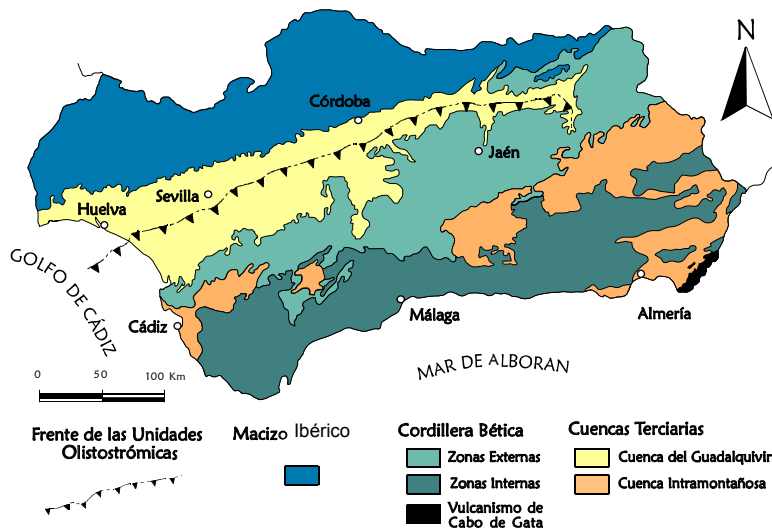


# Geología de la Cuenca del Guadalquivir

Eduardo Mayoral Alfaro y Manuel Abad de los Santos

## Introducción

El "Surco Bético" o Cuenca del Guadalquivir se formó a lo largo de una gran depresión alargada en dirección SO-NE, en forma de cuña, que se iba estrechando paulatinamente desde el sector de Huelva-Cádiz hasta el de Jaén. La topografía del fondo tampoco era uniforme, ya que datos sísmicos y de sondeos han permitido poner de manifiesto la existencia de una flexión importante, cuya situación era más o menos paralela al eje de la cuenca y que originó un "escalón" notable en el fondo, siendo la parte más hundida la situada en la mitad suroriental de la depresión (Fig.1).



El borde noroccidental de la cuenca estaba representado por el llamado Macizo Ibérico, con un contacto muy neto de dirección también SO-NE y constituido por materiales muy diversos ya emergidos, de edad muy antigua (abarcaban casi todos los periodos de la era Paleozoica, desde 600 Ma hasta casi 250 Ma).

**Figura 1.** Encuadre geológico de la Cuenca del Guadalquivir.

El borde sur de la depresión, cuyos límites no están tan bien definidos, estaba representado por algunos materiales de la era Mesozoica (aproximadamente entre 250 y 90 Ma) pertenecientes a la Cordillera Bética. La configuración de este entorno paleogeográfico (Fig.2) es muy importante para comprender el cómo, el cuándo y el por qué se realizó la sedimentación en la cuenca. Así, el borde noroccidental permaneció siempre estable (sin movimientos tectónicos de envergadura) aportando continuamente sedimentos a la cuenca provenientes de la erosión de sus relieves, que llegaron a ser muy suaves (las formas "aplanadas" que podemos observar hoy día en la Meseta Ibérica son la continuación de este proceso). Por contra, el borde suroriental estuvo en constante elevación, con movimientos y deslizamientos frecuentes, lo cual originó un aporte mayor de sedimentos y de mayor complejidad que los primeros. Como consecuencia de esta dinámica se produjeron dos tipos claramente diferenciados de sedimentos.

Por un lado, los llamados materiales autóctonos, que son aquellos que se depositaron in situ, formados en la propia cuenca de sedimentación (los correspondientes en su mayoría al desmantelamiento de los relieves del borde noroccidental) y por otro, los llamados alóctonos o paraúctonos que se formaron en otras áreas fuera de la cuenca y que fueron emplazados dentro de ésta a consecuencia de movimientos tectónicos importantes (son los materiales que se conocen como Olistostroma y que provienen del borde suroriental, Figs.1 y 6-7).



