).

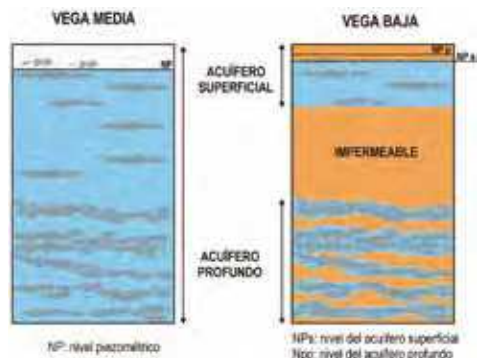


Figura 19. Modelo conceptual del acuífero de la Vega Media y Baja del Segura. En la Vega Media existe continuidad hidráulica entre las partes profundas y superficiales del acuífero, mientras que en la Vega Baja se diferencia un acuífero superficial separado de otro profundo compuesto por varios tramos acuíferos.

- **Acuífero superficial:** se trata de un acuífero de carácter libre que presenta mayoritariamente características hidráulicas deficientes y se encuentra estrechamente relacionado con una extensa red de azarbes que drenan las infiltraciones de los excedentes de riego, dada la proximidad de su nivel freático a la superficie. En aquellas zonas donde muestra un límite inferior claro presenta espesores inferiores a 20 m, siendo la litología dominante los limos y limos arenosos. La baja permeabilidad de estos materiales limitan los caudales de extracción, sin embargo, esto no es generalizable a todo el acuífero. Así, en las proximidades de los bordes se emplazan sondeos que cortan arenas y ofrecen notables caudales de extracción. Algunas

veces estas arenas superficiales tiene continuidad con niveles acuíferos más profundos, hecho que se constata, por ejemplo, en algunos sondeos próximos a la localidad de Callosa del Segura. Sin embargo, en otros sectores se aprecia un acuífero superficial de reducida entidad o inexistente como ocurre en el entorno de Albatera-Benferri o en el Campo de Elche.

- **Tramo impermeable:** bajo el acuífero superficial se suele presentar un tramo de no más de 40 m y muy baja permeabilidad compuesto principalmente de arcillas y limos que localmente independiza hidráulicamente éste con los niveles acuíferos más profundos. No obstante, hay excepciones donde este tramo se compone de facies más limosas y arenosas que permiten la conexión entre el acuífero superficial y partes más profundas. Esta situación es característica de la Vega Media y también se da en gran parte de los sondeos situados en Albatera-Benferri y Campo de la Murada.

- **Acuífero profundo:** se trata de un acuífero multicapa, es decir, constituido por varios niveles permeables detríticos, generalmente de granulometría gruesa, intercalados con tramos más o menos impermeables que zonalmente pueden llegar a desconectarlos hidráulicamente. El conjunto de tramos acuíferos profundos alcanza un espesor que varía entre 5 y 60 m, mientras los niveles semiconfinantes intermedios pueden llegar a los 30 m. El número máximo de niveles productivos es de siete, cantidad que se reduce en las zonas de borde. En algunos sectores de la Vega Baja presenta mayores cargas hidráulicas

que el acuífero superficial lo que origina cierta descarga hacia el acuífero superficial (Figura 20). De ambos conjuntos acuíferos, es este acuífero profundo el que tiene las mejores características hidráulicas y el que más recursos dispone.

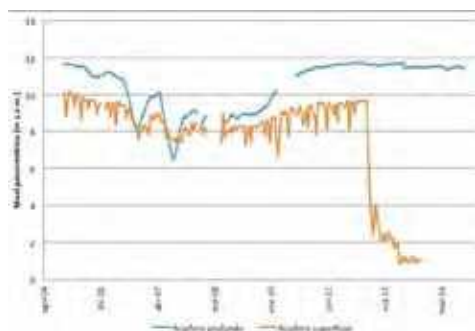


Figura 20. Evolución de los niveles piezométricos de los acuíferos superficial y profundo en la Vega Baja. Se puede observar la mayor altura piezométrica del acuífero profundo con respecto al superficial.

Funcionamiento hidrogeológico

El régimen de funcionamiento de este acuífero está caracterizado por unas entradas mayoritarias correspondientes al retorno de riego (excedente de agua aplicada al riego de la gran superficie cultivada en la Vega) y la infiltración de la lluvia útil (parte de la lluvia que no se evapotranspira). Además de éstas se producen otras entradas de mucha menor cuantía que se relacionan con las pérdidas en la red de azarbes y en algunos tramos del río Segura, y por la transferencia oculta desde los acuíferos que presentan un límite abierto con la Vega Media y Baja. Se trata de los acuíferos de la Vega Alta del Segura, el Bajo Guadalentín y el acuífero de la Cresta del Gallo.

