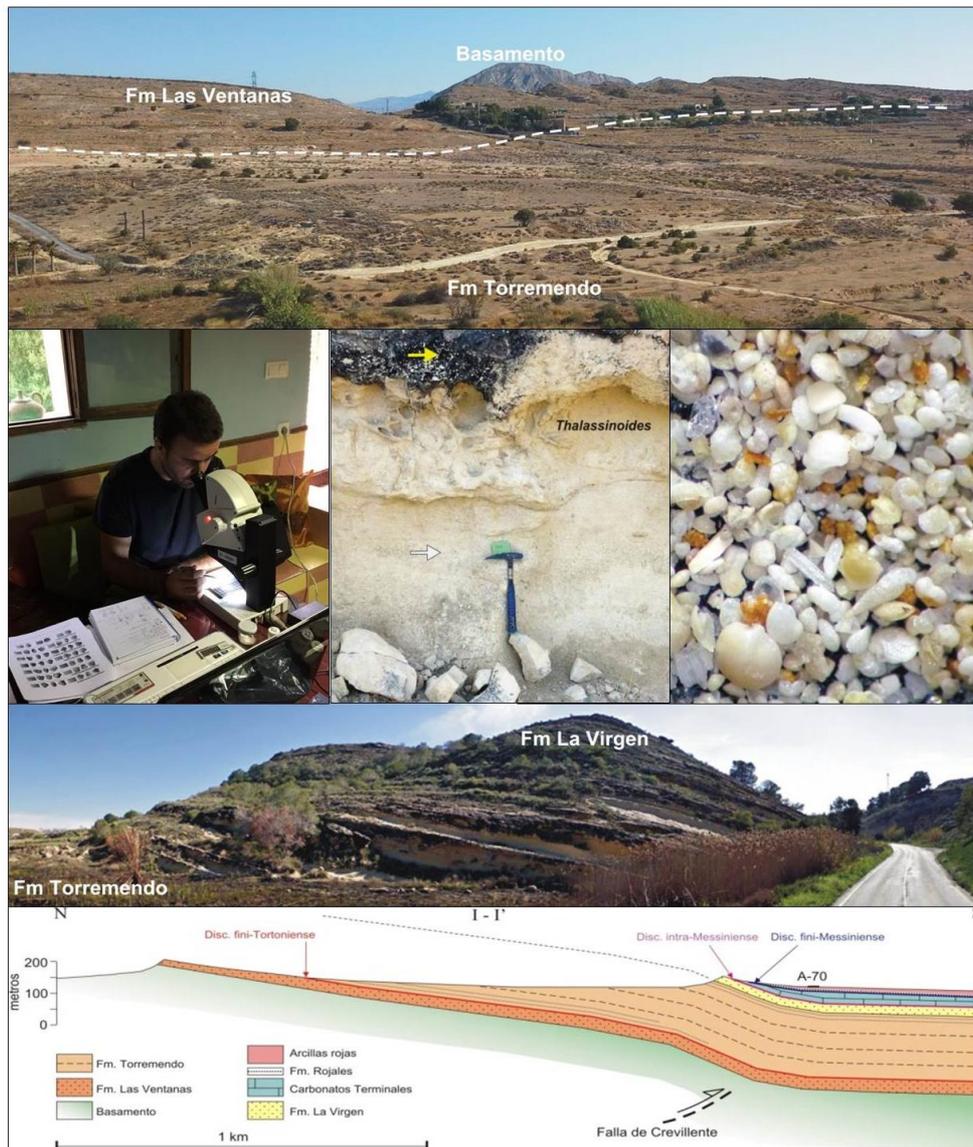


La sección de Torrellano (Mioceno Superior – Plioceno, Cuenca del Bajo Segura, Cordillera Bética Oriental): estratigrafía general y bioestratigrafía mediante foraminíferos planctónicos

PRESENTA: JUAN JOSÉ PERAL LOZANO

DIRECTOR: JESÚS MIGUEL SORIA MINGORANCE



TRABAJO FINAL DE MÁSTER
MÁSTER EN PALEONTOLOGÍA APLICADA

ÍNDICE

Abstract	1
1. Introducción	2
2. Metodología	3
3. Contexto geológico regional	5
4. Arquitectura estratigráfica de la Cuenca del Bajo Segura	6
5. Estratigrafía de la sección de Torrellano	8
6. Bioestratigrafía de la Formación Torremendo	17
7. Biozonación de la Formación Torremendo	20
8. Conclusiones	22
Agradecimientos	23
Referencias	24

La sección de Torrellano (Mioceno Superior – Plioceno, Cuenca del Bajo Segura, Cordillera Bética Oriental): estratigrafía general y bioestratigrafía mediante foraminíferos planctónicos

Juan José Peral Lozano

Resumen

En este trabajo se estudia la sección estratigráfica de Torrellano, ubicada en el sector norte de la cuenca neógena del Bajo Segura. El objetivo del mismo es ilustrar los rasgos estratigráficos de los sintemas Tortoniense-Messiniense I (T-MI), Messiniense II (MII) y Plioceno (P) de la sección estudiada. Además se ha realizado un análisis bioestratigráfico mediante foraminíferos planctónicos del sintema T-MI, que resulta clave para precisar, por un lado las condiciones ambientales que reinaron en la cuenca previamente al climax de la Crisis de Salinidad del Mediterráneo, y por otro lado, el momento en el que se inicia la misma. Se han descrito los rasgos litológicos de la sección, y tomando como referencia básica la escala de Lourens et al. (2004; ATNTS2004), se han identificado un total de seis bioeventos correspondientes a las subzonas MMi12b (Tortoniense superior) y MMi13a+b (Messiniense).

Abstract

In the present work, the Torrellano's stratigraphic section has been studied. This section is located in the northern part of the Neogene basin of the Bajo Segura. The aim is to illustrate the stratigraphic features of Tortonian-Messinian I (T-MI), Messinian II (MII) and Pliocene (P) synthem of the studied section. In addition to that, a biostratigraphic analysis of T-MI synthem by planktonic foraminifera has been made. This is crucial to specify, by one hand, the environmental conditions that dominated in the basin prior to the climax of the Mediterranean Salinity Crisis and, on the other hand, the moment that it started. The litological features of the studied section have been described and, taking Lourens et al. (2004; ATNTS2004) scale as basic reference, six bioevents corresponding to the MMi12b (Tortonian) and MMi13a b (Messinian) subzones have been identified.

1. Introducción

La cuenca neógena del Bajo Segura contiene uno de los registros estratigráficos más completos de los antiguos márgenes del Mediterráneo Occidental (Corbí y Soria, 2016). En los últimos años, esta cuenca ha sido objeto de numerosos estudios centrados en dos acontecimientos especialmente relevantes en la historia reciente del Mediterráneo. Uno es la Crisis de Salinidad del Messiniense, cuyas principales manifestaciones son, de un lado la precipitación de evaporitas y de otro la formación de la superficie (o superficies) erosiva asociada a la posible desecación del Mediterráneo. El otro acontecimiento es la reinundación del Mediterráneo a inicios del Plioceno, evento catastrófico que marca el definitivo final de la Crisis de Salinidad. Para el caso concreto de la Cuenca del Bajo Segura, ambos sucesos han sido ilustrados y discutidos en los trabajos de Calvet et al., (1996), Feldmann y McKenzie (1997), Caracuel et al. (2004 y 2011), Soria et al. (2005 y 2008), Corbí (2010), García-García et al. (2011), Lancis et al. (2015), Corbí et al. (2016), entre otros muchos. En base a estos estudios, se han establecido tres fases principales en la historia de la Crisis de Salinidad: pre-evaporítica, sin-evaporítica, y post-evaporítica, registradas, respectivamente, por los sintemas Tortoniense – Messiniense I (T-MI), Messiniense II (MII) y Plioceno (P). El presente trabajo tiene dos objetivos. El primero, de carácter general, es ilustrar los rasgos estratigráficos de estos tres sintemas en la sección de Torrellano, localizada en el sector norte de la cuenca. El segundo, de carácter específico, es el análisis bioestratigráfico mediante foraminíferos planctónicos del sintema T-MI, que resulta clave para precisar, de una parte las condiciones ambientales que reinaron en la cuenca mediterránea previamente al climax de la Crisis, y de otra el momento en el cual se inicia la misma. En torno a estos dos últimos aspectos se han aportado numerosos datos en las clásicas secciones de Garruchal, La Pedrera y San Miguel de Salinas (Soria et al., 2008, Corbí et al., 2016), todas ellas localizadas en el sector sur de la Cuenca del Bajo Segura, y donde el sintema T-MI (pre-evaporítico) presenta su máximo espesor. La sección de Torrellano, a la cual se dedica este trabajo, ha sido elegida básicamente para completar los datos ya existentes, con la singularidad de ser la primera del sector norte de la cuenca en la cual se ensaya una calibración temporal de todo el sintema T-MI. Este es el primer paso para posteriores estudios relacionados con la evolución paleoambiental del sintema.

Para esta calibración temporal se ha usado como herramienta principal la bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos, siguiendo los mismos criterios aplicados en las otras secciones de la cuenca anteriormente indicadas.

2. Metodología

En líneas generales el estudio llevado a cabo consta de tres fases que corresponden al trabajo desarrollado en campo, laboratorio y gabinete respectivamente. Asimismo, durante todo el desarrollo de la investigación se ha realizado una revisión exhaustiva de la bibliografía relacionada con la estratigrafía, sedimentología y paleontología de la zona de estudio.

