

**ORSTOM**

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

Av. Orellana y Juan León Mera 1741, Casillas 5007 - 5008,  
Quito, Ecuador. Tel. 560611, 562116, 562168, 568241

---

# **LA SUBSIDENCIA.**

## **NOCIONES FISICAS, MODELOS, TIPOLOGIA Y METODOS DE ESTUDIO.**

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

**Marzo de 1993**

## INDICE

I. LA SUBSIDENCIA. NOCIONES PRELIMINARES DE FISICA .....	p. 3
I. Presentación .....	p. 3
II. Nociones físicas .....	p. 3
1. Estructura de la litosfera	p. 3
2. La isostasia	p. 4
3. La elasticidad	p. 4
4. Viscosidad vs elasticidad	p. 5
5. La expansión térmica	p. 5
6. Efectos físicos de un engrosamiento de la corteza continental	p. 5
II. LOS MODELOS DE SUBSIDENCIA .....	p. 8
I. La subsidencia por compensación isostática .....	p. 8
1. Ejemplo de la subsidencia por acumulación sedimentaria	p. 8
2. Ejemplo de la subsidencia por sobrepeso de hielo	p. 8
3. Ejemplo de la subsidencia ligada a transgresiones	p. 9
II. La subsidencia térmica .....	p. 9
1. Subsidencia térmica de una placa oceánica	p. 9
2. Subsidencia térmica de una corteza continental	p. 10
3. Ejemplo de aplicación : erosión y subsidencia de un rift continental	p. 10
III. La subsidencia por adelgazamiento de la corteza .....	p. 10
1. El modelo de adelgazamiento instantáneo y uniforme de la corteza	p. 10
2. El modelo de adelgazamiento cortical por cizallamiento simple	p. 12
3. Subsidencia de una margen continental pasiva	p. 13
4. Subsidencia por erosión cortical ligada a la subducción	p. 14
IV. La subsidencia por flexión de la corteza .....	p. 15
1. Subsidencia por flexión de la corteza debida a una tectónica compresiva	p. 15
2. Subsidencia por flexión de un margen por efectos térmicos de la subducción	p. 16
V. Influencia de los esfuerzos intraplacas en la subsidencia .....	p. 17
III. CLASIFICACION DE LAS CUENCAS SEGUN LOS TIPOS DE SUBSIDENCIA .....	p. 19
I. Resumen de los tipos de subsidencia .....	p. 19
II. Cuencas debidas al adelgazamiento litosférico en distensión .....	p. 19
III. Cuencas debidas al enfriamiento de la litosfera .....	p. 21
IV. Cuencas debidas a la flexión de la litosfera .....	p. 21
V. Conclusiones .....	p. 21
IV. METODOS DE ESTUDIO CUANTITATIVO DE LA SUBSIDENCIA .....	p. 22
I. Introduccion .....	p. 22
II. La compactación .....	p. 22
1. Definiciones	p. 22
2. Compactación de las arenas	p. 23
3. Compactación de las arcillas	p. 24
III. Método de cuantificación de la subsidencia .....	p. 26
1. Generalidades, principio del método	p. 26
2. Decompactación de sedimentos	p. 26
3. Correcciones	p. 29
IV. Ejemplo de decompactación : subsidencia de la cuenca oriental ecuatoriana .....	p. 30
1. Datos de entrada	p. 30
2. Resultados	p. 31
V. Conclusiones .....	p. 31
Orientación bibliográfica .....	p. 33

## CAPITULO I

### LA SUBSIDENCIA : NOCIONES PRELIMINARES DE FISICA

#### I. PRESENTACION

La subsidencia es el fenómeno tectónico por el cual la superficie de una placa litosférica sube o baja, respecto a una posición anterior. A pesar de que se utiliza más comúnmente el término de subsidencia para el hundimiento del substrato de una cuenca sedimentaria, en estudios físicos, la subsidencia es considerada como una cantidad que puede ser positiva (hundimiento) o negativa (levantamiento).

El estudio detallado de la subsidencia es de suma importancia en los análisis de geología sedimentaria y de dinámica de cuencas, ya que (1) controla tanto la acumulación sedimentaria como las lagunas sedimentarias o las erosiones; y (2) depende del contexto sedimentológico, tectónico y geodinámico de la cuenca sedimentaria.

La subsidencia depende básicamente de tres factores, que son (1) la isostasia, debida a las características fluyentes de la astenosfera, (2) la temperatura, que provoca variaciones de volumen y de densidad y (3) los esfuerzos tectónicos, que pueden adelgazar o engrosar la corteza, provocando variaciones de peso, volumen y temperatura, o flexiones de la corteza. Esos factores determinan varios tipos de subsidencia caracterizados por velocidades, amplitud, extensión o signos diferentes, que analizaremos a continuación.

#### II. NOCIONES FUNDAMENTALES

##### 1. Estructura de la litosfera

Si  $T_f$  es la temperatura de fusión de un cuerpo, su capacidad de fluir aumenta de manera exponencial cuando su temperatura  $T$  se acerca a  $T_f$ , es decir cuando  $T/T_f$  tiende a 1.

En la Tierra, ya que la temperatura aumenta con la profundidad, existe una capa superficial fría, no fluyente, llamada la **litosfera**, que pasa hacia abajo a una capa menos viscosa (más líquida), capaz de fluir: la **astenosfera** (fig. 1). El límite entre ambas capas depende de sus composiciones químicas, de los esfuerzos aplicados y del gradiente térmico. Mientras más elevados sean los esfuerzos aplicados

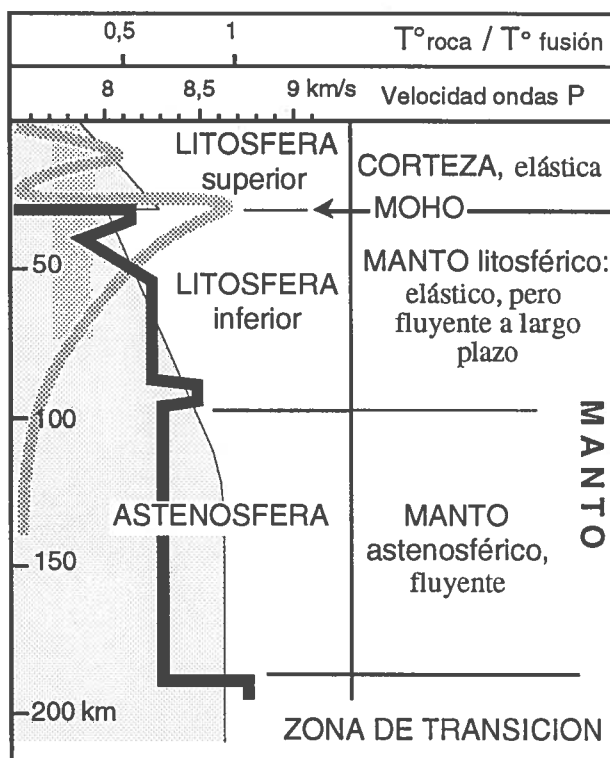


Fig. 1 : Estructura y propiedades físicas de la litosfera continental (según Kuznir y Park 1987, in Boillot 1990).  $T/T_f$  = gris; Velocidad de las ondas P = línea gruesa negra; Resistencia = línea gruesa gris.

y el gradiente térmico, más fácil es el flujo y más delgada la litosfera.

Entre 0 y 30 kms de profundidad, la temperatura no pasa de 450-600 °C, y la litosfera superior es elástica (fig. 1). Se deforma cuando está presente un peso cuyo ancho no pasa del espesor de la litosfera (volcán, delta) y toma su forma inicial cuando desaparece el sobrepeso. Sin embargo, se debe diferenciar una corteza superior frágil (alta resistencia) y una corteza inferior dúctil (baja resistencia)(fig. 1).

Entre 30 y 100-125 km, en donde la temperatura alcanza 1250-1300 °C, la litosfera inferior ya no es elástica a largo plazo, ya que su capacidad de fluir es más importante. Sin embargo, su carácter todavía elástico explica que sea parte de la placa litosférica en los movimientos de placas.

Pasando los 100-125 km de profundidad y una temperatura de 1300 °C, se encuentra la astenosfera, capaz de fluir, y actuando como un lubricante para

las placas litosféricas, y como un líquido en la isostasia (fig. 1).

**2. La isostasia**

Según Arquímedes, un cuerpo sólido flotando en equilibrio en un líquido ( $\rho_{sol.} < \rho_{liq.}$ ), desplaza una masa de líquido equivalente a la masa total del sólido. Es decir:

$$M_{sol.} = M_{liq. \text{ despl.}}, \quad \text{es decir:}$$

$$V_{sol.} \times \rho_{sol.} = V_{liq. \text{ despl.}} \times \rho_{liq.}, \quad \text{con:}$$

$V_{sol.}, V_{liq. \text{ despl.}}$  = Volumen del sólido, y del líquido desplazado por el sólido, respectivamente;

$M_{sol.}, M_{liq. \text{ despl.}}$  = Masa de las cantidades precedentes;

$\rho$  = densidad respectiva del sólido (sol.) y del líquido (liq.).

