



## EL SECTOR NORORIENTAL DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DEL GUADALQUIVIR (CORDILLERA BÉTICA, MIOCENO SUPERIOR): ESTRATIGRAFÍA, CRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

*The northeastern sector of the Guadalquivir Foreland Basin (Betic Cordillera, Late Miocene): stratigraphy, chronology and sedimentary evolution*

F. García-García<sup>1</sup>, H. Corbí<sup>2</sup>, D.A. García-Ramos<sup>2</sup>, J.M. Soria<sup>2</sup>, J.E. Tent-Manclús<sup>2</sup> y C. Viseras<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén, España. fegarcia@ujaen.es

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Aptdo. de correos 99, 03080 Alicante, España.

<sup>3</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, s/n, 18071 Granada, España.

**Abstract:** A sedimentary revision of the marls and sandstone Miocene Units from the northeastern part of the Guadalquivir basin is here reported. Stratigraphical and sedimentological studies from field outcrop and biostratigraphical and palaeoecological analysis from field samples support the interpretations and results. The sedimentary infilling of the studied part of the basin is divided into four lithostratigraphic units (I to IV). Unit I (Lowermost Tortonian) is mainly represented by calcareous sandstone interpreted as the deposition at coastal systems vertically evolving to rhodalgal ramp environment. Unit II (Lower Tortonian, biozone MMi11: ca. 10-9.54 Ma) is formed by a rhythmic silty and siliceous marls deposited in pelagic conditions of cold-eutrophic water. Foraminifera record a basinal shallowing from deep water. Heterolithic Unit III (Lower Tortonian, biozone MMi11: since 9.54 Ma) mainly consist of sandstones but slumped breccias and marls laterally also occur. It is interpreted as sand banks or sand crestal ridges fed from northern margin deltas and controlled by tidal and storm currents in a starved pelagic ramp. Unit IV (Upper Tortonian, biozone MMi12: since 8.35 Ma) is mainly marly and the sedimentary interpretation is analogue to that of Unit III but in a deeper ramp.

**Key words:** Stratigraphic architecture, Sandstone sedimentology, Biostratigraphy, Foreland Basin, Guadalquivir Basin, Late Miocene.

**Resumen:** Estudios estratigráficos y sedimentológicos de afloramiento y el análisis paleoecológico y bioestratigráfico mediante foraminíferos, han permitido realizar una reinterpretación sedimentaria de las unidades de margas y areniscas miocenas del sector nororiental de la Cuenca del Guadalquivir. El relleno sedimentario ha sido dividido en cuatro unidades litoestratigráficas (I-IV), todas ellas depositadas durante el Tortoniano, entre 10 y 7.89 Ma, aproximadamente. La Unidad I (Tortoniano antiguo no basal) está formada por arenas y calizas de algas, y es interpretada como una unidad transgresiva y expansiva sobre el basamento que evoluciona desde ambientes marinos someros a rampa de carbonatos tipo rhodalgal. La Unidad II (Tortoniano inferior, biozona MMi11: entre 10 y 9.54 Ma) está caracterizada por una alternancia rítmica de margas arcillosas y silíceas, depositadas en ambientes pelágicos y profundos de aguas frías-eutróficas, si bien con repetidos cambios en la estratificación y distribución de nutrientes en la columna de agua. Esta unidad registra una importante somerización en su parte superior, dando paso gradual a la Unidad III. La Unidad III (Tortoniano inferior, biozona MMi11: desde 9.54 Ma) está dominada por areniscas, aunque lateralmente aparecen brechas intraformacionales con estratos contorsionados. Está nutrida por deltas desde la costa y se interpreta como el depósito de bancos arenosos movilizados por la acción de corrientes mareales y el oleaje de tormentas en rampas. La Unidad IV (Tortoniano superior, biozona MMi12: desde 8.35 Ma) está representada por mar-



*gas pelágicas similares a las de la Unidad II, de la que difiere por la presencia de intercalaciones arenosas genéticamente relacionadas con procesos mareales y de tormentas.*

**Palabras clave:** *Arquitectura estratigráfica, Sedimentología de areniscas, Bioestratigrafía, Cuenca de Antepaís, Depresión del Guadalquivir, Mioceno Superior.*

García-García, F., Corbí, H., García-Ramos, D.A., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. y Viseras, C. (2014): El sector nororiental de la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir (Cordillera Bética, Mioceno Superior): estratigrafía, cronología y evolución sedimentaria. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 187-204.

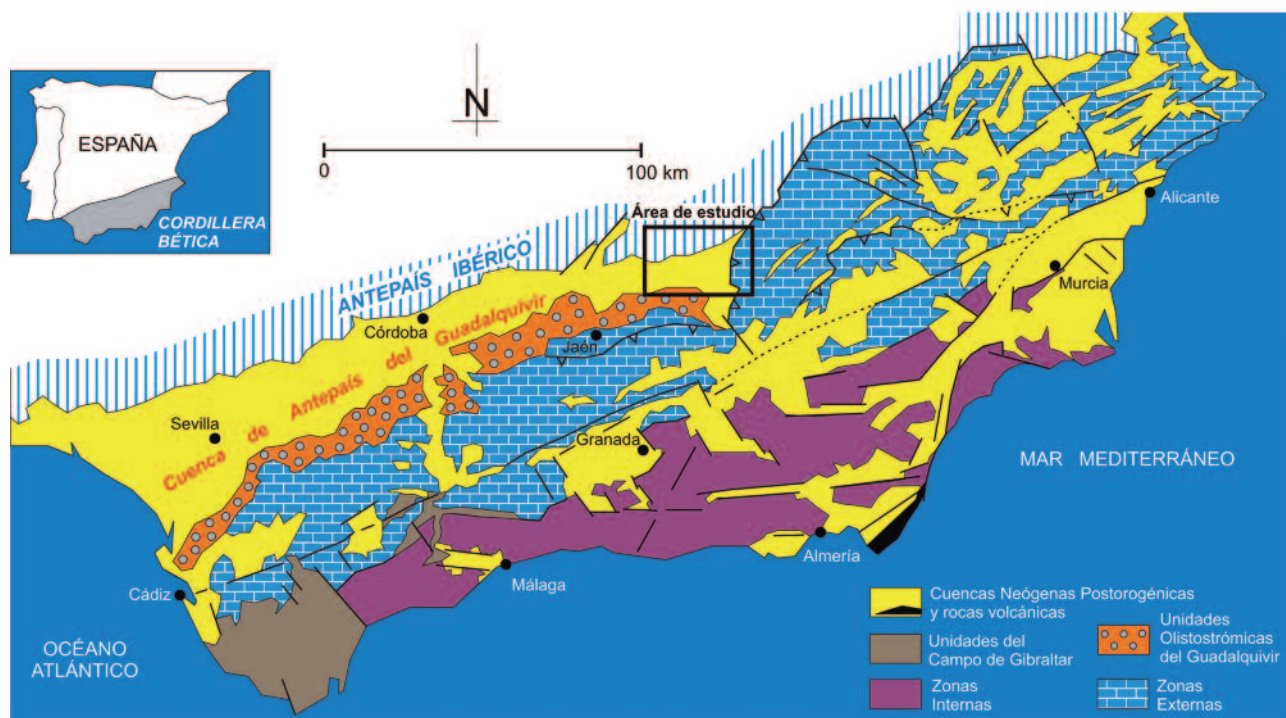
La arquitectura estratigráfica del relleno sedimentario Neógeno-Cuaternario de la Cuenca del Guadalquivir se ha definido fundamentalmente a partir de datos de subsuelo (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Sierro *et al.*, 1992, 1996; González-Delgado *et al.*, 2004). Son escasos los trabajos en los que, a partir de estudios de afloramiento, se analizan las relaciones estratigráficas y la sedimentología de las unidades de areniscas y margas pelágicas miocenas del Guadalquivir. Algunas de estas publicaciones dirigen su estudio a aspectos sedimentológicos concretos (Alfaro *et al.*, 1996; Molina *et al.*, 1998; García-García *et al.*, 2003; Martínez del Olmo y Díaz-Merino, 2004). Esta escasez de publicaciones con base en datos de superficie está especialmente motivada por la enorme extensión de los afloramientos, por la falta de continuidad, y por la ausencia de buenas exposiciones en los mismos. Ello dificulta la correlación física de las unidades de margas y areniscas, obligando a utilizar, como única alternativa, criterios de correlación bioestratigráfica. De otra parte, la información estratigráfica, sedimentológica y cronológica disponible en el sector oriental de la cuenca es notablemente más pobre en comparación con el sector occidental. Esta ausencia de datos ha motivado el presente estudio, el cual se centra en las unidades “autóctonas” o de “margen pasivo” de la terminación más oriental de la cuenca. En este sector se encuentran las claves para conocer tres aspectos básicos de la Cuenca del Guadalquivir: 1) la edad del inicio de la sedimentación posterior a las unidades olistostrómicas del Mioceno Medio, 2) el momento de indentación tectónica del arco de escamas de Cazorla - Alcaraz, 3) el estilo de relleno de la cuenca y los factores de control en la sedimentación. Sobre este tercer punto, uno de los objetivos sedimentológicos de este trabajo es comprobar en afloramiento la validez de los modelos deposicionales turbidíticos clásicos aplicados a las unidades de areniscas a partir de las interpretaciones realizadas de las geometrías y sismofacies observadas en perfiles sísmicos (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Suárez *et al.*, 1989; Martínez del Olmo, 2004).

### Contexto geológico

En el marco de la Cordillera Bética (Fig. 1), la Cuenca del Guadalquivir dibuja una depresión alargada en dirección noreste-suroeste limitada al sur por el frente montañoso que constituyen los materiales del Paleomargen Sudibérico, o Zonas Externas de la Cordillera Bética, y al norte por los relieves de Sierra Morena, formados por ma-

teriales paleozoicos y mesozoicos del Macizo Ibérico (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992). En el contexto evolutivo de la Cordillera Bética, la Cuenca del Guadalquivir se configura como Cuenca de Antepaís a partir del Mioceno Superior, cuando cesa la estructuración de las Zonas Externas Béticas y queda parcialmente cerrado el Estrecho Nordbético (Vera, 2000). Los perfiles sísmicos transversales definen una estructura de basamento más profunda en el margen activo, o margen meridional, con unidades de relleno sedimentario potentes y tectonizadas, mientras que en el margen pasivo, o margen septentrional, el basamento aparece más superficial y las unidades sedimentarias aflorantes no presentan importante deformación tectónica. La sucesión sedimentaria estratigráficamente más baja y deformada por la actividad tectónica debida a la estructuración de la Cordillera Bética corresponde al relleno sedimentario del surco frontal, o *foredeep basin*, del Estrecho Nordbético durante el Mioceno inferior y medio (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Vera, 2000).

