

DIFERENCIACION DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS EN MATERIALES PELÁGICOS

J.A.Vera (*)

(*) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad, 18071- Granada

RESUMEN

En los materiales pelágicos se pueden utilizar diversos criterios de diferenciación de unidades estratigráficas. Especial interés tiene la delimitación de unidades cuyos límites estén jalonados por niveles o superficies que sean reflejo de eventos alocíclicos que afecten al conjunto de la cuenca o que incluso sean globales. Estos eventos (climáticos, tectónicos, eustáticos y oceanográficos) se reflejan en las sucesiones estratigráficas de materiales pelágicos mediante superficies de cambios litológico, geoquímico o bioestratigráfico, o mediante discontinuidades.

Dos rangos de división de unidades se plantean en el estudio de los materiales pelágicos. El primero de ellos consiste en reconocer en dichos materiales los límites de unidades (secuencias deposicionales) que se reconocen en el borde externo del margen continental. El segundo es la delimitación de unidades de pequeña duración lo que constituye el objetivo de la Estratigrafía de eventos de alta resolución.

Los límites de secuencias deposicionales establecidas en el borde del margen se pueden reconocer en los materiales pelágicos de diferentes maneras. Una de ellas es mediante el uso de perfiles sísmicos de márgenes continentales en los que se pueda ver la correlación geométrica entre las superficies de discontinuidad del borde con la superficie de conformidad de los materiales pelágicos. En segundo lugar se plantea el reconocimiento de las discontinuidades en los materiales pelágicos estableciéndose seis tipos diferentes que se reconocen especialmente en los umbrales pelágicos. La tercera, complementaria de la anterior, es el reconocimiento en los rasgos propios la superficie de conformidad (para conformidad o continuidad) tales como criterios bioestratigráficos, presencia de *hardgrounds*, superficies erosivas, etc., rasgos todos ellos especialmente reconocibles en los umbrales pelágicos. En cuarto lugar se destaca el papel de las secciones condensadas, redefiniendo este término en los materiales pelágicos (niveles de valores mínimos de velocidad de sedimentación) de manera que puedan ser las correlativas de las reconocidas mediante estratigrafía sísmica en los bordes externos del margen. Una quinta manera se basa en ver la localización de ciertos cambios litológicos muy netos, como son: el inicio de importantes depósitos turbidíticos, el inicio de los depósitos anóxicos, etc. que sean reflejo de cambios eustáticos que a su vez se reflejen en el borde del margen. Finalmente se pueden considerar criterios más sutiles y de aplicación más compleja como son los basados en cambios geoquímicos (p.ej. en isótopos estables ligeros) algunos de los cuales permiten reconocer superficies de continuidad correlativas con las de discontinuidad que limitan las secuencias deposicionales definidas en el borde externo del margen.

Especial interés tienen las dataciones bioestratigráficas en los materiales pelágicos y su correlación con los de los marinos someros, ya que puede permitir valorar las posibles coincidencias de las discontinuidades de los bordes de la cuenca y del interior de la misma. Esta correlación a veces es compleja ya que en los materiales pelágicos se suele tener una mayor precisión al tener un registro estratigráfico más continuo, mientras que en los bordes de la cuenca las lagunas estratigráficas (hiato y/o vacío erosional) ligadas a las discontinuidades pueden tener gran amplitud lo que dificulta la datación precisa. En numerosas ocasiones la datación de estas discontinuidades de los bordes, y por tanto del evento que las ocasiona, se hace a partir de la correlación con los datos obtenidos en los materiales pelágicos.

La Estratigrafía de eventos de alta resolución aplicada a los materiales pelágicos pretende reconocer en ellos divisiones de una duración inferior a los 100.000 años y que permita establecer correlaciones muy precisas. Para ello se recurre al uso simultáneamente de todos los posibles criterios tales como bioestratigráficos (incluida la bioestratigrafía integrada y la cuantitativa), geoquímicos (isótopos estables y elementos traza), depósitos turbidíticos, ciclos de Milankovitch, niveles de eventos instantáneos (p.ej. piroclásticos), magnetoestratigráficos, diagráffas, sísmica de alta resolución, etc. De esta manera se pueden establecer divisiones de una duración bastante inferior que las cronozonas. Esta metodología se puede aplicar en la actualidad solo en algunas cuencas bien conocidas, pero constituye un objetivo de gran envergadura para los años próximos.

Palabras claves: Materiales pelágicos, discontinuidades, paraconformidades, unidades estratigráficas, análisis de cuencas, geoquímica sedimentaria, Estratigrafía de eventos de alta resolución.

ABSTRACT

Various criteria can be employed to distinguish stratigraphic units in pelagic rocks. Of particular interest are those units which are delimited by surfaces that bear witness to allocyclic events affecting the basin as a whole or sometimes even global occurrences. The events, which may be climatic, tectonic, eustatic or oceanographic, are clearly reflected in the pelagic stratigraphic sections by lithological, geochemical and biostratigraphical surface changes and also by unconformities.

These are two major aspects to the study of the division of units in pelagic rocks: the first involves the depositional sequences at the edges of the continental margins, and the second the identification of very short-lived units, which is the principal aim of the science of high-resolution-event stratigraphy.

The methods of recognizing limits between continental-margin deposits are various: One way is to use seismic profiles, in which the geometric correlation between the unconformity surfaces at the margin and the conformity surfaces of the pelagic materials can be made out. Secondly, there is the possibility of distinguishing the unconformities between the materials at the pelagic swells, six of which have been identified. The third method, complementary to the latter, is the recognition of features in the conformities themselves, whether they be conformities properly speaking or paraconformities, such as biostratigraphical elements, hardgrounds, erosion surfaces and so on, all of which are clearly identifiable at the pelagic thresholds. Fourthly, condensed sections are also important, redefining this term in pelagic materials (successions with a very slow accumulation of deposits) so that they can be correlated with those identified by means of seismic stratigraphy at the external edges of the continental margins. A fifth technique is to find clear lithological interruptions, such as the onset of substantial turbiditic deposits or the beginning of anaerobic layers, for example, which reflect eustatic changes and are in turn clearly visible at the edges of the continental margin. Lastly, much more subtle criteria should be taken into account, such as those based on geochemical alterations (e.g. light stable isotopes), which may be recognisable in conformity surfaces relative to unconformities at the edges of the margin.

The biostratigraphical dating of pelagic rocks and their comparison with shallow-sea materials is of great interest as it may lead to the possibility of correlating the unconformities at the edges of a basin with the sequences in its centre. This type of correlation is often quite difficult because the pelagic rocks tend to contain a fairly continuous, and therefore more precise record, while at the edges of the basin the stratigraphic gaps implied in the discontinuities (lacuna and/or hiatus) may involve long periods and thus make precise dating very difficult. Very often it is the correlation of data obtained from the pelagic materials which makes it possible to arrive at an accurate date for these unconformities at the edges of the basin and thus discover the events that gave rise to them.

The aim of high-resolution-event stratigraphy applied to pelagic rocks is to distinguish divisions of less than 100,000 years and to make very precise correlations. For this it is necessary to resort to all the available techniques, including, among many, biostratigraphy, geochemistry (stable isotopes and trace elements), turbiditic deposits, Milankovitch cycles, sudden-event levels (e.g. pyroclastics), magnetostratigraphy, well logs and high-resolution seismic graphs. Only in this way is it possible to establish time divisions of much shorter periods than those reflected in the chronozones. At the moment these methods can only be applied in well-studied basins but they show great promise for the forthcoming years.

Key words: Pelagic deposits, discontinuities, paraconformities, stratigraphic units, sedimentary geochemistry, basin analysis, High Resolution Event Stratigraphy.

Vera, J.A. (1989): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 335-374.

Vera, J.A. (1989): Differentiation of stratigraphic units in pelagic deposits. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 335-374.

1. INTRODUCCIÓN

La diferenciación de unidades estratigráficas cuyos límites sean isocronos, precisos y, a su vez, reconocibles por criterios objetivos, constituye uno de los aspectos más interesantes del análisis de cuencas. En el caso de los materiales pelágicos esta diferenciación presenta unas características peculiares, que se han ido matizando, en especial, en los últimos años. Ello se debe a que a los criterios ya clásicos de la Bioestratigrafía (cada vez más precisos) se han unido nuevas técnicas y nuevas metodologías que permiten de una parte utilizarse en materiales azoicos y de otra parte establecer, en los materiales fosilíferos, divisiones de rango menor que las cronobiozonas. Los datos suministrados por los sondeos oceánicos, de los proyectos DSDP y ODP, han

constituido una herramienta fundamental en esta nueva concepción de la estratigrafía de los materiales pelágicos. El planteamiento general consiste en que en los medios pelágicos quedan reflejados con mayor nitidez los fenómenos o eventos aloclíclicos, tanto los que afectan a la totalidad de la cuenca como los globales. La división de unidades consiste, al menos teóricamente, en reconocer en las series estratigráficas los efectos de estos eventos de distinto rango y utilizarlos como criterio de división de unidades y, por tanto, como criterio de correlación.

Dos aspectos fundamentales deben ser considerados en la división de unidades estratigráficas en los materiales pelágicos y en su utilización como criterio de correlación. Estos aspectos conllevan los dos objetivos, diferentes y complementarios, que se plantean en este trabajo.

El primero consiste en reconocer en los materiales pelágicos, modernos o antiguos, los límites de las unidades estratigráficas de rango mayor (secuencias deposicionales y ciclos de distinto orden), diferenciadas en las áreas más cercanas al continente por dispositivos geométricos, con frecuencia discordantes, y que en los materiales pelágicos, del mismo margen continental, se reflejan como paraconformidades o superficies de continuidad. En definitiva se trata de reconocer, en los materiales pelágicos, las superficies de conformidad (o continuidad) correlativas a las discontinuidades estratigráficas del borde del margen que sean reflejo de cambios climáticos, sedimentarios, tectónicos y/o eustáticos, y que afecten al conjunto de la cuenca y cuya escala puede variar desde 1 a 200 millones de años (Vail *et al.*, 1977b, 1984; 1987; Haq *et al.*, 1987; 1988).

El segundo de los objetivos pretende establecer, en los materiales pelágicos, divisiones de rango mucho menor aplicando conjuntamente todas las técnicas posibles (bioestratigráficas, quimioestratigráficas, magnetoestratigráficas, niveles guía reflejo de eventos, etc.) y reconociendo en las series estratigráficas los efectos de los diferentes eventos (físicos, químicos, climáticos, etc.) que permitan establecer correlaciones muy precisas. En esta línea, un objetivo muy ambicioso, y por ello muy atractivo, es el que propone Kauffman (1986, 1988) con el nombre de "*Estratigrafía de eventos de alta resolución*" que pretende llegar a establecer correlaciones, y por tanto a realizar divisiones de unidades estratigráficas, con una precisión del orden de los 100.000 años.

2. GENERALIDADES DE LOS MEDIOS PELÁGICOS ACTUALES Y ANTIGUOS

Los medios pelágicos difieren de todos los demás medios sedimentarios en un aspecto fundamental. Este consiste en que los materiales pelágicos aflorantes en los continentes (generalmente relacionados con cordilleras de plegamiento) no constituyen una representación de los medios pelágicos actuales, como ocurre con los materiales antiguos de cualquier otro medio. En los materiales pelágicos antiguos, aflorantes en los continentes, tan solo están representados los depositados en las partes más próximas a los antiguos continentes. Los afloramientos de antiguas cortezas oceánicas y sus sedimentos suprayacentes son muy limitados y, por supuesto, su extensión no guarda relación alguna con la que ocupan en la actualidad, o la que ocuparon en épocas anteriores. Todo ello se explica de una manera muy coherente en el contexto de la Tectónica Global, ya que la mayor parte de los fondos oceánicos, y sus sedimentos suprayacentes, se consumen en las zonas de subducción y no llegan nunca a aflorar.

Es evidente, por tanto, que el mayor interés de estudio de los materiales pelágicos se centra en las áreas más próximas al continente, desde el borde de la plataforma hasta el fondo oceánico adyacente, o sea, el margen continental. Dentro de los márgenes continentales se diferencian los márgenes pasivos, o divergentes, de

tipo atlántico, correspondientes a la etapa inicial de carácter distensivo y los márgenes activos, o convergentes, de tipo pacífico, que se forman cuando comienza la subducción. En los últimos años se da una gran importancia a un tercer tipo de margen (Kingston *et al.*, 1983; Miall, 1984; Klein, 1987) definido por la presencia en el mismo de fallas transcurrentes. Las características sedimentarias, así como la geometría de las unidades estratigráficas, en cada tipo son diferentes ya que la influencia del contexto tectónico es evidente. Además de este factor (la tectónica) en los márgenes continentales la sedimentación viene regulada por los cambios relativos del nivel del mar (fundamentalmente subsidencia y eustatismo), por los cambios en los aportes procedentes de fuera de la cuenca, por los cambios climáticos y por los cambios en el quimismo del agua de los océanos. Todos estos cambios son fundamentalmente cíclicos, de escala muy diferente, y quedan reflejados en los materiales, de manera diversa.

Además de los márgenes continentales los materiales pelágicos antiguos pueden aflorar en los continentes en áreas de borde de cratón o en aulacógenos, y más concretamente en intervalos de tiempo de máxima elevación del nivel relativo del mar, en los que se depositan materiales de unos centenares de metros más profundos que los de la plataforma (Vera, 1989).

En los materiales pelágicos, tanto de márgenes continentales como de borde de cratones o aulacógenos, quedan reflejados los cambios que afectan a la cuenca. Estos cambios (cíclicos o no) son consecuencias de modificaciones tectónicas globales, eustáticas, climáticas, paleoceanográficas, etc. Su reconocimiento en las series estratigráficas y su utilización para la división de unidades y la correlación constituye el objetivo fundamental de este trabajo.

2.1. Tipos de sedimentos y velocidad de sedimentación.

Se denominan sedimentos pelágicos a todos los materiales depositados en medios marinos más alejados del continente que la plataforma continental (Berger, 1974; Jenkyns, 1978; Scholle *et al.*, 1983; Vera, 1989). Incluyen, por tanto, de una manera simplificada los materiales depositados en el talud y en el fondo oceánico. Especial interés tienen, por las mayores posibilidades de llegar a emerger y aflorar en grandes extensiones, los depósitos de márgenes continentales, con corteza continental adelgazada, en parte por fallas lítricas, y en los que se delimitan áreas más subsidentes y profundas (surcos) y áreas menos subsidentes y más someras (umbrales). En estos márgenes la distancia entre el borde de la plataforma adyacente al continente y el fondo oceánico puede ser de varios centenares de kilómetros. A este tipo corresponden los mayores afloramientos de materiales pelágicos en los continentes actuales, que son antiguos márgenes, actualmente deformados, y que forman cadenas de plegamiento, como es el caso de los que rodearon al Tethys (Alpes, Apeninos, Béticas, Cárpatos, etc.).

Los sedimentos pelágicos presentan diversidad li-

tológica y de velocidad de sedimentación, en especial relacionadas con la distancia al continente y la profundidad. Una descripción de los principales tipos de sedimentos pelágicos y de sus velocidades de sedimentación puede encontrarse en Vera (1989). A continuación se resumen los rasgos principales que vayan a ser utilizados en los otros apartados de este trabajo.

En las partes más próximas a los continentes (talud continental y áreas de corteza continental adelgazada) dominan los *lodos hemipelágicos*, que en la actualidad cupan el 18% de los fondos marinos. Dentro de ellos se diferencian dos tipos principales: *lodos terrígenos* (lutitas) y *lodos carbonatados* (ritmitas de calizas-margas), y un tipo minoritario: *lodos volcano-genéticos* (rocas piroclásticas de tamaño lutita). La velocidad de sedimentación de estos lodos en la actualidad (y de las rocas sedimentarias equivalentes en el registro estratigráfico) en los mares cerrados varía desde 10 a 120 mm/1.000 años, mientras que en los mares abiertos oscila entre los 4 y los 12 mm/1.000 años. Especial interés tienen, dentro de ellos, los depósitos anóxicos que corresponden a episodios, muy localizados en el tiempo, de menor contenido en oxígeno libre en el medio y mayor contenido de materia orgánica en el sedimento. La velocidad de sedimentación de los depósitos anóxicos paleozoicos es de 2 a 10 mm/1.000 años y los del Cretácico de 8 a 100 mm/1.000 años (Vera 1989, fig. 16).

Un segundo tipo de sedimentos son los fangos (en inglés *oozes*) carbonatados constituidos por acumulaciones notables de caparazones de foraminíferos planctónicos y de restos duros del nannoplanton. En el registro fósil solo se encuentran desde el Jurásico superior, ya que en edades anteriores dichos organismos fueron poco significativos. Su velocidad de sedimentación varía desde 2 mm/1.000 años en el centro del Pacífico hasta valores comprendidos entre 10 y 80 mm/1.000 años en otros mares. Rocas sedimentarias análogas, cretácicas o paleógenas, presentan valores semejantes, como es el caso de las facies de calizas de globigerinas (*Scaglia rossa* de los Apeninos o Fm. Capas Rojas de las Béticas) con valores de 2 a 10 mm/1.000 años, o en el de las calizas de nannofósiles (10 a 70 mm/1.000 años).

Un tercer tipo son los fangos silíceos (de radiolarios o de diatomeas) que en los fondos oceánicos actuales presentan velocidad de sedimentación de 2 a 10 mm/1.000 años. Las radiolaritas y margas radiolaríticas de diferentes cadenas de plegamiento presentan valores similares (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989), aunque en la mayoría de los casos se trata de depósitos sobre áreas de corteza continental adelgazada (surcos) y no de corteza oceánica, como en los depósitos actuales.

Un cuarto y último tipo de material pelágico es la arcilla roja abisal que ocupa extensiones muy amplias en los fondos oceánicos actuales y presenta la velocidad de sedimentación más baja (0,4 a 2 mm/1.000 años en el Pacífico y 1 a 5 mm/1.000 años en el Atlántico), y de la que apenas hay representación en los materiales antiguos aflorantes en los continentes.

En resumen los sedimentos pelágicos presentan una

velocidad de sedimentación bastante baja, con valores máximos en los lodos hemipelágicos y los fangos calcáreos. Si uno de los objetivos que se han planteado en este trabajo es la delimitación de eventos de periodicidad corta (menos de 100.000 años) se trata, por tanto, de establecer divisiones que varían de un centímetro a un metro de espesor, según la velocidad de sedimentación, por lo que resulta evidente que será más fácil reconocerlas en los materiales de mayor velocidad de sedimentación.

2.2. Factores que controlan la sedimentación pelágica.

Los factores que regulan la sedimentación pelágica son diversos: materia en suspensión, factores hidrodinámicos, factores climáticos, factores biogénicos, el viento y el nivel de compensación de los carbonatos. Estos factores regulan la distribución areal de los diferentes tipos de sedimentos en el fondo marino como recientemente ha resumido Vera (1989). La cantidad de materia en suspensión regula la distribución de los lodos terrígenos de manera que alcanza los valores máximos en mares cerrados y en bordes de continentes. Los factores hidrodinámicos (corrientes de diferente tipo) controlan la localización de las facies turbidíticas, de las contornitas, y en general de todo tipo de sedimentos. Un gran interés tienen los cambios en las corrientes del fondo marino que pueden ocasionar interrupciones sedimentarias de gran amplitud espacio-temporal. Los factores climáticos influyen sobre la posición areal de los diferentes sedimentos; más concretamente los cambios climáticos quedan reflejados en los sedimentos pelágicos con ritmicidades desde las anuales (de manera excepcional) a otros mucho más frecuentes como son las ligadas a los ciclos climáticos de Milankovitch (20.000, 40.000 y 100.000 años). Por su parte los factores biogénicos regulan la distribución de los sedimentos formados por restos de organismos (fangos y de los depósitos anóxicos). El viento es cada vez más valorado como agente que puede llevar materiales incluso hasta el centro de los océanos. Finalmente el nivel de compensación de los carbonatos (y la lisoclina) regulan la distribución batimétrica de los sedimentos carbonatados y no carbonatados.

A estos factores hay que unir otros que regulan los cambios a lo largo del tiempo como son la tectónica y el eustatismo. La tectónica controla la subsidencia, los movimientos epirogenéticos y los diastróficos, así como las variaciones de todos ellos a lo largo del tiempo, y es la principal responsable, en muchos casos, de la velocidad de sedimentación. El eustatismo regula esencialmente la ciclicidad de orden mayor (ciclos de duración superior al millón de años) que se presenta tanto en los sedimentos pelágicos como en los de borde externo del margen.

2.3. Geometría de los cuerpos sedimentarios pelágicos en márgenes continentales

La geometría de los cuerpos sedimentarios en los materiales pelágicos, de los márgenes continentales, es

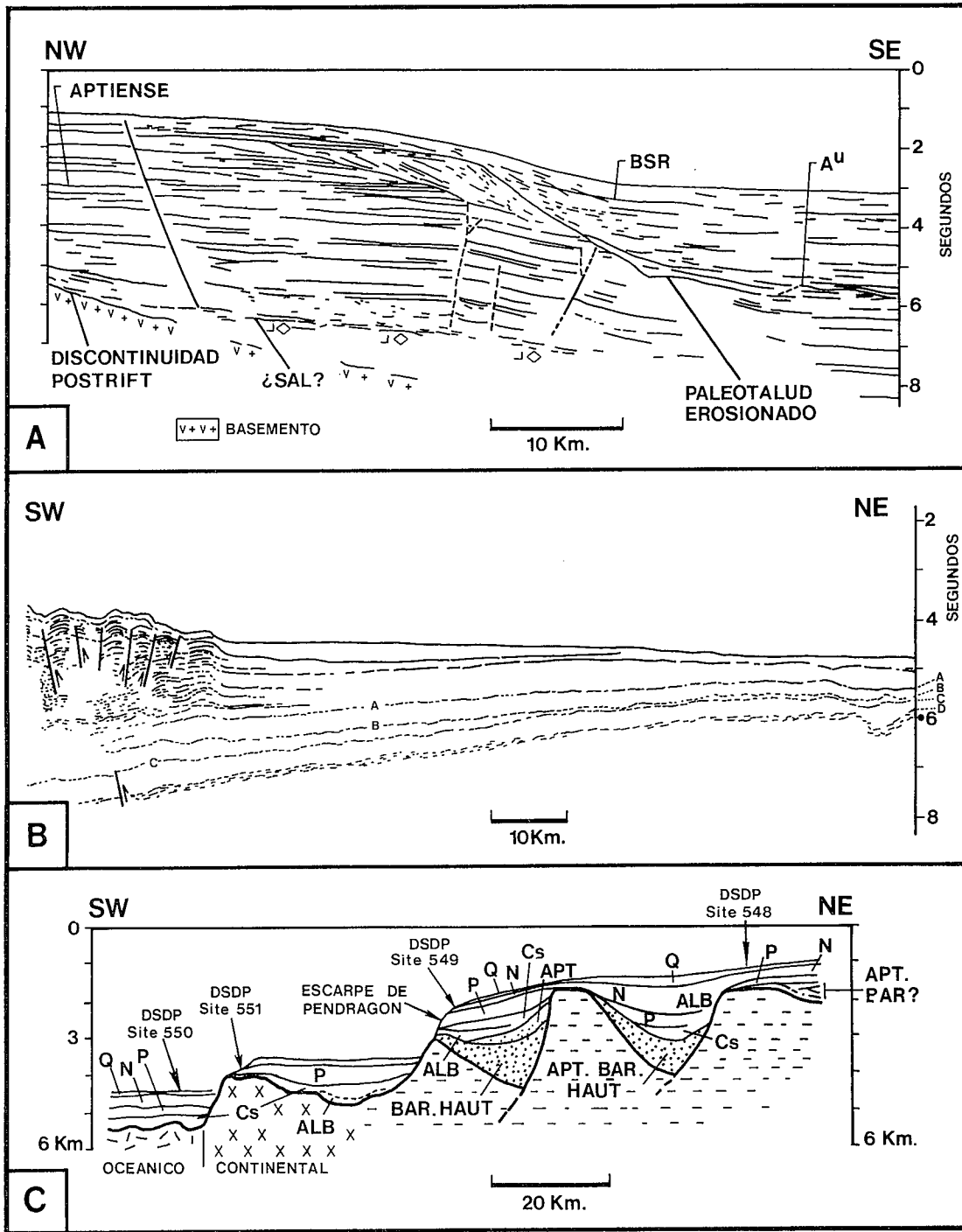


Fig. 1.- Geometría de los cuerpos sedimentarios en los materiales pelágicos. A.- Interpretación de un perfil sísmico correspondiente al margen continental de Estados Unidos al norte de Charleston, según Dillon *et al.* (1982). Se observan cuerpos sedimentarios tabulares que se acuñan y chocan con el paleotalud erosionado. BSR: reflector múltiple del fondo. A^u.- Discontinuidad. B.- Perfil sísmico interpretado del margen del Caribe, al norte de Panamá, según Lu y McMillen (1982), con unidades de materiales pelágicos en forma de cuña. Leyenda: Reflectores A, B y C: superficies diferenciadas en los materiales terciarios y cuaternarios. Reflector D: basamento acústico. C.- Perfil sísmico interpretado localizado al noroeste del Golfo de Vizcaya (SW de Irlanda) según Emery y Uchupí (1984) en el que se observan cuerpos sedimentarios en cuña que rellenan los vacíos dejados en el fondo por el movimiento de las fallas listricas; destaca la existencia de áreas sin depósito ligadas a los escarpes. Leyenda: Cs.- Cretácico superior, P.- Paleógeno, N.-Neógeno, Q.- Cuaternario.

Fig. 1.- Geometry of the sedimentary bodies in the pelagic materials. A.- Interpretation of a seismic profile across the Atlantic continental margin of the United States north of Charleston, according to Dillon *et al.* (1982). Tabular units, with wedging and onlap on the eroded paleoslope can be seen. BSR: multiple. A^u.- discontinuity. B.- Seismic interpreted profile across the Caribe margin, in Northern Panama, according to Lu and McMillen (1982), with units of the pelagic materials. Key: reflectors A, B and C: differentiated surfaces in the Tertiary and Quaternary materials. D. Acoustic basement. C.- Interpretation of a seismic profile across the northwestern Vizcaya Gulf margin (SW of the Ireland), according to Emery and Uchupí (1984). Sedimentary bodies with wedge geometry filling in the hollows of the listric faults; note the by-pass related to the fault scarps. Key: Cs.- Upper Cretaceous, P.- Paleogene, N.- Neogene, Q.- Quaternary.

variada. En las etapas de márgenes pasivos la geometría de estas unidades corresponde fundamentalmente, a tres tipos diferentes (fig. 1). En el primero de ellos (fig. 1A) se presentan morfologías de unidades tabulares que hacia el borde del continente (o del paleotalud) se acuñan y se apoyan en una superficie de discontinuidad; hacia el interior del mar, y sobre la corteza oceánica los materiales evolucionan en este modelo, en la parte no representada en la figura 1A, a cuerpos tabulares menos potentes. El segundo tipo (fig. 1B) corresponde al de unidades con formas de cuñas muy suaves, con espesor creciente hacia el continente, que pueden estar parcialmente deformadas por diapirismo. El tercero (fig. 1C) corresponde a un tipo de margen muy interesante, por su posible equivalencia con márgenes antiguos actualmente deformados. Se trata de un margen pasivo con fallas lítricas fosilizadas por la sedimentación; las unidades depositadas durante la etapa de actuación de las fallas tienen forma de cuña muy pronunciada, que tiende a compensar el vacío dejado por el movimiento de las fallas; las unidades depositadas después de la actuación de las fallas tienen morfologías más uniformes y tabulares. Destaca el hecho de que puedan existir áreas sin depósito (*by-pass* de la nomenclatura inglesa) coincidentes con las antiguas fallas, que en el fondo marino dan escarpes que separan partes de una misma unidad depositadas a distinta batimetría.

