

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

Calle Rusia y Eloy Alfaro. Apdo postal 17.11.6596,
Quito, Ecuador.
Tel. 242.820, Fax. (593.2).448.699



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

Km 6,5 vía a la Costa. Casilla 10829,
Guayaquil, Ecuador.
Tel. 353.060, Fax. (593.4).353.060

INTRODUCCION AL EUSTATISMO. ORIGENES, CONSECUENCIAS, APLICACIONES.

**Curso de Capacitación del Convenio
ORSTOM - Petroproducción
por Etienne JAILLARD.**

Agosto de 1992.

INDICE

ORIGENES DEL EUSTATISMO Y SUS RELACIONES CON LA TECTONICA GLOBAL	p. 3
I. Introducción	p. 3
II. Variaciones del volumen de agua disponible para rellenar los oceanos	p. 3
II.1. Aumento de la masa total de agua	p. 3
II.2. Las glaciaciones	p. 3
II.3. La teoría de Milankovich	p. 4
III. Las variaciones del volumen de las cuencas sedimentarias	p. 4
III.1. El relleno sedimentario	p. 4
III.2. Las orogénesis continentales	p. 5
III.3. La formación de Puntos Calientes o de fosas oceánicas	p. 5
III.4. Las variaciones de volumen de las dorsales medio oceánicas	p. 5
IV. Las deformaciones de la Tierra	p. 6
IV.1. El aumento del volumen de la Tierra	p. 6
IV.2. Las deformaciones del geoide	p. 6
V. Eustatismo y tectónica de placas	p. 6
V.1. Relaciones con la acreción oceánica y las orogénesis	p. 6
V.2. Relaciones con la ubicación de los continentes	p. 7
VI. Conclusiones generales sobre las causas del eustatismo	p. 7
 CONSECUENCIAS DEL EUSTATISMO SOBRE LA SEDIMENTACION Y LA VIDA	 p. 8
I. Relaciones entre eustatismo y clima	p. 8
I.1. Relaciones con las temperaturas	p. 8
I.2. Relaciones con la lluviosidad	p. 8
II. Relaciones entre eustatismo y sedimentación detrítica o carbonatada	p. 9
II.1. Períodos de bajo nivel eustático	p. 9
II.2. Epocas de alto nivel eustático	p. 9
III. Relaciones entre eustatismo y profundidad de Compensación de los Carbonatos	p. 9
IV. Eustatismo y Eventos Anóxicos Oceánicos	p. 10
IV.1. La anóxia de las cuencas cerradas (tipo Mar Negro)	p. 10
IV.2. Los Eventos Anóxicos Oceánicos (Oceanic Anoxic Events: OAE)	p. 11
IV.3. Relaciones entre eustatismo y OAE	p. 11
V. Relaciones entre eustatismo y vida	p. 12
V.1. Relaciones entre eustatismo y vida marina	p. 12
V.2. Relaciones entre eustatismo y vida terrestre	p. 12
VI. Conclusiones sobre las relaciones entre eustatismo, sedimentación y vida	p. 13
 INTRODUCCION a los MODELOS EUSTATICOS, el concepto de ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	 p. 13
I. Introducción	p. 13
II. Los efectos generales del eustatismo	p. 14
III. Los principios del modelo eustático en medio marino	p. 14
IV. Teoría del modelo eustático	p. 15
V. Definición de los cuerpos sedimentarios y relaciones con las variaciones eustáticas	p. 16
VI. Relaciones entre la sedimentación y el tiempo	p. 17
VII. Identificación de los cuerpos sedimentarios por las observaciones geológicas	p. 18
VII.1. Límites de secuencias	p. 18
VII.2. Prisma de Bajo Nivel (PBN)	p. 19
VII.3. Intervalo Transgresivo (IT)	p. 19
VII.3. Máximo de Transgresión (MT)	p. 19
VII.4. Prisma de Alto Nivel (PAN)	p. 19
VII.5. Prisma de Borde de Plataforma (PBP)	p. 19
VIII. Conclusiones	p. 19
 Ejemplos	 p. 24
Orientación bibliográfica	p. 28

ORIGENES DEL EUSTATISMO Y SUS RELACIONES CON LA TECTONICA GLOBAL.

I. INTRODUCCION

El eustatismo es el fenómeno que consiste en las variaciones del nivel absoluto del mar a escala del planeta. Este término fue creado por Suess en 1906 para explicar las diferencias de nivel marino entre el Cretácico superior y tiempos más antiguos o actuales.

El origen del eustatismo puede ser buscado (fig. 1) (1) en las variaciones del volumen del agua disponible para rellenar los océanos, (2) en las variaciones del volumen de los océanos, (3) en el cambio de la superficie de los continentes (que influye sobre la superficie de los océanos), y (4) en el cambio de volumen de la tierra.

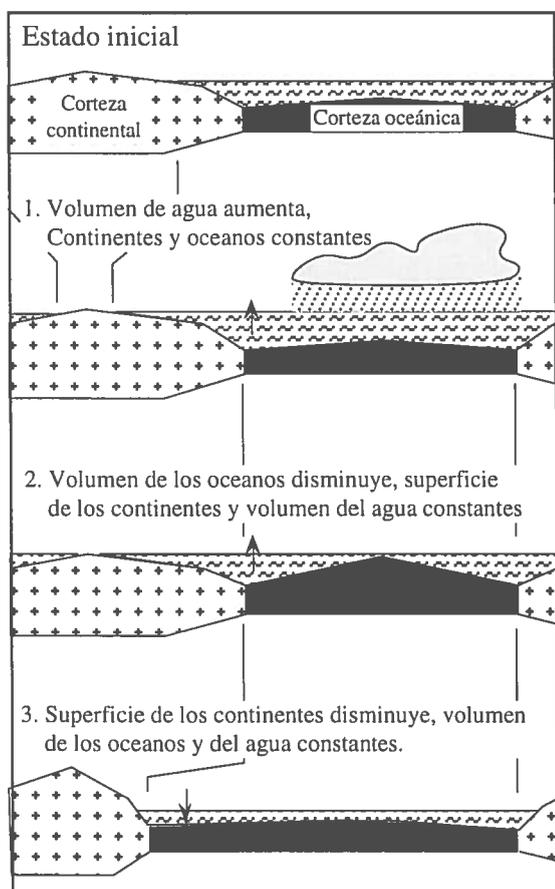


Fig. 1: Unas causas posibles de las variaciones del nivel absoluto del mar.

II. VARIACIONES DEL VOLUMEN DE AGUA DISPONIBLE PARA RELLENAR LOS OCEANOS.

II.1. Aumento del volumen de agua oceánica.

Estimaciones cuantitativas señalan que las variaciones del volumen de la hidrósfera (1) por intercambios de agua libre con el manto, (2) por variacio-

nes del promedio de la temperatura de las aguas oceánicas, (3) por cambios de la humedad de la atmósfera, (4) por evaporación completa del agua de cuencas aisladas (Mediterráneo, Caspio, ...), no provocarían variaciones superiores a una decena de metros del nivel marino (tabla 1). Tales variaciones no pueden explicar las variaciones de varias decenas o centenas de metros del nivel del mar observadas en los tiempos fanerozóicos.

Causas posibles	Efecto calculado
Intercambio de agua con el manto	despreciable en el Fanerozóico.
Cambio de temperatura de los océanos	≈ 10 metros por una alza de 10°C.
Cambio de humedad de la atmósfera	Unos cm si todo el agua en vapor se condensara.
Evaporación de cuencas aisladas	12 m en el caso del Mediterráneo.

Tabla 1: Causas posibles de variación del volumen de agua oceánica y sus efectos calculados sobre las variaciones eustáticas.

II. 2. Las glaciaciones.

Los cálculos indican que el mar subiría de 60 a 75 metros si el casquete glaciario de la Antártida se fundiera. Frente a esos valores, la elevación del nivel eustático debido a la fusión del hielo de Groenlandia y de los glaciares de montaña es despreciable, ya que solo alcanzaría unos metros a unos centímetros.

Al revés, las grandes glaciaciones, al fijar aguas sobre los continentes (fig. 2), provocarían bajas importantes del nivel del mar, que puede alcanzar 250 metros, provocando la emersión de cerca de 30 millones de km², sea alrededor de 20 % de la superficie actual de los continentes. Sin embargo, para que exista una importante masa de hielo, es necesario que existan tierras emergidas en los polos, y que el clima se enfríe drásticamente. Eso ocurrió en el Precámbrico (~ 1000 Ma, ~ 750 Ma), en el Carbonífero superior-Pérmico (~ 300 Ma), en ciertas épocas del Mesozoico (Cretácico inferior ?), y frecuentemente desde el Neógeno, especialmente durante el Plio-Cuaternario.

Las variaciones eustáticas consecutivas a las glaciaciones tienen períodos de 1000, 10.000, y raramente, 100.000 años. Además, la velocidad de las variaciones eustáticas debidas a las glaciaciones puede alcanzar 1 cm por año (1 m por siglo!). Por lo tanto, el «glacio-eustatismo» es un factor mayor para explicar las variaciones del nivel marino.

Las estaciones del clima terrestre son debidas a las variaciones anuales de la distancia entre la tierra y el sol, y más que todo, a la inclinación del eje de la tierra. Pero existen también variaciones a más largo plazo.

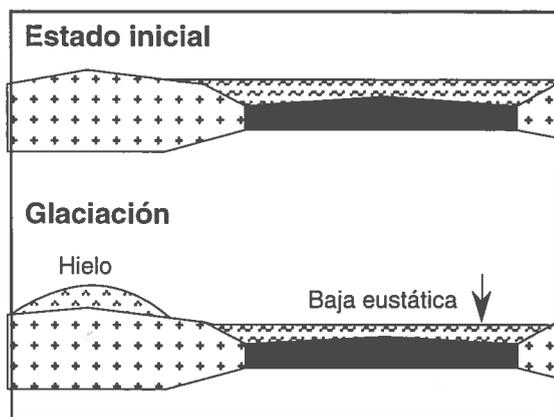


Fig. 2: Consecuencias de las glaciaciones sobre el nivel del mar.

II.3. Teoría de Milankovich.

Milankovich (1941) propuso una teoría según la cual la combinación de tres fenómenos astronómicos cíclicos controlando la inclinación de la Tierra y su distancia respecto al sol explica las variaciones climáticas de período largo como son las glaciaciones (fig. 3).

Oblicuidad con la eclíptica. La tierra gira según un eje inclinado respecto a la perpendicular a su plano de rotación alrededor del sol (= plano de órbita, o eclíptica). Dicha inclinación varía entre $22^{\circ}02'$ y $24^{\circ}30'$, con un período de 41.000 años.

La excentricidad de la órbita terrestre varía entre 0,0005 y 0,0607, con un período de 95.000 años. Cuando la excentricidad está máxima, la tierra se acerca y se aleja más del sol, induciendo veranos e inviernos más largos y más contrastantes.

Precesión de los equinoccios. La tierra gira alrededor del sol según una trayectoria elíptica. Dicha elipse gira alrededor del sol con un período de 21.700 años (fig. 3). Actualmente, es en Enero que la tierra está cerca del sol. Dentro de 11.000 años, la situación será inversa, con veranos australes más cálidos, e inviernos boreales más fríos.

Cualquiera sean sus orígenes, las glaciaciones representan un factor importante en las variaciones eustáticas.

III. LAS VARIACIONES DEL VOLUMEN DE LAS CUENCAS OCEANICAS.

Las cuencas oceánicas pueden cambiar de volumen debido a variaciones de profundidad o variaciones de superficie.

III.1. Relleno sedimentario.

Se considera generalmente que el relleno de las cuencas sedimentarias oceánicas por la acumulación sedimentaria es compensado por el isostatismo y/o por la desaparición de sedimentos en las zonas de subducción.

Sin embargo, ciertos estudios suponen que un aumento abrupto de la tasa de sedimentación no podría ser compensado, y jugaría un papel sobre el eustatismo. Desde el Mioceno, la erosión de los orogénesis alpinos y andinos hubiera provocado una alza de 7

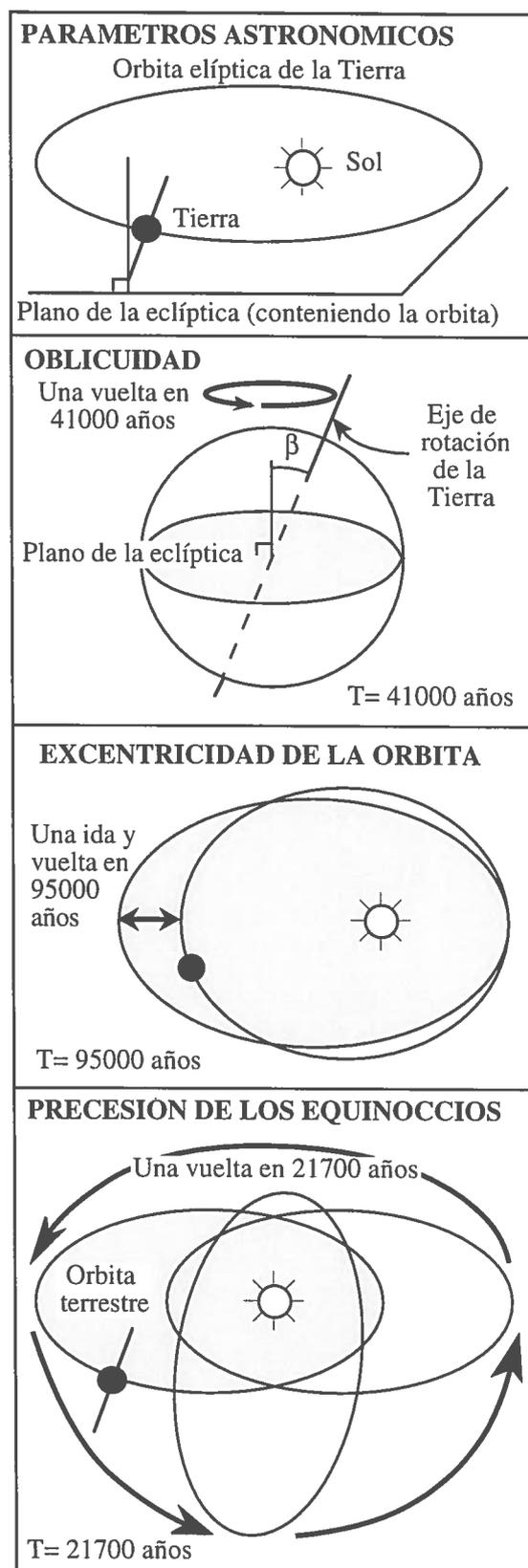


Fig. 3: Los ciclos astronómicos que pueden provocar cambios del clima terrestre.

metros del nivel marino.

Según otros autores, el desarrollo muy importante de microorganismos calcáreos desde el límite Cretáceo-Terciario hubiera favorecido la sedimentación carbonatada en los océanos, provocando una alza de cerca de 50 metros del nivel eustático. Dichas esti-

maciones cuantitativas son muy difíciles y siguen siendo muy discutidas.

III.2. Orogénesis continentales.

El acortamiento cortical provocado por las orogénesis continentales, al reducir la superficie de los continentes, provoca un aumento de la superficie de los océanos, y luego una bajada del nivel marino. Se estima que el nacimiento de los Himalayas y de los Alpes hubiera provocado un descenso del nivel marino de 20 metros y 2 metros respectivamente. Sin embargo, esta reducción de la superficie de las placas continentales es parcialmente compensada por la acreción continental debida a la incorporación tectónica de fragmentos oceánicos a los continentes (ofiolitas), o a la creación de arcos magmáticos continentales ligados a la subducción (fig. 4).

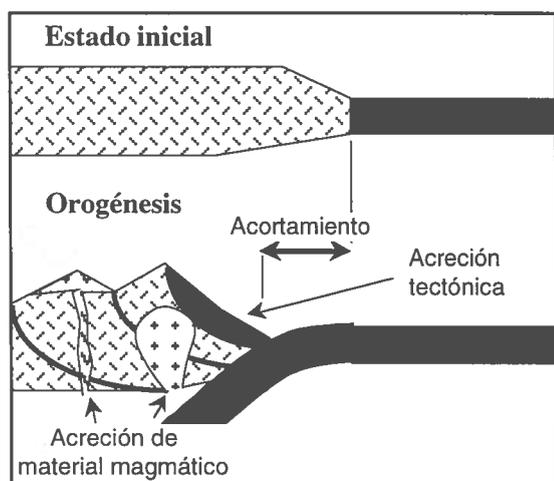


Fig. 4: Creación de volumen oceánico durante una orogénesis.

III.3. Formación de Puntos Calientes (Hot Spots), o de fosas oceánicas.

Al formar potentes y anchos volcanes submarinos instalados sobre la corteza oceánica, se reduce la profundidad promedio de los océanos. Teniendo en cuenta el isostatismo, las variaciones del nivel marino ligadas a este fenómeno son estimadas en menos de 2 mm por 1000 años, y pueden ser despreciadas.

Las variaciones del volumen de las fosas oceánicas pueden ser también despreciadas, por el débil volumen que representan respecto de la totalidad de los océanos.

III.4. Variaciones de volumen de las dorsales medio-oceánicas.

La variación de la velocidad de acreción oceánica en las dorsales oceánicas es admitida como el más importante de los factores influyendo sobre el eustatismo.

a. Geodinámica de las dorsales oceánicas.