Si la densidad del sólido es superior a la del líquido, el cuerpo sólido se hunde hasta encontrar una fuerza que compense su exceso de masa (el fondo del recipiente en la fig. 2). Si la densidad del sólido es inferior a la del líquido, se hunde hasta haber des-

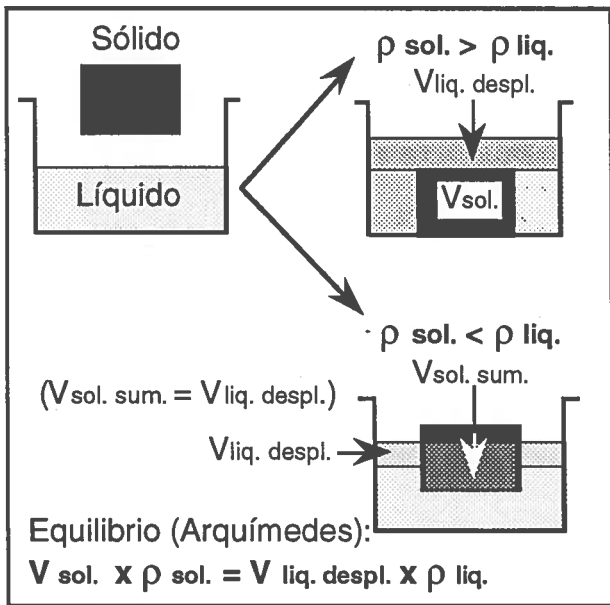


Fig. 2 : El principio de Arquímedes.

plazado un volumen de líquido equivalente a la masa de la parte inmersa del sólido flotando (fig. 2).

Las placas litosféricas rígidas y ligeras ( $\rho_{continental} \approx 2,55; \rho_{oceánica} \approx 2,9$ ), que flotan sobre la capa más líquida y más densa de la astenosfera ( $\rho_{astenosfera} \approx 3,3$ ), están sometidas a esta ley física, llamada en este caso la isostasia. Es fundamental notar que este fenómeno es debido a la viscosidad de la astenosfera subyacente.

**3. La elasticidad** (según Molnar y Lyon-Caen 1988)

La noción de elasticidad de la mecánica de los sólidos ha sido aplicada a la geología, y más especi-

ficamente al comportamiento mecánico de la corteza (litosfera superior). Una placa elástica se deforma (flexión) bajo el efecto de un esfuerzo, y regresa a su forma inicial cuando desaparece el esfuerzo, si este último no pasó el límite de resistencia de la placa. En este modelo, la resistencia de la corteza depende de un parámetro, la rigidez flexural  $D$  :

$$D = e E^3 (1 - \gamma^2), \quad \text{con:}$$

$$12$$

$e$  = modulo de Young,  $E$  = espesor de la placa, y  $\gamma$  = coeficiente de Poisson ( $\approx 0,25$ ). Por lo tanto, la rigidez de pende de la potencia 3 del espesor.

La forma de la placa flexurada y las anomalías gravimétricas asociadas dependen de la rigidez flexural, de la cantidad y de la repartición del esfuerzo aplicado, y del contraste de densidad entre la corteza, el manto y el material sobreyacente (otra corteza, aire, agua, sedimento, etc). La forma de la placa elástica flexurada, comprendida entre fluidos con diferencia de densidad  $\Delta\rho$  es dada por la relación:

$$\cos \frac{x}{\lambda} \cdot e^{-x/\lambda}, \quad \text{con:}$$

$\lambda$  = longitud de onda =  $4\sqrt[4]{4D/\Delta\rho g}$ ,  $g$  = gravedad, y  $x$  = variable de posición respecto a la horizontal.

Por lo tanto, ya que  $D$  depende de  $E^3$ , la longitud de onda de la flexión es proporcional a la potencia 3/4 del espesor de la placa ( $4\sqrt[4]{E^3}$ ). En otras palabras, placas delgadas presentan un radio de flexión corto, mientras que placas espesas tienen flexiones de gran amplitud (fig. 3).

Por ejemplo, en el caso de una placa semi-infinita sometida a una fuerza  $F$  en un extremo (caso de un margen continental sometido a sobre-escurri-

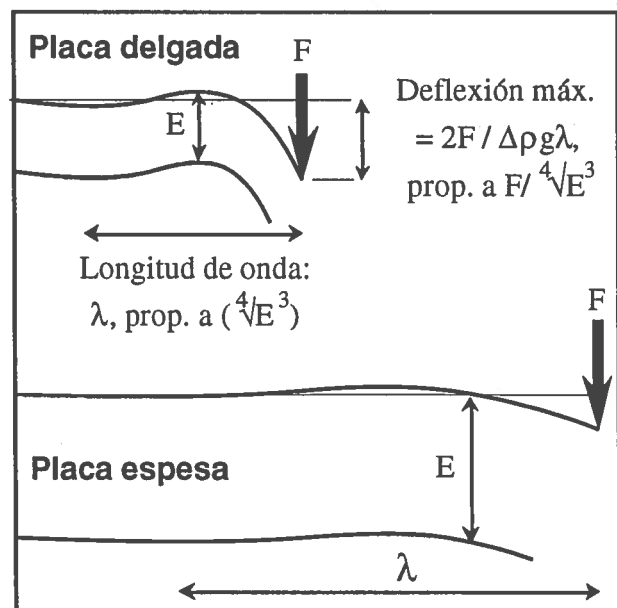


Fig. 3 : Secciones esquemáticas de placas semi-infinitas, flecuadas por una misma fuerza  $F$  en su extremo (según Molnar y Lyon-Caen 1988).

miento por obducción o colisión), la deflexión máxima es:

$$x_{\max.} = \frac{2F}{\Delta\rho g \lambda}$$

Por lo tanto, ya que  $\lambda$  depende de  $\sqrt{E^3}$ , la deflexión es más importante para una fuerza importante, pero también para una placa delgada (fig. 3).

#### 4. Viscosidad vs Elasticidad (según Le Pichon 1987)

De lo que precede, se debe entender que la isostasia actúa gracias a la viscosidad de la astenosfera subyacente. Sin embargo, la litosfera superior (corteza) siendo elástica, es también capaz de deformarse.

a. Para una litosfera superior elástica de longitud infinita, una deformación ocurre cuando está presente un peso cuyo ancho no pasa del espesor de la litosfera (volcán, delta). En esos casos, la cohesión interna de la corteza soporta sola el peso, y no hay compensación isostática.

Cuando el ancho del cuerpo que constituye el sobrepeso alcanza tres veces el espesor de la litosfera elástica, es decir 100 km en una litosfera continental, la astenosfera viscosa fluye, y la compensación isostática ocurre.

En ambos casos, se crea una zona deprimida más ancha que el cuerpo, y la depresión es parcialmente compensada alrededor por zonas flexuradas positivas (*bulge*) (fig. 4). Dicho fenómeno es la compensación isostática regional.

b. Cuando una corteza de longitud semi-infinita, es sometida a un sobrepeso en su extremo (cf. p. 4) la reacción instantánea de la litosfera es más bien de tipo elástico. Pero con el tiempo, la astenosfera subyacente puede fluir, y la reacción se vuelve visco-elástica (Quinlan y Beaumont 1984, Tankard 1986). En este caso, la evolución es asimilable a una pérdida de elasticidad o de rigidez: la longitud de onda disminuye y la amplitud vertical de la flexión aumenta (acortamiento del radio de flexión) (fig. 5).

#### 5. La expansión térmica (según Le Pichon 1987)

Todos los cuerpos cambian de volumen en rela-

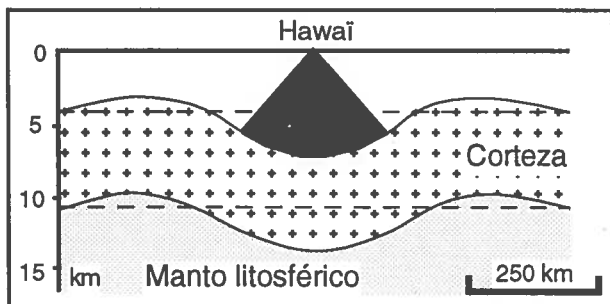


Fig. 4 : Efectos de un sobrepeso aplicado a la litosfera (ejemplo de un volcán sobre una corteza oceánica).

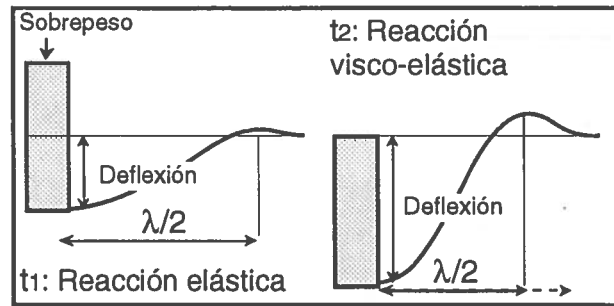


Fig. 5 : Evolución de la reacción de la litosfera cabalgada con el tiempo (según Quinlan y Beaumont 1984).

ción con la temperatura  $T$ , induciendo un cambio de densidad, ya que la masa no cambia. Dicha variación del volumen  $V$  depende del coeficiente de expansión térmica  $\alpha$ :

$$\alpha = \frac{1}{V} \times \frac{\partial V}{\partial T} \times P, \quad \text{con :}$$

$P$  = presión, y  $T$  = temperatura.

