

INTERACCION ENTRE LA EPIROGÉNESIS Y EL EUSTATISMO EN EL ESCALONAMIENTO DE LAS AREAS DE ABRASION MARINA NEOGENAS Y PLEISTOCENAS DEL SEGMENTO MEDIO DE LA COSTA NORTE ESPAÑOLA.

Guy MARY

Espainiako ipar itsaertzaeren erdialdeko zelaien mailakatzeak eta zati batzuen arteko maila-desberdintasunak Miozenotik heldu den epirogenesi diferentzial etengabearen eta oszilazio eustatikoaren arteko elkarrenergina azaltzen dute. Itsasertzaren gorapena Kantauriar altxaketaren testuinguruan kokatzen da, reina Paleozenotik heldu den inbertsio-prozesuaren ondorioa baita. Miozenotiko altxaketa-tasa neurtzerakoan, lehenik glaziare-eustatismo soila hartzen da kontuan eta, bigarrenik, kurba eustatikoa zeina sekuentziazko estratigrafiatik aterea den. Tektono-eustatismoaren garrantzia, lehen kasuan minimora iritsia bada ere, ezinbestekoa dirudi Asturiaseko adibidea azaltzearen.

El escalonamiento de los aplanamientos costeros de origen marino del segmento medio de la costa norte española y la desnivelación entre los distintos compartimentos indican una interacción entre una epirogenesis diferencial continua desde el Mioceno y las oscilaciones eustáticas. El levantamiento de la costa está colocado en el contexto de la elevación de la Cordillera cantábrica que resulta de un proceso de inversión desde el Paleoceno. La tasa de elevación desde el Mioceno se ha estimado por referencia, únicamente al glacio-eustatismo en primer lugar, y en segundo lugar a la curva eustática conocida deducida de la estratigrafía por secuencias. La importancia del tectono-eustatismo, aunque es mínima en el primer caso, parece indispensable para explicar el ejemplo asturiano.

L'écheonnement des affaissements côtiers d'origine maritime du segment moyen de la côte nord espagnole et la dénivellation existant entre les différentes parties indiquent une interaction entre une épirogenèse différentielle continue depuis le Miocène et les oscillations eustatiques. L'élévation de la côte est placée dans le contexte de la surélévation de la Chaîne cantabrique qui résulte d'un processus d'inversion qui a lieu depuis le Paléocène. Le taux de surélévation depuis le Miocène s'apprécie par rapport, d'abord uniquement au glacio-eustatisme et après à la courbe eustatique connue et tirée à partir de la stratigraphie par séquences. L'importance du tectoneustatisme, même si elle atteint le minimum dans le premier cas, semble indispensable pour expliquer l'exemple asturien.

El segmento medio de la costa montañosa del Norte de España, es decir, asturiana por lo esencial, tiene altos acantilados que bordean, hacia el interior, áreas planas escalonadas y suavemente inclinadas hacia el mar. Hacia el Sur, se encuentran dominadas por cumbres, o bien por valles que las separan de las alturas. Son respectivamente nombradas "rasas" o "sierras planas" (Cueto y Rui Díaz, 1930; Hernández Pacheco, 1949; Guilcher, 1974). Cortan el substrato geológico y llevan pocos depósitos. Mary (1979,1983) ha mostrado que rasas y sierras planas asturianas son antiguas áreas de abrasión marina poco alteradas sobre las areniscas, pero muy rebajadas sobre las calizas donde hay una intensa erosión cárstica. Existen tres niveles de superficies marinas situados entre las alturas de 260m y 60m. Bajan de Este hacia Oeste por segmentos, lo que se resume en la figura 2. Los acantilados han registrado tres bajos niveles marinos a las alturas de 35/40m, 15/18m y 5/6m también desnivelados de Este en Oeste, claramente por el nivel de 35/40m. Escalón y desnivelación ponen de manifiesto un levantamiento diferencial de un segmento a otro y plantean el problema de los efectos respectivos de la epirogénesis local, de la isostasia y del eustatismo. Para intentar resolver estas cuestiones, se necesita primero situar los acontecimientos morfológicos en el curso de la evolución geológica local, y después en el cuadro de la evolución del nivel del océano mundial.

EVOLUCION GEOLOGICA DEL SEGMENTO MEDIO DE LA COSTA NORTE DE ESPAÑA DURANTE EL MESOZOICO Y EL PALEOGENO

La Cordillera cantábrica, erigida durante el Cenozoico, bordea la costa norte española según una alineación E-W, con una longitud de 400 km y más. Esta cadena incorpora formaciones mesozoicas y cenozoicas al Este, y formaciones paleozoicas y precámbricas al Oeste. Particularmente, a lo largo del segmento medio que se extiende desde Cantabria hasta Galicia, afloran Eoceno y Oligoceno del país de San Vicente de la Barquera, las escamas de Ordoviense y de Namuriense del Este de Asturias (Julivert y al. 1972), el monoclinál pérmico

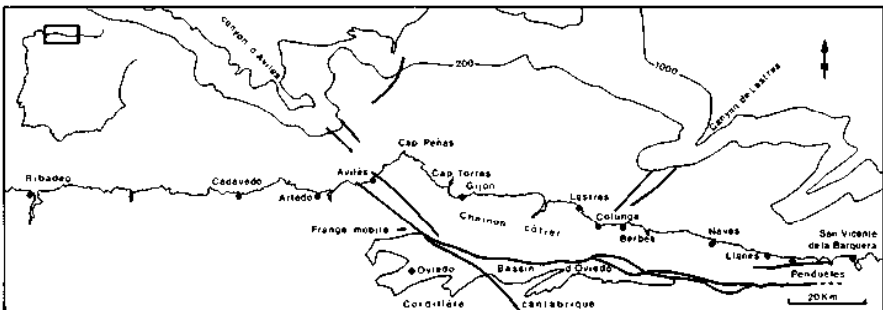


Fig. 1. Mapa esquemático del segmento medio de la costa norte española.