La corteza oceánica se forma a 2600 metros de profundidad, al nivel de las dorsales medio-oceánicas. Luego, al enfriarse, la densidad aumenta, y la litosfera se hunde hasta una profundidad mediana de 5500 metros. El tiempo necesario para alcanzar esta última profundidad es de 70 M años. Por lo tanto, la profundidad del fondo oceánico depende de su tem-

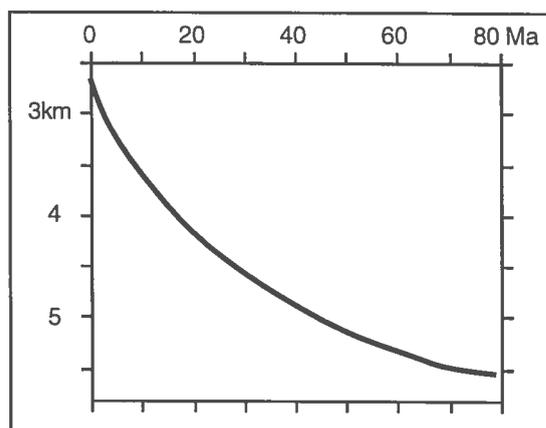


Fig. 5: Relaciones entre la edad de la corteza oceánica y la profundidad promedio del fondo oceánico.

peratura, es decir de la edad de la corteza oceánica. Luego, depende de la velocidad de creación de material oceánico al nivel de las dorsales (fig. 5).

De la misma manera, la forma y el volumen de las dorsales varían en función de la temperatura de las lavas que la constituyen; de su edad, y finalmente, de la velocidad de acreción oceánica (fig. 6).

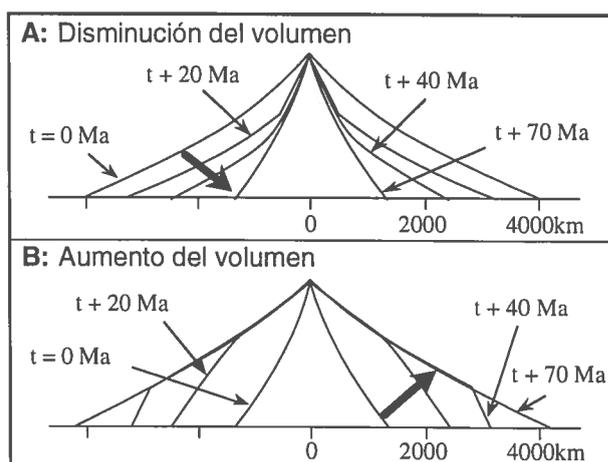


Fig. 6: Evolución morfológica de una dorsal oceánica, cuando la velocidad de acreción:

- A: pasa de 6 cm/año a 2 cm/año
B: pasa de 2 cm/año a 6 cm/año.

b. Consecuencias sobre el eustatismo.

Mientras más volumen ocupan las dorsales en los océanos, menos espacio queda para el agua que puede desbordarse sobre los márgenes continentales, induciendo transgresiones. Dicho fenómeno es llamado el Tectono-Eustatismo.

El volumen ocupado por las dorsales varía con la edad de la corteza oceánica (ligada a la velocidad de acreción), como se lo acaba de mencionar, y también con la longitud total de las dorsales medio-oceánicas. El estudio de las anomalías magnéticas permite estimar la velocidad de acreción oceánica, mientras que las reconstrucciones geodinámicas llevan a una estimación de la longitud total de las dorsales.

Después de las correcciones debidas a las reacciones isostáticas por la subida del nivel marino en los océanos y en los márgenes continentales, se esti-

ma que la velocidad de variación del nivel del mar debido al tectono-eustatismo alcanza 4 m/M años.

Sin embargo, las reconstrucciones geodinámicas no pueden ser llevadas a cabo antes del Cretácico medio, debido a la desaparición por subducción de la corteza oceánica más antigua. Luego, el papel del tectono-eustatismo solo está bien demostrado desde el Cretácico medio. Además, durante el Neógeno, el glacio-eustatismo parece haber dominado. Finalmente, el tectono-eustatismo solo explica de manera satisfactoria las variaciones a largo plazo (varios millones de años por lo menos).

c. Otras consecuencias de la acreción oceánica.

La subducción rápida de una corteza oceánica fría induce un enfriamiento de la astenósfera, debajo de la placa superior, provocando el hundimiento de ésta por subsidencia térmica, y la creación de espacio para el agua oceánica. Por lo tanto, el alza del nivel marino provocada por una acreción rápida podría ser parcialmente compensada por este fenómeno.

Por otro lado, en períodos de acreción rápida, la cobertura sedimentaria del fondo oceánico es más delgada ya que la corteza oceánica es más joven. En consecuencia, el volumen de los sedimentos disminuye, dejando espacio para el agua (cf. § III.1). Al revés, se estima que el envejecimiento de la corteza oceánica durante los últimos 60 M años permitió una acumulación sedimentaria suficiente para provocar un alza de 15 m del nivel eustático. A pesar de que esta cantidad es débil frente a la baja coetánea de 250 a 300 metros, debida al tectono-eustatismo, dicho fenómeno tiende a compensar parcialmente el efecto del tectono-eustatismo.

IV. LAS DEFORMACIONES DE LA TIERRA.

Las variaciones del nivel marino debidas a las deformaciones de la superficie de la Tierra provocan variaciones relativas del nivel marino, y no corresponden a la definición del eustatismo. Sin embargo,

las vamos a discutir en este capítulo, ya que pueden provocar variaciones a gran escala geográfica.

IV.1. Aumento del volumen de la Tierra.

El aumento del volumen de la Tierra, atribuido a la caída diaria de partículas o cuerpos cósmicos, provocaría el incremento de la superficie total de la tierra, y luego una disminución del espesor de la capa de agua. Sin embargo, dicho fenómeno, si realmente existe, es muy lento, y hubiera provocado una alza del nivel marino de solo unos metros desde el Cámbrico.

IV.2. Deformaciones del geode.

El estudio por satélites de la forma actual de la tierra demuestra que existen zonas deprimidas y zonas elevadas, respecto a la forma del elipsoide teórico. Dichas diferencias pueden alcanzar una centena de metros (- 104 en las Maldivas al Sur de India, + 73 m en Nueva Guinea, fig. 7).

La hipótesis propuesta por Mörner supone que esas deformaciones del geode, provienen principalmente (1) de la repartición de las masas continentales que influye sobre la rotación terrestre, y (2) de los flujos térmicos en el manto superior. Además, estarían ligadas a modificaciones del campo magnético terrestre, como ha sido demostrado para el Cuaternario.

Tales deformaciones del geode pueden provocar importantes variaciones relativas del nivel marino sobre amplias regiones del globo, y de sentido opuesto según los lugares. Dicho fenómeno es llamado el eustatismo geoidal.

V. EUSTATISMO Y TECTONICA DE PLACAS

Las causas supuestas del eustatismo tienen relaciones con la tectónica de placas.

V.1. Relaciones con la acreción oceánica y las orogénesis.

En períodos de placas divergentes, la dislocación

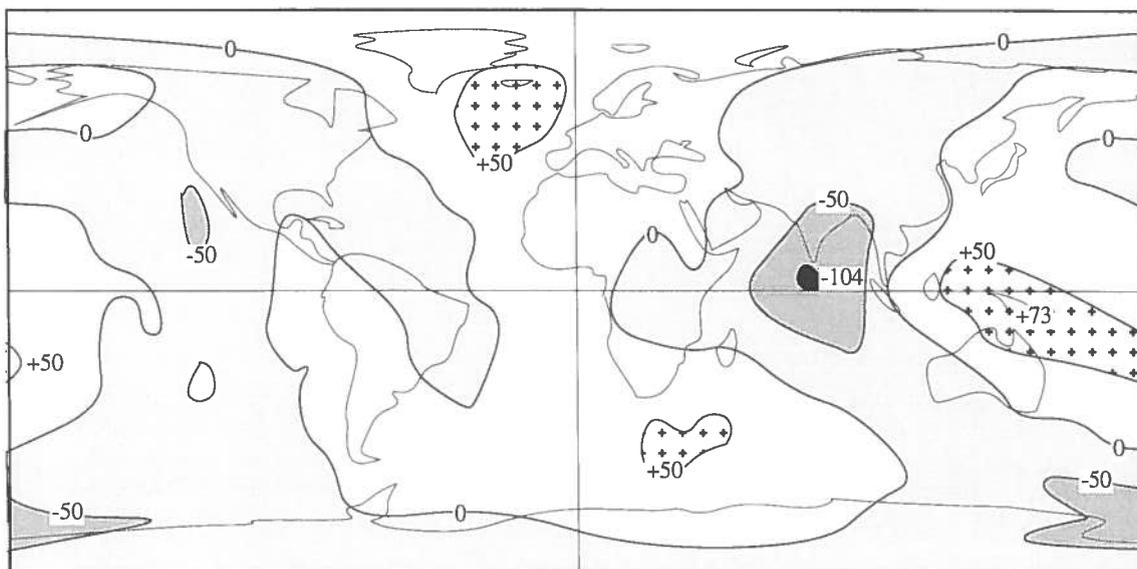


Fig. 7: Deformaciones actuales de la superficie del geode, respecto al elipsoide teórico. Incertidumbre de ± 3 m.

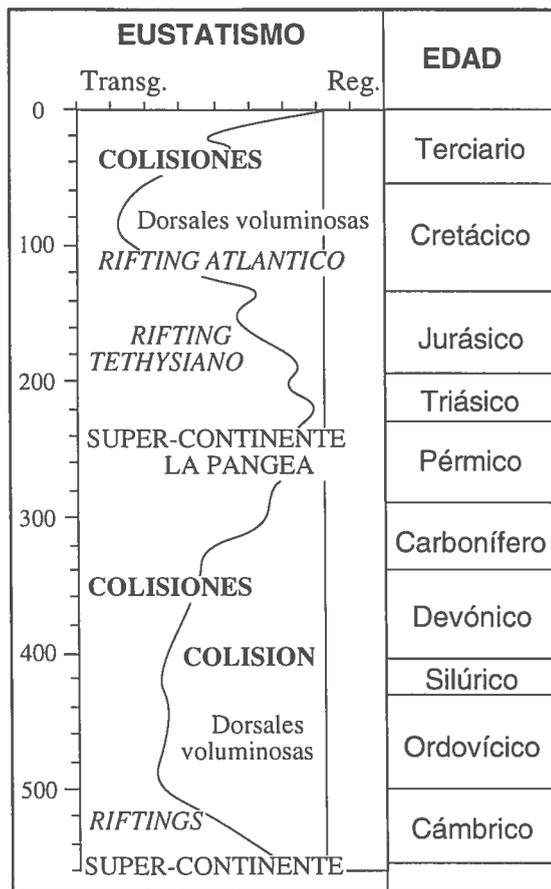


Fig. 8: Relaciones entre el eustatismo y los grandes eventos geodinámicos durante el Fanerozoico.

de los super-continentes crea nuevos océanos y nuevas dorsales activas y voluminosas. El nivel marino es alto.

En períodos de placas convergentes, las colisiones tienden a reducir el número de las placas, y luego de las dorsales. El nivel eustático es bajo. Además, las orogénesis aumentan la superficie de los océanos, haciendo bajar más el nivel marino.

A la escala de la era geológica, el control de la tectónica de placas sobre el eustatismo está bien establecido para los tiempos fanerozóicos (fig. 8).

En el Pre-Cámbrico terminal, existe un supercontinente y el nivel marino es bajo. En el Cámbrico, el supercontinente se dislocó, creando seis continentes dispersados. El nivel marino sube y culmina en el Ordovícico.

Durante el Paleozoico superior (Ordovícico superior-Devónico) ocurrieron dos fases mayores de colisión (orogénesis Caledoniana-Acadiana, y Hercínica-uraliana-apalachiana), que formaron el supercontinente de la Pangea. El nivel eustático bajó mucho y alcanzó un mínimo en el Permo-triásico. En el Mesozoico, la dislocación de la Pangea provocó un alza mayor del nivel marino. Las grandes transgresiones del Jurásico medio-superior y del Cretácico medio-superior coinciden con la expansión rápida de los océanos Tethysiano y Atlántico respectivamente (fig. 8). La regresión del límite Jurásico-Cretácico corresponde a un período de débil expansión Tethysiana, el océano Atlántico siendo todavía ce-

rrado.

El Cenozoico está caracterizado por un nuevo período de colisiones, haciendo desaparecer las dorsales Tethysianas, e induciendo una nueva regresión mayor.

V.2. Relaciones con la ubicación de los continentes.

Por otro lado, notemos que las glaciaciones tienen real efecto solo cuando continentes, cuya ubicación está controlada por la tectónica de placas, existen en los polos. Finalmente, el eustatismo geoideal es sensible cuando la repartición de los continentes es irregular, es decir cuando existen super-continentes.

VI. CONCLUSIONES SOBRE LAS CAUSAS DEL EUSTATISMO.

En el estado actual de los conocimientos, los factores mayores influyendo sobre el eustatismo son (1) la tectónica global, que controla el número de placas, (2) las variaciones de volumen de las dorsales medio-océánicas (tectono-eustatismo), (3) las variaciones del agua disponible debidas a las glaciaciones (glacio-eustatismo), y (4) el acortamiento de las placas continentales ligadas a los orogénesis, que induce variaciones en la superficie de los océanos.

Dos otros factores, todavía controvertidos, podrían influir sobre el nivel marino. Son las deformaciones del geoide (eustatismo geoideal), y el relleno sedimentario de los océanos.

Dichos fenómenos no tienen los mismos períodos, la misma amplitud, ni las mismas velocidades, pero pueden interactuar.

- La tectónica global, al determinar épocas de placas convergentes (pocas dorsales) o divergentes (numerosas dorsales activas), es considerada como responsable de los ciclos eustáticos de 1er orden, es decir de largo período (más de 50 Ma). Incluye indirectamente a las variaciones eustáticas ligadas a las orogénesis continentales.

- El tectono-eustatismo, ligado al volumen de las dorsales, y por lo tanto a la velocidad de acreción oceánica, puede explicar variaciones de unas centenas de metros. A pesar de que está demostrado solo a partir del Cretácico superior, es admitido como el factor mayor para las variaciones eustáticas de 2do orden (Ciclos mayores, período de 3 a 50 M años). Sin embargo, fenómenos de subsidencia tectónica, posiblemente controlados por el tectono-eustatismo influyen muy probablemente sobre dichos ciclos.

- El origen de las variaciones eustáticas de 3er orden (Secuencias, período de 0,5 a 3 M años), posiblemente tectónico, plantea un problema todavía no resuelto.

- Los ciclos eustáticos de 4to orden (Parasecuencias, período de 0,01 a 0,5 M años) son considerados como debidas principalmente a las glaciaciones (controladas por los ciclos de Milankovich) o por eventos tectónicos locales.

CONSECUENCIAS DEL EUSTATISMO SOBRE LA SEDIMENTACIÓN Y LA VIDA.

El fenómeno eustático tiene relaciones genéticas con la tectónica de placas, el volcanismo y las orogénesis. Pero tiene también importantes relaciones con los medios sedimentarios y el tipo de sedimentación, sea porque esos últimos están influidos también por la tectónica global, sea porque induce cambios en la geodinámica externa: medio oceánico, clima, biotopos.

I. RELACIONES ENTRE EUSTATISMO Y CLIMA.

I.1. Relaciones con las temperaturas.

En épocas frías, el isótopo O^{16} del oxígeno del agua (el más abundante) se encuentra atrapado en el hielo de los glaciares y de los campos de hielo. El agua oceánica está enriquecida en el isótopo O^{18} (el más pesado). Por lo tanto, la medición de los isótopos O^{18} y O^{16} en la Calcita de los foraminíferos permite estimar las paleotemperaturas de los océanos. Se utiliza la cantidad $\delta^{18}O$, definida como sigue:

$$\delta^{18}O = \frac{[^{18}O / ^{16}O]_{\text{muestra}} - [^{18}O / ^{16}O]_{\text{estd}}}{[^{18}O / ^{16}O]_{\text{estandard}}} \times 1000$$

A la escala de los ciclos de 1er orden (≥ 50 M años), se nota una nítida asociación entre temperaturas altas y nivel marino alto por un lado, y temperaturas frías y regresiones eustáticas por el otro lado (fig. 9 y 10). Durante el Meso-Cenozoico, el clima más cálido se observa durante el Cretácico superior. Durante la gran regresión terciaria, las temperaturas de los océanos bajan progresivamente, como lo demuestran las medidas del O^{18} de los foraminíferos en el océano Pacífico (fig. 9). Además, se observó que las regresiones del límite Cretácico-Terciario o del Oligoceno medio corresponden a notables enfriamientos del clima, mientras que las transgresiones del Eoceno medio y del Mioceno son coetáneas de

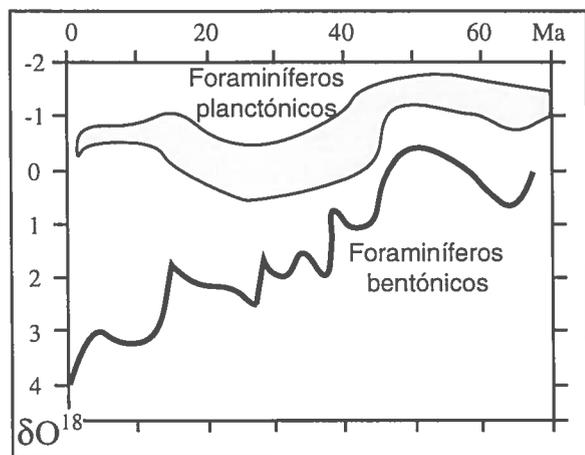


Fig. 9: Evolución de $\delta^{18}O$ con el tiempo en el océano Pacífico Norte (un $\delta^{18}O$ alto significa una temperatura fría).

