

Cambios de la mineralogía de arcillas en el tránsito Paleoceno/Eoceno del dominio Maláguide (Zonas Internas Béticas, SE de España)

Mineralogical changes through the Paleocene/Eocene transition in the Malaguide Domain (Internal Betic Zone, SE Spain)

F. J. ALCALÁ-GARCÍA ^(1,2), M. MARTÍN-MARTÍN ⁽³⁾ y A. MARTÍN-ALGARRA ⁽⁴⁾

(1) IGME. Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain.

(2) Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universidad Politécnica de Cataluña, 08034 Barcelona, Spain.

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante, AP 99, 03080 Alicante, Spain.

(4) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain.

RESUMEN

El tránsito Paleoceno/Eoceno del Dominio Maláguide (manto superior y no metamorfizado de la Zona Interna Bética, sectores occidentales de la Cadena Alpina), está caracterizado por una discontinuidad asociada a una laguna estratigráfica, que afecta al Ilerdiense. Durante el paso del Paleoceno al Eoceno se han detectado cambios en el tipo de depósitos condicionados por la naturaleza de las áreas fuentes. Los medios sedimentarios marinos evolucionan de una plataforma mixta a otra carbonatada y los medios continentales cambian de condiciones fluviales a lacustres. El registro mineralógico encontrado en los sedimentos marinos ha permitido deducir variaciones relativas del nivel del mar, que se relacionarían con procesos tectónicos compresivos regionales. También se ha deducido un cambio climático desde un clima estacionalmente seco a otro tropical húmedo. Este cambio climático favoreció, en el medio marino, el cambio de las condiciones de productividad que pasaron de eutróficas, durante el Paleoceno, a oligotróficas durante el Eoceno.

Palabras clave: Paleogeno. Maláguide. Clima. Eustatismo. Evolución Geodinámica.

ABSTRACT

The Paleocene/Eocene transition in the Malaguide Domain, upper and unmetamorphosed nappe of the Internal Betic Zone (Western Alpine Belt), is characterized by a stratigraphic unconformity with a stratigraphic gap affecting the Ilerdian. Some depositional changes, conditioned by the nature of the source areas, were detected during the Paleocene/Eocene transition. The sedimentary marine environment evolved from a mixed platform to a carbonated platform, whereas in the continental realm a change from fluvial to la-

custrine conditions took place. The mineralogical record found in marine sediments allowed the observation of a variation in the relative sea level curve due to regional compressive tectonic processes and a transition from a seasonally dry climate to a humid tropical climate. This transition favoured, in the marine environment, the change from eutrophic conditions during the Paleocene to oligotrophic conditions during the Eocene.

Keywords: Paleogene. Malaguide. Climate. Eustasy. Geodynamic Evolution.

EXTENDED ABSTRACT

The Betic Cordillera (Fig. 1) has been divided into two tectono-paleogeographic domains, the Internal and External Betic Zones (Julivert et al., 1977). After the latest Cretaceous, the so called Malaguide Complex (i.e. the upper and unmetamorphosed nappe of the Internal Betic Zone) underwent to a compressive evolution, which lasted until the Lower Miocene (Martín-Martín et al., 1997). The studied zone is located near the contact between the Internal and the External Zones and includes the Paleocene and early Eocene depositional sequences. These units constitute the best available record of the tectonic-sedimentary and paleoclimatic processes that affected the SE Iberian paleomargin during the early Tertiary.

STRATIGRAPHY

The Tertiary record of Sierra Espuña may be divided into sedimentary cycles that incorporate several depositional sequences bounded by unconformities and their laterally correlated conformities. The Paleocene to Lower Oligocene record defined by Martín-Martín (1996) was thought to belong to *The Malaguide Tertiary Lower Sedimentary Cycle*. This cycle is bound at the bottom and top by major unconformities, which are associated to biostratigraphic gaps. This sedimentary cycle consists of four depositional sequences: Paleocene, Cuisian-early Lutetian, middle Lutetian-Priabonian and Lower Oligocene (Martín-Martín, 1996).

The Paleocene Depositional Sequence

The lower limit of this unit constitutes a paraconformity, which overlies the Upper Cretaceous materials. On the other hand, the upper limit represents an unconformity with respect to the lower Eocene materials (Figs. 1 and 2):

a) In the inner basin zones (Doñana-Herrero, Mula and El Puerto sections) the succession is formed by rhythmic deposits. The bottom of the sequence is Danian in age. It consists of calcareous sandstone containing *Microcodium*, remobilised grains of phosphate and quartz and some bioclasts and calcareous conglomerates (Paquet, 1966) that alternate with centimetric levels of non fossiliferous marls and silts in the middle part of the succession (El Puerto section). Calcareenites and marly levels occur at the top (Thanettian in age).

b) In the marginal basin zones (Fuenteblanca and Valdelaparra sections) "Garumnian-like" facies occur. They consist of red lutites with *Microcodium*, conglomeratic intercalations fed from the Malaguide Mesozoic source areas and calcarenites with *Microcodium*.

It is assumed that the Paleocene succession was deposited in a mixed carbonate-siliciclastic marine platform, affected by major terrigenous contributions from emerged land areas, where development of alluvial sedimentation takes place (Martín-Martín et al., 1998). The presence of *Microcodium* points out that the emerged areas should have a vegetation cover developed under dry climatic conditions (Esteban and Klappa, 1983). The minor presence of large foraminifera denotes that the marine zone suffered the effects of eutrophic conditions (Hallock, 1988).

The Cuisian-early Lutetian Depositional Sequence

This sequence is bound by a lower unconformity spanning the Ilerdian. It is composed of two laterally related facies assemblages (Fig. 2):

a) In the basinal area (Doñana-Herrero, Mula, El Puerto and Fuenteblanca sections), the succession is composed of *Alveolina*-rich sandy limestones, *Nummulites*-rich limestones and algae limestones. This is the typical sedimentation in an inner carbonate platform with widespread occurrence of large foraminifera, characteristic of oligotrophic conditions (Hallock, 1988).

b) In the marginal area (Valdelaparra section), grey-blue marls and grey marly limestones with interbedded gastropod-rich and lignite-bearing levels are found. These sediments, Cuisian-early Lutetian in age, were interpreted as lagoon to marsh sediments deposited under tropical wet climatic conditions (Martín-Martín et al., 1998).

MINERALOGICAL ANALYSIS

Mineralogical data was obtained from 10 samples belonging to the marly intercalations in Paleocene and Eocene sediments from the Mula section (Fig. 3).

