

Mineralogía del límite Ypresiense/Luteciense de Fortuna (Murcia)

Mineralogy of Ypresian/Lutetian boundary at Fortuna (Murcia)

M. A. Mancheño ⁽¹⁾, T. Rodríguez Estrella ⁽²⁾, G. Romero ⁽¹⁾, J. M. Hernández ⁽¹⁾, R. Arana ⁽¹⁾ y M. T. Fernández ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia.

⁽²⁾ Dpto. de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica. Universidad Politécnica de Cartagena. Campus de Alfonso XIII. 30203. Cartagena

ABSTRACT

The Fortuna section has been studied in order to select a suitable section in Spain that could be a good candidate to define the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. At present, this section is the most suitable, mainly because it is a complete marine section, well exposed and very rich in microfossils. A variation of mineralogical composition on the clays coincides with the most important change in planktonic foraminifera across the Y/L boundary. At this location, the data allowed us to infer a transgressive event associated with important hot and wet climatic changes that are the origin of an alteration and neoformation processes of clay minerals.

Key words: Mineralogy, Ypresian, Lutetian, Fortuna, Murcia.

Geogaceta, 34 (2003), 135-138
ISSN:0213683X

Introducción

El límite Ypresiense-Luteciense está siendo objeto de estudio por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (SIEP) a través de un grupo de trabajo internacional encargado de hallar un corte apropiado que permita definir el estratotipo de límite. Éste coincide con el Eoceno Inferior/Eoceno Medio y se ha venido situando con la aparición del género de foraminífero planctónico *Hantkenina* (Berggren *et al.*, 1995, Gonzalvo, 1997, 1999; Gonzalvo y Molina, 1998; Molina *et al.*, 2000). Dicho límite no ha sido oficialmente definido y, siguiendo el criterio principal de la citada Subcomisión, debe situarse en un evento correlacionable con la base del piso Luteciense (Jenkins y Luterbacher, 1992), que es el piso estándar definido en la cuenca de París (Bignot y Le Calvez, 1969; Blondeau, 1981, Cavelier y Pomerol, 1986).

El presente trabajo pone de manifiesto que existen cambios mineralógicos significativos en los materiales del tránsito Eoceno Inferior/Eoceno Medio que coinciden con variaciones en el contenido fósil en ese mismo intervalo de edad, lo que nos permite proponer este corte como candidato para definir el Estratotipo del Límite Ypresiense/Luteciense (Gonzalvo *et al.*, 2001).

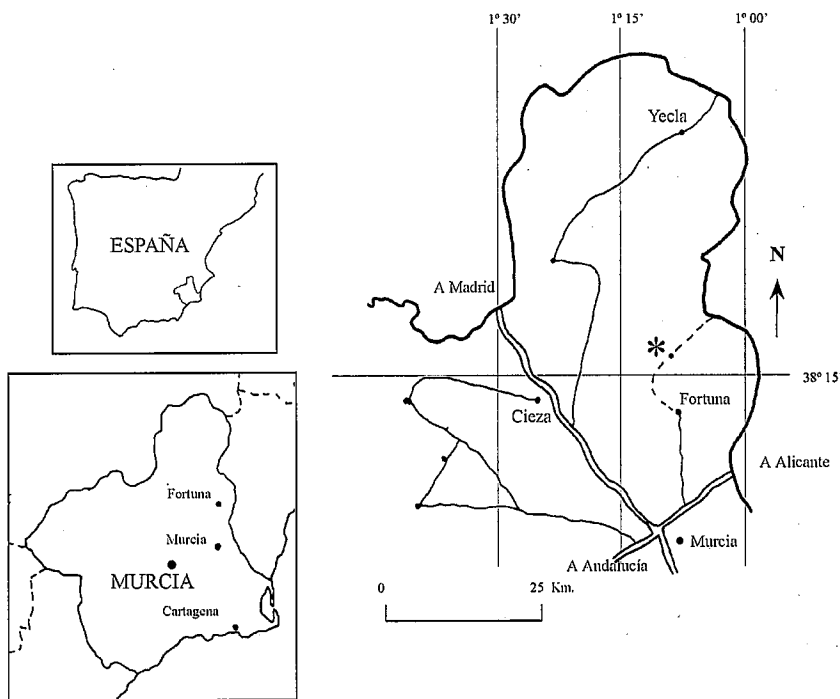


Fig. 1.- Situación geográfica de la serie de Fortuna (*).