2.1. Trabajo de campo

Durante el trabajo de campo se procedió a la caracterización estratigráfica y muestreo de los materiales neógenos. Para ello se han seguido las siguientes fases:

a) Exploración, identificación y selección de los afloramientos más apropiados para el estudio micropaleontológico.

b) Levantamiento de la sección estratigráfica de Torrellano.

c) Muestreo de la Formación Torremendo, extrayendo aproximadamente 1 Kg de sedimento para cada una de las 33 muestras estudiadas. Cada uno de los puntos de muestreo fue fotografiado y geolocalizado con coordenadas UTM usando GPS, para luego poder ubicarlos en la serie estratigráfica general. Además se realizaron descripciones litológicas, atendiendo a posibles restos de macrofósiles y trazas fósiles.

2.2. Trabajo de laboratorio

El material recogido en campo fue procesado en el laboratorio de acuerdo con las siguientes etapas:

a) Levigado y preparación de las muestras

El levigado se ha realizado siguiendo el protocolo establecido por Caracuel et al. (2007), donde, en primer lugar, se procede a disgregar la muestra sumergiendo una parte de la misma (500 gramos) en agua o en una disolución de H₂O₂ (110 volúmenes) y polifosfato sódico (NaPO₃)_n. De esta forma, se consigue,

tras un tiempo variable (desde unas horas hasta un día), disgregar completamente la muestra. A continuación, mediante tamizado por vía húmeda, se obtienen tres fracciones de interés: > 0,5 mm, entre 0,5 y 0,125 mm, y entre 0,125 y 0,063 mm, de los cuales para el presente estudio sólo se utilizó la fracción retenida en el tamiz de 0,125 mm. Para el levigado se han usado tamices de 25 cm de diámetro de marca *CISA*. Habitualmente los componentes de estas fracciones, en especial los microfósiles, presentan partículas de arcilla adheridas, que incluso llegan a formar agregados. Por este motivo es conveniente realizar una limpieza de las fracciones, tratándolas con ultrasonidos en cubetas de marca *J.P Selecta*. Tras la realización de cada levigado se limpian los tamices con agua a presión y cepillado para evitar contaminaciones. Acto seguido se sumergen en una disolución de 5 % de azul de metileno, de forma que la fracción que haya podido quedar retenida en la malla quede teñida de azul y pueda ser reconocida en los siguientes levigados que se realicen con los mismos tamices.

b) Microscopía óptica

Todas las muestras estudiadas se han reconocido ópticamente utilizando lupas binoculares. La mayor parte de esta observación se ha realizado con una lupa *Nikon modelo SMZ1500*, que alcanza aumento máximo de 112,5 X. En menor medida se ha trabajado con una lupa *Leica modelo EZ4-D*. A continuación, se realiza la separación de los taxones de foraminíferos planctónicos, que resulten de interés para el posterior análisis bioestratigráfico de las muestras. Éstos son adheridos a los portas con pegamento de tipo Tragacanto para su posterior determinación.

c) Toma de fotografías de los ejemplares

Para la realización de las fotografías de las microfacies de la fracción arenosa (Fig. 6A, B y C) y de los ejemplares representativos para el estudio bioestratigráfico (Fig. 10), se ha utilizado una cámara fotográfica digital *Canon modelo Ixus 70*.

2.3. Trabajo de gabinete

En la primera fase de la investigación y, en menor medida, durante todo el desarrollo de la misma, se ha realizado una exhaustiva revisión bibliográfica de trabajos de carácter disciplinar o general, así como otros de índole más específica.

En una segunda fase, a medida que se obtenían datos estratigráfico-sedimentológicos de campo y, en paralelo, datos micropaleontológicos, se procedió a:

- a) Informatizar con el programa Excell® 2016 los datos de distribución de foraminíferos planctónicos.
- b) Dibujar en formato digital (programa Corel Draw® v.12) mapas geológicos, la sección estratigráfica y gráficos de distribución de foraminíferos planctónicos.
- c) Preparar la memoria final, realizada en Word® 2016.

3. Contexto geológico regional

La Cuenca del Bajo Segura se localiza en la terminación oriental de la Cordillera Bética. Esta cordillera forma parte del conjunto de cadenas u orógenos alpinos que circundan el Mediterráneo Occidental. Junto con el Rif, en el norte de África, definen el Arco de Gibraltar o Arco Bético-Rifeño (Fig. 1).

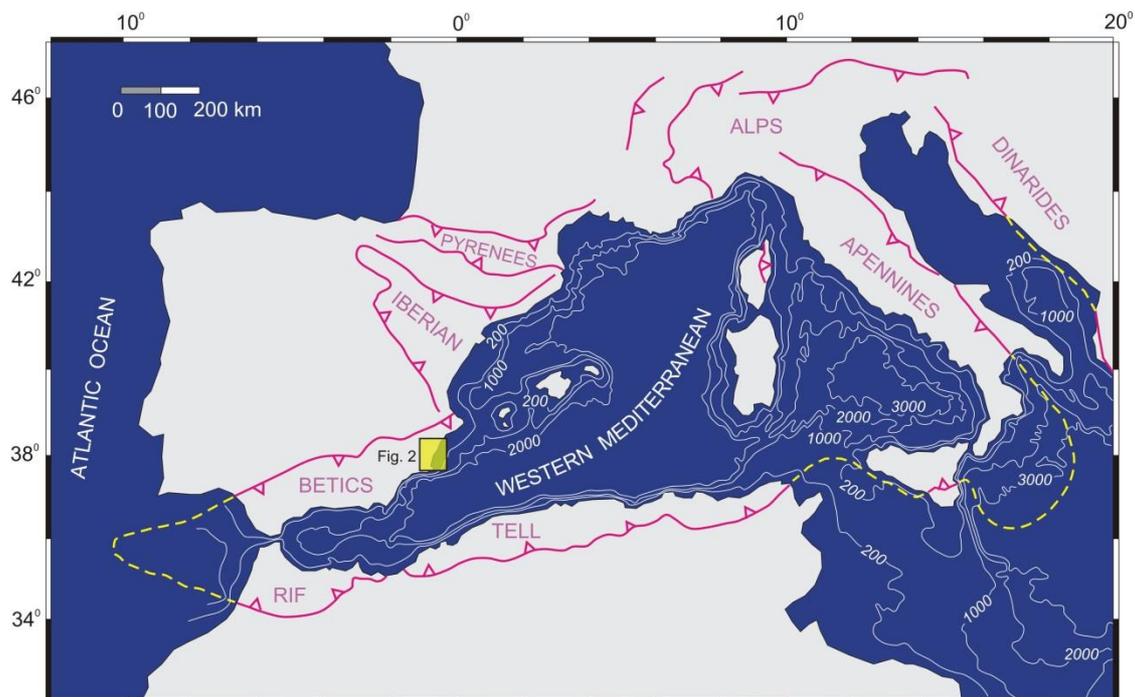


Figura 1. Esquema de las cadenas alpinas que circundan el Mediterráneo Occidental (modificado de Soria et al., 2005). El recuadro amarillo indica la posición de la Cuenca del Bajo Segura en la terminación oriental de la Cordillera Bética.

El relleno sedimentario de la cuenca abarca temporalmente desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario. El basamento de la cuenca está

representado tanto por unidades de las Zonas Internas (al sur) como de las Zonas Externas (al norte). Desde el punto de vista tectónico, la Cuenca del Bajo Segura presenta deformaciones asociadas tanto a la falla de Crevillente (al norte) como a la falla ciega del Bajo Segura y otras fallas y pliegues singénéticos a la misma (al sur). Es precisamente debido a estas deformaciones que hayan quedado levantados y expuestos los sedimentos que forman el relleno de la cuenca. Los afloramientos del relleno de cuenca se distribuyen en dos sectores principales: el sector norte y el sector sur, separados por el valle actualmente recorrido por el Río Segura (Fig. 2). El área de Torrellano se ubica en el sector norte, entre las localidades de Elche y Alicante.

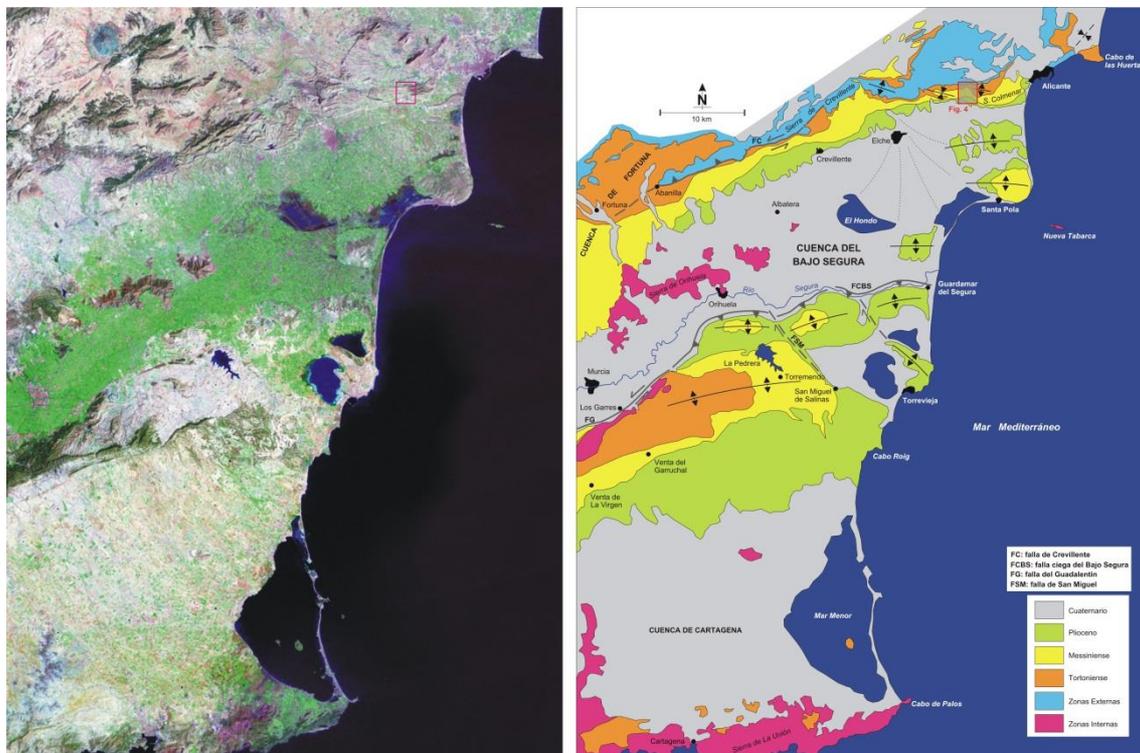


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la Cuenca del Bajo Segura con su correspondiente imagen satélite (simplificado de Corbí, 2010). El recuadro rojo marca la posición de la localidad de Torrellano en el sector norte de la cuenca, donde se centra el presente estudio.