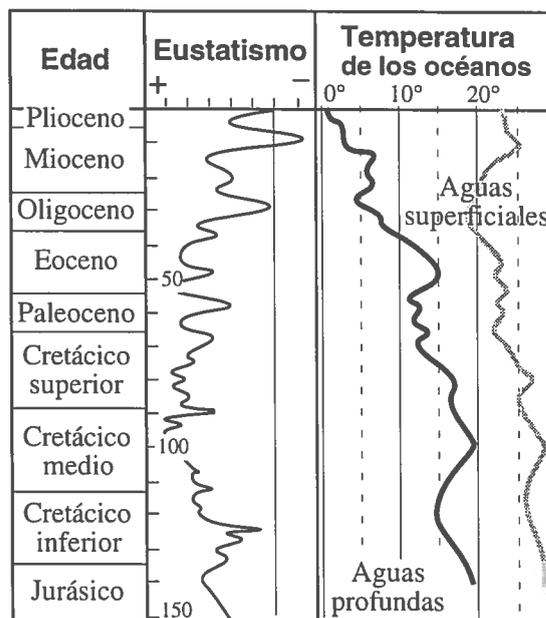


Fig. 10: Variaciones de la temperatura de las aguas oceánicas desde 150 Millones de años.

épocas más calurosas (fig. 10).

En cuanto a los ciclos de alta frecuencia, la causa principal, por lo menos durante el Neógeno, es el glacio-eustatismo. Sus relaciones con el clima son evidentes.

I.2. Relaciones con la lluviosidad.

Durante las transgresiones, la superficie mayor de los océanos aumenta la cantidad de evaporación. La nubosidad aumenta, y las precipitaciones son más abundantes, induciendo un clima húmedo. Paralelamente, la superficie de las tierras emergidas disminuye, aumentando el papel de regulador térmico de los océanos, e induciendo un clima con débiles variaciones térmicas diarias o estacionales.

Esas condiciones favorecen el desarrollo de organismos autótrofos y el crecimiento de una abundante vegetación, que absorbe los rayos solares, aumentando el alza de las temperaturas. Finalmente, el CO_2 presente normalmente en la atmósfera refracta o re-

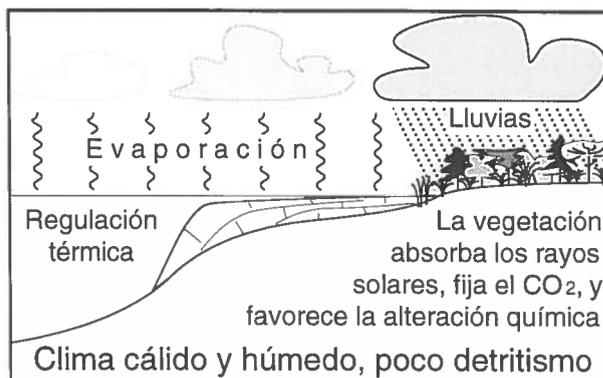


Fig. 11: Efectos de un alto nivel del mar sobre el clima y la sedimentación.

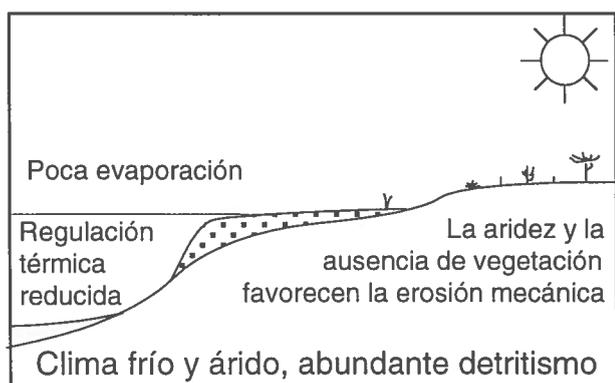


Fig. 12: Efectos de un bajo nivel del mar sobre el clima y la sedimentación.

fleja parcialmente los rayos solares. En condiciones de clima húmedo, el CO_2 está fijado por la vegetación (fotosíntesis), los rayos solares son menos reflejados y la temperatura aumenta (fig. 11).

Al revés, durante las regresiones, la gran superficie de tierras emergidas favorece los climas de tipo continental (con fuertes contrastes térmicos diarios o estacionales), la disminución de la evaporación favorece un clima seco, y la vegetación o los organismos autótrofos absorben menos el CO_2 o los rayos solares, induciendo un clima más frío (fig. 12). Por ejemplo, el Permo-Triásico, que corresponde a una época de muy bajo nivel marino con un supercontinente, está caracterizado por un clima árido (desiertos, evaporitas) con fuertes contrastes térmicos.

II. RELACIONES ENTRE EUSTATISMO Y SEDIMENTACION DETRITICA O CARBONATADA.

Las variaciones climáticas inducen también cambios en el tipo de sedimentación.

II.1. Períodos de bajo nivel eustático.

En períodos de regresión eustática, el clima es desfavorable a la vegetación, y las erosiones tanto mecánica como química aumentan. Esta situación de desequilibrio está llamada rhexistasia. Además, el descenso del nivel marino provoca la excavación del curso de los ríos. Por lo tanto, la sedimentación se vuelve más detrítica y más importante (fig. 12). En el mar ocurren lagunas sedimentarias sobre los altos fondos, debido a que están expuestos a las olas o a las corrientes de superficie.

A la escala de los ciclos de 1° orden, los períodos de tectónica convergente (colisiones), que corresponden a la formación de supercontinentes y a bajos niveles eustáticos, inducen climas áridos con erosión activa. El detritismo importante es frecuentemente entrampado en los continentes (Ejemplo del Permo-Triásico).

II.2. Epocas de alto nivel eustático.

En épocas de alto nivel marino, el clima es más favorable a la vegetación y la erosión disminuye. Esta situación de equilibrio en los continentes corresponde a la biostasia. La escasez de aportes detríticos permite el desarrollo de la sedimentación carbonata-

da (fig. 11). Además, los pocos aportes detríticos están entrampados en los márgenes de los continentes (deltas, plataformas clásticas). En consecuencia, se observan reducciones sedimentarias o hiatos en los fondos oceánicos, como se lo ha puesto en evidencia en el Eoceno medio.

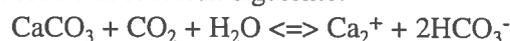
Por otro lado, las transgresiones, al crear amplios dominios marinos someros y al inducir temperaturas más calientes, favorecen el desarrollo de organismos calcáreos (bivalvos, foraminíferos, nanofósiles). Ya que las conchas de dicha fauna constituyen una gran parte de la sedimentación calcárea, las épocas de transgresión corresponden generalmente al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas (Ejemplos del Triásico medio-superior, del Jurásico medio y superior, del Cretácico medio y superior, del Eoceno medio). Notemos que las épocas de transgresión a menudo coinciden con períodos anorogénicos de dislocación continental (acreción oceánica activa). El detritismo es débil, lo que favorece también la sedimentación carbonatada.

Además, la actividad importante del fitoplancton, al fijar el CO_2 , hace bajar el contenido de dicho gas en las aguas superficiales de los océanos. Luego, el potencial de disolución de los carbonatos disminuye en estas aguas superficiales. Sin embargo, el alza de la superficie de la CCD tiene efectos inversos en las aguas profundas (cf. más adelante).

III. RELACIONES ENTRE EUSTATISMO Y PROFUNDIDAD DE COMPENSACION DE LOS CARBONATOS (C.C.D.).

La cantidad de gas disuelto que puede contener un líquido se incrementa cuando aumenta la Presión y/o baja la Temperatura. Por ejemplo, en los océanos, la cantidad de dióxido de Carbono (CO_2) contenida en el agua aumenta con la profundidad: las aguas superficiales contienen 6 a 8 veces menos de CO_2 que las aguas profundas.

La presencia de dicho gas disuelto en el agua favorece la disolución del carbonato de Calcio, de acuerdo a la reacción siguiente:



Los organismos calcáreos muertos caen en el agua, y llegan en aguas más ricas en CO_2 . Al inicio, la disolución es generalmente débil, hasta alcanzar una cierta profundidad en la cual aumenta abruptamente. Se produce entonces la disolución de la Calcita de acuerdo a la reacción mencionada. Dicha superficie se llama la Lysoclina. Pocas centenas de metros más abajo, el aporte de Calcita es totalmente eliminado por disolución: es la Profundidad de Compensación de la Calcita (*Calcite Compensation Depth = CCD*) (fig. 13). Debajo de esta profundidad, solo se depositan sedimentos no calcáreos (lutitas, cherts, radiolaritas, etc).

El mismo fenómeno ocurre con la Aragonita, pero las profundidades de la Lysoclina y de la disolución total de la Aragonita (ACD) es mucho menor (fig. 13).

El valor de la CCD y de la ACD varía con el tiempo y el espacio. Así, la superficie correspon-

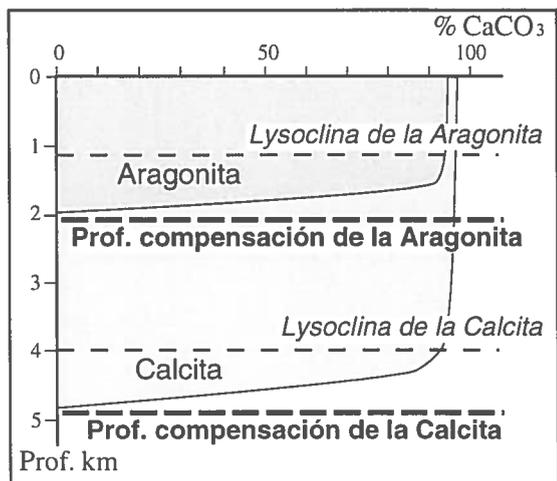


Fig. 13: La disolución de los Carbonatos con la profundidad en los océanos (los valores de profundidad son variables con el tiempo y el espacio).

diente a la CCD sube cuando se enfrían las aguas oceánicas. Durante las últimas glaciaciones (aguas frías, productividad reducida de los organismos calcáreos, CCD alta), el área en donde se depositaban sedimentos calcáreos estaba muy restringida, respecto al actual.

A la escala de los ciclos eustáticos de 1er y posiblemente de 2do orden, se observan evoluciones paralelas del nivel marino y de la profundidad de la CCD (fig. 14). Estaba a cerca de 3,5 km debajo del nivel marino en el Cretácico superior, época de transgresión máxima, y está actualmente a 4,5 o 5 km de profundidad. También, la CCD bajó durante la gran regresión del Oligoceno. Por lo tanto, las épocas de alto nivel marino, a pesar de ser épocas de clima caliente, son favorables al depósito de sedimentos silíceos en los océanos. Eso se debería al hecho de que la mayor parte del carbonato de Calcio disponible este fijado por la intensa actividad de las plataformas carbonatadas.

IV. EUSTATISMO Y EVENTOS ANOXICOS OCEANICOS.

El depósito de lutitas negras ricas en materia orgánica (black shales) se produce en las cuencas marinas cuando existen (1) un importante flujo de materia orgánica, (2) un detritismo muy fino (arcillas), y (3) un medio anóxico. Son preservadas cuando el medio queda confinado. Esas condiciones se reúnen en cuencas cerradas o durante "eventos anóxicos". Esos últimos han sido estudiados en detalle desde unos 15 o 20 años, debido a su importancia económica, ya que dan lugar a las rocas madres de la mayoría de los sistemas petroleros. Dos modelos han sido propuestos para explicar el depósito de los black shales.

IV.1. Anóxia de las cuencas cerradas (tipo Mar Negro).

El estudio de las arcillas negras depositadas en las cuencas cerradas ha dado lugar a un modelo genético para explicar su formación (fig. 15).

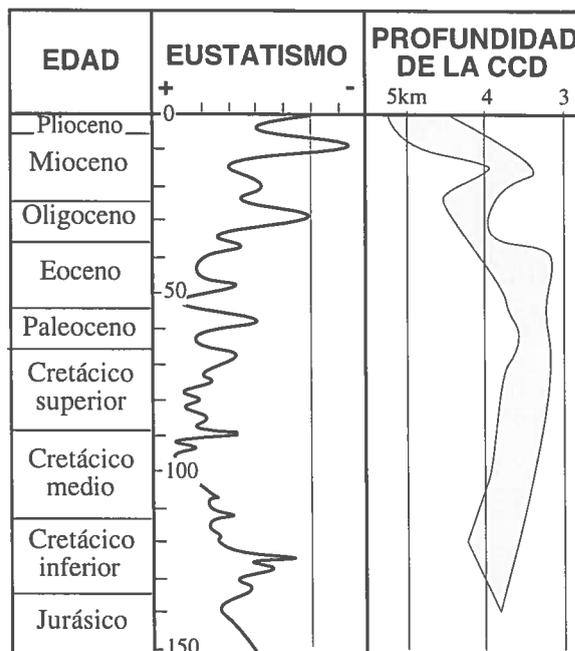


Fig. 14: Profundidad de la superficie de la CCD desde el Jurásico en varios océanos. Comparese con la Fig. 12.

La ausencia de intercambios con otros dominios marinos provoca una baja del gradiente térmico, una estratificación de las aguas, y una stagnación. Las aguas superficiales, alimentadas en oxígeno por el agua dulce de los ríos, permiten vivir a los organismos marinos. Cuando mueren, se acumulan al fondo, en donde la destrucción de la materia orgánica consume todo el oxígeno disponible, y libera dihidrógeno sulfurado (H₂S)(fig. 15).

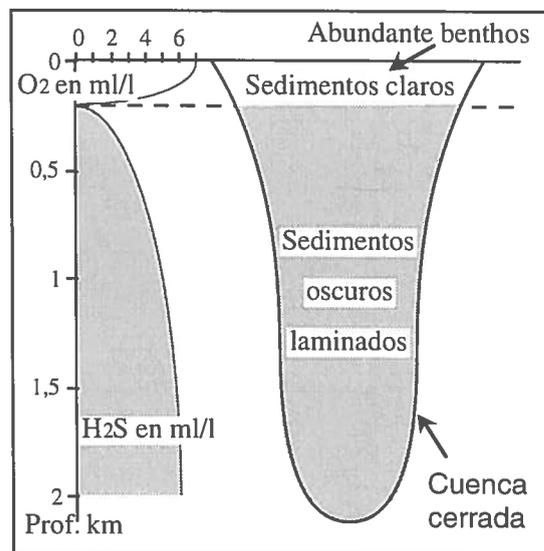


Fig. 15: Modelo explicativo de la anóxia en las cuencas cerradas (tipo Mar Negro).

Las cuencas cerradas se forman mayormente durante fases regresivas. Sin embargo, la materia orgánica es localizada, y su depositación depende de condiciones paleogeográficas y/o tectónicas, no del eustatismo.

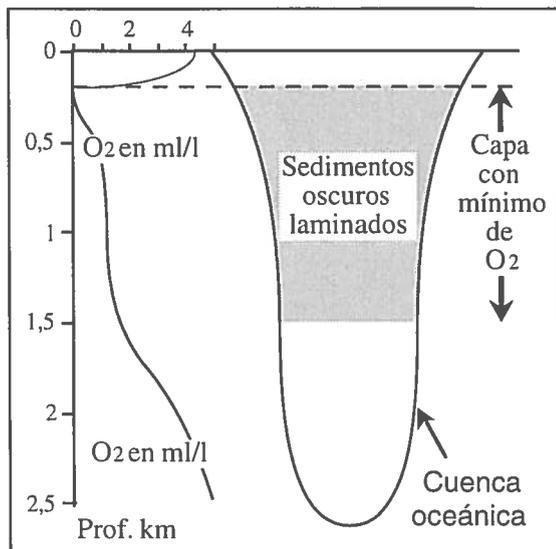


Fig. 16: Modelo de la capa con mínimo de O_2 , para explicar la anoxia en los océanos.

IV.2. Eventos Anóxicos Oceánicos (Oceanic Anoxic Events = OAE).

Los eventos anóxicos son períodos de varios millones de años que se caracterizan por el depósito de lutitas negras ricas en materia orgánica en la mayoría de las cuencas marinas del mundo.

El modelo mejor admitido para explicar tales eventos oceánicos supone que, en cuencas relativamente confinadas, el oxígeno es consumido por los organismos planctónicos, y por la degradación de la materia orgánica. Las aguas superficiales son alimentadas en O_2 por el viento, las olas o las corrientes, mientras que las aguas profundas son oxigenadas por la llegada regular de las aguas frías y densas provenientes de los polos. Por lo tanto, se forma una zona deficitaria en oxígeno (capa con mínimo de O_2) en donde se depositan sedimentos negros ricos en materia orgánica (fig. 16).

IV.3. Relaciones entre eustatismo y OAE.

En la mayoría de los casos, esos eventos coinciden con épocas de alza del nivel marino (transgresiones) (fig. 17), por las siguientes razones:

- El alza del nivel marino crea amplios dominios marinos someros favorables al desarrollo de organismos productores de materia orgánica. Además, la inundación de tierras previamente emergidas provoca el retrabajamiento de la materia orgánica vegetal.

- Las épocas de transgresión son épocas de erosión reducida. El material detrítico es fino (arcilla), ya que el detritismo grueso queda atrapado sobre los márgenes de los continentes. Además, en la mayoría de los casos, la tasa de sedimentación es reducida, lo que permite a la materia orgánica no ser "diluida" en la sedimentación.