En el caso de márgenes convergentes las formas de las unidades son mucho más complejas; en las proximidades del límite de placas (zona de subducción) de una parte se tienen las morfologías de lenticulares, con la convexidad hacia abajo, propias del relleno de fosas y de otra toda una gama de cuerpos en forma de cuña propia de los prismas de acreción. Estos cuerpos sedimentarios de los materiales pelágicos evolucionan hacia el continente a morfologías de cuñas que se adelgazan hacia el borde del continente y que presentan abundantes materiales redepositados (turbiditas y facies afines) reflejo de los cambios tectónicos y eustáticos. Igualmente en los materiales pelágicos de los márgenes convergentes se pueden presentar materiales aloctonos intercalados en los mismos (olistostromas), con o sin bloques exóticos (alolistostromas y endolistostromas, respectivamente). En todo caso la reconstrucción de la geometría de los cuerpos sedimentarios de las etapas de margen activo, en áreas con deformación compresiva posterior, es compleja.

En los márgenes transcurrentes (o transformantes) presentan grandes velocidades de sedimentación (más de 1 m cada 1.000 años) y cuerpos sedimentarios en forma de cuña con frecuentes cambios de facies. Cuando en estos márgenes hay materiales pelágicos presentan, también, estas características geométricas.

Todas las geometrías de los materiales pelágicos, esencialmente tabulares y laminares, más localmente en cuña, contrastan con las de los materiales de la misma edad de las partes más externas del margen donde quedan reflejadas con geometrías muy diferentes (truncación, erosión, solapamientos, progradación, acreción, etc.) los cambios relativos del nivel del mar (Posamen-

tier *et al.*, 1988; Posamentier y Vail, 1988; Sarg, 1988). Estas geometrías del borde han servido para el establecimiento de los ciclos sedimentarios y las secuencias deposicionales.

2.4. Facies de surco y de umbral.

Como se ha planteado anteriormente los mayores volúmenes de materiales pelágicos antiguos aflorantes en los continentes corresponden a márgenes en cuya evolución ha habido una etapa de margen pasivo, con corteza continental adelgazada, de gran anchura, que se localizaba entre la plataforma adyacente al continente y el fondo oceánico.

En este tipo de márgenes se individualizaron, en el dominio pelágico, áreas de mayor subsidencia (surcos) y otras de menor subsidencia (umbrales), con diferencias notables en el tipo de sedimentos y en la velocidad de sedimentación (Bernoulli y Jenkyns, 1974; Jenkyns, 1978; Vera, 1981, 1984b, 1988). Los surcos y umbrales están delimitados por fracturas, en especial fallas lítricas, y tienen una evolución en el tiempo en la que partiendo de un fondo uniforme (fig. 2A), comprende una etapa de fracturación (fig. 2B); dos variantes de interés se pueden considerar: una de ellas (fig. 2C) consiste en la existencia de fallas lítricas sintéticas y antitéticas, como han sido propuestas para los Alpes (Lemoine, 1984), Apeninos (D'Argenio, 1974) o Béticas (Vera, 1986, 1988) y en márgenes sin deformación compresiva como las costas orientales de Terranova (Keen *et al.*, 1987); la otra variante (fig. 2D) a la posibilidad de emersión eventual de las partes más elevadas de los bloques (Farinacci *et al.*, 1981; Lemoine, 1985; Vera *et al.*, 1988, entre otros). A esta etapa de fracturación y bajada del nivel del mar, le sigue, en la consiguiente fase de subida relativa del nivel del mar, una de depósito con tendencia a compensar las irregularidades (fig. 2E) dando cuerpos sedimentarios en cuña, especialmente cuando las fallas siguen actuando durante la sedimentación. Usualmente a esta fase le sigue otra de enterramiento completo de las fracturas, en unos casos con la nivelación del fondo y la consiguiente uniformización de la sedimentación (fig. 2F) y en otros manteniéndose escarpes morfológicos con áreas sin depósito (*by-pass*) que desnivelan el fondo (fig. 2G). A lo largo del tiempo el proceso se puede repetir, en unos casos por la reactivación de las mismas fallas y en otros debido a la acción de nuevas fracturas.

La sedimentación en los surcos es mucho mayor que en los umbrales. La velocidad de sedimentación, en ellos, supera generalmente los 10 mm/1.000 años, lo que significa, con frecuencia, valores 10 a 20 veces mayores que en los umbrales (Vera, 1984b; García-Hernández *et al.*, 1988b). Los materiales dominantes son: ritmitas de calizas y margas (antiguos lodos hemipelágicos calcáreos), lutitas (antiguos lodos terrígenos), calizas con sílex y facies radiolaríticas (margas ricas en radiolarios), en los que se intercalan, a veces con gran extensión, de una parte rocas volcánicas (coladas vol-

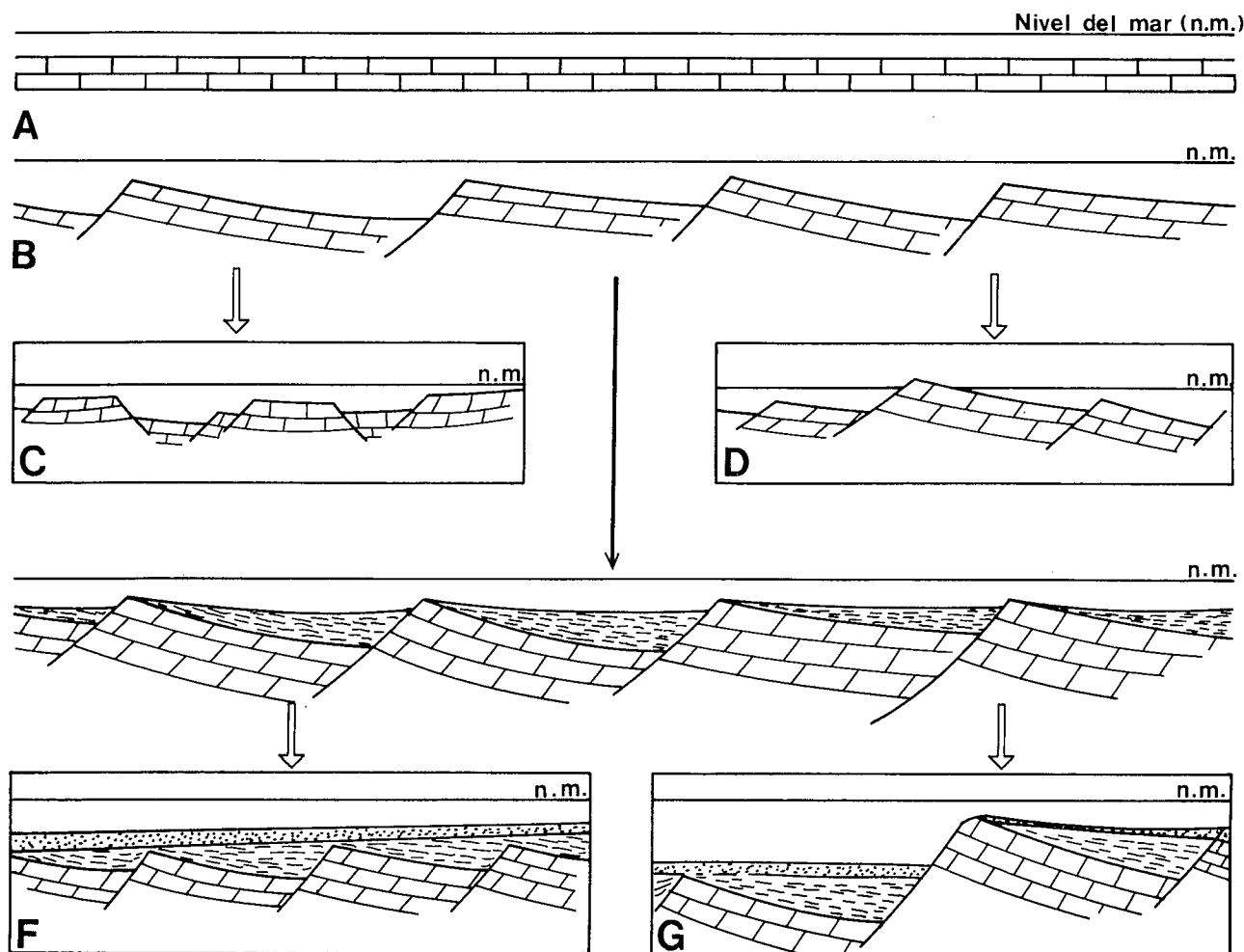


Fig. 2.- Evolución de un margen continental distensivo con actuación de fallas lístricas. A.- Etapa inicial (*pre-rift*). B.- Primera etapa de fracturación. C.- Modificación de la anterior con existencia de fallas lístricas sintéticas y antitéticas. D.- Modificación de A con emersión local de las partes más elevadas de los bloques basculados. E.- Sedimentación compensando las irregularidades del fondo producidas por las fallas lístricas sinsedimentarias. F.- Finalización de la actuación de las fallas y sedimentación pelágica que cubre todo el fondo. G.- Variante de la anterior en la que diferencian áreas sin depósito relacionadas con las fallas.

Fig. 2.- Evolution of the distensive continental margin with listric faults. A.- Initial stage (*pre-rift*). B.- First fracturation stage. C.- Variation of A with synthetic and antithetic listric faults. D.- Variation of A with the local emersion of some of the uppermost basculated blocks. E.- Sedimentation filling in the bottom irregularities occasioned by the synsedimentary listric faults. F.- Ending of the fault action and pelagic sedimentation covering the whole bottom. G.- Variation of F with by-pass areas and scarps related to the faults.

cánicas submarinas y rocas piroclásticas) y de otra parte turbiditas y las facies asociadas a las mismas (*debris flows, slumps*, etc). Igualmente en los surcos es donde se conservan mejor los niveles de tipo euxínico.

En los umbrales la sedimentación es muy peculiar y muy interesante, ya que en ella quedan mejor representados los eventos de orden mayor que afectan a la cuenca. García-Hernández *et al.*, (1988b) recientemente han propuesto un modelo de sedimentación y de evolución de los umbrales pelágicos, donde se diferencian 16 tipos de facies. Cuatro de ellas (1 al 4) corresponden a rasgos propios de falta de depósito, otras cuatro (5 al 8) son superficies con rasgos especiales que indican depósito (o una concentración de óxidos de Fe y Mn) con una velocidad de sedimentación extraordinariamente baja (décimas de milímetro cada 1.000 años) y las otras ocho (9 al 16) son depósitos en unos casos de las partes más elevadas del umbral (con escasa velocidad

de sedimentación) y en otros de los bordes del mismo con mayor espesor. Destacan entre ellas las facies de calizas organógenas y las nodulosas (Griotte y Ammonítico Rosso) que permiten establecer un control bioestratigráfico muy detallado y con ello precisar en el tiempo los eventos detectados en ellas.

2.5. Secciones condensadas.

El término secuencia o sección *condensada* es utilizado en la bibliografía alusiva a los sedimentos de los geosinclinales, especialmente alpinos, desde el primer tercio de este siglo (Heim 1934). Se denomina con este término a los materiales que muestran una escasa velocidad de sedimentación durante un intervalo de tiempo largo (siempre menos de 1 cm cada 1.000 años). En estas series condensadas están representadas, para un

intervalo de tiempo, que con frecuencia supera al piso, todas las biozonas, de manera que en ellas no hay discontinuidades medibles con fósiles, aunque si hay evidencias de interrupciones sedimentarias reflejadas en *hardgrounds* y superficies de omisión. El término ha sido aplicado a depósitos localizados en umbrales pelágicos en las etapas de margen pasivo.

Recientemente el término ha sido introducido y utilizado ampliamente en Estratigrafía sísmica (Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987, 1988; Baum y Vail, 1988; Loutit *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) con una acepción muy diferente a la original en la que se valora al máximo su significado en la correlación estratigráfica tanto regional como local. Sin embargo hay unos rasgos comunes, ya que en ambos casos se trata de materiales pelágicos con el mínimo de velocidad de sedimentación ligados a cambios del nivel del mar y que se relacionan con discontinuidades.

En la figura 3 se intenta mostrar de manera gráfica como ambas acepciones de secuencias condensadas son muy diferentes, pero que pueden existir niveles reales en el depósito de una cuenca que correspondan a ambas a la vez. En el campo de la Estratigrafía sísmica el término se utiliza para materiales del borde del margen correspondiendo a los momentos de máxima transgresión y estancamiento de las aguas (Baum y Vail, 1988). Más concretamente se depositan cuando la velocidad de subida relativa del nivel del mar (subida eustática más subsidencia) es notablemente más grande que la velocidad de sedimentación (Vail *et al.*, 1984). En la figura 3A se muestra el gráfico de Loutit *et al.*, (1988) en el que se define la sección condensada en perfiles sísmicos de márgenes sin deformación compresiva. Corresponden a episodios de máxima extensión de los mares que se localizan en la base de cortejos sedimentarios progradantes de nivel del mar alto. Las secciones condensadas se caracterizan (Vail *et al.*, 1984, Loutit *et al.*, 1988) por la abundancia y diversidad de fósiles, por la presencia de minerales autógenos (fosfatos, glauconita, etc.), abundancia de materia orgánica y velocidad de sedimentación de menos de 1 cm cada 1.000 años. De acuerdo con estas características una gran parte de los depósitos oceánicos podrían ser considerados como secciones condensadas. Sin embargo se quiere destacar aquí que el rasgo más notable en la definición de las secciones condensadas del borde de los márgenes es la velocidad de sedimentación relativa, más que los valores absolutos. Concretamente las secciones condensadas presentan los valores mínimos de velocidad de sedimentación y son depósitos del inicio de una etapa transgresiva.

En la figura 3B se representa el concepto de secuencia o sección condensada de los umbrales pelágicos. Se trata del depósito de las partes más elevadas de los umbrales, generalmente representado por facies carbonatadas fosilíferas rojas, calizas rojas azoicas y calizas nodulosas (Griotte y Ammonitico Rosso). El término *sección condensada* se ha aplicado en algunas ocasiones de manera genérica para todas las facies de escasa velocidad de sedimentación de los umbrales (menos de 1

cm cada 1.000 años). Sin embargo, se considera de interés limitar el uso a los niveles de materiales con valores mínimos de velocidad de sedimentación y relacionados con el inicio de ciclos transgresivos, en las etapas inmediatamente posteriores a las interrupciones sedimentarias y que se disponen sobre los *hardgrounds*, o que rellenan diques neptúnicos. En este sentido fueron definidas las facies condensadas por Jenkyns (1971) quien considera que en ellas generalmente hay mezcla de fauna de varias biozonas debido a la acción combinada de la reducción al mínimo de la velocidad de sedimentación y al retrabajamiento (*reworking*) de los sedimentos. Para este caso concreto, de uso más restringido del término, se pueden dar varios tipos de facies. El primero de ellos son las calizas pelágicas fosilíferas rojas con condensación de faunas y valores mínimos de velocidad de sedimentación (p.ej. 0,02 a 0,04 mm/1.000 años para el Calloviense subbético, Delgado *et al.*, 1981); un segundo tipo son las costras ferruginosas y manganésíferas (Seyfried, 1979, 1981) que recubren superficies de discontinuidad; el tercero son los estromatolitos pelágicos, sedimentos bioconstruidos por filamentos de bacterias y de hongos y por foraminíferos encostrantes (Martín-Algarra y Vera, 1989) que atrapan sedimento pelágico.

Utilizando, para los umbrales pelágicos, el término de sección condensada en su acepción más restringida estos depósitos corresponden a la etapa de inicio de la transgresión subsiguiente a una bajada brusca del nivel del mar que produjo una discontinuidad; por tanto son coetáneos con las secciones condensadas de los bordes de los márgenes, como también lo serían las fases de subidas y bajadas del nivel del mar antes aludidas. En la figura 3C se indican las condiciones en las que se podrían formar simultáneamente ambos tipos de secciones condensadas. Una bajada relativa del nivel del mar daría lugar en el borde del margen a una superficie de erosión y al depósito de episodios de nivel bajo, mientras que en los umbrales pelágicos produciría interrupciones sedimentarias con *hardgrounds* o superficies erosivas, con o sin diques neptúnicos. El inicio de la subida siguiente del nivel del mar produciría el depósito de la sección condensada en ambos contextos, con valores absolutos de velocidad de sedimentación del orden de diez veces menores en los depósitos más usuales de los umbrales pelágicos. La continuación de la subida relativa del nivel del mar conlleva el depósito de cuerpos progradantes de nivel alto en el borde y el depósito de materiales pelágicos de escasa velocidad de sedimentación (algunos milímetros cada mil años) en los umbrales, aunque mayor que la de los niveles condensados infrayacentes (décimas de mm cada mil años).

3. INFLUENCIA DE LOS EVENTOS ALOCÍCLICOS EN LOS MEDIOS PELÁGICOS

Los medios pelágicos son los que mejor reflejan

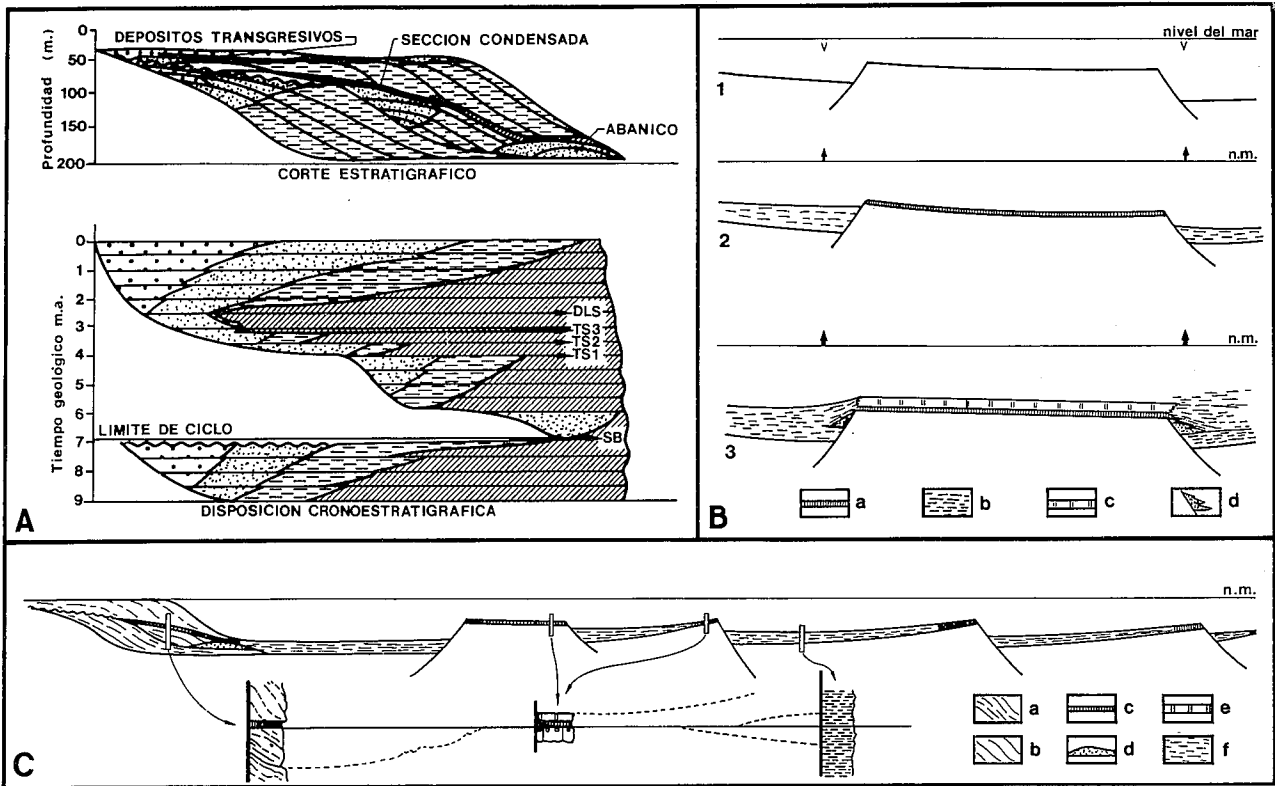


Fig. 3.- Secciones condensadas en márgenes continentales relacionadas con límites de secuencias deposicionales A.- Diagramas profundidad-distancia y tiempo-distancia mostrando la posición de las secuencias condensadas, según Loutit *et al.*, (1988). B.- Esquema de evolución de un umbral pelágico: B-1: Etapa de fracturación y bajada relativa del nivel del mar con interrupción sedimentaria y frecuentemente, erosión. B-2.- Inicio de la sedimentación en una fase de subida del nivel del mar con lodos hemipelágicos en los surcos y secciones condensadas en los umbrales. B-3.- Incremento de la velocidad de sedimentación con depósito de hemipelagitas en los surcos y calizas nodulosas (Ammonítico Rosso o Griotte) en los umbrales. Leyenda: a: sección condensada, b: lodos hemipelágicos, c: calizas nodulosas (Ammonítico Rosso o Griotte), d: brechas sinsedimentarias del borde de los umbrales. C.- Esquema idealizado mostrando la equivalencia entre las secciones condensadas en el borde externo del margen y en los umbrales pelágicos. Leyenda: a: cuerpos progradantes de nivel del mar alto. b: cuerpos progradantes de nivel del mar bajo. c: sección condensada. d: turbiditas de abanico submarino. e: facies de umbral (Ammonítico Rosso o Griotte). f: facies de surco (hemipelagitas).

Fig. 3.- Condensed sections in continental margins related to the depositional sequence boundaries. A.- Depth-distance diagram and time-distance diagram of the same succession, with condensed section, according to Loutit *et al.*, (1988). B.- Schematic diagram of the evolution of a pelagic swell. Key: B-1.- Fracturation stage and relative sea-level fall with sedimentary interruption and also, commonly, erosion. B-2.- Beginning of sedimentation in the relative sea-level rise, with hemipelagites in the troughs and condensed sections in the swells. B-3.- Increase in sedimentation rise and deposition of hemipelagites in the troughs and nodular limestones (Ammonítico Rosso or Griotte) in the swells. Key: a: condensed section, b: hemipelagites, c: nodular limestones (Ammonítico Rosso or Griotte), d: synsedimentary breccias at the swell edges. C.- Schematic idealized diagram showing the equivalence between the condensed sections at the most external part of the continental margin and the pelagic swells. Key: a: prograding bodies of the highstand-systems tract. b: prograding body of the lowstand-systems tract. c: condensed section. d: deep-sea fan turbidites. e: nodular limestones (Ammonítico Rosso or Griotte). f: hemipelagites.

los cambios alocíclicos que afectan a la totalidad de la cuenca o los de escala mundial. La sedimentación más continua (aunque más lenta) y, en general, más uniforme facilita que en ellos queden reflejados estos cambios. Sin embargo, la escasa velocidad de sedimentación hace que los eventos de ciclo más corto no puedan ser detectados. Este es el caso de las varvas o ciclos estacionales, que solo excepcionalmente en algunos lodos terrígenos de gran velocidad de sedimentación pueden reconocerse de manera análoga a las varvas lacustres. Del mismo modo otros ciclos climáticos de escala de las decenas o centenas de años usualmente tampoco suelen reconocerse en los sedimentos pelá-

gicos ya que se trataría de ciclos milimétricos o centimétricos, que podrían incluso estar borrados por efectos de la diagénesis. En la figura 4 se recopilan los posibles ciclos reconocibles ordenados de acuerdo con su rango. Los ciclos de rango mayor (1, 2 y 3 de la figura 4) corresponden a los denominados ciclos eustáticos (Vail *et al.*, 1977b; Haq *et al.*, 1987), en gran parte inducidos por causas tectónicas, con duraciones de 90-100, 30-40 y 9-10 millones de años, respectivamente. Los de cuarto rango (4 de la figura 4) tienen una duración de 1 a 3 millones de años y en su origen pueden combinarse los cambios climáticos como los eustáticos y tectónicos. Los tres siguientes (5, 6 y 7 de la

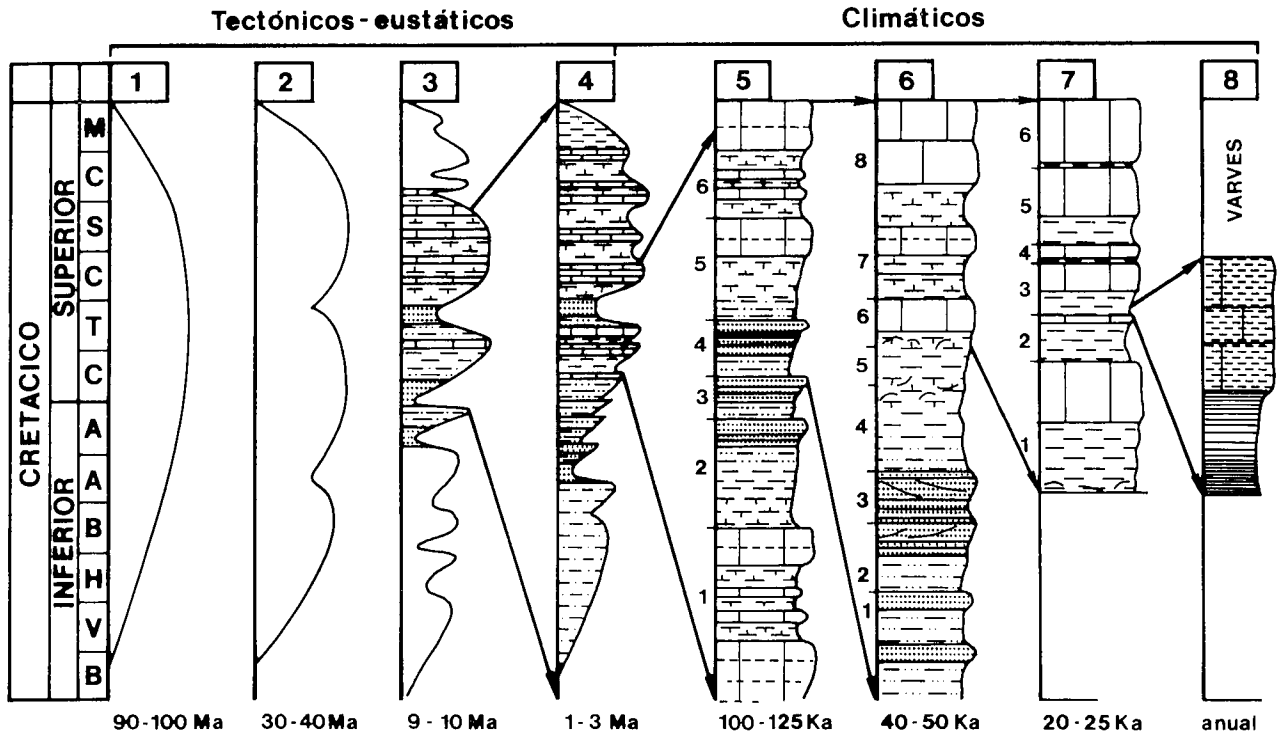


Fig. 4.- Tipos y rangos de ciclos detectados en los materiales pelágicos, ligeramente modificado de Kauffman (1986). 1, 2 y 3 ciclos de primer, segundo y tercer orden, respectivamente, de la clasificación de Vail *et al.*, (1977b), 4 ciclos eustáticos y/o climáticos (cuarto orden), 5, 6 y 7 ciclos climáticos de Milankovitch en sus tres rangos. 8 ciclos anuales (varvas).