**Figura 2.** Reconstrucción paleogeográfica idealizada para la Cuenca del Guadalquivir a partir del Neógeno superior. Tortoniano superior (arriba), Messiniense inferior y Plioceno (abajo). Modificado de Esteban et al. (1996).

neto y ligeramente erosivo, a unos 30 metros de calcarenitas y calizas, muy ricas en fauna, interpretadas como antiguos sistemas costeros y marinos de plataforma interna y media. La transición hacia la unidad superior, la denominada Formación Arcillas de Gibraleón viene dada por un nivel de limos con glauconita muy ricos en microfauna planctónica, así como en dientes de seláceos y en restos de cetáceos (vértebras y costillas). Se interpreta como un nivel de condensación marino. En el sector occidental de la provincia, al oeste del Río Odiel, la Formación Niebla se hace eminentemente siliciclástica, compuesta exclusivamente por arenas, conglomerados y limos de naturaleza deltaica y marina somera.

La *Formación Arcillas de Gibraleón*, de edad Tortoniano superior-Plioceno inferior, está formada por una serie de arcillas y margas ricas en microfauna planctónica y bentónica. Se extiende desde la frontera con Portugal hasta Escacena del Campo, Chucena, etc. Presenta una gran potencia, que se incrementa hacia el centro, sur y sureste de la cuenca. Se asocia a medios marinos profundos, localizándose su máximo batimétrico próximo al talud. Contiene, además, intercalaciones de arenas y limos que han sido interpretados como sistemas turbidífticos relacionados con descensos del nivel del mar durante el Messiniense (p.e. las "Arenas de Trigueros"). Hacia techo presenta un carácter bastante somero. La existencia de niveles muy ricos en icnofósiles ha permitido interpretar sus condiciones de sedimentación como propias de un medio confinado de baja energía. Su tránsito a la formación suprayacente