4. Arquitectura estratigráfica de la Cuenca del Bajo Segura

El relleno sedimentario de esta cuenca abarca temporalmente desde el Tortoniano basal hasta el Cuaternario (Montenat, 1990). En lo referente al sector norte de la cuenca, donde se encuentra la localidad de Torrellano, el relleno sedimentario marino es mayoritariamente de edad Tortoniano superior –

Plioceno inferior. Para este lapso de tiempo, y según las recientes tendencias de organización estratigráfica (Soria et al., 2005 y 2008, Corbí, 2010), el registro del sector norte ha sido separado en cuatro unidades aloestratigráficas, definidas como sintemas, que están limitadas por discontinuidades identificadas en toda la extensión de la cuenca (Fig. 3).

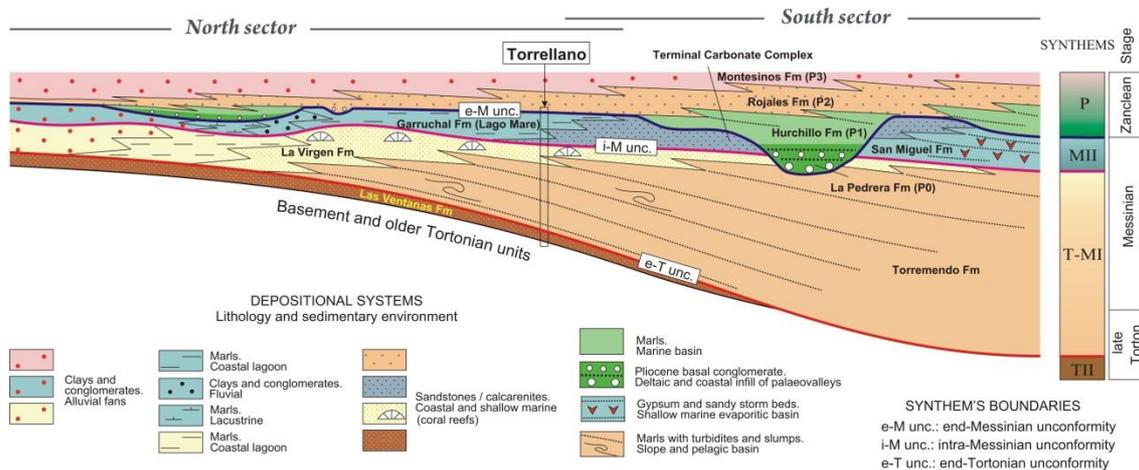


Figura 3. Esquema de organización estratigráfica de la Cuenca del Bajo Segura para el intervalo Tortoniano terminal – Plioceno (modificado de Soria et al., 2008) donde se indica la posición de la sección de Torrellano.

El sintema Tortoniano II (TII) está constituido por litofacies de areniscas y/o calcarenitas bioclásticas, en ocasiones ricas en algas rojas y con arrecifes de coral, depositadas en ambientes de plataforma marina somera. Desde el punto de vista litoestratigráfico ha sido formalmente definido como Formación Las Ventanas (Tent-Manclús, 2003). El sintema Tortoniano – Messiniense I (T-MI) está limitado a su base por la discontinuidad fini-Tortoniana. Forma un tracto de sistemas de depósito (cortejo sedimentario) completo en el que se reconocen, en sentido proximal-distal, los siguientes sistemas: 1) arcillas y conglomerados de carácter aluvial, 2) margas de laguna costera, 3) areniscas con arrecifes de coral locales (Formación La Virgen; Montenat, 1990) típicas de ambientes costeros y marinos someros, y 4) margas ricas en microfauna marina (Formación Torremendo; Montenat, 1990) correspondientes a ambientes de talud y cuenca marina dominada por sedimentación pelágica. El sintema Messiniense II (MII) está limitado a su base por la discontinuidad intra-Messiniense. En sentido proximal-distal evolucionan gradualmente los siguientes sistemas de depósito: 1) arcillas y conglomerados aluviales, 2) margas lacustres, 3) arcillas y conglomerados

fluviales, 4) margas de laguna costera (unidad de afinidad Lago Mare; Soria et al., 2007), y 5) areniscas, calcarenitas y carbonatos de playa (Complejo Terminal; Calvet et al., 1996). El sistema Plioceno (P) limita con el precedente mediante la discontinuidad fini-Messiniense. Esta discontinuidad muestra rasgos morfológicos netamente erosivos, como paleovalles (Caracuel et al., 2004 y 2009) y paleoacantilados (Soria et al., 2005). Desde el punto de vista de su organización estratigráfica, consta de los siguientes sistemas de depósito apilados de forma gradual: 1) *lag* basal costero seguido en la vertical de margas marinas (Formación Hurchillo o P1; Montenat et al., 1990), representados únicamente en el seno de los paleovalles, 2) calcarenitas marinas someras o costeras (Formación Rojasles o P2; Montenat, 1990), que transgreden completamente a la discontinuidad fini-Messiniense, y 3) arcillas y conglomerados aluviales (Formación Montesinos; Soria et al., 2005).

En relación con el significado de estos sistemas en el escenario de la Crisis de Salinidad Messiniense, el sistema T-MI es el registro de la fase pre-evaporítica o pre-Crisis; el sistema MII corresponde a la fase sin-evaporítica o de la Crisis; y el sistema P es asignable a la fase post-evaporítica o post-Crisis. Como se ha discutido en los trabajos de Soria et al. (2005 y 2008) y Corbí (2010), asumiendo el modelo de desecación del Mediterráneo (Hsü et al., 1973) cualquiera de las dos discontinuidades que separan los tres sistemas indicados puede representar la caída del nivel del mar que originó la formación de las evaporitas marinas someras del centro del Mediterráneo. Al respecto interesa indicar que el debate en torno a la desecación del Mediterráneo como una cuenca profunda, iniciado por Nesteroff (1973), sigue aún abierto. Las recientes propuestas ofrecidas por Roveri et al. (2014) en favor de un modelo de evaporitas de aguas profundas han de ser contempladas a la hora de explicar el significado de las discontinuidades intra- y fini-Messiniense reconocidas en la Cuenca del Bajo Segura.

5. Estratigrafía de la sección de Torrellano

Como se observa en la cartografía geológica expresada en la figura 4, en el área de Torrellano están representados los sistemas TII, T-MI, MII y P. Estos

sinemas presentan una estructura casi monoclin, con una dirección de estratos E-O y con buzamientos variables entre 12º y 25º hacia el sur.

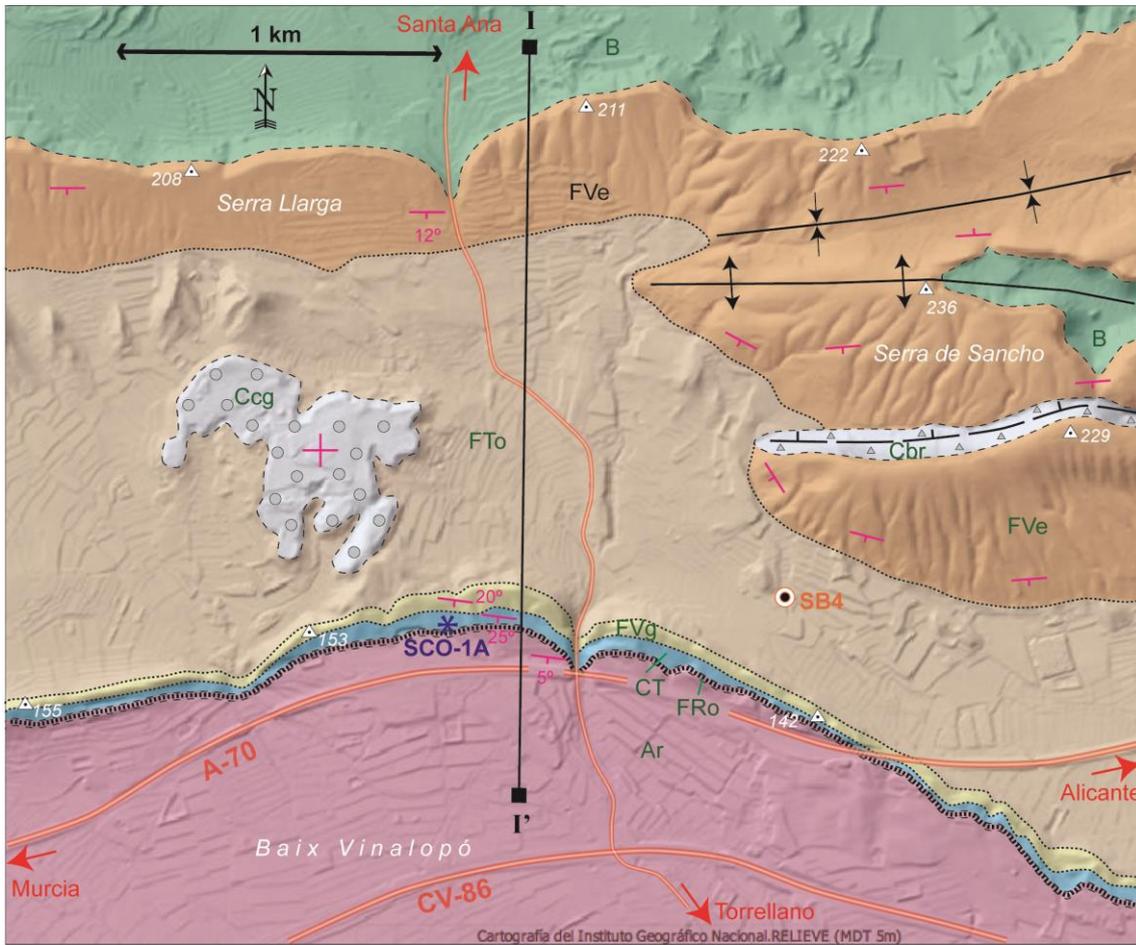


Figura 4. Cartografía geológica del área de Torrellano sobre un modelo digital del terreno extraído del Instituto Geográfico Nacional (aplicación IBERPIX). A lo largo del corte geológico I-I' (figura 5) se ha levantado la sección estratigráfica de Torrellano (figura 6).