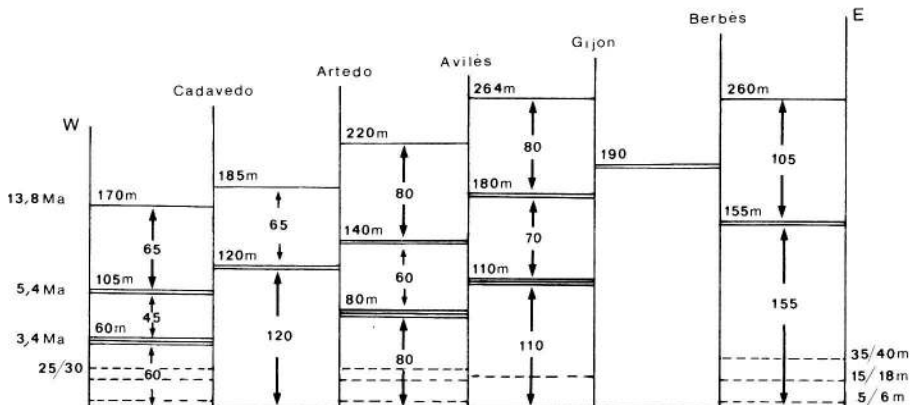


Fig. 2. Altura de las áreas de abrasión marina y de las líneas de costa de los distintos compartimentos de la costa asturiana.

co-triásico y jurásico de las Asturias medianas, el Devono-Carbonífero del Cabo Peñas, el Paleozoico Inferior y el Precambriense de las Asturias occidentales y de Galicia.

Desde San Vicente de la Barquera hasta el cabo Peñas, la Cordillera cantábrica comporta una cadena costera al Norte y la cadena principal al Sur. Estos dos elementos encierran el estrecho surco de Oviedo alargado de Este a Oeste y formado por Cretácico marino cubierto por Eo-Oligoceno lacustre. La cadena costera cabalga la depresión de Oviedo por el sistema de fallas de la franja móvil asturiana (Julivert et al., 1971). La cadena principal, exclusivamente paleozoica en su segmento medio, cabalga el Mesozoico y el Cenozoico continental de la cuenca del Ebro y del Duero a lo largo del sistema de fallas de León (Ciry, 1928; Mengaud, 1932; Julivert et al., 1971). Estos accidentes tardi-hercinianos (Julivert et al., 1971) fueron removilizados durante la evolución mesozoica y cenozoica.

El estrecho margen continental está constituido por el zócalo herciniano y las formaciones jurásicas, cretácicas y paleógenas tectonizadas (Boillot et d'Ouzoville, 1970; Lamboy et Dupeuble, 1975). Una delgada película de sedimentos neógenos cubre la plataforma continental. Al pie del talud continental, se extiende la fosa norte española rellena por Cretácico superior, turbiditas del Paleoceno y del Eoceno inferior, y desde el Eoceno superior por otras turbiditas disconformes sobre las precedentes. El margen continental cabalga la fosa según un prisma de acreción tectónica (Le Pichon et al., 1971; Derégnaucourt, 1981; Derégnaucourt et Bollot, 1982). Los cañones cortan el margen norte español según las direcciones NW-SE o NE-SW y se corresponden con accidentes tardi-hercinianos: el cañón de Avilés prolonga la falla cantábrica (Berthois et al., 1965), el cañón de Lastres coincide con el surco pérmico-triásico de Colunga.

La costa corresponde probablemente a una zona de fallas. Es evidente para el Cabo Peñas limitado por fallas que desnivelan el Cretácico. En otras partes, la hipótesis de la zona de fracturas está fundada en la oposición de edades entre las formaciones del margen continental y las del dominio emergido.

La evolución del margen norte español puede resumirse de la manera siguiente según el esquema de Boillot y al. (1984)

- distensión durante el Pérmico-Trías con producción de ofitas;
- rifting durante el Cretácico inferior llevando a un margen pasivo;
- expansión oceánica, es decir, abertura del Golfo de Vizcaya, durante el Cretácico superior;
- compresión del margen durante el Paleoceno y Eoceno inferior y, por consiguiente, formación de la fosa norte española y del prisma de acreción tectónica (Sibuet et Le Pichon, 1971; Boillot et al., 1979);
- últimas fases estructurales al final del Oligoceno y durante el Mioceno.

La abertura del Golfo de Vizcaya en relación con la abertura del Atlántico y los movimientos de las placas africana e ibérica en relación con la placa europea han condicionado la evolución del margen norte español. En el momento de la distensión, las fallas N 60 y N 95 tardi-hercinianas han vuelto a actuar como fallas normales; las fallas transversas tienen una dirección N 135. (Témine, 1984). Withjack y Jameson (1986) han demostrado las relaciones que existen entre las fuerzas y la red de fallas normales y de descolgadas. Este método aplicado a la costa norte española ha conducido a determinar el movimiento de la placa ibérica hacia el Sur-Este durante la abertura del Golfo de Vizcaya (Sibuet, 1988). Desde el Paleoceno, la rotación de la placa africana cambia y acarrea un movimiento de la placa ibérica hacia el Noroeste y, por consecuencia, el cabalgamiento de esta placa sobre la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya y el acortamiento del margen norte español. Las anomalías magnéticas del Atlántico norte y central (Archambault, 1984) ponen de manifiesto un pequeño movimiento de la placa ibérica al Mioceno basal (anomalía 6) respecto a la placa europea y la inmovilidad de estas dos entidades desde la anomalía 5 (Tortonense medio).