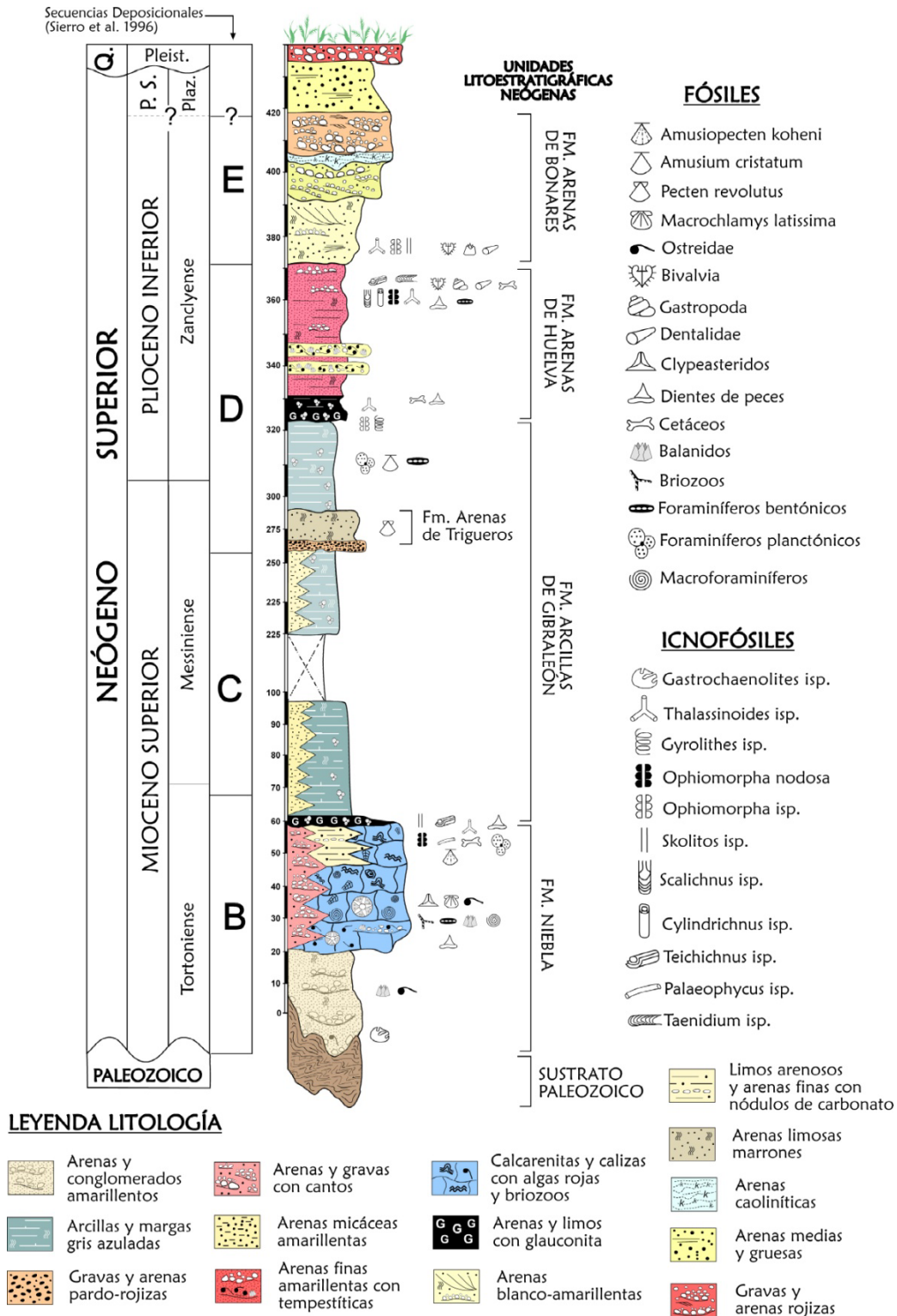
### La serie neógena autóctona

El relleno de la cuenca se inició hace algo más de 10 Ma, en el Mioceno, aflorando actualmente en superficie tan sólo los materiales correspondientes a la parte superior (de edad Tortoniano superior-Messiniense). El inicio de la sedimentación pliocena en la zona de Huelva se realizó más tarde, cuando la cuenca marina ya estaba configurada. Todos ellos se encuadrarían dentro de los llamados materiales autóctonos.

En la provincia de Huelva, y de muro hacia techo, se han definido dentro de la Cuenca del Guadalquivir, cuatro unidades litoestratigráficas. En conjunto, la potencia de estas unidades puede llegar a superar los 400 metros (Fig.3).

Una visión sencilla y a la vez completa, de estas unidades se puede obtener en los alrededores de la ciudad de Huelva, especialmente en el sector Bonares-Moguer-Huelva (ver mapa geológico de síntesis de la Fig.4). Estas unidades son:

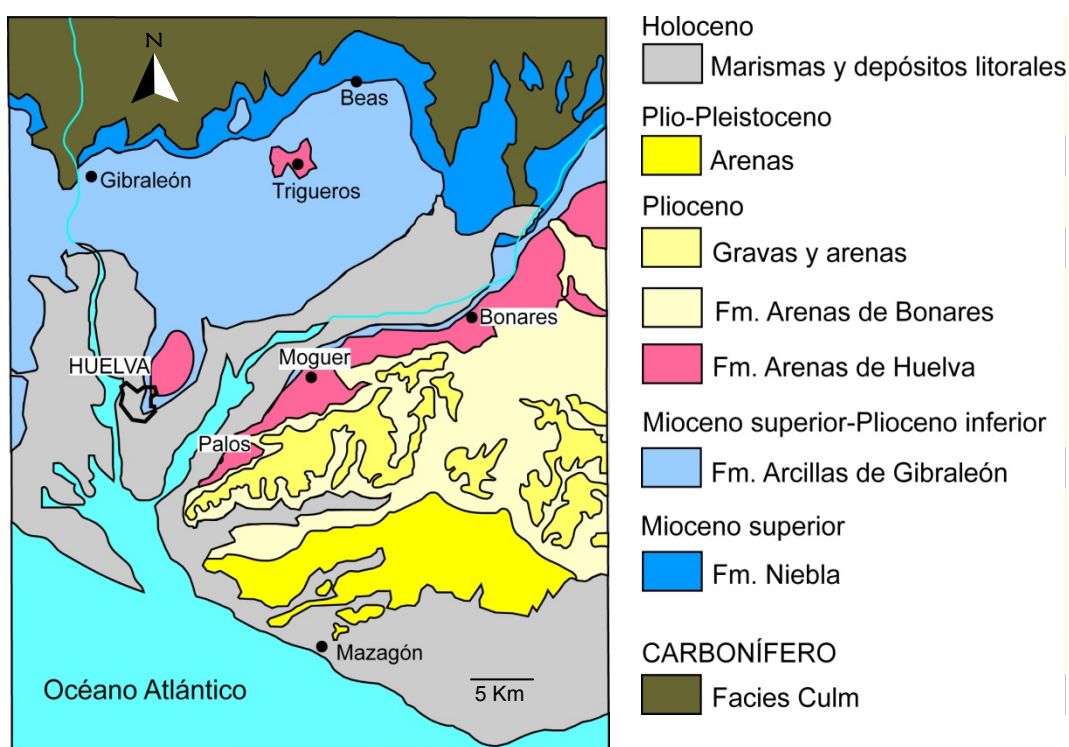
La *Formación Niebla*, anteriormente denominada Fm. Calcarenita de Niebla, a la que se le asigna una edad Tortoniano superior. Está constituida en su base por 10-20 metros de arenas y conglomerados de origen fluvial y deltaico. Pasan hacia arriba y lateralmente, mediante un contacto