La sección de Torrellano se ha levantado siguiendo la carretera que une esta localidad con la pedanía de Santa Ana, la cual discurre, de forma general, en sentido S-N. A lo largo de esta carretera se pueden observar los estratos de los cuatro sistemas con su buzamiento casi real, lo que ha permitido calcular el espesor de los mismos mediante el corte geológico I-I' de la figura 5. Este corte muestra una inflexión de los estratos en su parte sur, que es interpretada en relación con la posible posición de la falla de Crevillente, de carácter contractivo y que afecta al basamento cretácico, sin evidencias de rotura en los materiales suprayacentes del relleno de la cuenca.

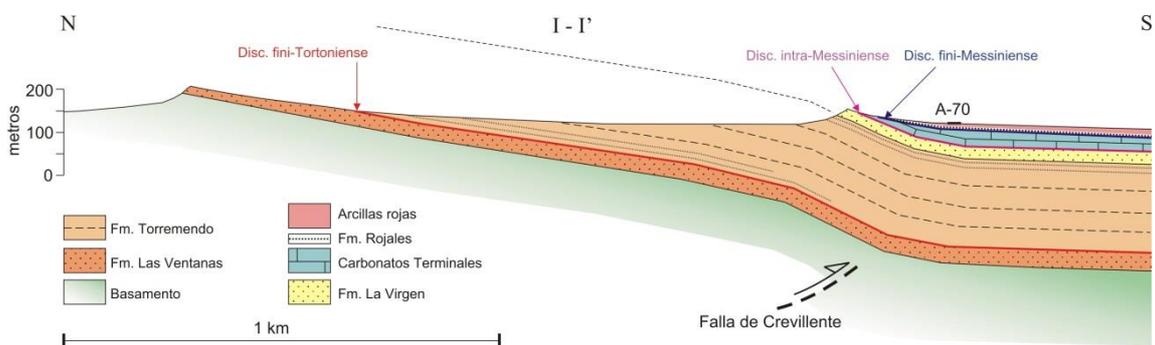


Figura 5. Corte geológico del área de Torrellano en el que se muestra la estructura de las unidades estratigráficas que forman el relleno del sector norte de la Cuenca del Bajo Segura. Este corte ha servido para calcular las potencias de las unidades estratigráficas detalladas en la figura 6.

El levantamiento de la sección de Torrellano no es fácil de ejecutar, dado que el afloramiento más extenso, que corresponde al sistema T-MI (Formación Torremendo), ocupa un área topográficamente deprimida donde son frecuentes los rellenos de sedimentos superficiales y las labores de cultivo. Aun así, mediante observaciones y muestreos laterales siguiendo la carretera de Santa Ana se ha podido caracterizar la mayor parte de la sección. A continuación se describirán los rasgos litológicos de esta sección siguiendo un orden estratigráfico (Fig. 6).

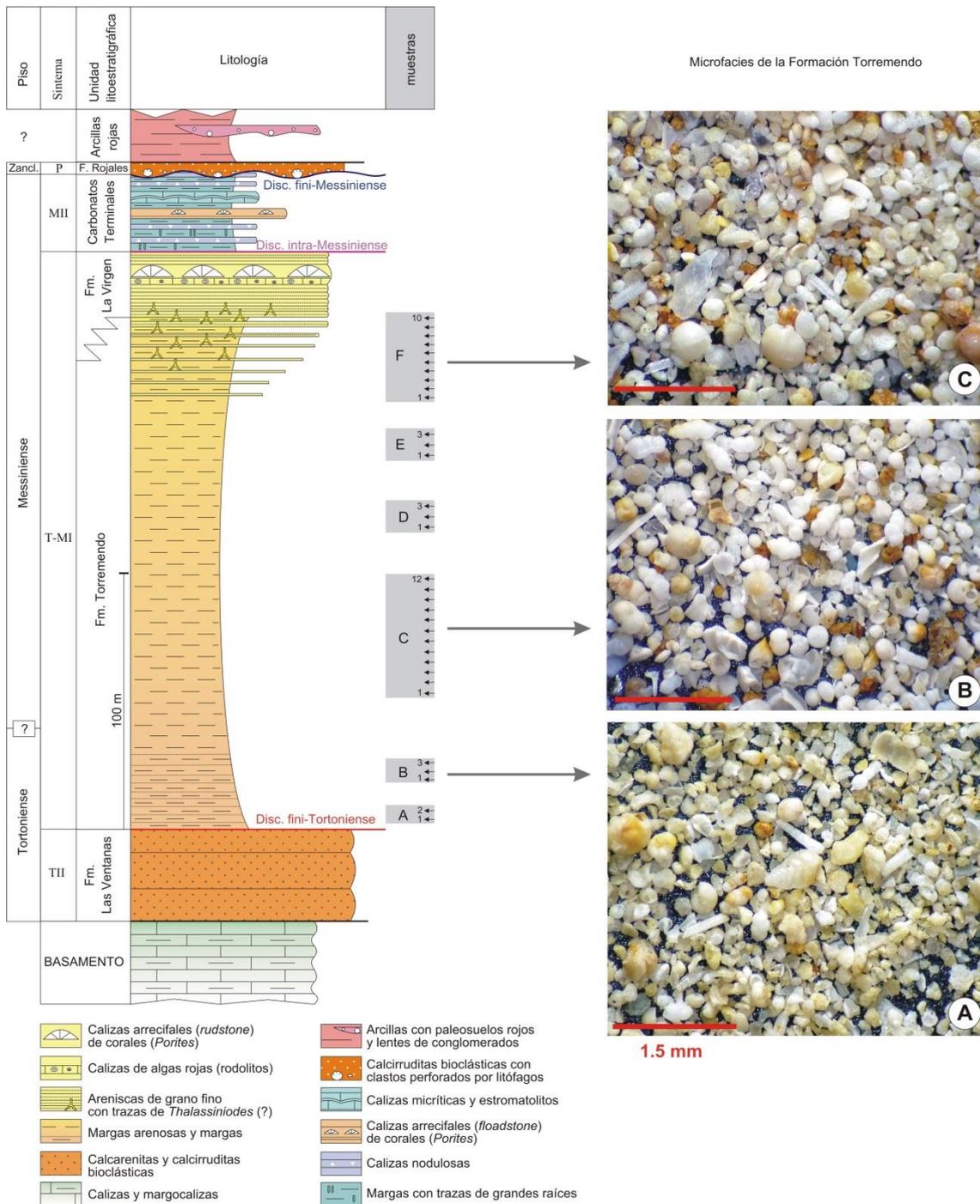


Figura 6. Sección estratigráfica de Torrellano, donde se indica la posición de las muestras de foraminíferos planctónicos estudiadas. A la derecha se ilustran las microfacies de la fracción arenosa de la Formación Torremendo.

5.1. Formación Las Ventanas (sintema TIII)

Reposa directamente sobre calizas y margocalizas del basamento de edad Cretácico (Fig. 7A). Está constituida por 35 – 40 metros de calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, bien cementadas y organizadas en bancos masivos y con

frecuentes fragmentos de lamelibránquios, gasterópodos y equinodermos. Aún sin disponer de datos específicos, esta unidad se interpreta en un contexto de plataforma marina somera, condiciones compatibles con la presencia de facies de rodolitos, documentadas en otras secciones vecinas. Una de estas secciones se ha obtenido en el sondeo de investigación SB4 (ver localización en la figura 4), realizado por el Instituto Geológico y Minero de España para valorar la capacidad de almacenamiento de CO₂ de la Formación Las Ventanas (Reyes Urquiza, 2012). Respecto a la edad de la formación, los datos derivados de otras secciones del sector norte de la Cuenca del Bajo Segura (p.e., la sección de Albaterra – Les Moreres) permiten asignarla al Tortonense superior (Corbí y Soria, 2016; y referencias incluidas).