- Factores tectónicos y/o paleogeográficos (océanos estrechos, dorsales potentes, etc), al limitar las circulaciones oceánicas, juegan también un papel en la ocurrencia de los eventos anóxicos. Sin embargo, están ligados a la geodinámica que controla el eustatismo. Por ejemplo, la gran transgresión del Cretá-

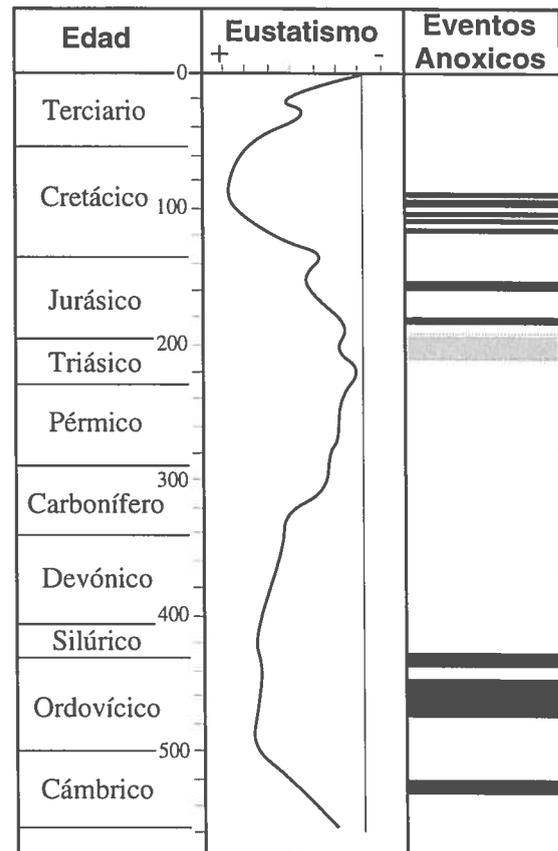


Fig. 17: Los eventos anóxicos oceánicos ocurren durante las transgresiones mayores.

co medio, coetánea de importantes eventos anóxicos, fue ligada al aumento de volumen de las dorsales.

Al contrario, en tiempos normales, las condiciones físico-químicas de los océanos (mayormente temperatura y salinidad) varían de un lugar al otro, induciendo corrientes que tienden a uniformizar dichas condiciones, y oxigenan a las aguas. En épocas de transgresión o de alto nivel marino, dichas circulaciones son reducidas, y el medio se vuelve menos oxidante. El clima cálido reduce el volumen de las aguas frías derivadas del hielo polar, induciendo un gradiente térmico menor en los océanos. Además, un alto nivel marino permite buenas comunicaciones entre las cuencas oceánicas y favorece su homogenización sin la ayuda de las corrientes.

El estudio de los eventos anóxicos revela que esos últimos se producen mayormente durante las épocas de dislocación continental. En el Paleozoico superior y el terciario, el bajo nivel marino y el detritismo importante debido a las colisiones impidió la ocurrencia de tales fases (fig. 17).

En el Paleozoico inferior, eventos anóxicos son conocidos en el Cámbrico superior, el Ordovícico medio y el Silúrico inferior. Durante el Jurásico, se produjeron eventos anóxicos en el Liásico (Hettangiano basal, Sinemuriano medio, y sobre todo Toarciano inferior) y el Caloviano (fig. 17). Durante el Cretácico, se notan eventos anóxicos en el Aptiano superior-Albiano y en el límite Cenomaniano-Turoniano (un evento menor parece haber ocurrido en el Coniaciano superior).

V. RELACIONES ENTRE EUSTATISMO Y VIDA.

El eustatismo, por intermedio del clima, de la sedimentación y de las condiciones fisico-químicas de los océanos, tiene efectos sobre el desarrollo y la evolución de los seres vivos. En general, las transgresiones inducen condiciones favorables a la vida, y son coetáneas con una diversificación de las especies y la multiplicación de los individuos. Al contrario, las regresiones son épocas de extinciones importantes, debido a la abundancia del detritismo, al clima más frío y árido, y a la restricción de los biotopos marinos.

V.1. Relaciones entre eustatismo y vida marina .

a. A la escala de los ciclos eustáticos de 1^{er} orden (≥ 50 Ma).

El estudio del número de especies conocidas durante el Fanerozoico demuestra que el Cámbrico y el Cretácico, que son épocas de dislocación continental y de transgresión eustática, son coetáneos de una diversificación importante de las especies. Al revés, la gran regresión del Pérmico superior coincide con un empobrecimiento de las poblaciones (fig. 18).

b. A la escala de los ciclos eustáticos de 2^{do} orden (5-50 Ma).

Curvas de números de especies (fig. 19) o de porcentajes de extinciones de familias (fig. 20) para épocas del Fanerozoico evidencian una buena correlación entre las transgresiones y la diversificación de la fauna. Sin embargo, mientras que las faunas pelágicas obedecen a esta regla (fig. 19), las faunas bentónicas de las cuencas están sometidas a crisis de extinción durante las regresiones y también durante los eventos anóxicos, debido a la reducción drástica del oxígeno durante aquellas épocas.

c. A la escala de los ciclos eustáticos de 3^{er} orden (≤ 5 Ma).

A pesar del débil número de observaciones, la

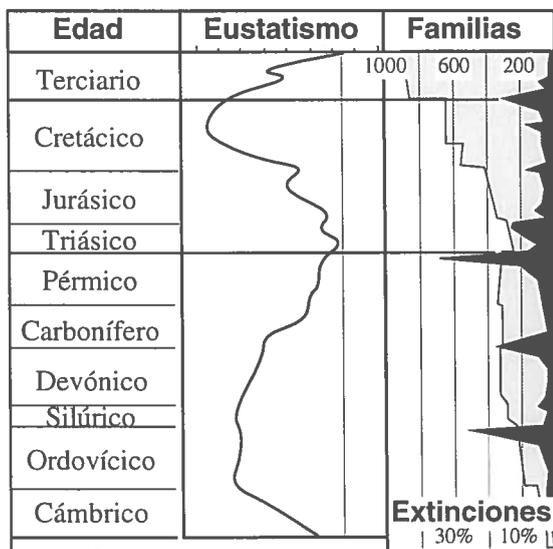


Fig. 18: Número de familias (gris) y porcentaje de extinciones (negro) durante el Fanerozoico, y sus relaciones con el eustatismo.

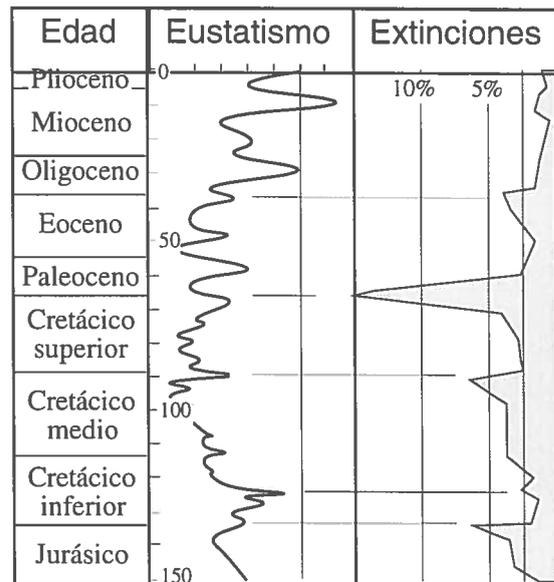


Fig. 19: Relaciones entre extinciones de familias (en porcentaje) y variaciones eustáticas desde el Jurásico terminal.

misma correlación parece ser observada entre transgresiones y diversificación faunal, y regresión y extinciones importantes.

V.2. Relaciones entre eustatismo y vida terrestre.

Las regresiones aumentan el área de repartición de las especies terrestre, pero puede también crear "puentes" entre continentes previamente aislados, provocando así intercambios faunales, y posiblemente eliminación de ciertas especies por competencia con nuevas. Por otro lado, los efectos de las regresiones sobre el clima (frío, aridez, contrastes térmicos, deforestación) son desfavorables a la vida.

Ya hemos visto que el Pérmico era un período de importantes extinciones. Las regresiones terciarias mayores del Oligoceno basal y de la base del Mioceno superior son épocas de extinción masivas por los mamíferos terrestres y los cocodrilos. En cambio, unos autores costataron que aparecieron especies vegetales nuevas durante las regresiones del Carbonífero.

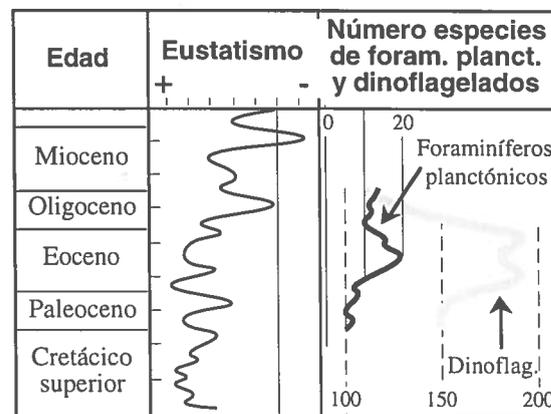


Fig. 20: Número de especies de Foraminíferos planctónicos y de Dinoflagelados en muestras de pozo del océano Pacífico.

VI. CONCLUSIONES SOBRE LAS RELACIONES ENTRE EUSTATISMO, SEDIMENTACION Y LA VIDA.

El eustatismo, al tener efectos sobre la paleogeografía (relación áreas emergidas/submergidas), tiene consecuencias sobre el clima (temperatura, lluviosidad) y sobre las propiedades físico-químicas de los océanos (temperatura, CCD, anoxia, corrientes). Esos factores controlan el tipo de sedimentación y las condiciones ecológicas del desarrollo de los or-

ganismos vivos. En su vez, las variaciones de la biosfera influyen sobre el clima (temperatura y CO₂ de la atmósfera), la sedimentación (biostasia, rhexistasia) y la química de los océanos.

Luego, el sedimentólogo tiene que recordar que (1) el eustatismo, la biosfera y la sedimentación interactúan entre sí, formando un sistema paleoecológico complejo, y (2) dichos fenómenos están principalmente controlados a mayor escala, por los parámetros de la geodinámica interna (tectónica de placas) y externa (ciclos astronómicos).

INTRODUCCION A LOS MODELOS EUSTATICOS, EL CONCEPTO DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

I. INTRODUCCIÓN

La sedimentología consiste en el estudio de las rocas sedimentarias tal como se las observa hoy en día, sea en los afloramientos de campo, sea en los registros de subsuelo. Esas rocas reflejan una historia a menudo larga y compleja que incluye la formación de las partículas sedimentarias, su transporte, su deposición, su diagénesis, y a veces sus deformaciones o erosiones sinsedimentarias.

Los métodos utilizados por el sedimentólogo incluyen tres herramientas fundamentales.

(1) la bioestratigrafía, que le permite tener una escala cronológica, es decir definir una dimensión de tiempo.

(2) las observaciones de muestras o afloramientos, y las interpretaciones de las mismas, que lo llevan a una conclusión sobre los medios de deposición, y/o sobre las condiciones de diagénesis. Esas conclusiones, colocadas en la escala de tiempo le permiten reconstruir la historia del lugar estudiado.

(3) las mediciones de los parámetros estratigráfico-sedimentológicos (espesores, paleocorrientes, granulometría, etc...) que le permiten:

- construir mapas isópacos, de corrientes, de facies, etc..., es decir, determinar la paleogeografía en la época de los depósitos estudiados;

- construir perfiles geológicos describiendo la geometría de los cuerpos sedimentarios, y sus relaciones mutuas (superposición, paso lateral, concordancia, etc...).

En otras palabras, a la dimensión "tiempo", añade las 3 dimensiones del volumen.

Las metas finales de un estudio sedimentológico, son, en orden de escala creciente:

(1) Reconstruir la historia geológica de una cuenca o una región, tal como ha sido registrada por la secuencia sedimentaria.

(2) Reconocer entonces las deformaciones del substrato de la región estudiada, e interpretar el mecanismo de las mismas, es decir reconstruir la historia tectónica de dicha zona.

(3) Integrar la historia tectónica dentro del marco geodinámico que lo controló, es decir encontrar las

relaciones mutuas de la tectónica local y de la tectónica global, y diferenciar sus papeles respectivos.

Para llegar tan lejos en el análisis, se necesita eliminar a los otros factores que controlan la sedimentación. Para simplificar, consideraremos que las zonas de mayor acumulación son áreas subhorizontales (sin deslizamientos por gravedad), subacuáticas, y ubicadas cerca de una fuente de partículas sedimentarias, es decir, típicamente las plataformas.

(1) La producción de partículas sedimentarias está en gran parte controlada por el **clima**, que determina la eficiencia de la erosión y del transporte (rocas detríticas), las condiciones ecológicas en la plataforma (sistemas carbonatados), o las condiciones favorables a la precipitación química (evaporitas).

(2) La **tectónica** determina la geometría de una margen, sus deformaciones internas, su pendiente general, ... La mayoría del tiempo, las áreas subhorizontales son las plataformas continentales someras y las cuencas profundas. La tectónica influye también sobre la superficie y el volumen de los relieves sometidos a la erosión, y luego sobre la producción de partículas sedimentarias.

(3) Finalmente, el espesor de la capa de agua favorable a la acumulación puede variar en función de la **subsistencia**, en parte ligada a la tectónica, que hace hundir (o levantar) el substrato; y de las **oscilaciones eustáticas** o variaciones del nivel del mar.

Ya que la paleoclimatología, más bien es el objeto de la paleobiología, el sedimentólogo tiene que dedicarse a analizar los efectos de las variaciones eustáticas, para luego determinar el papel efectivo de la tectónica en la evolución geológica de la zona estudiada.

El modelo eustático que vamos a presentar, fué definido en 1985-87 por un grupo de geofísicos y geólogos de Exxon encabezado por P. Vail, después de más de 20 años de análisis, comparaciones, dataciones, ... de centenas de perfiles sísmicos en márgenes continentales pasivos. Está ahora admitido y utilizado por la mayoría de los sedimentólogos en el mundo. Este modelo utiliza todas las ramas de la sedimentología mencionadas, y las integra en un marco dinámico y genético lógico que ningún geólogo sedimentario puede o debe ignorar.

II. LOS EFECTOS GENERALES DEL EUSTATISMO.

Hemos visto que la dinámica sedimentaria depende de la subsidencia, de los aportes sedimentarios y de las fluctuaciones eustáticas. Para empezar, examinaremos los efectos de situaciones de bajo y de alto nivel del mar sobre el sistema sedimentario de una margen, sin tener en cuenta sus variaciones.

Para este asunto, tomaremos como ejemplo un tipo muy clásico de margen, constituido por (1) un continente, en donde ocurren erosión y transporte, (2) una plataforma somera subhorizontal en donde se acumulan los sedimentos, (3) un talud caracterizado por una pendiente notable por donde parte de esos sedimentos pueden transitar para re-depositarse en (4) una cuenca subhorizontal (llanura abisal, por ejemplo). Tenemos entonces dos zonas de acumulación, bordeadas "aguas arriba" por zonas de transporte (fig. 21.1).

Examinemos ahora la influencia de situaciones de bajo o alto nivel del mar sobre la margen (fig. 21).

a. En caso de bajo nivel del mar (fig. 21.2):

- el área sometida a la erosión se extiende, proporcionando más partículas detríticas;

- la plataforma emerge por lo menos parcialmente, y está erosionada o, por lo menos, meteorizada;

- los sedimentos se depositan en el ambiente muy inestable del talud y muchos de ellos se re-depositan en la cuenca misma, mezclados con elementos retra-bajados de la plataforma (fig. 21.2).

En resumen, en periodo de bajo nivel del mar, la erosión domina y los sedimentos, mayormente detríticos, se depositan en el borde externo de la plataforma o en la cuenca.

Podemos notar inmediatamente, que una bajada fuerte del nivel del mar tiene efectos muy parecidos a los de un evento tectónico. Es a menudo muy difícil distinguir entre ambos fenómenos.

b. En caso de alto nivel del mar (fig. 21.3)

- el área sometida a la erosión disminuye, y las partículas detríticas son menos abundantes;

- la conjunción del aumento del espacio (y superficie) disponible y la disminución del detritismo favorece la sedimentación de origen biológico sobre la plataforma;

- ya que los sedimentos están entrampados sobre la plataforma, los fenómenos de re-deposición serán menos abundantes, y la sedimentación fina autóctona predomina en la cuenca.

En resumen, en periodo de alto nivel del mar, la plataforma es el sitio mayor de acumulación de sedimentos finos, a veces carbonatados (fig. 21.3).

III. LOS PRINCIPIOS DEL MODELO EUSTATICO EN MEDIO MARINO.

Hemos visto que la sedimentación depende mayormente del nivel eustático del mar y de la subsi-



Fig. 21: Situaciones de bajo y alto nivel marino y sus efectos sobre la ubicación de las zonas sedimentarias de una margen continental.

dencia del substrato. Tenemos entonces que definir unos parámetros que van a ser utilizados por la teoría.

- Las oscilaciones del nivel del mar representan las **variaciones eustáticas**. Respecto a un nivel "0" teórico, podemos definir un **nivel absoluto** del mar (fig. 22).

- La distancia entre el nivel absoluto del mar y el substrato en un tiempo definido está llamada el **espacio disponible potencial**. Se habla de "potencial" porque no toma en cuenta la acumulación sedimentaria que reduce este espacio.

- Considerando ahora la sedimentación coetánea, se define como **profundidad de depositación** la capa de agua que sobreyace el sedimento en un tiempo dado (fig. 22).