El relleno sedimentario de la Cuenca de Antepaís, que abarca temporalmente desde el Mioceno superior al Plioceno y Cuaternario, ha sido dividido en diferentes unidades por diversos autores y una síntesis puede encontrarse en González-Delgado *et al.* (2004). En este trabajo tomamos en consideración el trabajo de Sierro *et al.* (1996), que contempla cinco secuencias deposicionales (A-E) a partir de datos de subsuelo y datos bioestratigráficos de alta resolución. A partir de las interpretaciones de los perfiles sísmicos, se ha podido reconocer una geometría sigmoidal de las unidades de depósito con un patrón de apilamiento progrediente hacia el suroeste, disponiéndose las unidades más antiguas en el sector oriental, área de estudio del presente trabajo, y las más jóvenes hacia el sector occidental con depósito reciente en el Golfo de Cádiz (Suárez *et al.*, 1989). El modelo deposicional de cada cortejo sigmoidal se ha descrito desde ambientes proximales a distales como la evolución desde depósitos de areniscas bioclásticas de plataforma marina somera que transicionan a limos y arcillas de plataforma distal. La transición de la plataforma a la cuenca pelágica se realiza a través de sistemas turbidíticos de tipo canal, *levee* y *lóbulo de pie de talud* (Formación Arenas del Guadalquivir, Suárez *et al.*, 1989) alimentado desde un sistema deltaico en el sector oriental (delta de Iznatoraf, Martínez del Olmo y Díaz-Merino, 2004). Estos sistemas turbidíticos evolucionan distalmente a arcillas hemipelágicas con abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos de ambientes profundos (González-Delgado *et al.*, 2004). De las cinco secuencias de depósito (A-E) anteriormente citadas, la inferior o secuencia A, asignada al Tor-



**Fig. 1.-** Esquema geológico de la Cordillera Bética y posición del área estudiada en la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir.

toniense inferior-medio (González-Delgado *et al.*, 2004), aflora en el sector oriental de la cuenca y constituye el objeto de este estudio.

#### Área de estudio: localización y rasgos estratigráficos generales

El sector estudiado (Fig. 2) se extiende desde las localidades de Beas del Segura (al noreste) y de Begíjar (al suroeste). En la parte norte, los sedimentos del Mioceno Superior del relleno de la Cuenca del Guadalquivir reposan sobre dolomías jurásicas de la Formación Beas de Segura (López Garrido, 1971), que representan el dominio no deformado correspondiente a la Cobertera Tabular. Esta formación de dolomías jurásicas constituye la principal fuente de aporte de clastos a los sistemas deltaicos adosados al tramo oriental del borde septentrional de la cuenca durante el Mioceno Superior (García-García *et al.*, 2003). La terminación septentrional de los afloramientos del Mioceno Superior sobre la Cobertera Tabular tiene lugar de forma dispersa hasta la localidad de Navas de San Juan y las proximidades de Santisteban del Puerto, sobrepasando 12 km el límite norte principal de la cuenca. Hacia el este, los sedimentos se encuentran implicados en el haz imbricado de escamas tectónicas del Arco de Cazorla – Alcaraz, el cual define la estructura tectónica y los relieves montañosos más característicos del dominio Prebético en este sector de la Cordillera Bética. Interesa señalar que los sedimentos de la cuenca afloran en el seno de los relieves del Arco, pinzados en las escamas hasta una altitud que alcanza 1300 m y a una distancia de más de 10 km con respecto al frente del Arco. Estos datos sobre la distribución de los sedimentos

indican que la extensión original de la cuenca del Guadalquivir supera con mucho sus actuales límites, aspecto clave a la hora de realizar inferencias sobre su paleogeografía. En cuanto a la parte meridional del área estudiada, los sedimentos del Mioceno Superior reposan discordantes sobre la Unidad Olistostromática (Roldán, 1988), que forma parte de las unidades alóctonas de edad Mioceno Medio.

#### Organización estratigráfica

El relleno sedimentario de la cuenca en el sector estudiado ha sido completamente cortado en los sondeos de exploración de hidrocarburos de Baeza-1 y Baeza-2 (ITGE, 1990; Zapatero *et al.*, 2009), ambos localizados en la localidad de Begíjar. En estos sondeos se reconoce un tramo litológico inferior o “detritico basal” que reposa sobre materiales de la Cobertera Tabular; éste está formado por arenas y calizas arenosas de espesor variable, con valores máximos de 63 m. El resto de serie cortada está representado por margas con pasadas de areniscas hacia el techo, cuyo espesor en conjunto alcanza los 530 m en el sondeo Baeza-2. Completando la información derivada de estos sondeos, a partir de afloramientos se ha podido establecer con cierto detalle la serie estratigráfica general del sector oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Esta serie consta de cuatro unidades (I a IV en orden cronológico normal) caracterizadas por su litología dominante. Para la diferenciación y correlación de las mismas en afloramientos distantes ha sido fundamental el seguimiento lateral de los bancos de areniscas (Fig. 2), así como las dataciones por criterios bioestratigráficos (Fig. 3). A continuación describiremos estas cinco unidades.

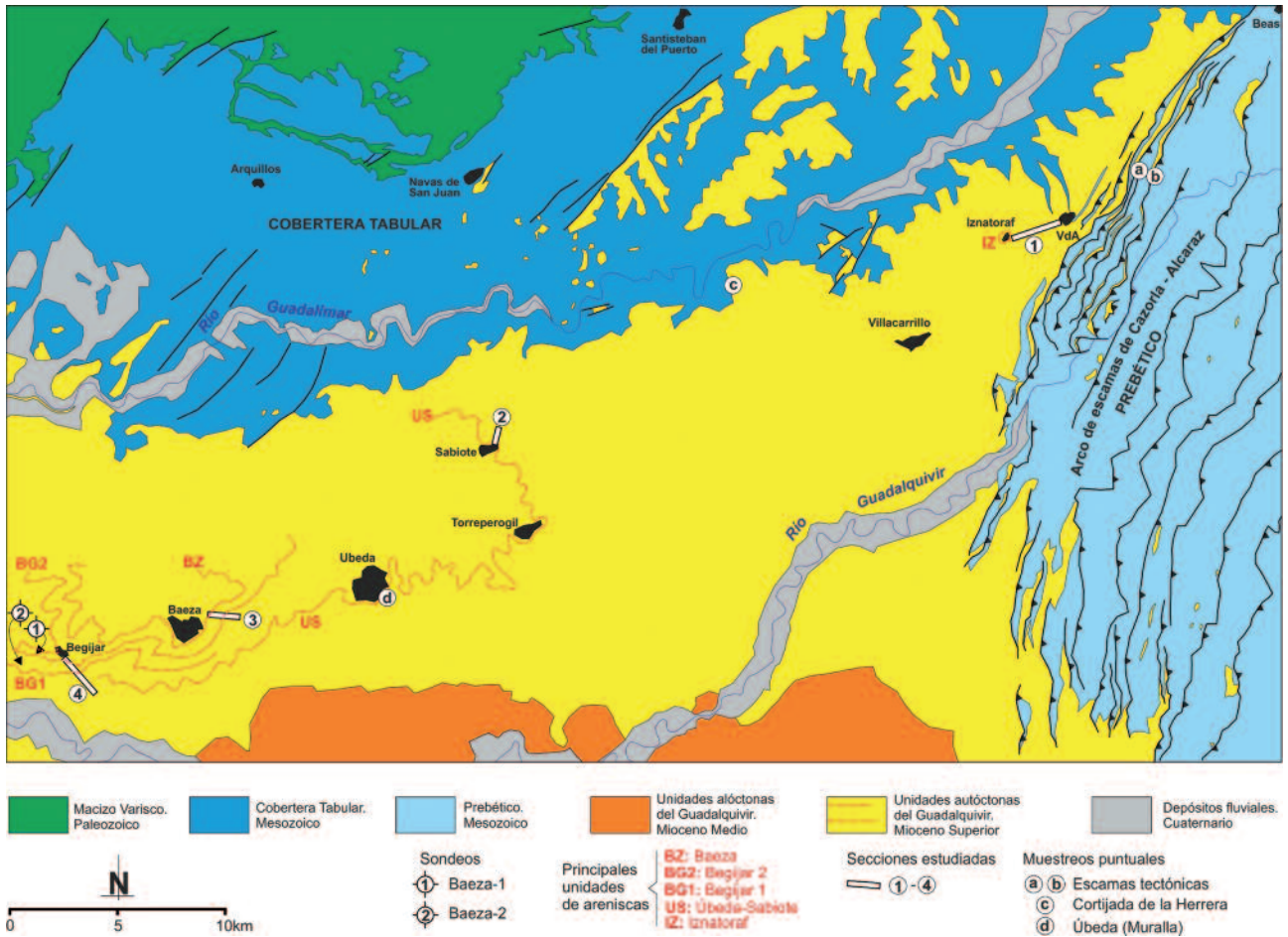


Fig. 2.- Mapa geológico de la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir obtenido a partir de la cartografía MAGNA (Hojas 905, 906, 907, 926, 927). Se indica la posición de las secciones estratigráficas estudiadas, sondeos y otros puntos de muestreo complementarios a los que se hace referencia en el texto.

Fig. 3.- Unidades litoestratigráficas diferenciadas (I a IV) y posición cronoestratigráfica a partir de bioeventos de foraminíferos planctónicos. La correlación de las secciones estudiadas (1 a 4) se fundamenta tanto en el seguimiento en cartografía de los tramos o paquetes de areniscas como en criterios bioestratigráficos.

## Unidad I

**Descripción:** Forma el conjunto litológico que inaugura la sedimentación marina en la cuenca. Rellena un paleo-relieve modelado sobre los carbonatos jurásicos tanto de la Cobertera Tabular como de las escamas tectónicas del Prebético. El carácter irregular del basamento sobre el que se apoya condiciona notables variaciones de espesor. Los máximos valores se reconocen en el sondeo Baeza-2, donde su potencia excede los 60 m; en el resto de los puntos su espesor es inferior a 10 m. Así mismo su litología presenta cambios significativos de unos puntos a otros. Al norte de Sabiote, en el afloramiento del Cortijo del Escribano, Sierrro *et al.* (1992) describen una sucesión de 8 m de espesor dominada por gravas con matriz arenosa que contienen clastos perforados por esponjas (*Entobia* sp.), restos fósiles de bivalvos y frecuentes bioturbaciones. Según estos autores, estos depósitos están organizados en secuencias granodecrecientes que son interpretadas en relación con repetidas subidas del nivel de mar, las cuales se traducen en el retrabajamiento de sedimentos costeros y la acumulación de barras sublitorales (*nearshore*). En nuestro estudio, la Unidad I ha sido reconocida en el afloramiento de Cortijada de la Herrera, localizado al NNO de Villacarrillo. En este caso, la litología es diferente a la del anterior afloramiento. Directamente sobre las dolomías jurásicas, la sucesión correspondiente a la Unidad I consta de dos tramos: uno inferior de arenas y otro superior de calizas de algas, con tránsito gradual entre ambos. El tramo inferior, de casi 5 m de espesor, está dominado por arenas masivas grises oscuras, localmente rubefactadas, separadas en paquetes de espesor métrico por niveles de costras carbonatadas que definen horizontes edáficos (Fig. 4A). En cuanto a su contenido fósil, los levigados del sedimento han permitido identificar una variada asociación de foraminíferos planctónicos, representada por los géneros *Neogloboquadrina*, *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globigerinoides* y *Globorotalia* (con morfotipos de los grupos *G. menardii* y *G. scitula*). Los únicos restos de macrofósiles reconocidos son fragmentos óseos de gran talla probablemente de vertebrados marinos. El tramo superior, de casi 5 m de espesor, está formado por calcarenitas de algas rodofíceas, dispuestas en

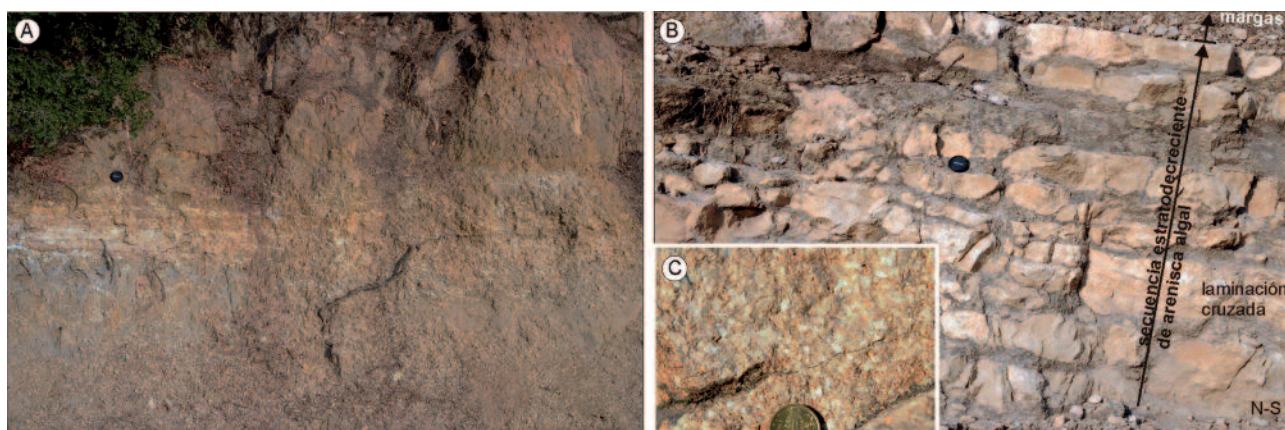
bancos masivos de espesor decimétrico o con laminación cruzada planar de espesor decimétrico (Fig. 4B, C). Texturalmente, el tipo dominante corresponde a *packstones*, donde el armazón de la roca está formado por rodolitos y los espacios intergranulares rellenos de matriz micrítica. De forma puntual aparecen tipos texturales de *wackestones*, si bien con una alta densidad de rodolitos. Sobre este tramo de carbonatos algales se superpone concordantemente una potente sucesión de margas grises pelágicas que representa la Unidad II.