La cadena cantábrica resulta de esta evolución. Durante la distensión, su territorio estaba incorporado dentro del margen norte español, por sectores desacuñados de Oeste a Este. Efectivamente, el Mesozoico y el Cenozoico no afloran en Galicia, ni en las Asturias occidentales, aunque existen sobre la plataforma continental (Lamboy 1976). Siguiendo el meridiano de Avilés, los afloramientos del Cretácico se extienden hacia el Sur hasta el surco de Oviedo. Siguiendo el meridiano de San Vicente de la Barquera, se extienden todavía más lejos hacia el Sur hasta la Meseta del Ebro y del Duero. Las fallas de la franja móvil que bordean el Sur de la cadena costera han actuado durante la distensión desde el final del Jurásico, porque limitan hacia el Sur las formaciones de este sistema del que las facies y la paleogeografía muestran que desbordaban ampliamente el cuadro actual de sus afloramientos (Virgili y al., 1971). Desde el Aptense, la fase de distensión principal ligada a la abertura del Golfo de Vizcaya debió de hacerse por rotación de bloques a lo largo de fallas lítricas (Fig.3). Todos los bloques de la plataforma continental actual fueron afectados así como los del cabo Peñas y de las Asturias orientales, regiones donde el Aptense es transgresivo sobre el zócalo paleozoico. En cambio, el monoclin al pérmico-triásico y jurásico, elemento de la futura cadena costera, siguió siendo probablemente un alto fondo desprovisto de depósitos cretácicos. Igualmente, la cordillera principal cortada por fallas longitudinales, ha basculado hacia el Norte entre las fallas de León y las de la franja móvil, abriendo la región de Oviedo a la transgresión cretácica.

Durante la fase compresiva que empezó en el Paleoceno, las deformaciones tectónicas han emigrado del Norte hacia el Sur desde el pie del talud continental hasta la Cordillera cantábrica. Las fallas distensivas han actuado en el sentido inverso (Témine, 1984; Mary, 1979) según el esquema de la inversión (Cooper et Williams, 1989). La fosa norte española ha aparecido desde el Paleoceno, así como el prisma de acreción tectónica. Pero es duran-

te el Eoceno superior cuando los elementos de la cadena costera y de la cordillera principal han empezado a levantarse por inversión del sentido de rotación, engendrando el surco continental de Oviedo. Hacia el Este, estos acontecimientos se manifiestan por la aparición de series detríticas y de olistolitos dentro del Eoceno superior y el Oligoceno marinos de San Vicente de la Barquera (Mary y Dupeuble, 1983). Posteriormente al Oligoceno, la compresión del margen del Este de Asturias ha removilizado las escamas hercinianas que vinieron a cabalgar hacia el Sur sobre el Oligoceno y el Cretácico, acentuándose el cabalgamiento de la cadena costera sobre el surco de Oviedo y el de la Cordillera principal sobre la cuenca del Ebro y del Duero (Ciry, 1928; Mengaud, 1932).

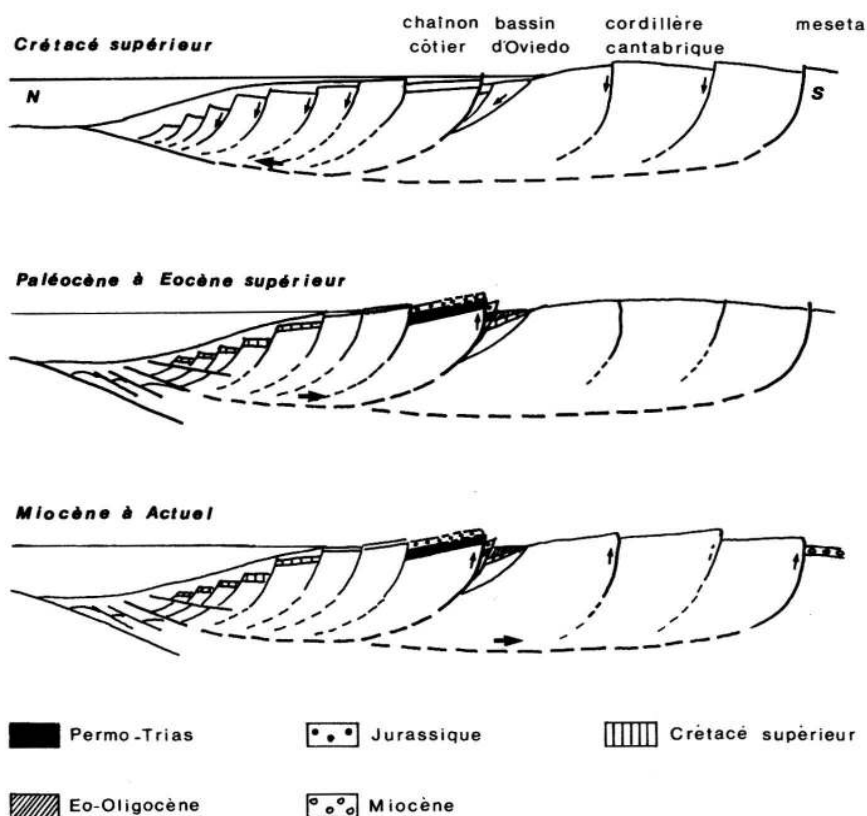


Fig. 3.