**Figura 3.** Columna estratigráfica regional simplificada de las principales unidades litoestratigráficas neógenas de la Cuenca del Guadalquivir en la provincia de Huelva. La potencia de las unidades es aproximada debido a su alta variabilidad según el sector considerado. La potencia del nivel condensado tortoniense está exagerada para su representación. Sólo se han representado los fósiles e icnofósiles más representativos de cada unidad.

(Fm. Arenas de Huelva) se realiza, o bien de forma brusca con un contacto neto que representa una paraconformidad sedimentaria, o bien de un modo gradual, pasando de forma lateral y vertical a limos y arenas muy finos. La transición a la unidad suprayacente también está definida por un nivel condensado, de unos 3 metros de potencia, formado por limos y arenas muy ricos en glauconita, que definen la base de la Formación Arenas de Huelva.

La *Formación Arenas de Huelva*, de edad Plioceno inferior, está constituida por arenas finas y limos que alcanzan los 30 metros de potencia. Se caracteriza por presentar desde la base hasta el techo, varios niveles fosilíferos, que registran esencialmente importantes concentraciones de moluscos, que se originaron en su mayoría a partir de eventos tormentosos en un medio marino somero. Estos fósiles presentan una riqueza extraordinaria en el registro de estructuras bioerosivas (ver Ficha 25), que han permitido establecer con gran detalle las condiciones ecológicas en las que vivieron los organismos (paleoecología) y los avatares que sufrieron antes, durante y después de su muerte y posterior enterramiento en los fondos marinos (historia tafonómica).



**Figura 4.** Esquema geológico simplificado de las unidades litoestratigráficas en el entorno de Huelva.

La *Formación Arenas de Bonares* se atribuye, al menos, al Plioceno inferior alto (y superior con dudas). Presenta un contacto mediante una suave discordancia erosiva con la formación infrayacente. Está compuesta por arenas finas a muy finas en la base, progresivamente más gruesas hacia la parte alta, de colores variados, blanco-amarillentas a rojizas, con intercalaciones de pequeños niveles conglomeráticos e hiladas de cantos silíceos. Presentan estructuras sedimentarias formadas por laminaciones paralelas o suavemente inclinadas en sentidos opuestos, *ripples* de oscilación de muy pequeña escala, estructuras físicas de colapso y de escape de fluidos y/o gases; así como niveles de turba y material carbonoso dispersos en el sedimento. Todos estos materiales se depositaron en un medio marino muy somero (playas) que iba presentando cada vez una influencia más continental (fluvial).