5.2. Formación Torremendo (sintema T-MI)

Reposa de forma neta sobre la unidad infrayacente (discontinuidad finitortonense). Su espesor alcanza 200 metros. Los términos basales son margas arenosas, escasamente cementadas y bien estratificadas en capas definidas por ligeros cambios en el tamaño de grano y contenido en carbonato (Fig. 7B), formando una sucesión rítmica que origina un contraste litológico neto con respecto a la Formación Las Ventanas. La fracción arenosa de las margas está compuesta de forma dominante por foraminíferos bentónicos y restos esqueléticos carbonáticos (bioclastos) de organismos no reconocibles; en menor proporción se presentan foraminíferos planctónicos y espículas carbonáticas de esponjas (Fig. 6A). Los litoclastos (granos terrígenos) son muy escasos. La mayor parte de la Formación Torremendo son margas grises y margas ligeramente arenosas, formando ritmos sedimentarios similares a los expuestos en los términos basales (Fig. 7C). En estas margas la fracción arenosa está constituida únicamente por microfósiles marinos (foraminíferos planctónicos y bentónicos), sin litoclastos (Fig. 6B). Hasta el presente trabajo no se ha realizado el estudio detallado de la microfauna planctónica, aspecto que será tratado más adelante. En la sección estratigráfica del sondeo SB4, actualmente en proceso de estudio micropaleontológico, donde se ha cortado la mitad inferior de la Formación Torremendo, se pone de manifiesto el abundante contenido en foraminíferos; los datos aún inéditos permiten adelantar que hacia la base de la formación se localiza

el límite Tortoniense – Messiniense (J.M. Soria, com. pers.). Respecto a las condiciones de depósito, la parte mayoritaria de la Formación Torremendo se interpreta en un contexto de cuenca marina dominada por sedimentación pelágica. En la parte superior de la formación las margas y margas arenosas incorporan bancos de areniscas de grano fino (Fig. 7D), cuyo número y espesor se incrementa hacia arriba para dar paso gradual a la Formación La Virgen (Fig. 7E). La fracción arenosa de las margas contiene mayoritariamente foraminíferos planctónicos y bentónicos, con cantidades minoritarias de espículas carbonáticas de esponjas y granos terrígenos (Fig. 6C). En estos términos transicionales superiores son frecuentes trazas fósiles asimilables a *Thalassinoides* (Fig. 7D). Esta parte superior de la Formación Torremendo ha sido estudiada desde el punto de vista paleoambiental por Corbí (2010), precisando asociaciones de foraminíferos indicativas de ambientes circalitorales (30 a 150 metros de profundidad).

5.3. Formación La Virgen (sintema T-MI)

Presenta un espesor de 25 – 30 metros. Litológicamente está dominada por areniscas amarillas de grano fino bien estratificadas. En detalle, la estratificación está definida por ligeros cambios en la granulometría, alternando capas de areniscas y de areniscas margosas. Los bancos se presentan masivos, sin estructuras de origen físico que permitan deducir las condiciones hidrodinámicas de su depósito. Hacia su parte superior, la Formación La Virgen contiene un nivel de calizas con algas rojas de morfología subsférica (rodolitos) sobre el que se apoya un paquete de calizas arrecifales de tipo *rudstone* compuestas por fragmentos de gran talla de corales (*Porites*) (Fig. 8 A y B). La parte terminal de la formación está representada por areniscas similares a las anteriormente comentadas. Las condiciones paleoambientales deducidas por Corbí (2010) a partir de las asociaciones de foraminíferos indican ambientes infralitorales (profundidad menor de 30 metros), compatibles con la presencia de bioconstrucciones coralinas.

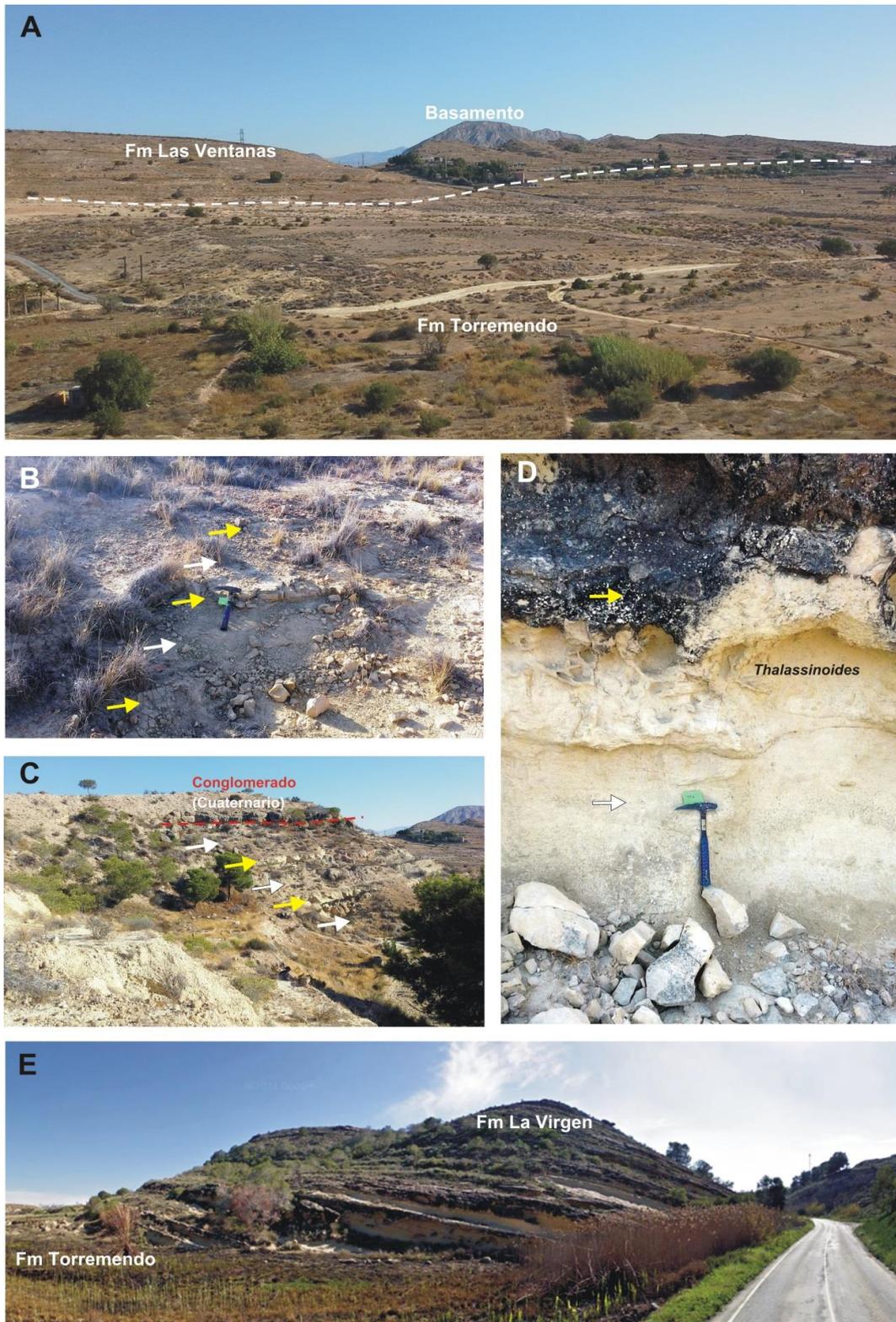


Figura 7. Vistas de campo de la sección de Torrellano. A: contacto entre las formaciones Las Ventanas y Torremedo (discontinuidad fini-Tortonense). B: ritmos sedimentarios en las margas arenosas basales de la Formación Torremedo (tramo B de la figura 6); las flechas amarillas indican los intervalos con mayor contenido en carbonato. C: ritmos sedimentarios en las margas de la mayor parte de la Formación Torremedo (tramo C de la figura 6). D: Detalle la parte superior de la Formación Torremedo (tramo F de la figura 6), donde las margas (flecha blanca) incorporan bancos de areniscas de grano fino (flecha amarilla) con trazas de *Thalassinoides*. F: tránsito gradual entre las formaciones Torremedo y La Virgen (imagen extraída de Google Street).

5.4. Carbonatos Terminales (sintema MII)

Esta unidad se superpone de forma neta sobre la Formación La Virgen (Fig 8A). Este contacto corresponde a la discontinuidad intra-Messiniense. No posee definición litoestratigráfica en trabajos previos. Su denominación aquí presentada deriva, de un lado de su carácter litológico dominante y de otro de su posición estratigráfica a techo de la secuencia miocena. Parte de sus rasgos son similares a la Formación de Margas con ostras (Montenat et al., 1990), pero estos fósiles no se presentan en la sección estudiada; también comparte similitudes con el Complejo Terminal (Calvet et al., 1996); otros rasgos son parecidos a la unidad de afinidad Lago Mare (Soria et al., 2007). El aspecto litológico que mejor caracteriza a esta unidad es la alternancia de margas y calizas blancas, definiendo una típica sucesión rítmica o cíclica bipartita (Fig. 8 A y C) que alcanza 30 metros de espesor. Las margas muestran, especialmente hacia la base de la unidad, bioturbaciones verticales subcilíndricas de gran diámetro interpretables como trazas de raíces. Las calizas se presentan tanto en bancos de estructura nodulosa (o brechoide en algunos casos) como en estratos masivos separados por láminas de origen estromatolítico. Como rasgo a destacar, esta unidad de Carbonatos Terminales contiene un paquete de calizas arrecifales de escaso espesor (menos de 1 metro) formado por pequeños fragmentos de corales (*Porites*) flotando en el seno de una matriz micrítica rica en fósiles de bivalvos y gasterópodos (facies tipo *floatstone*) (Fig. 8D). Según Corbí (2010), las margas de los ciclos arriba comentados presentan caráceas y ostrácodos (*Cyprideis*) y, ocasionalmente, *Ammonia* spp. y *Elphidium* spp., definiendo una asociación propia de ambientes de laguna litoral de carácter hipohalino, “aunque sin descartar ciertas influencias marinas” (*sic*). Esta influencia marina puede confirmarse por la presencia de las calizas arrecifales de *Porites* reconocidas en esta unidad. Ya por último, es importante indicar que en un afloramiento muy próximo a la sección de Torrellano se localiza el yacimiento de vertebrados denominado como Sierra del Colmenar 1-A (Gamonal et al., 2016) (SCO-1A; ver posición en la figura 4). Este yacimiento contiene una fauna fósil de mamíferos, reptiles y anfibios que caracteriza ambientes lacustres, en concordancia con las condiciones de depósito de laguna litoral deducidas a partir de los microfósiles.