La figura 22 enseña las relaciones siguientes:

$$\frac{\text{Subsidencia} + \text{Eustatismo}}{\text{Espacio disponible potencial}}$$

y:

$$\frac{\text{Espacio disponible potencial} - \text{Acumulación sedimentaria}}{\text{Profundidad de depositación}}$$

De esos valores, el sedimentólogo de campo o de pozo puede estimar la profundidad de depositación y la acumulación sedimentaria, y deducir la tasa de subsidencia (mediante cálculos de decompactación). Además, por la bioestratigrafía, se conoce la edad de los depósitos. Quedan entonces dos factores desco-

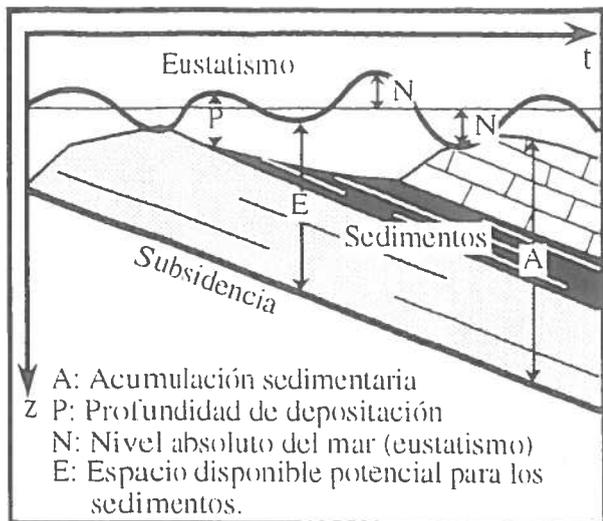


Fig. 22: Los parámetros necesarios al análisis del eustatismo ($t =$ tiempo, $z =$ profundidad).

nocidos.

El modelo eustático encontró una relación entre esas dos incógnitas (Eustatismo y Espacio disponible potencial), y pudo luego modelar el sistema.

IV. TEORÍA DEL MODELO EUSTÁTICO.

Las ciencias geológicas son por definición relacionadas con el tiempo, y tenemos que analizar no solamente estados fijos (fig. 21), sino también sus variaciones con el tiempo, o sea su derivada secundaria. Analizemos ahora las relaciones dinámicas entre las variaciones eustáticas del nivel del mar, y el espacio disponible para la acumulación de sedimentos sobre una plataforma continental.

Hemos visto que el espacio disponible para la acumulación de sedimentos depende del eustatismo y de las variaciones del nivel del substrato (subsistencia, tectónica local). El modelo presentado supone que el eustatismo actúa mucho más rápido que los movimientos del substrato, y luego, que su influencia es dominante sobre la sedimentación. Entonces, para simplificar, podemos suponer que la subsistencia está constante, y que la actividad tectónica está ausente.

La fig. 23.1 presenta un ejemplo de variaciones del nivel del mar, con una subsistencia constante, sobre un diagrama de profundidad (z) en función del tiempo (t). De esas dos curvas, podemos deducir la velocidad de esas variaciones, es decir la derivada secundaria de cada curva.

Ésta está representada en la fig. 23.2 sobre un diagrama de velocidad (v) en función del tiempo (t). A cada caída (o subida) del nivel del mar (puntos de inflexión de la curva fig. 23.1) corresponde un máximo negativo (o positivo) de velocidad en la fig. 23.2 (representados respectivamente por $-$, y $++$). Un rasgo fundamental es que las variaciones del nivel relativo del mar (= espacio disponible, fig. 23.4) están decaídas respecto a las del nivel absoluto (= eustático, fig. 23.1, vease también fig. 24). Eso se debe al hecho de que una curva de tipo sinusoidal (oscilaciones eustáticas, fig. 23.1) tiene una deriva-

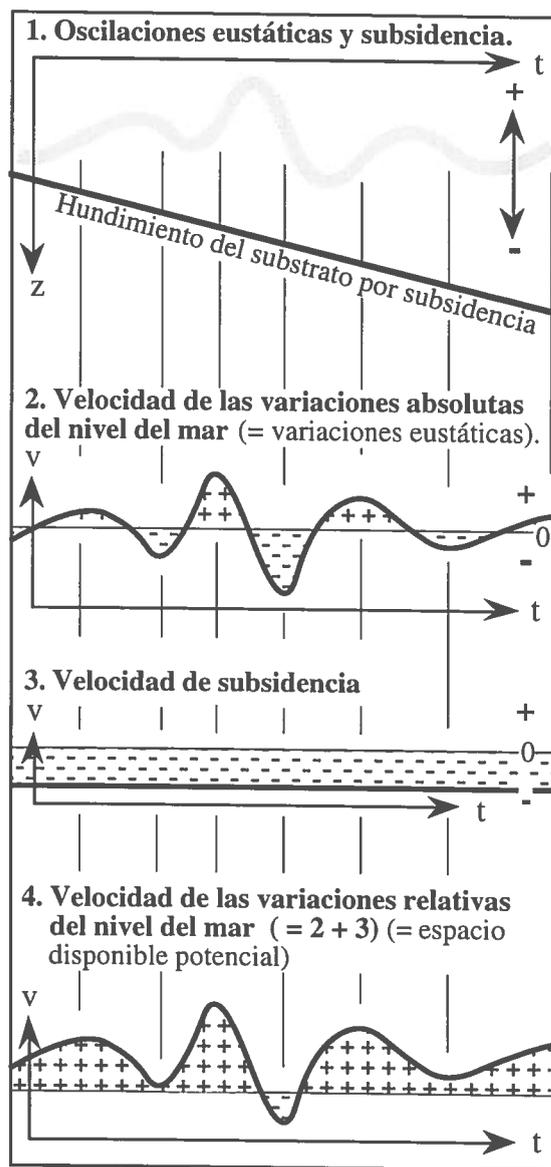


Fig. 23: Relaciones entre oscilaciones eustáticas y espacio disponible potencial (La subsistencia está supuesta constante, y la sedimentación no está tomada en cuenta).

da secundaria (velocidad, fig. 23.3) decaída de un cuarto de fase, respecto a la primaria.

La velocidad de subsistencia siendo constante por hipótesis, está representada por una línea horizontal (fig. 23.3).

El hundimiento del substrato por subsistencia contribuye a la creación del espacio disponible, y su velocidad tiene que ser añadida a la de las variaciones eustáticas, para obtener la curva de variación del espacio disponible potencial representada en la fig. 23.4. Notemos que esta curva (fig. 23.4) no toma en cuenta la acumulación sedimentaria.

En conclusión, se debe notar que, si bien la cantidad de espacio disponible depende de la subsistencia, sus variaciones son completamente controlada por las variaciones eustáticas si la subsistencia está constante. Además, en condiciones de relativa tranquilidad tectónica, la velocidad de cambio del espacio disponible es casi siempre positiva, permitiendo así la acumulación de sedimentos. Eso determina el depósito de cuerpos sedimentarios distintos, la ubi-

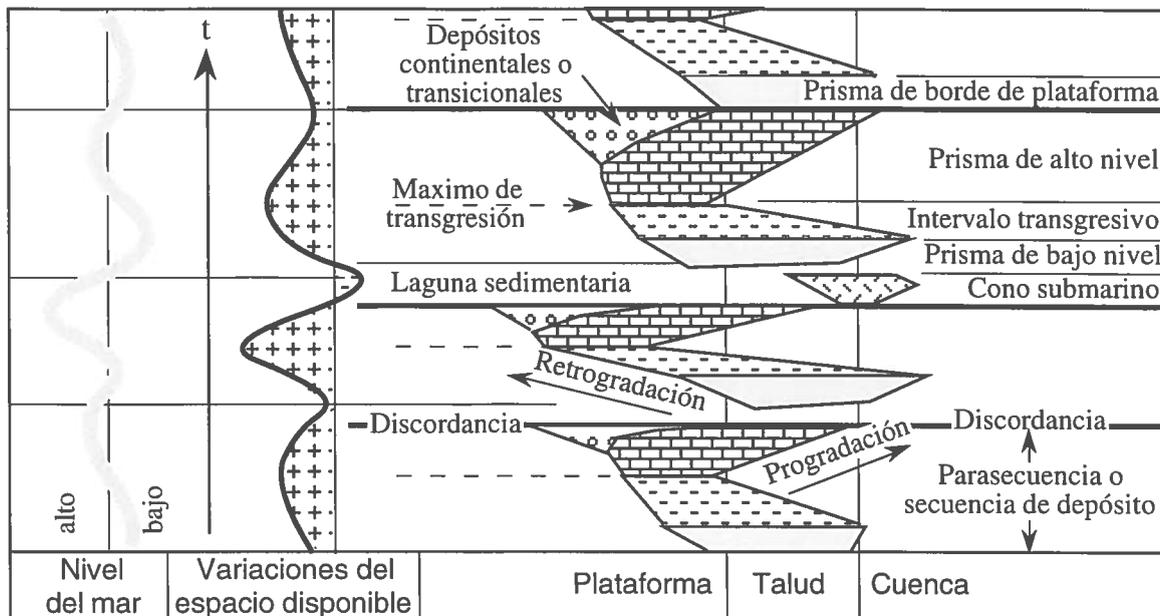


Fig. 24: La sucesión de los cuerpos sedimentarios; sus relaciones con el nivel absoluto del mar, y con las variaciones del espacio disponible (nivel relativo del mar).

cación y las características sedimentarias de los cuales reflejan la cantidad de espacio disponible al momento de su depósito (fig. 24).

Por fin, tenemos que tener presente en la mente que las variaciones del nivel eustático están decaladas respecto a las del espacio disponible (fig. 24). Eso lleva a las paradojas siguientes: Los "intervalos transgresivos" se depositan en períodos de muy bajo nivel absoluto del mar (fig. 24), los "máximos de transgresión" ocurren cuando el nivel absoluto del mar está todavía subiendo, y las emersiones muy frecuentes observadas al tope de secuencias de plataforma son coetáneas de períodos de "alto nivel" absoluto del mar.

V. DEFINICION DE LOS CUERPOS SEDIMENTARIOS Y SUS RELACIONES CON LAS VARIACIONES EUSTATICAS

Después de las generalidades sobre los cuerpos sedimentarios relacionados con el eustatismo, tenemos que analizar más en detalle su dinámica sedimentaria y sus relaciones geométricas. Por eso tomaremos el ejemplo de una plataforma clástica (fig. 25), pero el modelo se aplica también a las plataformas carbonatadas.

Una **secuencia de depósito** (*depositional sequence*), que corresponde a un ciclo eustático, está limitada por **límites de secuencia** (*sequence boundary*) (fig. 24).

El **límite de secuencia** (1a, fig. 25) se presenta en perfiles sísmicos, como una superficie de discordancia sobre la plataforma, que se vuelve subconcordante hacia la cuenca. Se produce cuando la caída del nivel absoluto del mar es la más rápida, provocando la desaparición del espacio disponible sobre la plataforma (fig. 24).

En caso de caída muy fuerte del nivel del mar, el espacio disponible sobre la plataforma se vuelve ne-

gativo (fig. 24), es decir que la plataforma está completamente emergida. Los productos de su erosión (y la del continente) están llevados por ríos hasta el borde de la plataforma, y redepositados en la cuenca. Por eso, se observa a veces **paleo-valles** sobre la plataforma (*incised valleys*, 2, fig. 25), y, en el borde de la plataforma, **cañones** por los cuales transita el material removido (3, fig. 25). En la cuenca se forma un **cono submarino** (CSM) turbidítico (*basin floor fan* o *lowstand fan*), con la dinámica sedimentaria propia de esos sistemas. El CSM está a veces sobreyacido por un **cono de talud** (*slope fan*) caracterizado por la abundancia de los deslizamientos sin-sedimentarios (4, fig. 25).

Cuando baja la velocidad de caída del nivel absoluto del mar (fig. 24), empieza la depositación del **prisma de bajo nivel** (PBN, *lowstand wedge*), al tope del CSM y sobre el talud de la plataforma. Esos depósitos, que rellenan los cañones del talud, son caracterizados por una débil extensión geográfica, y por un escalonamiento vertical rápido de las facies, debido a la pendiente. El PBN se desarrolla primero por progradación, y luego, a medida que se crea espacio disponible, por agradación. El tope del PBN corresponde al momento de más bajo nivel absoluto del mar, y de rápida subida del espacio disponible (fig. 24).

Esta última situación provoca la nueva inundación, muy rápida, del espacio subhorizontal de la plataforma, depositando el **intervalo transgresivo** (IT, *transgressive systems tract*), sobre una **superficie de inundación** o **de transgresión** (5, fig. 25, *transgressive surface*). El depósito está caracterizado por una retrogradación rápida provocando una disposición en **on-lap** de las secuencias menores (6, fig. 25) sobre la superficie de inundación, y contactos en **top-lap** de las mismas (7, fig. 25), debajo de los depósitos sobreyacentes. Hacia el tope del IT, la velocidad de subida del nivel absoluto del mar es máxima, pero la velocidad de creación de espacio disponible disminuye (fig. 24), y empieza entonces

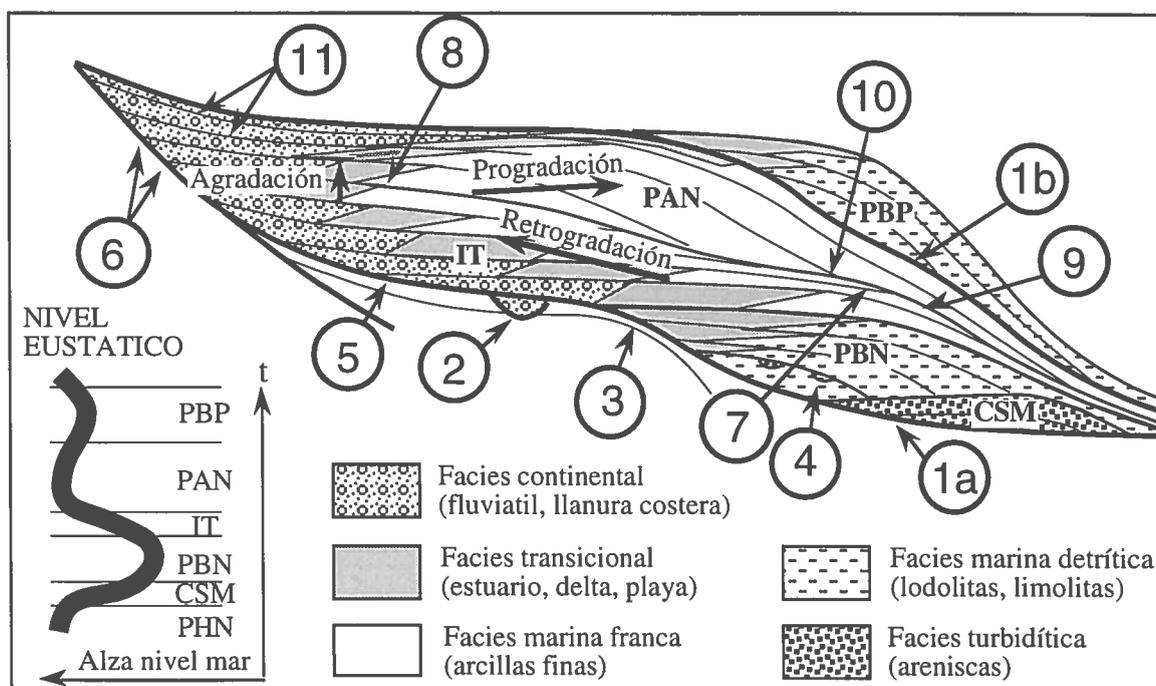


Fig. 25: Geometría, dinámica y facies de los cuerpos sedimentarios en relación con las variaciones del nivel absoluto del mar. Los números están explicados en el texto.

la agradación (fig. 25). El tope mismo del IT corresponde al **máximo de transgresión** (*maximum flooding*) sobre la plataforma (8, fig. 25). Sin embargo, ya que los sedimentos son entrapados sobre la plataforma, la tasa de sedimentación es muy baja sobre el talud y la cuenca. Luego, la superficie del máximo transgresivo pasa hacia la cuenca a un **intervalo condensado** (9, fig. 22, *condensed section*, véase más abajo).

El **prisma de alto nivel** (PAN, *highstand wedge*) incluye los sedimentos depositados durante los períodos de más alto nivel absoluto, y de disminución cada vez más rápida del nivel relativo (fig. 24). Por eso, sobre la plataforma, están caracterizados en la base por la agradación, y hacia el tope por la progradación (fig. 25), que induce contactos en *down-lap* de las secuencias menores sobre el intervalo condensado (10, fig. 25). Al tope del PAN, el espacio disponible alcanza un mínimo (caída rápida del nivel absoluto, fig. 24), se observan frecuentes **erosiones** (11, fig. 25), concluyendo con un nuevo **límite de secuencia** (1b, fig. 25).

En caso de una baja moderada del nivel marino, la plataforma no emerge totalmente, y los sedimentos pueden todavía depositarse sobre el borde externo de la plataforma, sin que haya laguna sedimentaria importante (fig. 24). Forman el **prisma de borde de plataforma** (PBP, *shelf margin wedge*). Los depósitos están caracterizados por una débil progradación y por medios sedimentarios someros. El tope del PBP (nueva superficie de inundación) está marcado por el inicio de la retrogradación de los sedimentos del IT.

En conclusión, las variaciones eustáticas provocan el depósito de varios cuerpos sedimentarios caracterizados por una dinámica propia (pro-, retro- o agradación), por facies distintas, y que se relevan topográficamente a lo largo de la margen (fig. 25).