Fig. 4.- Typology and classification of the sedimentary cycles detected in the pelagic materials, according to Kauffman (1986) modified slightly. Key: 1, 2 and 3 first, second and third order cycles, respectively, according to the classification of Vail *et al.* (1977b). 4 eustatic and/or climatic cycles (fourth order cycles). 5, 6 and 7 Milankovitch climatic cycles, in their three ranges. 8 annual cycles (varves).

figura 4) corresponde a los ciclos climáticos de Milankovitch. Finalmente se incluyen las varvas (ciclos anuales) con el fin de indicar las escalas relativas. Todos estos ciclos se deben a cambios que afectan al conjunto de la cuenca sedimentaria y con frecuencia a la totalidad de la superficie de la Tierra, por lo que su estudio presenta el máximo interés ya que pueden proporcionar una herramienta de correlación de alta precisión.

A continuación se analizan los principales tipos de ciclos (climáticos, eustáticos y oceanográficos) así como otros eventos (de impacto) que pueden quedar reflejados en los sedimentos y cuyo carácter cíclico es, cuando menos, dudoso.

3.1. Ciclos climáticos de Milankovitch y de rango superior.

Se trata de uno de los temas más estudiados y con mayor aceptación en el campo de la Estratigrafía y Sedimentología en el último decenio. Consiste en la aplicación de las ideas del astrónomo yugoslavo Milankovitch publicadas entre 1920 y 1941 que apenas fueron consideradas, en este campo, hasta varios decenios después de su emisión. Como es ya bien sabido (p.ej. Covey, 1984; Fischer, 1982, 1986; Berger *et al.*, 1984) Milankovitch postuló que en la Tierra se sufren cambios climáticos cíclicos de duraciones variadas motivados por factores astronómicos, unos de periodicidad del orden

de los 100.000 años debidos a cambios de la excentricidad de la órbita de la Tierra, otros del orden de los 40.000 años relacionados con cambios de la oblicuidad del eje de la Tierra y finalmente otros del orden de los 20.000 años inducidos por la precesión de los equinoccios. Estos cambios climáticos cíclicos quedan reflejados en la sedimentación marina (figura 5A) con cambios rítmicos, que en las partes más próximas al continente pueden ser de materiales terrígenos de diferente tamaño medio de grano, mientras que en los medios pelágicos son ritmos de calizas y margas. El espesor de estos ritmos en los materiales pelágicos antiguos es de escala decimétrica o métrica.

Los estudios de materiales pelágicos del Pleistoceno obtenidos por sondeos oceánicos del DSDP con medidas de los isótopos de oxígeno permitieron por primera vez el reconocimiento de estos ciclos (Emiliani, 1955). Trabajos más recientes, también aplicados al Cuaternario (Emiliani, 1972, 1978; Emiliani y Shackleton, 1974; Rudiman *et al.*, 1986; Trainor y Williams, 1987; entre otros) constatan estos ciclos en materiales de cualquier latitud y establecen escalas de correlación de alta precisión con los mismos. En sondeos efectuados en los hielos de la Antártida igualmente se han reconocido estos ciclos (Bradley, 1985). Los cálculos numéricos de la duración y el estudio de las frecuencias (Hays *et al.*, 1976; Imbrie e Imbrie, 1980; Imbrie, 1985) permiten ver su ajuste bastante preciso con los ciclos de Milankovitch.

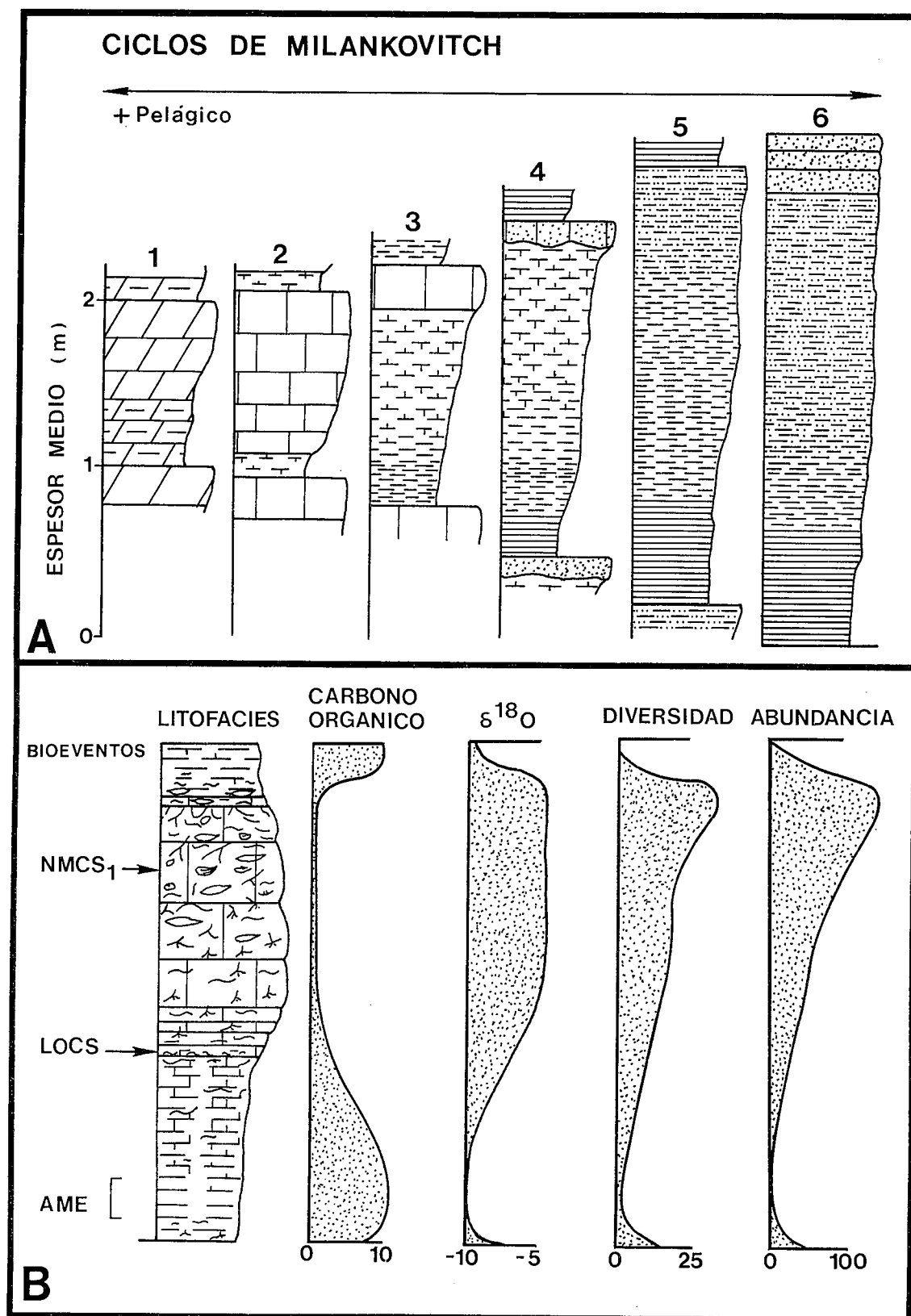


Fig. 5.- Ciclos climáticos de Milankovitch según Kauffman (1986). A.- Tipos de ciclos desde las partes más externas del margen (con enriquecimiento de detríticos) hasta los dominios pelágicos, con indicación del orden de magnitud. B.- Ciclos de 100.000-125.000 años en los que se marcan los cambios en el carbono orgánico, los isótopos estables de oxígeno, diversidad orgánica y abundancia de organismos. Leyenda de bioeventos: AME evento anóxico de mortandad de masa, LOCS evento de colonización que marca el final de las condiciones anóxicas, NMCS-1 evento de máxima colonización del fondo marino.

Fig. 5.- Milankovitch climatic cycles, according to Kauffman (1986). A.- Various lithologic expressions from the most external parts of the continental margin (with detrital enrichment) to the pelagic realms, with indications of approximate thicknesses. B.- Cycles of 100,000-125,000 years with indications of the organic carbon and stable oxygen isotope contents, and benthic faunal diversity and abundance. Bioevents: AME anaerobic mass mortality event, LOCS low-oxygen-event colonization surface during first breakdown of anaerobic bottom conditions. NMCS-1 normal marine climate-cycle regulated, colonization event surface.

A partir del inicio de la década actual y en especial con la publicación del libro de Einsele y Seilacher (1982) se aplican estos conceptos a materiales antiguos y se reconocen los ciclos en materiales pelágicos de diferentes edades y contextos (Schwarzacher y Fischer, 1982; Boer, 1982; Einsele, 1982; Cotillon y Rio, 1983; Barron *et al.*, 1985; Arthur *et al.*, 1986, entre otros). En algunos casos faltan los ciclos de rango menor lo que se explica debido a efectos diagenéticos (Kauffman 1988). A partir de estudios en diferentes ejemplos se han propuesto modelos de ciclos aplicables especialmente a los dos rangos superiores. En la figura 5B se incluye el modelo que propone Kauffman (1986) en el que se consideran, en el ritmo de calizas y margas, los cambios en las fósiles (bioeventos), el contenido en materia orgánica, el contenido en isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), la diversidad de los fósiles y la abundancia de los mismos. La parte inicial del ritmo (episodio margoso) presenta un alto contenido en carbono orgánico, un menor contenido en $\delta^{18}\text{O}$ (que indica menor temperatura) y menor diversidad y abundancia de fósiles, con un nivel que marca un evento anóxico de mortandad en masa. La parte superior del ciclo (episodio carbonatado) comienza con una colonización del fondo que conlleva una progresiva disminución del contenido en carbono orgánico, y aumentos de la razón isotópica del oxígeno, de la diversidad y de la abundancia de organismos, hasta llegar a la parte más alta caracterizada por la máxima diversidad, debida a la colonización total del fondo.

Ciclos de orden mayor de los 100.000 años también han sido reconocidos. Concretamente Fischer (1982) plantea la existencia de ciclos de 500.000 años, cifra que por otra parte corresponde a los valores estimados para los ciclotemas de las cuencas con carbón. Foucault *et al.*, (1987) consideran que los ciclos debidos a los cambios en la excentricidad de la órbita terrestre son además de los de 100.000 años, los de 400.000 y 2 millones de años. Imbrie (1985) considera que hasta los 400.000 años los ciclos serán reflejo de cambios climáticos inducidos astronómicamente (ciclos de Milankovitch) mientras que los superiores a los 400.000 años son de origen tectónico. Foucault y Renard (1987) reconocen ciclos de 1,3 millones de años y Fischer (1986) propone diversos rangos que llegan hasta los 2 millones de años. El origen de estos ciclos de mayor escala se atribuye igualmente a factores climáticos inducidos por causas astronómicas, aunque no se descarta que pueden relacionarse, además, con factores eustáticos y/o tectónicos; en definitiva los ciclos de la escala del millón de años pueden tener, como se indica en la figura 4, un doble origen, sin que se pueda decir en cada caso con claridad cual es el dominante.

3.2. Ciclos eustáticos

Desde los primeros intentos de reconstrucciones paleogeográficas a gran escala se pusieron de manifiesto episodios transgresivos y regresivos de escala mundial, hasta el punto que constituyeron uno de los criterios

para establecer la escala cronoestratigráfica. Suess (1906) fue el primero en utilizar el término *eustático* para definir los cambios globales del nivel del mar. Por otra parte, en los primeros decenios del siglo, se fue constatando una cierta isocronía en las fases de deformación compresiva que han afectado a las diversas cadenas de plegamiento lo que permitió definir diferentes fases de plegamiento, criterio que también se utilizó en el establecimiento de unidades estratigráficas. Desde los primeros estudios se intentaba delimitar los episodios transgresivos y regresivos que eran inducidos por las fases de plegamiento, de aquellos relacionados con movimientos epirogénicos, observándose isocronía entre áreas muy distantes (Hallam, 1978; Hancock y Kauffman, 1979; McKerrow, 1979). Basándose en la envergadura de las transgresiones y regresiones se elaboraron las primeras curvas eustáticas.

Desde la publicación del libro de *Estratigrafía Sísmica* (Payton, 1977) el tema alcanza su máximo interés ya que se muestra la coincidencia en detalle de las fluctuaciones del nivel del mar en márgenes pasivos muy distantes entre sí (Vail *et al.*, 1977b) y con ello se propone una metodología para elaborar curvas de cambios relativos del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977a; Cross y Lessenger, 1988; Kendall y Lerche, 1988). A partir de este momento se han ido proponiendo curvas de cambios relativos del nivel del mar cada vez más completas en especial por científicos de la compañía EXXON (Vail *et al.*, 1977a,b, 1984; Haq *et al.*, 1987, 1988) para el intervalo del Triásico hasta nuestros días, con frecuencia conocidas con el nombre de curvas EXXON. Para los intervalos de tiempo anteriores al Triásico los datos son mucho menos precisos, pero existen curvas de fluctuaciones del nivel del mar (Sloss, 1978, 1984; McKerrow, 1979; Ramsbottom, 1979; Ross y Ross, 1988). La metodología utilizada ha sido criticada por algunos autores (Miall, 1987) especialmente por la falta de acceso a los datos en los que se basa su elaboración. La complejidad de las curvas igualmente ha sido objeto de numerosas críticas; en efecto en ellas se reflejan fenómenos de muy diferente rango, al haberse integrado datos de diversa procedencia y, por tanto, incluyendo los efectos de eventos tanto de gran escala como locales. Cuando se delimita un cambio del nivel del mar en el estudio concreto de una cuenca raramente no se encuentra uno equivalente (al menos aproximadamente) en la curva. Las curvas que se proponen para cuencas o áreas concretas (p.ej. Hallam, 1984a, 1988; Vera, 1988) son mucho más simples que las curvas EXXON, ya que en cada cuenca solo afectan, o quedan reflejados, una parte de los eventos. Pese a estas críticas, algunas muy fundadas, estas curvas tienen un máximo interés y un notable grado de aceptación en su uso, por cuanto significa un intento de división del tiempo geológico a partir de los eventos reflejados en las series estratigráficas.

En las curvas EXXON se establecen tres rangos de ciclos sedimentarios, que se reflejan en solapamientos costeros, secuencias de niveles alto/bajo del nivel del mar, discontinuidades en el borde, etc. (Vail *et al.*, 1987) y que responden a cambios eustáticos. Los ciclos de pri-

mer orden presentan duraciones que oscilan entre los 100 y 200 millones de años. Los de segundo orden tienen duraciones comprendidas entre los 10 y los 80 millones de años, mientras que los de tercer orden varían desde 1 a 10 millones de años.

Las causas de los cambios relativos del nivel del mar han sido explicadas de manera diferente. Miall (1984) hace un amplio resumen de las ideas de autores anteriores al respecto y considera que son once las causas posibles: 1.- Diferenciación de la litosfera, 2.- Relleno sedimentario de las cuencas oceánicas, 3.- Acortamiento cortical durante la orogenia, 4.- Cambios de volumen de las dorsales oceánicas, 5.- Desecación de pequeñas cuencas oceánicas. 6.- Cambios de magnitud de los casquetes glaciares, 7.- Cambios en el geoide, 8.- Cambios en el volumen de la hidrosfera, 9.- Cambios en la temperatura de los océanos, 10.- Cambios en la atmósfera, 11.- Movimientos tectónicos verticales. Algunos de estos efectos (6,8,9,10) producen cambios en el volumen total de agua del océano, mientras que los restantes producen cambios en el volumen total de las cuencas oceánicas. Aunque son muy diversas las causas enumeradas, no todas ellas tienen la misma importancia; en efecto las que pueden producir cambios de gran envergadura son mucho más limitadas.

Los cambios relativos, o desfases, entre el volumen de crecimiento de las dorsales y el volumen dejado por efecto de la separación de continentes (Hays y Pitman, 1973; Pitman, 1978) pueden producir cambios eustáticos del orden de un 1 cm cada 1.000 años con una ciclicidad calculada de 70 millones de años lo que coincide con los ciclos de segundo orden. La inundación de nuevos océanos, formados como consecuencia de la fragmentación de continentes, produce una bajada generalizada del nivel del mar muy rápida (Pitman y Golovchenko, 1983; Summerhayes, 1988; Rich *et al.*, 1986) que puede quedar reflejada de manera muy clara en todos los márgenes pasivos. En esta misma línea Donovan y Jones (1979) interpretan que las fluctuaciones del nivel del mar del Cámbrico son reflejo de la fracturación de la Pangea. Estas bajadas bruscas y rápidas del nivel del mar quedan claramente reflejadas en las series estratigráficas y constituyen un buen criterio para establecer límites de rango mayor.

Un factor de gran interés es la subsidencia del margen y su relación (expresada en volúmenes) con respecto tanto a los cambios relativos del nivel del mar como a los aportes sedimentarios. La acción combinada de los tres factores puede dar lugar a que los ciclos eustáticos queden representados con magnitudes muy variadas en diferentes márgenes.

Las fases de plegamiento, que conllevan acortamientos corticales y emersiones de relieve antes sumergidos, producen cambios relativos del nivel del mar que coinciden con límites de ciclos de la curva EXXON. Schwan (1980) estudia los momentos de máxima actividad tectónica compresiva (reflejados en discordancias y estructuras de pliegues y fallas) desde el Jurásico superior hasta nuestros días y considera que los máximos se localizan a los 148, 115-110, 80-75, 63, 53, 42-38, 17

y 10-9 millones de años, edades que coinciden con episodios de subidas del nivel del mar de la curva EXXON. Sin embargo otros eventos tectónicos (especialmente de fracturación distensiva) pueden ser de carácter local y heterócronos.

El glaciario juega un papel igualmente notable ya que se ha calculado (Donovan y Jones, 1979; Matthews, 1984) que durante el Pleistoceno ha podido dar lugar a bajadas muy rápidas del nivel del mar de hasta 100 m; para intervalos de tiempo anteriores al Cuaternario también han sido reconocidos los efectos del glaciario, especialmente a partir del Mioceno medio (Cloetingh, 1988). Los ciclos glacioeustáticos, deducidos para los periodos glaciares e interglaciares, corresponden a ciclos de corta duración. Pueden ser los de tercer orden, los de cuarto orden (equivalentes a los ciclotemas) y los ciclos mayores de Milankovitch (Matthews, 1984; Williams, 1988).

Miall (1984) estima que las causas más probables para cada uno de los ciclos sedimentarios son: Los de primer orden son ciclos eustáticos mayores causados por la formación y fragmentación de supercontinentes; los de segundo orden se ligan a cambios en la velocidad de expansión del océano respecto a la de crecimiento de las dorsales; y los de tercer orden los interpreta como cambios en las dorsales oceánicas o de los casquetes glaciares. Cloetingh (1988) interpreta los ciclos de tercer orden relacionados con movimientos verticales inducidos tectónicamente. Los ciclos de cuarto orden (200.000 a 500.000 años como los ciclotemas) se han considerado (Miall, 1984) relacionados con cambios rápidos producidos por variaciones de los casquetes glaciares o por abandono (o crecimiento) de los deltas.

3.3. Ciclos oceanográficos

Con este nombre se denominan a los cambios periódicos que se producen en el conjunto de los océanos y que pueden quedar reflejados de manera generalizada en los sedimentos. Son diversos los cambios oceanográficos detectados en el registro estratigráfico.

En primer lugar se puede hablar de cambios en la circulación de las aguas oceánicas. Lancelot (1987) plantea que las aguas superficiales y las profundas están bien separadas físicamente pero que forman parte de un mismo sistema, de manera que los cambios superficiales implican otros en las aguas profundas. Estos cambios pueden producir interrupciones sedimentarias en una parte de los fondos marinos. Especial interés tienen las corrientes ascendentes (*upwelling*) que llevan a áreas someras y a las elevaciones del fondo marino (como los *seamounts*) aguas profundas más ricas en nutrientes que facilitan el depósito de niveles peculiares como son los fosfatados (Arthur y Jenkyns, 1981).

En segundo lugar se pueden considerar los cambios en la profundidad del nivel de compensación de la calcita (CCD) que pueden ocasionar, en áreas de la misma batimetría, alternancias de gran escala de materiales carbonatados con otros no carbonatados. Dado que los cambios de la posición del nivel de compen-

sación de los carbonatos son isocronas se tiene aquí un nuevo criterio de correlación de gran escala, aunque evidentemente de difícil aplicación.

En tercer lugar se tienen los cambios en las condiciones del fondo en las que alternan fases oxidantes con otras reductoras. Dos rangos muy distintos se pueden diferenciar, uno de ellos de pequeña envergadura que ocasiona los ciclos de diferente contenido en carbono orgánico cuyo rango es del mismo orden que los ciclos de Milankovitch. El otro rango, de gran envergadura, se refiere a los cambios de gran duración que afectan a amplias regiones y que dan lugar a los denominados *episodios anóxicos*, reconocidos en series estratigráficas mesozoicas de amplias regiones, en los que el inicio y el final son bastante isócronos (Jenkyns, 1980; Weissert, 1981; Jenkyns y Clayton, 1986).

En cuarto lugar se consideran los cambios de temperatura del agua de los océanos que marcan cambios notables en la composición isotópica de los caparzones de organismos planctónicos y bentónicos (Shackleton y Kennett, 1975a,b; Vergnaud-Grazzini, 1976). Uno de los enfriamientos mayores detectados coincide con el límite Eoceno-Oligoceno (Lancelot, 1987) y se interpreta en relación con la instalación de una circulación alrededor de la Antártida.

Especial interés tienen los grandes hiatos que afectan a amplias áreas de los océanos y que pueden estar ligadas a estos cambios oceanográficos cíclicos. En el Atlántico, a partir de los datos del DSDP, se han constatado importantes hiatos que afectan a regiones muy extensas, y que corresponden a distintos episodios a lo largo del Cretácico superior y del Terciario inferior (Fischer y Arthur, 1977; Hallam, 1981; Barron y Keller, 1982; Keller y Barron, 1983; Keller *et al.*, 1987). Estos hiatos tienen gran extensión horizontal y suelen tener una duración constante aunque no son sincrónicos a escala de todo el océano. En unos casos pueden ser reflejo de eventos que igualmente quedan reflejados en el borde del margen con discontinuidades, mientras que en otros no y por tanto se pueden deber exclusivamente a factores paleoceanográficos.

3.4. Eventos de impacto

Los posibles efectos de impactos de cuerpos de origen extraterrestre (meteoritos o cometas) a lo largo del tiempo ha constituido el centro de una interesante polémica científica de alto nivel en el último decenio. Se inicia la controversia con la publicación por Alvarez *et al.* (1980) de un trabajo en el que detectan una anomalía de Iridio y otros metales del grupo del platino en el límite Cretácico-Terciario en Gubbio (Italia) y otras localidades, que explican como consecuencia del impacto sobre la Tierra de un gran meteorito (unos 10 km de diámetro); el impacto produjo, según el criterio de estos autores, la extinción en masa coincidente con este límite, y en la que desaparecen definitivamente de la Tierra organismos como los Ammonites y la mayoría de los grandes reptiles (entre ellos los Dinosaurios).

A partir de la publicación de este trabajo el tema, abordado interdisciplinariamente, es tratado en numerosos artículos en las revistas de más amplia difusión (*Nature* y *Science*). En unos de ellos se aportan nuevos datos a favor (p.ej. Alvarez *et al.*, 1984; Kyte y Wasson, 1986). y se describen nuevas localidades con la anomalía (se conocen más de 100); en estos trabajos se perfila la hipótesis considerándose como probable que fuese un cometa el que impactase y planteándose que la extinción no fué instantánea, sino que el fenómeno de impacto (que si es instantáneo) provocó una serie de cambios globales en la atmósfera que iniciaron una sucesión de cambios que ocasionaron la extinción a lo largo de un periodo de algunas decenas de miles de años. En otros artículos se intenta aplicar la misma hipótesis a otros límites con extinciones masivas como la del final del Eoceno (Ganapathy, 1982; Pomerol y Premoli-Silva, 1986). Por otra parte, en numerosos trabajos se cuestiona, desde muy diversos puntos de vista, la hipótesis del impacto y se aportan otras alternativas que intentan explicar las anomalías por causas terrestres como el volcanismo (Keith, 1982; Officer y Drake, 1985). En algunas publicaciones se cuestiona que fuese un acontecimiento catastrófico e incluso la propia extinción masiva, considerando que ambas hipótesis se basan en deducciones erróneas obtenidas a partir de la observación en secuencias muy incompletas, como demuestra el hecho de que en gran parte del Atlántico (y en numerosas series en materiales aflorantes) se tenga un hiato que afecta a los materiales de este límite. En el otro extremo se encuentran trabajos donde se sobrevalora el efecto de los impactos hasta el punto de considerarlos como la causa de la evolución tectónica y biológica de la Tierra (Rampino y Stothers, 1985) y con un carácter cíclico.

En el estado actual de conocimientos se puede decir que es indudable que en la Tierra han tenido lugar impactos de grandes bólidos extraterrestres desde el Precámbrico a la actualidad. Parece muy verosímil que los impactos queden reflejados como anomalías geoquímicas en materiales pelágicos de escasa velocidad de sedimentación. Resulta igualmente verosímil que estos impactos pudieran ser causantes de extinciones en masa. Sin embargo no se puede afirmar que todas las anomalías de Ir sean de este origen (incluida la del límite Cretácico-Terciario) ya que hay otras hipótesis alternativas que las pueden explicar por causas terrestres. Igualmente hay numerosos artículos en los que se explican las extinciones en masa ligadas a otros procesos (catastróficos o no) diferentes de los impactos.

Uno de los aspectos más complejos de estimar es la posible ciclicidad de los impactos; los datos disponibles no permiten afirmar o negar esta posibilidad. Igualmente queda en un terreno totalmente especulativo la posibilidad de relación de los impactos con otros fenómenos como las modificaciones del campo magnético terrestre. Desde el punto de vista estratigráfico el tema de los niveles de impacto y su posible ciclicidad, es del máximo interés, al menos teórico, ya que al quedar las anomalías reflejadas simultáneamente en sedimentos continentales, marinos someros (menos frecuentemen-

te) y pelágicos, este podría ser un método que permitiese hacer correlaciones muy precisas entre materiales marinos y continentales, que permitirían, a su vez, calibrar las biozonaciones de organismos planctónicos y los terrestres (polen o vertebrados).

4. DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS EN MATERIALES PELÁGICOS.

El reconocimiento y la datación de las discontinuidades en los materiales pelágicos constituyen los aspectos fundamentales para el establecimiento de unidades estratigráficas en los mismos. Especial interés tiene la correlación entre las discontinuidades reconocidas en los medios pelágicos y la que se pueden establecer en los bordes del margen basadas en las fluctuaciones del nivel del mar o en etapas de deformación. Se pretende con ello llegar a reconocer las superficies de paraconformidad (o de continuidad) correlativas con las superficies de discontinuidad que sirven de límite de las secuencias deposicionales (Mitchum *et al.*, (1977) o de las unidades tectosedimentarias (Megías, 1982) en el borde de la cuenca.

4.1. Tipos de discontinuidades

En los materiales pelágicos las discontinuidades se reconocen de manera muy diversa. Vera (1984a) establece seis tipos de discontinuidades que corresponden a otros tantos tipos de formas de presentarse y reconocerse. Esta clasificación y caracterización se modifica ligeramente, se simplifica y se completa aquí en los siguientes tipos:

Tipo 1.- Discontinuidades que se reconocen exclusivamente por fósiles. Corresponden a superficies de paraconformidad que pasan desapercibidas en el campo y que solo pueden ser puestas de manifiesto por el estudio muy preciso de la bioestratigrafía. Su origen, en unos casos, está ligado a cambios relativos del nivel del mar, mientras que en otros casos se relaciona con cambio de las condiciones oceanográficas, las cuales a su vez pueden estar inducidas por variaciones relativas del nivel del mar y/o reajustes de placas. A este tipo corresponden los grandes hiatos del Atlántico (Thiede *et al.*, 1981; Keller y Barron, 1983; Keller *et al.*, 1987; Kauffman, 1988; Springer y Lilje, 1988) o las equivalentes en diferentes series estratigráficas.

Tipo 2.- Discontinuidades que se reconocen con criterios geoquímicos. Tipo no considerado por Vera (1984a) y que se intrduce aquí dado que las técnicas geoquímicas cada vez tienen mayor importancia y se utilizan con mayor frecuencia; en él se pueden diferenciar varios subtipos. El primero sería el de las discontinuidades caracterizadas por niveles de contenido anómalo de elementos trazas, por ejemplo el Ir (Alvarez *et al.*, 1980; 1984; Ganapathy, 1982). El segundo es el que se marca por cambios bruscos del contenido en elementos traza (Sr, Mg, Na, etc) o las razones isotópicas

del O y C, que marcan los límites de los ciclos geoquímicos (Renard, 1985, 1986). El tercero se basa en las variaciones bruscas en el contenido en carbono orgánico de los sedimentos (Jenkyns, 1978, 1980; Arthur y Jenkyns, 1981; Weissert, 1981).

Tipo 3.- Discontinuidades con *hardgrounds* y niveles condesados. Equivale a los tipos 2 y 3 conjuntamente de la clasificación de Vera (1984a). Corresponde a un modelo muy interesante de discontinuidad detectable, especialmente, en los umbrales pelágicos. La interrupción sedimentaria viene marcada por una superficie de *hardground* sobre la que se disponen las secuencias condesadas (Fursich 1979; Wendt *et al.*, 1984; Delemate 1988; García-Hernández *et al.*, 1988b) que marcan la reanudación de la sedimentación en condiciones de muy escasa velocidad de sedimentación (menos de 1 mm cada 1000 años). La génesis se liga a cambios de batimetría de manera que se disponen en estrecha relación con las fluctuaciones del nivel del mar (Vera y Martín-Algarra 1989) que afectan a una cuenca.

Tipo 4.- Discontinuidades con superficies que indiquen erosión y/o emersión. Es una variante del tipo anterior, del que se diferencia en que la superficie de discontinuidad es una superficie erosiva, que a veces incluso presenta rasgos de una emersión eventual (Martín-Algarra *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1986, 1988; García-Hernández *et al.*, 1986, 1988c; Molina, 1987). Se localizan en las partes que quedasen más someras de los umbrales pelágicos, en las que en los momentos de bajadas del nivel del mar se produciría la erosión y/o la emersión.

Tipo 5.- Paraconformidades con diques neptúnicos. Constituyen un tipo de gran interés, con rasgos comunes a los dos anteriores, pero caracterizado por presentar por debajo de la superficie de discontinuidad, en el seno del material infrayacente a la discontinuidad, cavidades o fisuras rellenas de sedimento pelágico (Wendt, 1971; Seyfried, 1979, 1981; Farinacci *et al.*, 1981; Company *et al.*, 1982; González-Donoso *et al.*, 1983; Martín-Algarra, 1987; Molina, 1987; García-Hernández *et al.*, 1989, entre otros). El interés estriba en que en los rellenos de los diques neptúnicos se pueden tener conservados materiales que usualmente faltan en la discontinuidad.

Tipo 6.- Discordancias. Es el más simple, aunque el menos frecuente; consiste en discontinuidades marcadas por discordancias en los materiales pelágicos (Farinacci *et al.*, 1981; Vera, 1984b; Tricart *et al.* 1988, entre otros) que reflejan etapas de deformación y erosión, comparables a las observadas en los bordes más externos de los márgenes continentales.

Además de estos seis tipos de discontinuidades en materiales pelágicos, con sus respectivos criterios de reconocimiento se podría tratar de un séptimo, aunque con reservas ya que su aplicación generalizada podría inducir a errores. Se trata de los cambios litológicos bruscos que se presentan en los materiales pelágicos, que con frecuencia implican discontinuidades, las cuales en unos casos se pueden asociar con alguno de los tipos anteriores, mientras que en otros no.

4.2.- Delimitación de las discontinuidades.

Las discontinuidades antes tipificadas pueden deberse a fenómenos locales, regionales (o de cuenca) o de escala mundial. Estos fenómenos son esencialmente tectónicos, eustáticos o climáticos. Tiene un gran interés, en el análisis de cuencas, la delimitación en los materiales pelágicos las discontinuidades deducidas en el borde externo del margen y que han servido para establecer los límites de ciclos en las curvas EXXON. En las etapas de evolución de los márgenes en las que hay diferenciación de surcos y umbrales, esta delimitación es más fácil, ya que en los umbrales pueden quedar representados de manera más clara. En algunas cuencas, actualmente plegadas, se han podido estudiar con detalle tanto el borde del margen como algún umbral pelágico, como es el caso de las Cordilleras Béticas donde García-Hernández *et al.* (1982; 1988a) han establecido una curva eustática a partir del estudio del Prebético (borde externo) y Penibético (umbral pelágico) para el Cretácico.

El caso ideal para el reconocimiento sería el de un margen continental sin deformación compresiva del que se dispusiera de perfiles sísmicos muy detallados y varios sondeos en puntos cada vez más alejados del continente. Informaciones de este tipo solo se disponen a partir de los trabajos del DSDP y ODP, y de investigaciones petrolíferas y a partir de ellas se puede elaborar un modelo (figura 6A) en el que se correlacionan las discontinuidades que se reflejan en el borde externo del margen, ocasionadas por cambios relativos del nivel del mar, con superficies de discontinuidad o de continuidad de los materiales pelágicos. En los surcos suelen quedar reflejadas por discontinuidades de los tipos 1 y 2, mientras que en los umbrales serán de tipo 3, 4 y 5.

Cuando el evento es una etapa compresiva queda

reflejado en la parte más externa del margen con discordancias sintectónicas. Estas discordancias hacia el interior de la cuenca evolucionan a superficies de paraconformidad o de continuidad (figura 6B), que se ponen de manifiesto, especialmente en los umbrales pelágicos, con discontinuidades de los tipos 3, 4 y 5, y excepcionalmente del tipo 6. En los sedimentos pelágicos pueden encontrarse discontinuidades que no tengan equivalentes en los bordes de los márgenes continentales, que sean reflejo de cambios en las condiciones oceanográficas.

4.3.- Datación precisa de las discontinuidades

La datación de las discontinuidades es uno de los objetivos fundamentales ya que permite precisar la posición en el tiempo de los diferentes eventos. En todos los casos se pretende precisar la edad del material más moderno situado por debajo de la discontinuidad y el más antiguo de los localizados por encima de la misma. Obviamente el evento causante de la discontinuidad hay que situarlo entre ambas edades.

En el seno de los materiales pelágicos la datación se efectúa esencialmente a partir de los fósiles de evolución más rápida y de distribución geográfica más amplia. Harland *et al.*, (1982) recopila las biozonaciones utilizadas para cada uno de los periodos desde el Cámbrico hasta la actualidad. Para la mayoría de estos periodos se dan biozonaciones en varios grupos simultáneamente (p.ej. ammonites, nannofósiles, dinoflagelados). En la curvas EXXON (Haq *et al.*, 1987, 1988) se incluyen las biozonaciones de diferentes grupos para el intervalo del Triásico a la actualidad.

Un interés especial tiene la correlación entre las biozonaciones en los materiales pelágicos y los de los ma-

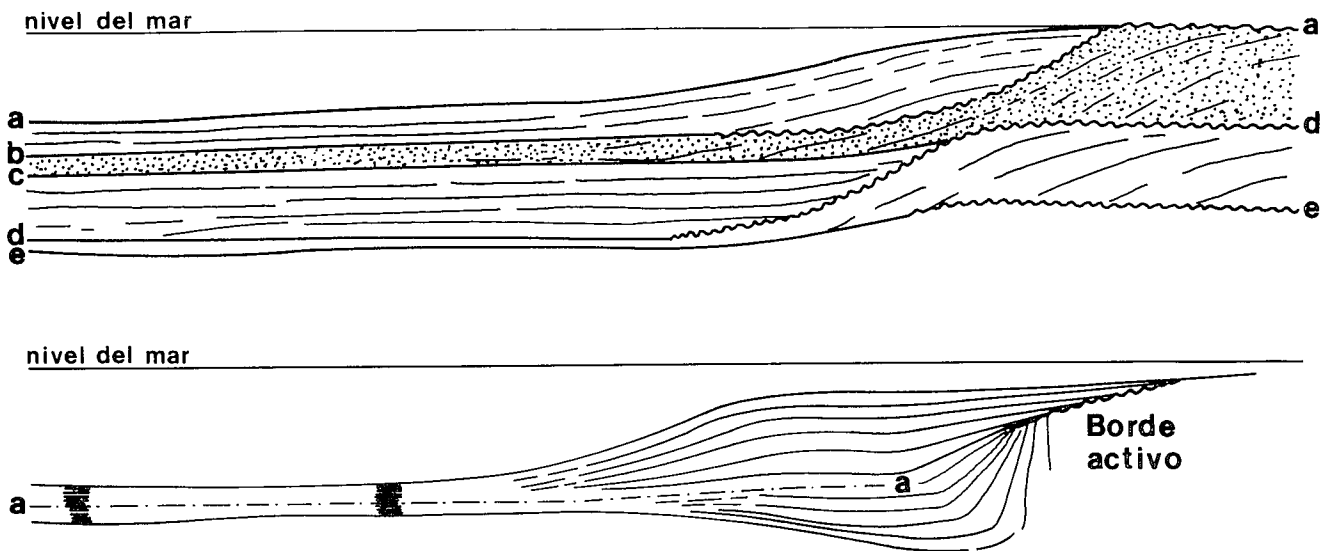


Fig. 6.- Relación entre las discontinuidades del borde externo del margen y las paraconformidades (o superficies de continuidad correlativas) de los materiales pelágicos. A.- En márgenes pasivos con cambios relativos del nivel del mar. B.- En márgenes compresivos con una etapa diastrófica que afecta al borde del mismo.

Fig. 6.- Relationship between the discontinuities of the most external part of the margin and the paraconformities (or correlative continuity surfaces) of the pelagic materials. A.- In passive margins with relative sea-level changes, according to Montadert (1982). B.- In compressive margins with a diastrophic phase affecting the border.

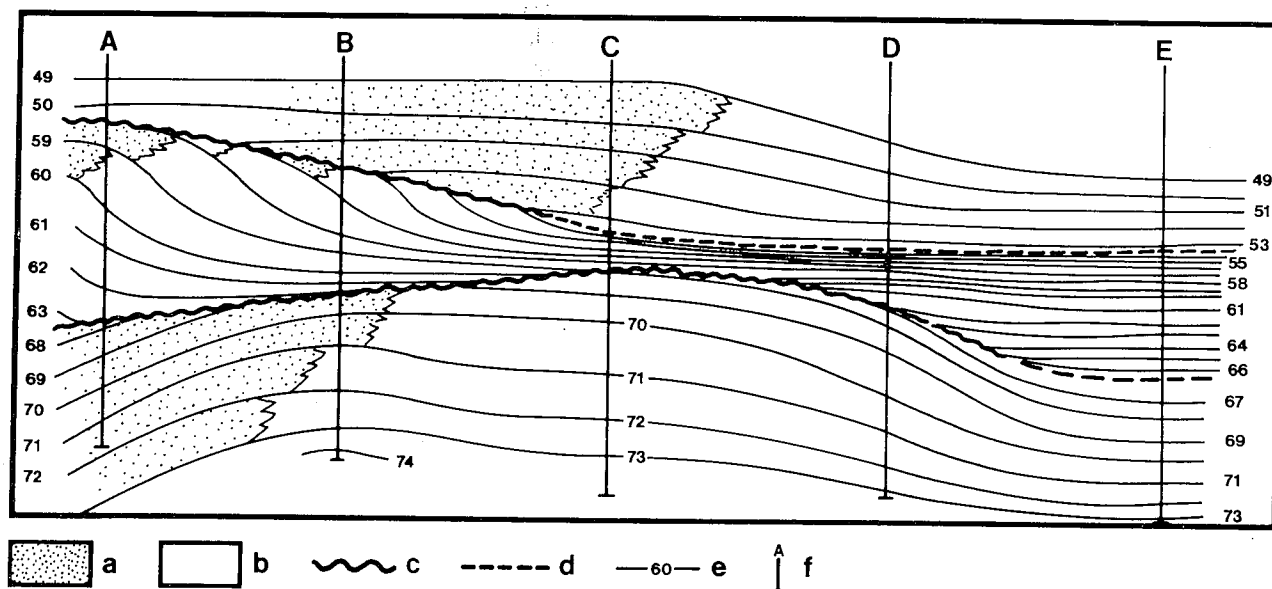


Fig. 7.- Evolución lateral de las discontinuidades y método de datación precisa de las mismas a partir de los datos de los materiales pelágicos, completado de Van Hinte (1982). Leyenda: a.- materiales costeros y de plataforma, b.- materiales pelágicos, c.- discontinuidades, d.- superficies de paraconformidad y de continuidad correlativas, e.- isocronas en millones de años, f.- cortes realizados con sondeos. Explicación en el texto.

Fig. 7.- Lateral evolution of the discontinuities and methodology for precise dating from the pelagic materials, completion of Van Hinte's (1982) synthetic section. Key: a.- coastal and platform materials. b.- pelagic materials, c.- discontinuities, d.- paraconformities and correlative continuity surfaces. e.- Isochrons in millions of years. f.- wells. Explanation in the text.

rinios someros, ya que puede permitir valorar las posibles coincidencias de las discontinuidades de los bordes de la cuenca y del interior de la misma. Esta correlación a veces es compleja ya que en los materiales pelágicos se suele tener una mayor precisión al tener un registro estratigráfico más continuo, mientras que en los bordes de la cuenca las lagunas estratigráficas (hiato y vacío erosional) ligadas a las discontinuidades pueden tener gran amplitud lo que dificulta la datación precisa. En las discontinuidades de tipo 5 tiene un especial interés la datación de los materiales más antiguos que rellenan los diques neptúnicos, siempre más modernos que la discontinuidad. En numerosas ocasiones la datación precisa de estas discontinuidades de los bordes se hace a partir de la correlación con los datos obtenidos en los materiales pelágicos.

En la figura 7, inspirada parcialmente en Van Hinte (1982), se expresa gráficamente esta idea; en ella se marcan, para un ejemplo de tres secuencias de depósito, la posición de las isocronas desde la de 49 a la de 73 millones de años (m.a.). Se señalan cinco secciones verticales (A,B,C,D,E), de sondeos teóricos, en las que se puede ver la amplitud cambiante de las discontinuidades y la reducción (hasta incluso cero) de la duración de las lagunas estratigráficas hacia los materiales pelágicos. En la sección A faltan los intervalos de 50-59 y 62-68 m.a.; en la sección B la primera laguna se reduce (51-57 m.a.) y la segunda se amplía (62-69 m.a.). En la sección C ha desaparecido la discontinuidad superior y la única laguna comprende el intervalo 59-68 m.a. Por su parte en la sección D la única discontinuidad reduce su laguna (62-67 m.a.). Finalmente en la sección

E la sucesión es continua desde los 49 a los 73 m.a. Resulta evidente que es en esta última sección en la que se pueden precisar la edad de las discontinuidades (53,5 y 66,5 m.a. respectivamente) al datar las dos superficies de continuidad correlativas.

5. UNIDADES LIMITADAS POR CRITERIOS BIOESTRATIGRÁFICOS.

Como es bien conocido en los materiales pelágicos los organismos fósiles presentes son muy abundantes y diversos, por lo que permiten dataciones precisas. En los estudios de los testigos de los sondeos oceánicos del DSDP y del ODP se estudian los más diversos grupos de microorganismos (foraminíferos planctónicos y bentónicos, nannoplancton, dinoflagelados, diatomeas, radiolarios), mientras que en los afloramientos de materiales pelágicos en tierra se estudian, además, los macrofósiles (ammonoideos, braquiópodos, graptolites, etc., según la edad) y otros microorganismos ya desaparecidos (p.ej. conodontos y calpionélidos). Las biozonaciones propuestas a partir de estos organismos permiten delimitar unidades (biozonas y subzonas) que tienen una duración media muy diversa que, de acuerdo con los datos recopilados por Harland *et al.*, (1982) y las curvas EXXON, varía desde los 500.000-1.000.000 años (ammonites del Jurásico-Cretácico inferior), los 1.000.000 años (foraminíferos planctónicos del Neógeno N1-N23 o graptolites del Llandovery A1-C6), los 1.600.000 años (nannoplancton

del Neógeno CN1-CN15), los 2.000.000 años (foraminíferos planctónicos del Paleógeno P1-P22) y los 3.000.000 años (foraminíferos del Carbonífero o graptolites del Ordovícico). Excepcionalmente se pueden tener biozonas o subzonas de menor duración como los 250.000 años (conodontos del Ordovícico, Babin, 1987). Moore y Romine (1981) plantean de manera gráfica el cambio en el grado de resolución de las biozonas de foraminíferos a partir de los avances de la Micropaleontología en un decenio; consideran que la duración media para las biozonas desde el Berriasense a la actualidad es del orden del millón de años.

El planteamiento actual de la bioestratigrafía consiste en la utilización del máximo número de criterios posibles de manera simultánea con el fin de obtener la mayor precisión en la dataciones y con ello poder realizar correlaciones muy detalladas. Los estudios bioestratigráficos de muestras de sondeos oceánicos han constituido un verdadero avance en el conocimiento. De una parte han contribuido metodológicamente haciendo que se valoren al máximo los estudios de bioestratigrafía integrada. De otra parte han aportado datos de gran interés sobre la distribución temporal de las diferentes especies en los distintos microorganismos, y la consiguiente biozonación, para los materiales pelágicos del intervalo comprendido entre el Cretácico y nuestros días. Al mismo tiempo han servido para poner de manifiesto las dificultades que conlleva la datación de gran precisión. Estas se deben a: 1.- Disponer de registros sedimentarios incompletos en el tiempo, 2.- Las condiciones para la fosilización no han sido siempre favorables (p.ej. debido a alteraciones diagenéticas). 3.- Distribución areal de los diferentes organismos en provincias que dificulta la correlación. 4.- Problemas propios del estudio taxonómico que llevan a criterios dispares entre diferentes autores y a propuesta de biozonaciones diversas. Pese a estas dificultades los avances en el campo de la bioestratigrafía en los últimos decenios han sido muy notables, disponiéndose de biozonaciones cada vez más precisas y de mayor grado de aceptación general, constituyendo un excelente (aunque no el único) criterio de subdivisión estratigráfica en materiales pelágicos.

5.1. Biohorizontes y bioeventos

Estos dos conceptos tienen una máxima importancia en la bioestratigrafía y, por consiguiente, como criterio de subdivisión de unidades estratigráficas en los materiales pelágicos.

Los *biohorizontes*, de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional, son superficies de cambio bioestratigráfico o de carácter bioestratigráfico distintivo, de gran valor para la correlación. Suelen emplearse como límites de las biozonas, pero también se reconocen dentro de las biozonas. Los dos tipos fundamentales son: *biohorizontes de primera aparición* y *biohorizontes de última presencia*, que corresponden, respectivamente, a los niveles reales en secciones estratigráficas en los que

un taxon aparece por primera vez o aquellos en los que está presente por última vez. Otro tipo de biohorizontes son los marcados por cambios de frecuencia de los organismos, por transformaciones evolutivas. Los biohorizontes de diferentes taxones en unos casos coinciden en el tiempo y en otros no; en este segundo supuesto la utilización conjunta de todos los biohorizontes, de diferentes taxones, permite establecer divisiones de mayor precisión.

Con el nombre de *bioeventos* se denominan a los fenómenos reflejados en las secciones estratigráficas con cambios notables en el conjunto de los fósiles presentes. En la mayoría de los casos se reflejan en biohorizontes. Los bioeventos más representativos, de acuerdo con Kauffman (1986, 1988) son:

- Eventos de evolución puntual, que corresponden a los momentos (geológicamente instantáneos) de aparición o extinción de especies o subespecies. Se reflejan en los biohorizontes de primera aparición y última presencia, antes aludidos.
- Apariciones masivas de organismos no ligados a procesos evolutivos sino a cambios en las condiciones reinantes en el medio (paleoceanográficas, de temperatura, etc.)
- Eventos ligados a cambios en la productividad detectados a nivel de cuenca y ligados a cambios en las condiciones que favorecen la implantación de una biota muy abundante y diversificada como los detectados en los ciclos de Milankovitch, en su parte superior (ver fig. 5).
- Eventos ecoestratigráficos que corresponden a cambios bruscos en las condiciones ecológicas a escala de cuenca (o globales) y que se reflejan en cambios bruscos en la biota y la ichnofacies.
- Eventos de inmigración-emigración, que están bastante relacionados con los cambios relativos del nivel del mar.
- Eventos de mortandad en masa relacionados con cambios de las condiciones del medio de orden menor, como los detectados en las partes inferiores de los ciclos de Milankovitch (fig. 5)
- Eventos de extinciones en masa de escala global y que implican cambios muy importantes en la biota a nivel mundial. Sobre su génesis se ha discutido mucho, proponiéndose diversas hipótesis: cambios climáticos inducidos astronómicamente, fenómenos catastróficos extraterrestres (impacto de bólidos) o terrestres (volcanismo explosivo), cambios eustáticos, cambios paleoceanográficos, etc. (ver Linares en este volumen).

5.2. Biostratigrafía integrada

Con el fin de obtener una mayor definición bioestratigráfica se recurre al estudio integrado de los diferentes taxones presentes en los materiales pelágicos. Varios ejemplos se pueden plantear de aplicación de este método. Kauffman (1988) lo utiliza para el Cretácico de los Estados Unidos aplicando conjuntamente los bio-

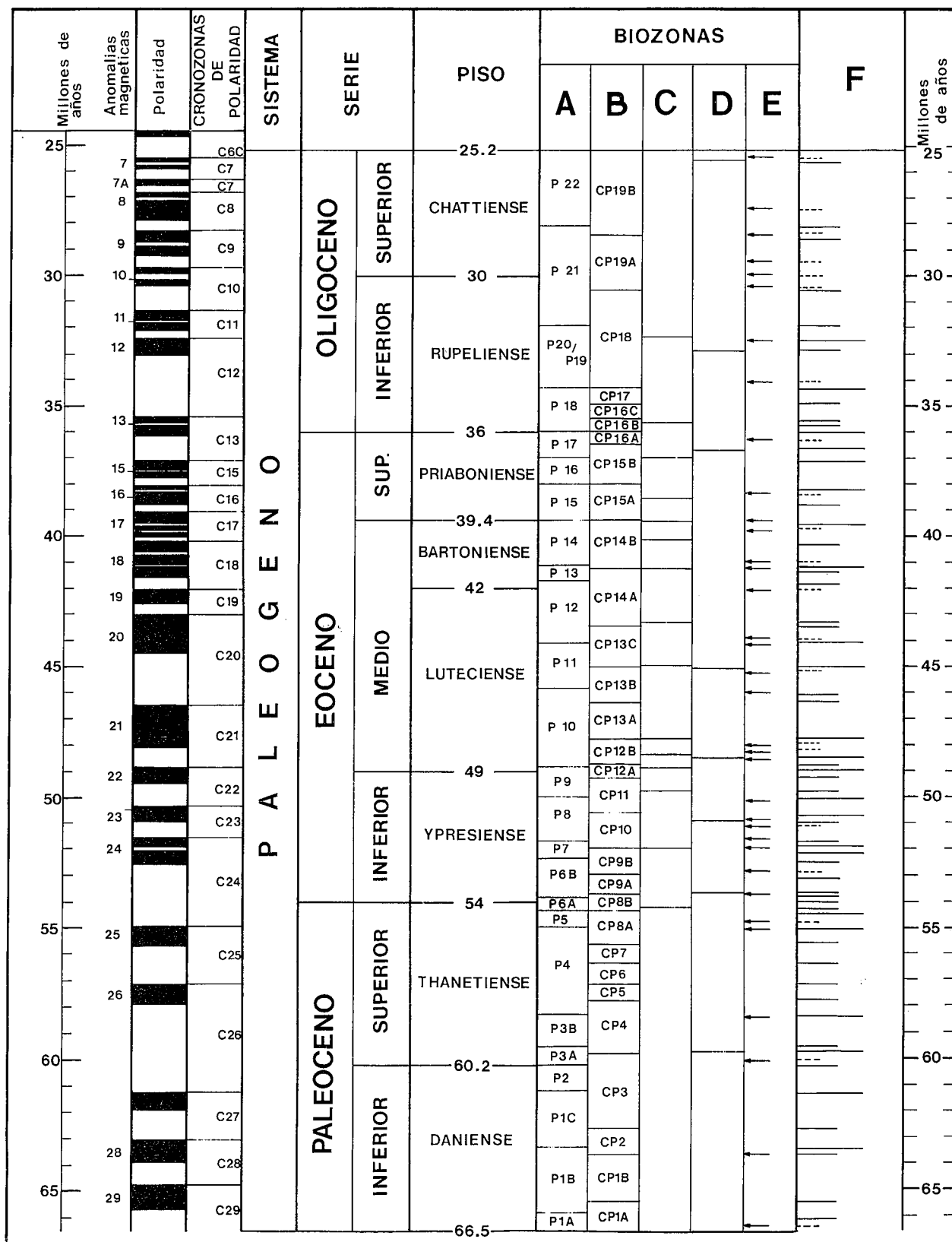


Fig. 8.- Ejemplo de bioestratigrafía integrada en materiales pelágicos elaborado con datos de la curva EXXON (Haq *et al.*, 1987, 1988).
 Leyenda: A.- Biozonación de foraminíferos planctónicos. B.- Biozonación de nanofósiles. C.- Biozonación de radiolarios. D.- Biozonación de diatomeas. E.- Biohorizontes diferenciados con dinoflagelados. F.- Biohorizontes totales utilizables: Línea continua larga.- límite coincidente de varias biozonas; línea continua corta.- límite de una sola biozonación; línea de puntos.- biohorizontes que no limitan biozonas.