**Interpretación:** La interpretación sedimentaria del tramo inferior de la serie de Cortijada de la Herrera apunta hacia un ambiente costero o marino muy somero con rasgos de emersión puestos de manifiesto por el desarrollo de paleosuelos. El tramo superior representa el depósito en una rampa carbonatada de aguas templadas (tipo *rodhalgal*), con reducida influencia terrígena, y baja energía en la que es estable la acumulación de fangos de carbonato. Durante periodos de mayor energía en la rampa, las corrientes movilizaron la arena del fondo en forma de suaves dunas o megarriples y condicionaron la adaptación morfodinámica de las algas rojas en forma de rodolitos.

**Edad:** La edad de la Unidad I es difícil de establecer con precisión debido a su carácter mayoritariamente detrítico y marino somero. El escaso espesor de la unidad impide realizar un muestreo bioestratigráfico adecuado para definir su biozonación. Aún así, en el tramo inferior de arenas la presencia abundante de *Neogloboquadrina acostensis* dextra apunta hacia una edad Tortoniense antiguo no basal. Esta determinación es congruente con la biozonación de los términos margosos inferiores de la Unidad II, aspecto que será tratado con detalle más adelante.

## Unidad II

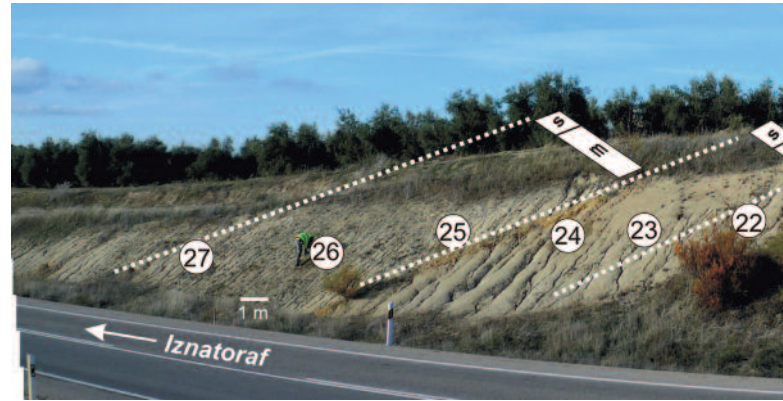
**Descripción:** Esta unidad forma una potente sucesión de margas grises que alcanza 350 m de espesor. Representa el conjunto litológico que aflora de forma más extensa en el sector estudiado, desde Beas de Segura hasta Torreperogil. Su estudio se ha realizado en la sección de Iznatoraf (Figs. 2 y 3), ubicada entre esta localidad y Villanueva del Arzobispo. Materiales de la misma se encuentran pinzados



**Fig. 4.-** A. Depósitos con estructura de tipo edáfico, con moteado por efecto de raíces hacia la parte inferior de la foto y costras carbonatadas tipo calcreta hacia la mitad de la foto (tapa de objetivo de escala); B. Alternancia de limos y calcarenitas de algas rojas (tapa de objetivo de escala); C. Detalle de las calcarenitas de rodolitos (moneda de escala).

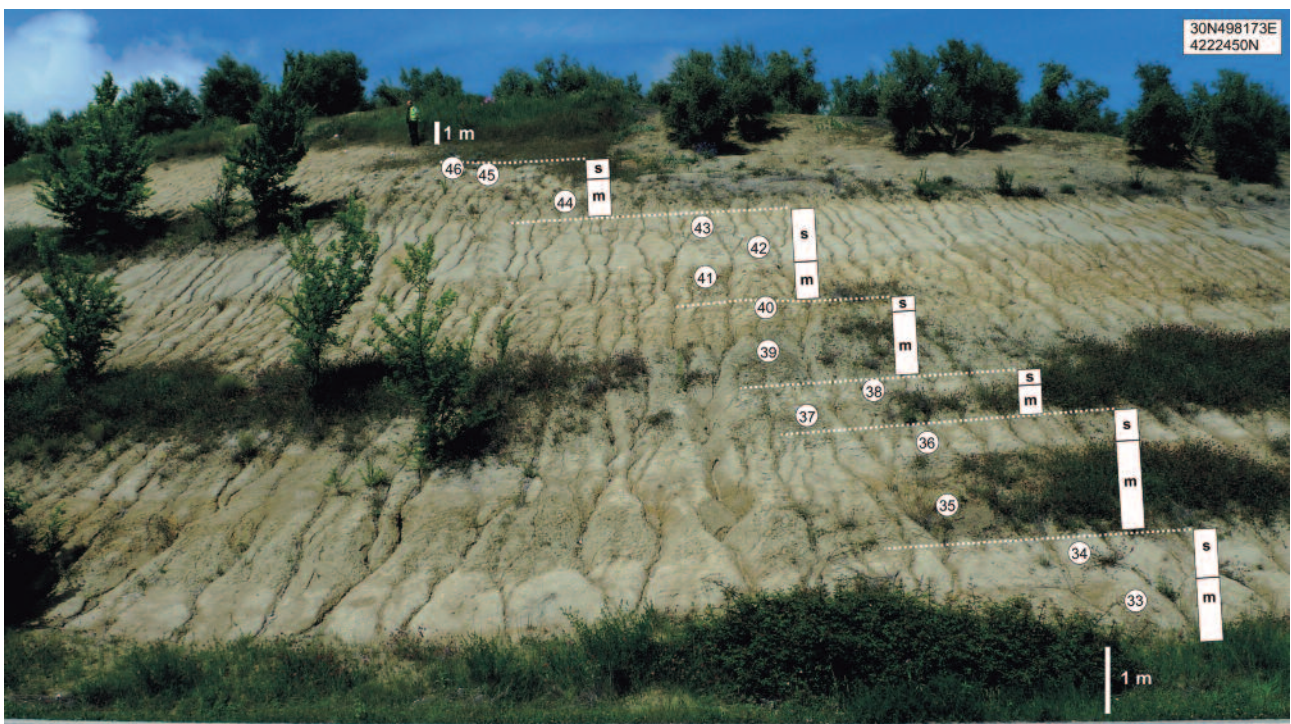
tectónicamente entre las escamas del Arco de Cazorla – Alcaraz, donde han podido ser muestreados para su reconocimiento litológico y datación bioestratigráfica (ver puntos de muestreo a y b en la figura 2). El rasgo que mejor define su litología es una repetición de intervalos de margas grises arcillosas y de margas síliceas, cuyos espesores más frecuentes varían entre 1 y 5 metros (Figs. 5 y 6). Ambos intervalos pueden seguirse bien en los afloramientos, en especial porque los bancos de margas arcillosas están edafizados y son asiento de abundante vegetación. Al contrario, las margas síliceas, más resistentes a la meteorización, tienden a formar bandas endurecidas con una típica disyunción astillosa. Como rasgo general, la Unidad II se caracteriza por una ausencia de fracción arenosa y por un elevado contenido en microfósiles, especialmente foraminíferos y radiolarios. El nanoplancton calcáreo también está representado, si bien por el momento no ha sido objeto de estudio. Respecto a los foraminíferos, la relación entre formas planctónicas y bentónicas (P/P+B) oscila entre el 98% a la base de la unidad y el 70-80% al techo. La diversidad taxonómica es elevada tanto para los planctónicos (*Globigerina*, *Globigerinella*, *Globigerinita*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina-Dentoglobigerina*, *Globorotalia*, *Globoturbotalita*, *Neogloboquadrina*, *Orbulina* y *Sphaeroidinellopsis*), como para los bentónicos (*Ammonia*, *Amphycorina*, *Asterigerinata*, *Bulimina*, *Cibicides*, *Dentalina*, *Elphidium*, *Globobulimina*, *Globocassulina*, *Gyroldina*, *Melonis*, *Lenticulina*, *Pullenia*, *Pyrgo*, *Sigmoilopsis*, *Sphaeroidina*, *Textularia* y *Uvigerina*).

En lo que concierne a los radiolarios se han determinado siete géneros, los cuales están indicados en los párrafos siguientes. Los radiolarios son el grupo que mejor define los ritmos litológicos; éstos se concentran de forma casi exclusiva en las margas síliceas. Para establecer su

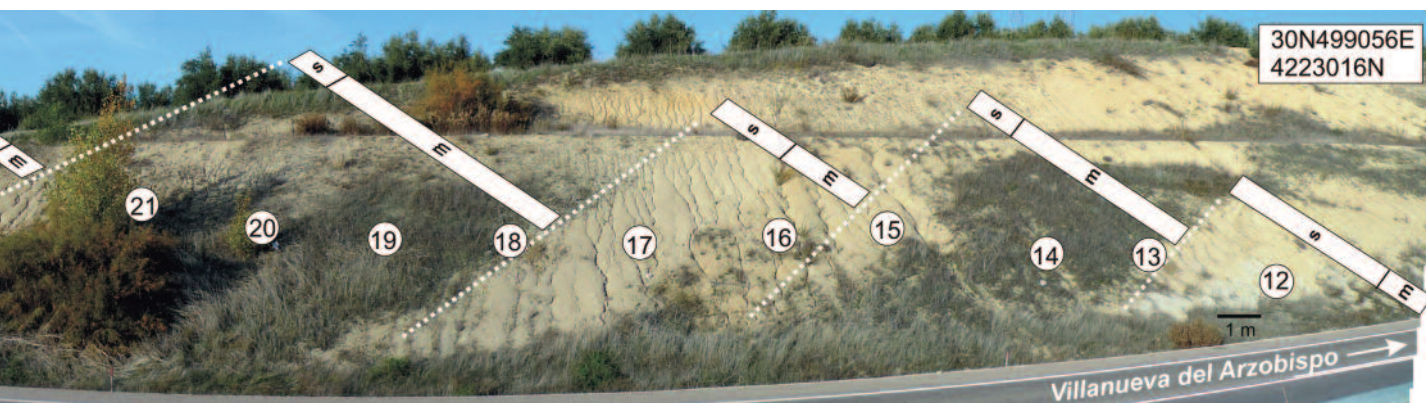


**Fig. 5.-** Unidad II. Expresión en el afloramiento de Iznatoraf (ver coordenadas UTM en la esquina superior derecha) de la sucesión repetitiva de intervalos de margas arcillosas (m) y margas síliceas (s). Los números 12 a 27 identifican las muestras IZN de la sección de Iznatoraf, cuya posición estratigráfica está indicada en la figura 3.