Esta formación es rica en icnofósiles (ver Fichas 24 y 29), y localmente en macrofauna, aunque ésta suele encontrarse mal conservada. Presenta en muchos sectores (Moguer-Bonares-Lucena del Puerto) un perfil de alteración notable y de gran desarrollo, tanto lateral como verticalmente, lo que ha originado en muchos puntos, depósitos importantes de caolinita, cuyas implicaciones paleoclimáticas hablan de condiciones tropicales propias de formación de suelos lateríticos, que fueron dominantes al final del ciclo neógeno (Ficha 30).

La formación anterior está cubierta de forma discordante por arenas y gravas que se han atribuido al Plioceno superior-Pleistoceno, de potencia variable (entre 3 y 6 m), y que se denominaron como Alto Nivel Aluvial. Sin embargo, estos materiales más que constituir verdaderos depósitos de terrazas fluviales, están genéticamente relacionados con la formación infrayacente (Fm. Arenas de Bonares) y representan un cambio lateral de facies de la misma. Esta unidad tiene un origen claramente fluvial, correspondiendo a un sistema deltaico, de aguas poco profundas, con un delta cuyo frente sería poco inclinado y alimentado por un sistema fluvial tipo entrelazado (*braided*).

La unidad anterior no constituye el techo de la sedimentación neógena de la cuenca, ya que tanto datos de superficie como de sondeos indican que estos materiales se hundieron progresivamente hacia el SE, quedando recubiertos por arenas marrones y grises, de grano medio a muy grueso que son granodecrecientes hacia techo. Estas arenas fueron incluidas dentro de una “unidad eólica” y se asociaron a las dunas costeras actuales y subactuales.

Datos de subsuelo indican que llegan hasta los 150 m de potencia, aunque en superficie no afloran claramente más allá de 10-15 m. Por sus malas condiciones de afloramiento no se puede precisar claramente su medio de sedimentación, aunque se debió de tratar de un ambiente costero bastante somero. Por su posición estratigráfica, su edad se estima que puede ser Plioceno-Pleistoceno inferior, no pudiendo descartar en parte al Pleistoceno medio.

Esta última etapa corresponde con la definitiva retirada del mar de la Cuenca del Guadalquivir y la subsiguiente incisión y jerarquización de la red fluvial, que se instaló netamente durante el Pleistoceno.

La sucesión neógena define, a grandes rasgos, un ciclo transgresivo-regresivo (avance y retroceso del mar), que alcanza su máxima profundización durante el Messiniense inferior, en la parte inferior de la Fm. Arcillas de Gibrleón. En general, cada una de las formaciones y unidades descritas anteriormente presenta una buena correlación con las secuencias de depósito definidas para la Cuenca del Guadalquivir, así como con las curvas establecidas para controlar los cambios del nivel del mar (cambios eustáticos globales) durante el Neógeno.

### **Secuencias de depósito y evolución de la cuenca**

Las secuencias de depósito son parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y cuya parte superior (techo) e inferior (muro) son discontinuidades (relación estratigráfica entre dos materiales superpuestos entre cuyo depósito ha mediado una interrupción sedimentaria reconocible) o continuidades correlativas (cuando no ha mediado dicha interrupción).

En la Cuenca del Guadalquivir se definieron cinco secuencias, que se solapan unas a otras y que son progresivamente más jóvenes hacia el oeste. Una reconstrucción idealizada de las mismas se puede observar en las figuras 5 a 9.