La densidad  $\rho$  varía con la temperatura según la relación :

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T), \quad \text{con } \rho_0 = \text{densidad a } 0^\circ\text{C}.$$

Para el manto,  $\alpha \approx 3,2 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  y  $\rho_0 \approx 3,3 \text{ g/cm}^3$ . Para esos valores, un aumento de temperatura de  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  induciría una variación de densidad de  $-0,01 \text{ g/cm}^3$ , lo que significa que una columna de 100 km de este material aumentaría en  $\approx 300$  metros, sin variación de la masa total.

Ya que la densidad interviene en la relación de Arquímedes, la temperatura, al influir sobre la densidad, es un factor importante en los fenómenos de subsidencia. De manera general, un aumento de temperatura, al inducir un aumento de volumen y una disminución de la densidad, provoca un levantamiento (abombamiento o dilatación térmica). Al revés, un descenso de temperatura provoca un aumento de la densidad y un hundimiento (contracción térmica).

#### 6. Efectos físicos de un engrosamiento tectónico de la corteza continental (según Molnar y Lyon-Caen 1988)

La creación de una cadena montañosa siempre está acompañada por la formación de una espesa raíz cortical, debajo de la misma, que restablece el equilibrio isostático. La existencia de tal raíz cortical provoca el incremento de la presión litostática vertical, que a su vez puede inducir un régimen extensivo, favorable a la formación de cuencas subsidentes, aunque siga la compresión.

##### a. Papel de la gravedad

El engrosamiento cortical incrementa la energía potencial gravitacional. Cálculos físicos sencillos indican que la Energía potencial gravitacional ( $E_p$ ) es proporcional a los cuadrados de la altura de la



minación de aquello.

#### b. Papel de la densidad

Según la isostasia el espesor de la raíz cortical depende del contraste de densidad entre el manto y la corteza (fig. 6A), según la relación :

$$\rho_c h = (\rho_m - \rho_c) \Delta H,$$

o sea :  $\Delta H / h = \rho_c / (\rho_m - \rho_c).$

Por lo tanto, mientras menos densa sea la litosfera, más espesa es la raíz, y más importante es el término  $\Delta H$ . En este caso, ya que la Energía potencial en la montaña depende de  $\Delta H^2$  (fig. 6A), la diferencia de Energía potencial entre la montaña y la llanura ( $\Delta E_p$ ) se incrementa.

Dicha observación indica que las zonas subyacidas por un manto caliente (poco denso), experimentan un desequilibrio más importante, y son susceptibles de experimentar extensión y adelgazamiento cortical. Con más razón, si estas zonas tienen una corteza previamente engrosada, tenderán a adelgazarse en extensión para disminuir el desequilibrio. En ambos casos, se pueden formar cuencas subsidentes.

## CAPITULO II

## LOS MODELOS DE SUBSIDENCIA

I. LA SUBSIDENCIA POR COMPENSA-  
CION ISOSTATICA

La isostasia siempre interviene cuando ocurren variaciones de peso o de densidad en placas litosféricas. Pero en ciertos casos, la isostasia actúa secundariamente respecto a otros fenómenos. Por ejemplo, estudiaremos más abajo las reacciones isostáticas inducidas por variaciones de densidad debidas a la temperatura (subsistencia térmica), o al sobrepeso provocado por sobre-escurrimientos dentro de la corteza (subsistencia por flexión). Sin embargo, la isostasia interviene más directamente en ciertas circunstancias.

## 1. Ejemplo de la subsidencia por acumulación sedimentaria (según Le Pichon 1987)

En el aire libre, cuando se acumula un espesor  $e$  de sedimentos de densidad  $\rho_s$ , la placa litosférica se hunde a una profundidad  $z$ , de tal manera que desplaza una masa equivalente de astenosfera de densidad  $\rho_m$ . Mientras tanto, el piso de la cuenca se elevará en  $\Delta z = e - z$  (fig. 8). Para una superficie sujeta infinita, el teorema de Arquímedes se escribe:

$$e \times \rho_s = z \times \rho_m, \quad \text{es decir :}$$

$$e \times \rho_s = (e - \Delta z) \times \rho_m, \quad \text{se deduce :}$$

$$\Delta z = e \times \frac{(\rho_m - \rho_s)}{\rho_m}$$

Sabiendo que  $\rho_m = 3,3$ , si  $\rho_s = 2,2 \text{ g/cm}^3$ ,  $\Delta z = 0,35 \times e$ . En este último caso, la litosfera se hunde en una profundidad  $z = e - \Delta z = 65 \%$  del espesor  $e$  de sedimentos.

En el mar, el estado inicial es distinto, ya que existe una profundidad  $p$  de agua de densidad  $\rho_a$  ( $= 1,03 \text{ g/cm}^3$ ). Supondremos el sistema agua + litosfera en equilibrio. Cuando se deposita un espesor  $e$  de sedimentos, la profundidad del agua se reduce en la

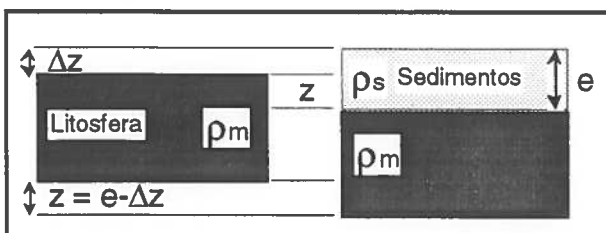


Fig. 8 : Compensación isostática por acumulación de sedimentos al aire libre (véase el texto).

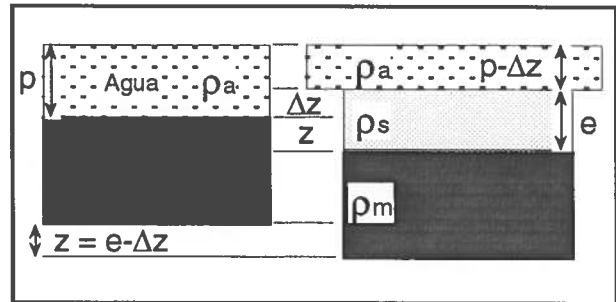


Fig. 9 : Compensación isostática en caso de acumulación sedimentaria en el mar (véase el texto).

misma cantidad que sube el fondo de la cuenca :  $\Delta z$  (fig. 9). El sobrepeso total soportado por la litosfera viene a ser :

$$e \times \rho_s - \Delta z \times \rho_a.$$

La relación precedente se escribe entonces:

$$e \times \rho_s - \Delta z \times \rho_a = (e - \Delta z) \times \rho_m, \text{ y se deduce:}$$

$$\Delta z = e \times \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_a)}$$

Tomando los valores del ejemplo precedente,  $\Delta z = 0,5 \times e$ . En este caso, la litosfera, ya cubierta de agua, se hunde en una profundidad equivalente al 50% del espesor del sedimento. Es decir que una cuenca sedimentaria marina puede recibir un espesor de sedimentos dos veces más importante que su profundidad inicial, ya que se hunde a medida que se rellena.

Por lo tanto, para conocer el comportamiento tectónico del substrato de una cuenca, tendremos que corregir la subsidencia observada de la subsidencia isostática debida a la acumulación de sedimentos.

## 2. Ejemplo de la subsidencia causada por sobrepeso de hielo

El ejemplo más clásico de compensación isostática es el de Escandinavia reaccionando a la fusión del espeso casquete de hielo que la cubrió durante la última glaciación, hace 10.000 años. La desaparición del peso del hielo provocó (1) una notoria anomalía gravimétrica negativa actualmente medible, y (2) un levantamiento todavía rápido (a la escala geológica), alcanzando 1 cm por año (fig. 10). El retraso de la reacción isostática ( $\approx 10.000$  años) es debido a la elevada viscosidad de la astenosfera.

Por el contrario, la formación de espesas capas de hielo provocaría el hundimiento del substrato se-



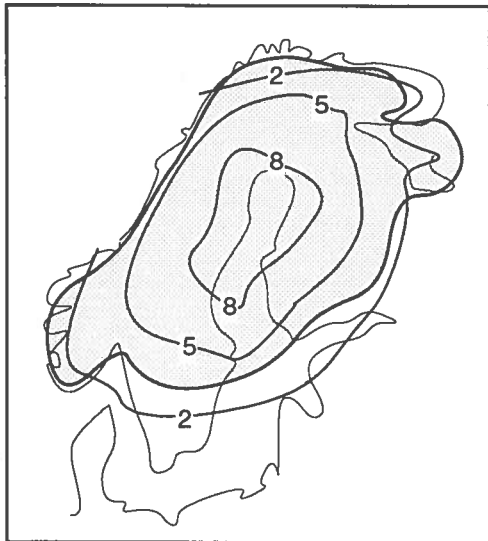


Fig. 10 : Velocidad de levantamiento isostático de Escandinavia en mm/año, y contorno del casquete de hielo hace 10.000 años (in Caron et al. 1990).

gún un fenómeno de compensación isostática, ya que su extensión pasa de los 100 km. El problema es distinto si se trata de sobrepesos más locales (véase más arriba).