abundancia relativa de unos bancos síliceos a otros se han contado, para idénticas cantidades de muestra, el número de individuos presentes en 10 celdas de la microbetea de observación. Así, resultan valores que varían entre 20 y más de 100. Desde el punto de vista taxonómico, aunque la asociación es diversa, el predominio corresponde a formas discoidales del género *Spongodiscus*; otros géneros presentes son *Acrosphaera*, *Drupptractus*, *Spongotrachus* (cf), *Arcoptyle*, *Dictycoryne* y *Stylodictya* (Fig. 7). Interesa señalar que los bancos síliceos contienen otros grupos de microfósiles silíceos, como son las diatomeas. Estas están representadas por formas centradas y pennadas, en proporciones variables en relación a los radiolarios. La mayoría de los individuos se encuentran fragmentados y corroídos, aspecto que impide definir su variabilidad taxonómica. Dado este



**Fig. 6.-** Unidad II. Igual explicación que en la figura 5.



**Fig. 7.-** Géneros de radiolarios, como grupo principal de plancton silíceo, que caracterizan los intervalos de margas silíceas de la Unidad II. a,b,c: *Acrosphaera*; d: *Druppatractus*; e,f,g,h: *Spongodiscus*; i,j: *Spongotruchus* cf.; k,l,m: *Spongotruchus*; n,o: formas similares a *Spongodiscus*, pero con un surco periférico; p: *Arcopyle*; q,r: *Dictycoryne* (con himen entre los brazos); s,t: *Dictycoryne*; u,v,w,x: *Stylodictya*.

mal estado de preservación, pensamos que el bajo contenido de diatomeas en muchos de los bancos silíceos se debe a procesos de disolución, bien durante su acumulación, bien en etapas diagenéticas tempranas. En la misma línea se podría explicar también la ausencia de silicoflagelados, como grupo de fitoplancton silíceo que normalmente acompaña a las diatomeas y radiolarios.

**Interpretación:** Con objeto de ofrecer datos sobre el significado de la ritmicidad definida por los pares de margas arcillosas y margas silíceas, se ha cuantificado el contenido total de radiolarios y de cuatro grupos de foraminíferos planctónicos: i) *Globigerina* (*G. bulloides* y especies afines), ii) *Neogloboquadrina* (*N. acostaensis* y *N. atlantica*, como especies mayoritarias), iii) *Globigerinoides trilobus*, y iv) *Globigerinoides obliquus* + *Globoturbotalita apertura* (Fig. 8). Los dos primeros son típicos de aguas frías-eutróficas, mientras que los otros dos son característicos de aguas cálidas-oligotróficas (Sierro *et al.*, 2003). Los grupos de foraminíferos planctónicos se distribuyen según un

patrón oscilante a lo largo de la Unidad II (Fig. 8). Como norma, *Globigerina* y *Neogloboquadrina* siempre dominan ampliamente sobre *Globigerinoides* y *G. apertura*, lo cual permite definir la Unidad II como una ecozona característica de aguas frías-eutróficas. La distribución alternante de los dos primeros sigue una tendencia de abundancia contraria. En los intervalos de margas arcillosas ocurren los valores máximos de *Globigerina*, salvando alguna excepción puntual, y también los máximos de *G. trilobus* y de *G. obliquus* + *G. apertura*. En contraposición, los intervalos de margas silíceas contienen los valores máximos de *Neogloboquadrina*, en coincidencia con los picos de abundancia de radiolarios.

En este contexto de predominio de aguas frías durante la formación de la Unidad II, los cambios repetitivos y opuestos en la abundancia de *Globigerina* y *Neogloboquadrina* pueden explicarse como resultado de variaciones en el estado de estratificación y de distribución de nutrientes en las aguas superficiales, según han ilustrado Drinia *et al.*

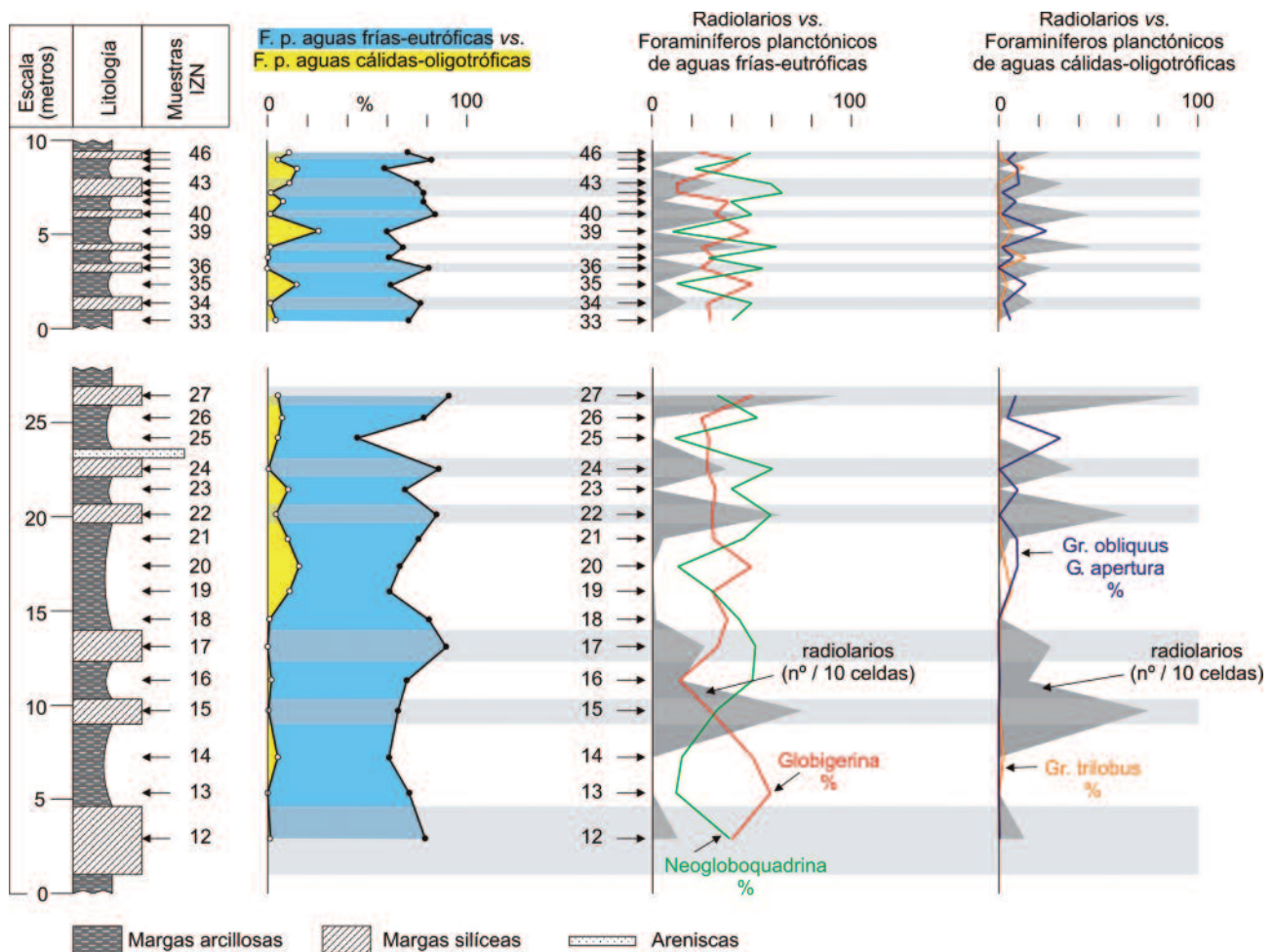


Fig. 8.- Unidad II. Análisis cuantitativo de los principales grupos de microfósiles (foraminíferos planctónicos y radiolarios) que definen cambios repetitivos en la temperatura y condiciones tróficas del agua. Las series y muestras estudiadas corresponden a los afloramientos ilustrados en las figuras 5 y 6, ambos de la sección de Iznatoraf.

(2003) y Antonarakou *et al.* (2007). De acuerdo con estos autores, el grupo de *Globigerina*, y en particular la especie *G. bulloides*, es altamente dependiente de niveles de eutrofización intensificados por la mezcla vertical de aguas asociada a procesos de *upwelling*, además de por otros procesos como la intensa circulación estacional en la columna de agua o los acusados aportes de agua dulce ligados a la descarga fluvial. Sin embargo, el grupo de *Neogloboquadrina*, y en particular la especie *N. acostaensis*, prolifera en situaciones donde una nutriclina somera favorece la formación de una *Deep Chlorophyll Maximum* (DCM). La DCM es una capa de agua localizada cerca de la base de la zona fótica donde tiene lugar la máxima productividad de fitoplancton, como base de la alimentación de *Neogloboquadrina*. Así, altos valores de abundancia de este grupo de foraminíferos son indicativos de condiciones estratificadas dentro de la zona eufótica, como ha sido ilustrado por Antonarakou *et al.* (2007). La coincidencia de los picos de abundancia de radiolarios, acompañados de diatomeas (fitoplancton silíceo), y de *Neogloboquadrina* es congruente en el contexto de alta productividad de fitoplancton en la DCM.

Con objeto de completar los parámetros paleoambientales de la cuenca durante la formación de los ritmos silíceos,

se ha abordado el estudio de la paleobatimetría de la misma a partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Fig. 9). Los altos valores en la relación entre formas planctónicas (P) y bentónicas (B), expresada porcentualmente como  $P/P+B$ , y que llega a alcanzar valores del 98%, ya apunta hacia unas condiciones de elevada batimetría. Estas condiciones fueron indicadas por Sierro *et al.* (1992) a partir de la presencia de especies profundas en la sección del Arroyo de la Corregidora, al norte de Sabiote. La alta diversidad de taxones bentónicos en la sección de Iznatoraf (Fig. 9) ha permitido detectar hasta 11 especies cuyos rangos batimétricos han sido documentados por Wright (1978), Van Hinsbergen *et al.* (2005) y Schweizer (2006). En relación con la evolución batimétrica de la Unidad II, los términos estratigráficamente más bajos se caracterizan por la coexistencia de *Cibicides wuellerstorfi* y *Uvigerina hispida* (muestra VNA2), definiendo una profundidad de agua mayor de 1000 m que puede alcanzar hasta 4000 m (zonas batial y abisal). En términos más altos, y ocupando la mayor parte de la sucesión estratigráfica, algunas muestras (IZN13, 20 y 53) contienen, además de las especies anteriores, *Uvigerina proboscidea*. Esta especie, que vive desde 300 hasta 3300 m, indicaría para las tres muestras referidas un intervalo de profundidad comprendido entre



1000 y 3300 m. El cambio batimétrico más significativo tiene lugar en la parte superior de la unidad, entre las muestras IZN53 e IZN56. Las especies anteriores desaparecen y son relevadas por otras de rango más somero, como *Cibicides psudoungerianus* (100 – 1000 m) y *Ammonia* spp. (0 – 150 m), entre otras. Este cambio se realiza de forma rápida, e implica que el final de la sedimentación de la Unidad II tuvo lugar entre las zonas batial superior y nerítica. Vista esta evolución batimétrica, interesa resaltar dos acontecimientos de especial significación. El primero es la enorme profundización que experimenta la cuenca en el límite entre las unidades I y II, cuando los depósitos de plataforma carbonatada con rodolitos son sustituidos por los primeros ritmos silíceos. El segundo es la somerización brusca a techo de la unidad, que cambia de contexto abisal-batial a batial superior-nerítico.