Esquema de la evolución del margen asturiano desde el Cretácico superior hasta el Actual.

EVOLUCION GEOLOGICA DESDE EL MIOCENO: ESCALONAMIENTO DE LOS APLANAMIENTOS MARINOS Y DE LAS LINEAS DE COSTA.

1. Edades de las superficies y líneas de costa.

Posteriormente a la tectogénesis, la evolución morfológica cuyo resultado son los aplanamientos marinos y líneas de costa, ha predominado respecto a la sedimentación, lo que hace menos fácil la datación de los acontecimientos. El grado de alteración de las rasas, las edades de los depósitos recientes de la plataforma marina (Durand, 1974), las edades 5e, 5c (Mary, 1979, 1983) de la más baja línea de costa han conducido (Mary 1979, 1983) a proponer la tabla siguiente.

— alta área superior	(260-264-220-185-168m)	Aquitano-Langhense
— alta área media	(155-180-140-120-100m)	Plioceno inferior
— alta área inferior	(? - ? - 105- 80- 60m)	Plioceno superior
— línea de costa alta	(40-30m)	datación abierta
— línea de costa media	(20-15m)	datación abierta
— línea de costa baja	(5-6m)	fases 5e y 5c
— línea de costa actual		fase 5a y actual

Tabla. I. Edades de las altas áreas de abrasión marina y de las líneas de costa asturianas (alturas de los compartimentos de Este a Oeste).

Así pues, estas edades coinciden con las transgresiones conocidas sobre la fachada atlántica, particularmente francesa: Aquitanense y Plioceno de Aquitania, Redonense caliente y después Redonense reciente de Bretaña (Cavelier et al., 1980).

2. Contexto tectónico asturiano desde el Mioceno.

Los datos de gravedad muestran que en las Asturias del Este existe un déficit respecto a las Asturias del Oeste, lo que puede explicar parcialmente la tendencia de las primeras a levantarse.

Tres grupos de acontecimientos indican una clara actividad tectónica a lo largo de la costa norte española.

—El levantamiento diferencial de los distintos sectores costeros pone de manifiesto la existencia desde el Mioceno de la epirogénesis, que es más intensa en el Este y-del centro de Asturias, es decir, dentro de las zonas más afectadas por la orogénesis pireneo-cantábrica (Mary, 1979, 1983). La desnivelación entre la alta línea de costa de Oeste (25 a 30 m) a Este (40 m) muestra también el juego de la epirogénesis durante el Pleistoceno. Vestigios de un nivel marino de 45 m son conocidos más hacia el Este en Guipúzcoa (Edeso,1990), pero las correlaciones con la línea de costa asturiana de 25-40 m no son evidentes.

—Dentro de la Cordillera cántabrica, la superficie que trunca las cumbres se encuentra claramente desnivelada por fallas cenozoicas que actuaron hace poco (Marquínez, 1990).

—Aunque la tectogénesis ha cesado desde el límite Oligoceno Mioceno, época del calbagamiento del Oligoceno por las escamas del Paleozoico, y aunque el movimiento de la placa ibérica respecto a la placa europea ha terminado desde la anomalía 5 (Archambault, 1984), sin embargo, la actividad sísmica indica la existencia actual de compresión den-

tro de la Península ibérica, particularmente a lo largo de su límite norte donde algunas fallas están consideradas vivientes (Udias y al., 1983). Para concluir, las condiciones que han determinado el acortamiento del margen norte español y la orogénesis de la Cordillera cantábrica existen todavía. Se manifiestan únicamente por los movimientos epirogénicos que siguen movilizandando las antiguas fallas de la distensión según el mecanismo de la inversión.

3. Mecanismos del escalonamiento de las rasas y líneas de costa.

En este contexto estructural, la rotación es el mecanismo del levantamiento de los bloques costeros. Como el declive de una plataforma de abrasión marina es el resultado del equilibrio entre la acción erosiva del mar y la resistencia del substrato, cada transgresión engendra una plataforma con el mismo declive que la precedente formada antes de la rotación. Teóricamente, por la rotación del bloque que las lleva, las plataformas escalonadas deberían tener una pendiente hacia el mar tanto más importante cuanto sean más antiguas. Ahora bien, las pendientes de las rasas escalonadas, que están poco o muy rebajadas por alteración y erosión, no permiten apreciar una diferencia significativa. Sin embargo, estas superficies tienden a recortarse hacia abajo. Así, en las Asturias del Este, la altura de la escarpadura entre las dos altas plataformas mide 50 ó 60 m al meridiano de Pendueles, pero solamente 15 m cerca de Naves, hecho que parece indicar que este sitio está próximo a la línea de convergencia de los dos aplanamientos.

La importancia de las rasas de la misma edad varía entre los diferentes compartimentos de las Asturias. En el Este y el centro, las dos superiores son anchas: 2 a 4 km, pero la superficie inferior está muy mal identificada sobre las calizas afectadas por la erosión cártica. Los yacimientos de cantos marinos de Pendueles (92 m), Santillán (114 m) y Oyambre (96 m) podrían ser algunos testigos. En las Asturias centrales, la rasa inferior retoca la superficie media en los cabos Peñas y Torres donde mide solamente pocas hectáreas. En las Asturias del Oeste, la superficie superior está conservada en algunos puntos de pocas hectáreas; la rasa media es muy ancha, 1 a 5 km; la rasa baja la retoca.