### 3. Ejemplo de la subsidencia ligada a transgresiones (según Le Pichon 1987)

Si el nivel de los océanos sube un  $\Delta P$ , la litosfera oceánica va a soportar un sobrepeso equivalente a  $\Delta P \times \rho_a$  (con  $\rho_a$  = densidad del agua), y se hundirá. En consecuencia, un volumen de astenosfera equivalente a  $h \times \rho_m$  fluirá hacia las placas continentales. Por lo tanto, ya que  $\Delta P \times \rho_a = h \times \rho_m$ , los continentes se levantarán en :

$$h = \frac{\Delta P \times \rho_a}{\rho_m}$$

Luego, en los continentes, la diferencia de nivel marino  $\Delta N$  será :

$$\Delta N = \Delta P - h = \Delta P \times \frac{\rho_m - \rho_a}{\rho_m} \approx 0,7 \Delta P$$

En consecuencia, los continentes, y más específicamente las cuencas sedimentarias intra-continetales, registran solo un 70% de las variaciones de profundidad de agua. Sin embargo, una isla sola, aún con substrato continental, no será compensada y registrará la totalidad de la variación del nivel marino.

## II. LA SUBSIDENCIA TERMICA

### 1. La subsidencia térmica de una placa oceánica (según Parson y Sclater 1977, Le Pichon 1987)

Consideremos la astenosfera llegando a la temperatura  $T_m$  ( $\approx 1350$  °C) a la superficie del océano en el tiempo  $t_0$ . El enfriamiento de la astenosfera al contacto del agua marina a temperatura cercana al

cero, se produce en función del tiempo  $t$ , de la conductividad térmica  $K$  (en el manto,  $K = 7,5 \cdot 10^{-3}$  cal.  $\times$  cm $^{-1}$   $\times$  sec. $^{-1}$   $\times$  grad. $^{-1}$ ) y de su calor específico  $C$  (en el manto,  $C = 0,28$  cal.  $\times$  g $^{-1}$   $\times$  grad $^{-1}$ ). Al enfriarse, la densidad de la astenosfera aumenta por pérdida de volumen (contracción térmica).

La contracción térmica  $\Delta z$  con el tiempo es :

$$\Delta z(t) = 2\alpha T_m \times [Kt / \pi\rho C]^{1/2}, \quad \text{con :}$$

$\alpha$  = coeficiente de expansión térmica,  $\rho$  = densidad;

o sea de la forma : **Prof.(t) =  $\alpha + k \sqrt{t}$**

Si tomamos los valores de  $T_m$ ,  $K$  y  $C$  correspondiendo a la llegada de la astenosfera al nivel de las dorsales oceánicas, el hundimiento  $\Delta P$  por contracción térmica se escribe :

$$\Delta P(t) = 350 \times \sqrt{t}.$$

Ya que la profundidad promedio de las dorsales es de 2500 metros, la profundidad  $P$  de la corteza oceánica en función de su edad es:

$$P(t) = 2500 + (350 \times \sqrt{t})$$

Como consecuencia es posible estimar la edad del piso oceánico conociendo su edad, utilizando la relación descrita, o la fig. 11.

En realidad, está relación solo es válida hasta una edad de 70 M años. En océanos más viejos, se observa un hundimiento más lento, y una estabilización de la profundidad cerca de 6.400 metros (fig. 11). Eso se explica por el hecho de que existe al interior de la Tierra un flujo continuo de calor por corrientes de convección, reacciones radio-activas, etc..., que compensa el enfriamiento.

Se calcula que, después de un período de 180 a 200 M años, la litosfera oceánica es tan fría y densa

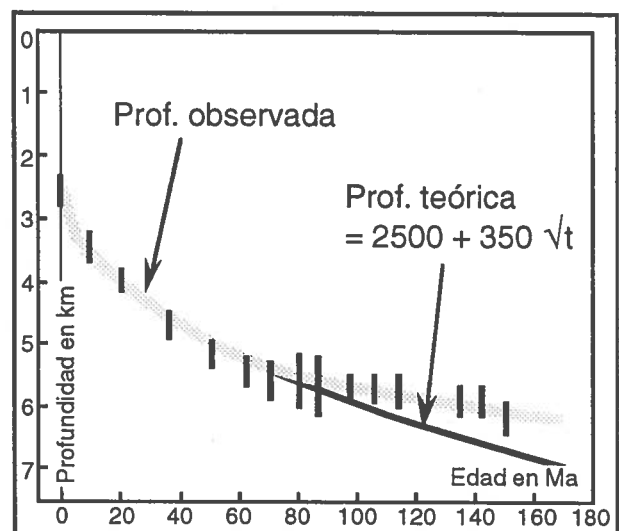


Fig. 11 : Profundidad del piso oceánico cubierto de agua en función de la edad de la corteza, después de las correcciones debidas al sobrepeso de los sedimentos. Sin agua, la profundidad sería de  $\approx 4.500$  m a 80 Ma (según Parson y Sclater 1977).

que se hunde en el manto bajo su propio peso, creando una nueva zona de subducción. Eso explicaría que no existen pisos oceánicos más viejos que 160 Ma en el mundo.

### 2. La subsidencia térmica de una corteza continental

El resultado de numerosos análisis de la subsidencia de márgenes o cuencas continentales indica que la subsidencia térmica de una litosfera continental es de la misma forma que una litosfera oceánica, es decir (véase más arriba):

$$\text{Prof.}(t) = \alpha + k \sqrt{t}$$

La subsidencia térmica de una corteza continental se produce: (1) cuando un *rift* intra-continental deja de funcionar antes de que se abra un océano, o por el contrario (2) cuando se abre un océano, siendo trasladado el flujo térmico del *rift* al nivel de las dorsales activas, o (3) cuando ocurre un enfriamiento de la litosfera debajo de un continente. Por lo tanto, la subsidencia térmica se observará (1) en cuencas continentales previamente sometidas a una extensión tectónica (tipo *rifting*), (2) en márgenes continentales pasivas, que representan antiguos bordes de *rifts*, y (3) en márgenes continentales activas, ya que la subducción de una placa oceánica fría enfría al manto que subyace a la placa continental cabalgante.

### 3. Ejemplo de aplicación: erosión y subsidencia de un rift continental (según Boillot 1990)

Un rift (graben) continental está frecuentemente asociado a un levantamiento ( $\Delta z \approx 1500$  m) de sus bordes (fig. 12), interpretado como el resultado del calentamiento de la litosfera subyacente (dilatación térmica). La erosión subsecuente de esos relieves provoca el aligeramiento de la corteza, que induce a su vez un levantamiento por compensación isostática (fig. 12).

Si admitimos una vida infinita del *rift*, la erosión actuará hasta que el relieve sea reemplazado por una peneplanicie al nivel del mar. Según el teorema de Arquímedes, la capa total de corteza erosionada  $e = z + \Delta z$  es dada (en km) por la relación:

$$(z + 1,5) \times \rho_{\text{corteza}} = z \times \rho_{\text{manto caliente}}$$

o sea, una vez calculado,  $e = 13,5$  km. Este valor

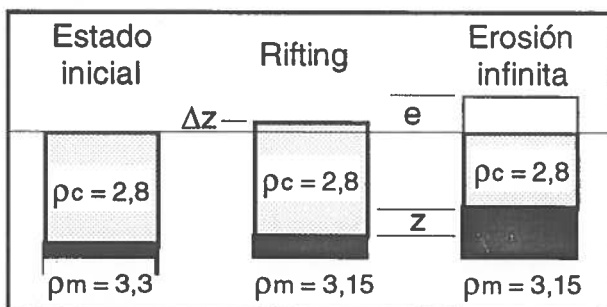


Fig. 12: Esquemización del abombamiento térmico y de la erosión de los bordes de un rift (in Boillot 1990).

teórico máximo no es verosímil, ya que supone un tiempo infinito, pero erosiones de 5 km son comúnmente alcanzadas en los bordes de un *rift*.

Si el *rift* deja de funcionar, al enfriarse se hunde, y puede recibir sedimentos. El espesor  $h$  de sedimentos que se puede acumular depende del espesor  $e$  de corteza previamente erosionada y es controlado por la isostasia, de tal manera que:

$$h \times \rho_{\text{sedimento}} + z \times \rho_{\text{manto frío}} = e \times \rho_{\text{corteza}}$$

$$\text{con: } h + z = e.$$

El cálculo sencillo de esta fórmula indica que si  $e = 13,5$  km (valor máximo, caso teórico precedente),  $h = 6,1$  km. Con el valor más realista de  $e = 5$  km,  $h = 2,25$  km.