**Edad:** En lo referente a la edad de la Unidad II, la presencia regular de *N. acostaensis* indica que pertenece al menos a la biozona MMi11, que se extiende, dentro del Tortoniense, entre 10.57 y 8.35 Ma (ATNTS2004; Astronomically Tuned Neogene Time Scale, Lourens *et al.*, 2004). Dos sucesos bioestratigráficos adicionales permiten acotar con algo más de precisión su edad. El primero ocurre desde su extrema base (muestra VNA1) hasta su parte media-superior (muestra IZN53), donde esta especie cambia frecuentemente de enrollamiento dextrorso y sinistrorso. Este primer suceso se inicia a 10.02 Ma, en coincidencia con el ciclo precesional nº 10 de la sección de Gibliscemi E, en Sicilia (Hilgen *et al.*, 2000; Turco *et al.*, 2001), lo cual indica que el comienzo de la sedimentación de la Unidad II es más moderno que 10 Ma. Igual consideración cronológica puede hacerse para las margas pinzadas entre las escamas tectónicas del Arco de Cazorla – Alcaraz (ver puntos de muestreo a y b en la figura 2). El segundo suceso ocurre en la parte superior de la unidad, entre las muestras IZN54 y 59, donde *N. acostaensis* es regularmente de enrollamiento sinistrorso. Este evento intrazonal, que se localiza entre las muestras IZN53 y 54, está calibrado en 9.54 Ma (Lourens *et al.*, 2004).

### Unidad III

**Descripción:** Se trata de un conjunto heterolítico, de espesor variable entre 20 y 25 metros, compuesto por margas, areniscas y conglomerados, que sucede de forma transicional a la unidad precedente. Las margas y areniscas, como litologías dominantes, alternan definiendo una secuencia de estratos arenosos de espesor creciente hacia arriba. Los bancos de areniscas con los que termina esta unidad forman los relieves sobre los que se asientan las localidades de Iznatoraf, Sabiote, Torreperogil y Úbeda (Fig. 2). Los afloramientos de las tres últimas localidades son correlacionables cartográficamente. Si bien el correspondiente a Iznatoraf no presenta continuidad física con ellos, su equivalencia temporal está soportada por criterios bioestratigráficos (Fig. 3).

Las características texturales y componentes minerales y microfósiles analizados a partir de láminas delgadas de

areniscas, material dominante en esta unidad, son comunes para los afloramientos de Úbeda, Sabiote y Estación de Begíjar, y se resumen en los siguientes rasgos. Las areniscas, moderadamente a bien seleccionadas, están constituidas por granos subangulosos a angulosos, de reducida esfericidad, y de tamaño de grano fino (de media el diámetro de los granos ronda las 150  $\mu\text{m}$ ). Los componentes minerales mayoritarios en la trama son cuarzo (30-60%), feldespato (<5%, excepcionalmente llega al 15%) y filosilicatos (4-10%, excepcionalmente llegan al 17%). El resto de componentes de las areniscas lo constituyen los granos carbonatados intracuencales (intraclastos micríticos y granos fosilíferos) y bioclastos de equínidos y bivalvos además de algas rojas y foraminíferos tanto bentónicos (*Ammonia beccarii*) como planctónicos (*Globigerina* gr. *bulloides*, *Globorotalia* cf. *suterae*, *Globorotalia merotumida*). Entre los minerales autigénicos se incluyen carbonatos como calcita (15-55%) cristalizada en bloque y en diente de perro, y cristales romboédricos de dolomita (12-42%) cementando los poros. Peloides de glauconia y pirita son otros componentes autigénicos relativamente abundantes en algunos niveles. Para la caracterización en el campo de esta unidad se han seleccionado las secciones de Iznatoraf, Sabiote y Estación de tren de Begíjar, que comentaremos a continuación.

En la sección de Iznatoraf, la Unidad III alcanza 50 m de potencia. Comienza con un intervalo de 10 m de espesor de gravas y areniscas alternantes con margas, cuyo rasgo más sobresaliente es la intensa deformación y desorganización de los estratos, mostrando en conjunto una estructura caótica. De hecho, lo más frecuente es encontrar fragmentos de pliegues y bloques de varios estratos completamente aislados en el seno de una matriz margosa (Fig. 10A-C). El análisis de las facies sedimentarias de los niveles clásticos, al igual que el estudio micropaleontológico de las margas, se ha realizado sobre cuerpos independientes que conservan su estructura interna. Dentro de los bancos de arenas y gravas se reconocen varias secuencias elementales estratocrecientes y granocrecientes. Los depósitos están pobremente seleccionados. Alternan capas de brechas de calizas con tamaño de clasto de 1 a 4 cm que incluyen algunos cantos de calizas bien redondeados y perforados por litófagos, además de cantos blandos (Fig. 10D, E). Los clastos están soportados por una matriz de arena gruesa a muy gruesa y, aunque algunas capas presentan granoclasificación normal, la tendencia dominante es a no presentar granoclasificación o que ésta sea inversa. Grandes ostreoides, radiolas de erizo y algas rojas constituyen los componentes microfósiles dominantes (Fig. 10F). Las margas presentan un elevado contenido en fracción terrígena de tamaño de grano arena. Como rasgo diferencial respecto a los sedimentos del techo de la Unidad I, en este caso no presentan intervalos alternantes de composición silícea.

La asociación de microfósiles está dominada por foraminíferos planctónicos y bentónicos, con una relación P/P+B del 80%. Dentro de los planctónicos, y en coincidencia con la Unidad II, las especies marcadoras de aguas frías-eutróficas (grupos de *Globigerina* y *Neogloboquadrina*) exceden abundantemente a las especies típicas de aguas cálidas-oligotróficas (grupos de *Globigerinoides* y

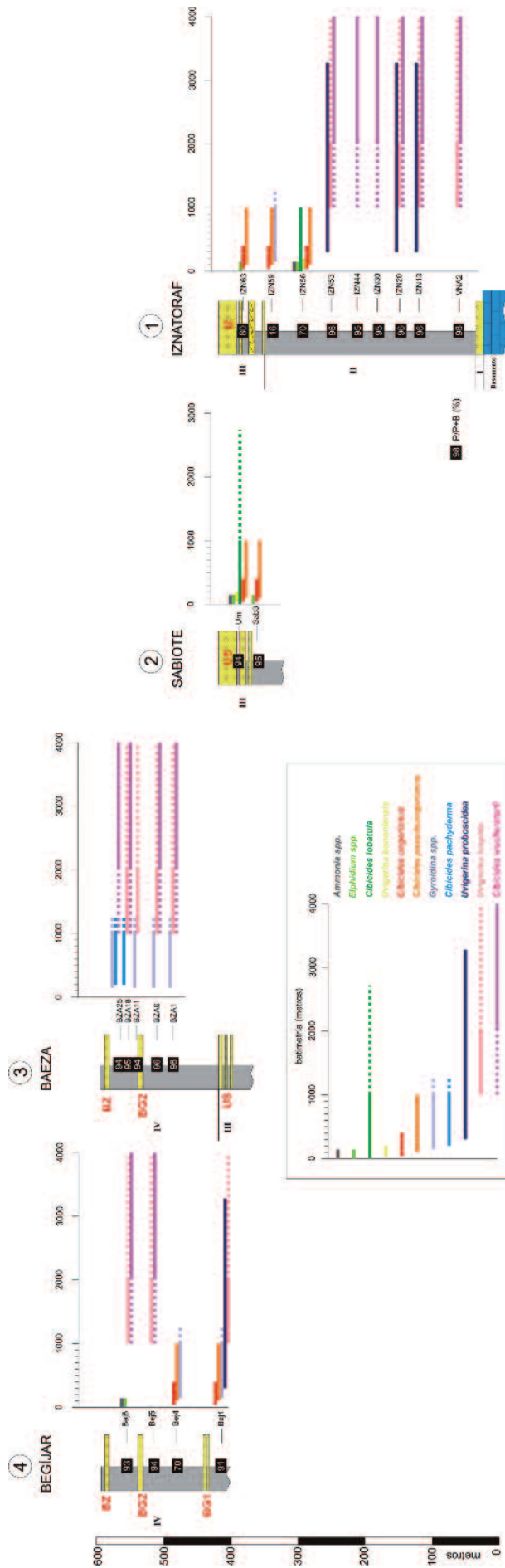


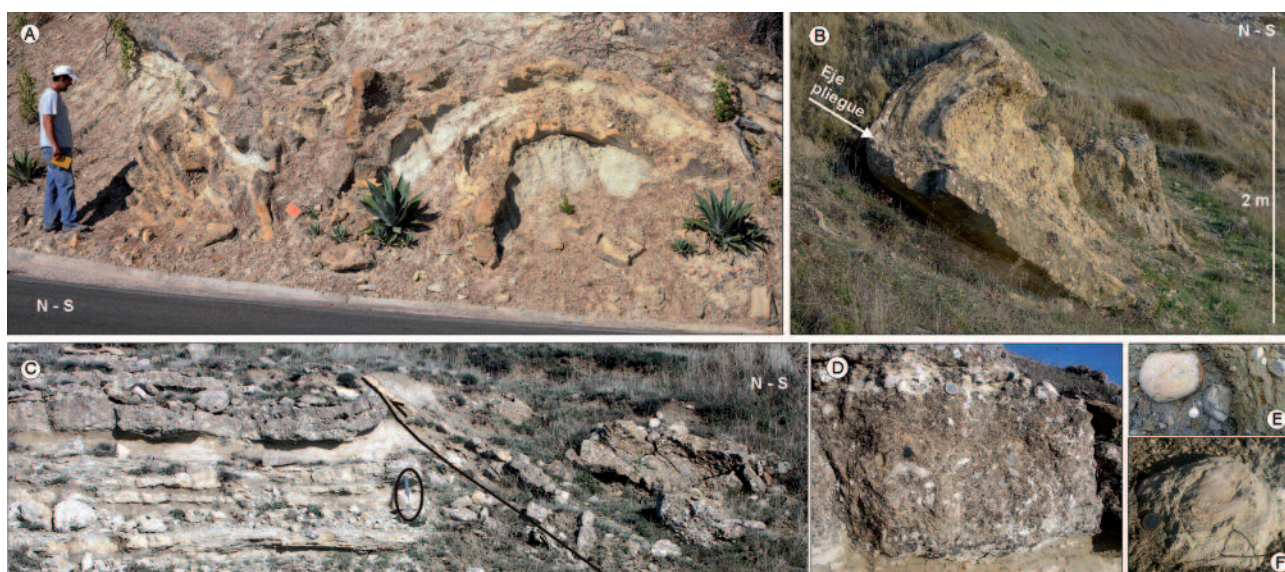
Fig. 9.- Evolución paleobatimétrica de las unidades estudiadas a partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos.

*G. apertura*). Debido al carácter parcialmente arenoso de las margas, resulta inviable realizar la cuantificación de *Globigerina* y *Neogloboquadrina* para definir cambios repetitivos en la estructura de la columna de agua. En lo que concierne a los bentónicos, los marcadores de paleobatimetría representados son *Cibicides pseudoungerianus*, *Cibicides ungerianus* y *Elphidium* spp, indicando la zona batial superior y nerítica, y una profundidad de agua similar a la del techo de la Unidad II (Fig. 9). Los sedimentos con los que termina la Unidad III en la sección de Iznatoraf son exclusivamente areniscosos. Los escasos puntos donde es posible realizar observaciones permiten reconocer bancos de areniscas masivos y con laminación horizontal, en algunos casos cortados por superficies erosivas. Estos depósitos no están deformados, sino que se disponen subhorizontales sobre el tramo inferior *slumpizado* arriba descrito.