Fig. 8.- Example of integrated biostratigraphy in pelagic materials, elaborated according to EXXON curve (Haq *et al.*, 1987, 1988). Key:
 A.- Planktonic foram biochronozones. B.- Nannofossil biochronozones. C.- Radiolarian biochronozones. D.- Diatom biochronozones. E.- Dinoflagellate biohorizons. F.- Total useful biohorizons: long continuous line.- coincident boundary of several biozones; short continuous line.- one single biochronozone boundary; dotted line.- biohorizons that do not constitute biochronozones boundaries.

horizontes de ammonites y de *Inoceramus*; Aguado *et al.*, (1988) hacen un estudio conjunto de ammonites, foraminíferos planctónicos y nannoplancton para el intervalo Barremiense-Aptiense en la Zona Subbética. Los estudios de los materiales obtenidos en los sondeos oceánicos del DSDP y ODP constituyen un ejemplo magnífico de bioestratigrafía integrada, aunque lógicamente limitada solo a los microorganismos; concretamente se estudian en todos los casos los foraminíferos planctónicos, el nannoplancton, los dinoflagelados, las diatomeas y los radiolarios.

En la figura 8 se reproducen los datos bioestratigráficos de la curva EXXON para el Paleógeno en los que se tiene un ejemplo gráfico de bioestratigrafía integrada para materiales pelágicos. En la columna A se tiene la biozonación de los foraminíferos planctónicos, en la que se establecen 25 divisiones de duración variable desde 4 m.a. (P21) hasta 0,5 m.a. (P5). En la columna B se marcan las biocronozonas de nannofósiles con 30 divisiones, cuyos límites en su mayor parte no coinciden con las anteriores, por lo que la utilización conjunta permitirá mayor precisión. En la columna C se incluyen la biocronozonas de radiolarios, que para el intervalo Eoceno-Oligoceno permiten establecer 15 divisiones, cuyos límites, una vez más, en unos casos coinciden con los anteriores y en otros no. En la columna D se sitúa la biozonación de diatomeas (10 divisiones) que igualmente presentan unos límites que solo en parte coinciden. Finalmente en la columna E se marcan los biohorizontes delimitados con dinoflagelados que permiten introducir casi 40 jalones de edad que en su mayoría no coinciden con los límites de las biozonas anteriores. Resulta evidente que utilizando como criterio de división y de correlación todos los límites de biozonas y los biohorizontes la precisión que se obtiene es muy grande. En la columna F se recopilan todos los biohorizontes de las columnas anteriores, incluidos los límites de las diferentes biozonas, con lo que se tiene unos 90 jalones de división de tiempo. Dado que el intervalo de tiempo de Paleógeno es de 40 millones de años, significa que se tienen divisiones de duración media inferior a 0,5 m.a. En la misma figura se incluyen también las divisiones de polaridad magnética, muchas de las cuales no coinciden con los cronobiohorizontes anteriores lo que hace que se puedan utilizar, además, como criterio de división.

Un tema de constante actualidad en Estratigrafía es la fijación de los límites de pisos en los estrato-tipos, lo que actualmente se aborda siempre con estudio de bioestratigrafía integrada, incluyendo en el estudio todos los microfósiles, microfósiles y nannofósiles presentes. Así por ejemplo para el establecimiento del límite Eoceno-Oligoceno Pomerol y Premoli-Silva (1986) y Pomerol y Rat (1987) manejan simultáneamente las biozonaciones de foraminíferos, de nannoplancton y de radiolarios, y los biohorizontes que no limitan biozonas, además de las unidades de polaridad magnética y la posición de niveles de posibles eventos de impacto. El manejo de tantos datos a veces complica la elección de un criterio para fijar el límite (Pomerol y Rat 1987)

hasta el punto que ha de recurrirse en numerosas ocasiones a un criterio convencional, previo acuerdo entre especialistas.

5.3. Bioestratigrafía cuantitativa

La gran acumulación de datos bioestratigráficos implica el riesgo de no poder tomarlos todos en cuenta y hacer una selección arbitraria y subjetiva. Ante este hecho en los últimos años se pretende introducir en el estudio bioestratigráfico de detalle los métodos de análisis cuantitativo y las técnicas informáticas. Se define la "asociación unitaria" (Davaud, 1982; Guex y Davaud, 1986; Guex 1987) como el mayor grupo de especies compatibles y que por tanto hayan vivido conjuntamente durante un tiempo; se pretende eliminar toda especie incompatible con la asociación unitaria ya que en parte pueden deberse a redepósitos. En el libro de Estratigrafía cuantitativa de Gradstein *et al.* (1985) se incluyen numerosos trabajos en las que se aplican diversas técnicas de análisis de multivariadas para la definición de las biozonas y el establecimiento de correlaciones bioestratigráficas de gran precisión. Babin (1987) y Guex (1987) tratan ampliamente sobre los conceptos de esta bioestratigrafía cuantitativa. Básicamente se trata de establecer numéricamente los intervalos de coexistencia de especies aplicando matrices en las que se marquen para cada especie, en relación con las demás, las posibilidades de coexistencia, y con ellos definir las "asociaciones unitarias". En otros casos se cuantifica la abundancia relativa de las diferentes especies delimitando los momentos de mayor apogeo. Se aplican igualmente técnicas estadísticas de multivariadas, tales como el análisis cluster y los análisis de componentes principales, entre otras. Con todo ello se elaboran escalas bioestratigráficas de asociaciones de especies, no basadas en un corte, sino integrando todos los datos a nivel mundial. En definitiva se pretende obtener escalas lo más objetivas y precisas posibles, que reflejen la sucesión cronológica de bioeventos a nivel mundial. Estas escalas son mucho más fiables que las escalas basadas en secciones concretas en las que, a veces, pueden quedar mejor reflejados los eventos locales que los de escala mayor.

6. UNIDADES DELIMITADAS POR CRITERIOS FÍSICOS.

En este epígrafe se incluyen las unidades que pueden ser delimitadas por criterios basados en las medidas de las propiedades físicas de los materiales y en especial de los cambios en las mismas. Son tres tipos fundamentales: unidades magnetoestratigráficas, unidades litosísmicas y unidades diferenciadas en diagráfias. En este apartado no se tratará sobre los fundamentos de los métodos, ya que se escapa de los objetivos de este trabajo; se tratará exclusivamente sobre la aplicación de estas técnicas en la delimitación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos.

6.1. Unidades magnetoestratigráficas

Se trata de las unidades delimitadas por las variaciones a lo largo del tiempo del campo magnético terrestre. El fundamento de la metodología se puede encontrar en la abundante bibliografía especializada (p.ej. Harland *et al.*, 1982; Tarling, 1983; Lowrie, 1989). Aquí solo se va a tratar sobre su utilidad en la división de unidades estratigráficas en materiales pelágicos.

A lo largo del tiempo se han sucedido etapas de polaridad normal (igual que la actual) e inversas. Estas etapas quedan reflejadas en la orientación de minerales magnéticos en rocas volcánicas y en las rocas sedimentarias, tanto marinas como continentales. Los datos sobre los fondos oceánicos en los que se combinan las medidas de edad absoluta en las rocas volcánicas con las secuencias de polaridad establecidas tanto en la propia roca volcánica como en los materiales pelágicos suprayacentes han permitido calibrar las escalas paleomagnéticas y situar en el tiempo las diferentes inversiones magnéticas. Por otra parte las medidas de orientación magnética en secciones estratigráficas bien datadas con biozonaciones precisas han permitido establecer la equivalencia entre los eventos de inversión magnética y los límites de las biozonas. Combinando ambos datos se han elaborado escalas magnetoestratigráficas para el intervalo de tiempo comprendido entre el Jurásico superior hasta la actualidad (Harland *et al.*, 1982, Haq *et al.*, 1987, 1988). La mayor precisión se tiene para los intervalos de tiempo más modernos en los que se diferencian no solamente las épocas de polaridad magnética sino, además, dentro de ellas los eventos de inversión de orden menor (horizontes de polaridad inversa y zonas de transición); así para los últimos 4,5 millones de años en la escala paleomagnética se diferencian unos 25 niveles, que dan una duración media de 180.000 años.

En la figura 8 ya se reproducía la escala magnetoestratigráfica para el Paleógeno tomada de las curvas EXXON (Haq *et al.*, 1987, 1988). En ella se puede ver como la duración de las unidades de polaridad magnética varía desde casi los 4 m.a. (C26) hasta valores próximos al millón de años (p.ej. C19). En las escalas antes aludidas (p.ej. Harland *et al.*, 1982) se establecen 33 unidades dobles (una normal y otra inversa) desde la actualidad hasta el Campaniense. Son, por tanto, 66 divisiones para 83 m.a., lo que da un valor medio de 1.250.000 años, cuyos valores reales varían desde los 5 m.a. (33) a valores inferiores al millón de años (p.ej. 4r, 28r, etc). A su vez en algunas unidades se establecen divisiones de orden menor con lo que eventualmente se llega a precisiones de 500.000 años. El periodo comprendido entre los 83 m.a. hasta los 118 m.a. (Aptiense-Santoniense) constituye un periodo de polaridad normal único, al menos con los datos disponibles, de duración excepcional (35 m.a.). Para materiales más antiguos, a partir del Barremiense y hasta el Calloviense (119 a 165 m.a.) se definen otras 29 unidades compuestas por un episodio de polaridad normal y otro inverso (58 divisiones) que dan una duración media próxima

a los 800.000 años, que en la realidad varían entre 2,5 m.a. (M3) a 200.000-330.000 años (p.ej. M6, M12n, etc). Lowrie y Ogg, (1986) presenta una escala de polaridad magnética revisada para el Cretácico inferior y Jurásico superior en la que fijan con precisión la edad de los límites de cada cron y subcron; para algún subcron la duración es próxima a los 100.000 años (p.ej. M25An-1, M26n-1).

Para el intervalo de tiempo comprendido entre el Triásico y el Jurásico medio Haq *et al.*, (1988), en la curva EXXON, presentan una curva magnetoestratigráfica provisional que, como los propios autores indican, puede modificarse en un futuro. Para el intervalo de tiempo anterior la escala está muy mal establecida.

Un tema muy discutido es el origen de los cambios de polaridad magnética del campo terrestre y la posible periodicidad del mismo. Se han manejado muy diversas hipótesis desde las que lo ligan a procesos internos de la Tierra (actualmente las más aceptadas) hasta las que los relacionan con eventos de impacto. En cuanto a la periodicidad igualmente hay muy diversas hipótesis que van desde las que niegan que la haya hasta las que establecen una periodicidad, la cual a su vez se interpreta de manera diferente al hacerla coincidir o no con la de otros procesos. Igualmente se ha discutido mucho sobre la posible relación entre los cambios magnéticos del campo terrestre y los cambios en la biota (p.ej. Hallam 1984b), más concretamente con las extinciones en masa. No se entra en este trabajo en dichas cuestiones, ya que escapan de los objetivos del mismo, y se remite al lector interesado a la bibliografía especializada. Aquí solo se destaca la posibilidad de utilizar los criterios de polaridad magnética para establecer unidades estratigráficas en los materiales pelágicos, que en algunos casos pueden ser de escasa duración y, por tanto, permitirán hacer correlaciones muy precisas.

6.2. Unidades litosísmicas

Las técnicas de sismica de reflexión muy utilizadas en la prospección petrolífera y las investigaciones de geología marina han suministrado una información muy importante de división de unidades estratigráficas en todo tipo de materiales entre ellos los pelágicos. La información que suministran es sobre materiales que no afloran y a los que solo se puede acceder mediante sondeos. Especial interés tienen los perfiles sísmicos de márgenes continentales sin deformación compresiva que han servido para la puesta a punto de la metodología de la Estratigrafía sísmica (Payton, 1977; Cross y Lessenger, 1988) que han constituido el punto de partida para establecer las curvas de cambios relativos del nivel del mar en los bordes de los continentes y las curvas eustáticas (curvas EXXON).

Los perfiles sísmicos constituyen una herramienta del máximo interés para la correlación ya que permiten ver la continuidad geométrica de superficies de estratificación en largas distancias. En el caso de los materiales pelágicos los principales reflectores sísmicos co-

responden a superficies de discontinuidad (Thorne y Watts, 1984), a superficies de cambios litológicos bruscos (Bally, 1983) o a superficies que reflejan cambios oceanográficos globales (Mayer *et al.*, 1986).

El mayor interés específico que, en el caso de los materiales pelágicos, tiene el estudio de las unidades litosísmicas consiste en la correlación de los datos del borde del margen hasta los citados materiales. Concretamente geometrías de estratos como las representadas en la figura 6 se pueden llegar a obtener en perfiles de márgenes sin deformación compresiva y con ellos se pueden establecer la correlación exacta entre las superficies de discontinuidad de los bordes y la de paraconformidad o continuidad equivalentes en los materiales pelágicos.

6.3. Unidades diferenciadas por diagraffias

Las diagraffias (o, perfilajes de pozos) son gráficos de medidas de propiedades físicas de las rocas efectuadas en las paredes de un sondeo, generalmente sin entubar. Las propiedades que se miden son diversas (eléctricas, radioactivas y sónicas) y en todos los casos se obtienen gráficos continuos de los valores medidos a lo largo de todo el pozo. No se entra aquí a tratar sobre el fundamento y métodos de trabajo, sino que se tratará exclusivamente sobre la aplicación de estas técnicas en la división de unidades stratigráficas en materiales pelágicos.

En los materiales marinos someros, con grandes diferencias de litologías y texturas, se obtiene información de las más diversas técnicas de diagraffias. En el caso de los materiales pelágicos con mayor uniformidad litológica y textural las diagraffias que suministran mejor información son las técnicas radioactivas. Estas permiten diferenciar episodios de mayor o menor radioactividad, correlacionables dentro de la cuenca ya que son el reflejo de un evento común, en niveles de litología aparentemente igual.

Las técnicas de diagraffias permiten establecer correlaciones muy precisas entre datos de sondeos próximos, siempre dentro de una misma cuenca sedimentaria. Con alguna de estas técnicas se pueden hacer correlaciones de escala métrica e inferiores por lo que constituyen un herramienta de correlación de alta resolución, aunque limitada a secciones muy cercanas y, por tanto, a áreas muy reducidas.

7. UNIDADES ESTABLECIDAS POR CRITERIOS GEOQUÍMICOS.

En los materiales pelágicos tienen especial importancia los estudios geoquímicos ya que en ellos se reflejan más claramente los cambios en las condiciones climáticas y oceanográficas. Estas condiciones, y sus cambios, quedan plasmados en las rocas carbonatas en los isótopos estables ligeros de carbono y oxígeno

($^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = \delta^{13}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$), en los contenidos de carbonato y carbono orgánico, y en la distribución de elementos traza.

A partir de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (expresados en partes por mil con respecto al patrón PDB), se pueden aportar datos sobre la génesis de los diferentes materiales carbonatados, en especial paleoclimáticos, paleoceanográficos y de paleosalinidad (Degens, 1967; Buchardt y Fritz, 1980; Anderson y Arthur, 1983). Dado que las modificaciones diagenéticas en los materiales pelágicos son mínimas (Renard, 1985, 1986) estos datos tienen mayor fiabilidad que en otros medios.

De la distribución de valores del contenido en carbonatos y en carbono orgánico se deducen cambios climáticos y paleoceanográficos (Renard, 1987). El estudio de los elementos trazas de las rocas carbonatadas tiene interés para conocer los ciclos de Sr y Mg que puedan estar regulados por cambios ambientales (Renard, 1985, 1986, 1987).

7.1. Ciclos de isótopos de oxígeno y medida de paleotemperaturas.

En los sedimentos pelágicos tiene un gran interés la medida de las razones isotópicas del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = \delta^{18}\text{O}$ expresados en partes por mil con respecto al PDB). El interés del estudio consiste en que la composición isotópica de los sedimentos y caparzones de organismos actuales están en equilibrio con el agua del medio. Por tanto la medida de las razones isotópicas, en materiales antiguos, suministrará información sobre las características del medio.

La composición isotópica del agua marina varía por los siguientes factores: 1.º Salinidad: ya que los valores del $\delta^{18}\text{O}$ aumentan cuando también lo hace la salinidad. Los errores posibles en medidas de carbonatos pelágicos son mínimos, ya que se estima que la salinidad media de los océanos ha sufrido escasas variaciones. 2.º Efecto glacial: debido a que los grandes casquetes glaciares están empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ (valores propios del agua dulce) con respecto a la media de la hidrosfera y, por tanto, en las épocas de glaciario más activo el valor medio de la razón $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las aguas oceánicas aumenta. 3.º Efecto vital: consiste en la diferente composición isotópica que pueden presentar distintos organismos, incluso dentro de un mismo taxon.

Otro factor (posiblemente el más importante) que controla la composición isotópica del agua del mar es la temperatura, hasta el punto de que la medida del $\delta^{18}\text{O}$ suministra datos de gran interés sobre paleoclima e incluso permite medir paleotemperaturas, expresadas numéricamente.

Cambios paleoclimáticos de pequeña envergadura como los ciclos de Milankovitch han sido constatados con variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ (ver figura 5), además de por otros criterios. Cambios climáticos de mayor envergadura igualmente han sido detectados; así, por ejemplo, en el intervalo Barremiense-Eoceno se tienen

composiciones isotópicas altas en el Atlántico norte y el Pacífico, mientras que son más bajas en el Atlántico sur y el Tethys, lo que indica que en estos últimos la temperatura media del agua era superior. Sin embargo a partir del Eoceno superior hay una homogeneización de los valores debido a la instalación de un circulación oceánica semejante a la actual.

El único método fiable disponible en la actualidad para el cálculo de las paleotemperaturas en sedimentos pelágicos se basa en la medida de la razón isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$). McCrea (1950) y Urey *et al.*, (1951) a partir de estudios experimentales en el laboratorio pusieron de manifiesto que en los precipitados de carbonato cálcico hay una estrecha relación entre la temperatura de precipitación o depósito y la razón isotópica del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) con lo que se estableció la base para la medida numérica de la paleotemperatura.

La medida de la paleotemperatura a partir de la razón isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se fundamenta en el ya citado equilibrio existente entre la composición isotópica del agua y la del carbonato cálcico que forma los caparazones de los organismos que viven en ella, e incluso del propio sedimento. Para el cálculo se utilizan las fórmulas propuestas por diferentes autores a partir de cálculos y datos experimentales sobre el contenido isotópico en los caparazones de organismos. Epstein *et al.*, (1951, 1953) propusieron la siguiente expresión:

$$T = 16.5 - 4.3 (\delta - A)^2 + 0.14 (\delta - A)^2$$

T = Paleotemperatura del agua en grados centígrados.
 $\delta = \delta^{18}\text{O}$ del anhídrido carbónico extraído del carbonato cálcico.

$A = \delta^{18}\text{O}$ del agua del medio que está en equilibrio con los caparazones o sedimento.

Otros autores han propuesto fórmulas diferentes:

Craig (1965):

$$T = 16.9 - 4.2 (\delta_c - \delta_w) + 0.13 (\delta_c - \delta_w)^2$$

Shackleton y Kennett (1975a):

$$T = 16.9 - 4.38 (\delta_c - \delta_w) + 0.1 (\delta_c - \delta_w)^2$$

en las que $\delta_c = \delta$ y $\delta_w = A$ de la expresión de Epstein *et al.*, (1951, 1953). Jiménez de Cisneros *et al.*, (1988) hacen un estudio comparativo de estas fórmulas y consideran que las variaciones de la temperatura obtenidas al aplicar una u otra, apenas superan medio grado. La dificultad real para la medida estriba, por tanto, en dar el valor correcto a δ_w , ya que salvo en materiales actuales, donde puede medirse el contenido isotópico del agua, en los demás casos debe deducirse de manera indirecta.

Los cálculos de paleotemperatura en materiales marinos antiguos son especialmente fiables para el Cuaternario (Emiliani 1955, 1966, 1972; Bradley 1985; Williams 1988; entre otros). Los datos obtenidos sobre ma-

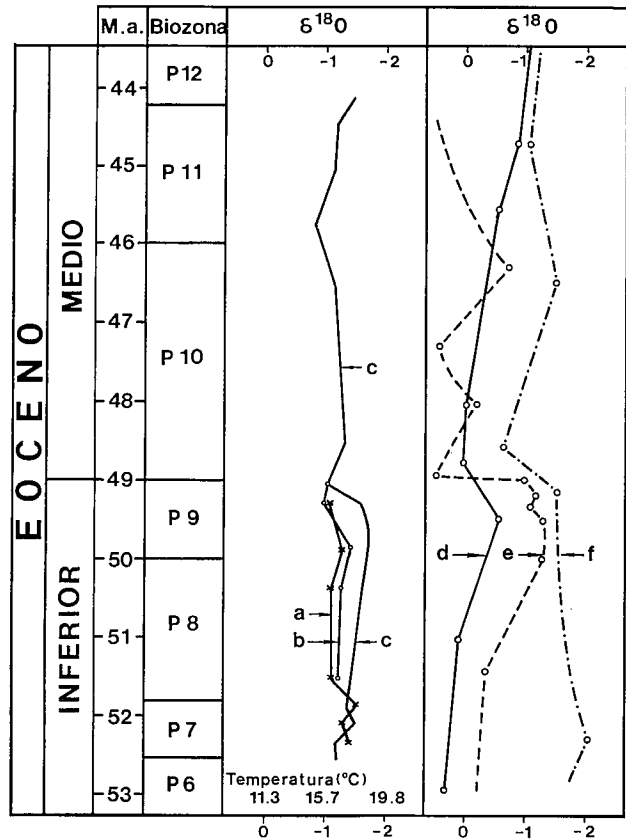


Fig. 9.- Curvas de contenido de isótopos estables de oxígeno en muestras de foraminíferos planctónicos del Eoceno inferior y medio de la Zona Subbética, según Jiménez de Cisneros *et al.* (1988) simplificado, con indicación de los valores de paleotemperaturas. a.- medidas en muestras mono-específicas de *G. aragonensis*. b.- medidas en muestras mono-específicas de *G. caucasica*. c.- medidas en muestras totales de foraminíferos planctónicos. d.- medidas de muestras totales en los sites 277, 279 y 281 (según Shackleton y Kennett, 1975a). e.- Idem. en el site 398 (según Vergnaud-Grazzini, 1976). f.- Idem. en los sites 390 y 390A (según Renard, 1986).

Fig. 9.- Stable oxygen isotope content curves corresponding to planktonic foraminifera from the lower and middle Eocene in the Subbetic, according to Jiménez de Cisneros *et al.* (1988), simplified, with indications of the paleotemperatures. Key: a.- measurements of monospecific samples of the *G. aragonensis*. b.- measurements of monospecific samples of *G. caucasica*. c.- measurements of total planktonic foram samples. d.- measurements of total samples at sites 277, 279 and 281 sites (according to Shackleton and Kennett, 1975a). e.- measurements of total samples at site 398 (according to Vergnaud-Grazzini, 1976). f.- measurements of total samples at sites 390 and 390A (according to Renard, 1986).

teriales pelágicos del Cretácico superior y del Cenozoico (p. ej. Shackleton y Kennett, 1975a,b; Vergnaud-Grazzini, 1976; Savin, 1977; Savin y Yeh, 1981) muestran una gran coherencia de manera que se puede hablar de curvas de paleotemperaturas de las aguas oceánicas desde el Cretácico medio. Estas curvas en gran parte se basan en datos de sondeos oceánicos del DSDP. Para materiales más antiguos las dificultades de medida son grandes debido de una parte a la posible variación del $\delta^{18}\text{O}$ por factores diagenéticos y por

otra a la dificultad de aplicar un valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mar correcta para cada intervalo.

En la figura 9 se reproduce una curva de valores de isótopos de oxígeno y sus valores equivalentes de paleotemperaturas elaborada a partir de muestras monoespecíficas y muestras totales de foraminíferos planctónicos del Eoceno inferior y medio de la Zona Subbética (Jiménez de Cisneros *et al.*, 1988). En ella destaca el paralelismo entre los datos de las muestras monoespecíficas y las totales y la bajada brusca de temperatura (más de dos grados) en el límite del Eoceno inferior y el medio, cambio constatado también en los datos de diferentes localidades del DSDP. Los cambios de temperatura en las aguas de los océanos determinadas mediante esta técnica corresponden a cambios climáticos globales acompañados de cambios del nivel del mar (Chapell y Shackleton, 1986) que en gran parte reflejan la historia del volumen de hielo polar (Matthews, 1984).

Especial interés tiene el estudio de las razones isotópicas en los materiales del Cuaternario hasta el punto de que constituye un excelente criterio de correlación de alta precisión. En la figura 10 se reproduce un ejemplo (Williams *et al.*, 1988) en el que se estudian testigos de sondeos del DSDP de diferentes localidades (fig. 10A); las curvas de valores del $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas en cada uno de ellos (fig. 10C) presentan una gran semejanza y en ellas alternan episodios de valores altos y bajos que son reflejo de ciclos climáticos. Estas curvas pueden ser comparadas con la curva patrón de estadios isotópicos para el Cuaternario (fig. 10B) y con ello establecer los valores de velocidad de sedimentación para cada intervalo y hacen una correlación de gran precisión.

Se llama la atención sobre la gran diferencia entre los dos ejemplos representados en las curvas de las figuras 9 y 10, y más concretamente de la metodología de trabajo. En el caso estudiado de la figura 9 (materiales del Eoceno) los muestreos corresponden a intervalos de un valor medio de aproximadamente 500.000 años, varios por biozona, de manera análoga a otros estudios en materiales de edades semejantes. Por el contrario en el estudio correspondiente materiales del Cuaternario, desde el fondo marino hacia abajo (figura 10) los muestreos son mucho más detallados y corresponden a intervalos de 2.000 a 6.000 años.

7.2. Ciclos de isótopos de carbono.

El isótopo estable del carbono de interés en la geoquímica sedimentaria es el ^{13}C ; su medida se hace con respecto al ^{12}C y se expresa con el $\delta^{13}\text{C}$ (partes por mil de diferencia con respecto al patrón PDB). La medida se hace en el espectrómetro de masas simultáneamente a la del $\delta^{18}\text{O}$. Desde hace pocos años se ha empezado a considerar como una herramienta de interés, por lo que sus interpretaciones están aún en un estadio mucho menos avanzado que en el caso de $\delta^{18}\text{O}$.

La razón isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos pe-

lágicos varía escasamente con la diagénesis y viene controlada por una serie de factores genéticos. Berger y Vincent (1986) consideran que son cuatro: 1.- Las variaciones globales en la intensidad de los cambios entre las reservas de carbono en el océano y en la biosfera, entre los suelos y los sedimentos. 2.- Las variaciones globales y regionales de la productividad de las aguas superficiales. 3.- Cambios en la estructura y la circulación de las masas de aguas. 4.- Los efectos debidos al efecto vital y a razones ecológicas. Resulta imposible aislar algunos de estos factores ya que están muy interrelacionados. Los cambios de temperatura del agua afectan escasamente al $\delta^{13}\text{C}$ hasta el punto que Renard (1987) lo valora en un cambio de 35 partes por millón por cada grado. Por todo ello la información que se puede obtener será especialmente sobre los cambios paleogeográficos y paleoceanográficos, y no sobre las paleotemperaturas.