Fig. 1.- Geographical situation of the Fortuna section (*).

Situación geográfica y contexto geológico

El corte de Fortuna se encuentra a unos 15 kilómetros al norte del citado pueblo (Fig. 1). Aparece en el talud de la carretera comarcal A-17, pasado 200 m el

barranco de La Rauda, siendo sus coordenadas UTM: X621376 - Y623376, tomadas sobre el mapa de Fortuna (892), escala 1:50.000.

Desde el punto de vista geológico el sector estudiado queda incluido en el Prebético Meridional, subdominio con

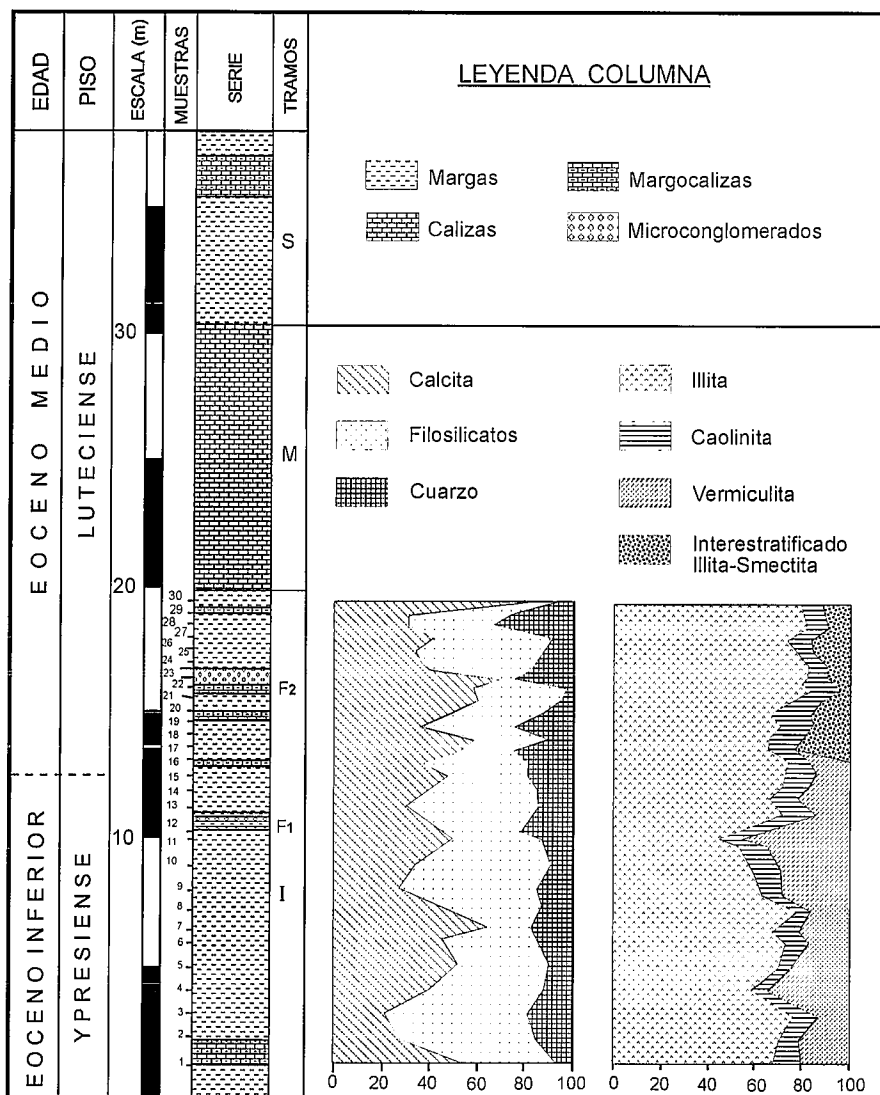


Fig. 2.- Columna estratigráfica y composición mineralógica de la muestra total y fracción arcilla de la serie de Fortuna.

Fig. 2.- Stratigraphic log and whole rock and clay mineralogical composition at the Fortuna section.

facies de talud y cuenca profunda en algunos momentos y que representa la transición entre el Subbético Externo y el Prebético Interno (Rodríguez Estrella, 1979). El perfil está levantado en el cierre periclinal del anticlinal de La Garapacha, de dirección NE-SW y vergencia al NE.