Este método y esas evaluaciones son válidas para cuencas intra-cratónicas ubicadas sobre *rifts* "abortados", o por márgenes continentales pasivas, ya que corresponden a antiguos *rifts*.

### III. LA SUBSIDENCIA POR ADELGAZAMIENTO DE LA CORTEZA

Dos modelos mayores fueron propuestos para explicar el adelgazamiento de la corteza por una tectónica en extensión, y la subsidencia asociada.

#### 1. El modelo de adelgazamiento instantáneo y uniforme de la corteza (McKenzie 1978)

El modelo de subsidencia por extensión instantánea y homogénea de la litosfera (*pure shear*) es uno de los más sencillos y exitosos modelos utilizados en geología sedimentaria. Asocia una causa tectónica con consecuencias térmicas.

Supongamos una litosfera de espesor y estructura normal, en equilibrio térmico. Es decir que en cada punto, la variación de temperatura es nula, y que existe un gradiente térmico continuo desde la base hasta la superficie.

En un instante  $t_0$  se produce un evento tectónico distensivo que *estira instantáneamente y de manera uniforme la litosfera* en un factor  $\beta (\geq 1)$ . El nuevo ancho es  $L = L_0 \times \beta$ , mientras que el nuevo espesor es  $E = E_0 / \beta$  (fig. 13). Dicha reducción de espesor tiene un efecto isostático y un efecto térmico.

#### a. El efecto isostático

Siendo adelgazada la litosfera ligera (densidad  $\rho_c$ ), el material más denso ( $\rho_m$ ) del manto se reemplaza subiendo de una cantidad  $z$ , y la densidad promedio aumenta, induciendo un hundimiento  $\Delta z$ , rellenado por agua (densidad  $\rho_a$ ). La subsidencia  $\Delta z$ , está dada por la relación:

$$(E_0/\beta) \rho_c + \rho_a \Delta z = z \rho_m, \quad \text{con:}$$

$$E_0 = z + E_0/\beta + \Delta z.$$

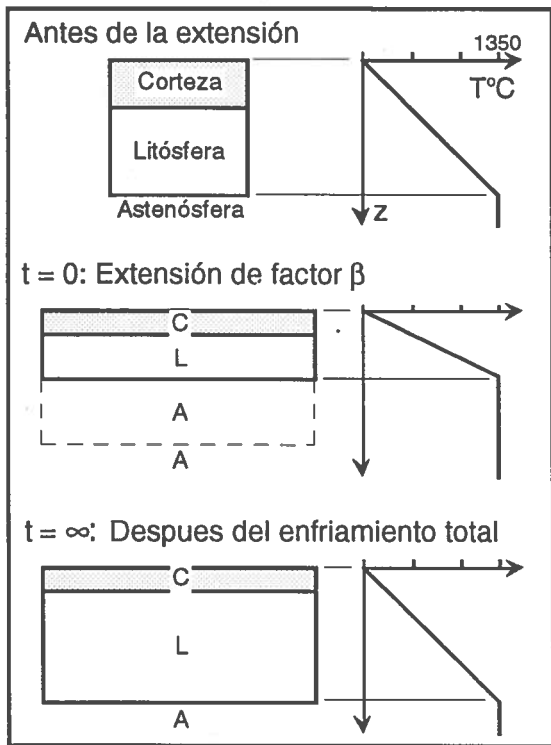


Fig. 13 : Modelo de adelgazamiento instantáneo y uniforme (McKenzie 1978). La estructura (izquierda) y la temperatura (derecha) están esquematizados en varios instantes de la evolución (véase el texto).

Por lo tanto, la importancia de la subsidencia depende del factor de extensión  $\beta$ .

Notemos que si la corteza continental tiene un espesor inferior a 13% del de la litósfera, la subsidencia

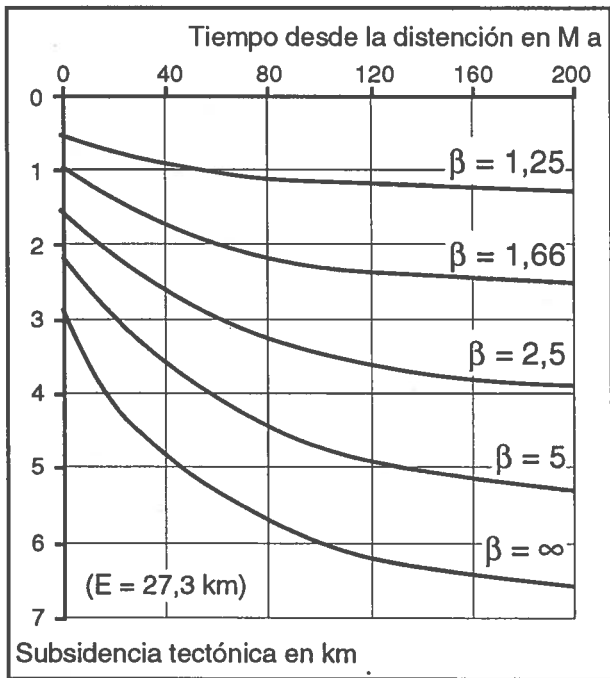


Fig. 14 : Importancia de la subsidencia tectónica debajo del agua (corregida por el sobrepeso de los sedimentos), para diferentes valores de  $\beta$  (in Le Pichon 1987). La intersección de las curvas con el eje de subsidencia ( $t=0$ ) corresponde a la subsidencia inicial. E es el espesor de la corteza.

cia es positiva (ocurre un levantamiento). Con una litósfera normal de 125 km, eso se produce si la corteza continental tiene un espesor inferior a 16 km, es decir un grosor equivalente a la mitad de su espesor normal (30-35 km).

La subsidencia casi instantánea asociada a la distensión es llamada la subsidencia inicial.

**b. El efecto térmico**

El adelgazamiento de la litósfera tiene como resultado acercar la astenósfera caliente ( $\approx 1350^\circ\text{C}$ ) a la superficie. El gradiente y el flujo térmico aumentan en la litósfera (fig. 13).

Con el tiempo, el gradiente térmico va a re-equilibrarse, regresando a su valor inicial por el enfriamiento de la litósfera que va también a retornar a su espesor inicial, mientras que la corteza permanece adelgazada (fig. 13). El enfriamiento corresponde a una contracción térmica, y provoca una subsidencia asintótica de tipo térmico.

La importancia de la subsidencia térmica depende del espesor de la litósfera después de la distensión, es decir que es función del factor de extensión  $\beta$ .

**c. Cuantificaciones**

Este modelo puramente físico ha dado lugar a muchas cuantificaciones y verificaciones en cuencas bien conocidas. Ecuaciones, tablas y diagramas permiten deducir el factor  $\beta$ , conociendo la subsidencia, y conocer entonces la tasa de extensión (fig. 14 y 15).

Así, se puede calcular que (Le Pichon 1987), inmediatamente después de la distensión, la subsidencia

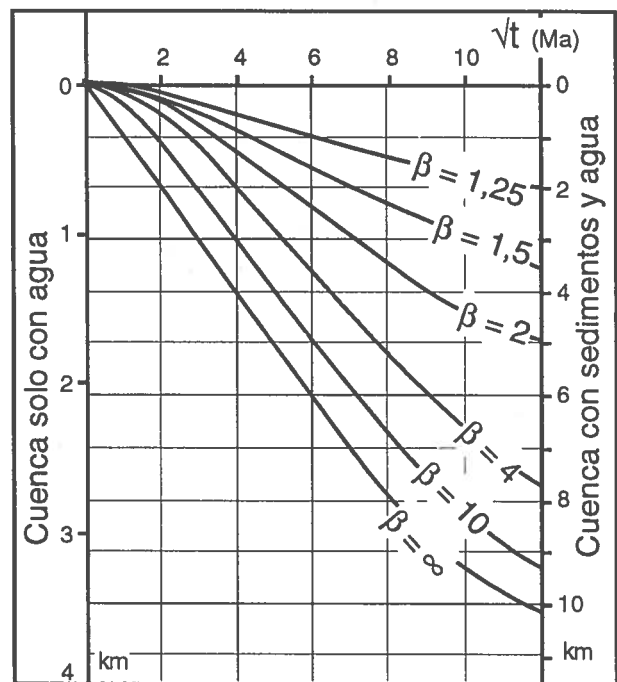


Fig. 15 : Subsidencia térmica de una cuenca continental creada por distensión (según McKenzie 1978).  $t$  = edad desde el fin de la distensión,  $\beta$  = factor de extensión.

cia es de :

$$S_i = 3,38 (1 - 1/\beta) \text{ km}$$

Entre el fin de la tectónica distensiva y el fin de la subsidencia total, la subsidencia térmica equivale a :

$$S_t = 4,1 (1 - 1/\beta) \text{ km}$$

Después de un tiempo infinito, la subsidencia final de una cuenca rellenada solo de agua alcanza:

$$S_f = S_i + S_t \approx 7,5 (1 - 1/\beta) \text{ km}$$

Por ejemplo, con  $\beta = 2$  (Boillot 1990) :

- la subsidencia inicial es de 1,7 km con un relleno solo de agua, y de más de 5 km con relleno de sedimentos;

- la subsidencia después de un tiempo infinito es de 3,7 km debajo del agua, y de más de 11 km con sedimentos (fig. 14 y 15).