VI. RELACIONES ENTRE LA SEDI-MENTACIÓN Y EL TIEMPO.

La fig. 26 enseña la repartición de los cuerpos sedimentarios del ejemplo de la fig. 25 en función del tiempo. Esta figura está basada sobre la hipótesis fundamental de que las superficies somitales de los cuerpos progradantes (clinoformas) son líneas de tiempo. Varias observaciones fundamentales resaltan.

En un sistema de plataforma, los períodos de no depositación son muy importantes, y su duración a menudo rebaza la de los períodos de sedimentación. Las principales lagunas sedimentarias ocurren: (1) durante los períodos de bajo nivel eustático (límites de secuencias), sobre la plataforma emergida (hiato subaéreo), y también en la cuenca (hiato o condensación submarinos), y (2) durante los intervalos de alto nivel eustático en la cuenca (hiato submarino). Este último hiato constituye el intervalo condensado (*condensed section*, cf. fig. 25 y 26), que pasa lateralmente a la superficie de transgresión máxima hacia la plataforma. En ambos dominios, la fuerte condensación sedimentaria permite una alta concentración de organismos pelágicos (ammonites, foraminíferos), representando a veces en la cuenca varias zonas bioestratigráficas superpuestas.

Una primera consecuencia es que, es generalmente muy difícil correlacionar bioestratigráficamente formaciones de plataforma con formaciones de cuenca, ya que los cuerpos sedimentarios no solo se relevan geográficamente, pero también estratigráficamente (fig. 26). En consecuencia, cuando se observan formaciones sedimentarias aparentemente aisladas y de edades cercanas pero no exactamente correlacionables paleontológicamente, uno tiene que pensar en la posibilidad de que constituyan cuerpos sedimentarios depositados durante estadios diferentes de un ciclo eustático.

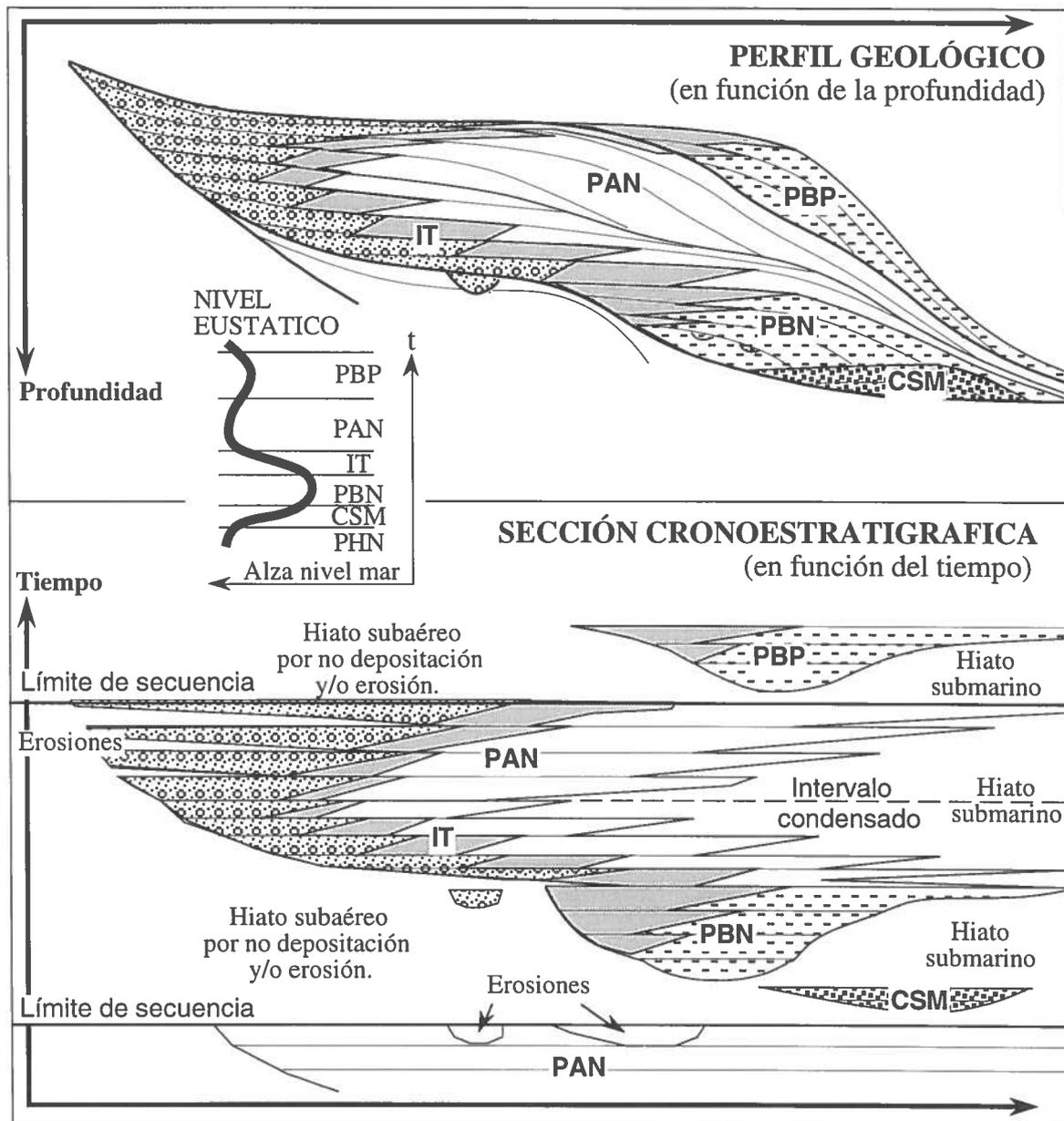


Fig. 26: Geometría y tiempo de depositación de los cuerpos sedimentarios (leyenda en fig. 25).

Una segunda consecuencia importante es que, debido a las extensas lagunas sedimentarias, se observan generalmente hiatos faunísticos importantes entre los diferentes ciclos eustáticos. La presencia de tales hiatos o niveles de condensación con faunas superpuestas o yuxtapuestas explica en gran parte las largas discusiones paleontológicas respecto a los límites de los pisos geológicos.

VII. IDENTIFICACION DE LOS CUERPOS SEDIMENTARIOS POR LAS OBSERVACIONES GEOLOGICAS

En esta parte, vamos a considerar más bien el caso de una plataforma carbonatada, pero, quedándose en generalidades, las observaciones son válidas para los sistemas clásticos.

VII. 1. Límites de secuencias

Dos casos tienen que ser distinguidos.

a) En caso de caída importante del mar, la

plataforma queda emergida durante largo tiempo, y la discontinuidad tiene las características de un hiato por emersión y erosión. Por ejemplo, se observan paleovalles, a menudo rellenos por cuerpos conglomeráticos lenticulares (paleovalles), indicios de karstificación, paleosuelos, lentes de sedimentos lacustres. Sin embargo, esos indicios pueden haber sido borrados por las erosiones contemporáneas.

En el talud se observan cañones, por los cuales transitan las partículas re trabajadas antes de depositarse en el Cono Submarino. Los depósitos, mayormente detríticos (arenas) y de alta energía, pueden contener clastos, elementos o organismos re trabajados desde la plataforma.

b) En caso de caída débil del mar, solo la parte interna o proximal de la plataforma está emergida. En esta última zona, el límite de secuencia se traduce como se indicó previamente. En la parte externa, la discordancia, frecuentemente asociada a emersiones repetidas, se ubica entre la parte somital del PAN, y el PBP o el PBN sobreyacente. Veremos

más abajo como se reconocen aquellas facies.

VII.2. Prisma de Bajo Nivel

El prisma de bajo nivel no tiene una gran extensión geográfica. Por eso las facies no son variadas. Una zona muy somera está directamente superpuesta sobre la zona del talud, y está directamente expuesta a las influencias marinas. Esas facies contienen entonces una fauna de medio abierto y evidencias de buena energía, debido a las mareas, las olas o las tempestades. Sin embargo, las influencias del continente (plataforma emergida adyacente) pueden ser también importantes, llevando partículas retrabajadas y/u oxidadas, plantas, etc.... La proximidad de la pendiente del talud puede provocar fenómenos de deslizamiento por gravedad.

El mecanismo acrecionario dominante es la progradación induciendo secuencias de somerización. La profundidad de depositación es mínima. Hacia el tope, aparece una tendencia a la profundización de los medios y a la agradación (que evoluciona luego hacia la retrogradación del IT sobreyacente).

VII.3. Intervalo Transgresivo

El intervalo transgresivo está caracterizado por facies muy variables, someras pero con tendencia a la profundización, generalmente ricas en detritismo terrígeno, en elementos retrabajados de la plataforma y en erosiones internas (facies transgresivas). Dos casos se presentan.

a) Si la plataforma ha sido totalmente emergida, el IT descansa sobre el PBN y está entonces localizado en el borde externo de la plataforma. Está representado por pocas secuencias espesas constituidas por facies del mismo tipo que el PBN, pero con carácter retrogradante. En este caso, la plataforma misma vendrá a ser inundada solo al tope del IT (*onlap*), durante el Máximo de Transgresión, o aún al inicio del PAN. Durante la depositación del IT, siguen entonces los procesos de erosión, alteración o sedimentación continental cuyas influencias pueden ser sensibles en sus depósitos.

b) Si la caída del nivel marino ha sido menos importante, el IT sobreyace de manera más gradual al Prisma de Borde de Plataforma. En la parte externa de la plataforma, sus facies son comparables a las del caso precedente. En la parte más interna, consiste en numerosas secuencias delgadas, no correlacionables, con bases erosivas y frecuentes emersiones al tope.

VII.4. Máximo de Transgresión

Teóricamente, el MT es una superficie y una línea de tiempo y no corresponde a depósitos particulares. Sin embargo, en zonas muy proximales, está frecuentemente materializado por delgados niveles marinos dentro de secuencias mayormente continentales. En zonas más distales de la plataforma, se encuentra en la base de las primeras secuencias de agradación-progradación del PAN, a menudo subrayado por concentraciones de organismos planctónicos. Sobre el talud y en la cuenca, está incluido dentro del intervalo condensado, que se va ampliando hacia la cuenca (fig. 22)

VII.5. Prisma de Alto Nivel

Corresponde al período de más importante espa-

cio disponible, y los sistemas sedimentarios pueden actuar con rendimiento máximo. Los depósitos del PAN son generalmente los que más se parecen a los de los modelos clásicos de sistemas sedimentarios. Dos etapas pueden ser distinguidas.

Al inicio, el espacio disponible muy importante permite una acumulación importante y regular, dando lugar a la depositación de secuencias potentes, con facies poco variadas, y poca evolución vertical. La circulación del agua es buena y los medios no son confinados.

Hacia arriba, el espacio disponible disminuye, y los sedimentos tienen que depositarse aguas abajo, provocando una progradación importante, el relleno subhorizontal de la plataforma y el ensanchamiento de las zonas faciales. Las secuencias se vuelven más delgadas, y se observan frecuentes emersiones, erosiones y fenómenos de meteorización al tope, especialmente en la parte interna de la plataforma. Por otra parte, por la disminución de la profundidad de depositación, las corrientes dejan de circular y los medios se vuelven más confinados. En el borde de la plataforma, se pueden observar pasos laterales muy rápidos desde facies internas hasta facies externas de borde de plataforma o de talud.

VII.6. Prisma de Borde de Plataforma

La nítida zonación de las facies del PBP es vecina de la del PAN, pero su dinámica sedimentaria es más vecina de la del PBN.

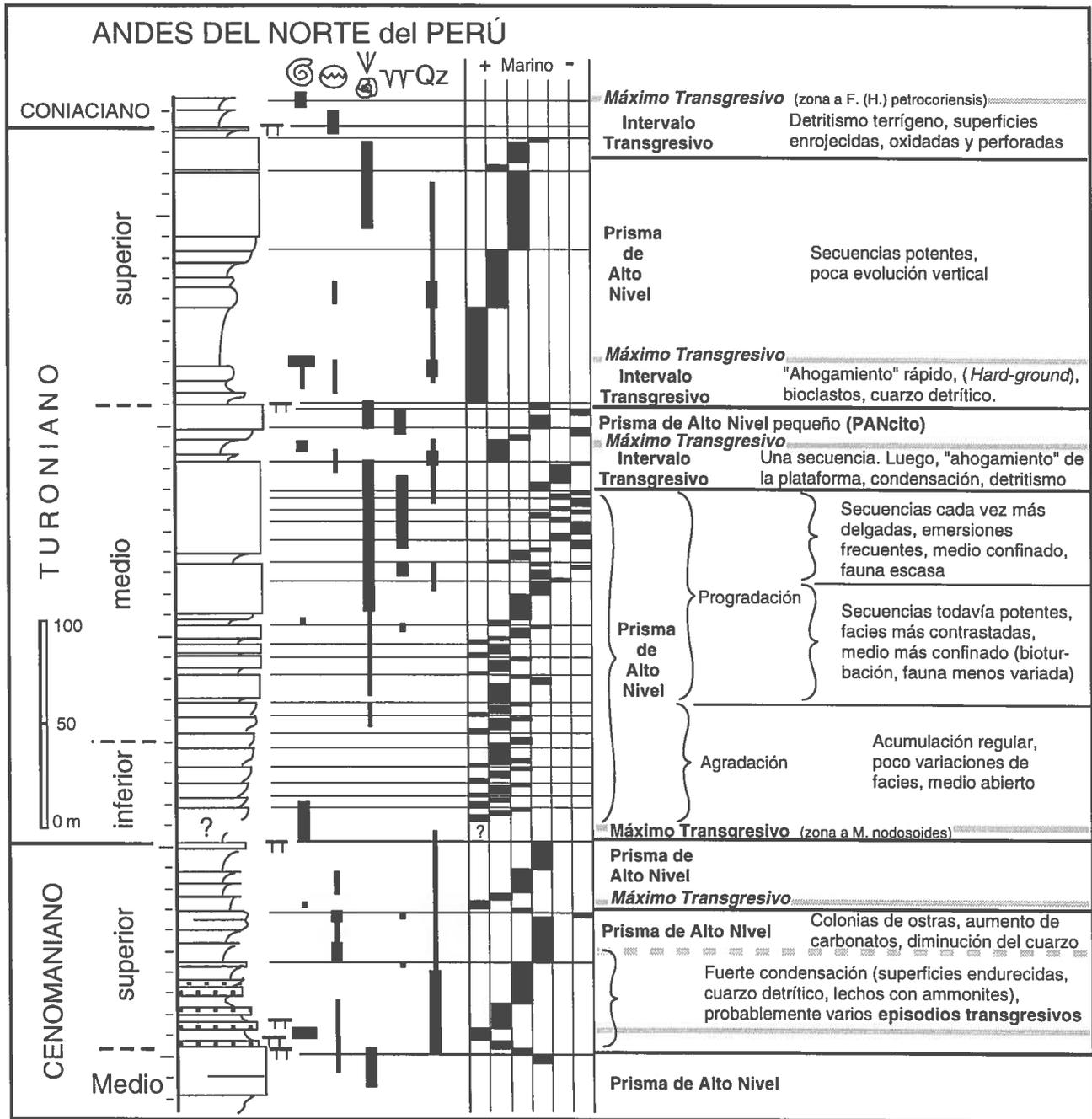
Mientras que el PAN empieza con medios abiertos, la base del PBP ya presenta facies someras y confinadas, observándose frecuentes emersiones y faunas oligoespecíficas.

Mientras que el PAN está sobreyacido por la discontinuidad mayor del límite de secuencia, el PBP pasa a menudo gradualmente al IT. En consecuencia, al revés del PAN, el PBP, como el PBN, empieza con una notable progradación y termina con una nítida tendencia a la agradación, anunciando la retrogradación del IT sobreyacente. Dicha evolución, está asociada a la profundización y al desconfinamiento rápidos de los medios sedimentarios.

VIII. CONCLUSIONES.

La evolución vertical de las facies y de las secuencias, y su repartición geográfica son criterios fundamentales de caracterización de los cuerpos sedimentarios para el geólogo de campo. Sin este trabajo, y sin estudios bioestratigráficos detallados que permitan establecer la sucesión en el tiempo de cuerpos sedimentarios a menudo sin relaciones geométricas entre sí, no hay estratigrafía secuencial posible. En otras palabras, este nuevo modelo no puede reemplazar a las técnicas y métodos anteriores, sino que los utiliza y los completa, dando un marco dinámico y genético a los sedimentos y secuencias observados, y permitiendo al geólogo ir más allá en sus interpretaciones.