5.5. Formación Rojasles (sintema P)

El límite inferior de esta unidad es una superficie erosiva que trunca los Carbonatos Terminales (Fig. 8A) y que corresponde a la discontinuidad fini-Messiniense. Está constituida por 2 – 3 metros de calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, jalonadas a su base por un característico depósito conglomerático con abundantes fósiles de bivalvos (lumaquela) y clastos perforados por litófagos correspondientes a las icnofacies de *Entobia* y *Gnatichnus* (Caracuel et al., 2011). Según Corbí (2010), este depósito conglomerático, referido como *lag* transgresivo costero en otros trabajos (Caracuel et al., 2009), presenta una asociación de foraminíferos bentónicos de carácter infralitoral, en concreto característica de ambientes sublitorales (playas). En lo que concierne a los depósitos calcareníticos que constituyen el resto de la Formación Rojasles, aún no se dispone de datos precisos sobre su ambiente de depósito. En base a observaciones en otros puntos de la cuenca, estos depósitos se pueden interpretar en un contexto de plataforma marina somera (Soria et al., 2005).

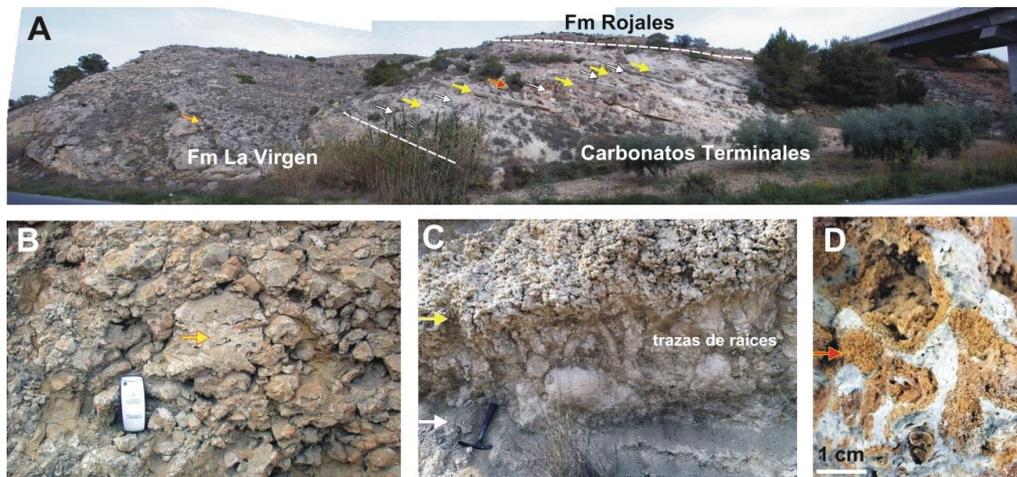


Figura 8. Vistas de campo de la parte superior de la sección de Torrellano. A: relaciones estratigráficas entre la Formación La Virgen, los Carbonatos Terminales y la Formación Rojasles; el límite neto entre las dos primeras unidades define la dicontinuidad intra-Messiniense; la discordancia erosiva a la base de la Formación Rojasles corresponde a la discontinuidad fini-Messiniense. La flecha amarilla dentro de la Formación La Virgen indica el banco de calizas arrecifales en el seno de areniscas amarillas. Las flechas blancas y amarillas dentro de los Carbonatos Terminales corresponden a bancos de margas y calizas, respectivamente, que se repiten formando ritmos o ciclos bipartitos; la flecha roja marca la posición de las calizas arrecifales. B: brecha de fragmentos de *Porites* (*rudstone*) como facies que caracteriza a las calizas arrecifales de la Formación La Virgen (ver posición en la imagen A). C: detalle de uno de los ritmos litológicos que forman los Carbonatos Terminales, definidos por un intervalo margoso (flecha blanca) y otro de calizas nodulosas/brechoides (flecha amarilla); nótese las bioturbaciones asignadas a raíces. D: imagen en muestra de mano de las calizas arrecifales de los Carbonatos Terminales, formadas por pequeños fragmentos de *Porites* inmersos en una matriz micrítica blanca con gasterópodos -facies arrecifales de tipo *floatstone*- (ver posición en la imagen A).

5.6. Arcillas rojas

Reposan discordantemente sobre la unidad precedente. Esta unidad forma un conjunto dominado por arcillas edafizadas (paleosuelos rojos con calcretas) que contienen bancos dispersos de conglomerados de morfología lenticular. En términos generales se trata de depósitos ligados a los sistemas aluviales más recientes que rellenan la Cuenca del Bajo Segura. Su edad precisa es incierta para el caso concreto de la sección que nos ocupa. Los datos ofrecidos por Viseras et al. (2003) en otros puntos de la cuenca indican que estos sistemas aluviales recientes se formaron durante el Cuaternario. No obstante, se deja abierta la posibilidad de una edad Plioceno superior para los mismos.

6. Bioestratigrafía de la Formación Torremendo

Esta formación ha sido muestreada, de base a techo, en seis tramos referidos como A – F en la figuras 6 y 10, en un total de 33 puntos. El espaciado de muestreo varía entre 2 y 4 metros. Se ha extraído 1 kg de sedimento, del cual la mitad se ha levigado siguiendo el procedimiento estándar, reteniendo la fracción superior de 0,125 mm para el estudio de foraminíferos planctónicos. Dado el objetivo puramente bioestratigráfico de esta parte del trabajo, únicamente se ha atendido a determinar la presencia y abundancia relativa de las especies marcadoras para el intervalo Tortoniense terminal – Messiniense. Los criterios taxonómicos asumidos se basan en Serrano (1979), Iaccarino et al. (2007) y Corbí (2010). Para la biozonación se han considerado las escalas de Lourens et al. (2004; ATNTS2004) y Iaccarino et al. (2007), recientemente precisadas y completadas para la Cuenca del Bajo Segura por Corbí y Soria (2016). Dentro de estas escalas, los diferentes bioeventos intrazonales han sido adoptados de Sierro et al. (2001) y Hüsing et al. (2009). Se han seleccionado estos dos estudios porque en ellos, tales bioeventos están calibrados temporalmente mediante cicloestratigrafía ajustada astronómicamente. El trabajo de Sierro et al. (2001) se centra en la Cuenca de Sorbas, en concreto en la unidad estratigráfica conocida como Miembro Abad, correlacionable con la Formación Torremendo de la Cuenca del Bajo Segura. El trabajo de Hüsing et al. (2009), localizado en los Apeninos Septentrionales, es de especial interés por que añade bioeventos del Tortoniense terminal no

documentados en la Cuenca de Sorbas. En la figura 9 se muestra la escala bioestratigráfica que se usará en este trabajo para posicionar temporalmente los diferentes bioeventos identificados en la sección de Torrellano (Fig. 10), aspecto que se tratará a continuación.

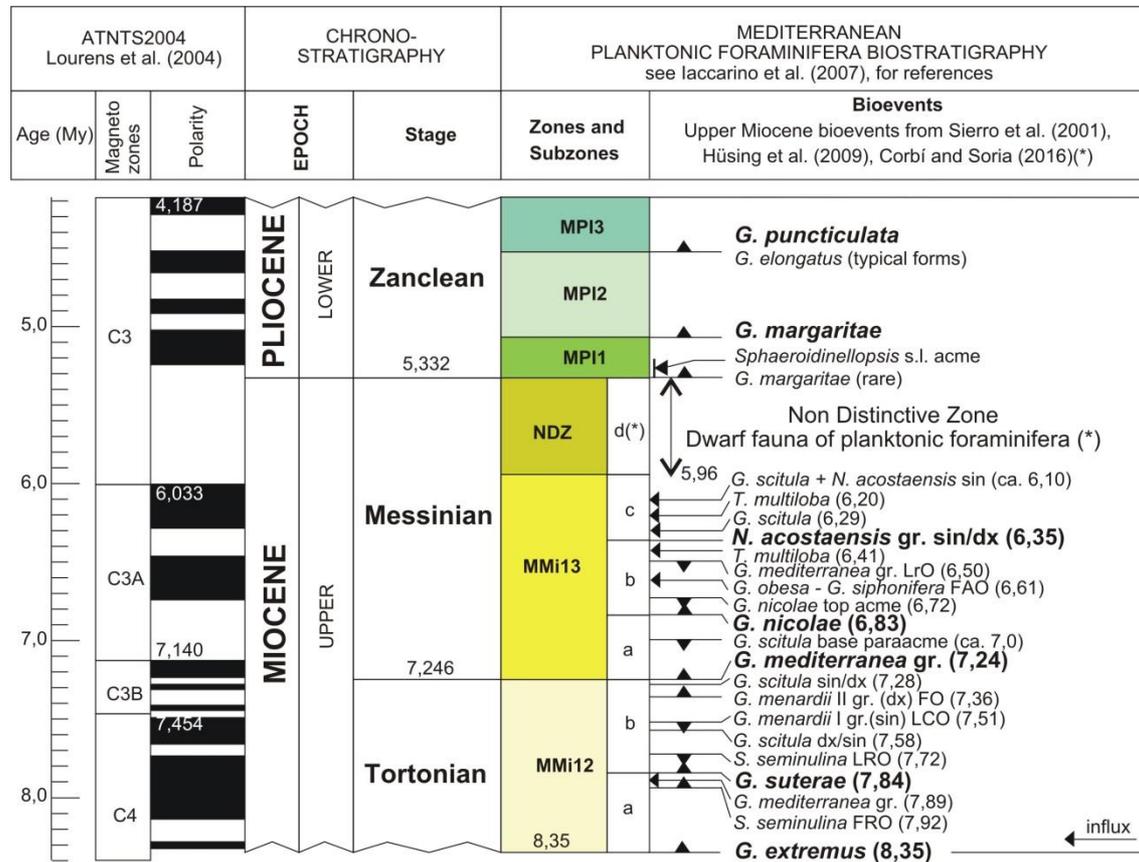


Figura 9. Escala bioestratigráfica de foraminíferos planctónicos adoptada en el presente trabajo (modificada de Corbí, 2010). En esta escala se ha añadido la subzona MMi13d (Corbí y Soria, 2016), equivalente a la Non Distinctive Zone de Iaccarino et al. (2007). Se trata de una ecozona caracterizada por la abundancia de foraminíferos planctónicos enanos y que se relaciona con el climax de la Crisis de Salinidad del Messiniense.

