

Cambios eustáticos y arquitectura estratigráfica de unidades costeras

Eustatic changes and stratigraphic architecture of coastal Units

C. J. Dabrio y M. D. Polo

Dpto. Estratigrafía e Instituto de Geología Económica-CSIC, Universidad Complutense. 28040-Madrid

ABSTRACT

Eustatic movements generate intricate patterns of coastal units. The resulting stratigraphic architecture depends on eustasy, sediment supply and local tectonics. Tri-dimensional relations due to sea-level changes are interesting because they allow to reconstruct the existence and magnitude of eustatic changes, to understand the role of coastal deposits during the evolution of a basin margin, and to correlate depositional events.

Key words: *Eustasy, stratigraphic architecture, coastal deposits, littoral, Pleistocene, Holocene, Iberian Peninsula*

*Geogaceta, 20 (2) (1996), 438-441
ISSN: 0213683X*

Introducción

El nivel del mar que aparece en los mapas y sirve de referencia en los levantamientos topográficos es un nivel medio que se considera fijo a pesar de las pequeñas oscilaciones que provocan las relaciones entre la litosfera y la hidrosfera. Otros cambios del nivel del mar, de mayor escala y duración, se denominan eustáticos. El término eustasia se usa actualmente para referirse a una variación (relativa) del nivel del mar, sin que implique que sea global, de un signo concreto (elevación o hundimiento) o coetánea en dos o más lugares.

Como los cambios eustáticos son uno de los principales controles de la sedimentación, es muy interesante deducir su magnitud, evolución y periodicidad, pues a partir de eso se podrían establecer correlaciones a nivel mundial construyendo una curva eustática "global" (Vail *et al.*, 1977b; Haq *et al.*, 1987). Pero el estudio de la disposición tridimensional de los depósitos costeros, es decir la arquitectura estratigráfica, y su evolución asociada a las fluctuaciones eustáticas tiene otras aplicaciones, pues estos materiales dan una información muy valiosa sobre el comportamiento geodinámico de los márgenes de las cuencas y son buenos almacenes de fluidos.

Es cierto que solo se pueden construir curvas eustáticas fiables cuando se

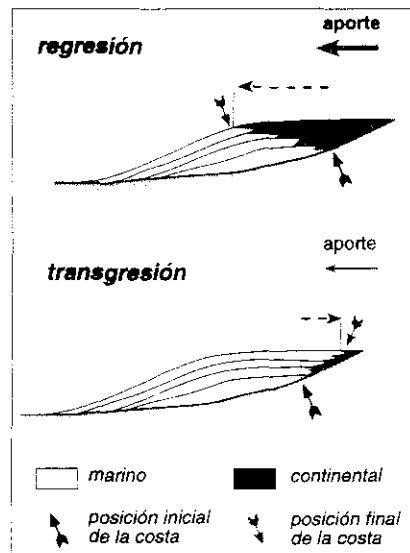


Fig. 1.- Abundancia de aportes y generación de transgresiones o regresiones.

Fig. 1.- Rate of sediment supply and generation of transgressions and regressions.

conoce perfectamente toda la cuenca y se dispone de los datos sísmicos y sedimentológicos suficientes y adecuados. Pero en la práctica no siempre se cuenta con ese material, o no es accesible, o el alcance del trabajo no lo permite y hay que conformarse con sacar todo el partido posible (que es bastante) a estos depósitos.

El objetivo de este trabajo es presentar algunas relaciones espaciales (o arquitectu-

tura estratigráfica) de unidades generadas cuando se desplaza la costa en las fluctuaciones eustáticas, lo cual es interesante para precisar su magnitud y construir las curvas, para comprender la posición relativa de los depósitos costeros en el margen de la cuenca y para correlacionar eventos sedimentarios.

Factores que influyen en la arquitectura estratigráfica

La costa, límite de la litosfera y la hidrosfera, es la expresión de un delicado equilibrio dinámico y las oscilaciones del nivel del mar tienen consecuencias muy aparatosas sobre ella: el litoral llega a desplazarse decenas o centenares de kilómetros en la horizontal y hasta centenares de metros en la vertical. La situación concreta de la costa es variable, como lo es el ámbito geográfico (y geológico) en que deja sus depósitos o las huellas erosivas de los agentes dinámicos que actúan en ella.

