

## EL PALEOCENO DE LA ALTA CADENA (SUBBÉTICO INTERNO, CORDILLERA BÉTICA) IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PALEOMARGEN SUD-IBÉRICO

F. J. Alcalá-García\*, \*\*, A. López-Galindo\*\*\* y M. Martín-Martín\*\*\*\*

### RESUMEN

La complejidad estructural de la región de la Alta Cadena (Subbético Interno de la Provincia de Málaga) y la baja calidad de los afloramientos no ha permitido definir formalmente formaciones en los materiales paleocenos de plataforma abierta. No obstante, sí se indican los lugares de mejor exposición de las series, proponiendo una división en dos secuencias deposicionales: Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior (SDPI) y Secuencia Depositional del Paleoceno Superior (SDPS) que, a su vez, queda dividida en dos parasecuencias (P1 y P2) obtenidas a partir del estudio mineralógico. Se definen estas secuencias a partir del reconocimiento de las superficies de discontinuidad que las delimitan, siendo éstas interpretadas como debidas a procesos tectónicos, en unos casos, o a procesos eustáticos, en otros. Se propone la evolución geodinámica de estos materiales mediante el estudio estratigráfico, mineralógico y análisis sedimentario. De forma complementaria se apuntan las principales características de sus áreas fuente durante este período.

**Palabras clave:** *Paleoceno, estratigrafía secuencial, mineralogía de arcillas, evolución geodinámica.*

### ABSTRACT

No formal formations have been defined taking into account the structural deformation and low quality of the Paleocene outcroppings open platform sediments from the High Chain area (Internal Subbetic, Málaga Province). Nevertheless, the better series are indicated, and a division in two depositional sequences are proposed: Lower Paleocene Depositional Sequence (SDPI) and Upper Paleocene Depositional Sequence (SDPS), the later being sub-divided in two parasequences (P1 and P2) obtained from the clay mineralogy. The sequences have been defined on the basis of unconformity surfaces interpreted as due to tectonic or eustatic processes. It is proposed the geodynamic evolution of this materials belonging to the South-Iberian paleomargin according with stratigraphical, mineralogical and sedimentary analysis data and shows also the main characteristics of source areas during this period.

**Key words:** *Paleocene, sequential stratigraphy, clay mineralogy, geodynamic evolution.*

### Introducción

La región de la Alta Cadena (Subbético Interno) se localiza al Norte de la provincia de Málaga, próxima al contacto Zonas Internas-Zonas Externas de la Cordillera Bética (fig. 1). Esta área constituyó durante el

Mesozoico y el Paleógeno el paleomargen Sud-Ibérico (Azéma *et al.*, 1979). Cruz San Julián (1974) llegó a encuadrarla dentro del Subbético Ultrainterno y la asoció a una posición de transición al surco de los Flysch.

Englobado dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar aparece el Complejo del

\* Instituto y Geológico Minero de España. Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid (España).

\*\* Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Univ. Politécnica de Cataluña, 08034, Barcelona (España).

\*\*\* Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Univ. de Granada. Facultad de Ciencias, Fuentenueva, s/n, 18002 Granada (España).

\*\*\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. Univ. de Alicante. AP 99, 03080 Alicante (España).