The Paleocene Depositional Sequence

The mineralogical assemblage of this unit (Fig. 3) consists of palygorskite, smectite, mixed layer I/S and illite (Table 1) which is typical of a marine Cretaceous sedimentation in the Atlantic zone (Thiry and Jacquín, 1993). This type of mineralogy is due to the erosion of outcropping Maláguide's marly Cretaceous sediments (Martínez-Ruiz, 1994). The presence of smectite indicates the erosion of contemporaneous and incipient clayey soil, coherent with the *Microcodium* development.

The Cuisian to early Lutetian Depositional Sequence

The bulk and clay mineralogy recorded in this unit seems to indicate a shared source area with underlying Paleocene successions (Fig. 3). Nevertheless, the onset of mixed layer I/Chl, kaolinite and chlorite might denote the erosion of lateritic like soils developed on land under a humid tropical climate (Millot, 1970; Chamley et al., 1990). The presence of neoformed palygorskite is consistent with this hypothesis (Isphording, 1973; Singer, 1979).

MEANING OF THE MINERALOGICAL DATA

Record of sea level changes in the Paleocene/early Eocene transition

The record of sea level changes during the later Paleocene and early Eocene obtained at the Mula section (Fig. 3c) by means of the [smectite+kaolinite/illite] ratio (Daoudi et al., 1995), is based in the different hydrodynamic behaviour of clay minerals (Gibbs, 1977). The changes in the mean mineralogical ratios are also related to the continental supply of sediments. Similar mineralogical ratios have been used with the same meaning (smectite/illite by Accarie et al., 1989; or kaolinite/illite by Moon et al., 2000). Due to the small influence of minor tectonic processes, the [smectite+kaolinite/illite] ratio can be interpreted as a curve of relative sea level variation. This characteristic can be potentially used in distal series such as Mula section, only affected by the major tectonic processes.

The general eustatic curve from Haq et al. (1988) suggests a transgression in the later Paleocene, followed by a fast regression in the Paleocene/Eocene boundary, and by a new transgression throughout the Lower Eocene (Fig. 3e). Nevertheless, the local curve of relative sea level change, according to the stratigraphic and mineralogical data, shows a different evolution. The reason is that it indicates a transgression and a new regression in the latest Paleocene. This was followed, after the Ilerdian gap, by a major transgression and a regression at the end of the Lower Eocene.

Record of climatic changes

The [palygorskite/smectite+kaolinite] ratio proposed by Adatte et al. (1998) has turned out to be suitable to reflect the climatic variations (Fig. 3f). An anomalous increment in palygorskite, together with a drop in the smectite contents, suggests a development of subtropical conditions. Smectite would be an indicator of edaphic conditions related to the vertical development of loamy soil under dry climatic conditions (Millot, 1970; Singer, 1979; Galán, 1986). There is also an increase in kaolinite content, which is related to classic lateritic conditions described in the paleogeographic domain of the old Tethys Sea during the Lower Eocene (Adatte and Bolle, 2001).

DEPOSITIONAL CHANGES DURING THE MALAGUIDE PALEOCENE/EOCENE TRANSITION

During the Paleocene/Eocene transition in the Maláguide Domain several changes in the depositional record took place.

Sedimentary and relative sea level evolution

The sedimentary evolution during the Paleocene can be divided into four successive stages:

a) rapid transgression over the Cretaceous materials, together with an erosive phase and the deposition of basinal facies,

- b) progradation of restricted environments to the platform,
- c) development of distal and deep marine facies, caused by a new transgression, and,
- d) a final regression (Fig. 4a).

Nevertheless, the field observations and the local eustatic curve discussed above suggest a great transgression in the Lower Eocene (Fig. 4b). The lack of correlation between the general and the local relative sea level curve during the Cuisian (Fig. 3), and the absence of Ilerdian sedimentation in the Malaguide Domain, exclude the glacioeustatic change as the sole explanation for the Cuisian transgression and the Ilerdian gap. The glacioeustatic change should be complemented with the regional tectonic changes to describe the occurrence of the Ilerdian stratigraphic gap. The latter is the result of a regional positive tectonic inversion that occurred in the western alpine belts and that also affected the Malaguide Domain (Zeck et al., 1989). This can be observed in the unconformities of the marginal sections of the basin. Tectonogenesis and metamorphism took place in the lower units of this domain simultaneously with compression. Preorogenic conditions persisted in the upper part of the domain.

Ecologic evolution

A change from fluvial to lacustrine conditions took place in the continental parts of the domain during the Paleocene-/Eocene transition. In the marine realm, the change was from mixed to carbonatic platform (Fig. 4) and from eutrophic to oligotrophic biologic conditions.

Climatic evolution

The two previous changes (sedimentation and paleoecological conditions) may be related to a climatic change that affected rain, runoff from the continent and weathering of source areas. Moreover, oceanic upwelling from the deeper marine zones, which largely influences the nutrient supply, could also have been modified (Fig. 4).

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética (Fig. 1a) ha sido clásicamente dividida en dos dominios tectono-paleogeográficos (Zonas Internas y Zonas Externas: Julivert et al., 1977). Estos dominios muestran importantes diferencias en su evolución sedimentaria y tectono-metamórfica, condicionados por la evolución de la deformación Alpina. El Complejo Maláguide constituye el manto superior no metamorfizado de las Zonas Internas que ha soportado una evolución compresiva desde el Cretácico hasta el Mioceno Inferior. No obstante, la actividad tectónica principal se desarrolló desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior (Martín-Martín et al., 1997). El estudio de los cambios estratigráficos y sedimentológicos en el Terciario Maláguide es muy importante para la reconstrucción de la paleogeografía y de la evolución geodinámica de este dominio en este periodo, en el que adquirió sus rasgos tectónicos principales.

El objetivo de este trabajo es mostrar los posibles cambios climáticos y del nivel marino que controlaron el depósito de las secuencias deposicionales del Paleoceno y Cuisiense-Luteciense inferior del dominio Maláguide en Sierra Espuña (Murcia), de las que se conoce sus prin-

cipales características estratigráficas y tectónicas (Martín-Martín, 1996; Martín-Martín et al., 1998). El trabajo se centra en cinco sucesiones estratigráficas que, de Norte a Sur, son: Lomo de Herrero, Mula, El Puerto, Fuenteblanca y Valdelaparra (Figs. 1b y 2). Se ha estudiado la mineralogía de la sucesión de Mula como primera aproximación para poner de manifiesto posibles cambios climáticos y de nivel marino en la región, ya que esta serie incluye todos los términos estratigráficos y biozonaciones descritos en la región (Martín-Martín, 1996; Martín-Martín et al., (1998; Serra-Kiel et al., 1998).