Los ejemplos presentados a continuación han sido escogidos en varios medios sedimentarios. Sin embargo, este tipo de análisis todavía es algo experimental, y unas de las interpretaciones presentadas *podrán ser revisadas a la luz de nuevos avances.*

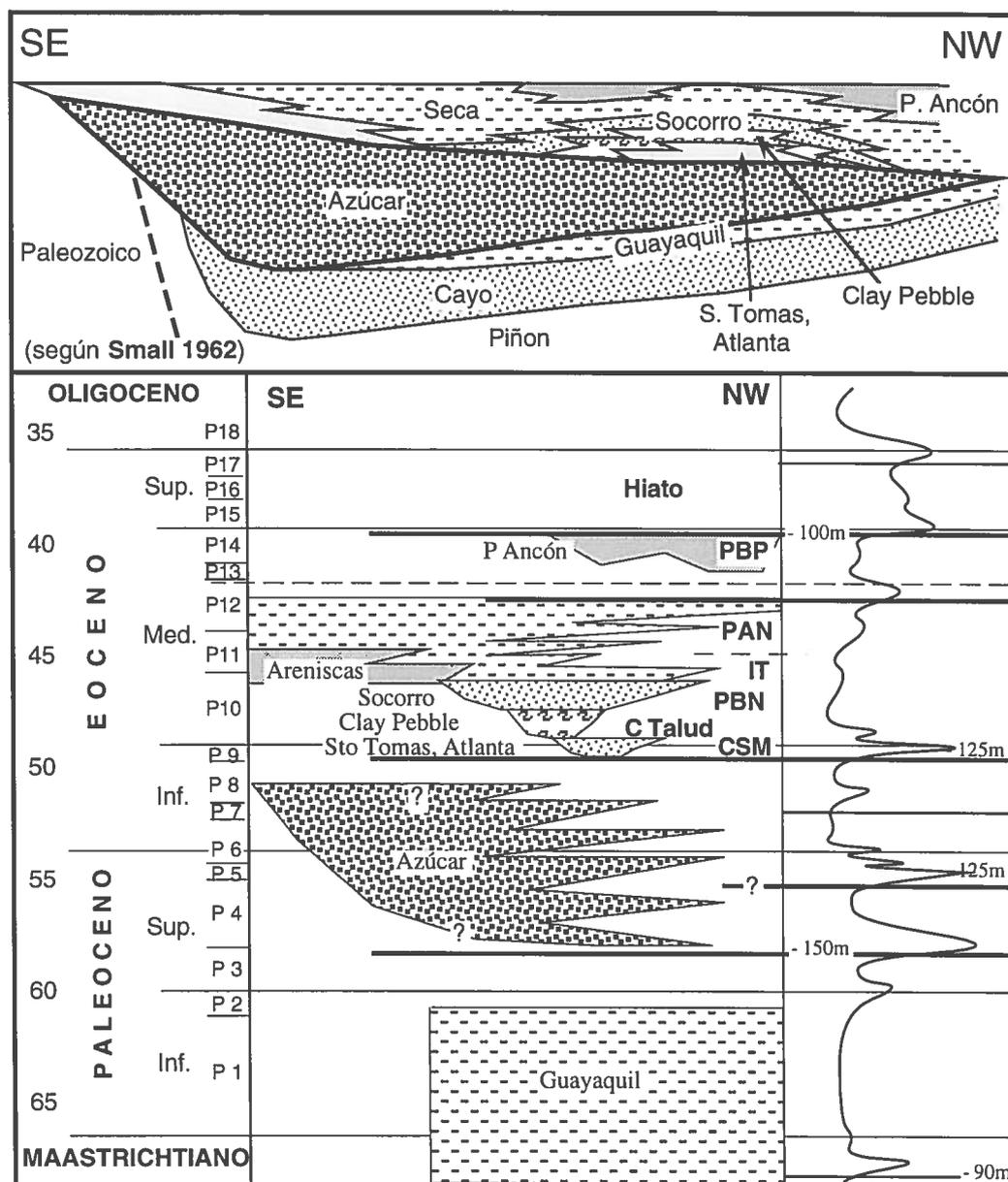
EJEMPLO 1: Plataforma carbonatada (Fms Mujarrún, Romirón, Coñor y Cajamarca del Perú)


Durante el Cenomaniano superior, la débil subsidencia y/o las subidas muy rápidas del nivel marino no permitieron la depositación normal de los Intervalos Transgresivos, mayormente materializados por superficies endurecidas de condensación (*Hard-grounds*). Los Máximos Transgresivos (lechos de amonites frecuentes) se encuentran casi directamente sobre el tope del prisma de alto nivel. Los límites de secuencias están muy bien marcados por una ruptura litológica.

Durante el Turoniano, gracias a la fuerte subsidencia y/o a alzas más lentas del nivel eustático, el límite de secuencia, es decir el inicio de los Intervalos Transgresivos es registrado por una tendencia a la profundización y a la agradación. Sin embargo, son rápidamente interrumpidos por el ahogamiento de la plataforma que produce una ruptura litológica mayor. En este caso, el límite de secuencia no está confundido con la ruptura litológica.

Nótese la buena ilustración de las dos fases (agradación, progradación) del PAN de la primera secuencia turoniana.

La transgresión del Cenomaniano superior, y los Máximos Transgresivos del fin del Turoniano inferior y del Coniaciano basal son eventos eustáticos mundiales (Haq et al. 1987).

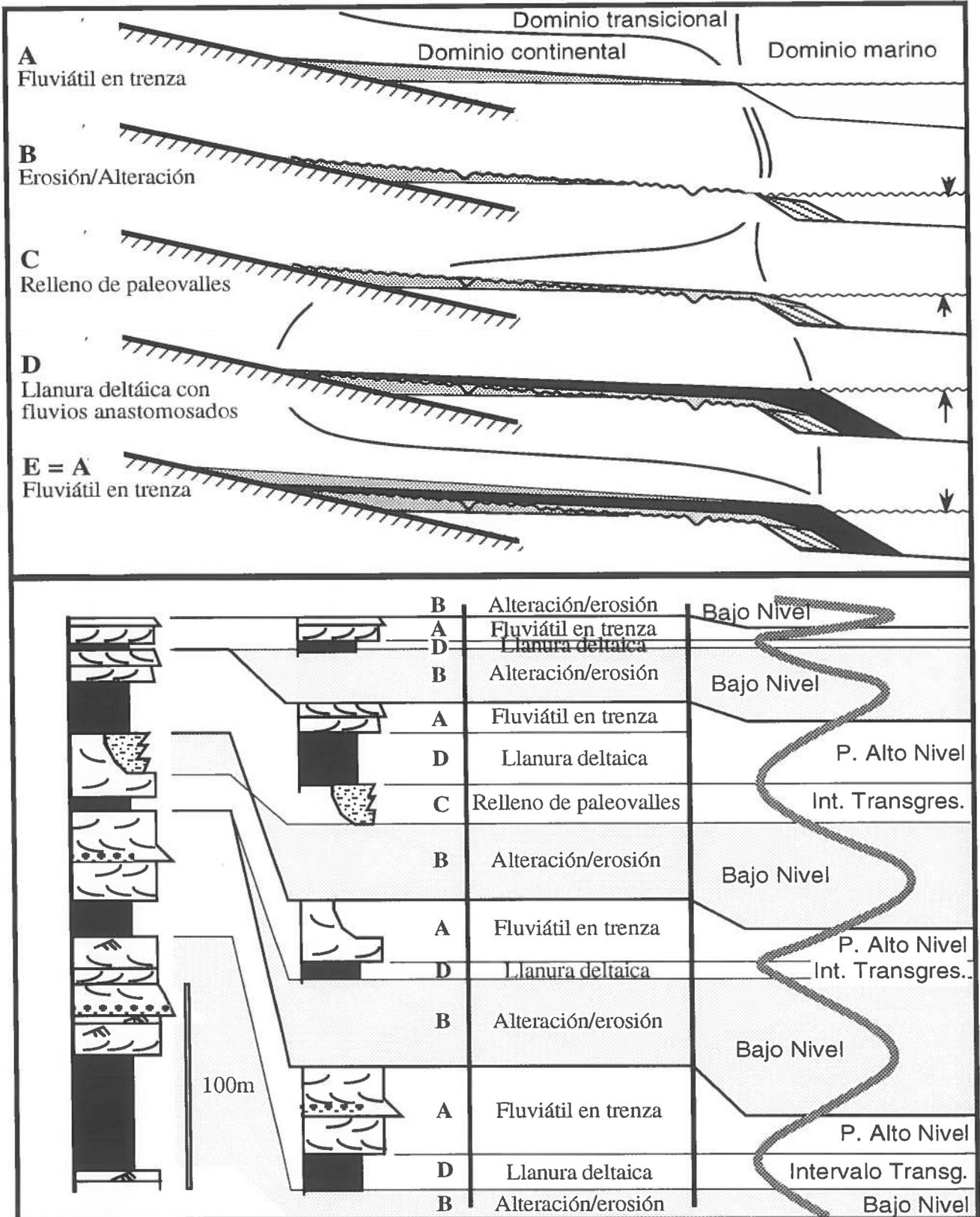
EJEMPLO 2: Sistema clástico marino (Paleógeno de la Península ecuatoriana).


La síntesis de los datos de subsuelo de Small (1962) sugiere el siguiente modelo secuencial provisional.

El Gp Azúcar sobreyace a la Fm Guayaquil y contiene foraminíferos planctónicos del Paleoceno medio a superior y moluscos de afinidad eocena inferior (Sigal 1968). Correspondería a una secuencia de depósito (TA2, Haq et al. 1987). Su organización interna queda por ser determinada.

El Gp Ancón eoceno medio correspondería a otra secuencia de depósito (TA3, Haq et al. 1987). Atlanta, mal conocido, podría representar un CSM. Clay Pebble puede ser interpretado como un depósito de talud. Socorro, rico en turbiditas representaría el PBN. Seca, más fino y de medio más somero puede representar el IT (?) y el PAN. Punta Ancón, descansa en contacto abrupto sobre Seca y se depositó en un medio somero abierto, rico en influencias terrígenas. Está interpretado como un PBP del tope del Eoceno medio.

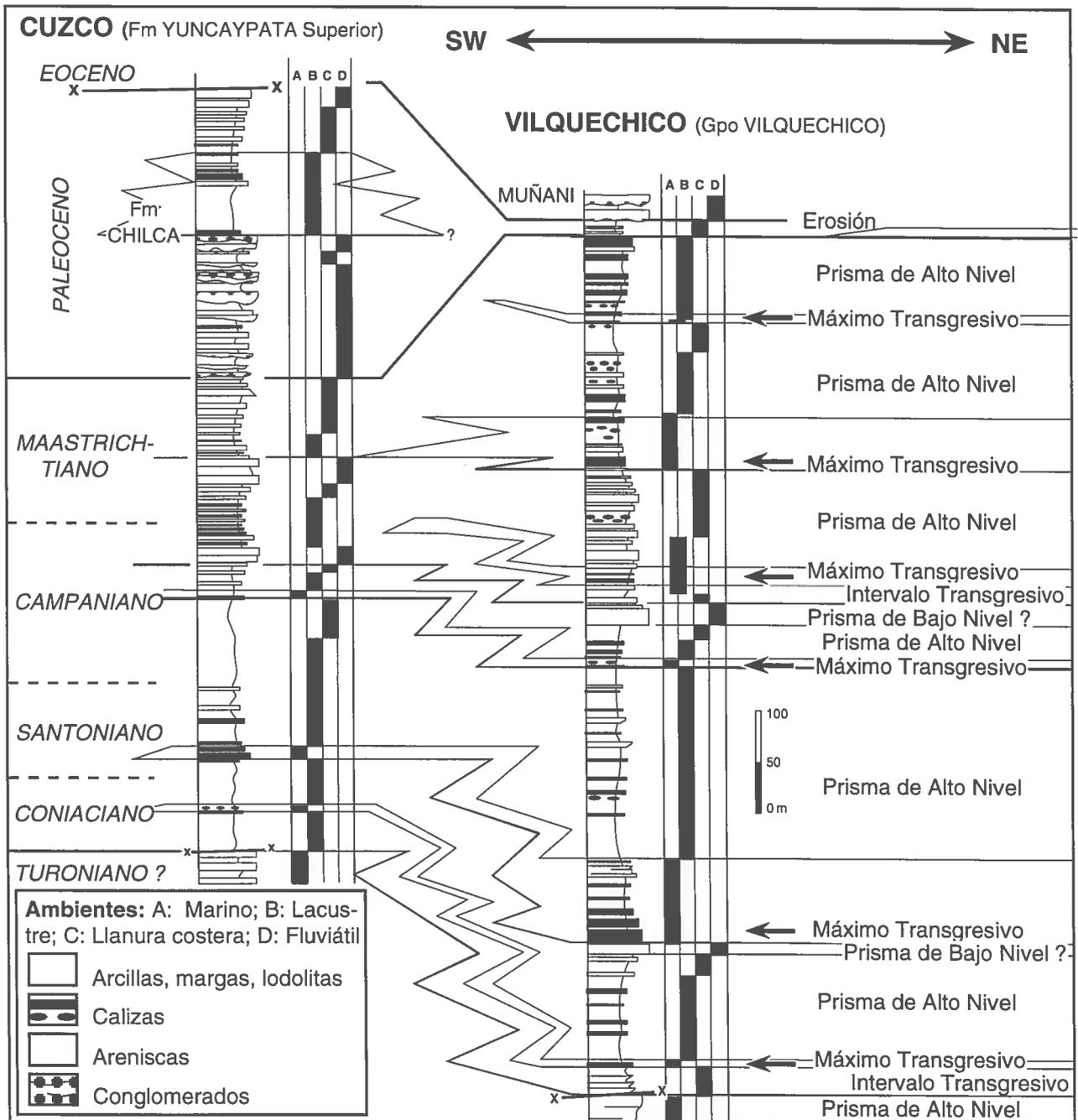
EJEMPLO 3: Sistema fluvio-deltaico (Cretácico inferior del Perú central, según Moulin 1989).



Inspirándose de Posamentier et al. (1988), Moulin (1989) propone que el eustatismo, por efecto del incremento de la pendiente continental hacia el mar, controla las alternancias de facies finas deltaicas interpretadas como depósitos del IT, y facies gruesas fluviales progradantes que representarían el PAN. Las secuencias estarían separadas por largos periodos de

erosión/alteración.

En las partes más proximales, es posible también que las facies deltaicas solo representen depósitos del MT y de la fase de agradación del PAN.

EJEMPLO 4: Llanura costera continental (Campano-Maastrichtiano de los Andes centrales).


Los delgados niveles marinos intercalados en la serie mayormente continental están interpretados como Máximos de Transgresión (líneas de tiempo), y pueden ser correlacionados.

Los sedimentos sobreyacentes están caracterizados por una tendencia regresiva, resultando de la progradación de los sistemas sedimentarios continentales a medida que retrocede la orilla del mar. Representarían el PAN.

Los cuerpos arenosos fluviales que subrayan las secuencias del Santoniano y del límite Campaniano-Maastrichtiano pueden ser interpretados sea como el IT de dichas secuencias, sea, más probablemente, como los PBN de la precedente.

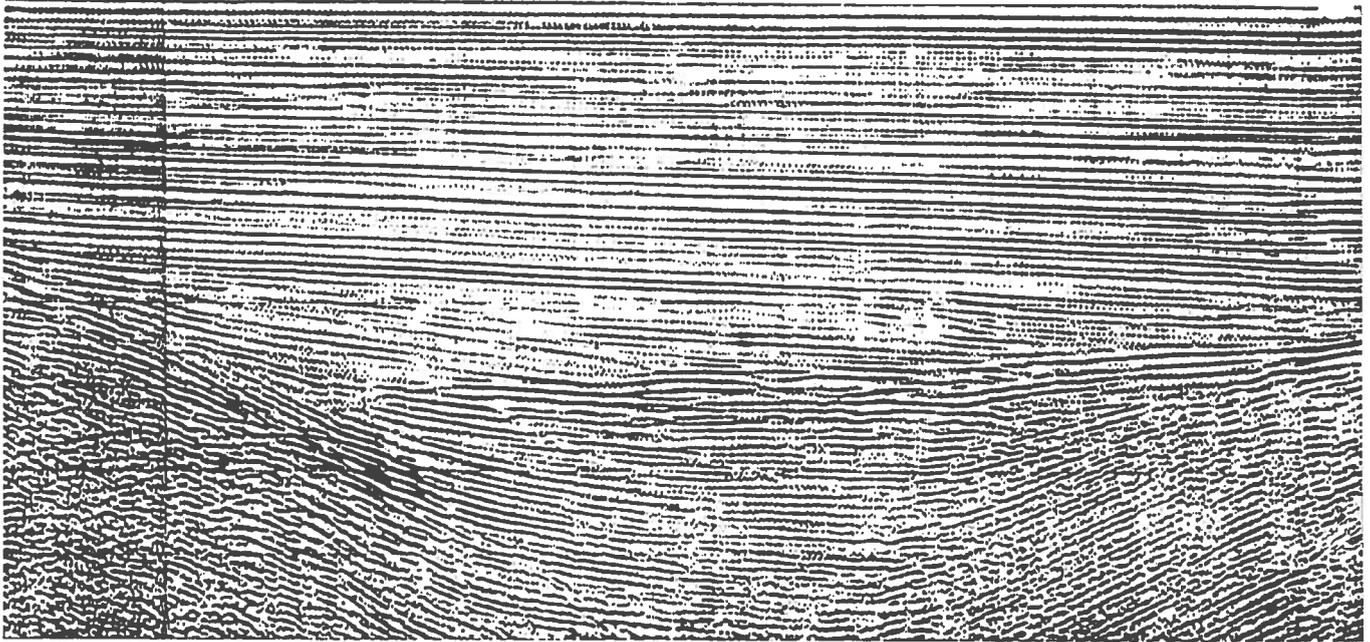
Los depósitos lacustres del Maastrichtiano y Paleoceno pueden ser interpretados como resultado del alza del nivel de la napa de agua subterránea provocada por alzas eustáticas.

Notar que, en esas zonas muy proximales, el IT es poco desarrollado, y el MT a menudo sobreyace directamente al PAN.