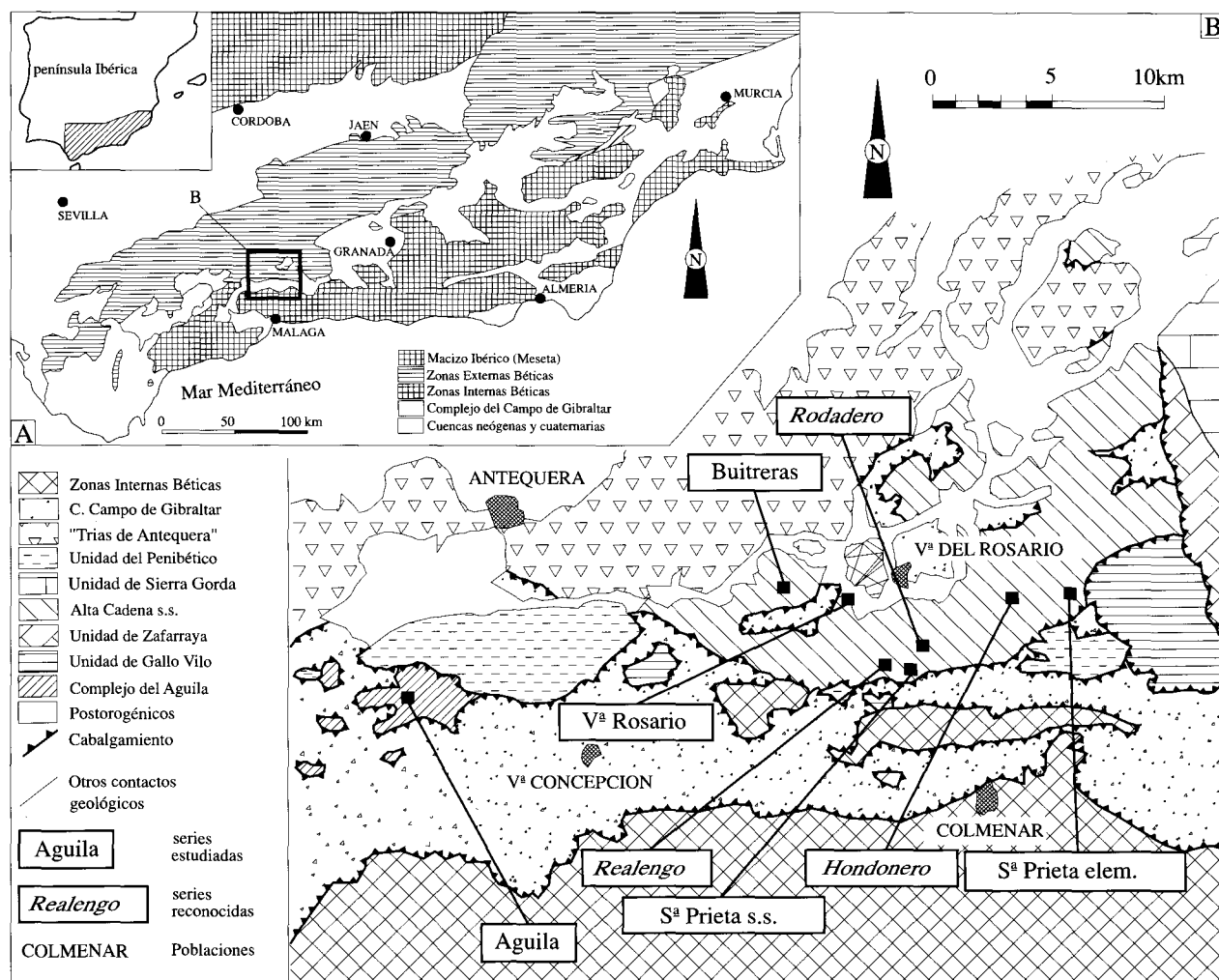


Fig. 1.—A: Esquema geológico regional de la Cordillera Bética. B: Localización geográfica y geológica de las series estudiadas en la región de la Alta Cadena y Cerro del Águila. Esquema tomado de Martín-Algarra (1987).

Águila (fig. 1b), con edades comprendidas entre el Paleoceno y el Burdigaliense inferior (Peyre, 1974). Alcalá-García *et al.* (1998 b) proponen para este complejo, mediante criterios estratigráficos y mineralógicos, un origen ligado a las series de plataforma de la Alta Cadena *s.s.* El Complejo del Águila, según estos autores, constituiría un elemento distal de la plataforma de la Alta Cadena, que transicionaría hacia zonas más internas, bien al Penibético, bien al Surco de los Flysch Béticos (Martín-Algarra, 1987).

Las series terciarias de la Alta Cadena son discordantes sobre materiales mesozoicos y estuvieron alimentadas por la erosión de éstos. La estratigrafía mesozoica se caracteriza por la presencia de un Triásico en facies germánicas, compuesto por arcillas rojas y areniscas, continuando una potente

serie liásica constituida por dolomías y calizas masivas. El resto del Jurásico está compuesto por sedimentos propios de surco pelágico, en los que predominan los materiales margosos, margocalizos, radiolaríticos, calizas con sílex y turbiditas calcáreas. El Cretácico Inferior se caracteriza por la presencia de calizas margosas y margocalizas con *Aptychus*.

Los materiales terciarios, de naturaleza generalmente detrítica, aparecen discordantes sobre el Cretácico y el Jurásico, presentando una arquitectura con un conjunto de seis Secuencias Depositionales separadas por discontinuidades estratigráficas y con edades que van desde el Paleoceno Inferior al Burdigaliense inferior, englobados dentro de un único Ciclo Sedimentario de naturaleza preorogénica (Alcalá-García *et al.*, 2001).