En la sección compuesta de Úbeda-Sabiote, la Unidad III presenta un espesor de 15 a 20 m. Forma una megasecuencia de lotes decamétricos estrato-crecientes (Fig. 11A) de areniscas alternantes con margas hacia la parte basal y capas de arenisca amalgamadas hacia la parte superior. La potencia de cada capa de arenisca oscila desde pocos centímetros hasta más de 1 m de potencia y, cuando no aparecen amalgamadas, están separadas entre sí por niveles de arcillas limosas grises de espesor inferior a 5 cm. Comúnmente, la arenisca es masiva, se han identificado pocas y a menudo difusas estructuras de tipo tractivo en las que los granos aparecen organizados en láminas horizontales o cruzadas de bajo ángulo. Algunas capas de areniscas, de espesor centimétrico, presentan los granos organizados en láminas cruzadas en surco llegando, cuando la capa alcanza espesores métricos, a exhibir *sets* de estratificación cruzada planar con inclinación hacia el sur (Fig. 11B, C). La geometría de capa dominante es tabular aunque a techo de esta

unidad de areniscas aparecen cuerpos canalizados (Fig. 11D) rellenos de areniscas con laminación cruzada simétrica que alternan con limos en secuencias grano y estrato-decrecientes. Aparte de estas estructuras de tipo tractivo, la estructura dominante en estos depósitos son las concreciones de arenisca cementadas por calcita. Las concreciones tienden a aparecer hacia la parte media del estrato, se presentan discontinuas con morfologías ovoides o plano convexas hacia abajo, o bien con morfologías tabulares de gran continuidad lateral. En observación de campo las areniscas muestran escasos restos fósiles (lamelibranquios de concha fina) y abundantes trazas fósiles, tanto a muro como a techo del paquete de areniscas, especialmente en el contacto con los finos niveles de limos que aparecen entre las capas de areniscas. Las trazas fósiles dominantes son horizontales, aunque también se reconocen con desarrollo vertical. Restos de plantas y cantos carbonosos son abundantes en algunas capas.

En Begíjar, cerca de la estación abandonada de tren de esta localidad, aflora esta unidad, aquí predominantemente margosa y con intercalaciones de numerosos niveles de areniscas finas con espesores decimétricos (10-25 cm) limitados por superficies basales netas y erosivas, con escasas marcas de muro indicando sentidos de flujo hacia SW. Lateralmente tienen continuidad de decenas a centenares de metros. En la secuencia de estructuras sedimentarias completa de los niveles de areniscas se han podido reconocer hasta tres intervalos, aunque habitualmente sólo aparecen dos, que de abajo hacia arriba y en tendencia granulométrica grandodecreciente son: un intervalo basal masivo con cantos blandos (Sm), un intervalo intermedio con laminación planar (Sh) y un intervalo a techo con laminación cruzada de tipo *hummocky* (HCS). Trazas fósiles con desarrollo principalmente horizontal son comunes a techo del nivel de areniscas. Estructuras de deformación por es-



**Fig. 10.-** Unidad III – afloramiento de Iznatoraf. A. Alternancia de limos, arenas y brechas intraformacionales con estratos contorsionados (persona de escala); B. Detalle de la charnela de una capa de brechas plegada; C. Depósitos sin deformar, a la izquierda de la imagen, y los mismos depósitos afectados por diferentes estructuras de deformación: pliegues y falla inversa (martillo de escala); D. Capa de brechas carbonatadas soportadas por la matriz (moneda de escala); E. Detalle de la pobre selección de la trama soportada por matriz en la que se identifican clastos angulosos y un clasto redondeado perforado por litófagos; F. Detalle de un ostreido de grandes dimensiones contenido en las brechas de Iznatoraf.



**Fig. 11.-** Unidad III – afloramientos de Úbeda y Sabiote. A. Lotes de capas de arenisca de espesor decamétrico y organización estratocreciente de la Unidad III al pie del Castillo de Sabiote; B y C. Foto e interpretación de los depósitos de la Unidad III expuestos bajo la muralla de Úbeda. Obsérvese la organización de capas estratocreciente que termina a techo con una capa de arenisca mostrando estratificación cruzada y un cuerpo canalizado; D. Canal encajado sobre los depósitos somitales de la Unidad III expuesto en el afloramiento de Sabiote (persona de escala); E. Detalle de los depósitos organizados en secuencia estrato y granodecreciente de relleno del canal (ver foto D) en la que se observa laminación ondulada simétrica (moneda de escala).

cape de agua y por carga de tipo laminación contorsionada y estructuras almohadilladas afectan a estos niveles.

Las margas presentan un elevado contenido en fracción terrígena; solamente en niveles específicos, como ocurre en la muralla de Úbeda, los terrígenos son escasos (ver punto de muestreo d en la figura 2). En este caso, se ha podido identificar una variada asociación de foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos, con una relación P/P+B del 94%.

*Interpretación:* Los depósitos descritos en el afloramiento de Iznatoraf son interpretados como el resultado de flujos de derrubios que arrastran depósitos costeros, junto a material texturalmente inmaduro procedente del frente Prebético situado al sur. La estructura en estratos contorsionados y de brecha intraformacional de los depósitos, fo-

silizados por capas de areniscas no deformadas, ponen de manifiesto el plegamiento sinsedimentario de los depósitos a favor de una pendiente inclinada hacia el norte, según la vergencia del plegamiento. El importante aporte de sedimento terrígeno grosero e inmaduro, la fauna costera, el dominio de flujos gravitatorios de sedimento más o menos cohesivos y el carácter progradante a escala de las secuencias métricas granocrecientes son criterios que confirman la interpretación de Martínez del Olmo y Díaz-Merino (2004) sobre un medio deposicional de tipo deltaico. Por la inmadurez del depósito, añadiríamos que se trata de un abanico deltaico. Las características deposicionales de esta unidad, en los afloramientos de Sabiote y Úbeda, son interpretadas como el resultado de la migración (lotes estratocrecientes de areniscas amalgamadas) y progradación de grandes cuerpos

arenosos multiconstruidos que acaban siendo incididos a techo por los propios canales distributarios del sedimento. Los sets de laminaciones cruzadas son interpretados como el resultado de la migración de dunas por acción de las mareas, y las estratificaciones cruzadas en los estratos más potentes representan la migración de barras mareales según la interpretación de García-García y Soria (2012), para unidades de arenas del Guadalquivir aflorantes al norte de la zona estudiada (afloramiento de Giribaile al N de Linares) y siguiendo modelos equivalentes aplicados a ejemplos Neógeno-Cuaternarios del Mediterráneo central (Longhitano y Nemeč, 2005; Longhitano *et al.*, 2010, 2011). Las arcillas limosas bioturbadas, intercaladas entre los bancos de areniscas, representarían el depósito durante periodos con nula energía.

Las especies mayoritarias de foraminíferos bentónicos marcadores de profundidad indican batimetrías más someras de 300 m (Fig. 9). La arena de tamaño medio y bien seleccionada (ausencia de láminas de finos *-mud drape-* en el banco de arenisca) y madura mineralógicamente (dominio de granos de cuarzo), la alta energía de las corrientes capaces de movilizar grandes cuerpos arenosos que se apilan en la vertical alternando con periodos de mínima energía (depósito de arcillas bioturbadas entre barras), la asimetría de las corrientes registrada en la migración unipolar de barras, son criterios que apuntan a un ambiente sedimentario de rampa interna siliciclástica dominada por la acción mareal donde las concentraciones de sedimento fino en suspensión son muy bajas (Longhitano y Nemeč, 2005; Reynaud y Dalrymple, 2012).

Los niveles finos de areniscas intercalados entre margas que aparecen en la Estación de Begíjar son interpretados como niveles de tempestitas, de acuerdo con el cortejo de estructuras sedimentarias, que se depositaron entre el nivel de base del oleaje de buen tiempo y el nivel de base del oleaje de tormenta, según los modelos clásicos de Walker (1979), Cheel (1991) y Branchley *et al.* (1993). La alternancia de laminación planar, que implica tracción y tasas bajas de decantación de granos, y la laminación cruzada de tipo *hummocky* (HCS) sugieren como mecanismo de transporte y depósito un flujo que varía de oscilatorio puro de alta energía a flujo combinado conducido por tormentas (Dott y Bourgois, 1982; Duke, 1985; Duke *et al.*, 1991). Las estructuras de tipo HCS generadas en experimentos de laboratorio son producidas por flujos combinados con componente oscilatoria de largo periodo en medios de aguas abiertas (Dumas *et al.*, 2005). Los clastos blandos de margas y las superficies internas de erosión implican flujos inestables de erosión y depósito. La abundancia de restos de plantas en el sedimento sugiere la proximidad de áreas continentales y aporte fluvial directo desde el continente (Mulder y Alexander, 2001).

*Edad:* En cuanto a la edad de la Unidad III, las asociaciones de foraminíferos planctónicos de las muestras analizadas en las secciones de Iznatoraf y Úbeda-Sabiote indican que son coincidentes en la posición bioestratigráfica. En ambas secciones la presencia de *N. acostaensis* de enrollamiento sinistrorso indica, dentro del Tortoniense, la parte superior de la biozona MMi11, de una edad más moderna que 9.54 Ma (Fig. 3).