## 2. El modelo de adelgazamiento cortical por cizallamiento simple (Wernicke 1985).

Wernicke (1985) propone que la extensión y el adelgazamiento de la litosfera se producen a lo largo de un plano de cizallamiento de bajo ángulo que atraviesa toda la litosfera (*simple shear*). Dicho plano (*detachment fault*) tiene un alto ángulo en la corteza superior frágil, utiliza el límite subhorizontal entre la corteza superior y la inferior, y se vuelve más parado nuevamente al atravesar el manto y la astenosfera (fig. 16). Por lo tanto, se pueden distinguir varias zonas caracterizadas por tasas de adelgazamiento ( $\beta$ ) diferentes.

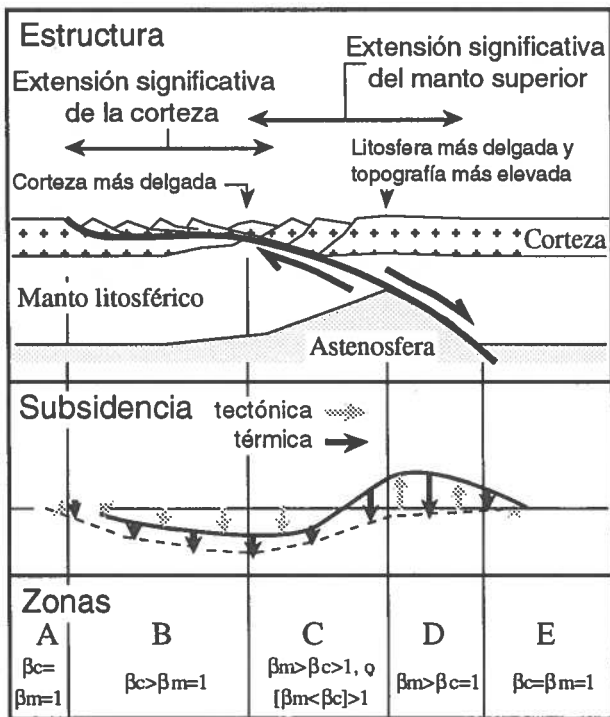


Fig. 16 : Modelo de adelgazamiento cortical por cizallamiento simple uniforme (según Wernicke 1985, Allen y Allen 1985)..

En las zonas A y E, ni la corteza, ni la litosfera son adelgazadas ( $\beta_{\text{corteza}} = \beta_{\text{manto}} = 1$ , fig. 16).

En la zona B, solo la corteza está adelgazada ( $\beta_{\text{corteza}} > 1, \beta_{\text{manto}} = 1$ , fig. 16), y experimenta una subsidencia tectónica, seguida por una subsidencia térmica.

La zona C está caracterizada por el adelgazamiento de la corteza y de la litosfera, ya que el plano de cizalla corta el manto ( $\beta_{\text{corteza}} > 1$  y  $\beta_{\text{manto}} > 1$ , fig. 16). En la subzona en la cual la corteza experimenta un adelgazamiento y no el manto, la subsidencia es del mismo tipo que en la zona B. Un abombamiento térmico ocurre en el área en el cual el adelgazamiento del manto predomina.

En la zona D, solo el manto superior está adelgazado ( $\beta_{\text{manto}} > 1, \beta_{\text{corteza}} \approx 1$ , fig. 16). Por lo tanto, se produce un abombamiento a gran escala, donde se ubica generalmente el punto más alto de la estructura. Dicho levantamiento puede provocar la erosión y la subsidencia térmica de la zona.

El modelo de cizallamiento simple de Wernicke explica de manera satisfactoria porque muchos rifts tienen una forma asimétrica, siendo el abombamiento

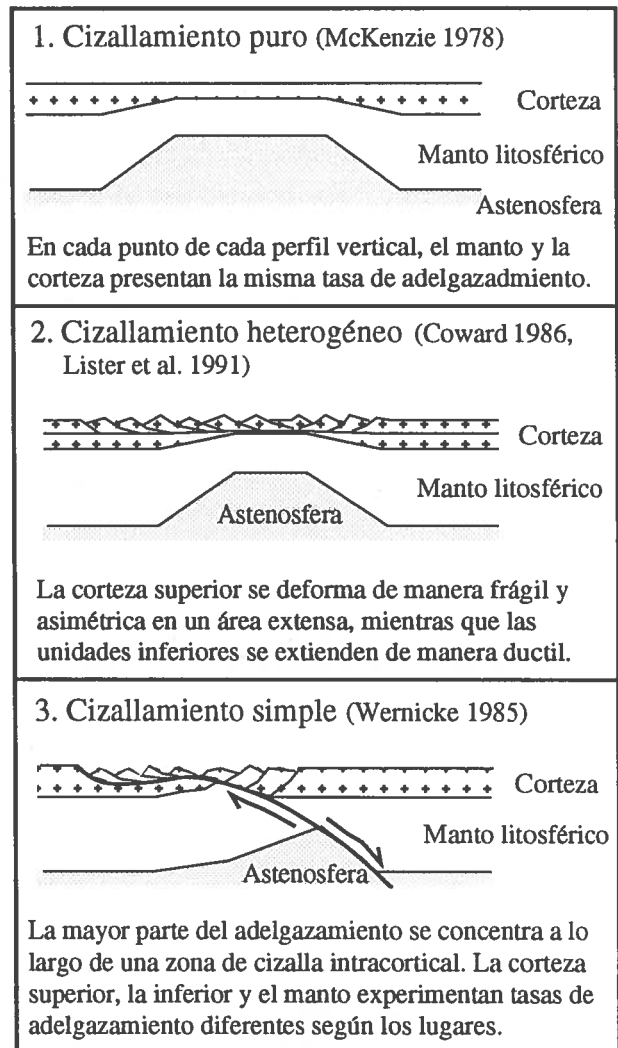


Fig. 17 : Comparación entre los varios modelos de adelgazamiento cortical (según Allen y Allen 1990).

to escalonado respecto a la extensión visible en superficie. Por otro lado, podría explicar como rocas formadas a gran profundidad vuelven a aflorar en la superficie de la tierra (peridotitas en cortezas oceánicas, esquistos azules en cortezas continentales).

En realidad, el modelo de cizalla pura (*pure shear*) de McKenzie (1978) y el de cizalla simple (*simple shear*) de Wernicke (1985), solo son dos extremos de una gran variedad de procesos posibles. Por ejemplo, Coward (1986) propuso que el adelgazamiento se produce de manera heterogénea según las propiedades físicas y reológicas de las unidades litosféricas (*heterogeneous stretching*, fig. 17). También existen modelos físicos basados sobre procesos térmicos, etc...

**3. Subsistencia de una margen continental pasiva** (según Steckler y Watts 1978, Schlatter y Christie 1980, Bond y Komiz 1988, Boillot 1990).

Una margen continental pasiva es el borde de un rift cuya evolución terminó por la creación de un océano. Esta situación tiene tres consecuencias principales que controlan la subsistencia de la margen.

- Desde un punto de vista tectónico, la evolución de una margen pasiva empieza por un evento distensivo (*rifting*) asociado con levantamiento y erosión de los bordes y la subsistencia del centro (graben), que lleva al adelgazamiento de la corteza continental.

Por lo tanto, la margen pasiva empieza su evolución por una subsistencia inicial (fig. 18), que da lugar a una sedimentación "*syn-rift*" continental y mayormente detrítica, o de medio marino muy somero y confinado (evaporitas, lutitas negras).

- Desde un punto de vista térmico, el estado de rift está asociado con un alto flujo térmico provocando un abombamiento térmico, mientras que, ya que aparece el océano, el flujo térmico (así como la distensión) se traslada hacia la dorsal oceánica, y comienza la contracción térmica de la zona, que se

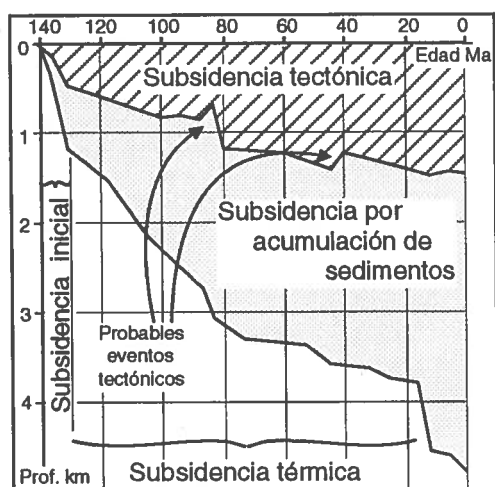


Fig. 18 : Ejemplo de subsistencia de una margen continental pasiva (margen atlántico costafuera de Nueva York, Steckler y Watts 1978).