**SECUENCIA A** (Edad: Tortonense inferior-medio. Fig.5).

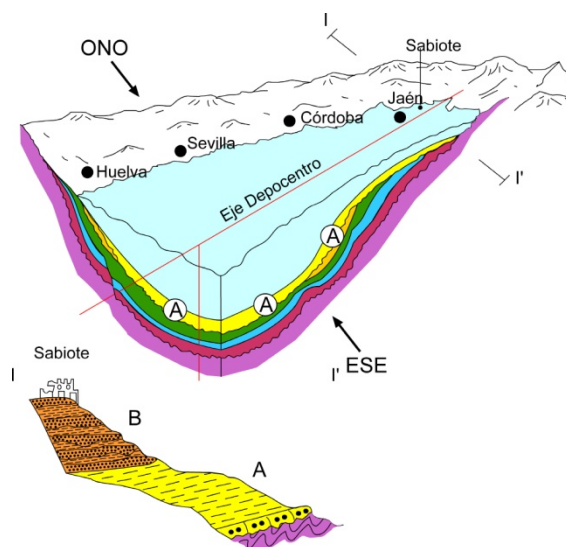
Sólo aflora en la parte oriental de la cuenca, desde Bailén hasta Iznatoraf. Comienza en el margen septentrional con depósitos marinos someros, transgresivos sobre el Paleozoico. Hacia techo pasan rápidamente a limos ricos en foraminíferos planctónicos depositados en un medio profundo y sobre ellos hay margas grises y arcillas, que ofrecen malas condiciones de afloramiento.

La calcarenita basal o sedimentos terrígenos y las margas representan lo que se llama el Cortejo de Alto Nivel del Mar (conjunto de sedimentos depositados cuando el nivel del mar está alto y caracterizado generalmente por dispositivos progradantes) y el Cortejo Transgresivo (conjunto de capas que crecen gradualmente hacia el exterior de la cuenca y que se desarrollan durante el ascenso relativo del nivel del mar). Las margas basales ricas en foraminíferos representan la sección condensada. Esta es una parte de una sección estratigráfica de materiales marinos que presenta una velocidad de sedimentación muy baja (menos de 1 cm cada 1.000 años), frecuentemente asociada a fondos endurecidos y superficies de omisión.

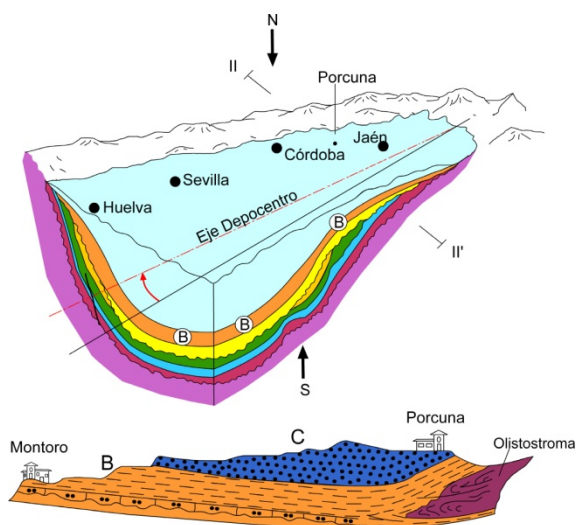
El depósito ocurrió probablemente durante la elevación global del nivel del mar conocida como Ciclo 3.1.

**SECUENCIA B** (Edad: Tortonense medio-superior. Fig.6).

Bien representada en toda la cuenca. Entre el depósito de las Secuencias A y B tuvo lugar un cambio paleogeográfico importante, ya que la Cuenca Antepaís Bética sufrió una rotación dextral. Esto causó un desplazamiento de los depocentros (áreas o lugares de una cuenca sedimentaria en los que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor) hacia el NO (Fig.6), lo que facilitó la progresión de nuevas secuencias de depósito directamente sobre las rocas del Paleozoico y Mesozoico en las regiones centrales y occidentales de la cuenca.



**Figura 5.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito A, y corte geológico I-I' en el transecto de Sabiote (basado en Sierro et al., 1996).



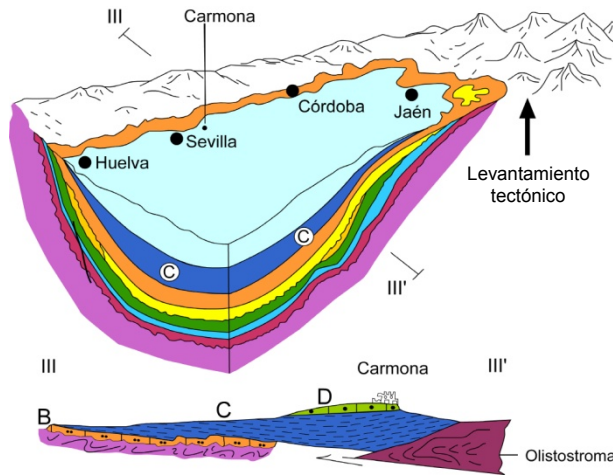
**Figura 6.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito B, y corte geológico II-II' en el transecto de Montoro-Porcuna (basado en Sierro et al., 1996).