Renard (1985, 1986, 1987) ha hecho un planteamiento de la utilidad de los isótopos de carbono en la estratigrafía de los materiales pelágicos. Este autor ha constatado una relación clara entre los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ y los cambios relativos del nivel del mar. Así los valores mínimos corresponden a episodios regresivos y los máximos a los transgresivos. De esta manera pone de manifiesto una analogía entre la curva de $\delta^{13}\text{C}$ y las curvas eustáticas de Vail *et al.*, (1977b) y Haq *et al.*, (1987, 1988).

Especial importancia tienen los intervalos de tiempo en los que las señales isotópicas de los foraminíferos planctónicos y los bentónicos, y de los sedimentos pelágicos, presentan valores paralelos, ya que en ellos se pueden detectar los cambios debidos a factores globales (Berger y Vincent 1986). Igualmente, y por la misma razón, tienen interés los intervalos en los que hay paralelismo en los valores correspondientes al sedimento total y a los microfósiles y nannofósiles. En estos casos es cuando se pueden considerar los datos más fiables para elaborar curvas de valores del $\delta^{13}\text{C}$ que sean reflejo de eventos globales. Renard (1985) presenta una curva para los últimos 140 millones de años elaborada a partir de datos de materiales obtenidos en sondeos oceánicos del DSDP y de materiales de series estratigráficas aflorantes en los continentes. A partir de ella elabora una zonación quimioestratigráfica en la que se diferencian etapas correspondientes a los valores máximos y mínimos del $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 11). Se puede ver que los episodios de cambio más significativos: intra-Valanginiense, Aptiense terminal, límite Turoniense-Coniaciense, límite Cretácico-Terciario, límite Paleoceno-Eoceno, Eoceno superior, límite Oligoceno-Mioceno y Mioceno terminal, todos ellos momentos de cambios eustáticos importantes.

En definitiva se plantea que los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ deben estar relacionados con cambios en la distribución del carbono en el océano y en la atmósfera (Walker 1986), que varía con el desarrollo de la biomasa. El carbono orgánico de las rocas sedimentarias tiene un valor medio del $\delta^{13}\text{C}$ muy negativo (-24‰, según Degens 1967) mientras que el carbono de los carbona-

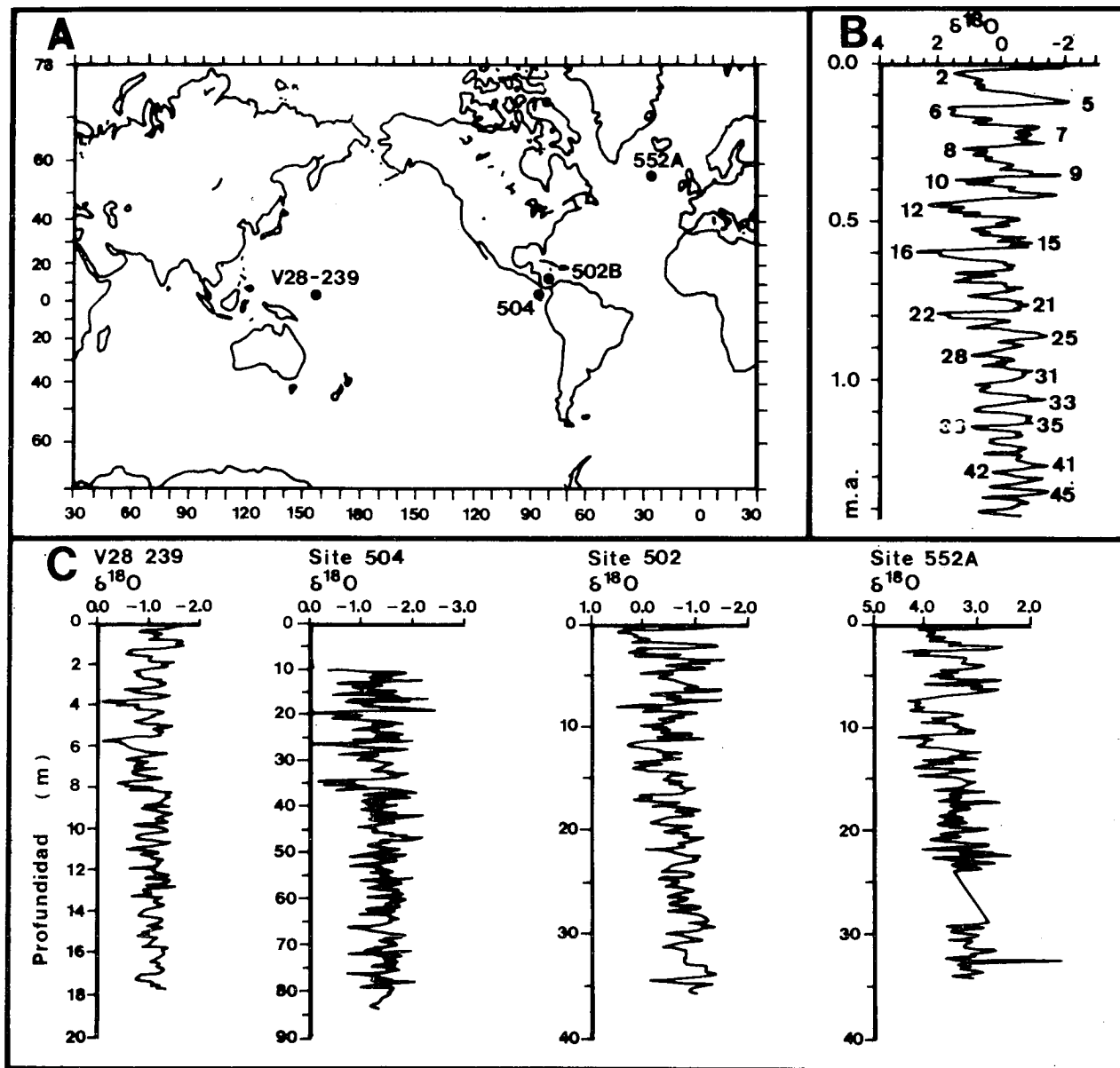


Fig. 10.- Ciclos de isótopos estables de oxígeno en muestras del Cuaternario de muy diferentes localidades geográficas, según Williams *et al.* (1988). A.- Mapa de localización de los muestreos. B.- Curva patrón de estadios isotópicos. C.- Curvas reales obtenidas en cada localidad.

Fig. 10.- Stable oxygen isotope curves of the different localities, according to Williams *et al.* (1988). A.- Chart of the sample locations. B.- Generalized oxygen isotope record of the Quaternary. C.- Real curves of each locality.

tos tienen valores muy superiores (+1‰, razón por la cual se considera que el $\delta^{13}\text{C}$ viene regido por la relación de abundancia de estos dos tipos de carbono presentes en el sedimento.

Un modelo muy interesante que explica los cambios, tanto de orden mayor como los menores, es el modelo de Broecker (1982), sobre el que trata ampliamente Renard (1987). Con él se explican especialmente los cambios de $\delta^{13}\text{C}$ para los períodos glaciares e interglaciares. En los episodios glacioeustáticos de nivel alto la biomasa se reduce lo que conlleva una disminución en la cantidad de materia orgánica continental transportada al océano. Al mismo tiempo durante estas subidas del nivel del mar se producen depósitos fos-

fatados que implican reducción del contenido de nutrientes en el agua, lo que produce, su vez, una disminución de la producción de la materia orgánica en la zona fótica. Todo ello queda reflejado en los sedimentos con un aumento del $\delta^{13}\text{C}$. Por su parte en los episodios de nivel del mar bajo la biomasa continental aumenta considerablemente, los aportes de carbono orgánico procedentes del continente igualmente aumentan y los nutrientes en el agua marina son más abundantes con lo que hay una mayor productividad de carbono orgánico en los mares, todo lo cual queda reflejado en una disminución del $\delta^{13}\text{C}$ en los sedimentos pelágicos.

Desde el punto de vista aquí planteado, de divi-

sión de unidades estratigráficas en materiales pelágicos, hay un aspecto que destaca al máximo. Se trata de la posibilidad de utilizar esta técnica para reconocer en series estratigráficas pelágicas continuas los episodios de subidas y bajas del nivel del mar. Estos episodios, como ya se ha insistido, quedan reflejados en el borde del margen como límites de secuencias de depósito (discontinuidades), mientras que hacia el interior de la cuenca evolucionan a superficie de conformidad (continuidad o paraconformidad) de diferenciación compleja. Resulta del mayor interés disponer de un criterio de reconocimiento (los cambios en las razones isotópicas del carbono) que además se aplica a materiales que, en general, permiten hacer estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos muy detallados, por lo que el control de edad en los mismos es bastante preciso.

7.3. Ciclos de contenido en carbonatos y en carbono orgánico.

Un rasgo estratigráfico muy simple, pero de gran interés, es la ciclicidad observada en materiales pelágicos tanto de contenido de carbonatos como en el contenido de la materia orgánica. En ambos casos se trata del reflejo de cambios cíclicos que afectan a la cuenca sedimentaria en su totalidad y que con frecuencia pueden tener escala mayor (mundial).

Los cambios en el contenido en carbonatos de escala métrica son la expresión de los ciclos de Milankovitch; los de mayor escala corresponden a ciclos climáticos de rango mayor. Para un intervalo de tiempo bien definido por otros criterios (p. ej. bioestratigráficos y/o magnetoestratigráficos) se pueden elaborar curvas de contenido en residuo insoluble en carbonatos (complementarias entre sí). Los máximos y mínimos de dichas curvas pueden utilizarse como criterio de correlación de alta precisión.

Los cambios en el contenido en carbono orgánico son reflejo de cambios climáticos y paleoceanográficos de diferente escala. Los ciclos de Milankovitch quedan reflejados claramente en cambios (fig. 5) de pequeña amplitud. Por otra parte los cambios paleoceanográficos de gran envergadura quedan reflejados eventualmente con la implantación de condiciones anóxicas en amplias regiones de los fondos marinos. Dado que algunos de estos episodios se relacionan con cambios eustáticos, se tiene otro criterio para ver la equivalencia de las discontinuidades del borde de la cuenca con las superficies de conformidad en el interior.

Estos ciclos de variaciones en carbonatos y en el contenido orgánico tienen su mayor interés como criterio de correlación de alta precisión en intervalos de tiempo previamente correlacionados con otros criterios.

7.4. Ciclos basados en el contenido de elementos traza.

Varios elementos traza de los sedimentos pelá-

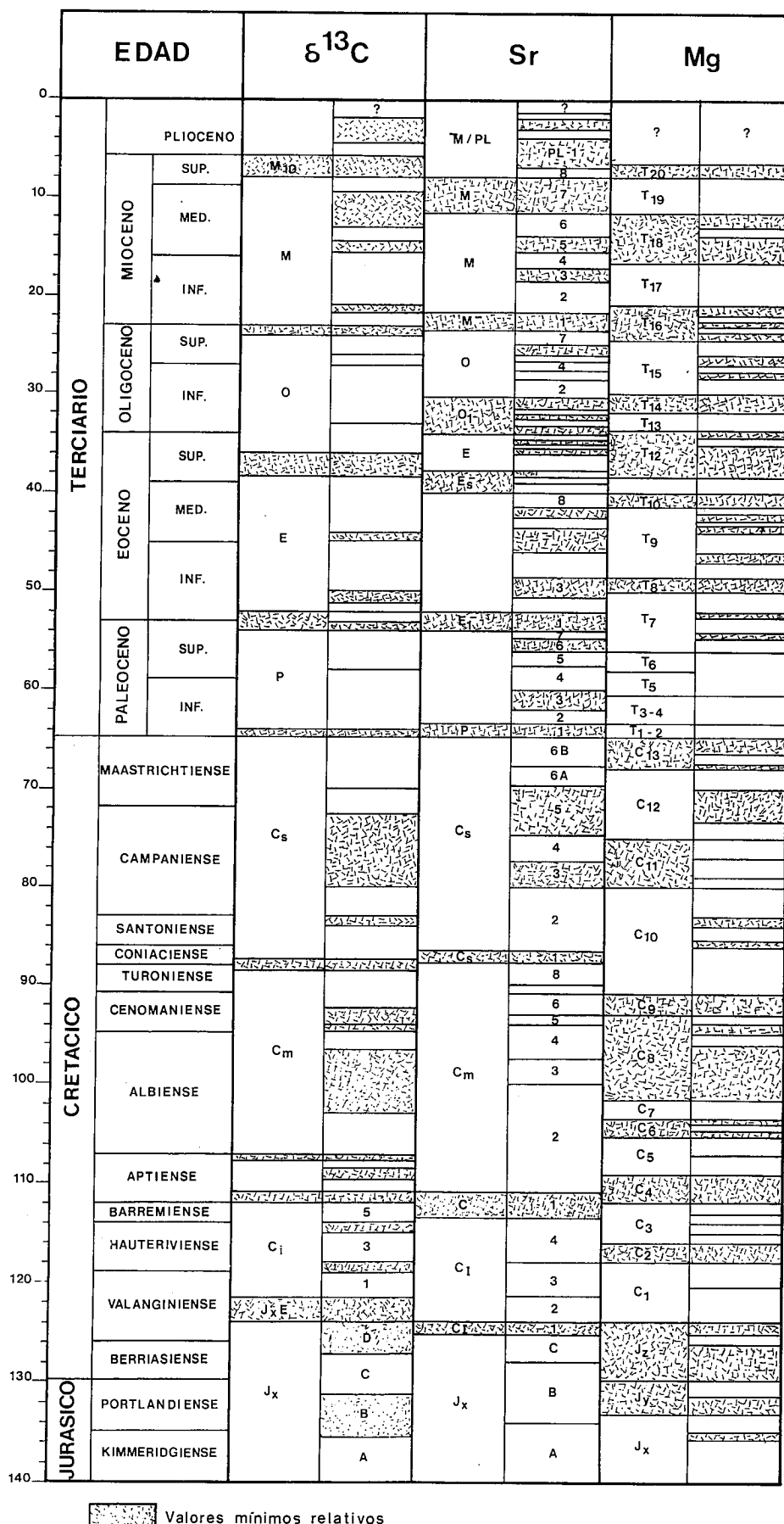
cos (especialmente en carbonatos) han sido utilizados en los estudios de geoquímica sedimentaria. Las diferencias geoquímicas de elementos traza se interpretan como el reflejo de eventos diversos que producen cambio en el quimismo del agua.

El Sr en los carbonatos pelágicos cuaternarios presenta un contenido variable de 500 a 1.000 partes por millón (ppm). Sin embargo estos valores han cambiado notablemente a lo largo del tiempo como muestra Renard (1985) en su curva que comprende desde el Jurásico superior hasta la actualidad. Esta variación ha sido debida a factores que condicionan la sedimentación, ya que las posibles variaciones diagenéticas en los materiales pelágicos son muy escasas. En la citada curva los valores máximos (1.500 a 1.700 ppm) corresponden al Mioceno medio-superior y los mínimos al Aptiense (100 a 400 ppm) y al Kimmeridgiense (100-250 ppm). A partir de esta curva Renard (1985) ha establecido una zonación quimioestratigráfica que se reproduce en la figura 11 conjuntamente con la del $\delta^{13}\text{C}$ y con la del Mg. La interpretación del contenido de trazas de Sr en los sedimentos pelágicos de acuerdo con Renard (1987) permite deducir dos aspectos de gran interés. El primero de ellos son las variaciones de gran amplitud que se interpretan ligadas, a su vez a dos factores; uno de ellos son los cambios en el hidrotermalismo submarino, que modifica la relación Sr/Ca en el océano (máximo de hidrotermalismo corresponde a mínimo en Sr/Ca); el otro es la relación de la sedimentación aragonítica con respecto a la calcítica en los mares, de manera que en los intervalos de mayor depósito aragonítico se tienen valores mínimos de Sr/Ca. En segundo lugar se trata de los ciclos de corta duración (del orden del millón de años) que quedan reflejados en cambios del orden de 200-300 ppm; de acuerdo con el modelo de Renard (1985, 1987) se deben a fluctuaciones del nivel del mar, que pueden ser el reflejo de los ciclos de tercer y cuarto orden de los establecidos en los bordes del margen.

El Mg igualmente presenta, en los materiales pelágicos, una distribución cambiante a lo largo del tiempo, lo que ha permitido a Renard (1985) establecer una zonación quimioestratigráfica que igualmente se reproduce en la figura 11, conjuntamente con la del $\delta^{13}\text{C}$ y la del Sr. El propio autor (Renard 1987) plantea que las variaciones del Mg en los carbonatos pelágicos es bastante más difícil de interpretar, ya que puede deberse a un conjunto de factores que se interrelacionan. Estos cambios en gran parte pueden ser reflejo de las modificaciones del hidrotermalismo submarino y de las fluctuaciones del nivel del mar.

El Na es otro de los elementos trazas de algún interés en el estudio de los materiales pelágicos. Concretamente Brand (1986) plantea la posibilidad de poder hacer cálculos de paleosalinidad a partir de la relación Sr/Na medida en caparazones de organismos. Concretamente lo hace con la siguiente expresión matemática deducida de cálculos en caparazones actuales:

$$\begin{aligned} \text{Salinidad (partes por mil} + 0,5) &= \\ &= -5,769 \ln (A) + 28,380 \end{aligned}$$



Valores mínimos relativos

Fig. 11.- Zonaciones quimioestratigráficas del estroncio, magnesio e isótopos estables de carbono, para los últimos 140 millones de años según Renard (1985).

Fig. 11.- Chemostratigraphic zonation of Sr, Mg and stable carbon isotopes during the last 140 million years, according to Renard (1985).

en la que A es la media geométrica de los valores de Sr/Na medidos en los caparazones. Este criterio es posiblemente el único disponible en la actualidad para medir numéricamente la paleosalinidad, sin que se haya podido contrastar su grado de fiabilidad.

El Ir, y otros metales del grupo del platino, constituyen los elementos traza que alcanzan concentraciones anómalas en ciertos niveles que han sido considerados como reflejo de eventos de impacto, y sobre los que se ha tratado anteriormente. Su utilidad como criterio de correlación es muy limitada ya que se reduce a la posibilidad de poder correlacionar algunos niveles, concretamente los que presentan anomalías (como el del límite Cretácico/Terciario). Sin embargo esta correlación se puede hacer entre materiales pelágicos y continentales, aspecto de gran interés por cuanto que permite establecer jalones comunes en la biozonaciones con fósiles marinos y continentales.

En definitiva se puede decir que todas las anomalías en los contenidos en elementos traza en materiales pelágicos pueden ser criterios de correlación, y en muchos casos excelentes. Sin embargo se debe decir, simultáneamente, que los métodos exigen la utilización de técnicas instrumentales muy complejas y, en general, costosas, y que con mucha frecuencia con métodos más simples pueden llegarse a grados de precisión en la correlación incluso mayores, por lo que conviene valorarlos en su justa medida.

8. DIFERENCIACIÓN DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En la introducción de este trabajo se planteaban dos objetivos muy diferentes, en cuanto a la diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. Uno de ellos consiste en el reconocimiento de los límites de las unidades de rango mayor (ciclos sedimentarios y secuencias deposicionales) establecidas en el borde de la cuenca, lo que permitirá realizar un análisis de cuencas detallado en el que se reconozcan los diferentes eventos tectónicos y eustáticos que afectaron al conjunto de la cuenca. El otro es un objetivo más ambicioso, en parte utópico, que consiste en poder reconocer en la cuenca unidades de un rango muy inferior, relacionadas con eventos de periodicidad menor (p.ej. climáticos), que permita la correlación de alta precisión.

En los apartados anteriores se han planteado numerosos criterios de división de unidades. Resulta evidente que la utilización conjunta de todos ellos, o mejor de todos los posibles, es muy interesante ya que se puede alcanzar una mayor grado de fiabilidad y de precisión. Para la diferenciación de unidades de rango mayor en el seno de los materiales pelágicos se recurre a una selección de entre los numerosos criterios de posible aplicación. Esta selección tiene como objetivo deducir los rasgos que en los materiales pelágicos sean reflejo de los mismos eventos (tectónicos y/o eustáticos)

que producen los límites de las secuencias deposicionales en el borde de la cuenca. En unos casos son discontinuidades reconocidas por varios criterios (geométricos, litoestratigráficos, bioestratigráficos, etc.) y en otros son las superficies de conformidad correlativas que se deben reconocer con criterios más complejos (geoquímicos, sísmicos, magnetoestratigráficos).

En el reconocimiento de unidades de rango menor que permitan establecer correlaciones más precisas la utilización conjunta de los diferentes criterios alcanza mayor interés. Las técnicas de estudio aplicadas a materiales pelágicos del Cuaternario en las que se combinan los criterios litoestratigráficos, bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, geoquímicos, y cuando se dispone de ellos, datos sísmicos y de diagráfias, constituyen un modelo a seguir en intervalos de tiempo anteriores.

8.1. Delimitación de unidades de rango mayor.

Bajo este epígrafe se trata sobre el reconocimiento en los materiales pelágicos de las unidades (secuencias deposicionales y/o unidades tectosedimentarias) delimitadas en los bordes más externos de los márgenes continentales. Para ello es necesario realizar un estudio comparativo muy detallado entre las series estratigráficas de ambos dominios de manera que ambos se complementen. Así, en los bordes de la cuenca se reconocen usualmente mejor los fenómenos de fluctuaciones del nivel del mar, interrupción sedimentaria, etc. a partir de los dispositivos geométricos de los materiales, el análisis secuencial y los estudios bioestratigráficos detallados, lo que permite precisar la edad de los diferentes eventos. Por su parte en los materiales pelágicos se reconocen con mayor dificultad, por lo que es necesario centrar la atención especialmente en los intervalos de tiempo equivalentes a los de los citados eventos; para ello se recurre a los criterios bioestratigráficos. Una vez seleccionado el intervalo de tiempo y sus equivalentes en las secciones estratigráficas reales se aplican un conjunto de criterios que pueden llevar al reconocimiento de las superficies coetáneas con el evento, lo que a su vez permite, con mucha frecuencia, aportar precisiones sobre la edad del mismo.

Uno de los mejores criterios es el reconocimiento de las discontinuidades presentes en los materiales pelágicos y sobre cuya tipología se ha tratado en el apartado 4.1. Estas discontinuidades en su mayoría son reflejo de los mismos eventos (tectónicos y eustáticos) que dan lugar a la diferenciación de las secuencias de depósito en el borde de la cuenca. Sin embargo, hay que ser cautos en la interpretación ya que no necesariamente todas las discontinuidades en los materiales pelágicos están relacionadas con eventos que afecten al conjunto de la cuenca (incluido el borde) sino que algunas pueden ser reflejo de eventos paleoceanográficos como los grandes hiatos del Atlántico norte, que aparentemente afectan solo al fondo marino.

Las discontinuidades, coetáneas con las observa-

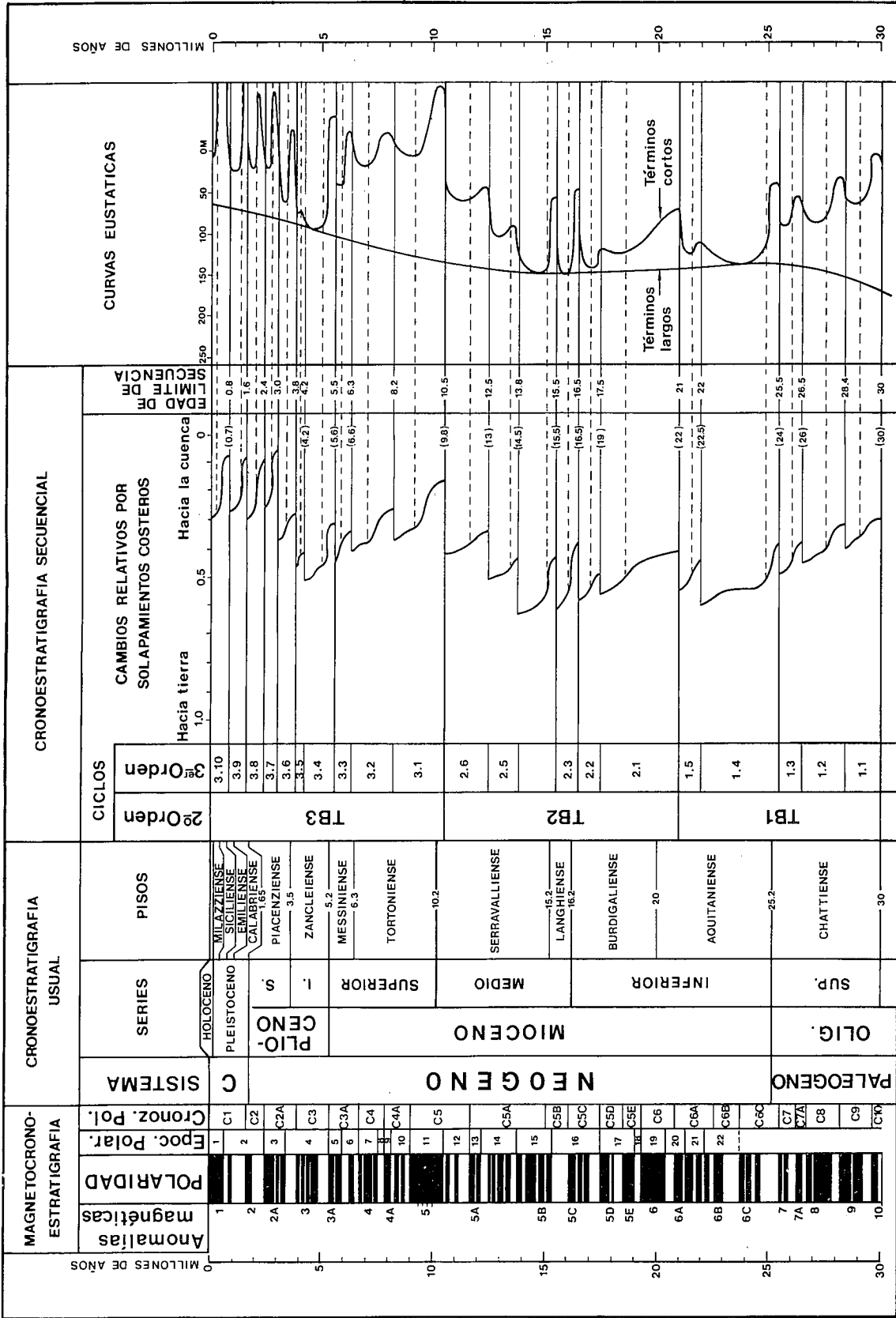


Fig. 12.- Curva EXXON (Haq et al., 1987, 1988) para los últimos 30 millones de años, con indicación de los ciclos de segundo y tercer orden.
 Fig. 12.- EXXON curve (Haq et al., 1987, 1988) during the last 30 million years, with indications of the second and third order cycles.

das en el borde externo del margen, estarán especialmente bien representadas en los umbrales pelágicos con *hardgrounds*, superficies de omisión, secciones condensadas, superficies de erosión, etc. La datación del intervalo sin depósito generalmente se puede hacer con gran precisión a partir del estudio bioestratigráfico. Para ello es necesario estudiar con gran detalle series estratigráficas muy diversas y ver en cual de ellas la interrupción sedimentaria es menor, y por tanto las lagunas estratigráficas menores. En los surcos su reconocimiento será más complejo y se hará fundamentalmente con criterios bioestratigráficos y geoquímicos. Los métodos sísmicos (cuando se dispone de ellos) son un magnífico criterio ya que las superficies de discontinuidad suelen ser excelentes reflectores. La correlación entre las discontinuidades reconocidas en los materiales pelágicos y las del borde de la cuenca se establecerá con métodos bioestratigráficos, eventualmente combinados con criterios magnetoestratigráficos; recuérdese al respecto, como se dijo en el apartado 4.3 que la datación de las discontinuidades en los materiales pelágicos es más precisa, ya que las lagunas estratigráficas son menores. Ello dificulta la correlación pero a su vez facilita la posibilidad de establecer con mayor precisión la edad de los eventos causantes de las discontinuidades.