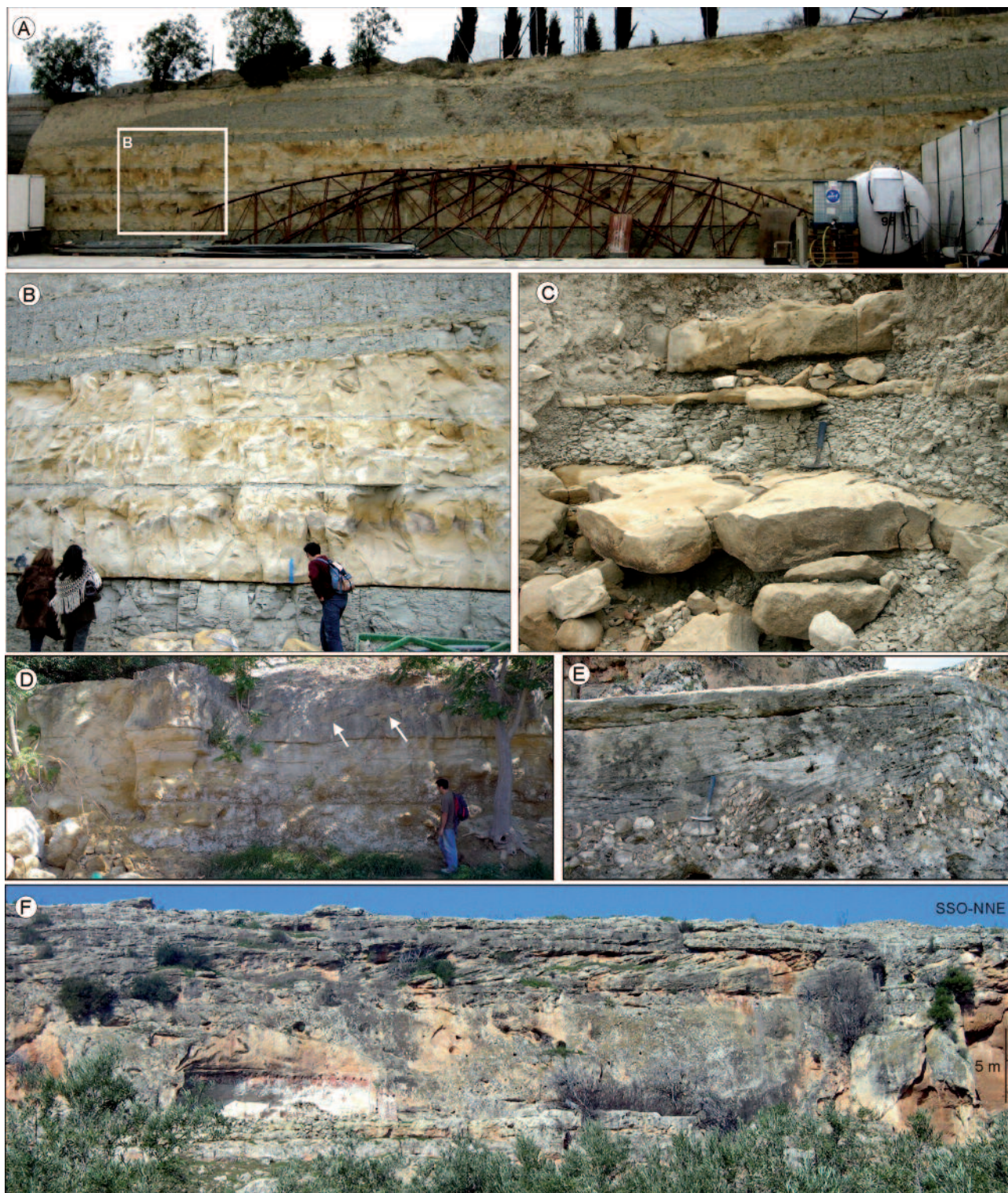
#### Unidad IV

*Descripción:* Forma una sucesión de 170 m de espesor dominada por margas, que sucede de forma neta, no transicional, a la unidad arenosa infrayacente. Dentro de las margas se presentan tres intervalos multiconstruidos de arenas, denominados como tramos areniscosos de Begíjar 1 (BG1), Begíjar 2 (BG2) y Baeza (BZ). Estos paquetes de areniscas se suceden en la vertical únicamente en la sección de Begíjar (Fig. 3), donde han sido objeto de estudio. Las facies margosas de esta unidad contienen una variada asociación de foraminíferos planctónicos y bentónicos, con una relación P/P+B que varía entre 70 y 98%. Son similares a las de la Unidad II, con intervalos alternantes de margas arcillosas y margas silíceas. El único rasgo que diferencia las unidades II y IV es el mayor desarrollo de los intervalos de margas arcillosas en la Unidad IV. Esta coincidencia litológica se manifiesta también en el contenido de microfósiles, especialmente en la concentración de radiolarios y *Neogloboquadrina* en los intervalos silíceos, y en el predominio de *Globigerina* en los intervalos margosos. Los tramos de areniscas más potentes intercalados en esta unidad margosa, denominados BG1, BG2 y BZ, desarrollan espesores de 4 a 5 m organizados en secuencias estratocrecientes (BG1 y BZ), y estratodecreciente (BG2) (Fig. 12A, B). Los bancos de areniscas son masivos y contienen cantos blandos y restos carbonosos. Se han identificado trazas fósiles tanto a muro como a techo de los bancos de areniscas en contacto con los delgados niveles de margas que separan las capas de areniscas. Debajo de los paquetes de arenas más potentes y amalgamados, en las secuencias estratocrecientes de BG1 y BZ, aparecen niveles finos de areniscas intercalados entre margas (Fig. 12C). Descritos en los bancos de areniscas de las unidades infrayacentes, también son estructuras ubicuas en estos bancos de areniscas las concreciones con morfologías tabulares de gran continuidad lateral y morfologías ovoides discontinuas (Fig. 12D).

*Interpretación:* El porcentaje en especies marcadoras de aguas frías-eutróficas (*G. bulloides* y *Neogloboquadrina*) excede al de especies propias de aguas cálidas-oligotróficas (*Globigerinoides* y *G. apertura*). Todo ello nos lleva a plantear que el modelo de cambios repetitivos en la estructura de estratificación del agua y de distribución de nutrientes sugerido para la Unidad II puede hacerse extensivo a la Unidad IV. En cuanto a la batimetría (Fig. 9), resulta significativo que a lo largo de toda la Unidad IV se detectan especies de foraminíferos bentónicos marcadoras de aguas muy profundas típicas de las zonas batial y abisal (*Cibicides wuellerstorfi* y *Uvigerina hispida*), coexistentes con otras más someras propias de la zona batial superior y nerítica (*Gyroidina* spp y *Cibicides pachyderma*). Los rasgos sedimentarios de las areniscas también presentan gran similitud con los descritos en la Unidad III, salvo por la ausencia de estructuras de tipo tractivo, quizás debido a la buena selección de la arena, que impide la segregación de los granos en función de la energía del medio y, por tanto, el registro de estructuras tractivas. No hay criterios sedimentológicos que nos permitan asignar a estos paquetes de

areniscas procesos deposicionales diferentes a los descritos en la Unidad III. Existe por tanto un importante contraste paleobatimétrico entre las margas depositadas en

medios profundos y las areniscas suprayacentes de medios someros a las que se aludirá en el siguiente capítulo sobre el control sedimentario de las arenas.



**Fig. 12.-** Unidad IV. A. Panorámica del tramo de arenisca BG2 intercalado entre margas en la localidad de Begíjar; B. Detalle de la fotografía anterior en la que se muestra la organización estratodecreciente de BG2 (personas de escala); C. Niveles finos de arenisca intercalados entre margas (martillo de escala); D. Tramo de arenisca BZ en la localidad de Baeza, en el que se observa la organización vertical estratocreciente. Obsérvese las estructuras concrecionales con formas elipsoidales hacia el centro de la capa más potente situada a techo del paquete de areniscas (señaladas con flechas, persona de escala); E. Arenisca con laminación cruzada bidireccional tipo *herringbone* sobre depósitos conglomeráticos (afloramiento de Giribaile, E de Linares) (martillo de escala); F. Intervalo de arenisca con varios *sets* de estratificaciones cruzadas superpuestas (tramo de 5 m de potencia en la parte superior del escarpe) (afloramiento de Giribaile, E de Linares).

*Edad:* En referencia a la edad de la Unidad IV, en su parte inferior se ha determinado la primera aparición regular de *Globigerinoides extremus*. Este es un suceso bioestratigráfico que marca la base de la biozona MMi12, con una edad de 8.35 Ma (ATNTS2004). Aproximadamente a la mitad de la unidad, en las muestras BZA6 y BG6, (esta última inmediatamente debajo de la muestra Bej5; ver posición en la figura 3), aparece una entrada (*influx*) de formas típicas de *Globorotalia conomiozea* y *Globorotalia mediterranea*, que coexisten con *Sphaeroidinellopsis seminulina*. La presencia conjunta de estas especies define un evento singular calibrado en 7.89 Ma (Krijgsman *et al.*, 2000). Este evento está documentado en otras cuencas béticas, como las de Lorca (Krijgsman *et al.*, 2000), Bajo Segura (Corbí, 2010), Guadix (Hüsing *et al.*, 2010) y Granada (Corbí *et al.*, 2012), y ahora ilustrado por primera vez en la Cuenca del Guadalquivir.

### Modelo y control sedimentario de las arenas (Unidades III y IV) del Guadalquivir (sector nororiental)

La buena selección de la arena, su madurez mineralógica y la abundancia de formas planctónicas, confirman la interpretación de estos cuerpos de arenas en ambientes de rampa relativamente alejada de la costa, de manera que las corrientes más energéticas pueden alcanzar a remobilizar el fondo e incluso ser capaces de erosionar los bancos de arenas. La gran continuidad lateral de los cuerpos areniscos, con extensiones de decenas de kilómetros (p.ej. Unidad III), la buena selección de las arenas, aunque entre ellas aparezcan niveles margosos bioturbados con fauna pelágica, el registro de la migración de megarripples y dunas subacuosas y la existencia de canales subacuosos, especialmente a techo de la unidad, son rasgos sedimentarios que coinciden con las crestas arenosas (*offshore sand ridges*) de las modernas plataformas dominadas por la acción mixta de fuertes corrientes mareales y oleaje de tormentas (Reynaud and Dalrymple, 2012). Estas crestas arenosas son construidas, en los sectores dominados por las mareas, por el apilamiento de dunas y barras mareales que se nutren desde las zonas costeras durante el retorno de la marea. Este apilamiento de dunas mareales está claramente representado en sectores donde el flujo mareal se acelera como en estrechos o bahías en posiciones marginales de la cuenca (p.ej. afloramiento de Giribaile, Fig. 12E, F). Sin embargo en sectores de cuenca franca abierta donde se produjo, a tenor de la fauna planctónica, el depósito de las arenas de Úbeda-Begíjar, las corrientes mareales no son aceleradas y su capacidad de movilización del fondo es reducida. La migración de barras en el área de estudio es predominantemente hacia el sur (afloramiento de Úbeda), por lo que son los sistemas costeros del margen norte la fuente principal de arena, hipótesis confirmada por la naturaleza cuarzosa y feldespática de los principales componentes minerales de las arenas, afin a las rocas metamórficas e ígneas del Macizo Ibérico y a las areniscas de la Cobertera Tabular Triásica que configuran el margen norte de la cuenca. Los cuerpos deltaicos descritos en el margen norte y, sobre los que se instalan, transgresivos,

estos mismos depósitos mareales (ver Santisteban-Navarro y Martín-Serrano, 1991; García-García *et al.*, 2003; García-García y Soria, 2012) son los sistemas costeros que desde las áreas emergidas del Macizo Ibérico y Cobertera Tabular transfirieron las arenas hasta áreas de plataforma relativamente alejadas de la costa, aunque no necesariamente profundas como pone de manifiesto la relación P/P+B. El transporte de las arenas a través de los sistemas deltaicos septentrionales hasta ambientes de rampa debió ser rápido, como pone en evidencia el alto contenido de restos vegetales de los bancos de areniscas. Los cuerpos canalizados que puntualmente se reconocen en la parte superior de los bancos arenosos (p.ej. canal de Sabiote) son interpretados como rellenos de cicatrices de erosión en la parte superior de estos bancos arenosos, probablemente someros, por tormentas, como se ha documentado en unidades arenosas también del Tortoniense Superior al sur del área estudiada (Reolid *et al.*, 2012). La arenas remobilizadas por las tormentas son distalmente resedimentadas hacia el oeste (las estructuras de muro indican sentidos hacia suroeste y noroeste) en forma de tempestitas embebidas en margas pelágicas (afloramiento de la Estación de Begíjar). La acción del oleaje de tormentas sobre estas rampas arenosas ya había sido apuntada por Molina *et al.* (1998) para la unidad de areniscas de Porcuna.

La reducida extensión del afloramiento de Iznatoraf y la naturaleza carbonatada de los clastos que nutren este abanico deltaico de reducidas dimensiones no justifican la interpretación de Martínez del Olmo y Díaz-Merino (2004) de este abanico deltaico como un sistema de transferencia a los cuerpos arenosos del Guadalquivir, formados por granos de diferente naturaleza mineralógica que la de los que componen el delta de Iznatoraf. La instalación del sistema deltaico de Iznatoraf alrededor de 9 Ma marca, sin embargo, un hito en la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir. La somerización que registra este dispositivo deltaico, debida a la emersión parcial del Frente Bético, marca el inicio de la instalación de estas rampas siliciclásticas alejadas de la línea de costa, con sedimentación margosa, pero someras respecto a la Unidad II, donde puntualmente migraron grandes bancos de arenas por acción mixta de corrientes mareales y oleaje de tormentas.