La combinación de la epirogénesis, del eustatismo y de la isostasia debe explicar todos estos datos, especialmente la destrucción por la segunda transgresión de la plataforma superior del Oeste de Asturias y su conservación en el Este y el centro. El eustatismo es un agente común a todos los segmentos costeros. La duración de las transgresiones determina la anchura de las plataformas de abrasión marina. La epirogénesis, agente del escalonamiento, puede ser un factor continuo monótono o no, así como intermitente. En este último caso, las regresiones se producirían al mismo tiempo que las fases de levantamiento y los dos acontecimientos obedecerían a una causa común. Varias combinaciones teóricamente posibles vienen resumidas en la tabla 2.

Eustatismo nulo; epirogénesis y hundimiento variables,

VS < 0	transgresión aparente	creación de una plataforma marina.
VS = 0	estabilidad de la línea de costa.	
VS > 0	regresión aparente	emersión de una plataforma marina.

Epirogénesis y hundimiento nulos; eustatismo variable.

Ve < 0	regresión aparente	emersión de una plataforma marina.
Ve = 0	estabilidad de la línea de costa.	
Ve > 0	transgresión aparente	creación de una plataforma marina.

Epirogénesis y eustatismo positivo.

$V_s < +V_e$	transgresión de velocidad	$V_t = V_e - V_s$	creación de una plataforma marina.
$V_s = +V_e$	estabilidad de la línea de costa	$V_t = V_r = 0$	
$V_s > +V_e$	regresión aparente	$V_r = V_s - V_e$	emersión de una plataforma marina.

Epirogénesis y eustatismo negativo.

$V_s < I\text{-Vel}$	regresión	$V_r = V_s + V_e$	emersión de una plataforma marina.
$V_s = I\text{-Vel}$	regresión	$V_r = V_s + V_e$	emersión de una plataforma marina.
$V_s > I\text{-Vel}$	regresión	$V_r = V_s + V_e$	emersión de una plataforma marina.

Hundimiento y eustatismo positivo.

$I\text{-Vsl} < V_e$	transgresión	$V_t = V_s + V_e$	creación de una plataforma marina.
$I\text{-Vsl} = V_e$	transgresión	$V_t = V_s + V_e$	creación de una plataforma marina.
$I\text{-Vsl} > V_e$	transgresión	$V_t = V_s + V_e$	creación de una plataforma marina.

Hundimiento y eustatismo negativo.

$I\text{-Vsl} < I\text{-Vel}$	regresión	$V_r = V_e - V_s$	emersión de una plataforma marina.
$I\text{-Vsl} = I\text{-Vel}$	estabilidad de la línea de costa	$V_t = V_r = 0$	
$I\text{-Vsl} > I\text{-Vel}$	transgresión	$V_t = V_e - V_s$	creación de una plataforma marina.

Tabl. II. Combinaciones entre eustatismo, levantamiento o hundimiento. V_e : velocidad de la subida o de la bajada de las aguas; V_t : velocidad de la transgresión; V_r : velocidad de la regresión; V_s : velocidad de levantamiento o hundimiento.

De todas las hipótesis posibles, únicamente las que combinan epirogénesis y eustatismo convienen para el caso de Asturias. En efecto, la fijeza del nivel del mar desde el Mioceno no es sostenible pues el casquete glacial antártico ha empezado a constituirse desde el final del Oligoceno (Kennett, 1977), ha crecido durante el Mioceno medio (Frakes & Kemp, 1973) y ha llegado a ser permanente en el Mioceno superior (Schackleton & Kennett, 1975), lo que ha provocado una bajada del nivel del mar. El caso de las variaciones eustáticas que intervienen solas para crear las plataformas no puede estar considerado, como hipótesis, sino en el caso de las Asturias occidentales donde el levantamiento aparente es el más bajo.

La subida del nivel del mar crea una plataforma de abrasión marina y la bajada su emersión. Pero, sin acontecimiento epirogenésico, las oscilaciones sucesivas de las aguas marinas se harían siempre sobre la misma área sin tener, por consecuencia, el escalonamiento de las plataformas. Es posible que el aligeramiento de la plataforma continental durante la regresión induzca al levantamiento de la franja costera del continente por reacción isostática y que el retraso de la reacción inversa durante la transgresión favorezca la abrasión de otra superficie un poco menos alta que la superficie inicial. Este mecanismo puede engendrar rasas escalonadas si la duración de la transgresión es más corta que el tiempo necesario a la reacción isostática, lo que ha podido ser el caso durante los breves episodios de las variaciones glacio-eustáticas cuaternarias del nivel del mar. Pero si la transgresión dura mucho tiempo, el efecto de la reacción isostática se borra y persiste una única plataforma. El encadenamiento de la rasa de 60 m con la de 100 m en las Asturias occidentales parece indicar, primero, la ausencia o la anulación del efecto isostático, y, en segundo lugar, que podría resultar de una variación eustática sin levantamiento. Pero, al Oeste de la ría de Ribadeo, donde la extensión de los aplanamientos costeros es menos profunda hacia el in-

terior de las tierras, las dos plataformas están escalonadas, lo que indica un levantamiento epirogénico.