Por su parte, las principales salidas del acuífero tienen lugar mediante la red de

azarbes y por los numerosos sondeos que se han ido perforando desde 1982. La red de azarbes, con cotas en algunos puntos similares al nivel freático, funciona como un auténtico colector que recoge los excedentes del riego que llegan al acuífero superficial. Aunque su magnitud ha disminuido como consecuencia de la explotación por los bombeos y la transformación a riego localizado, esta salida todavía sigue siendo una de las más importantes de este sistema acuífero. Actualmente, se considera que existe una notable explotación a lo largo del todo el acuífero, siendo el 45% de la misma bombeos que se producen en la provincia de Alicante y más concretamente en áreas interiores de la Vega Baja, ya que la presencia de terrenos menos permeables hacia el Campo de Elche y las Salinas de Santa Pola junto con el empeoramiento salino derivado de los procesos de colmatación del *Sinus Ilicitanus* reducen la explotación en estos sectores.

Además de las salidas anteriores existen otras de mucha menor magnitud. Entre ellas se encuentran el drenaje hacia el propio río Segura, en algunos tramos donde actúa como río ganador, la alimentación de algunas charcas perimetrales del embalse del Hondo y la descarga hacia el mar Mediterráneo.

Este esquema de entradas y salidas condiciona una circulación general del agua subterránea en el acuífero cuyo sentido es SO-NE (Figura 18), es decir, un flujo que va desde la Vega Media hacia la Vega Baja para llegar finalmente al mar.

Conclusiones

La Vega Baja del Segura “geológica” o “geomorfológica” coincide con el cauce del río Segura, con su canal principal y su llanura de inundación. El valle fluvial, en su curso bajo, discurre a lo largo de una alineación de pliegues sinclinales de dirección aproximada Este-Oeste. Estos sinclinales activos están ligados a la actividad de la falla del Bajo Segura que, de forma relativa, está elevando las sierras de Hurchillo, Benejúzar, lomas de la Juliana y Guardamar y “hundiendo” el sector de la Vega Baja, por donde discurre el río Segura. Este surco se ha ido rellenando progresivamente de sedimentos, sufriendo la influencia de varias subidas y bajadas del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. Cada vez que se ha producido una subida

del nivel del mar, el mar Mediterráneo lo ha inundado y cuando se ha producido un descenso, ha predominado la sedimentación del río Segura. El último gran ascenso del nivel del mar generó lo que se ha denominado *Sinus Illicitanus*, cuya máxima extensión ocurrió en el 3.000 A.C. En relación con esta subida del nivel del mar, durante aproximadamente los últimos 18.000 años en la Vega Baja se depositó un conjunto de entre 30 y 50 metros de espesor de sedimentos poco consolidados.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España CGL2011-30153-C02-02.

Bibliografía

- Alfaro, P. (1995). Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Extremo oriental de la Cordillera Bética). Tesis doctoral, Universidad de Alicante. 219 p.
- Alfaro, P., Andreu, J.M., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Teixidó, T. (2002a). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed from high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002b). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. y Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 271-284.
- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Canales, G. (Ed.), Calvo García-Tornel, F., Melis, A., Delgado, J., Crespo, F., Merlos, A., López-Casado, C. y Giner, J.J. (1999). La catástrofe sísmica de 1829 y sus repercusiones. Universidad de Alicante, 354, p.
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S. (2000). Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 19- 32.
- García-Mayordomo, J. y Martínez-Díaz, J.J. (2006). Caracterización sísmica del anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torreveja y San Miguel de Salinas. *Geogaceta*, 40, 19-22.
- Montenat, C. (1977). Les bassins néogènes et

- quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paleontology et evolution dynamique. Docum. Lab. Géol., Univ. Lyon, 69, 345 p.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E. y EVENT-SHELF Team (2012): Structure and potential seismogenic sources of the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula, Mediterranean Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3151–3168.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardaji, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeast Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Somoza, L. (1993). Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. Publicaciones Especiales, Instituto Español de Oceanografía, 12, 237 p.
- Soria, J.M., Alfaro, P., Estévez, A., Delgado, J. y Durán, J.J. (1999). The Holocene sedimentation rates in the Lower Segura Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain): eustatic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 349-354.
- Tent-Manclús, J.E. y Soria, J.M. (2014). Formación y desecación del *Sinus Illicitanus* (Sur de Alicante) en los últimos 15000 años. *Geogaceta*, 55, 35-38.
- Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993). Co-seismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 223-241.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. y Fernández, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.