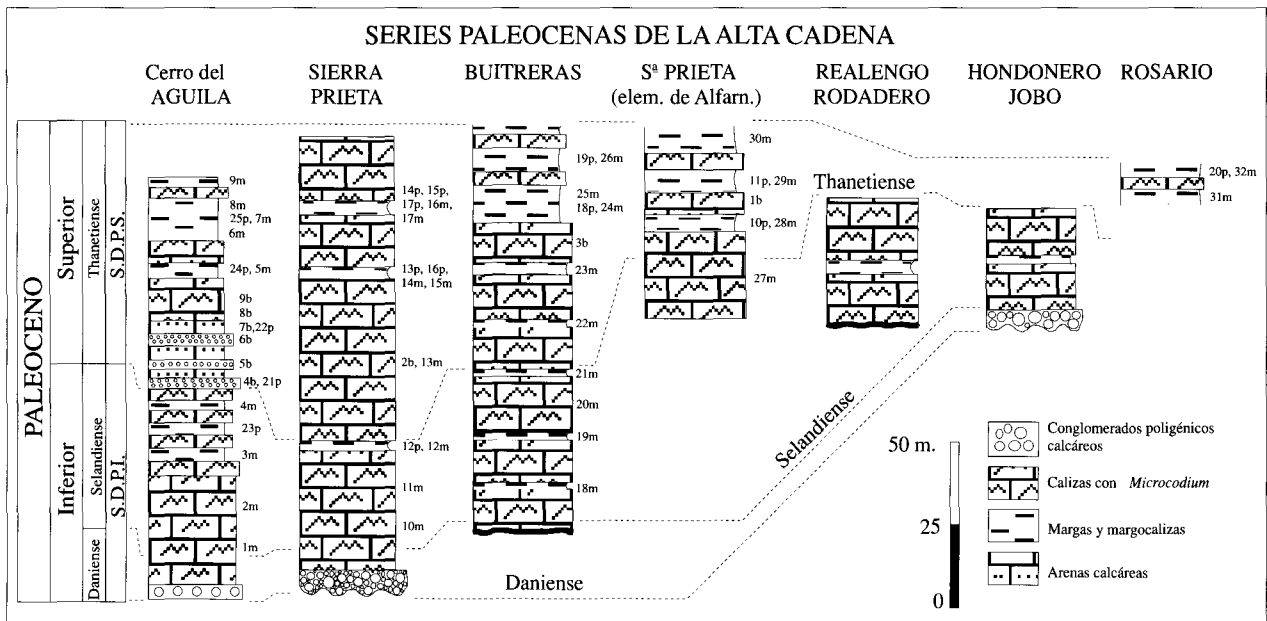


Fig. 2.—Correlación estratigráfica de las series paleocenas de la Alta Cadena y Cerro del Águila. Se representan tanto las series estudiadas, como las sólo reconocidas. Muestras estudiadas: p, foraminíferos planctónicos; b, foraminíferos bentónicos; m, mineralogía.

El objeto de este estudio es mostrar las características estratigráficas y mineralógicas que han permitido establecer la división secuencial del Paleoceno de la Alta Cadena, así como sus implicaciones en la evolución geodinámica del margen Sud-Ibérico. Se han estudiado las series de Buitreras, Sierra Prieta s.s., Villanueva del Rosario, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Águila (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987). Además, se han reconocido las series de Realengo-Rodadero y Jobo-Hondonero (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987) (figs. 1b y 2).

**Metodología**

Se ha realizado la datación de las series paleocenas descritas mediante foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos bentónicos (tablas 1 y 2). En los casos en los que no ha sido posible la datación directa, se han actualizado de las dataciones precedentes por medio de biozonaciones más actuales (fig. 3). Para los foraminíferos planctónicos (fig. 3) se ha utilizado la zonación de Blow (1969), con las modificaciones locales de Cremades (1979). En el caso de los macroforaminíferos bentónicos (fig. 3) ha sido empleada la zonación propuesta por Serra-Kiel *et al.* (1998).

Se ha realizado el análisis mineralógico de 32 muestras (tabla 3 y fig. 2) mediante difracción de rayos X, utilizando un difractómetro modelo Phillips PW 1710 dotado de rendija automática, radiación CuK $\alpha$  y una velocidad de exploración de 2° a 6° por minuto desde 2° 2 $\theta$  a 60° 2 $\theta$ . Dicho estudio se ha llevado a cabo tanto en la muestra total como en la fracción arcilla, utilizando los poderes reflectantes de recogidos en Biscaye (1965) y Barahona (1974) para la cuantificación de las distintas fases minerales.

M.a.	Serie	Piso	Biocronozonas	
			A	B
55	EOC. Inf.	ILERDIENSE	P6	SBZ8
			P5	SBZ7 SBZ6 SBZ5
				SBZ4
60	PALEOCENO Superior	THANETIENSE	P4	SBZ3
		SELANDIENSE	P3	SBZ2
			P2	
65	PALEOCENO Inferior	DANIENSE	P1	SBZ1

Fig. 3.—Cuadro de correlación simplificado entre las escalas bioestratigráficas utilizadas. A: foraminíferos planctónicos (Blow, 1969). B: macroforaminíferos bentónicos (Serra-Kiel *et al.*, 1998).