La serie, de 38 m de potencia y dirección y buzamiento de N40°E y 15°SE respectivamente, presenta tres tramos fundamentales: Inferior (I), formado por 19,5 m de margas verdosas, con intercalaciones decimétricas de margocalizas y microconglomerados; Medio (M), de calizas masivas pararecificales con *Nummulites*, cuyo espesor es de 11,5 m; y Superior (S), de 17 m. de calizas y margas verdosas (Fig. 2).

Materiales y métodos

Se ha efectuado un análisis mineralógico centrado en el tramo Inferior (I) de la serie ya que del estudio micropaleontológico previo (Gonzalvo *et al.*, 2001) se desprende que es ahí donde tiene lugar la primera aparición del foraminífero planctónico *Hantkenina nuttalli* que marca el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio (Ypresiense-Luteciense).

Se estudiaron 30 muestras de margas que fueron analizadas mediante DRX. En primer lugar se realizaron diagramas de polvo desorientado de la muestra total, tanto para identificar las fases presentes en cada una de ellas como para proceder a un análisis semicuantitativo de las mismas. Poste-

riormente se llevó a cabo la extracción de las arcillas de cada una de las muestras, estudiándose mediante el método de agregado orientado y aplicando los distintos tratamientos necesarios para determinar su mineralogía.

Al mismo tiempo, se determinaron los minerales pesados de esas 30 muestras obtenidas de la fracción 50-250 m μ , tras la separación con bromoformo, así como de dos niveles de microconglomerados próximos al posible límite Ypresiense-Luteciense. También se observaron en lámina delgada estos niveles antes citados mediante microscopía de polarización para determinar su textura y contrastar su composición mineralógica.

Por último, se ha llevado a cabo el análisis por MEB de algunas de las muestras de arcillas para determinar su composición, morfología, distribución y orientación en las mismas.

Análisis mineralógico por DRX

Los resultados del análisis mineralógico efectuado se recogen en la figura 2.

Del estudio de los diagramas de polvo de la muestra total se deduce que el mineral predominante es la calcita (45% de media en el total de las muestras), seguido de filosilicatos (40%) y cuarzo (15%). La tendencia de la calcita y del cuarzo es la de aumentar su concentración hacia el techo de la serie, al contrario de lo que le ocurre a los filosilicatos (Fig. 3).

La mineralogía de las arcillas pone de manifiesto el predominio de la illita (70%) frente a caolinita (10%), vermiculita (13%) e interestratificado illita-esmectita (7%). Es significativo que cuando aparece la vermiculita no está presente el interestratificado illita-esmectita y viceversa. Esto ocurre en el tránsito de la muestra 17 a 18 (a los 13,5 m del muro de la serie). Por lo tanto, la vermiculita está presente en las 17 primeras muestras de la serie, mientras que el interestratificado illita-esmectita lo hace en las 13 últimas (Fig.2). Este mineral alcanza su máximo valor al hacerse presente por primera vez (muestra 18, a 14 m del muro de la serie).

Hay que destacar también que la illita es más abundante en presencia del interestratificado illita-esmectita que junto a vermiculita (76% frente a 67%), al igual que le ocurre a la caolinita (11% frente a 9%), aunque en menor medida (Fig. 2).

Estudio óptico

Mediante microscopía de polarización se han observado los minerales pesados ($d > 2,89$) de la fracción comprendida entre 50 y 200 μ de las margas. En todos los casos son los minerales opacos (naturales o por recubrimiento de óxidos) los que predominan, de tal manera que sólo en algunas muestras se ha podido calcular el porcentaje de las distintas especies transparentes presentes. En general, los minerales mayoritarios son turmalina, circón y granate con proporciones menores de rutilo, epidota, estauroлита, andalucita, distena, anatasa, broquita y celestina.

Desde la muestra 20 en adelante los minerales aparecen casi totalmente recubiertos por óxidos de hierro aún después de haber sido tratados con citrato e hidrosulfato sódico para su eliminación (método de Mehra-Jackson). No obstante, algunos observados sin recubrir de óxidos son los mismos que encontramos anteriormente, apareciendo además pequeños granos rodados de topacio. La naturaleza de la mayoría de estos minerales indica un área fuente alejada, de origen metamórfico y/o magmático. También se ha realizado el estudio óptico de la fracción de 50-200 μ obtenida de dos muestras de microconglomerados situados en la mitad inferior (F1) y superior (F2) del tramo Inferior (Fig. 2), observándose una mineralogía similar a la de las margas y no detectándose diferencias cualitativas ni cuantitativas entre los minerales presentes en ambas muestras, excepto la aparición de los mencionados cristales de topacio en la muestra superior.