Mayor dificultad implica la delimitación de estas unidades cuando en los materiales pelágicos hay continuidad sedimentaria, ya que entonces no se puede recurrir a los criterios bioestratigráficos para el reconocimiento (si para su posterior datación). En estos casos hay que recurrir a criterios más detallados para el reconocimiento. Uno de ellos es la existencia de superficies con concentraciones anómalas de óxidos de hierro, manganeso y/o fosfatos, entre ellas los *hardgrounds* y las costras. Otro de ellos es la existencia de anomalías geoquímicas en especial de isótopos de carbono y de Sr, que están relacionadas con cambios del nivel del mar. Los métodos sísmicos pueden constituir un excelente criterio ya que se puede deducir de los mismos el paso lateral de la superficie de discontinuidad a la de continuidad correlativa; sin embargo es bien conocido que en una investigación básica no es frecuente contar con perfiles sísmicos.

Un criterio de interés para el reconocimiento de los efectos de las fluctuaciones del nivel del mar son la presencia de secuencias somerizantes. Estas secuencias son especialmente reconocibles (por criterios de facies y/o paleoecológicos) en los umbrales pelágicos y son reflejo de bajadas relativas del nivel del mar, y marcan límites de ciclos sedimentarios. Sin embargo, debe ser utilizado con cautela ya que no son necesariamente el reflejo de bajadas relativas del nivel del mar, sino que se pueden dar en relación con elevaciones tectónicas del fondo o simplemente por un aumento de la velocidad de sedimentación mayor que la subsidencia.

Un tema que ha alcanzado gran interés en los últimos años ha sido la aplicación de modelos catastrofistas de depósitos de turbiditas y facies asociadas. Vail *et al.*, (1977b) ya plantean un modelo en el que consideran que los grandes depósitos turbidíticos son en gran

parte producto del dismantelamiento de la plataforma en etapas de bajada del nivel del mar. Shanmugam y Muiola (1982) plantean una relación entre el eustatismo y las turbiditas. Mutti (1985) propone un modelo de gran interés, que complementan y aplican Mutti y Sgavetti (1987), Nelson y Maldonado (1988), Wise y van Hinte (1987) y Rosell (1988). Con estos modelos se tiene una nueva metodología que permite la correlación entre las discontinuidades del borde externo del margen (plataforma continental) y el inicio de los grandes depósitos turbidíticos.

En definitiva en los materiales pelágicos con la utilización de los criterios expuestos se pueden llegar a reconocer los ciclos que hayan sido establecidos en los bordes de la cuenca y que se marcan en la curva EXXON. En la figura 12 se reproduce parcialmente esta curva para el intervalo de tiempo correspondiente a los últimos 30 millones de años. Todo el intervalo estaría dentro de un mismo ciclo de primer orden; comprende tres ciclos de segundo orden (TB1, TB2 y TB3) y 21 ciclos de tercer orden. La dificultad para el reconocimiento de todos estos ciclos en los materiales pelágicos es grande, pero no mucho mayor que la que implica en el borde de la cuenca. La razón, como se ha apuntado en apartados anteriores, es que en estas curvas se recopilan los efectos de diferentes eventos algunos de ellos locales y otros globales. En definitiva la propia complejidad de las curvas, con numerosos cambios, en especial en la curva de solapamientos costeros, hacen que sea muy difícil el reconocimiento de todos estos eventos en series estratigráficas reales tanto pelágicas como marinas someras.

8.2. Estratigrafía de eventos de alta resolución

Uno de los objetivos que se plantearon en la introducción de este trabajo era la posible aplicación en los materiales pelágicos de la Estratigrafía de eventos de alta resolución de Kauffman (1986, 1988). Se trata de una nueva metodología de análisis de cuencas y de correlación global basada en los eventos geológicos de periodicidad corta que quedan reflejados en las series estratigráficas. En los estudios de materiales pelágicos obtenidos en los sondeos oceánicos (DSDP y ODP) se pretende obtener criterios de correlación a partir del conjunto de datos obtenidos con las técnicas geofísicas, magnetoestratigráficas, sedimentológicas, geoquímicas, bioestratigráficas y geocronológicas. Las dataciones radiométricas (cada vez más abundantes) en rocas volcánicas intercaladas en las series estratigráficas, o aplicadas directamente en las rocas sedimentarias, permiten por su parte calibrar mejor la escala de edades relativas (tanto la basada en las inversiones magnéticas, como en los fósiles) con una escala de edad absoluta con lo que se obtienen con frecuencia criterios de división de rango inferior a la biozona (cronobiozona), o sea, niveles de correlación dentro de las unidades cronoeestratigráficas de rango menor.

En la figura 13, inspirada en una de Kauffman

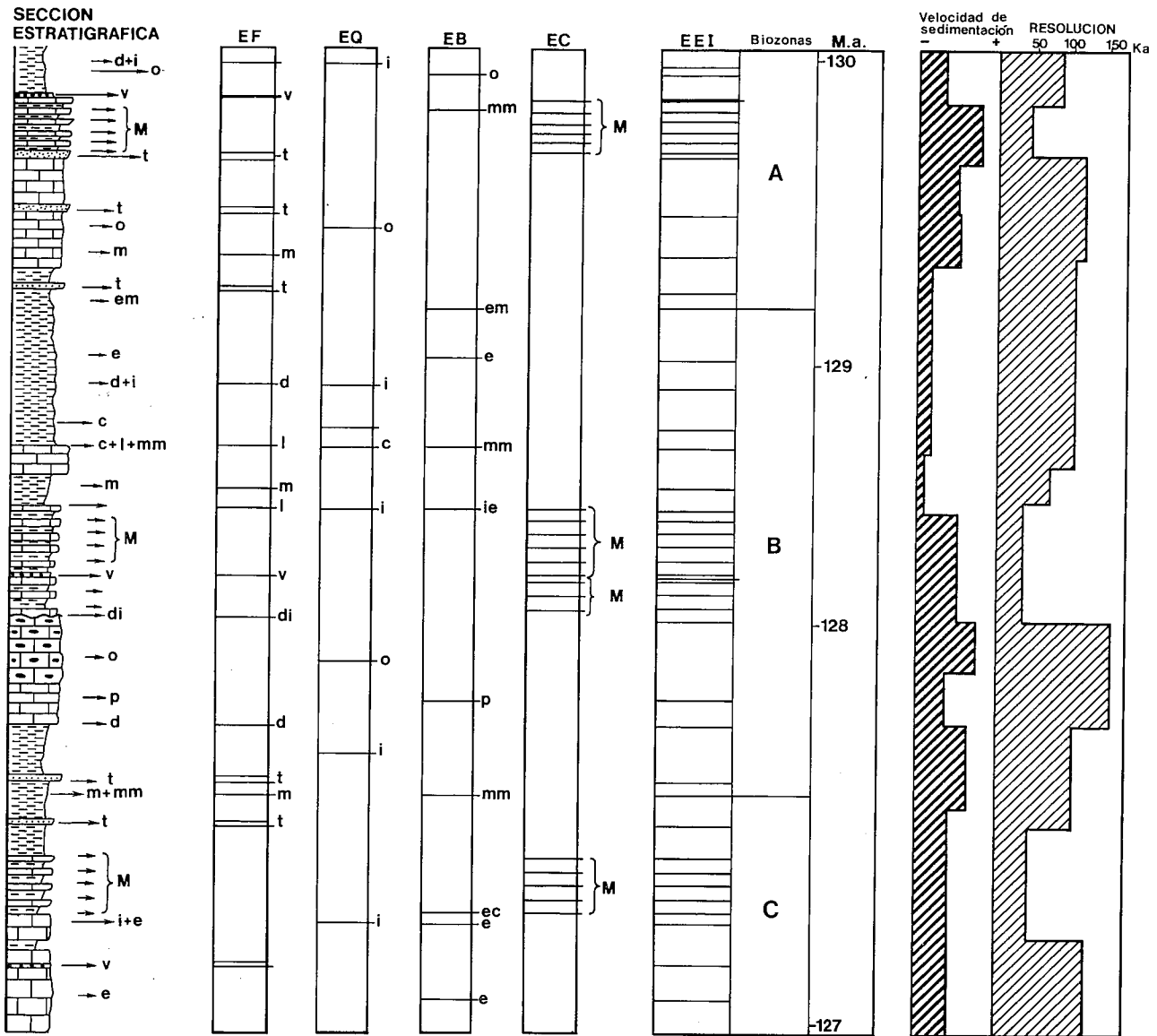


Fig. 13.- Fundamento de la estratigrafía de eventos de alta resolución, modificado de Kauffman (1988). EF.- Eventos físicos (v.- niveles de volcanismo explosivo, t.- niveles de tormentas o de turbiditas, s.- superficies de separación de unidades litosísmicas, di.- discontinuidades, m.- límites de unidades magnetoestratigráficas, d.- límites marcados por diagraffias). EQ.- Eventos químicos (i.- variaciones en el contenido en isótopos estables, c.- cambios en el contenido de carbono orgánico, o.- cambios en el contenido en elementos traza). EB.- Eventos biológicos (e.- de evolución puntual, p.- cambios en la productividad, ec.- ecoestratigráficos, ie.- eventos de inmigración-emigración, mm.- de mortandad en masa, em.- de extinción masiva). EC.- Eventos compuestos (M.- Límites de los ciclos de Milankovitch). EEI.- Conjunto de criterios utilizables en la estratigrafía de eventos de alta resolución.

Fig. 13.- Schematic model of the components of a high-resolution-event stratigraphy, modified from Kauffman (1988). EF.- Physical Event data (v.- volcanic ash beds. t.- storm or turbiditic beds. s.- lithoseismic unit boundary. di.- discontinuities. m.- magnetostratigraphic unit boundary. d.- Well log boundary). EQ.- Chemical events (i.- Isotopic changes. c.- Carbon organic variations. o.- Trace element changes). EB.- Bioevents (e.- puntual evolution, p.- productivity. ec.- ecostratigraphic. ie.- emigration-immigration. mm.- mass mortality. em.- mass extinction). EC.- Composed events (M.- Milankovitch cycles boundary). EEI.- Integrated events for application in the high-resolution event stratigraphy.

(1986), se explica de una manera gráfica la manera de aplicar esta metodología. Se parte de un ejemplo idealizado de una sección estratigráfica para un intervalo de 3 millones de años con tres biozonas (nominadas A,B,C) de duración variable cada una de ellas. La sección estratigráfica debe levantarse a escala centimétrica y prestando especial atención al reconocimiento de superficies, o niveles, con características anómalas que pudieran ser reflejo de algún evento. Deben reconocerse todos sus rasgos litoestratigráficos, bioestratigráfi-

cos, magnetoestratigráficos, geoquímicos, etc., tanto observados en el campo como delimitados tras el estudio de las muestras en el laboratorio.

En la columna de EF (eventos físicos) se marcan todos los horizontes reflejo de eventos de tipo físico como: 1.- Volcanismo explosivo, 2.- Capas de tormentas, 3.- Depósitos de flujos gravitatorios en masa, 4.- Superficies de separación de unidades litosísmicas, 5.- Discontinuidades, 6.-Discordancias progresivas, 7.- Episodios transgresivos o fluctuaciones del nivel del mar, 8.-

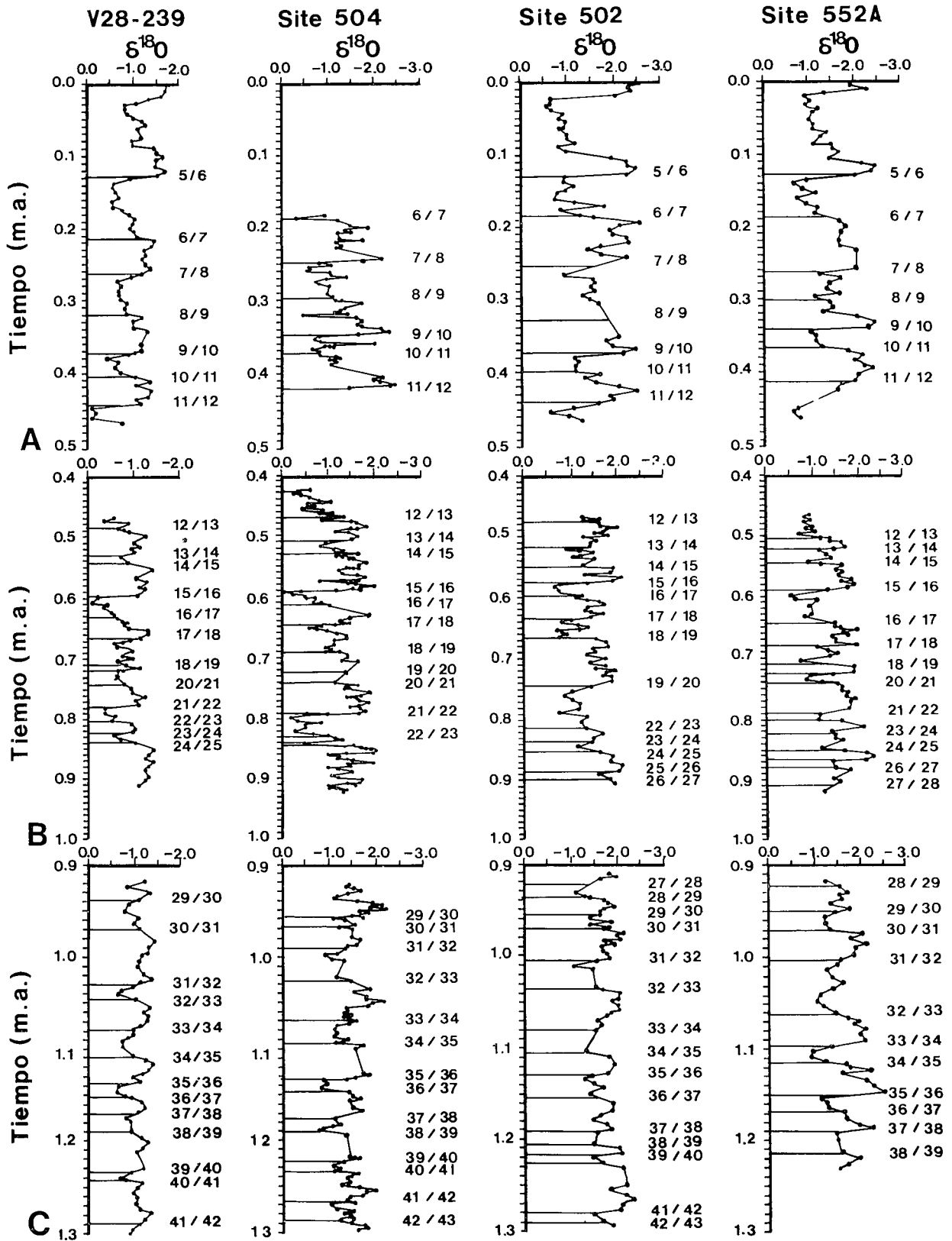


Fig. 14.- Aplicación de la Estratigrafía de eventos de alta resolución a los materiales cuaternarios. Correlación mediante estadios isotópicos de materiales pélagicos de muy diferente localización (ver fig. 10) según Williams *et al.* (1988).

Fig. 14.- Application of high-resolution-event stratigraphy in the Quaternary. Correlation with isotope stages of pelagic materials from very different localities (see fig. 10), according to Williams *et al.* (1988).

Depósitos eólicos (loess), 9.- Capas de eventos de impacto, 10.- Límites de unidades magnetoestratigráficas, 11.- Límites de unidades geocronológicas o radiométricas, 12.- Unidades detectadas por diagráffias.

En la columna EQ (eventos químicos) se marcan todos los niveles o los horizontes reflejo de estos eventos químicos tales como: 1.- Cambios en el contenido de isótopos estables ligeros, 2.- Cambios bruscos del contenido en carbono orgánico, 3.- Cambios en el contenido en carbonatos, 4.- Cambios en contenido de oligoelementos (Sr, Mg, etc.), 5.- Niveles de concreción.

En la columna EB (eventos biológicos) se marcan en primer lugar los biohorizontes reconocidos, tanto los que sirven de límite de las biozonas como los que se localizan dentro de una biozona. También se marcan otras superficies de bioeventos, tales como: 1.- Eventos de evolución puntual, 2.- Apariciones masivas de organismos, 3.- Eventos de mortandad en masa, 7.- Eventos de extinciones en masa. En la cuarta columna (EC) se marcan los límites de unidades de eventos compuestos tales como los ciclos de Milankovitch, los episodios de caídas de cenizas volcánicas que implican mortandad en masa y capas de tormentas que igualmente implican mortandad.

Finalmente en la columna (EEI) se reproducen conjuntamente todos los límites de las columnas anteriores, que en definitiva son todos los posibles límites de utilización en la Estratigrafía de eventos de alta resolución. Se marca la biozonación y diferentes jalones de edades absolutas, con lo que se puede ver fácilmente que los límites que figuran en esta columna delimitan intervalos de tiempo de 50.000 a 100.000 años, que conllevan del orden de la decena de subdivisiones por biozona. Se añaden dos columnas una de velocidad de sedimentación relativa y del grado de precisión que se puede alcanzar en la correlación.

Kauffman (1988) aplica esta metodología en las grandes llanuras de oeste americano (1.500 km de E a W y 4.000 de N a S) para materiales del Cretácico medio y superior (36 m.a.). Dispone el autor de una información bioestratigráfica muy amplia y detallada, de manera que se reconocen todas biozonas, y biohorizontes. Con la utilización conjunta de los criterios antes expuestos, todos los posibles en cada caso, estable divisiones de escala inferior a los 100.000 años, las cuales utiliza para efectuar correlaciones de alta resolución. Moore y Romine (1981) plantean que con el uso combinado de los diferentes criterios estratigráficos se puede llegar a obtener un grado de resolución en la correlación de 100.000 años para el Cenozoico y de 20.000 para el Cuaternario.

Magníficos ejemplos de correlación de alta precisión pueden encontrarse en los estudios del Cuaternario, en especial de los efectuados en los materiales obtenidos en sondeos oceánicos del DSDP y el ODP. En la figura 14 se reproduce un ejemplo de correlación (Williams *et al.*, 1988) para cuatro emplazamientos muy distantes entre sí: uno en el Pacífico al NE de Nueva Guinea, otro cercano a las costas pacíficas centroamericanas, el tercero en el mar del Caribe y el cuarto en el

Atlántico norte al sur de Islandia. En ellos los últimos 1.300.000 años se reconocen los estadios isotópicos (1 al 43) que permiten delimitar unidades de una media de 30.000 años, que a su vez sirven para establecer correlaciones de ese grado de resolución, e incluso mayor. Estos estadios isotópicos, definidos originariamente por Emiliani (1955), que son reflejos de cambios climáticos cíclicos constituyen un excelente criterio de correlación en el Cuaternario.

En materiales más antiguos la aplicación de la técnica es más compleja, ya que se necesita un grado de información extraordinariamente alto. Para efectuar la correlación gráfica de alta resolución Kauffman (1986, 1988) recurre a la metodología de Edwards (1984). Según ésta (figura 15), se colocan las dos secciones en ejes de coordenadas (X e Y), a partir de un nivel estratigráfico común. En cada una de las dos secciones se marcan los posibles límites de correlación, jerarquización según su fiabilidad. En primer lugar se correlacionan aquellos que presenta mayor garantías como los biohorizontes de primera aparición y de última presencia de los diferentes organismos y los niveles más claros de eventos reconocidos (megacapas, niveles de tormentas de gran espesor, niveles de volcanismo explosivo, niveles con anomalías geoquímicas, superficies de discontinuidad, etc.). Una vez establecida una primera correlación, con líneas paralelas a los ejes de coordenadas, se establecen las equivalencias detalladas de los niveles intermedios; en muchos casos se trata de correlaciones muy fiables pero que necesitan de unos jalones previos para poder aplicarse; es el caso, por ejemplo, de los ciclos de Milankovitch, niveles de turbiditas, anomalías geoquímicas, zona de concreción, etc. En efecto por si solos no constituyen un buen criterio de correlación ya que no hay criterios objetivos fiables para iniciar la correlación (salvo en los materiales recientes). Sin embargo excelentes criterios de correlación subordinados a otros; si en un intervalo ya correlacionado por otro método se diferencian siete ciclos de Milankovitch (o catorce niveles de anomalías geoquímicas), estos se pueden correlacionar uno a uno ampliando el grado de resolución.

Esta técnica constituye una excelente herramienta en el análisis de cuencas; sin embargo en la actualidad no es frecuente el poder aplicarla ya que para ello se tiene que disponer de una información muy detallada. Su aplicación suministra información sobre la magnitud del volcanismo explosivo en la cuenca, sobre la distribución temporal y la magnitud relativa de los movimientos tectónicos, sobre la velocidad y magnitud de los fenómenos paleoclimáticos y paleoceanográficos, sobre la velocidad de sedimentación para intervalos de 50.000 años y de la relación de la misma (y sus variaciones) con los movimientos tectónicos y sobre la posición de los eventos biológicos, dentro de la cuenca en relación con otros eventos.

9. CONCLUSIONES

La división de unidades estratigráficas en los ma-

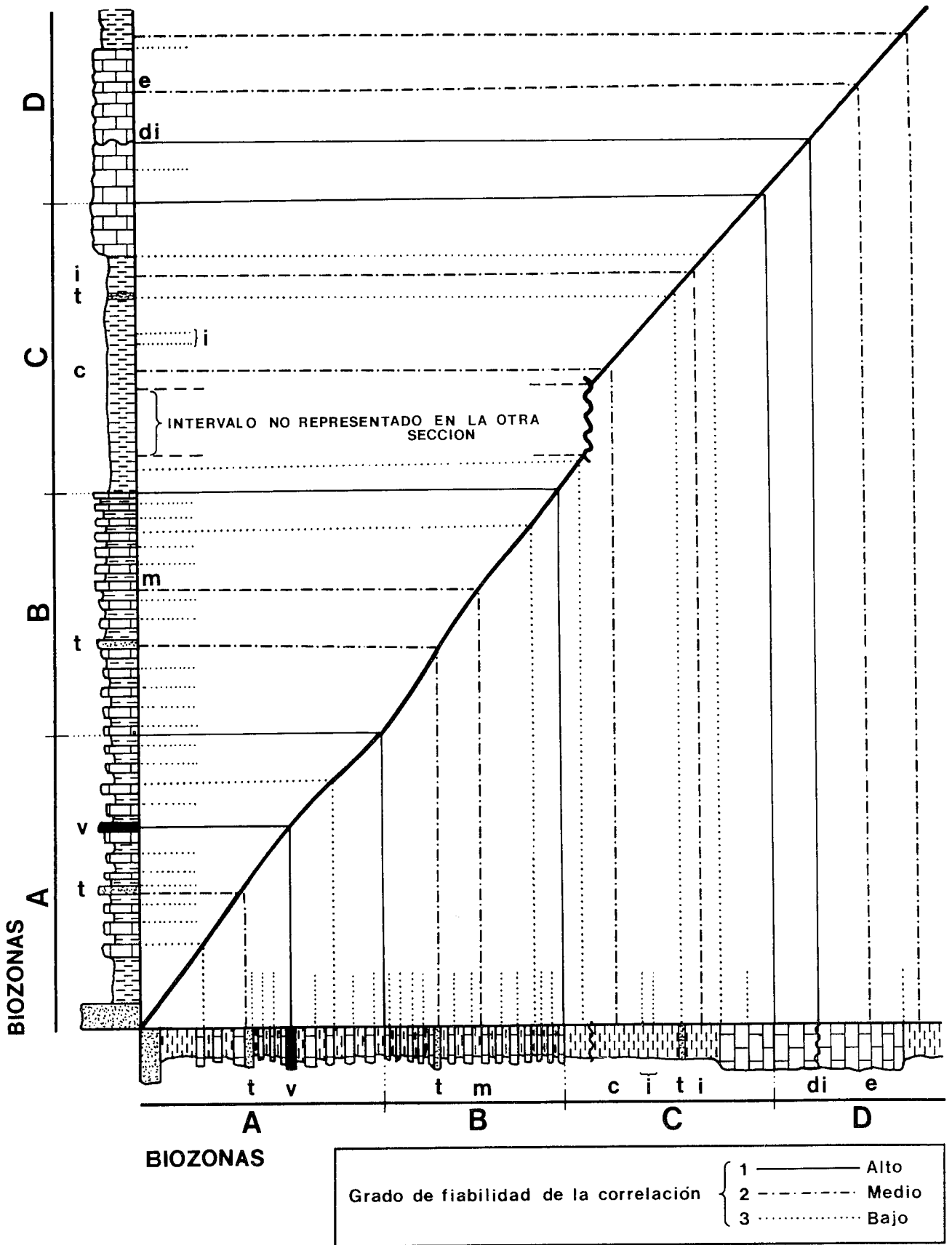


Fig. 15.- Metodología para la correlación del alta resolución, modificada de Kauffman (1988). 1.- superficies o niveles de alta fiabilidad en la correlación, 2.- Superficies o niveles de mediana fiabilidad. 3.- Superficies o niveles de menor fiabilidad.

Fig. 15.- Metodology for high-resolution-event stratigraphy, modified from Kauffman (1988). 1.- Highly reliable surfaces or beds for correlation. 2.- Fairly reliable surfaces or beds for correlation. 3.- surfaces or beds of lesser reliability for correlation.

teriales pelágicos, presenta aspectos muy peculiares y diferentes de los aplicados en la diferenciación de unidades en los bordes externos de los márgenes continentales.

En los materiales pelágicos usualmente las sucesiones son más uniformes y continuas, y raramente presentan dispositivos geométricos que permitan reconocer los efectos de los cambios relativos del nivel del mar. Es necesario recurrir al reconocimiento de las discontinuidades (paraconformidades) y las superficies de continuidad correlativas en las que queden reflejados dichos cambios. Para su reconocimiento se han de aplicar criterios muy diversos: litoestratigráficos, bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, sísmicos, geoquímicos, etc., seleccionados de manera que sean el reflejo de los eventos que producen los cambios en los bordes de la cuenca.

En los umbrales pelágicos, de las etapas de margen pasivo, es donde mejor quedan reflejados los efectos de cambios eustáticos. En ellos pueden reconocerse discontinuidades en las que la interrupción sedimentaria se debió a la bajada del nivel de mar que afectó

a la cuenca. Se establece una clasificación en seis tipos de discontinuidades de acuerdo con sus rasgos y criterios de reconocimiento. En los materiales de los surcos los límites de unidades estratigráficas son más difíciles de reconocer y normalmente se detectan por cambios litológicos bruscos, por criterios bioestratigráficos, geoquímicos y magnetoestratigráficos. En los materiales de los márgenes convergentes las etapas de deformación que delimitan en el borde las unidades quedan reflejadas en los materiales pelágicos del interior de la cuenca con superficies de discontinuidad sedimentaria, cambios litológicos y cambios geoquímicos.