ESTRATIGRAFÍA

El Terciario de Sierra Espuña puede ser dividido en ciclos sedimentarios que incluyen diversas secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades con desarrollo hacia el centro de la cuenca. Los sedimentos del Paleoceno hasta el Oligoceno Inferior han sido definidos por Martín-Martín (1996) como pertenecientes al *Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide*. Este ciclo sedimentario preorogénico se sitúa sobre una discontinuidad mayor con laguna estratigráfica (límite Cretácico/Terciario). A techo, queda limitado por otra

discontinuidad con laguna estratigráfica relacionada con la fase tectónica compresiva que afecta a la sucesión maláguide subyacente. Este ciclo sedimentario está compuesto por las secuencias deposicionales del Paleoceno, del Cuisiense-Luteciense inferior, del Luteciense medio-Priaboniense y Oligoceno Inferior. Este trabajo se centra en el estudio de las dos primeras y recoge los estudios paleontológicos (foraminíferos planctónicos, nanoflora calcárea y macroforaminíferos bentónicos), las zonaciones propuestas y la bioestratigrafía que se describen de forma amplia en los trabajos de Martín-Martín (1996), Martín-Martín et al. (1998) y Serra-Kiel et al. (1998).

Secuencia deposicional del Paleoceno

Está compuesta por una sola unidad estratigráfica (Fig. 2). El límite inferior lo constituye una paraconformidad sobre el Cretácico Superior, mientras que el límite superior lo marca otra discontinuidad sobre la que aparece, en paraconformidad, la Secuencia Depositional del Cuisiense-Luteciense inferior. Asociada a ésta aparece una laguna estratigráfica que comprende al Ilerdiense en todo el Dominio Maláguide. En el área se pueden reconocer dos asociaciones de facies:

a) Facies de plataforma abierta, caracterizada por las series de Lomo de Herrero, Mula y El Puerto, donde la sucesión está formada por depósitos rítmicos. En la base aparecen unas areniscas carbonatadas que contienen fragmentos de cristales de *Microcodium* y granos de fosfato y cuarzo removilizados y algunos bioclastos (Paquet, 1969). También aparecen niveles de conglomerados calcáreos de colores oscuros con intercalaciones de niveles centimétricos de limos y margas arenosas azules azoicas. A este nivel se le atribuye una edad de Paleoceno Inferior (Daniense), según Martín-Martín et al. (1998). En la parte media de la sucesión aparecen unas calcarenitas o calciruditas de color gris oscuro con cantos de cuarzo, lignito y calizas (serie de El Puerto), que ha proporcionado algunos macroforaminíferos bentónicos que indican una edad de Palaeoceno Inferior (Selandiense). Finalmente, a techo, aparecen unas calcarenitas con niveles de margas similares al tramo inferior, pero que en este caso presentan flora y fauna planctónica de edad Paleoceno Superior (Thanetiense: Martín-Martín et al., 1998).

b) En las zonas marginales de la cuenca (serie de Fuentablanca) aparecen facies tipo "Garumniense" interpretadas por Martín-Martín et al. (1998) como depósitos fluviales. Estas sucesiones están formadas por lutitas rojas, calcarenitas con *Microcodium* removilizado e inter-

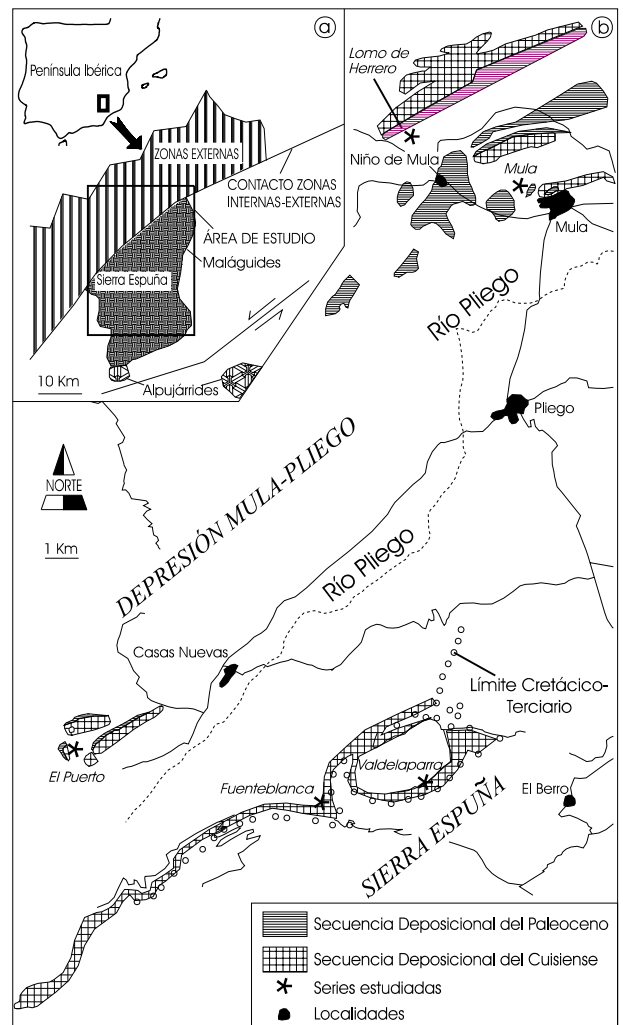


Figura 1. a: localización geográfica y geológica del área de Sierra Espuña. b: afloramientos del Paleoceno y Eoceno basal en el dominio Maláguide oriental. Tomado de Martín-Martín (1996).

Figure 1. a: Location and geological sketch of the Sierra Espuña area. b: Paleocene and Lower Eocene outcrops in the Eastern Malaguide domain (Martín-Martín, 1996).

calaciones de conglomerados constituidos por clastos mesozoicos.