Durante las fluctuaciones eustáticas se depositan unidades que en muchos casos aparecen desconectadas lateralmente y a gran distancia unas de otras: también se excavan superficies erosivas según se desplazan los ambientes de mayor energía del litoral, y se favorece la acción de otros agentes (sobre todo subaéreos) que erosionan otra buena parte del registro original.

Un ascenso eustático da lugar a un onlap costero, y un descenso al desplazamiento de éste hacia el mar y, generalmente, erosión por agentes subaéreos. Ello no implica que se produzca transgresión o regresión, pues éstas se refieren al movimiento de la orilla (la línea de costa que se dibuja en el mapa) hacia el continente o el mar respectivamente (Fig. 1). El que haya transgresión o regresión depende, además, del aporte sedimentario (Vail *et al.*, 1977a): si éste es suficientemente elevado puede producirse regresión incluso con el nivel del mar estable o en ascenso, mientras que si es escaso o nulo puede darse transgresión con nivel del mar constante.

No todas las oscilaciones eustáticas alcanzan la misma cota topográfica (Fig. 2A), o sea, una sucesión aparentemente normal de unidades separadas por superficies erosivas ligadas a "caídas" eustáticas quizás no registre toda la historia eustática comprendida entre el depósito de la más antigua y la más moderna de las que afloran: posiblemente el registro de alguna o algunas oscilaciones esté contenido en las superficies erosivas. El control paleontológico o radiométrico puede solventar el problema, pero a veces los eventos son demasiado rápidos para que la evolución orgánica se deje notar, y otras los materiales que se depositan no son apropiados para aplicar las técnicas radiométricas. Por otra parte, no todos los episodios de highstand dejan sedimento (aún alcanzando la cota adecuada), o si lo hacen, no siempre se preserva éste. Incluso puede suceder que no se distinga una unidad de las vecinas, por las razones antedichas.

Como las oscilaciones no son simples y únicas sino que presentan varias longitudes de onda superpuestas (Fig. 2B), se comprende que los "desplazamientos" de las unidades sobre la llanura litoral parezcan caóticos y su registro poco menos que impredecible. Los materiales litorales se esparcen sobre amplias superficies del margen de la cuenca según la orilla avanza o retroceda. Pero hay otro aspecto: una buena parte del registro sedimentario se pierde por erosión debida al oleaje de las zonas de energía más alta del litoral (*shoreface*), al movimiento de los canales mareales (*tidal inlets*) y a la acción de agentes subaéreos durante las épocas de nivel del mar bajo (*lowstands*).

En la disposición lateral y vertical de las unidades morfosedimentarias costeras influye también un factor tectónico que actúa a largo plazo produciendo levantamientos o hundimientos superpuestos a