**El Paleoceno**

El Paleoceno constituye una megasecuencia deposicional limitada a muro y techo por superficies de discontinuidad mayor, con lagunas estratigráficas asociadas que afectan al Cretácico Superior (Senoniense)-base del Paleoceno Inferior y al Paleoceno Superior-base del Eoceno Inferior. Se han reconocido, igualmente, otras discontinuidades de índole menor que permiten la división del Paleoceno en dos secuencias deposicionales:

Tabla 1.—Cuadro de distribución de macroforaminíferos bentónicos identificados en las series estudiadas

SERIE	Muestras ( B)	Anomalina Sp.	Alveolina cf. primaeva	Cibicides	Cubillerina	Discocyclina Sp.	Distichoplax biserialis	Gyrodina Sp.	Kathina salveri	Lenticulina Sp.	Microcodium	Miliola Sp.	Miscellana Sp.	Neorotalia Sp.	Operculina Sp.	Operculina cf. heberti	Reophax Sp.	Rotalia Sp.	Rotalia perovalis	Thalmanita Sp.	PALEOCENO									
																					Inferior	Superior Thanetiense								
S. PRIETA (elem.)	1										X				X	X														
S. PRIETA s.s.	2		X								X			X	X															X
BITRERAS	3						X				X																			X
Cerro del AGUILA	4									X	X																			X
	5	X			X	X				X	X																			X
	6			X		X	X	X		X	X	X																X		X
	7					X	X	X	X	X	X	X	X										X	X						X
	8		X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X													
9					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X							X	X	X					X

### La Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior (SDPI)

Su límite inferior lo conforma la discontinuidad del Cretácico Superior (Senoniense)-base del Paleoceno Inferior, no estando presente el límite Cretácico-Paleoceno (65,00 Ma). El límite superior lo constituye una discontinuidad que afecta parcialmente a la biozona P4 de Blow (1969) y biozonas SBZ2 y SBZ3 de Serra-Kiel *et al.* (1998). Se distinguen los siguientes tramos:

*Tramo conglomerático basal*, calcáreo y muy cementado, de 2 a 3 metros de espesor, constituido por cantos redondeados calcáreos de edad jurásica y margosos de edad cretácica. La presencia de fragmentos de *Microcodium*, *globotruncas* y *radiolarios* (tabla 1), así como su localización estratigráfica sobre el Cretácico Superior, hace pensar que se trate de un Paleoceno basal (Daniese).

*Tramo de calizas de Microcodium*, está compuesto inicialmente por niveles de calcarenitas, de potencia no superior a un metro, con abundantes restos de *Microcodium*, y que contiene paleocanales con granoclasificación positiva y potencia máxima de 25 metros. La parte superior de este tramo está constituida por bancos de calizas grises con *Microcodium* que, en algunos casos, superan los 50 metros de espesor. Ocasionalmente aparecen inter-

calados niveles de margas con una potencia siempre inferior a 30 cm que ha proporcionado cristales prismáticos de *Microcodium*, cantos con litotamidas, briozos, lamelibranquios, foraminíferos arenáceos, globorotalias y globigerinas (Peyre, 1974). No aparecen foraminíferos planctónicos ni bentónicos que permitan datar con más exactitud este nivel. La presencia de *Aptychus* y *Mannoconus* (Peyre, 1974) hace pensar que se traten de restos retrabajados del Cretácico Superior (Senoniense). La parte superior de este tramo es de edad Paleoceno Inferior (Selandiese), como indica la presencia de *Globorotalia Pseudobulloides* (tabla 2).

### La Secuencia Depositional del Paleoceno Superior (SDPS)

Los límites de la secuencia los marcan superficies de discontinuidad con lagunas asociadas a muro (discontinuidad de la base del Thanetiense) y a techo por la ausencia de la biozona P5 de Blow (1969) y biozonas SBZ5 y SBZ6 de Serra-Kiel *et al.* (1998) pertenecientes a la parte alta del Thanetiense (55,9-54,70 Ma), no estando presente el límite Paleoceno-Eoceno (54,80 Ma). El estudio litoestratigráfico y faunístico ha permitido dividir y datar el registro del Paleoceno Superior en los siguientes tramos:

Tabla 2.—Cuadro de distribución de foraminíferos planctónicos identificados en las series estudiadas

SERIE	PALEOCENO	
	Inferior Selandense	Superior Thanetense
Muestras (P)		
Acarina convexa		
Acarina pseudotopilensis	X	
Acarina wilcoxensis		X
Cibicides sp.		
Globigerina spp.		
Globigerina biloculinoides	X	
Globorotalia sp.		
Globorotalia aequa		
Globorotalia abundocamerata		
Globorotalia angulata		
Globorotalia gr. gracilis		X
Globorotalia elongata	X	X
Globorotalia laevigata	X	
Globorotalia mckannai		X
Globorotalia pseudobulloides	X	X
Globorotalia pseudomenardii		X
Globorotalia pusilla	X	
Globorotalia troelseni		X
Globorotalia uncinata	X	
Globorotalia velascoensis	X	
Lenticulina sp.		X
Morozovella acuata		X
Morozovella parva		X
Morozovella occlusa		X
Morozovella subbotinae		X
Muricoglobina soldadoensis		X
Operculina sp.		X
Operculina heberti		X
Praeglobobulimia sp.		X
Pseudohastigerina wilcoxensis		X
Subbotina hornibrooki		X
Subbotina linaperta		X
Subbotina triloculinoides		X
Turborotalia chapmani		X
Turborotalia cf. inconstans		X
S. PRIETA (elem. de Alfamañeje)		
10	X	
11		
12		X
13		X
14		X
15		X
16		X
17		X
S. PRIETA s.s.		
18		X
19		X
BUTRERAS		
20	X	
ROSARIO		
21		X
22	X	X
23	X	X
24	X	X
25	X	X
Cerro del Aguila		