El tipo de facies y el contenido paleontológico de los depósitos marinos paleocenos indican que debieron sedimentarse en una plataforma mixta, con importantes contribuciones desde áreas fuente emergidas en las que se desarrollaba una sedimentación de tipo fluvial afectada por procesos de erosión. La presencia de fragmentos

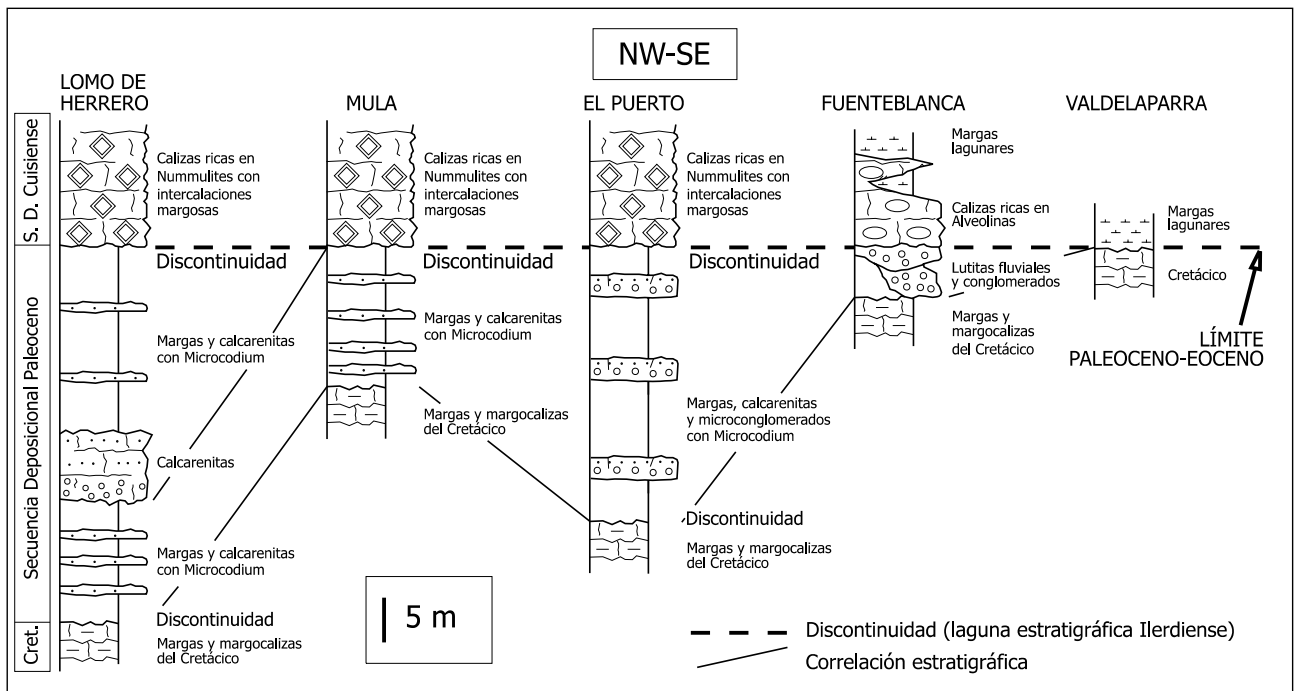


Figura 2. Columnas litoestratigráficas mostrando el tránsito Paleoceno/Eoceno y el cambio lateral de facies de los sedimentos del Paleoceno y el Eoceno basal.

Figure 2. Lithostratigraphic sections showing the Paleocene/Eocene transition and the lateral changes of facies of the Paleocene and lower Eocene sediments.

de *Microcodium* indica que estas áreas emergidas debieron estar localizadas próximas al medio marino, soportando coberteras vegetales asociadas a un clima estacional con cierta aridez (Esteban y Klappa, 1983). Por otra parte, la presencia de fosfatos biogénicos y la escasa presencia de macroforaminíferos indican que la zona marina estaría sometida a condiciones eutróficas durante este periodo (Hallock, 1988). Según Martín-Martín et al. (1998), esta eutrofización pudo deberse a procesos de afloramiento de aguas desde zonas más profundas hacia las zonas de plataforma. Este proceso parece acontecer durante este periodo en otros dominios paleogeográficos vecinos del Tethys (Sassi et al., 1987).

Secuencia deposicional del Cuisiense inferior-Lute-ciense

Está limitada a muro por una importante discontinuidad con laguna estratigráfica que comprende el Ilerdiense. A techo, está constituida por dos asociaciones de facies (Fig. 2):

a) Hacia el centro de la cuenca, la sucesión está compuesta por calizas beige arenosas ricas en alveolinas (serie de Fuenteblanca), calizas blancas y beige ricas en nummulites y calizas algales blancas y beige (series de Lomo de Herrero, Mula y El Puerto). Estos sedimentos representan la sedimentación en una plataforma interna con un gran desarrollo de macroforaminíferos bentónicos en condiciones oligotróficas (Hallock, 1988).

b) La serie de Valdelaparra, en la zona marginal de la cuenca, está constituida por facies margosas gris azuladas y calizas margosas grises ricas en gasterópodos con pequeños niveles de lignito que fueron interpretados por Serrano et al. (1995) como depósitos de ambientes de transición “lagoon” a lacustres. En ocasiones aparecen intercalados pequeños niveles de calizas ricas en alveolinas que han permitido datar estos sedimentos como de edad Cuisiense-Lute-ciense inferior (Martín-Martín, 1996). Kedves et al. (1997) han realizado estudios palinológicos en los pequeños niveles de lignito de series maláguides localizadas más al sur, en la provincia de Málaga, encontrando asociaciones que indican unas con-