El tránsito en la vertical de los cuerpos arenosos del Guadalquivir a las margas pelágicas suprayacentes es brusco. Esta profundización de la plataforma responde a eventos transgresivos que, en afloramientos del margen norte de la cuenca, quedan registrados por el paso brusco en la vertical de depósitos costeros a sedimentos de plataforma mareal (García-García y Soria, 2012). Este rápido ascenso relativo del nivel del mar provocaría la inactividad de estos cuerpos arenosos, que quedarían batimétricamente lejos del alcance de las corrientes mareales. Esta disposición estratigráfica y los rasgos sedimentológicos arriba descritos hacen de estas lentes de arenisca bien seleccionadas y de geometría elongada, potenciales almacenes de agua, gas o petróleo, al quedar completamente aisladas entre las margas, que actúan de sello, haciéndolas especialmente atractivas para las compañías de explotación de agua o hidrocarburos.

La disposición estructural de las unidades II a IV (los afloramientos de la Unidad I son muy reducidos y aparecen rellenando paleorrelieves instalados en el basamento) revela una progresiva disminución del buzamiento de las unidades en sentido ascendente. Las unidades II y III presentan buzamientos hacia el NW (ver figura 5) que, como se observa en los paquetes de areniscas de la Unidad III, van atenuando su inclinación hasta los tramos de areniscas de la Unidad IV, que se disponen subhorizontales. Esta arquitectura estratigráfica, interpretada por algunos autores como de carácter deposicional revelando la arquitectura progradante de una plataforma hacia el oeste, siguiendo la retirada del mar Mio-Plioceno (Sierro *et al.*, 1996), es aquí interpretada como una discordancia progresiva Tortoniense controlada tectónicamente por el avance del Frente Bético. Algunas evidencias que apoyan el control tectónico sobre la geometría de la sucesión son: los depósitos de la Unidad II se encuentran pinzados entre las escamas del Arco de Cazorra-Alcaraz; las estructuras de deformación sinsedimentaria de la base de la Unidad III (*megaslump* de Iznatoraf) y las bruscas somerizaciones en la sucesión. Estas somerizaciones quedan registradas por las cuñas de areniscas que se superponen de forma neta a las margas profundas y que interpretamos como cuñas de regresión forzada por el avance hacia el norte del Frente Bético.

## Conclusiones

El estudio sedimentológico y micropaleontológico de las unidades litoestratigráficas del sector nororiental de la Cuenca del Guadalquivir ha permitido precisar cuatro aspectos cruciales para comprender la evolución sedimentaria y paleoambiental de esta cuenca de antepaís.

Los datos bioestratigráficos basados en foraminíferos planctónicos indican que las unidades estratigráficas más antiguas de la cuenca abarcan temporalmente entre 10 y 7.89 Ma. Esta datación marca el inicio de la sedimentación del Tortoniense.

El análisis de la microfauna planctónica contenida en las potentes unidades de facies margosas pelágicas refleja un contexto dominante de aguas superficiales frías-eutróficas. El carácter rítmico de los sedimentos pelágicos, definido por una alternancia de margas arcillosas y silíceas, está expresado también por cambios repetitivos en la estructura y distribución de nutrientes de la columna de agua.

La asociación de foraminíferos bentónicos define condiciones batimétricas diferentes. Las asociaciones de mayor profundidad, que corresponden a dominios batiales-abisales, están registradas en la mayor parte de las unidades dominadas por margas pelágicas. Las asociaciones más someras, típicas del dominio nerítico y batial superior, están registradas en las unidades dominadas por areniscas.

Para las unidades de areniscas se ha propuesto una alternativa al modelo turbidítico clásico, extrapolado desde estudios de subsuelo. Los tramos de areniscas son aquí interpretados como grandes bancos de arenas multiconstruidos y nutridos desde sistemas deltaicos adosados al margen norte. La migración de estos bancos de areniscas estuvo controlada por la acción mixta de las mareas y el oleaje de

tormenta, y se produjo en contextos de rampa siliciclástica somera y alejada de la línea de costa.

La instalación de estas rampas, que se extienden durante, al menos, todo el Tortoniense Superior (MMi12), se inició hacia finales del Tortoniense Inferior (MMi11) cuando la emersión parcial del Frente Bético quedó registrada en la cuenca con una somerización regional y la instalación del sistema deltaico de Iznatoraf. Los paquetes de arenisca de las Unidades III y IV representan cuñas de regresión forzada por el avance del Frente Bético que, al menos en el sector nororiental del Guadalquivir, se prolongó durante todo el Tortoniense.

## Agradecimientos

Este trabajo está dedicado al Profesor Juan Antonio Vera Torres, quien nos infundió la vocación por la Estratigrafía ya desde las etapas tempranas de nuestra formación geológica. El estudio se ha financiado por el Proyecto de Investigación CGL2009-07830/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia, y Fondos Europeos de Desarrollo Regional-FEDER) y por el Grupo de Investigación RNM-200 (F.G.) de la Junta de Andalucía. Agradecemos los comentarios de los dos revisores, los Dres. Antonio Guerra-Merchán y Jorge Civis Llovera, que han mejorado sustancialmente la calidad científica del manuscrito original.

## Referencias

- Alfaro, P., Molina, J.M., Moretti, M. y Soria, J.M. (1996): Estructuras sedimentarias de deformación originadas por licuefacción en depósitos de tormentas (Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, 20 (2): 311-314.
- Antonarakou A., Drinia H., Tsaparos N. y Dermizakis M.D. (2007): Micropaleontological parameters as proxies of late Miocene surface water properties and paleoclimate in Gavdos Island, eastern Mediterranean. *Geodiversitas*, 29 (3): 379-399.
- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K. y Stromberg, S.G. (1993): The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.
- Cheel, R.J. (1991): Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 102-110.
- Corbí, H. (2010): Los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la Crisis de salinidad del Mediterráneo. Tesis Doctoral, Univ. de Alicante.
- Corbí, H., Lancis, C., García-García, F., Pina, J.A., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E. y Viseras, C. (2012): Updating the marine biostratigraphy of the Granada Basin (central Betic Cordillera). Insight for the Late Miocene palaeogeographic evolution of the Atlantic – Mediterranean seaway. *Geobios*, 45: 249-263.
- Dott, R.H. y Bourgois, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, 93: 663-668.
- Drinia, H., Antonarakou, A. y Dermizakis, M. (2003): Planktonic foraminiferal ecozones: response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the eastern Mediterranean Sea. *Mediterranean Marine Science*, 4/2: 21-38.



- Duke, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32: 167-194.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19: 625-628.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. y Southard, J.B. (2005): Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 501-513.
- García-García, F., Castro, J.M., Rey, J. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2003): Sistemas de delta y plataforma en el Tortonense del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir (NE de Linares, provincia de Jaén). *Geotemas*, 5: 71-74.
- García-García, F. y Soria, J.M. (2012): Registro sedimentario de la influencia mareal en depósitos marinos someros durante la conexión Atlántico-Mediterránea del Tortonense Superior (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 52: 65-68.
- González-Delgado, J.A., Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Ledesma, S., Sierro, F.J., Zazo, C. (2004): Cuenca del Guadalquivir. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 543-550.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E. y Zachariasse, W.J. (2000): Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Marine Micropaleontology*, 38: 181-211.
- Hüsing, S.K., Oms, O., Agustí, J., Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W. y Zachariasse, W.J. (2010): On the late Miocene closure of the Mediterranean-Atlantic gateway through the Guadix basin (southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 167-179.
- ITGE (1990): Documentos sobre la Geología del subsuelo de España, Tomo I, Introducción: Guadalquivir – Golfo de Cádiz, 28 p.
- Longhitano, S.G., Chiarella, D., Di Stefano, A., Messina, C., Sabato, L. y Tropeano, M. (2011): Tidal signatures in Neogene to Quaternary mixed deposits of southern Italy straits and bays. *Sedimentary Geology*, 279: 74-96.
- Longhitano, S.G. y Nemeč, W. (2005): Statistical analysis of bed-thickness variation in a Tortonian succession of biocalcarenic tidal dunes, Amantea Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentary Geology*, 179:195-224.
- Longhitano, S.G., Sabato, L., Tropeano, M. y Gallicchio, S. (2010): A mixed bioclastic-siliciclastic flood-tidal delta in a microtidal setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (Pliocene, southern Apennine, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 80: 36-53.
- López Garrido, A.C. (1971): Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaén. Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. (2004): The Neogene period. En: *A geologic Time Scale* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg y A.G. Smith, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 409-440.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C. y Zachariasse, W.J. (2000): The “Tortonian Salinity Crisis” of the eastern Betics (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 181: 497-511.
- Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret, J., Serrano, A. y Suárez Alba, J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. En: *I Congreso Español de Geología*, 1: 199-213.
- Martínez del Olmo, W. (2004): La exploración de hidrocarburos en el Terciario de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3): 411-426.
- Martínez del Olmo, W. y Díaz Merino, C. (2004): El delta de Iznatoraf y las turbiditas de la Fm. Arenas del Guadalquivir. *Geotemas*, 6(2): 87-90.
- Molina, J.M., Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1998): Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, 10: 145-150.
- Mulder, T. y Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Reolid, M., García-García, F., Tomasovych, A. y Soria, J.M. (2012): Thick brachiopod Shell concentrations from prodelta and siliciclastic ramp in a Tortonian Atlantic-Mediterranean strait (Miocene, Guadix Basin, southern Spain). *Facies*, 58: 549-571.
- Reynaud, J.Y. y Dalrymple, R.W. (2012): Shallow-marine tidal deposits. En: *Principles of Tidal Sedimentology* (R. A. Davis, Jr. y R. W. Dalrymple, Eds.). Springer, 335-369.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional model of the Guadalquivir – Gulf of Cádiz Tertiary Basin. En: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*, (P.F. Friend y C.J. Dabrio Eds.), Cambridge University Press, 339-345.
- Roldán, F.J. (1988): Estudio geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada.
- Santisteban-Navarro, J.I. y Martín-Serrano, A. (1991): Neogene fan deltas in the northern Guadalquivir basin (Andújar, Jaén, Spain). En: Dinámica de deltas de grano grueso (C.J. Dabrio, C. Zazo y J.L. Goy, Eds.). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15: 163-183.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta de Geología Hispánica*, 26: 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Schweizer, M. (2006): Evolution and molecular phylogeny of *Cibicides* and *Uvigerina* (Rotaliida, Foraminifera). *Geologica Ultraiectina*, 1-261.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C., Flores, J.A. y Civis, J. (1992): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). En: *III Congreso Geológico de España*. Guía de las excursiones geológicas, 180-236.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain) En: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio Eds). Cambridge University Press, 339-345.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G., Vazquez, A., Utrilla, R., Zammarreño, I., Erlenkeuser, H. y Barcena, M.A. (2003): Orbitally-controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 289-316.
- Suárez, J., Martínez del Olmo, W., Serrano, A. y Lleret, G. (1989): Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del Valle del Guadalquivir. *Libro Homenaje R. Soler, AGGEP*, 123-132.
- Turco, E., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Shackleton, N.J. y Zachariasse, W.J. (2001): Punctuated evolution of global climate cooling during the Late Middle to Early Late Miocene:

- High-resolution planktonic foraminiferal and oxygen isotope records from the Mediterranean. *Paleoceanography* 16 (4): 405-423.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Kouwenhoven, T.J. y van der Zwaan, G.J. (2005): Paleobathymetry in the backstripping procedure: correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221 (3-4): 245-265.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(1-2): 345-373.
- Walker, R.G. (1979): Shallow marine sands En: *Facies Models* (R.G.Walker, Ed.) Canada, Reprint Series 1, 75-89.
- Wright, R. (1978): Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic foraminifers from DSDP Leg 42A. *Init. Repts. DSDP* 42, 837-847.
- Zapatero, M.A., Reyes, J.L., Martínez, R., Suárez, I., Arenillas, A. y Perucha, M.A. (2009): *Estudio preliminar de las formaciones favorables para el almacenamiento de CO<sub>2</sub> en España*. IGME, 135 p.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 16-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 24-01-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 27-01-2014