*Tramo conglomerático y calcarenítico*, detectado únicamente en el Cerro del Águila; presenta un espesor de 2 a 3 metros y color grisáceo. Los cantos son de naturaleza mesozoica subbética interna (Jurásico y Cretácico). El tramo no contiene fauna alguna, pero su posición estratigráfica sobre las calizas de *Microcodium* de la S. D. del Paleoceno Inferior y bajo las calizas con intercalaciones margosas de la S. D. del Paleoceno Superior hacen pensar en una edad Paleoceno Superior basal (Thanetiense basal).

*Tramo calizo con intercalaciones margosas*, compuesto por bancos de calizas de *Microcodium* con alternancias margosas blancas que aumentan progresivamente en número y espesor a techo. Está presente en todas las series estudiadas de la Alta Cadena y Cerro del Águila, con potencias comprendidas entre 10 y 40 metros. Las calizas contienen asociaciones faunísticas de edad Paleoceno Superior (Thanetiense), caracterizadas por la presencia sistemática de *Globorotalia Velascoensis* (tabla 2). Se ha encontrado, además, *Globorotalia Pseudobulloides*, lo que permite constatar que existe resedimentación de materiales del Paleoceno Inferior durante el Thanetiense.

### Mineralogía de las series paleocenas

La mineralogía encontrada (tabla 3) es muy similar en todas las series paleocenas (Alcalá García *et al.*, 1998 b). En los niveles estudiados dominan la calcita (32-71%), los filosilicatos (21-62%) y el cuarzo (4-21%). En cantidades menores aparecen feldespatos (< 5%) y, ocasionalmente, ópalo CT, hematites y zeolitas (clinoptilolita). La mineralogía de las arcillas está compuesta, para todas las series, por esmectitas (35-47%), illita (19-41%), interestratificados illita-esmectita (17-32%), caolinita (< 10%), clorita (< 5%) y paligorskita (< 7%). Se destaca la naturaleza illítico-esmectítica de la práctica totalidad de las muestras.

Se ha aplicado la relación mineral [esmectita + caolinita / illita] propuesta por Daoudi *et al.* (1995). El uso de esta relación está justificado por la naturaleza illítico-esmectítica de las muestras del dominio subbético interno durante el Cretácico y el Paleoceno (Plestch, 1997), y por los mecanismos hidrodinámicos de transporte mineral en medios marinos (Whitehouse *et al.*, 1960; Gibbs, 1977), que ha permitido que algunos autores hayan utilizado similares relaciones minerales con igual objetivo (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 relacio-

nados 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 eficaz de la relación  $[S + K/I]$ . 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. Esta relación además está poco influenciada por cambios bruscos en los aportes desde las áreas fuentes, diagénesis o variaciones climáticas significativas. Este hecho permite construir una curva local de evolución del nivel del mar para cada serie estudiada. Los valores para cada serie (tabla 3) se han ordenado de más distal a más proximal, y se han correlacionado con la curva eustática general de Haq *et al.* (1988) para los términos cortos de 3.<sup>er</sup> y 4.<sup>o</sup> orden durante el Paleoceno (fig. 4).

### Interpretación sedimentaria

La naturaleza de los materiales paleocenos, constituidos casi exclusivamente por calizas de *Microcodium*, calcarenitas, margas y conglomerados a la base, junto a la práctica ausencia de fauna en los tramos inferiores y la abundancia de restos orgánicos carbonosos, indican un ambiente de plataforma carbonatada detrítica alimentada principalmente por relieves emergidos jurásicos y cretácicos subbéticos, siendo muy escasos los cantos de origen triásico subbético. Sobre estos materiales debieron desarrollarse procesos de biomineralización pedogénica, caracterizados por la aparición de cristales calcíticos de *Microcodium* en los sedimentos (Alonso-Zarza *et al.*, 1998). Dichos depósitos pueden ser interpretados dentro del modelo de Estratigrafía Secuencial para series detríticas carbonatadas en ambiente compresivo (Posamentier *et al.*, 1998; Posamentier y Vail, 1988) y el propuesto para la Alta Cadena por Alcalá-García *et al.* (1998 a).