6.1. Bioevento 1: intervalo de presencia del grupo I de *Globorotalia menardii*

El bioevento 1 está representado en las muestras del tramo A, localizadas a la extrema base de la Formación Torremendo. El grupo I de *Globorotalia menardii*, así denominado por Sierro et al. (2001), incluye formas sinistras de *G. merotumida* y a la forma 4 de *G. menardii* (Tjalsma, 1971). La distribución temporal del grupo se extiende a lo largo del Tortoniano superior hasta 7.51 Ma. Considerando especies de mayor rango temporal, este suceso está definido por la primera presencia de: i) grupo *Neogloboquadrina acostaensis* (Neogloboquadrínidos, según

Hüsing et al., 2009) de enrollamiento sinistro, que recoge a esta especie y otras como *N. humerosa*, *N. dutertrei* y *N. incompta*; ii) *Globigerinoides extremus*, conjuntamente con formas transicionales de *G. obliquus*; iii) *Globorotalia suterae*, acompañada de formas intermedias de *G. ventriosa*; iv) *Globorotalia scitula* de enrollamiento sinistro.

6.2. Bioevento 2: intervalo de ausencia del grupo *Globorotalia menardii*

Este bioevento está registrado en las muestras del tramo B, ubicadas en la parte inferior, no basal, de la Formación Torremendo. Este intervalo de ausencia, que podría definirse como paraacme, abarca desde la última existencia común (LCO) del grupo I de *G. menardii*, datado en 7.51 Ma, hasta la primera existencia (FO) del grupo II de *G. menardii*, datado en 7.36 Ma.

6.3. Bioevento 3: primera presencia regular del grupo *Globorotalia mediterranea*

El bioevento 3 se ha detectado en la muestra más baja del tramo C, que ocupa la parte inferior-media de la Formación Torremendo. Este grupo incluye, además de la especie que lo define, otras como *G. conomiozea* y *G. miotumida*. El grupo fue originalmente denominado como "*Globorotalia conomiozea*" (Zachariasse, 1979; in Krijgsman et al, 1995) y es también conocido como "*Globorotalia miotumida*" (Sierro et al., 1993). La denominación aquí propuesta obedece a que la forma *G. mediterranea* es la más abundante y la que mejor representa al mismo en la sección estudiada. Desde el punto de vista temporal se localiza a 7.24 Ma., en coincidencia con el límite Tortoniense – Messiniense. Interesa señalar que este bioevento marca también la última existencia (LO), o desaparición, del grupo *G. menardii* (Sierro et a., 1993).

6.4. Bioevento 4: entrada puntual abundante (influx) de *Globigerinella siphonifera*

Se localiza en la muestra 4 del tramo C. Temporalmente, la primera existencia abundante (FAO) de esta especie se produce a 6.61 Ma. El hecho de que no se haya reconocido esta especie hacia arriba en la sección de Torrellano dificulta la asignación del bioevento 4 a la edad referida.

6.5. Bioevento 5: última presencia regular y abundante del grupo *Globorotalia mediterranea*

Se ha documentado en la muestra 2 del tramo E. Su edad ha sido establecida en la Cuenca de Sorbas como 6.50 Ma, coincidiendo con el límite entre las unidades estratigráficas Abad Inferior y Abad Superior (Sierro et al., 2001). A partir de este evento, hacia arriba en la serie, el grupo *G. mediterranea* está presente, pero de forma esporádica y poco abundante.

6.6. Bioevento 6: última presencia de formas sinistras del grupo *Neogloboquadrina acostaensis*

Está localizado en la muestra 8 del tramo F, hasta donde se han reconocido neogloboquadrinas. Las muestras superiores contienen una asociación planctónica enana y escasa, en coincidencia con el tránsito entre las formaciones Torremendo y La Virgen. En las series donde este grupo se prolonga hacia arriba, su cambio de enrollamiento de sinistro a dextro ocurre a 6.35 Ma.

7. Biozonación de la Formación Torremendo

Los datos bioestratigráficos presentados en el apartado anterior permiten identificar las zonas MMi12 y MMi13 en la Formación Torremendo (Fig. 10).

La zona MMi12 (Tortonense) está representada en los tramos A y B de la sección estudiada. La presencia conjunta *Globorotalia scitula* sinistra (cuya primera aparición ocurre en 7.58 Ma.) y del grupo I de *Globorotalia menardii*, además del intervalo de ausencia de esta especie, indican que ambos tramos son asignables a la subzona MMi12b.

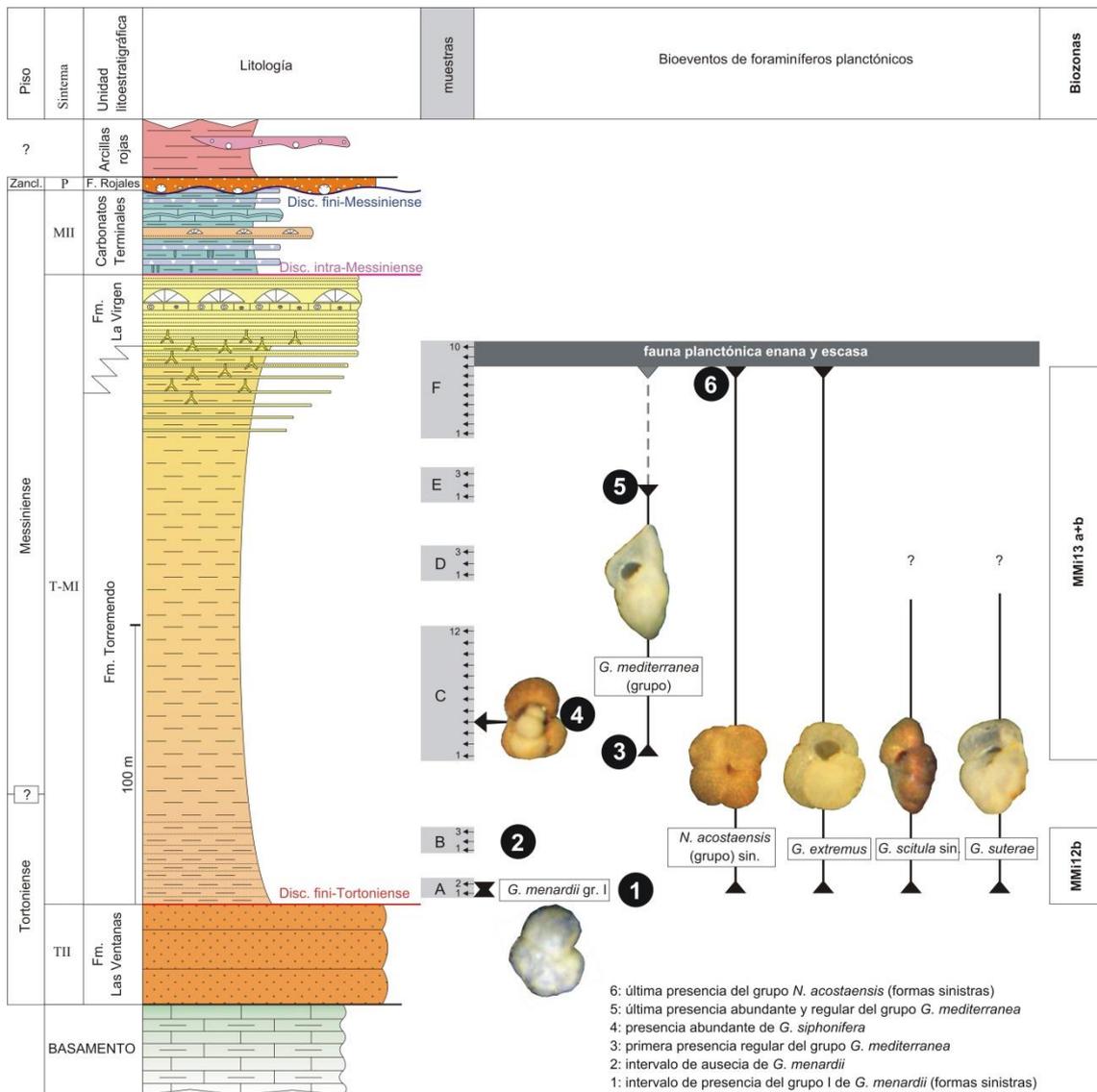


Figura 10. Sección estratigráfica de Torrellano, donde se integra el estudio bioestratigráfico mediante foraminíferos planctónicos y la biozonación de la Formación Torremendo. Para la leyenda litológica, ver la figura 6.

La zona MMi13 (Messiniense) está registrada desde el inicio del tramo C hasta el techo de la Formación Torremendo, donde está documentada la presencia del grupo *Globorotalia mediterranea*. La base de esta zona no puede ser precisada en sección estudiada, dada la ausencia de muestras entre los tramos B y C. Ello implica que entre ambos tramos se localiza el límite Tortoniense-Messiniense. La presencia del grupo de *Neogloboquadrina acostaensis* de enrollamiento sinistro en todos los tramos (C-F) indica que la mayor parte de la Formación Torremendo pertenece a las subzonas MMi13a y MMi13b. El límite entre ambas no puede ser precisado, dado que el bioevento que lo define (aparición de *Globorotalia nicolae*)

no se ha reconocido en los tramos estudiados. Como se comentó anteriormente, el bioevento 4 (*Globigerinella siphonifera*) no se considera como un jalón temporal válido en la sección de Torrellano. Sin embargo, el bioevento 5 (última presencia regular y abundante del grupo *Globorotalia mediterranea*) si puede ser incluido como un marcador temporal de 6.50 Ma. en el tramo E de la sección.