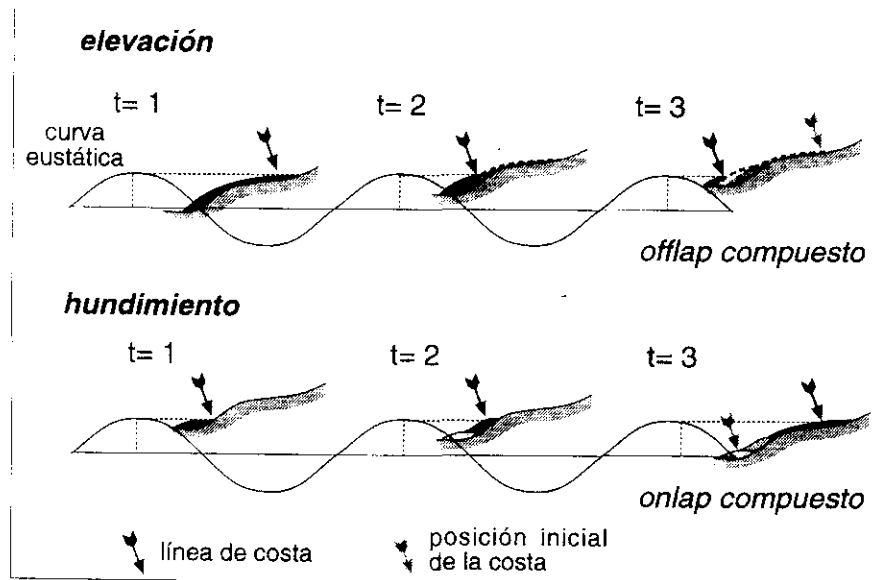


Fig. 2.- Efectos, sobre la organización estratigráfica de los depósitos costeros, de la tendencia de elevación o hundimiento tectónicos, cuando se superponen a fluctuaciones eustáticas

Fig. 2.- Effects upon the stratigraphic architecture of coastal units of tectonic trends superimposed to eustatic fluctuations.

los efectos de los cambios eustáticos (Fig. 3). Por eso, y por la subsidencia, se habla de nivel relativo del mar. Es fácil deducir la tendencia tectónica y la velocidad del movimiento determinando la cota a que estaba el nivel relativo del mar en dos momentos o edades geológicas. Las áreas sometidas a levantamiento tectónico se caracterizan por unidades de playas progradantes encajadas unas en otras (*offlap*) o formando una especie de escalera, mientras que las subsidentes favorecen el apilamiento vertical de secuencias con solapamiento costero (*onlap*) de los depósitos de isla barrera y *lagoon* (Zazo *et al.*, 1993).

Así pues, los depósitos litorales son muy importantes para construir, y sobre todo para refinar, las curvas eustáticas porque son los únicos que indican con certeza la posición del nivel del mar. No obstante, en estudios de detalle una oscilación eustática puede inducir desplazamientos kilométricos de estos materiales, con lo que su aplicación ya no es tan buena si el área de estudio es pequeña o el afloramiento no muy extenso. Y al contrario, en estudios más generales o en geología de subsuelo (estratigrafía a sísmica) las escalas o la capacidad de resolución y análisis de facies pueden ser excesivamente grandes para poder aplicar estos conceptos.

Aportación de los estudios sedimentológicos

Cuando se reconstruyen cambios relativos del nivel del mar a partir de perfiles sísmicos, o se cuenta con afloramientos continuos y de suficiente calidad, se miden casi directamente las diferencias de cotas, pero eso requiere identificar y controlar los desplazamientos laterales del solapamiento (*onlap*) costero (Fig. 4) para obtener magnitudes (Vail *et al.*, 1977a).

Los estudios sedimentológicos y morfológicos que se realizan en superficie también permiten obtener curvas eustáticas a partir de columnas estratigráficas y afloramientos, aunque estén mal conservados y dispersos en canteras y acantilados (este es, casi siempre, el caso). Cuando se estudian casos recientes sólo se puede acceder a los registros de episodios de nivel del mar iguales o más altos que el actual (*highstands*) pues los demás (*lowstands* y la mayor parte de los sistemas de facies transgresivos) se encuentran bajo el mar. A pesar de ello se pueden obtener muchos datos que ayudan a perfilar las curvas "globales" y a conocer mejor la evolución de la cuenca.

Si sólo se dispone de la columna, se establecen secuencias sedimentarias y se interpreta el significado, el espesor y la batimetría precisa (con ayuda de la Paleontología) a que se depositó cada fa-