El análisis de las láminas delgadas de estas muestras aportan los siguientes datos:

Muestra F1. La calcita es el principal componente de la matriz y trama de la roca. Hay abundantes cristales de cuarzo de gran tamaño (hasta 2 mm) con bordes angulosos y formas muy variadas. La matriz es micrítica de grano muy fino y recristalizado. Contiene frecuentes inclusiones de cuarzo y de mica. Los restos fósiles son muy abundantes y totalmente transformados en calcita. Hay algas, corales y foraminíferos entre otros.

Muestra F2. Al igual que la muestra anterior, existe un neto predominio de los carbonatos (mayor aún en este caso) y del cuarzo, aunque estos últimos con tamaño generalmente inferior a 50 μ . Contiene una diseminación de sulfuros de hierro (pirita, parcialmente oxidada) y oxihidróxidos de hierro, que tiñen suave-

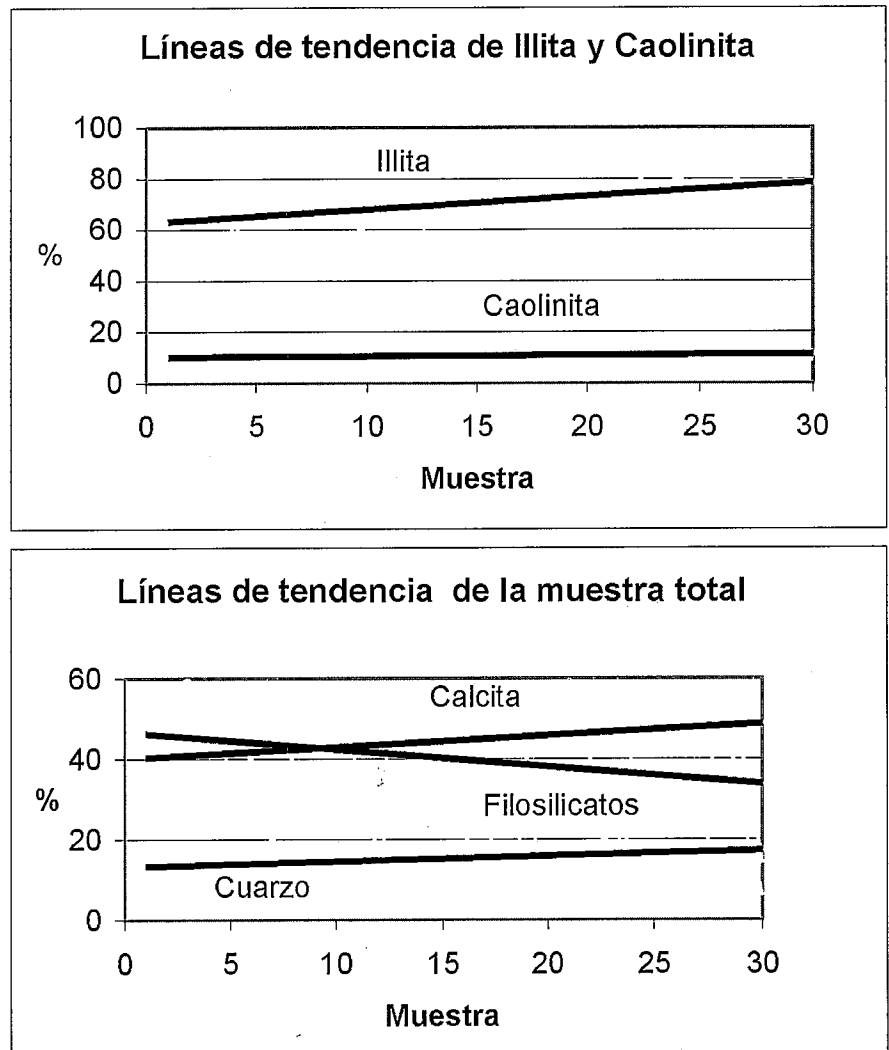


Fig. 3.- Tendencias lineales de la mineralogía de la muestra total y de la fracción arcilla.

Fig. 3.- Lineal tendency of whole rock and clay minerals.

mente a los principales componentes de la trama. Se observa una gran abundancia de foraminíferos planctónicos.

El estudio de las muestras de arcilla mediante el microscopio electrónico de barrido (MEB) pudo determinar que algunos cristales observados pertenecían a nontronita (esmectita dioctaédrica).