Esta rotación podría estar relacionada con un cambio en la dirección principal de la compresión tectónica desde el ONO-ESE (durante el Mioceno inferior-medio) a la N-S durante el Mioceno superior. Probablemente una rotación simétrica pudo ocurrir en el África septentrional (Cuenca de Antepaís Sur-Rifeña, Marruecos).

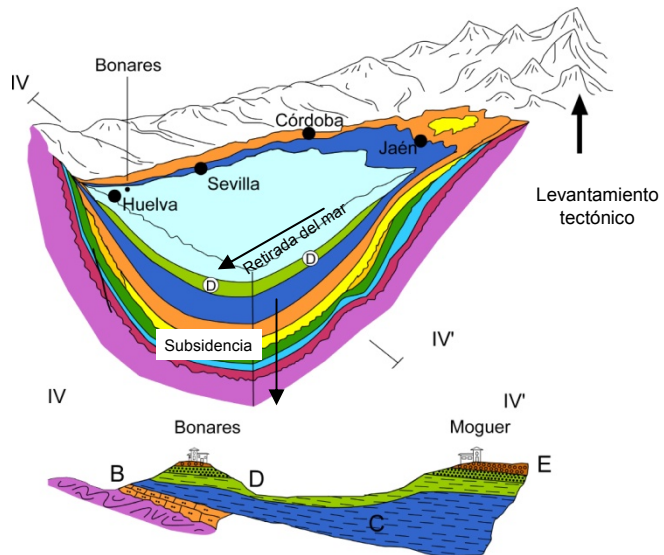
En la parte oriental de la cuenca la Secuencia B comienza con una sedimentación turbidítica (Cortejo de Bajo Nivel del Mar), probablemente relacionada con el llamado Ciclo 3.2, descansando sobre las margas profundas de Sabiote. No obstante en las partes centrales y occidentales, estos depósitos no aparecen en superficie y la base de la secuencia se define entonces por los depósitos transgresivos costeros que aparecen sobre las rocas pre-neógenas de los márgenes.

El Cortejo Transgresivo está representado por una unidad calcarenítica y el Cortejo de Alto Nivel del Mar por las margas gris azuladas, mientras que los limos glauconíticos y pelágicos corresponden a la sección condensada. La edad de este nivel glauconítico es muy próxima a los 7 Ma, lo que coincide notablemente con la sección condensada global del Ciclo 3.2.

**SECUENCIA C** (Edad: Tortoniense superior.-Messiniense inferior. Fig. 7)

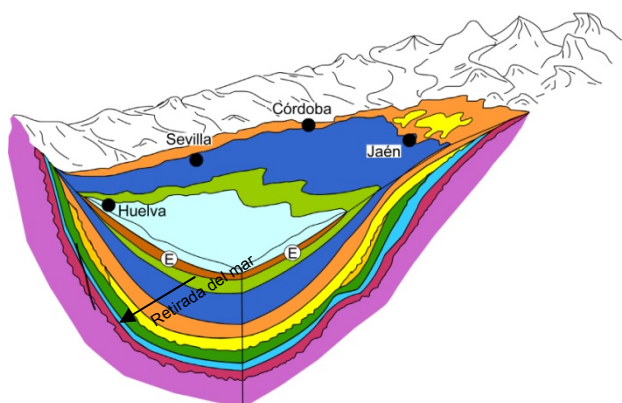


**Figura 7.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito C, y corte geológico III-III' en el transecto de Carmona (basado en Sierro et al., 1996).