Los valores obtenidos para la relación [esmectita + caolinita/illita], las dataciones realizadas, las observaciones de campo, así como la comparación de la curva de variaciones relativas del nivel del mar obtenida a partir de la relación  $[S+K/I]$  con la curva eustática general, permiten distinguir dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo, separados por una discontinuidad con laguna estratigráfica asociada.

Tabla 3.—Mineralogía total, mineralogía de arcillas y relación mineralógica [(esmeclita + kaolinita)/illita] obtenida en las series estudiadas. Qtz, cuarzo; Phy, filosilicatos; Cte, calcita; Dol, dolomita; K. Fd, feldespato potásico; Plag, plagioclasa; Gyp, yeso; O. Ct, ópalo CT; Hemt, hematites; Clin, clinoptilolita; Sm, esmeclita; I/S, interstratificado illita-esmeclita; Clh, clorita; Illite, illita; K, caolinita; Pal, palygorskita

Serie	Muestra	Mineralogía total										Mineralogía de arcillas						Relación (S + K)/I
		Qtz	Phy	Cte	Dol	K. Fd	Plag	Gyp	O. Ct	Hemt	Clin	Esm	I/S	Clh	Illite	K	Pal	
Cerro del Aguila	m9	3	30	67								30	24		35		11	0.86
	m8	7	17	75		tr						51	20	tr	19	4	5	2.89
	m7	5	33	60		tr	tr					48	19		29	1	3	1.69
	m6	6	22	68	tr	tr	tr					47	21	2	23	3	4	2.17
	m5	5	26	65		2	tr		tr			45	24	tr	27	3		1.78
	m4	6	29	65								37	22	tr	31	3	6	1.29
	m3	9	26	64		tr						42	33		19	tr	5	2.26
	m2	4	21	74		tr						44	35		20	tr		2.25
m1	10	16	69	tr	2	tr				tr	35	31	3	22	4	5	1.77	
S. Prieta	m17	8	40	46		tr	tr	2	tr	tr		26	19	3	42	3	7	0.69
	m16	6	29	63		tr				tr		48	11	6	23	12		2.61
	m15	3	28	67			tr			tr		22	19	10	26	19	4	1.58
	m14	6	45	46		tr	tr			tr		37	15	6	22	15	5	2.36
	m13	8	40	46		tr	tr	2	tr	tr		31	21	4	34	4	6	1.03
	m12	4	16	80								39	25		26	4	8	1.65
	m11	6	41	51		tr	tr					37	18	6	31	6	2	1.39
	m10	7	27	63	tr	tr	tr					28	22	5	38	7		0.92
Buitreras	m26	5	25	66	tr	2	tr					45	24		25	4	2	1.96
	m25	6	29	62		tr	tr			tr		29	32	3	31	5		1.10
	m24	3	22	75								47	19		27	3	4	1.85
	m23	17	30	47		3	2			tr		30	44		25	tr		1.24
	m22	21	19	54		3	tr			tr		29	37	tr	30	3		1.07
	m21	57	28	2		10	tr		tr		tr	47	23		28	2		1.75
	m20	18	21	56	tr	3	tr					39	25	tr	26	5	4	1.69
	m19	12	32	53			2	tr				35	37		26	2		1.42
m18	16	16	64		2	2					28	25		39		8	0.72	
S. Prieta (elem.)	m31	5	43	48		tr	tr			2		34	25	2	35	4		1.09
	m29	3	38	58						tr		28	24	2	38	8		0.95
	m28	3	43	51	tr		tr			tr		39	14	3	33	5	6	1.33
	m27	7	83	6	2					tr	tr	23	38	tr	33	5		0.85
Rosario	m33	8	55	29	5		2		tr			35	23	tr	31	8	2	1.39
	m32	5	35	57			tr		tr	tr		28	17	2	40	6	7	0.85

tr: mineral en trazas

Los valores de la relación mineral citada son indicativos, además, de proximalidad durante el Paleoceno Inferior y de mayor distalidad durante el Paleoceno Superior (fig. 4). Las series de Cerro del Aguila, Sierra Prieta *s.s.* y Buitreras presentan los valores más altos, que indican una mayor distalidad y depósitos más cuencales. Las series de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y de Villanueva del Rosario presentan los valores más bajos, aspecto correlacionado con un depósito más proximal. Los valores obtenidos en los conglomerados basales de las series de Sierra Prieta *s.s.* y del Águila y las observaciones de campo se relacionan con un ambiente de transición marino-continental progradante.