Para concluir, la explicación del escalonamiento de las rasas y de las líneas de costa asturianas reside en la interferencia entre eustatismo y epirogénesis, habida cuenta de que el levantamiento se hace por rotación, lo que tiene por consecuencia la modificación del declive inicial. De no ser así regresiones y transgresiones se desarrollarían siempre sobre la misma área más o menos emergida. Las velocidades de subida o de baja eustáticas son comunes a toda la costa, mientras que la celeridad del levantamiento varía en cada compartimento. En el caso de una baja eustática, la velocidad de regresión es tanto más grande y la superficie que emerge tanto más ancha cuanto más rápido es el levantamiento del compartimento costero. Además, el efecto del flujo de las aguas está tanto más anulado e invertido cuanto más grande es la velocidad del levantamiento, de manera que la regresión es más temprana en las zonas con epirogénesis rápida que donde es lenta y donde transgresión y retroceso de la escarpadura costera han durado más tiempo. Igualmente, durante la subida eustática, la transgresión es más temprana en las zonas con epirogénesis lenta que en las zonas con epirogénesis rápida. La oposición entre la gran anchura de los dos niveles superiores de las Asturias orientales y centrales muy levantadas y la relativa estrechez de las rasas correspondientes menos altas de las Asturias occidentales ilustra bien la teoría expuesta más arriba. Durante la transgresión, la abrasión marina borra el efecto del levantamiento diferencial entre dos compartimentos costeros, mientras que desde el principio de la regresión, la desnivelación crece entre los dos elementos de la misma área de los dos compartimentos considerados. La desnivelación actual ha evolucionado de manera continua desde el principio de la emersión.

4. Importancia relativa de la epirogénesis, del tectono-eustatismo y del glacio-eustatismo

La curva de la evolución de la altura de la línea de costa asturiana acumula los efectos de la epirogénesis y del eustatismo. Sin embargo, se parece a la parte de la curva de las variaciones eustáticas de Vail y al. (1977) relativa al Cenozoico superior deducida de la estratigrafía por secuencias (Fig. 4). Las alturas de las áreas asturianas corresponden a las cúspides de la curva de gradación costera de Vail y al., pero sus puntos bajos no son conocidos. Estas dos curvas indican una bajada constante del nivel del mar desde el Mioceno. La diferencia de levantamiento de los distintos compartimentos costeros en relación con el de las Asturias occidentales, que es el menos elevado, puede calcularse fácilmente. Por cada periodo, su valor es la diferencia de altura de los aplanamientos de la misma edad restada del efecto de la epirogénesis dado en el periodo siguiente. Pero la tasa de levantamiento común a todos los segmentos costeros no es conocida. Para intentar apreciar su importancia, se necesita acudir a los datos del tectono-eustatismo y los del glacio-eustatismo.

Pitman (1978) concede mucha importancia a las variaciones del volumen de los océanos, es decir al tectono-eustatismo, desde el Cretácico. Pero según Kominz (1984) el efecto del tectono-eustatismo sería nada más que de pocos metros desde el Mioceno, de modo que el glacio-eustatismo sería el agente principal de la bajada del nivel del mar. Entonces, el ritmo de crecimiento y de decrecimiento de los casquetes glaciares habría gobernado las transgresiones y regresiones responsables, junto con el levantamiento, del escalonamiento de las rasas asturianas. Según esta hipótesis, la formación del casquete antártico sería la causa principal de la regresión del final del Mioceno. Un deshielo parcial del Antártico durante el Plioceno es muy probable (Webb & al., 1984), porque el Plioceno era un periodo caliente hasta 2,4 Ma, época en la cual han empezado las glaciaciones del hemisferio norte (Shackle-

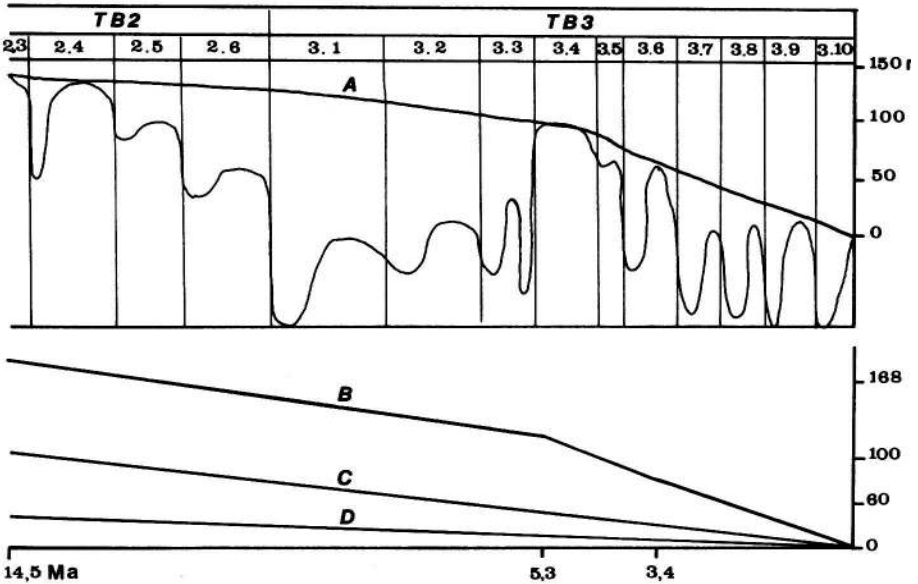


Fig. 4. Efecto de la epirogénesis sobre la bajada aparente del nivel marino asturiano desde el Mioceno. A: curva envolvente de las variaciones eustáticas según Haq & al. desde el Mioceno; B: curva de la bajada aparente del nivel marino asturiano desde el Mioceno; C: bajada del nivel marino debida a la epirogénesis calculada tomando en cuenta el glacio-eustatismo únicamente; D: bajada del nivel marino debida a la epirogénesis calculada tomando en cuenta únicamente el eustatismo según Haq & al.

ton y al., 1984). Hoy, tomando en cuenta las correcciones isostáticas, el espesor de agua retirado al océano mundial por los casquetes glaciares todavía existentes es de 77 m según los estimaciones corrientemente admitidas, 65 m para el Antártico y 12 m para el Groenland. Para las Asturias occidentales, si el efecto del tectono-eustatismo es despreciable, el de la epirogénesis desde el Mioceno sería entonces la diferencia entre la altitud (168 m) de la rasa más alta y el espesor de agua que representan los casquetes glaciares (77 m), o sea 91 m.