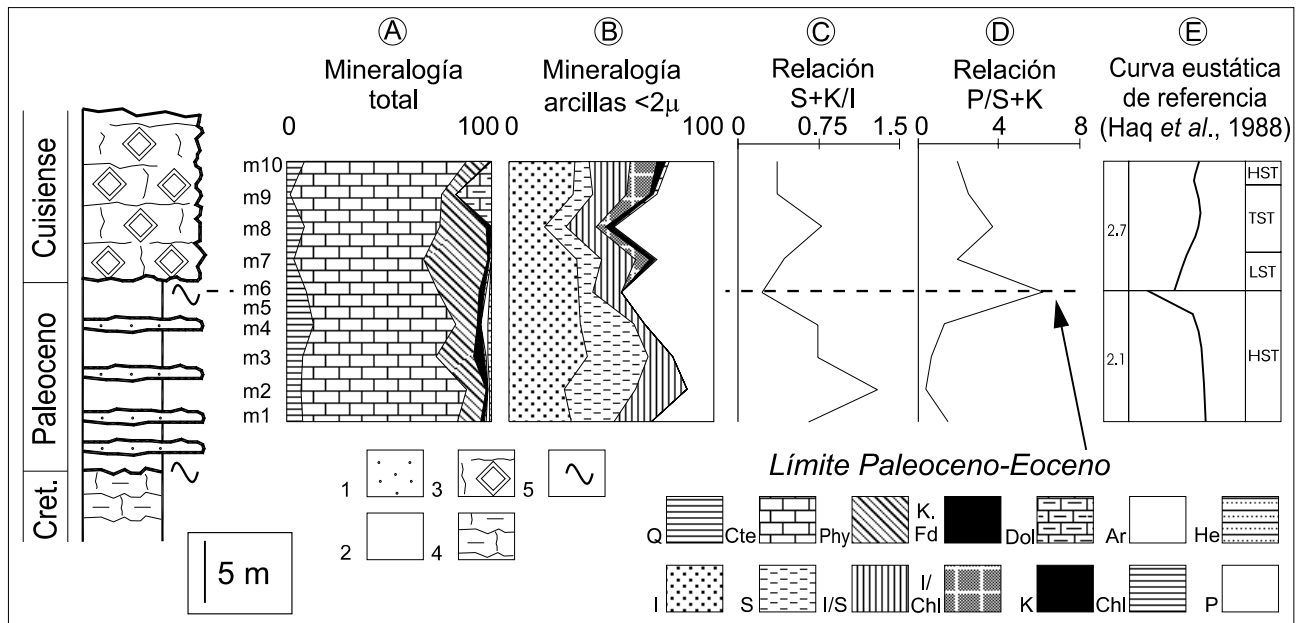


Figura 3.- A-B: litología, mineralogía total y de arcillas del tránsito Paleoceno/Eoceno de la serie de Mula. Litología: 1. Calcarenitas con *Microcodium*; 2. Margas con *Microcodium*; 3. Calizas ricas en *Nummulites* con intercalaciones margosas; 4. Margas cretácicas; 5. Discontinuidad. Mineralogía total: Q: cuarzo; Cte: calcita; Phy: filosilicatos; K-Fd: feldespato potásico; Dol: dolomita; Ar: aragonito; He: hematites. Mineralogía de arcillas: I: illita; S: esmectita; I/S: interestratificados illita-esmectita; I/Chl: interestratificados illita-clorita; K: caolinita; Chl: clorita; P: paligorskita. C: la relación S+K/I representa la curva de variación relativa del nivel del mar para esta serie. Según Daoudi et al. (1995), su incremento sugiere condiciones más distales. D: la relación P/S+K representa la curva de evolución climática. Su incremento sugiere condiciones más áridas (Adatte et al., 1998). E: curva eustática de Haq et al. (1988) para el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior.

Figure 3.- A-B: lithology, bulk and clay mineralogy of the Palaeocene/Eocene transition in the Mula section. Lithology: 1. Calcarenites with *Microcodium*; 2. Marls with *Microcodium*; 3. *Nummulites* rich limestone with marly intercalations; 4. Cretaceous marls; 5. Unconformity. Bulk mineralogy: Q: quartz; Cte: calcite; Phy: phyllosilicates; K-Fd: K feldspar; Dol: dolomite; Ar: aragonite; He: hematite. Clay mineralogy: I: illite; S: smectite; I/S: mixed layers illite-smectite; I/Chl: mixed layers illite-chlorite; K: kaolinite; Chl: chlorite; P: palygorskite. C: the S+K/I ratio is considered here a proxy of evolution of relative sea level curve. According to Daoudi et al. (1995), the increase of this ratio suggests more distal conditions. D: the P/S+K ratio is considered here as a proxy of the climatic evolution. Its increase suggests more arid conditions (Adatte et al., 1998). E: Eustatic curve from Haq et al. (1998) for the Upper Paleocene and Lower Eocene.

diciones climáticas de tipo tropical. Este dato está en concordancia con la aparición de dientes de cocodrilo en los niveles de lignito en el área de Sierra Espuña (Ruiz-Bustos: *com. pers.*).

MINERALOGÍA DE LAS SECUENCIAS PALEOCENA Y EOCENA INFERIOR

En este trabajo se ha realizado el estudio mineralógico de 10 muestras pertenecientes a las intercalaciones margosas de los sedimentos próximos al tránsito Paleoceno-Eoceno de la serie de Mula (Fig. 3), como la serie más completa y característica de plataforma distal. El es-

tudio se ha efectuado mediante difracción de rayos X, utilizando un difractómetro modelo Phillips PW 1710 dotado de rendija automática, radiación CuK α y una velocidad de exploración de 2° a 6° por minuto desde 2° 2 θ a 60° 2 θ . Se ha estudiado tanto muestra total como la fracción arcilla, utilizando los poderes reflectantes recogidos en Biscaye (1965) y Barahona (1974) para la cuantificación de las distintas fases minerales.

Secuencia deposicional del Paleoceno

La asociación mineral encontrada (Tabla 1) se caracteriza por la presencia de paligorskita, esmectitas, illita e

Tabla 1. Mineralogía total y de arcillas de las muestras estudiadas.

Table 1. Bulk and clay mineralogy of the studied samples.

Muestra	Mineralogía total							Mineralogía de arcillas						Relaciones		
	Qtz	Cte	Phy	K-Fd	Dol	Ar	He	I	S	I/S	I/Chl	K	Chl	Pal	[S+K/I]	[P/S+K]
m10	8	80	11	-	-	-	-	32	7	21	13	<5	tr	22	0,4	1,9
m9	2	74	7	-	17	-	-	32	9	16	12	<5	<5	28	0,4	2,4
m8	9	67	23	<5	-	-	-	17	10	15	5	<5	<5	48	0,8	3,7
m7	4	64	31	-	tr	-	-	33	12	16	8	<5	tr	28	0,4	1,9
m6	9	65	20	tr	tr	<5	tr	34	7	14	<5	tr	tr	45	0,2	6,2
m5	13	69	10	<5	-	4	tr	35	26	6	-	-	-	34	0,7	1,3
m4	8	66	18	5	tr	<5	tr	39	29	13	-	-	-	20	0,7	0,7
m3	7	81	9	tr	-	tr	tr	27	35	26	-	-	-	13	1,3	0,4
m2	8	76	11	<5	tr	<5	tr	31	20	19	-	-	-	31	0,7	1,5
m1	7	74	13	tr	tr	<5	-	34	19	18	-	-	-	33	0,6	1,7

tr: trazas

Los valores están expresados en %, siguiendo los poderes de reflexión de Biscaye (1965) y Barahora (1974). Qtz: cuarzo; Phy: filosilicatos; Cte: calcita; Dol: dolomita; K-Fd: feldespato potásico; Ar: aragonito; He: hematites; I: illita; S: esmectita; I/S: interstratificados illita-esmectita; I/Chl: interstratificados illita-clorita; K: kaolinite; Chl: clorita y Pal: paligorskita. Los valores de variación relativa del nivel del mar y climática se han obtenido a partir de las relaciones [S+K/I] y [P/S+K].