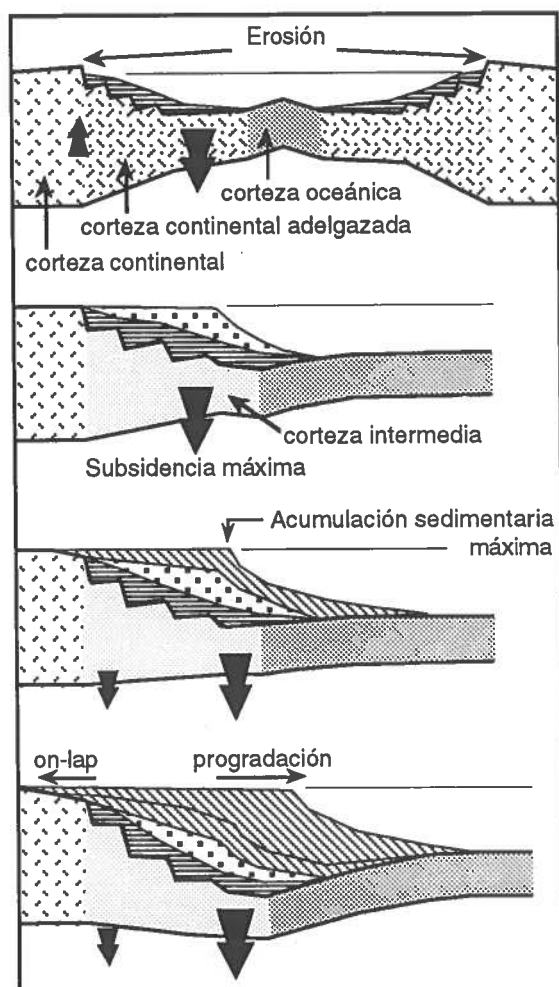


Fig. 19 : Evolución de una margen continental pasiva (según Ingersoll 1988).

vuelve margen pasiva s.s. (fig. 19).

Luego, a medida que se abre el océano, la margen experimenta una subsistencia térmica asintótica, y corresponde al modelo del adelgazamiento cortical instantáneo de Mc Kenzie. Cerca del límite entre litosfera continental y oceánica, el enfriamiento importante experimentado por la litosfera oceánica después de su formación provoca una subsistencia térmica más importante que la parte de la margen que se encuentra cerca al continente (fig. 20).

- Respecto a la naturaleza de la litosfera, la corteza de la parte distal de la margen continental tiene una composición y un espesor intermedios entre los de la corteza continental y los de la oceánica, adquiridos durante el adelgazamiento cortical y el nacimiento del océano (fig. 19). Eso se añade a lo precedente para explicar que la subsistencia aumenta en dirección del océano (fig. 20). Eso da lugar a una sedimentación progradante espesa, que provoca a su vez, por un lado una subsistencia isostática mayor de la parte distal de la margen continental (fig. 20), y por otro lado, la flexión de la corteza continental, que induce el *on-lap* de los sedimentos hacia el continente (fig. 19). Por lo tanto, el prisma sedimentario de una margen pasiva se acuña tanto en direc-

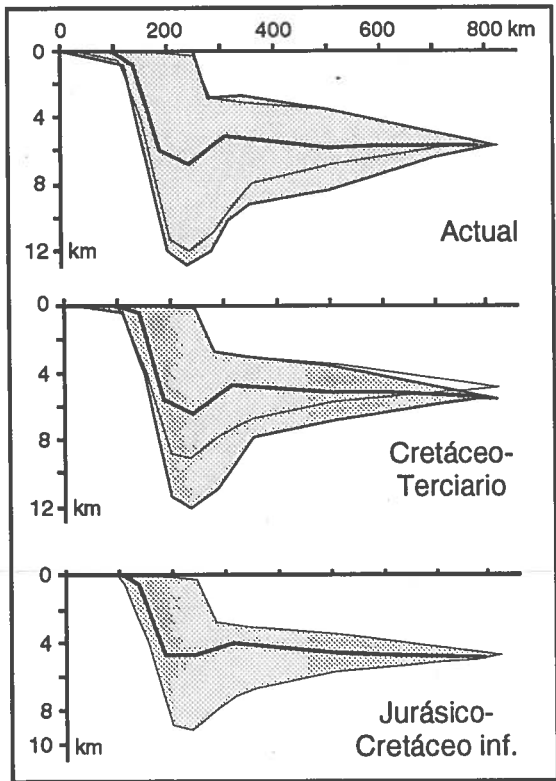


Fig. 20 : Evolución del espesor de los sedimentos (gris), y subsidencia tectónica (línea gruesa) en la margen pasiva atlántica costafuera de Nueva York (in Steckler y Watts 1978).

ción del continente como del océano (fig. 19 y 20).

Hemos visto que una litosfera oceánica vieja (densa) puede hundirse en el manto bajo su propio peso. La zona de subducción creada se ubicará preferencialmente en los límites continente-océano, ya que son zonas de debilidades y áreas en donde la litosfera oceánica es más vieja. Por lo tanto, el destino de una margen pasiva es de volverse margen activa. Eso explicaría que no existen margenes pasivas muy viejas en el mundo.

**4. Subsidencia por erosión cortical ligada a la subducción** (según von Huene y Lallemand 1990, Bourgois et al. 1990, von Huene y Scholl 1991).

En los Andes, la migración hacia el continente del arco volcánico activo desde el Mesozoico fué atribuída a la erosión del borde del margen continental, ligado a la subducción de la placa oceánica. Sin embargo, este fenómeno puede ser debido también

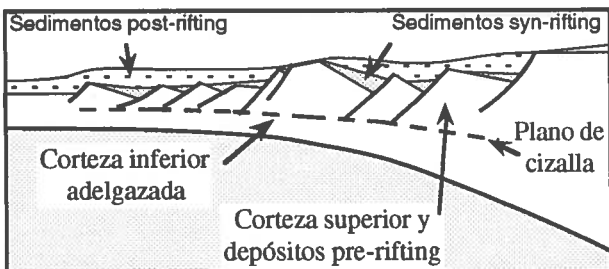


Fig. 21 : Sección cortical de la Bahía de Biscay (margen pasiva poco alimentada), según de Charpal et al. 1978, Bott 1992.

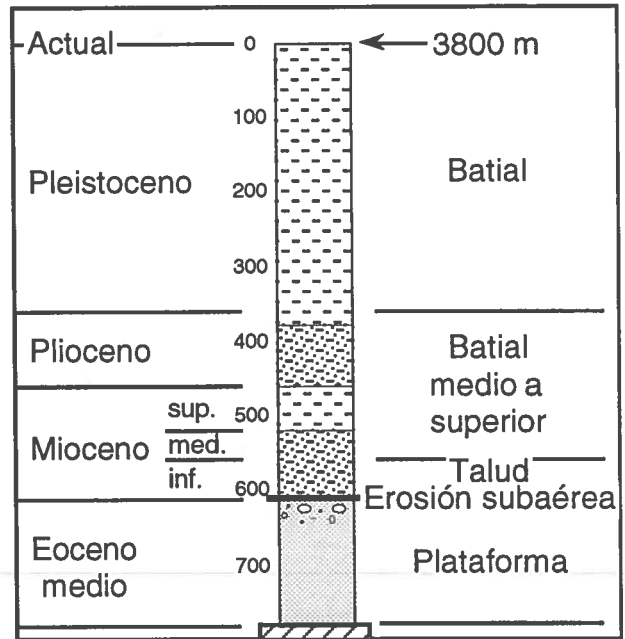


Fig. 22 : Registro sedimentario de la subsidencia de la margen nor-peruana desde el Eoceno (pozo 688).

al acortamiento tectónico del margen durante la orogénesis andina.

Más recientemente, estudios geológicos off-shore del borde de los margenes activos de Japon y Perú demostraron que sedimentos de agua somera del Eoceno medio y Mioceno inferior, separados por un hiato sedimentario, pasan a depósitos profundos (Mioceno-Plioceno) y batiales (Pleistoceno), evidenciando una subducción rápida e importante desde el Mioceno inferior (20 Ma, fig. 22). Dicha subsidencia está interpretada como el resultado del adelgazamiento rápido de la corteza continental del margen por erosión mecánica de la base de aquello debida a los esfuerzos de la subducción (subducción erosion). Además de la migración de la fosa de subducción hacia el continente, este fenómeno tendría dos efectos : el hundimiento del margen por pérdida de material, y su levantamiento por compensación isostática. La subsidencia térmica jugaría un papel menor debido al débil gradiente geotérmico de las zonas de subducción (fig. 28).