De acuerdo con la metodología propuesta por Vail *et al.* (1984) y la equivalencia de nomenclatura en castellano propuesta por Vera (1994), la aparición de conglomerados progradantes en zonas distales y en la base de ambas Secuencias Deposicionales parece indicar que existieron dos regresiones forzadas que dan lugar a dos cortejos de nivel bajo (*lowstand systems tract, LST*). Sobre éstos se depositaron, en ambiente transgresivo y en ambas secuencias, los tramos de microcoditas, que constituirían dos cortejos transgresivos (*transgressive systems tract, TST*), separados ambos por una superficie transgresiva (*transgressive surface, TS*). Sólo en las series del Águila y Sierra Prieta *s.s.* se detecta la presencia de un cortejo de nivel alto (*highstand systems tract, HST*). En cambio, para todas las series estudiadas, la presencia de una superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface, mfs*) correspondiente a unas calizas de *Microcodium* con intercalaciones margosas, más importantes a techo, que indican dos episodios transgresivos (primer y segundo *TST*), separados por dos superficies de transgresión. La transgresión de la SDPS sería más importante que la primera y concluye con la aparición, en las series más distales (Aguila y Sierra Prieta *s.s.*), de niveles de margas detríticas regresivas que constituirían un *HST*. La zona de *mfs* de la SDPS coincide con el valor de la relación mineralógica más alto de las dos secuencias, sólo observado en la serie del Aguila, aunque sus evidencias mineralógicas se han detectado en Sierra Prieta *s.s.* y Buitreras (fig. 4).

### Implicaciones en la evolución geodinámica

A partir de las curvas de cada serie, obtenidas mediante la relación mineralógica de Daoudi *et al.* (1995), se ha confeccionado una curva sintética de variación del nivel del mar para el Paleoceno de la Alta Cadena (fig. 4). Su comparación con la curva eustática general de Haq *et al.* (1988) para este

período permite observar que en la Alta Cadena están representados los ciclos 1.2, 1.3 y 2.1 de 3.<sup>er</sup> orden de esta curva, correspondientes a las biozonas P1, P2, P3 y P4 de Blow (1969) y biozonas SBZ1, SBZ2, SBZ3 y SBZ4 de Serra-Kiel *et al.* (1998). Existen, sin embargo, dos netas diferencias: la primera de ellas es la laguna estratigráfica de la base del Thanetiense, que divide al Paleoceno de la Alta Cadena en dos secuencias deposicionales. Dicha laguna corresponde, en la curva eustática global, con un ciclo transgresivo-regresivo (ciclo 1.4) y a la base de la biozona P4 y parte de la biozona SBZ3. Su ausencia, dado que aparece antes de una regresión importante, podría explicarse bien por la erosión que acompaña a una regresión, en cuyo caso sería debido a causas eustáticas o bien por la acción de tectónica local, ya que un levantamiento tectónico del sector propiciaría el mismo efecto en la sedimentación. La segunda diferencia es la presencia de dos parasecuencias dentro de la SDPS, la P1 y la P2 de 4.<sup>o</sup> orden, dentro del ciclo 2.1 (fig. 4) asociadas a la biozona P4 y límite entre las biozonas SBZ3 y SBZ4. Esta variación no es explicable más que por procesos tectónicos locales, dado que se produce una regresión en un momento que la curva general muestra una transgresión. Es necesario, en consecuencia, un pulso tectónico local que levante el sector y provoque en la sedimentación los efectos de una regresión.

Esta última variación en la evolución mineralógica no es apreciable por criterios estratigráficos ni faunísticos, poniéndose de manifiesto la utilidad del estudio de la mineralogía de las arcillas en la estratigrafía de alta resolución (Alcalá-García *et al.*, 1998 a) y en la detección de fases tectónicas menores (Averbuch *et al.*, 1997). La evidencia de resedimentación de materiales del Paleoceno Inferior encontrada en los depósitos del Paleoceno Superior confirma la existencia de cambios sustanciales en la cuenca durante este período.

### Conclusiones

El análisis conjunto de la estratigrafía y la mineralogía de las series de plataforma de la Alta Cadena (Subbético Interno), así como el reconocimiento de los afloramientos terciarios y su relación estructural con el resto de la serie subbética, ha permitido obtener una curva de variación del nivel del mar local para esta zona durante el Paleoceno. Esta curva equivale, de forma local, a la general propuesta por Haq *et al.* (1988), permitiendo establecer, con mayor grado de seguridad, las causas que han originado la aparición de lagunas estratigráficas de distinta magnitud.





Se propone, a partir del estudio realizado, la división formal de los materiales del Paleoceno en dos Secuencias Depositionales: Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior (SDPI) y Secuencia Depositional del Paleoceno Superior (SDPS), que a su vez queda dividida en dos parasecuencias (P1 y P2).