The values are expressed in %, following the reflecting powers of Biscaye (1965) and Barahora (1974). Qtz: quartz; Phy: phyllosilicates; Cte: calcite; Dol: dolomite; K-Fd: K-feldspar; Ar: aragonite; He: hematite; I: illite; S: smectite; I/S: mixed-layers illite-smectite; I/Chl: mixed-layers illite-chlorite; K: kaolinite; Chl: chlorite and Pal: palygorskite. The relative sea level and climatic variation values have been obtained from the [S+K/I] and [P/S+K] ratios.

interstratificados I/S (Fig. 3), minerales comunes en sedimentos cretácicos marinos (Thiry y Jacquin, 1993). Su aparición se ha interpretado como debida a la erosión de rocas margosas cretácicas de la zona (Martínez-Ruiz, 1994). En el dominio Maláguide esta interpretación se relaciona con el tipo de facies cretácicas existentes (Paquet, 1969), con las evidencias de campo observadas (transgresión paleocena: Martín-Martín et al., 1998) y con el incremento en el contenido de paligorskita a partir del desmantelamiento de terrenos cretácicos ricos en este mineral (López-Galindo y Martín-Algarra, 1990), mientras que se producía un descenso eustático durante el Paleoceno (Fig. 3C). La presencia abundante de esmectita parece indicar también la erosión de perfiles edáficos contemporáneos asociados a un clima estacional, lo que resulta coherente con el importante desarrollo de *Microcodium*.

Secuencia deposicional del Cuisiense-Luteciense inferior

La asociación mineral caracterizada (Tabla 1) parece indicar un mismo tipo de áreas fuente (terrenos cretácicos) para estos sedimentos (Fig. 3). Sin embargo, la aparición por primera vez de interstratificados I/Chl, caoli-

nita y clorita en cantidades pequeñas parece indicar la erosión de perfiles edáficos de tipo laterítico desarrollados en condiciones climáticas de tipo tropical húmedo (Millot, 1970; Chamley et al., 1990). Esta afirmación se apoya además en la aparición de paligorskita neoformada con alta cristalinidad, que suele ser común en estos medios de transición marino-continental más restringidos (Isphording, 1973; Singer, 1979).

SIGNIFICADO DE LOS CAMBIOS MINERALÓGICOS

Curva de evolución relativa del nivel del mar

La curva de variación relativa del nivel del mar obtenida (Fig. 3C) para la parte superior del Paleoceno (Thanetiense) e inferior del Eoceno (Cuisiense) de la serie de Mula, se ha realizado a partir de la relación mineralógica [esmectita+caolinita/illita] propuesta por Daoudi et al. (1995). El uso de esta relación está justificado por la naturaleza illítico-esmectítica de las muestras y por los mecanismos hidrodinámicos de transporte mineral en medios marinos (Whitehouse et al., 1960;

Gibbs, 1977). Algunos autores han utilizado similares relaciones minerales con igual significado (esmectita/illita por Accarie et al., 1989; o caolinita/illita por Moon et al., 2000). El uso de estas relaciones se justifica porque los minerales de la arcilla presentan diferentes comportamientos hidrodinámicos relacionados con su estructura y densidad que controlan su capacidad de ser transportados en el medio marino. La esmectita, muy común en estos sedimentos, puede ser transportada en suspensión a grandes distancias, mientras que la caolinita, de aparición ocasional, se relaciona con depósitos más proximales (Whitehouse et al., 1960). La illita suele ser el mineral de las arcillas más común en los sedimentos marinos (Gibbs, 1977). Su aparición, incluso en sedimentos muy distales, permite el uso de la relación mineral [S+K/I]. La curva obtenida a partir de estas proporciones mineralógicas está relacionada con la variación mineralógica de los aportes de sedimentos continentales y está en función de las variaciones relativas del nivel del mar. Este hecho permite construir una curva local de evolución del nivel del mar que muestre estas variaciones. Se ha elegido la serie de Mula por ser la más distal y la que menos interferencia debería mostrar respecto a los procesos tectónicos menores que se producían en la cuenca.

Se ha comparado la curva de variación relativa del nivel del mar obtenida con parte de la curva eustática propuesta por Haq et al. (1988) para el intervalo de registro considerado. Estos autores proponen una transgresión en el Paleoceno terminal, seguida por una rápida regresión en el tránsito Paleoceno/Eoceno y luego una nueva transgresión que afectó a todo el Eoceno inferior (Fig. 3E). La curva local obtenida (Fig. 3C), en buena concordancia con las observaciones de campo, indica que durante el Paleoceno terminal se produjo una transgresión seguida de una regresión a la que le siguió, después de la laguna estratigráfica del Ilerdiense, una transgresión y una posterior regresión hasta el final del Eoceno Inferior (Fig. 3C). La comparación entre las curvas local y global muestra diferencias, especialmente en el tramo final del Paleoceno, donde la curva obtenida en este estudio es regresiva. La laguna estratigráfica, que abarca todo el Ilerdiense, constituiría el punto final de esta regresión. La presencia de esta laguna ha sido constatada en la región de la Alta Cadena (dominio paleogeográfico del Subbético Interno de las Zonas Externas Béticas) mediante estudios similares de aproximación mineralógica a los estudios eustáticos (Alcalá-García et al., 1998).

Evolución climática en el tránsito Paleoceno/Eoceno

La aplicación de los estudios mineralógicos para la caracterización de las condiciones climáticas de una zo-

na ya fue puesta de manifiesto por Millot (1970) y aplicada posteriormente por Singer (1984) y Galán (1986). En la Figura 3D se ha propuesto una curva mineralógica que sería indicativa de posibles cambios de las condiciones climáticas en las que aparecen ciertas especies minerales. El significado de esta curva se relaciona con la capacidad de preservación o neoformación de estos minerales en las áreas fuente y la cuenca y por lo tanto con las condiciones climáticas de estabilidad para los mismos (Millot, 1970; Singer, 1979; Galán, 1986). La relación mineralógica [paligorskita/esmectita+caolinita] propuesta por Adatte et al. (1998) para el estudio de sedimentos marinos en el dominio paleogeográfico del Subbético Medio ha resultado ser idónea para mostrar las variaciones climáticas a partir de la naturaleza mineralógica de las muestras. El incremento anómalo en paligorskita durante el Paleoceno sugiere un desarrollo de condiciones subtropicales, que suele ir acompañado en ocasiones de un descenso de los contenidos de esmectita, indicador de condiciones edafológicas ligadas a desarrollo vertical arcilloso del suelo en climas estacionales (Galán, 1986). El aumento de caolinita durante el Eoceno inferior, mineral ligado a condiciones lateríticas clásicas, sugiere el desarrollo de un clima tropical húmedo. Este aspecto ha sido descrito en otros dominios paleogeográficos del antiguo mar de Tethys (Adatte y Bolle, 2001).