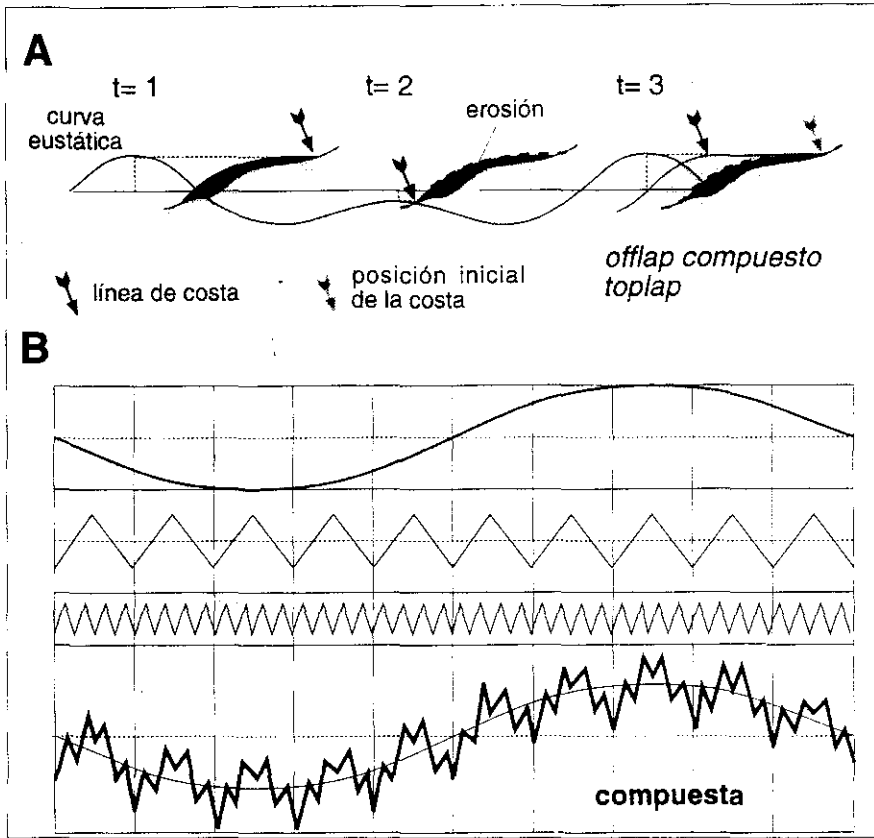


Fig. 3.- (A) Efectos sobre los depósitos costeros de oscilaciones eustáticas de diferente amplitud. (B) Superposición de curvas eustáticas de distintas periodicidades y curva compuesta resultante.

Fig. 3.- (A) Effects upon coastal units of eustatic oscillations with different amplitudes. (B) Superimposition of eustatic curves with variable periodicity and resulting composite curve.

cies, aplicando el principio de superposición de facies ("ley" de Walther) para deducir la evolución lateral de ambientes y estimar la magnitud vertical de los desplazamientos que han tenido lugar. Hecho esto se podrá identificar y situar en la sucesión la posición de la línea de costa o de cualquier otro rasgo topográfico característico. El indicador más fiable de la cota cero (*datum*) es el escalón que aparece al pie del *foreshore* en las costas micromareales y que indica la posición del nivel del mar con una precisión centimétrica (Dabrio *et al.*, 1985; Somoza *et al.*, 1987). En las costas meso y macromareales se usa el límite de facies de *shoreface* y *foreshore*, pero ya con menos precisión (decimétrica a métrica). Para transformar estos valores medidos directamente sobre la sucesión en valores absolutos se corrige el efecto de compactación postsedimentaria y se descuentan los movimientos tectónicos.

Es importante identificar e interpretar las superficies erosivas. Durante el retroceso

de la isla barrera se producen dos de ellas sobre, o contra, las que se apilan las unidades costeras: una ligada a la erosión de las olas en el *foreshore*, indica el nivel aproximado del mar; la otra indica la base de los canales mareales o *inlets* a cierta profundidad (no siempre conocida) por debajo del tránsito *foreshore / shoreface* (Swift *et al.*, 1991).

Arquitectura de los depósitos costeros

Una subida eustática hace que las islas barrera retrocedan hacia el continente y las olas empujan junto con ellas parte del sedimento que las constituye; otra parte queda por detrás y se incorpora a la plataforma.

Las islas barrera retroceden ("retrogradan") "enrollándose" sobre sí mismas porque el sedimento se mueve como en una cinta transportadora (el proceso se denomina *roll-over*) aunque en el fondo el proceso sea discontinuo pues se produce a saltos.