La comparación de las curvas de variaciones relativas del nivel del mar, obtenidas mediante relaciones mineralógicas, con las curvas globales eustáticas para este período, ponen de manifiesto dos diferencias claras. La primera es la laguna de la base del Thanetiense que divide al Paleoceno de la Alta Cadena en dos secuencias deposicionales. Esta laguna puede interpretarse como debida a la erosión que acompaña a una regresión, en donde se proponen causas eustáticas, sin excluirse la posibilidad de la acción de tectónica local, ya que un levantamiento tectónico del sector propiciaría el mismo efecto en la sedimentación. La segunda es la aparición de dos parasecuencias dentro de la SDPS, la P1 y la P2, no explicable más que por procesos tectónicos locales dado que se produce una regresión en un momento que la curva general muestra el desarrollo de una transgresión.

La técnica empleada pone de manifiesto que, en algunos casos, la mineralogía de arcillas resulta de particular utilidad en la detección de variaciones en la sedimentación que no han sido apreciadas mediante otras aproximaciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con el soporte económico de los proyectos de la DGI BTE2000-0299, HID1999-0205, PB95-1271-C02-01 y el Grupo de la Junta de Andalucía RNM179. Los autores quisieran expresar su gratitud a los profesores Juan A. Vera y A. Martín-Álgarra del Dpto. de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada por sus comentarios y sugerencias.

#### Referencias

- Accarie, H., Renard, M., Deconinck, J. F., Beaudoin, B. y 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.
- Alcalá-García, F. J., Martínez-Gallego, J., López-Galindo, A. y Martín-Martín, M. (1998 a). Mineralogía de arcillas y Estratigrafía Secuencial en series detríticas carbonatadas. Ejemplo del Oligo-Aquitaniense de la Alta Cadena (Zonas Externas, Cordillera Bética). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 21-A, 30-31.
- Alcalá-García, F. J., Serra-Kiel, J., Martínez-Gallego, J., López-Galindo, A. y Martín-Martín, M. (1998 b). Primeros datos sobre la mineralogía del Complejo del Aguila: Unidades tipo Argüelles (N de la provincia de Málaga, S de España). Implicaciones paleogeográficas. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 21, 207-210.
- Alcalá-García, F. J., Martín-Martín, M. y López-Galindo, A. (2001). Clay mineralogy of the Tertiary sediments in the Internal Subbetic of Málaga Province, S Spain: implications for geodynamic evolution. *Clay Miner.*, 36, 615-620.
- Alonso-Zarza, A. M., Sanz, M. E., Calvo, J. P. y Estévez, P. (1998). Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of Microcodium b. *Sedim. Geol.*, 16, 81-97.
- Averbuch, O., Deconinck, J. F., Proust, J. N. y Mammoudia, M. (1997). Enregistrement magnétique et mineralogique à haute resolution des variations tectoniques et eustatiques au sein des formations du Kimmeridgien-Tithonien du Boulonnais (Nord de la France). In: *Proceeding 6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie*. (A.S.F. edit.) Montpellier, 27, 5-6.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J. A. (1979). *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Serv. Pub. Univ. de Granada, 99 págs.
- Barahona, E. (1974). *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 398 págs.
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 803-832.
- Blow, W. H. (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy. In: *Proceeding First International Conference Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967 (P. Brönnimann & H. H. Renz, eds.), Brill, Leiden, 119-442.
- Cremades, J. (1979). *Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 350 págs.
- Cruz-Sanjulián, J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 413 págs.
- Daoudi, L., Deconinck, J. F., Witan, O. y 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. Série II a*, 707-711.
- Fallot, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 4, 259-279.
- Gibbs, R. J. (1977). Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, 47(1), 237-243.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-level changes. An integrated approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Vagoner, eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Spec. Publ., 42, 71-108.
- Martín-Álgarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 1171 págs.
- Moon, J. W., Song, Y., Moon, H. S. y Lee, G. H. (2000). Clay minerals from tidal sediments at Youngjong

- Island, Korea, as a potential indicator of sea-level change. *Clay Miner.*, 35, 841-855.
- Peyre, Y. (1974). *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris, Inst. Nat. Agronomique, 528 págs.
- Plestch, T. (1997). Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera. *Soc. Geol. du Nord*, 26, 1-106.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. y Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. 1. Conceptual Framework. In: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 109-124.
- Posamentier, H. W. y Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. 11. Sequence and Systems Track Models. In: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 125-154.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. y Zakrevskaya, E. (1998). Larger foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Palaeocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. France*. 169. 281-299.
- Vail, R. P., Handerbol, J. y Todd, R. G. (1984). Jurassic unconformities, Chronostratigraphy and Biostratigraphy. In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation* (J. S. Schlee, edit.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Men. 36, 129-144.
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía, principios y métodos*. Rueda, 806 págs.
- Whitehouse, U. G., Jeffrey, L. M. y Debrecht, J. D. (1960). Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. In: *Proc. 7<sup>th</sup> Natl. Conf. Clays and clay minerals* (Swine-Ford A., edit.). Pergamon, 79 págs.

Recibido el 2 de julio de 2002.  
Aceptado el 15 de noviembre de 2002.