CONCLUSIONES

A partir de los nuevos datos mineralógicos aportados en este trabajo y de los datos previos existentes sobre la evolución sedimentaria de la zona, los principales rasgos del tránsito Paleoceno/Eoceno en el Dominio Maláguide son:

Evolución sedimentaria y cambio relativo del nivel del mar

La evolución sedimentaria del Paleoceno del dominio Maláguide puede ser dividida en cuatro etapas sucesivas:

- a) una rápida transgresión sobre los materiales cretácicos acompañada por una fase erosiva, como indica la presencia de esmectita, mineral muy abundante en los sedimentos cretácicos (Thiry y Jacquín, 1993; López-Galindo y Martín-Algarra, 1990; Martínez-Ruiz, 1994) y el depósito de facies distales,
- b) progradación de los medios próximos a la plataforma,

c) una regresión en el Paleoceno terminal (Fig. 4a) y
 d) una gran transgresión en el Eoceno Inferior como
 evidencian las características de campo y la curva obte-
 nida de variación relativa del nivel del mar (Fig. 4b).

Se han deducido diferencias entre la curva de varia-
 ción relativa del nivel del mar local y la general durante
 el Paleoceno terminal (Fig. 3). Ello, unido a la ausencia
 de sedimentación ilerdiense en el Domino Maláguide,
 que sí está presente en otros dominios paleogeográficos
 del Orógeno Alpino (Cordillera Pirenaica: Martín-Mar-
 tín et al., 1997), permite excluir, como única hipótesis,
 una variación eustática para explicar la transgresión del
 Cuisiense y la laguna estratigráfica del Ilerdiense. Alca-
 lá-García et al. (1998) han mostrado la existencia de es-
 ta laguna estratigráfica en otros dominios paleogeográfi-
 cos béticos. Este hecho puede estar relacionado a un
 proceso conjunto de variación eustática y cambios tectó-
 nicos regionales durante este periodo, relacionados con
 la inversión tectónica regional producida en las cadenas
 alpinas occidentales que debió afectar también al Domi-
 no Maláguide (Martín-Martín et al., 1997; Sanz de Gal-
 deano et al., 2000), situado durante el Paleogeno mucho
 más al Sur-Este de su posición actual (Martín-Algarra,
 1987). Mientras que en la zona profunda de este dominio
 se producían fenómenos compresivos que permitían la
 tectonogénesis y el metamorfismo nealpino (Zeck et
 al., 1989), en superficie todavía acontecían condiciones
 preorogénicas que debieron controlar las variaciones en
 la morfología de la cuenca, favoreciendo el desarrollo de
 discontinuidades como la del Ilerdiense y cambios am-
 bientales y de dispositivos sedimentarios locales en los
 bordes de cuenca (paso de condiciones marinas en el Pa-
 leoceno a continentales en el Eoceno).

Evolución paleoambiental y paleoecológica

Durante este periodo tuvo lugar, en medios continen-
 tales, un cambio de sedimentación fluvial a lacustre. En-
 tretanto, los ambientes marinos pasaron de plataformas
 mixtas a carbonatadas (Fig. 4). Las condiciones de los
 sistemas biológicos marinos cambiaron de eutróficos, ri-
 cos en nutrientes en el Paleoceno terminal, a oligotrófi-
 cos en el Eoceno inferior.

Evolución climática

Los cambios de sedimentación y de las condiciones
 biológicas registran de forma implícita una variación en
 las condiciones climáticas que debió condicionar las pre-

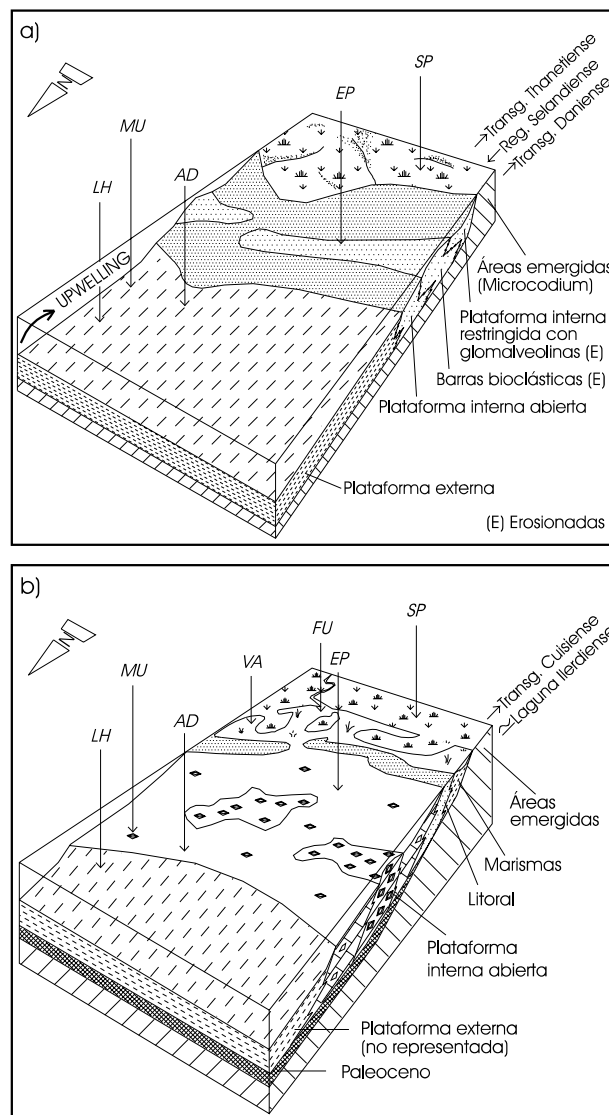


Figura 4. a: Modelo sedimentario propuesto para el Paleoceno Superior. b: Modelo sedimentario propuesto para el Cuisiense. Modificado de Martín-Martín (1996). Localización de las series reconocidas: LH: Lomo del Herrero; MU: Mula; AD: Altos de Doñana; EP: El Puerto; SE: Sierra Espuña; VA: Valdelaparra; FU: Fuenteblanca.