Discusión y conclusiones

El estudio realizado en el tramo Inferior de la serie de Fortuna sugiere significativas variaciones mineralógicas que vienen prácticamente a coincidir en el tiempo con las paleontológicas detectadas por Gonzalvo *et al.* (2001). Las paleontológicas se detectan a 12,5 m del muro y las mineralógicas a 13,5 m.

Las citadas variaciones vienen a poner de manifiesto el inicio de una fase transgresiva (corroborada con anterioridad por Gonzalvo y Molina, 2000, en base a criterios paleontológicos) y signi-

ficativas variaciones paleoclimáticas y paleoambientales.

La transgresión viene avalada por el aumento de carbonatos, disminución de los minerales de la arcilla y variaciones en el tamaño y forma de los cristales de cuarzo, hacia el techo de la serie, detectados por DRX y estudio óptico. Las variaciones paleoclimáticas y paleoambientales son manifestadas por la mineralogía de las arcillas (con un cambio en la tendencia de minerales heredados a procesos de alteración y neoformación) y los minerales pesados.

Los minerales de la arcilla son en su mayor parte heredados (illita y caolinita), llegando a la cuenca de depósito con pocos cambios en su quimismo por erosión y meteorización en el área fuente. La presencia de vermiculita en las 17 primeras muestras de la serie indica el desarrollo de una gran alteración en los sedimentos de procedencia, con gran disponibilidad de



Fig. 4.- Cristales de bentonita sobre nontronita

Fig. 4.- Crystals of bentonite over nontronite

caciones en el medio. Puede haberse originado a partir de illita y de clorita con enriquecimiento en alúmina, hierro y magnesio en un medio no muy ácido.

La transformación de vermiculita a un interstratificado illita-esmectita representa un endurecimiento del clima, que se hace más húmedo y cálido, lo que favorece un mayor lavado y oxidación. Las esmectitas incrementan su abundancia hacia el techo de la serie y de ahí la presencia de nontronita en algunas muestras (Fig. 4), con desaparición de magnesio e incorporación de hierro y aluminio. El aumento de hierro también hacia el techo queda asimismo eviden-

ciado por el estudio óptico, tanto de lámina delgada como de minerales pesados, lo que indica un paleoambiente más oxidante.

Estos datos mineralógicos podrían explicar una mayor profundidad de depósito al comienzo del Luteciense, hecho que pudo ser inducido por una pulsación tectónica y que ha sido puesto de manifiesto en otros lugares más cercanos a los bordes de cuenca (como en Moratalla, Murcia; Jerez Mir, 1973) mediante paraconformidades. Lo que ocurre es que en zonas alejadas de la costa, como la que estamos considerando, no se manifiestan las discontinuidades.

Agradecimientos

Al profesor Emilio Galán Huertos, de la Universidad de Sevilla por su colaboración en las conclusiones finales.

Bibliografía

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.A. (1995): In: Berggren, W.A., Kent, D.V. and Hardenbol, J., eds. *Soc. Econ. Geol. Paleont., Spe. Public.*, 129-212.
- Bignot, G. y Le Calvez, Y. (1969): *Proc. First Int. Conf. Plankt. Microf.*, 1, 161-166.
- Blondeau, A. (1981): *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 2, 167-180.
- Cavelier, C. y Pomerol, CH. (1986): *Bull. Soc. Geol. France*, 2, 273-276.
- Gonzalvo, C. (1997): In: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, (eds: J.P. Calvo y L. Morales), 101-104.
- Gonzalvo, C. (1999): *Geogaceta*, 24, 157-160.
- Gonzalvo, C. y Molina E. (1998): *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 11, 671-693.
- Gonzalvo, C. y Molina E. (2000): *Geotemas. V Congreso Geológico de España*; vol 1 (2), 347-350
- Gonzalvo, C., Mancheño, M. A., Molina, E., Rodríguez Estrella, E. y Romero, G. (2001): *Geogaceta*, 29, 65-68.
- Jerez Mir, L. (1973): *Tesis Universidad de Granada*; 750 pp.
- Jenkins, D.G y Luterbacher, H. (1992): *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 186, 1-5.
- Molina, E., Cosovic, V., Gonzalvo, C. y Von Salis, K. (2000): *Rev. Micropaleontologie*, 43(3), 381-391.
- Rodríguez Estrella, T. (1979): *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 97; 560p.