Además de esta división de grandes unidades, equivalente a los ciclos sedimentarios y las secuencias deposicionales, se puede intentar en los materiales pelágicos la realización de divisiones de rango mucho menor que permitan hacer correlaciones de alta precisión. Para ello se recurre a la utilización conjunta de todos los criterios posibles que sean reflejo de cambios cíclicos que afecten a la totalidad de la cuenca, con lo que se puede llegar a la delimitación de unidades menores de 100.000 años.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguado, R., Company, M., Martín-Pérez, J.A., Martínez-Gallego, J., O'Dogherty, L. y Sandoval, J. (1988): Bioestratigrafía integrada del Barremense-Aptense del sector de Campillo Arenas (Subbético medio). Ejemplo de aplicación al análisis de cuencas. *II Congr. Geol España*, SGE, Granada, Simposios, 195-204.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.
- Alvarez, W., Kauffman, E.G., Surlyk, F., Alvarez, L., Asaro, F. y Michel, H.V. (1984): The impact theory of mass extinctions and the marine invertebrate record across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 223: 1135-1141.
- Anderson, T.F. y Arthur, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironment problems. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, J. Veizer y L.S. Land (Eds.): *Stable isotopes in Sedimentary Geology*, short course notes, Soc. Econ. Paleont. Min., 10, 1.1-1.151.
- Arthur, M.A., Bottjer, D.J., Dean, W.E., Fischer, A.G., Hattin, D.E., Kauffman, E.G., Prat, L.M. y Scholle, O.A. (1986): Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: varying sedimentary response to climatic forcing. *Geology*, 14: 153-156.
- Arthur, M.A. y Jenkyns, H.C. (1981): Phosphorites and paleoceanography. *Oceanologica Acta*, Proc. 26th. Inter. Geol. Congr. Paris (1980), n. sp., 78-101.
- Babin, Cl. (1987): Méthodes de la biostratigraphie. In: C. Pomerol et al. (Eds.): *Stratigraphie: principes, méthodes, applications*. Doin, Paris, 191-234.
- Bally, A.V. (editor) (1983): *Seismic expression of structural styles: A picture and work atlas*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 3 vol.
- Barron, E.J., Arthur, M.A. y Kauffman, E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planet. Sci. Letters*, 72: 327-340.
- Barron, J.A. y Keller, G. (1982): Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with periods of global cooling. *Geology*, 10: 577-581.
- Baum, G.R. y Vail, P.R. (1988): Sequence Stratigraphic Concepts of Depositional Sequences and Calculation of Sea-Level Changes from Stratigraphic Data- Offshore New Jersey and Alabama Tertiary. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 309-327.
- Berger, W.H. (1974): Deep-sea sedimentation. In: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.): *Continental margins*, Springer-Verlag, New York, 213-241.
- Berger, W.H., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. y Saltzman, B. (editores) (1984): *Milankovitch and Climate*, Reidel, Dordrecht, 510 p.
- Berger, W.H. y Vincent, E. (1986): Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. *Geol. Rundschau*, 75: 249-269.
- Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies relation to early evolution of the Tethys. In: R.H. Dott y R.H. Shaver (Eds.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. publ. 19: 129-160.
- Boer, P.L. de (1982): Cyclicity and storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments. In: G. Einsele, y A. Seilacher (Eds.): *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 456-465.
- Bradley, R.S. (1985): *Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction*. Allen & Unwin, 472 p.
- Brand, U. (1986): Paleoenvironmental analysis of middle Jurassic (Callovian) ammonoids from Poland: Trace elements and stable isotopes. *Jour. Paleontol.*, 60: 393-301.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1689-1705.
- Buchardt, B. y Fritz, P. (1980): Environmental Isotopes as Environmental Climatological indicators. In: P. Fritz y

- J.Ch.Fontes (Eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1: The Terrestrial Environment, A. Elsevier, Amsterdam, 473-504.
- Cloetingh, S. (1988): Intraplate Stresses: A tectonic Cause for Third-order Cycles in Apparent Sea Level?. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 19-29.
- Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martián-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F., Tavera, J.M. y Vera, J.A. (1982): Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 347-367.
- Cotillon, P. y Rio, M. (1983): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic), and in the Votcontian Basin (France). In: R.T. Buffler y W. Schlager *et al.*, (Eds.): *Init. Rpts. D.S.D.P.*, 77: U.S. Govt. Print. Of. Washington, D.C., 339-376.
- Covey, C. (1984): Orbita terrestre y periodos glaciales. *Investigación y Ciencia*, abril 1984, 30-39.
- Craig, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: E. Tongiorgi (Ed.): *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Spoleto 1965, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.
- Cross, T.A. y Lessenger, M.A. (1988): Seismic Stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 319-354.
- Chappell, J. y Shackleton, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea-level. *Nature*, 324: 137-140.
- D'Argenio, B. (1974): Le Piattaforme Carbonatiche Periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico dell'area mediterranea. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 13: 1-28.
- Davaud, E. (1982): The automation of biochronological correlation. In: J.M. Cubbit y R.A. Reymont (Eds.): *Quantitative stratigraphic correlation*, John Wiley and Sons, New York, 85-99.
- Degens, E.T. (1967): Stable isotope distribution in carbonates. In: G.V. Chilingar, H.J. Bissell y R.W. Fairbridge (Eds.): *Carbonate rocks*, Develop. Sedimentology, 9B, Elsevier, Amsterdam, 193-208.
- Delematte, M. (1988): Relation between the condensed Albian deposits of the Helvetic domain and the oceanic current influenced continental margin of the northern Tethys. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 4: 739-745.
- Delgado, F., Linares, A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1981): Contribution a l'etude de l'ammonitico rosso du Dogger dans la Zone Subbetique. In: A. Farinacci y S. Elmi (Eds.): *Rosso Ammonitico Symposium*, Tecnoscienza, Roma, 181-197.
- Dillon, W.P., Popenoe, P., Groe, J.A., Klitgord, K.D., Swift, B.A., Paull, C.K. y Cashaman, K.V. (1982): Growth Faulting and Salt Diapirism: Their Relationship and Central Trough, Eastern North America. In: J.S. Watking y C.L. Drake (Eds.): *Studies in continental margin geology*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. mem. 34: 21-46.
- Donovan, D.T. y Jones, E.J.V. (1979): Causes of world-wide changes in sea level. *Jour. Geol. Soc. London* 136: 187-192.
- Edwards, L.E. (1984): Insights of why graphic correlation (Shaw's method) works. *Jour. Geol.*, 92: 583-597.
- Einsele, G. (1982): Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes-a review. In: G. Einsele y A. Seilacher (Eds.): *Cyclic and event stratification*, Springer, Berlin, 8-53.
- Einsele, G. y Seilacher, A. (1982): *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin. 536 p.
- Emery, K.O. y Uchupi, E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*, Springer-Verlag, New York, 1050 p.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene Temperatures. *Jour. Geol.*, 63: 538-578.
- Emiliani, C. (1966): Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized paleotemperature curve for the last 25,000 years. *Jour. Geol.*, 74: 109-126.
- Emiliani, C. (1972): Quaternary Paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. *Science*, 178: 348-401.
- Emiliani, C. (1978): The cause of the ice ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, 7: 349-352.
- Emiliani, C. y Shackleton, N.J. (1974): The Brunhes Epoch: Isotopic paleotemperatures and geochronology. *Science*, 183: 511-514.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. y Urey, H.C.B. (1951): Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 417-426.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. y Urey, H.C.B. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64: 1315-1365.
- Farinacci, A., Mariotti, M., Nicosia, U., Pallini, G. y Schiavinotto, F. (1981): Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: An alternative model. In: A. Farinacci and S. Elmi (Eds.): *Rosso Ammonitico Symposium*, Tecnoscienza, Roma, 335-398.
- Fischer, A.G. (1982): Long-Term Climatic Oscillations Recorded in Stratigraphy. In: *Studies in Geophysics - Climate in Earth History*, National Academic Press, Washington, D.C., 97-104.
- Fischer, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- Fischer, A.G. y Arthur, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm. In: H.E. Cook y P. Enos (Eds.): *Deep water carbonate environments*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 25: 19-50.
- Foucault, A., Powichrowski, L. y Prud'Homme, A. (1987): Le controle astronomique de la sedimentation turbiditique: exemple du Flysch á Helmintoides des Alpes Ligures (Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305: 1007-1011.
- Foucault, A. y Renard, M. (1987): Controle climatique de la sedimentation marno-calcaire dans le Mésozoique d'Espagne (Sierra de Fontcalent, province d'Alicante): arguments isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 517-521.
- Fursich, F.T. (1979): Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 158: 1-63.
- Ganapathy, R. (1982): Evidence for a major meteoric impact on the Earth 34 million years ago: implication for Eocene extinctions. *Science*, 216: 885-886.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1988a): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Iberica* (en prensa).
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparaciones de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral (Penibético). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 579-595.
- García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986): Discontinuidades estratigráficas del Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, provincia de Granada). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 339-349.

- García-Hernández, M., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1988b): Umbrales pelágicos: Metodología de estudio y significado de las facies. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 231-240.
- García-Hernández, M., Mas, J.R., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1988c): Episodio de karstificación en litorales insulares del Jurásico superior, Fm. Ammonítico Rosso, Subbético externo, Provincia de Córdoba. *II Coloq. Estratigr. Paleogeogr. Jurásico de España*, Logroño, Resúmenes, 32-35.
- García-Hernández, M., Rey, J. y Vera, J.A. (1989): Diques neptúnicos de edad cretácica en la Sierra de Quipar (Subbético externo, Prov. de Murcia). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 85-93.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 8: 739-758.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Brower, J.C. y Schawarzer, W.S. (1985): *Quantitative stratigraphy*. Reidel, Dordrecht, 586 p.
- Guex, J. (1987): *Corrélations biochronologiques et associations unitaires*, Presses Polytechniques Romandes, Lausanne, 244 p.
- Guex, J. y Davaud, E. (1986): Recherche des associations unitaires: option nouvelle et exemple d'application. *Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne*, 287: 195-205
- Hallam, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 23: 1-32.
- Hallam, A. (1981): *Facies interpretation and the stratigraphic Record*, Freeman, Oxford, 291 p.
- Hallam, A. (1984a): Pre-Quaternary sea-level. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 205-243.
- Hallam, A. (1984b): Relations between biostratigraphy, magnetostratigraphy and event stratigraphy in the Jurassic and Cretaceous. *Proceed. 27th. Intern. Geol. Congress*, 1: 189-212.
- Hallam, A. (1988): A Reevaluation of Jurassic Eustasy in the Light of New Data and the Revised Exxon Curve. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 261-273.
- Hancock, J.M. y Kauffman, E.G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 175-186.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.V.Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 71-108.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A. G. y Walters, R. (1982): *A Geologic Time Scale*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 131 p.
- Hays, J.D., Imbrie, J. y Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of Ices Ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- Hays, J.D. y Pitman, W.V. III (1973): Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246: 16-22.
- Heim, A. (1934): Stratigraphische Kondensation. *Eclogae Geol. Helv.*, 27: 372-383.
- Imbrie, J. (1985): A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *Jour. Geol. Soc. London*, 142: 417-432.
- Imbrie, J. y Imbrie, J.Z. (1980): Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. *Science*, 207: 943-953.
- Jenkyns, H.C. (1971): The genesis of condensed sequence in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327-352.
- Jenkyns, H.C. (1978): Pelagic Environments. In: H.C. Reading (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell, Oxford, 314-371.
- Jenkyns, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continent to oceans. *Jour. Geol. Soc. London*, 137: 171-188.
- Jenkyns, H.C. y Clayton, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106.
- Jiménez de Cisneros, C., Linares, J., Martínez-Galego, J., O'Dogherty, L., Reyes, E., Caballero, E., y Vera, J.A. (1988): Medida de paleotemperaturas a partir de isótopos estables en foraminíferos planctónicos. Aplicación al Eoceno subbético. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 185-195.
- Kauffman, E.G. (1986): High-resolution event stratigraphy: regional and global bio-events. In: O.H.Walliser, (Ed.): *Global Bioevents*. Lect. Notes Earth Hist., Springer-Verlag, Berlin, 279-335.
- Kauffman, E.G. (1988): Concepts and Methods of high-resolution event Stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 605-645.
- Keen, C.E., Boutillier, R., De Voogd, B., Mudford, B. y Enachescu, M. E. (1987): Crustal geometry and extensional models for the Gran Banks, Eastern Canada: Constraints from deep seismic reflection data. In: C.Beaumont y A.J.Tankard (Eds.): *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, Canada Soc. Petrol., Mem. 12: 101-115.
- Keith, M. (1982): Violent volcanism, stagnant oceans and some inferences regarding petroleum, strata-bound ores and mass extinctions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2621-2637.
- Keller, G. y Barron, J.A. (1983): Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 590-613.
- Keller, G., Herbert, T., Dorsey, R., D'Hont, S. Johnson, M. y Chi, W. R. (1987): Global distribution of late Paleogene hiatuses. *Geology*, 15: 199-203.
- Kendall, C.G.S.C. y Lerche, I. (1988): The Rise and Fall of Eustasy. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 3-17.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P. y Williams, P.A. (1983): Global Basin Classification System. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 2175-2193.
- Klein, G. de V. (1987): Current aspects of basin analysis. *Sediment. Geol.*, 50: 95-118.
- Kolla, V. y Macurda, D.B. (1988): Sea-level changes and timing of Turbidity-Current Events in Deep Sea Fan Systems. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 381-392.
- Kyte, F.T. y Wasson, J.T. (1986): Accretion rate of extraterrestrial matter: iridium deposited 33 to 67 million years ago. *Science*, 232: 1225-1229.
- Lancelot, Y. (1987): Stratigraphie et environnements océaniques. In: C.Pomerol et al. (Eds.): *Stratigraphie: principes, méthodes, applications*. Doin, Paris, 261-278.
- Lemoine, M. (1984): La marge occidentales de la Tethys ligu-

- re. In: G.Boillot, L.Montadert, M.Lemoine y B.Biju-Duval (Eds.): *Les marges continentales actuelles et fosiles autour de la France*, Mason, Paris, 157-248.
- Lemoine, M. (1985): Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys Ligure. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 1: 126-137.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R. (1988): Condensed Sections: The Key to Age Dating and Correlation of Continental Margin Sequences. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A.Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 183-213.
- Lowrie, W. (1989): Magnetostratigraphy and the Geomagnetic polarity record. *Cuader. Geol. Iber.*, 12: 95-120.
- Lowrie, W. y Ogg, J.G. (1986): A magnetic polarity time scale for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *Earth Planet Sci. Letters*, 76: 341-349.
- Lu, R.S. y McMillen, K.J. (1982): Multichannel Seismic Survey of the Columbia Basin and Adjacent Margins. In: J.S.Watking y C.L.Drake (Eds.): *Studies in continental margin geology*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. mem. 34: 395-410.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. (Sector central y occidental)*. Tesis, Univ. Granada, 1171 p.
- Martín-Algarra, A., Checa, A., Oloriz, F. y Vera, J.A. (1983): Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética). *X Congr. Nac. Sediment. Mahón*, Univ. Aut. Barcelona, 3: 21-25.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1989): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). In: C.L.V.Monty (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites II*, Springer-Verlag, Berlin, (en prensa).
- Matthews, R.K. (1984): Oxygen-isotope record of ice-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea level fluctuations. In: J.S.Schlee (Ed.): *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 97-107.
- Mayer, L.A., Shipley, T.H. y Winterer, E.L. (1986): Equatorial Pacific Seismic Reflectors as Indicators of Global Oceanographic Events. *Science*, 233: 761-764.
- McCrea, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- McKerrow, W.S. (1979): Ordovician and Silurian changes in sea level. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 137-146.
- Megías, A.G. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoam. Geol.*, 1: 385-402.
- Miall, A.D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, 490 p.
- Miall, A.D. (1987): Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 121-137.
- Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. In: C.E.Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy*, Amer. Assoc. Petrol Geol. Mem. 26: 53-62.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincias de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Univ. Granada. 512 p.
- Molina, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1985): Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, prov. de Córdoba). *Trabajos Geol.*, Univ. Oviedo 15: 127-146.
- Montadert, L. (1982): Problems in seismic stratigraphy. In: E.Seibold y J.D.Meulenkamp (Eds): *Stratigraphy quo vadis?*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 16: 3-7.
- Moore Jr., T.C. y Romine, K. (1981): In search of biostratigraphic resolution. In: J.E.Warmer, R.G.Douglas y E.L.Winterer (Eds.): *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. pub. 32: 317-334.
- Mutti, E. (1985): Turbidite system and their relations to depositional sequences. In: G.C.Zuffa (Ed.): *Provenance of Arenites*, NATO ASI Series C, 148: 65-93.
- Mutti, E. y Sgavetti, M. (1987): Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Aren strata in the Orcau-Aren region, South-Central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences. *Annal. Univ. Ferrara*, 1: 1-22.
- Nelson, H. y Maldonado, A. (1988): Factors Controlling Depositional Patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72: 698-716.
- Officer, C.B. y Drake, C.L. (1985): Terminal Cretaceous environmental events. *Science*, 227: 1160-1167.
- Payton, C.E. (Editor) (1977): *Seismic Stratigraphy*, Amer. Assoc. Petrol Geol. Mem. 26, 516 p.
- Pitman, W.C. III (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 1389-1403.
- Pitman, W.C. III y Golovchenko, X. (1983): The effect of sea-level changes on the shelfedge and slope passive margins. In: D.J.Stanley y G.T.Moore (Eds.): *The shelfbreak: critical interface on Continental margins*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 33: 41-58.
- Pomerol, C. y Premoli-Silva, I. (Editores) (1986): *Terminal Eocene Events*, Elsevier, Amsterdam. 414 p.
- Pomerol, C. y Rat, P. (1987): Evenements, discontinuities et limites en Stratigraphie. In: C.Pomerol et al. (Eds.): *Stratigraphie: principes, methodes, applications*. Doin, Paris, 57-74.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition I.- Conceptual Framework. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 109-124.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition II.- Sequence and Systems Tract Models. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 125-154.
- Rampino, M.R. y Stothers, R.B. (1984): Geological Rhythms and Cometary Impacts. *Science*, 226: 1427-1431.
- Ramsbottom, W.H.C. (1979): Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 147-153.
- Renard, M. (1985): Géochimie des carbonates pélagiques. Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 ma. Essai de chimostratigraphie. *Documents du BRGM*, 85: 650 p.
- Renard, M. (1986): Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, O-18, C-13). *Mar. Micropaleontol.*, 10: 117-164.
- Renard, M. (1987): Chimostratigraphie. In: C.Pomerol et al. (Eds.): *Stratigraphie: principes, methodes, applications*, Ed. Doin, Paris, 140-190.
- Rich, J.E., Johnson, L., Jones, J.E. y Campsie, J. (1986): A sig-

- nificant correlation between fluctuations in seafloor spreading rates and evolutionary pulsations. *Paleoceanography*, 1: 85-95.
- Rosell, J. (1988): Ensayo de síntesis del Eoceno sudpirenaico: El fenómeno turbidítico. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 357-364.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P. (1988): Late Paleozoic Transgressive-Regressive Deposition. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 227-247.
- Rudiman, W.F., Raymo, M. y McIntyre, A. (1986): Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern ice sheets. *Earth Planet. Sci. Letters*, 80: 117-129.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Bustillo, M.A. y Molina, J.M. (1989): Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. In: J.R.Heim y J.Obradovic (Eds.): *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, Elsevier, New York, 227-253.
- Sarg, J.F. (1988): Carbonate Sequence Stratigraphy. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendall, H.Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 155-181.
- Savin, S.M. (1977): The history of the earth's surface temperature during the Past 100 million years. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15: 319-355.
- Savin, S.M. y Yeh, H.W. (1981): Stable isotopes in ocean sediments. In: C.Emiliani (Ed.): *The Sea*, vol. 7: *The oceanic lithosphere*, John Wiley & Sons, New York, 1521-1554.
- Schwarzacher, W. y Fischer, A.G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the Earth's orbit. In: G.Einsele, G. y A.Seilacher (Eds.): *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 72-95.
- Scholle, P.A., Arthur, M.A. y Ekdale, A.A. (1983): Pelagic Environment. In: P.A.Scholle, D.G.Bobout y C.H.Moore (Eds.): *Carbonates Depositional Environments*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 33: 619-681.
- Schwan, W. (1980): Geodynamic peaks in Alpine-type and changes in ocean-floor spreading during Late Jurassic-Late Cretaceous time. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64: 359-373.
- Seyfried, H. (1979): Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 317-348.
- Seyfried, H. (1981): Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: A.Farinacci y S.Elmi (Eds.): *Proc. Rosso Ammonitico Symposium*, Tecnoscienza, Roma, 547-579.
- Shackleton, N.J. y Kennett, J.P. (1975a): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation Antarctic glaciation: oxygen- and carbon- isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: J.P.Kennett y R.E.Houtz, et al., (Eds.): *Init. Rpts. D.S.D.P.*, 29: U.S.Govt. Print. Of., Washington, D.C., 743-755.
- Shackleton, N.J. y Kennett, J.P. (1975b): Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284: Implications for glacial history of the Northern hemisphere and Antarctica. In: J.P.Kennett y R.E.Houtz et al. (Eds.): *Init. Rpts. D.S.D.P.*, 29: U.S.Govt. Print. Of. Washington, D.C., 801-807.
- Shanmugam, G. y Moiola, R.J. (1982): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology*, 10: 231-235.
- Sloss, L.L. (1978): Global sea level changes: a view from the craton. In: J.S.Watkins, L.Montadert y P.W.Dickerson (Eds.): *Geological and Geophysical investigations of continental margins*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 29: 461-468.
- Sloss, L.L. (1984): Comparative Anatomy of Cratonic Unconformities. In: J.S.Schlee (Ed.): *Interrregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 1-6.
- Springer, M. y Lilje, A. (1988): Biostratigraphy and gap Analysis: The expected sequence of Biostratigraphic Events. *Jour. Geol.*, 96: 228-236.
- Suess, E. (1906): *The Face of the Earth 2*, Clarendon Press, Oxford, 556 p.
- Summerhayes, C.P. (1988): Sea level curves based on seismic stratigraphy: Their chronostratigraphic significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 57: 27-42.
- Tarling, D.G. (1983): *Paleomagnetism*, Chapman & Hall, London, 379 p.
- Thiede, J., Strand, J.E. y Agdestein, T. (1981): The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. In: J.E.Warme, R.G.Douglas y E.L.Winterer (Eds.): *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. pub. 32: 67-90.
- Thorne, J. y Watts, A.B. (1984): Seismic reflections and unconformities at passive continental margins. *Nature*, 311: 365-368.
- Trainor, D.M. y Williams, D.F. (1987): Isotope chronostratigraphy: high resolution stratigraphic correlations in deep-water exploration tracts of the northern Gulf of Mexico. *Transactions Gulf Coast Associations Geological Societies*, 37: 247-254.
- Tricart, P., Bourbon, M., Chenet, P.Y., Cros, P., Delorme, M., Dumont, T., Graciansky, P.C de, Lemoine, M., Mergard-Galli, J. y Richez, M. (1988): Tectonique synsedimentaire triasico-jurassique et rifting tethysien dans la nappe Briançonnais de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 4: 669-680.
- Urey, H.C., Lowestam, H.A., Epstein, S. y McKinney, R.C. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 399-416.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.J. du, Kuchly, J., Mediavilla, F. y Trifilieff, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), III: 1301-1321.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Tood, R.G. (1984): Jurassic unconformities, Chronostratigraphy, and Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. In: J.S.Schlee (Ed.): *Interrregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 53-63.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Tompson III, S. (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.3. relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E.Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26: 63-82.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Tompson III, S. (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.4. Global cycles of relative changes of sea level. In: C.E.Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 83-97.
- Van Hinte, J.E. (1982): Synthetic seismic sections from biostratigraphy. In: J.S. Watking y C.L. Drake (Eds.): *Studies in continental margin geology*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. men. 34: 675-685.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardendol, J. (1988): An overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea-Level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 39-45.
- Vera, J.A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 125-160.
- Vera, J.A. (1984a): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Congr. Nacional Geología*, Segovia, 3: 109-122.
- Vera, J.A. (1984b): Aspectos sedimentológicos de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. Obrador (Ed.), *Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre*, Publ. Geología, 20, Univ. Aut. Barcelona, 25-54.
- Vera, J.A. (1986): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: Libro *Geología de España*, homenaje a J.M. Ríos, I.G.M.E., 2: 218-251.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A. (1989): La sedimentación pelágica. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 2: 179-257.
- Vera, J.A. y Martín-Algarra, A. (1989): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: C.L.V. Monty (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites II*, Springer-Verlag, Berlin, (en prensa).
- Vera, J.A., Molina, J.M., Molina-Díaz, A. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1986): Bauxitas kársticas jurásicas en la Zona Subbética (Zaradilla de Totana, provincia de Murcia, Sureste de España), *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 351-360.
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: N.P. James y J. Choquette (Eds): *Paleokarst*, Springer-Verlag, New York, 364-384.
- Vergnaud-Grazzini, C. (1976): Cenozoic paleotemperatures at site 398, Eastern North Atlantic: Diagenetic effects on carbon and oxygen isotopic signal. *Init. Rpts. D.S.D.P.*, 47, U.S. Govt. Print. Of. Washington, D.C., 507-511.
- Walker, J.C.G. (1986): Global Geochemical cycles of carbon, sulfur and oxygen. *Mar. Geol.*, 70: 159-174.
- Weissert, H. (1981): The environment of deposition of black shales in the early Cretaceous: An ongoing controversy. In: J.E. Warme, R.G. Douglas y E.L. Winterer (Eds.): *The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. pub. 32: 547-560.
- Wendt, J. (1971): Genese und fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im Mediterranean Jura. *Paleontographica*, A. 136: 122-192.
- Wendt, J., Aigner, T. y Neugebauer, J. (1984): Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Taflait Platform (Upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 31: 601-625.
- Williams, D.F. (1988): Evidence For and Against Sea-Level Changes from the Stable Isotopic Record of the Cenozoic. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H. Posamentier, J.C. van Wagoner, C.A. Ross y C.G.S.C. Kendall (Eds.): *Sea level changes - An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 31-36.
- Williams, D.F., Thunnell, R.C., Tappa, E., Rio, D. y Raffi, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1,88 m.y. B.P., *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 64: 221-240.
- Wise, S.W. y Hinte, J.E. van (1987): Mesozoic-Cenozoic depositional environments revealed by Deep Sea Drilling Project Leg 93 drilling on the continental rise off the eastern United States: Cruise Summary. In: J.E. van Hinte, S.W. Wise, et al., (Eds.): *Init. Rpts. D.S.D.P.*, 93: U.S. Govt. Print. Of. Washington, D.C., 1367-1423.

Recibido el 24 de junio de 1989

Aceptado el 15 de septiembre de 1989