8. Conclusiones

Respecto a la estratigrafía, la sección de Torrellano contiene uno de los registros que mejor representan al relleno sedimentario del sector norte de la Cuenca del Bajo Segura. Las diferentes unidades aloestratigráficas (sintemas) y litoestratigráficas (formaciones) reconocidas son el reflejo de los cambios mayores en la evolución de la cuenca para el intervalo temporal Tortoniense superior – Plioceno. El inicio de la sedimentación (sintema TII, Formación Las Ventanas) marca una transgresión y la implantación de ambientes de plataforma marina somera durante el Tortoniense superior. El límite entre los sintemas TII y T-MI corresponde a una superficie neta (discontinuidad fini-Tortoniense) que coincide con un cambio brusco en la sedimentación. Sobre esta superficie toma partida una nueva etapa sedimentaria caracterizada por depósitos de cuenca pelágica (sintema T-MI, Formación Torremendo) a lo largo del Tortoniense terminal y Messiniense. Esta cuenca pelágica evoluciona en el tiempo en sentido somerizante, cambiando gradualmente a ambientes de plataforma marina somera bioconstruida (sintema T-MI, Formación La Virgen). Todo el sintema T-MI identifica las condiciones que reinaron en el Mediterráneo antes de la Crisis de Salinidad del Messiniense. El techo de este sintema está jalonado por una superficie neta (discontinuidad intra-Messiniense) que marca una alteración significativa de las condiciones de depósito. Sobre tal superficie se inicia una sedimentación lagunar con eventual influencia marina (Sintema MII, unidad de Carbonatos Terminales) al final del Messiniense. Esta nueva etapa define las condiciones de margen de cuenca durante la Crisis de Salinidad del Messiniense. El sintema MII está truncado por una superficie erosiva (discontinuidad fini-Messiniense) sobre la que se registra una transgresión y el desarrollo de ambientes de playa - plataforma (sintema P, Formación Rojales) durante el Plioceno. Esta etapa, con la que concluye la sedimentación marina

neógena en la Cuenca del Bajo Segura, registra las condiciones posteriores a la Crisis de Salinidad del Messiniense.

En relación a la bioestratigrafía, el estudio aquí efectuado se centra únicamente en los foraminíferos planctónicos de la Formación Torremendo. Tomando como referencia básica la escala de Lourens et al. (2004; ATNTS2004), se han identificado bioeventos correspondientes a las subzonas MMi12b (Tortonense superior) y MMi13a+b (Messiniense). La subzona MMi12b está registrada en la parte inferior de la Formación Torremendo por la presencia conjunta del grupo I de *Globorotalia menardii* y de *Globorotalia scitula* sinistra, adicionalmente al intervalo de ausencia de *Globorotalia menardii*. Las subzonas MMi13a y MMi13b (cuyo límite no ha podido ser posicionado) están registradas en la mayor parte de la Formación Torremendo mediante la presencia conjunta de los grupos de *Globorotalia mediterranea* y de *Neogloboquadrina acostaensis* de enrollamiento sinistro. Un bioevento significativo que ocurre en la parte superior de esta formación es la última presencia regular y abundante del grupo *Globorotalia mediterranea* (6.50 Ma., subzona MMi13b).

Agradecimientos

En este apartado, quisiera manifestar mi gratitud a todas aquellas personas e instituciones que han colaborado en la realización del presente Trabajo Final de Máster.

En primer lugar, quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a Jesús Soria, director de este trabajo. De él he recibido apoyo, sugerencias y críticas, imprescindibles para la realización del mismo. Especialmente, le agradezco su hospitalidad, su cercanía y la confianza que ha depositado en mí desde el primer momento.

A todos mis profesores y coordinadores del Máster en Paleontología Aplicada, tanto en Valencia como en Alicante, de los cuales recibí importantes conocimientos y me contagiaron su entusiasmo por la Paleontología.

A la Consellería de Educación, Investigación, Cultura y Deporte de la Comunidad Valenciana, por concederme el premio de excelencia académica que financió mis estudios de posgrado.

Finalmente, a mi familia, y en especial a Ana, por su comprensión, cariño y por haber estado a mi lado en todo momento.

Referencias

- Calvet, F., Zamarreño, I., Vallés, D., 1996. Late Miocene reefs of the Alicante-Elche Basin, southeast Spain. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds.), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 5, pp. 177–190.
- Caracuel, J.E., Soria, J.M., Yébenes, A., 2004. Early Pliocene transgressive coastal lagoons (Bajo Segura Basin, Spain): a marker of the flooding after the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 169, 121–128.
- Caracuel, J. E., Corbí, H., López, Y. L., Pina, J. A. y Soria, J.M. 2007: Protocolo laboratorio de geología: Prácticas de alumnos / Levigados. Universidad de Alicante. 3 pp.
- Caracuel, J.E., Corbí, H., Estévez, A., Giannetti, A., Monaco, P., Pina, J.A., Soria, J., Tent-Manclús, J.E., Yébenes, A., 2009. Pistas fósiles asociadas a la discontinuidad fini-Messiniense en el margen norte de la Cuenca del Bajo Segura (SE España). *Geogaceta* 47, 37-40.
- Caracuel, J.E., Corbí, H., Giannetti, A., Monaco, P., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E., Yébenes, A., 2011. Paleoenvironmental changes during the Late Miocene (Messinian)- Pliocene transition: sedimentological and ichnological evidence. *Palaios* 26, 754–766.
- 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, Universidad de Alicante, 252 p.
- Corbí, H., Soria, J.M., 2016. Late Miocene–early Pliocene planktonic foraminifer event-stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 77, 1010-1027.
- Corbí, H., Soria, J.M., Lancis, C., Giannetti, A., Tent-Manclús, J.E., Dinarès-Turell, J., 2016. Sedimentological and paleoenvironmental scenario before, during, and after the Messinian Salinity Crisis: the San Miguel de Salinas composite section (western Mediterranean). *Marine Geology* 379, 246–266.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., 1997. Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, SE Spain: an analogue for the Palaeozoic?. *Sedimentology* 44, 893–914.
- Gamonal, A., Crespo, V.D., Mansino, S., Marquina, R., Corbí, H., Soria, J., Ruiz Sanchez, F.J., Montoya, P., 2016. Preliminary results of a new late Miocene-

- early Pliocene new site in the Sierra del Colmenar (Bajo Segura Basin, S-E Spain). XIV Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología: New perspectives on the Evolution of Phanerozoic Biotas and Ecosystems (Alpuente, Valencia), Conference Proceedings, p. 99.
- García-García, F., Corbí, H., Soria, J.M., Viseras, C., 2011. Architecture analysis of a river flood-dominated delta during an overall sea-level rise (Early Pliocene, SE Spain). *Sedimentary Geology* 237, 102–113.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. D.S.D.P. 13 (II)*, 1203–1221.
- Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Link, W., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 2009. The upper Tortonian–lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): completing a Mediterranean reference section for the Tortonian stage. *Earth Planet. Sci. Lett.* 282 (1), 140–157.
- Iaccarino, S., Premoli-Silva, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F., Turco, E., Petrizzo, M.R., 2007. Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 6th Course. Università degli Studi di Perugia, Perugia.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 475–494.
- Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Flores, J.A., Soria, J.M., 2015. The Pliocene Mediterranean infilling of the Messinian erosional surface: new biostratigraphic data based on calcareous nannofossils (Bajo Segura basin, SE Spain). *Geologica Acta* 13 (3), 211–228.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004. The Neogene period. In: Gradstein, F., Ogg, J. (Eds.), *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, UK, pp. 409–440.
- Montenat, C., 1990. Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement. Première partie: Étude régionale. *Documents et Travaux I.G.A.L.* 12–13, pp. 1–392.
- Nesteroff, W.D., 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. *Init. Rep. D.S.D.P. 13 (II)*, 673–693.
- Reyes Urquiza, M. 2012. Estudio de las formaciones favorables para almacenamiento de CO₂ en un sector del borde meridional de las Béticas Orientales. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 267 p.
- Roveri, M., Manzi, V., Bergamasco, A., Falcieri, F.M., Gennari, R., Lugli, S., Schreiber, B.C., 2014. Dense shelf water cascading and Messinian canyons: a new scenario for the Mediterranean salinity crisis. *American Journal of Science* 314, 751–784.

- Serrano, F. 1979. Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de la Cordillera Bética. Tesis doctoral, Universidad de Málaga.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A., Francés, G., 1993. Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 21, 143–168.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 141–169.
- Soria, J.M., Caracuel, J.M., Yébenes, A., Fernández, J., Viseras, C., 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology* 179, 225-247.
- Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Yébenes, A., 2007. La sedimentación de afinidad *Lago Mare* (Messiniense) y la transgresión del Plioceno en Alicante (Cuenca del Bajo Segura). *Geogaceta* 41, 219-222.
- Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Yébenes, A., 2008b. The Bajo Segura Basin (SE Spain): implications for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean margins. *Stratigraphy* 5 (3-4), 259-265.
- Tjalsma, R.C., 1971. Stratigraphy and Foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin, S. Spain. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 4, 161.
- Tent-Manclús, J.E. 2003. Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 970 p.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M., Fernández, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology* 50, 181-202.
- Zachariasse, W.J., 1979. The origin of Globorotalia conomiozea in the Mediterranean and the value of its entry level in biostratigraphic correlations. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 3, 1281–1292.