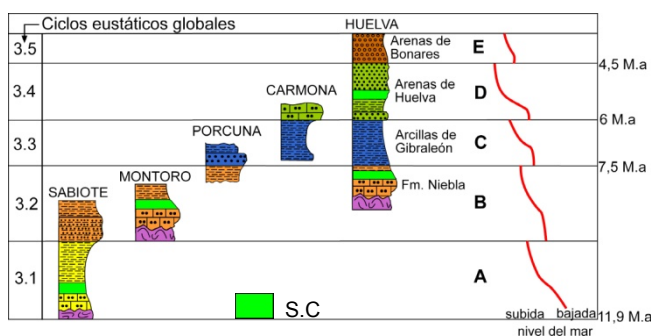


**Figura 8.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia deposicional D, y corte geológico IV-IV' en el transecto de Bonares-Moguer (basado en Sierro et al., 1996).

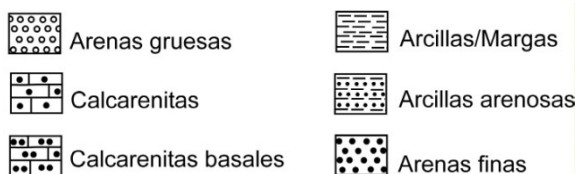
Comprende la Unidad de Areniscas de Porcuna que forma la base de la secuencia, constituyendo el Cortejo de Bajo Nivel del Mar. Por encima se encuentran las margas azules del Messiniense inferior de Carmona que representan el Cortejo de Alto Nivel del Mar y el Cortejo Transgresivo. Los materiales de esta secuencia afloran en el extremo septentrional (partes centrales y occidentales) y en el eje (parte central) de la cuenca. Se estima una edad de 6.6 Ma para los primeros sedimentos turbidíticos en la región de Bujalance-Porcuna, lo que lleva a correlacionarlo con el siguiente ciclo de cambios del nivel del mar (Ciclo 3.3, Fig.10). Unidades turbidíticas de la misma edad han sido descritas en diferentes lugares de la Cuenca del Guadalquivir y Golfo de Cádiz.



**Figura 9.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito E. (Basado en Sierro et al., 1996).



**Figura 10.** Correlación de las Secuencias de depósito y los ciclos eustáticos globales. S.C: sección condensada (Basado en Sierro et al., 1996). Abajo: leyenda empleada en los cortes geológicos.



### SECUENCIA E (Edad: Plioceno inferior. Fig.9)

Aflora en la parte occidental de la cuenca. Está representado por las Arenas de Bonares. La base de la secuencia es una ligera discordancia detectada por estudios paleontológicos, probablemente relacionada con una caída del nivel del mar lo que causaría la erosión de la secuencia infrayacente (sobre todo en la parte oriental). Ésta es la última secuencia marina en la región, aunque algunos sedimentos marinos más jóvenes afloran en algunas localidades de la provincia de Cádiz.

Una correlación entre las Secuencias y los cambios del nivel del mar se muestra en la figura 10.

### SECUENCIA D (Edad: Messiniense superior-Plioceno inferior. Fig.8)

Formada por las Calcarenitas de Carmona, parte superior de las Arcillas de Gibraleón y las Arenas de Huelva.

El límite inferior coincide con una caída relativa del nivel del mar responsable del depósito de las Calcarenitas de Carmona. La edad de este acontecimiento coincide estrechamente con la que se propuso para el límite de los Ciclos globales 3.3 y 3.4. En la región axial, la sedimentación de arcillas parece ser continua a lo largo de este límite. Estas arcillas pasan hacia techo y de forma progresiva hacia el O a las Arenas de Huelva.

El tránsito entre las arcillas y las arenas es cada vez más joven hacia el oeste.

En la provincia de Huelva y aproximadamente en el contacto entre ambas unidades aparece un interesante nivel de glauconita. Podría interpretarse como la sección condensada formada durante el máximo de la transgresión del Messiniense superior o Plioceno inferior (Ciclo 3.4). No obstante, en este caso, el aumento relativo del nivel del mar sería más bajo que la tasa de sedimentación, lo que causa la generación de una secuencia regresiva dentro del contexto de una elevación global del nivel del mar.