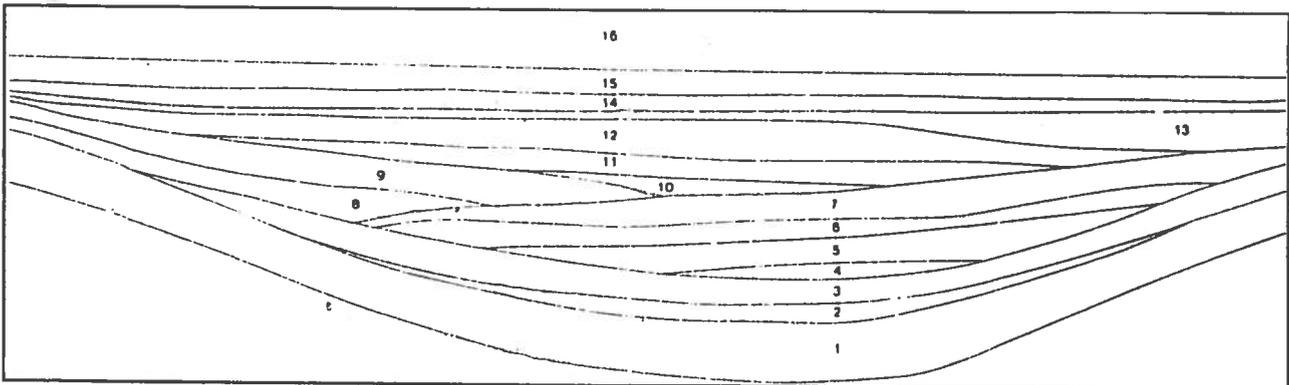
Las arenas del límite Campaniano-Maastrichtiano resultan de la fase tectónica mayor del Campaniano superior, que provocó la laguna del Campaniano en el Oriente Ecuatoriano.

EJEMPLO 5: Reconstitución secuencial y geológica a partir de una sección sísmica.

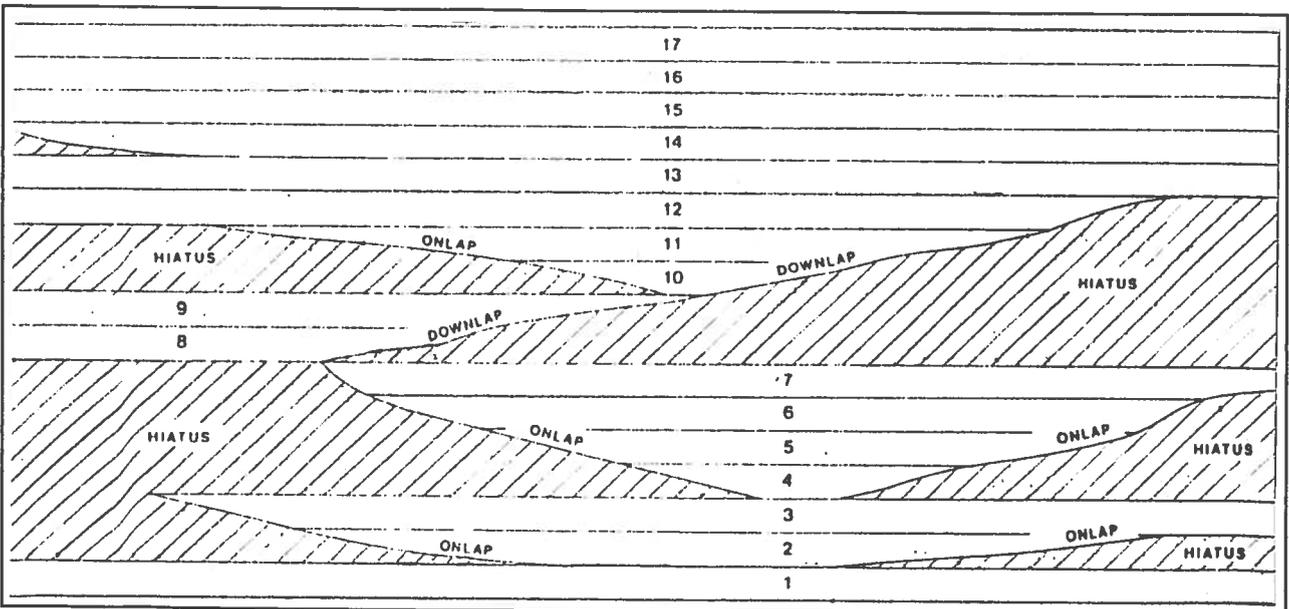
Perfil sísmico (escala vertical en tiempo-profundidad).



Interpretación del perfil sísmico.

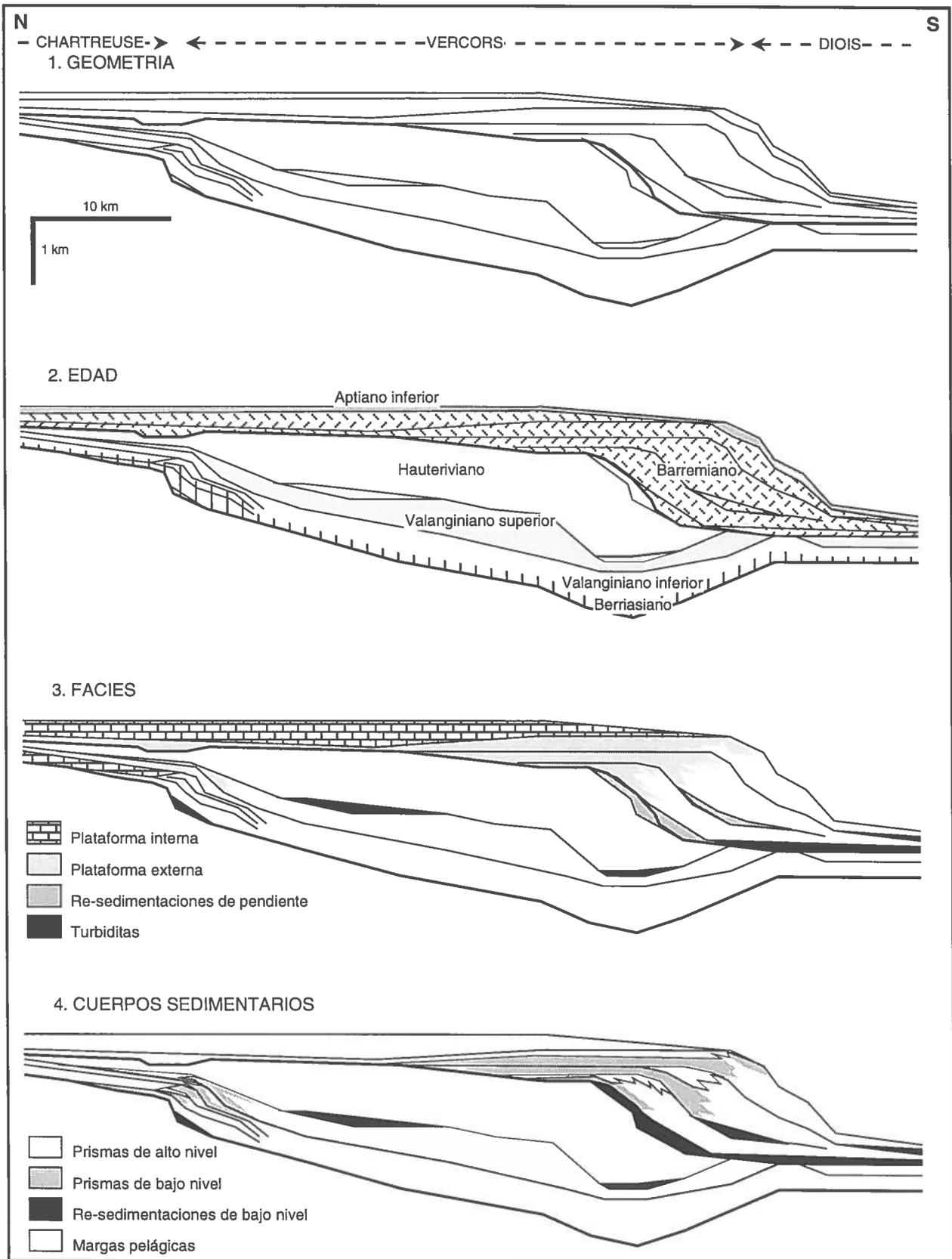


Sección cronoestratigráfica (escala vertical en edades geológicas).



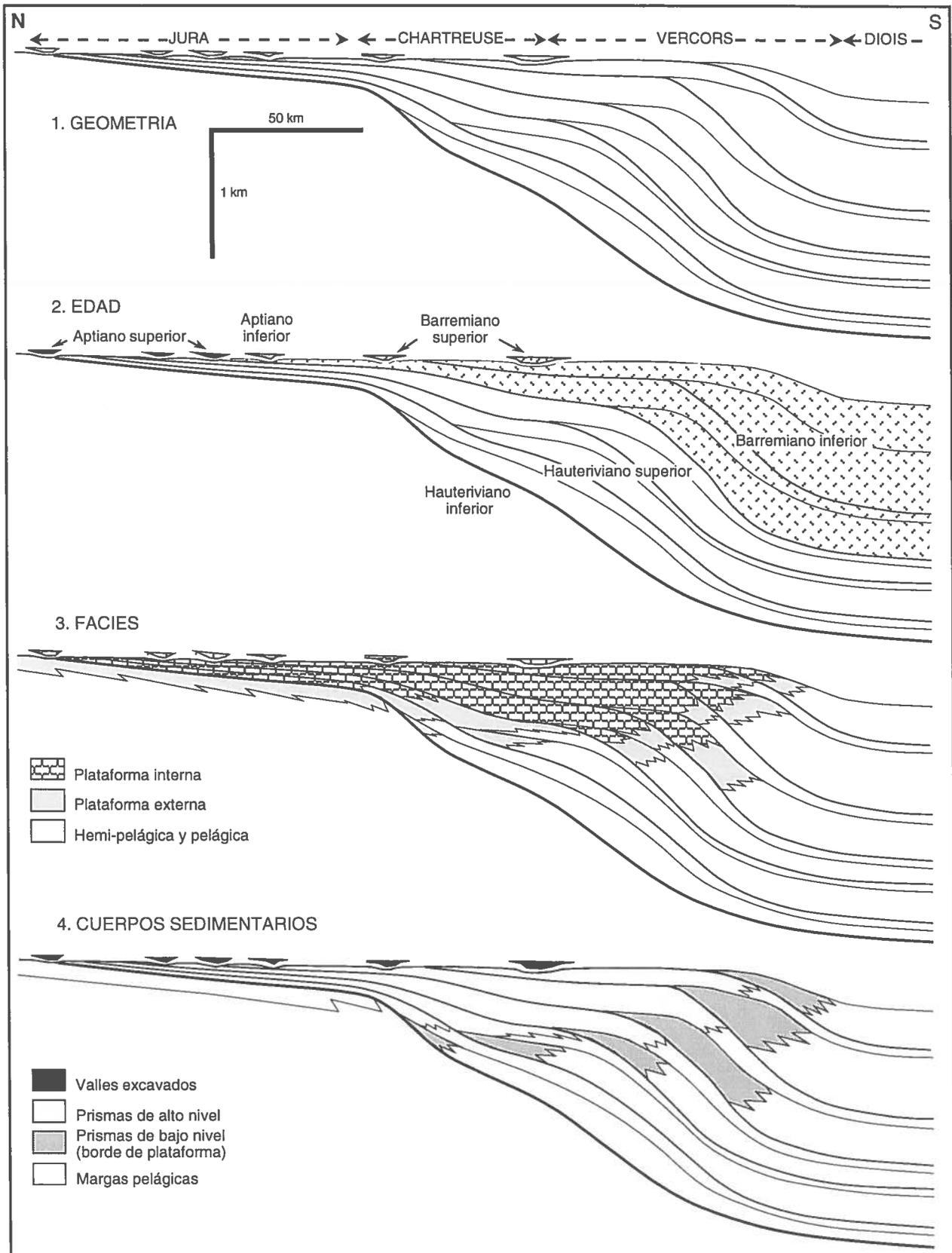
EJEMPLO 5: Reconstitución secuencial y geológica a partir de una sección sísmica.

EJEMPLO 6A: La plataforma del Cretáceo inferior de los Prealpes franceses
(según A. y H. Arnaud, 1991)



Comparar con el Ejemplo 6B, sabiendo que el presente modelo concierne todo el Cretáceo inferior (en 6B, solo el intervalo Hauteriviano-Aptiano está representado), y que solo la parte Sur (Prealpes) de la plataforma está representada (en 6B, la parte Norte (Jura) está incluida).

EJEMPLO 6B: La plataforma del Cretáceo inferior del Jura y de los Prealpes franceses
(según J. Charollais, B. Clavel, R. Busnardo y R. Schroeder, 1992).



Comparar con el Ejemplo 6A. La diferencia fundamental es la existencia o no de una discontinuidad mayor en la base de las facies internas (urgonianas), su aparición siendo sincrónica en 6A (Barremiano superior), y diacrónica en 6B (Hauteriviano superior a Barremiano superior). Notese también el escalonamiento de la edad de los paleovalles.

Orientación bibliográfica.

AGER, D.V. (1981). Major marine cycles in the Mesozoic. *J. Geol. Soc. London*, 138, 159-166, Londres.

AL AZZAWI, M., DJELASSI, M., DE FERAUDY, V., EL SEBAI, H., SENGMAKADI, K., CAMEZ, J.C., LACAZE, J. & LOUIS, P. (1978). Interprétation stratigraphique des sections sismiques. SNEA(P), Dir. gén. Prod., Pau, 125p.

ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., BECK, C., CARRIO, E., COUSIN, M. & DUMONT, T. (1991). Le concept de stratigraphie séquentielle. Applications dans le domaine des plate-formes carbonatées et de leurs marges. Livret-guide excursion cours thématique CNRS Sept. 1991, Grenoble, 60 p.

ARTHUR, M.A. & SCHLANGER, S.O. (1979). Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of Reef-reservoir Giant Oil Fields. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 870-885, Tulsa.

BOISSEAU, T. (1982). Eustatisme et Tectonique des Plaques. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, Série Docum.*, D 26, 74 p., (Mém. D.E.A.)

BOND, G. (1981). Speculation on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, 6, 247-250.

CARON, J.M., GAUTHIER, A., SCHAAP, A., ULYSSE, J. & WOZNIAK, J. (1989). Comprendre et enseigner la Planète Terre. *Ophrys Publ.*, Paris, 271 p.

COOPER, M.R. (1977). Eustasy during the Cretaceous, its implications and importance. *Paleogeog., Paleoclim., Paleoecol.*, 22, 1-60.

DONOVAN, D.T. & JONES, E.J.W. (1979). Causes of world-wide changes in sea-level. *J. Geol. Soc. London*, 136, 187-192.

HALLAM, A. (1978). Eustatic cycles in Jurassic. *Paleogeog., Paleoclim., Paleoecol.*, 23, 1-32.

HALLAM, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc. London*, 142, 433-445.

HANCOCK, J.M. & KAUFMANN, E.G. (1979). The great transgression of the late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London*, 136, 175-186, Londres.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.

HAQ, B.U. (1991). Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. in: McDONALD, D.I.M. ed., *Sedimentation, Tectonics and Eustasy, Sea-level Changes at Active Margins*. Int. Ass. Sedim. Spec. Publ. 12, 3-39, Blackwell Sci. Publ., Oxford.

HARLAND, W.B. (1981). Chronology of Earth's glacial and tectonic record. *J. geol. Soc. London*, 138, 197-203.

JENKYN, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137, 171-188.

MILANKOVITCH, M. (1941). Académie de Serbie, edición especial, 133, v. 33.

MÖRNER, N.A. (1978). Low sea-level, droughts and mammalian extinctions. *Nature*, 271, 5647, 738-739.

MÖRNER, N.A. (1980). Relative sea-level, Tectono-eustasy, Geoidal eustasy and Geodynamics during the Cretaceous. *Cretaceous Research*, 1, 329-340.

MOULIN, N. & SÉGURET, M. (1989). in MOULIN, N.: Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. *Tésis Univ. Montpellier*, 287 p.

PITMAN, W.C. & HAYS, C. (1973). Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression. *Geol. Soc. Am. Abstract Program*, 5 (7), 708.

PITMAN, W.C. (1978). Relationship between sea-level changes and stratigraphic sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1389-1403.

POMEROL, C., BABIN, C., LANCELOT, Y., LE PICHON, X., RAT, P. & RENARD, M. (1987). Stratigraphie, Méthodes, Principes, applications. Doin éd., 3^e éd., Paris, 283 p.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner J.C., eds., *Sea level changes, an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42.

SARG, J.F. (1988). Carbonate sequence stratigraphy. in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner J.C., eds., *Sea level changes, an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 155-181.

RENARD, M. (1985). Géochimie des carbonates pélagiques : mise en évidence des fluctuations de la composition chimique de l'eau de mer depuis 140 Ma. *Essai de Chimiostratigraphie*. Doc. BRGM., 85, 650 p., Orléans.

SAVIN, S.M. & DOUGLAS, R.G. (1979). Tertiary and Cretaceous Ocean temperatures. *AAPG Bull.*, 63, 700-701.

VAIL, P.R., MITCHUM, M.R. Jr, TODD, R.G., WIDMERI, J.W., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATELID, W.G. (1977). Seismic stratigraphy and Global changes of sea-level. in: *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., 26, 49-212.

VAIL, P.R., COLIN, J.-P., JAN du CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILA, F. & TRIFILEFF, V. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8) III, 7, 1301-1321.

Van ANDEL, (1975). Mesozoic/Cenozoic Calcite Compensation Depth and the Global distribution of Calcareous sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 197-194.

Van WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1991). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Explor. Series*, 7, Tulsa, 55 p.

WEIMER, R.J. (1992). Developments in Sequence stratigraphy: Foreland and Cratonic Basins. *AAPG Bull.*, 76, 965-982.

Además, numerosos artículos tratando de eustatismo han sido publicado en: *Journal Geophys. Research* (1991), 96, B4.