La estratigrafía por secuencias (Haq y al., 1988) muestra que las transgresiones son la adición de varias pulsaciones llamadas ciclos de tercer orden. La abrasión de las plataformas asturianas integra en un fenómeno aparentemente continuo estas diversas pulsaciones. De este modo, la alta rasa asturiana sería la suma del superciclo TB1 y de los ciclos de tercer orden de TB2.1 a TB2.4 de Haq y al. La línea de contacto entre las rasas y los relieves que las dominan indica el ciclo transgresivo que ha alcanzado la altura más elevada. Desde este momento, la plataforma ha emergido pues sometida al efecto combinado de la epirogénesis y de la bajada del nivel marino, si bien algunos episodios transgresivos la han cortado.

— El principio de la emersión de la alta plataforma data del límite Langhense Serravallense que se remonta a 14,5 Ma según G.S. & C. Odin (1990). En las Asturias occidentales, la celeridad media de levantamiento debido a la epirogénesis alcanzará 6,275 m por cada millón de años, es decir 0,006 mm por años.

— Tomando 5,3 Ma por el máximo de la transgresión del Plioceno inferior, el levantamiento por epirogénesis de la segunda plataforma de las Asturias occidentales sería de 33 m. Entonces, el nivel del mar habría estado en +67 m.

— Si 3,4 Ma es la edad del máximo de la transgresión del Plioceno superior, el levantamiento de la tercera plataforma sería de 21,33 m. Entonces el nivel del mar habría estado + 39m.

Los altitudes del nivel del mar obtenidas dependen de la selección de la edad del principio de la regresión que puede variar en + 0.1 Ma, lo que tiene por consecuencia una incertidumbre de unos 0,30m por Ma para la celeridad del levantamiento y una modificación de las alturas calculadas de 1 a 2 m. Por comparación, según Dowsett y Cronin (1990), la llanura costera de las Carolinas (USA) tiene 85 m de altura y una edad de 3,5 Ma (Plioceno medio), similar a la de la rasa de 60 m de las Asturias occidentales. Tomando en cuenta las datos de Kominz (1984), que restan importancia al efecto del tectono-eustatismo, deduciendo la celeridad del levantamiento local del escalonamiento de las terrazas aluviales de los ríos, estos autores han calculado que el nivel del mar responsable de la génesis de la llanura costera de 85 m sería de 35 ± 18 m.

Para los mismos periodos, Aquitano-Langhense, Plioceno inferior, Plioceno superior, la curva de Haq y al. (1987), que incluye los efectos del tectono-eustatismo y del glacio-eustatismo, da las altitudes siguientes del nivel del mar: 140 a 150 m, 90 a 95 m y 50 a 55 m. Si las altitudes de 146, 92 y 55 m se admiten para las Asturias occidentales, valores cercanos a los observados, la velocidad media de sus levantamiento alcanzará 1,50 m par Ma.

5. CONCLUSIONES

El calculo de la celeridad media de levantamiento basado únicamente sobre las variaciones glacio-eustáticas da un resultado probablemente excesivo (6,275m por Ma), y atribuye una gran importancia a la epirogénesis en el escalonamiento de las rasas asturianas; pero el stock de los hielos antárticos durante el Plioceno inferior no habría representado mas que 10 m de agua. Las aproximaciones efectuadas con la curva eustática de Haq y al. llevan al mínimo el efecto de la epirogénesis (1,370 m par Ma) y acrecienta la importancia del eustatismo desde el Mioceno. Sin embargo, las dos hipótesis muestran una bajada del nivel del mar durante el Pleistoceno de 39 o 50 m, claramente mayor que la altura de agua que representa el casquete glaciar groenlandés. Eso supone que el deshielo del Antártico al Plioceno superior fue importante, 27 m de agua, según la hipótesis que no hace caso del tectono-eustatismo, o en el otro caso que su efecto ha crecido desde el Plioceno. Si la transgresión relativa a la rasa de 60 m parece estar en fase con un deshielo parcial del Antártico, la transgresión del Plioceno inferior responsable de la génesis de la plataforma de 100 m no parece estar relacionada con un ciclo glaciar conocido de esta época, lo que privilegia la hipótesis del tectono-eustatismo. Igualmente, en el curso del Mioceno, el tectono-eustatismo es el factor preponderante de la subida del nivel del mar porque el casquete glaciar antártico estaba en su fase de constitución. Durante la regresión del Serravallense, tectono-eustatismo y glacio-eustatismo negativos han añadido sus efectos.