En otros casos el sistema isla barrera-

lagoon retrocede de forma discontinua y la retrogradación se detiene porque disminuye la velocidad del ascenso eustático o incluso se invierte la tendencia (Fig. 4 II). Cuando esto ocurre, el oleaje puede tallar una hombrera en la plataforma si hay poco sedimento disponible y acumular un cordón playero progradante si llega suficiente aporte (Fig. 4 V). Al reanudarse el ascenso, el oleaje destruye las partes altas del perfil de la playa y quedan preservadas sólo la parte baja del *foreshore*, que da lugar a un resalte topográfico, y los rellenos de *inlets*.

En otros casos, el retroceso se debe a la conjunción del ascenso eustático y la escasez del aporte sedimentario a la costa. Al empobrecerse en sedimento la barrera es incapaz de competir con el ascenso eustático y el mar acaba por sobrepasarla, erosionándola parcialmente (Fig. 4 II y V).

Un episodio de nivel del mar estable favorece la progradación de unidades costeras formando un *offlap* simple (Fig. 4 III) pues no hay mucho espacio de acomodación. La progradación puede darse también con nivel del mar en ligero descenso (Fig. 4 IV), pero hay que tener cuidado de no confundir posibles superficies que registren caídas eustáticas más importantes (líneas discontinuas, Fig. 4 II).

Conviene distinguir entre el recorrido de la línea de costa durante una fluctuación eustática y el del nivel relativo del mar. El nivel del mar sube o baja y sus únicos movimientos son en la vertical (hacia arriba o hacia abajo). Es un movimiento lineal que se hace bidimensional cuando se introduce el parámetro tiempo. Por contra, la línea de costa responde a esos movimientos con desplazamientos sobre una superficie inclinada (la plataforma continental y la llanura costera) que suponen componentes horizontales del movimiento. Por ello, se encuentran vectores hacia arriba, hacia abajo, hacia tierra y hacia el mar (Fig. 4). Se trata, por tanto, de movimientos tridimensionales y el parámetro tiempo introduce la cuarta dimensión. Pueden citarse como ejemplos los desplazamientos de la línea de costa Ibérica en los últimos 20 Ka. Durante la última subida glacio-eustática global después del máximo glacial (entre 20.000 y 6.900 BP) quedaron unidades progradantes sumergidas a profundidades progresivamente menores (Somoza y Rey, 1991) mientras que durante el Holoceno se alcanzó el máximo del highstand y desde entonces el nivel del mar sólo ha fluctuado alrededor de un valor medio. lo que propició el desarrollo de unidades progradantes (Fig. 4 VI). En detalle, cada episodio de progra-

dación de flechas litorales e islas barrera está separado de los vecinos por superficies erosivas o fases de tasa de sedimentación más bajas que Zazo *et al.* (1994) interpretan como relacionadas con variaciones en el intercambio de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los Proyectos: Unión Europea EVSV-CT94-0445 y DGICYT PB92- 0023. Realizado en el marco de las actividades de la INQUA Shorelines Commission y el IGCP Project 367.

Referencias

Dabrio, C.J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1985). 5th. European Regional Meeting, I.A.S.- Lleida'85. Abstracts: 104-107.
 Haq, B. U., Handenbol, J. y Vail, P. R. (1987). *Science*, 235: 1156-1167.
 Somoza, L., Bardaji, T., Dabrio, C.J., Goy, J.L. y Zazo, C. (1986-87). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 151-157
 Somoza, L. y Rey, J. (1991). *Cuad. Geol. Ibérica*, 15: 37-48.
 Swift, D.J.P., Phillips, S. y Thorne, J.A. (1991). *I.A.S. Spec. Publ.* 14: 89-152.
 Vail, P. R., Mitchum, R. M. y Thompson, III, S. (1977a). *A.A.P.G. Mem.* 26: 63-81.
 Vail, P. R., Mitchum, R. M. y Thompson, III, S. (1977b). *A.A.P.G. Mem.* 26: 83-97.
 Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardaji, T., Somoza, L. y Silva, P.G. (1993). *Global and Planetary Change*, 7: 109-119.
 Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T. y Silva, P.G. (1994). *Journal of Coastal Research*, 10 (4): 933-945.