Figure 4. a: Sedimentary model proposed for the Upper Paleocene. b: Sedimentary model proposed for the Cuisian. Modified from Martín-Martín (1996). Location of recognised sections: LH: Lomo del Herrero; MU: Mula; AD: Altos de Doñana; EP: El Puerto; SE: Sierra Espuña; VA: Valdelaparra; FU: Fuenteblanca.

cipitaciones, la meteorización, la escorrentía desde las áreas continentales y los procesos de afloramiento de aguas desde las zonas marinas profundas (Fig. 4a). Estos

indicios, que sugieren posibles cambios climáticos, concuerdan con cambios de las asociaciones mineralógicas de la arcilla, la presencia de *Microcodium* en los sedimentos paleocenos, los datos palinológicos continentales y la presencia de dientes de cocodrilo en los sedimentos del Eoceno inferior. En conjunto, estos datos sugieren el paso de un clima estacionalmente seco y severo durante el Paleoceno Superior a uno tropical húmedo durante el Eoceno Inferior, similar al propuesto por Adatte y Bolle (2001) en otros dominios paleogeográficos del antiguo mar de Tethys.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con el soporte económico de los proyectos de la DGCYT: BTE2000-0299, PB95-1271-C02-01 y HID1999-0205. Agradecemos la colaboración prestada por el Profesor Jacques Rey de la Université Paul Sabatier de Toulouse (Francia) y las sugerencias y comentarios realizados por los editores de la revista Dr. Ll. Cabrera y Dr. J. M. Soler.

BIBLIOGRAFÍA

- Accarie, H., Renard, M., Deconinck, J. F., Beaudoin, B., Fleury, J.J., 1989. Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles de calcaires pélagiques Sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). C. R. Acad. Sci. Paris, 309, série II, 1679-1685.
- Adatte, T., Keller, G., Lu, G., Bolle, M.P., Ortiz, N., 1998. Abrupt climatic, oceanographic and ecologic changes near the Palaeocene-Eocene transition in the deep Thetys basin: the Alamedilla section (Southern Spain). *Strata*, 1(9), 10-11.
- Adatte, T., Bolle, M.P., 2001. Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. *Clay Minerals*, 36(2), 249-261.
- Alcalá-García, F.J., López-Galindo, A., Martín-Martín, M., 1998. Mineralogía del Terciario de la Alta Cadena (NE de la provincia de Málaga: S de España) Implicaciones paleogeográficas y sedimentológicas. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 21, 163-175.
- Barahona, E., 1974. Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 398 pp.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-832.
- Chamley, H., Deconinck, J.F., Millot, G., 1990. Sur la abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au Paléocène. C. R. Acad. Paris, 311, Serie II, 1529-1536.
- Daoudi, L., Deconinck, J.F., Witam, O., Rey, J., 1995. Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 320, série IIA, 707-711.
- Esteban, M., Klappa, C., 1983. Subaerial exposure. In P.A. Scholle, D.G. Bebout, M. Moore (eds.). *Carbonate Depositional Environments*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 33, 1-54.
- Galán, E., 1986. Las arcillas como indicadores paleoambientales. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 9, 11-22.
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of sedimentary petrology*, 47, 237-243.
- Hallock, P., 1988. Diversification in algal symbiotic-bearing Foraminifera: A response to oligotrophy?. *Rev. Paleob. Benthos'86*, Genève, V. Spéc., 2, 789-797.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-levels change. *SEPM Special Publication*, 42, 71-108.
- Isphording, W.C., 1973. Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite-sepiolite deposits. *Clays and Clay Minerals*, 21, 391-401.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.E.N., 1977. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, (1:1.000.000). IGME, Madrid.
- Kedves, M., Solé de Porta, N., Martín-Algarra, A., 1997. Spores and pollen grains from Eocene layers of Málaga. *Plant Cell Biology and Development*, 7, 37-55.
- López-Galindo, A., Martín-Algarra, A., 1990. Composición mineralógica de las arcillas del Cretácico medio de los flyschs de Ubrique y del corredor del Boyar (Complejo del Campo de Gibraltar): Implicaciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 3(1-2), 53-64.
- Martín-Algarra, A., 1987. Evolución geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 1171 pp.
- Martín-Martín, M., 1996. El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Estratigrafía y evolución paleogeográfica*. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 297 pp.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J.A., Serra-Kiel, J., 1997. Timing of Deformation in the Maláguide of the Sierra Espuña (Southeastern Spain). *Geodynamic evolution of Betic Internal Zone*. *Geol. Mijnbouw*, 75(4), 309-316.
- Martín-Martín, M., Serra-Kiel, J., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Serrano, F., 1998. Le paléocène des Malaguides orientales (Cordillères bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie. C. R. Acad. Sci. Paris, 326, série II, 35-41.
- Martínez-Ruiz, F., 1994. Geoquímica y mineralogía del transi-

- to Cretácico-Terciario en las cordilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 281 pp.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. Masson et Cie. París, 429 p.
- Moon, J. W., Song, Y., Moon, H. S., Lee, G.H., 2000. Clay minerals from tidal sediments at Youngjong Island, Korea, as a potencial indicator of sea-level change. *Clay Minerals*, 35, 841-855.
- Paquet, J., 1969. *Étude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne)*. Mémoire 111 de la Société Géologique de France, 267 pp.
- Sanz de Galdeano, C., Martín-Martín, M., Estévez, A., 2000. Unidades tectónicas y estructura del sector meridional de Sierra Espuña (Cordillera Bética, Murcia). *Estudios Geol.*, 56, 269-278.
- Sassi, S., Belayouni, H., Chaabani, F., 1987. Palaeocene-Eocene phosphorites and associated facies in Gafsa Basin (Tunisia). *Geological Field Guide*, 219-252.
- Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J. A., Tosquella, J., Ferrández-Cañadell, C., Serrano, C., 1998. Bioestratigrafía y litoestratigrafía del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Acta Geol. Hispánica*, 31(1-3), 161-189.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., 1995. The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geol. Mijnbouw*, 74, 105-116.
- Singer, A., 1979. Palygorskite in sediments: Detritical, diagenetic or neoformed. A critical review. *Geol. Rundsch.*, 68(3), 996-1008.
- Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth-Sci. Rev.*, 21, 251-293.
- Thiry, M., Jacquin, T., 1993. Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level change and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic Ocean. *Clay Minerals*, 28, 61-84.
- Whitehouse, U.G., Jeffrey, L.M., Debrecht, J.D., 1960. Differential setting tendencies of clay minerals in saline waters. In A. Swineford (ed.). *Proc. 7th Natl. Conf. Clays and clay minerals*. Pergamon. 79 pp.
- Zeck, H.P., Albat, B.T., Hansen, R.L., Torres-Roldán, A., García-Casco, A., Martín-Algarra, A., 1989. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.