BIBLIOGRAFIA

- ARCHAMBAULT M.F. (1984). Evolution cinématique post-Eocène de l'Atlantique Nord et Central, implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Brest Université de Bretagne occidentale, 211p.
- BERTHOIS L., BENOT R. & AILLOUD P. (1965). - Essai d'interprétation morphologique et géologique de la pente continentale à l'ouest de la péninsule ibérique. -Rev. Trav. Inst. Peches Maritimes 29, 3, 321-342.
- BOILLOT G. & d'OUZOVILLE J. (1970). Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre Avilès et Llanes.- C.R.Acad. Sc., Paris, 270, D, 1865-1870.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. (1984). Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.- Masson 342 p.
- CAVELIER C., KUNTZ G., LAUTRIDOU J.P., MANVIT J., PAREYN C., RASPLUS L. & TOURENQ J. (1980). Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM 101.
- CIRY R. (1928). La structure méridionale du Massif primaire des Asturies.- C.R. Atad. Sc. Paris 187, 987-988.
- COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. (1989). - Inversion tectoniques.- Geological Society special publication, 44.
- CUETO y RUI DIAZ E. (1930). Nota acerca de las llanuras, rasas y sierras planas de la costa de Asturias.- Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 241-254.
- DOWSETT J.H. & CRONIN T.M. (1990). - High eustatic sea level during the middle Pliocene: evidente from the southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. *Geology*, 18, 435-438.
- DURAND A. (1974). - Stratigraphie des terrains d'âge paléogène supérieur et néogène du plateau continental basque et asturien d'après l'étude des foraminifères planctoniques. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes, 118 p., 11 pl.
- EDESIO J.M. (1990). -Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco).- Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 4 vol., 666 p., 249 fig., 67 phot.
- FRAKES A. & KEMP E.M. (1973). - Paleogene continental positions and evaluation of climate. - In Tarling D.H. & Runcorn S.K. Eds., Implications of continental drift to the earth sciences. Atad. Press, London & New-York, 1, 539-558.
- GUILCHER A. (1974). - Les "rasas": un problème de morphologie littorale générale: *Annales de Géographie*, 455, 1-33.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1949). Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano.- CR. VIIème Congrès International de Géographie Lisbonne, 2, Travaux des sections II et III, 29-86.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.- In Sea-level change. An integrated approach, SPEM publication 42, 71-108.
- JULIVERT M., RAMIREZ DEL POZO J. & TRUYOLS J. (1971). - Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, V 3, 1-33. Publications de I.I.F.P., collection Colloques et Séminaires 22, Technip, Paris.
- JULIVERT M., FONTBOTE J., RIBEIRO A. & CONDE L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid
- KENNETT J.P. (1977).- Cenozoic evolution of antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean and their impact on global paleoceanography.- *J. Geophys. Res.* Baltimore, 82, 3843-3860.
- KOMINZ M.A. (1984).- Oceanic ridge volumes and sea level change; an error analysis. In Schlee J.S. ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation.- A.A.P.G. mem., 36, 109. 127.
- LAMBOY M. (1976). - Géologie marine et sous-marine du plateau continental au nord-ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des phosphorites. -Thèse, Université de Rouen, 285 p.

- LAMBOY M. & DUPEUBLE P.A. (1975).-
Carte géologique du plateau continental
nord-ouest espagnol entre le canyon
d'Avilès et la frontière portugaise.- Bull.
Soc. Géol. France , 7, XVII, 4, 442-461,
- MARY G. (1979). - Evolution de la bordure
côtière asturienne (Espagne) du Néogène
à l'Actuel.- Thèse, Caen , 287p., 99 fig., 14
pl. phot.
- MARY G. (1986). - Les oscillations
climatiques entre 125000 ans et le dernier
maximum glaciaire sur la côte asturienne
(Espagne).- Bull. A.F.E.Q. , 1/2, 151-157.
- MARY G. & DUPEUBLE P.A. (1983). - Sur la
continuité sédimentaire de l'Eocène
moyen à l'Oligocène près de San Vicente
de la Barquera (province de Santander,
Espagne); observations stratigraphiques
et tectono-sédimentaires.- CR Acad. Sc.,
Paris, 296, II, 1449-1452.
- MENGAUD L. (1932). - Sur la structure de la
chaîne cantabrique. -CR. Atad. Sc.,
Paris ,195, 1092-1094.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990). - Echelle
numérique des temps géologiques, mise
à jour 1990.- Géochronique ,35, 12-21.
- PITMAN W.C. (1978). - Relationship between
sea level change and stratigraphic
sequences- Geol. Soc. Am. Bull.,
Boulder, 89, 1389-1403.
- PITMAN W.C. (1979). - The effect of sea
level changes on stratigraphic
sequences at Atlantic margins,
Geological and Geophysical
investigations of continental margins-
A.A.P.G., 29, 453-460.
- SHACKLETON N.J. (1969). - The last
interglacial in the marine and terrestrial
records. -Proc. Royal Soc. London, B,
174, 135-154.
- SHACKLETON N.J. & KENNETT J.P. (1975).
- Late Cenozoic oxygen and isotopic
changes at DSDP site 284: implications
for glacial history of the northern
glaciation. -In Kennett J.P. & al., Reprints
DSDP ,29, Washington, U.S. Govt, 801-
807.
- SIBUET J.C. (1988). - Marges passives de
l'Atlantique Nord-Est: estimation des
paléocontraintes lors du rifting. -Bull. Soc.
Géol. France (8), IV, 4, 515-527.
- VIRGILI C., SUAREZ VEGA L. & RINCON R.
(1971) - Le Mésozoïque des Asturies
(Nord de l'Espagne).- In Histoire
structurale du Golfe de Gascogne, t.2, V
4, pp. 1-20. Publications de l'I.F.P.,
collection Colloques et Séminaires , 22,
Technip, Paris.
- WEBB P.N., HARWOOD D.M., MCKELVEY
B.C., MERCER J.H. & STOTT L.D. (1984)
- Cenozoic marine sedimentation and ice-
volume variation on the East Antarctic
craton. -Geology, 12, 287-291,