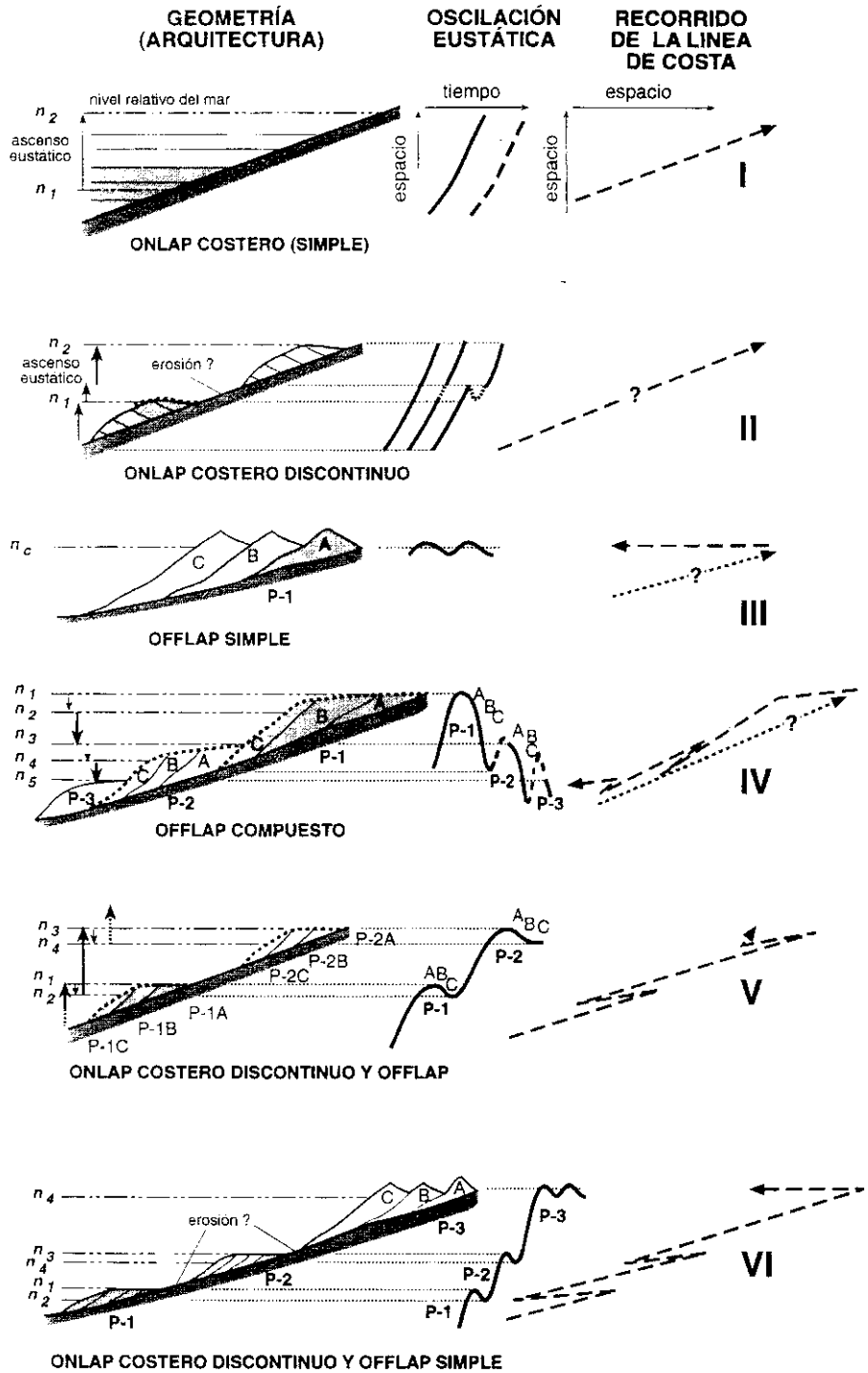


Fig. 4.- Modelos conceptuales de diversos apilamientos de unidades costeras («arquitectura estratigráfica»), sus relaciones con las fluctuaciones eustáticas que las originan y los desplazamientos asociados de la línea de costa.

Fig. 4.- Conceptual models of stratigraphic architecture induced by a variety of sea-level changes, and associated lateral shift of shoreline