Análisis paleontológicos, estratigráficos y sedimentológicos permiten de reconstruir la paleobatimetría, es decir la paleotopografía del margen en una época dada. La geometría actual del margen siendo conocida, la cantidad de subsidencia ocurrida desde dicha época corresponde a la diferencia entre las dos superficies (parte gris superior de la fig. 23). El levantamiento subsecuente por compensación isostática puede ser calculado mediante hipótesis sobre el comportamiento mecánico del margen. Corresponde generalmente a la tercera o cuarta parte de la subsidencia por erosión cortical (parte gris inferior de la fig. 23). Por lo tanto, la cantidad total de material continental erosionado por subducción corresponde a la suma de estas dos cantidades (total de

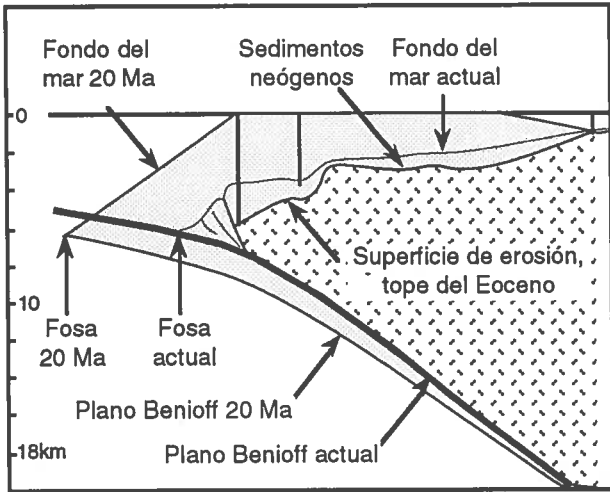


Fig. 23 : Estimación de la subsidencia por erosión cortical ligada a la subducción en el margen nor-oceánico desde 20 Ma (según Von Huene y Lallemand 1990). La parte gris corresponde a la cantidad de material erosionado por subducción. Encima del plano de Benioff : cantidad de subsidencia; debajo del plano de Benioff : compensación isostática.

la parte gris, fig. 23) (von Huene y Lallemand 1990, Bourgeois et al. 1990).

En los márgenes del Perú y Japon, la tasa de erosión por subducción fué estimada entre 25 y 50 km<sup>3</sup> por millón de años y por km de longitud de zona de subducción (promedio 30 km<sup>3</sup> / Ma / km), que provocaron subsidencias con velocidades de 500m/Ma en el Norte del Perú. Sin embargo, si bien parece comprobado para el Neógeno, este fenómeno no parece haber ocurrido de manera continua durante los tiempos geológicos.

#### IV. LA SUBSIDENCIA POR FLEXION DE LA CORTEZA

Dos modelos han sido propuestos, invocando la flexión de la corteza como causa principal de la subsidencia. En el primero, una tectónica en compresión provoca cabalgamientos que constituyen un sobrepeso importante en una margen, y provocan su flexión. En el segundo, la flexión ocurriría debido a convecciones mantélicas, iniciadas por fenómenos térmicos ligados a la subducción.

**1. Subsidencia por flexión de la corteza debida a una tectónica compresiva** (según Beaumont 1981, Jordan 1981, Karner y Watts 1983, Jordan y Flemmings 1990).

En la mayoría de los casos, la existencia de un sobrepeso importante sobre una corteza (continental o oceánica) resulta de sobre-escurrimientos tectónicos a gran escala. El modelo de subsidencia por flexión tectónica considera que la corteza está deformada por una flexión elástica debida al sobrepeso tectónico (véase p. 4 y 5). De manera simplificada,

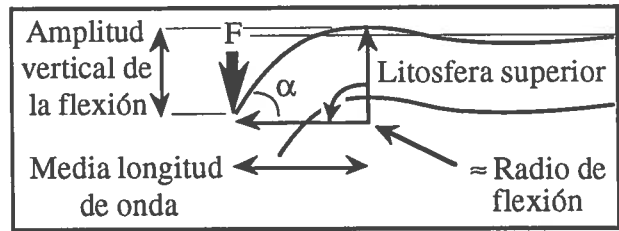


Fig. 24 : Parámetros descriptivos de la flexión de una corteza.

dicha flexión puede ser descrita utilizando (fig. 24): la media longitud de onda, longitud horizontal de la flexión, y la amplitud vertical que corresponde al desnivel máximo de la flexión. Para simplificar, esos dos valores pueden ser considerados como ligados, y pueden ser reemplazados por el radio de flexión, que controla el ángulo  $\alpha$  que hace el borde interno de la cuenca de ante-pais con la horizontal (fig. 24).

Luego, la flexión de la litosfera sobre-escurrida forma, al pie del frente cabalgante, una depresión llamada cuenca de ante-pais, en donde se depositan los productos de la erosión del prisma cabalgante.

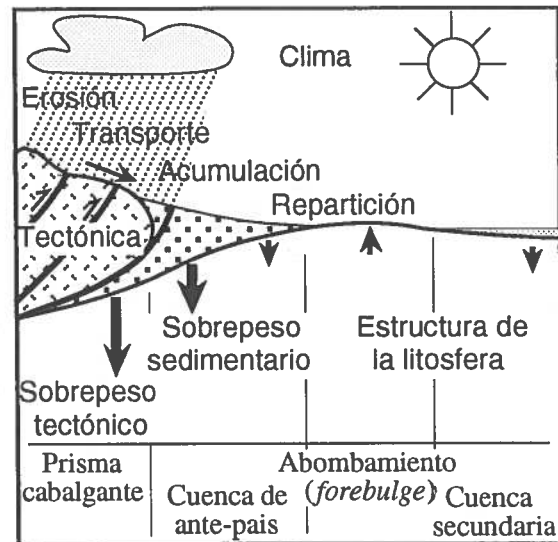


Fig. 25 : Parámetros actuando en la dinámica de una cuenca de ante-pais.

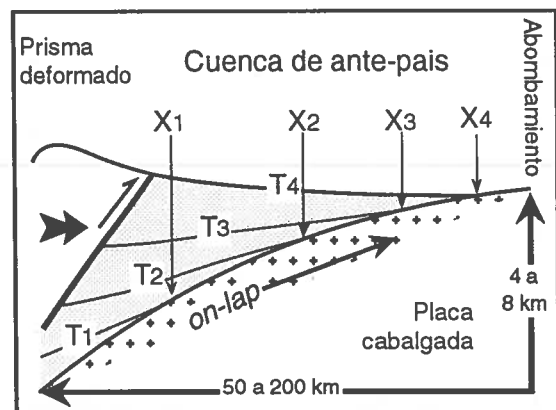


Fig. 26 : Estructura, escala y dinámica de una cuenca formada por flexión litosférica (cuenca de ante-pais) (según Allen y Allen 1990).

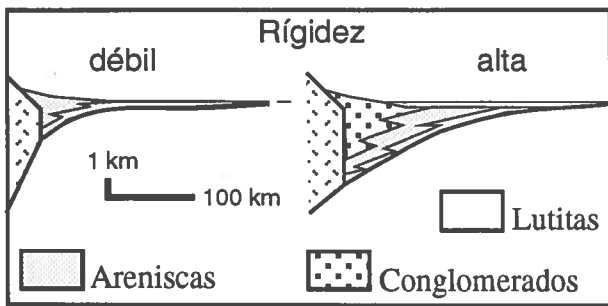


Fig. 27 : Influencia de la rigidez de la corteza cabalgada sobre la dinámica de la cuenca de ante-pais asociada (según Flemmings y Jordan 1989).

Un abombamiento (*forebulge*) la separa de una cuenca secundaria con muy débil profundidad (fig. 24 y 25).

Ya que la reacción de la litosfera es rápida, la subsidencia aumenta rápidamente en la cuenca. Además, el eje de la cuenca se desplaza hacia el ante-pais a medida que el prisma cabalgante avanza, produciendo el *on-lap* de los depósitos sobre el ante-pais (fig. 26).

Numerosos factores influyen sobre la reacción de la corteza e interactúan entre sí (fig. 27). Respecto a la subsidencia, uno de los más importantes es la estructura de la litosfera cabalgada que controla su comportamiento, elástico o viscoso (véase p. 3). Sin embargo, la evolución tectónica siempre controla la amplitud de la flexión (Flemmings y Jordan 1989).

Espesor de la litosfera. una litosfera espesa reacciona con un radio de flexión largo (véase p. 2), y da lugar a una cuenca de ante-pais ancha y con un borde poco parado (caso del Oriente andino).

La rigidez. Mientras más rígida sea la litosfera, más honda es la cuenca de ante-pais, con un borde interno poco parado (fig. 27).

La temperatura. Una litosfera caliente (corteza continental recién adelgazada, u oceánica recién creada) es menos rígida que una fría. Sin embargo, el papel de la temperatura es débil.

**2. Subsidencia por flexión de una margen continental activa, por efectos térmicos de la subducción** (según Mitrovica et al. 1989).

La subducción de una placa litosférica oceánica fría dentro de la astenosfera subyacente a una placa continental provoca el enfriamiento de parte de aquella, que se traduce por el descenso del flujo térmico registrado en superficie al nivel de la zona de antearco (fig. 28).

Dicho contraste de temperatura induciría, en el manto debajo de la placa continental, una convección simétrica al movimiento de la subducción, que a su vez provocaría la flexión de gran radio de la placa continental, y la subsidencia de su parte distal. Modelos computarizados indican que la subsidencia (amplitud vertical de la flexión) puede alcanzar 3

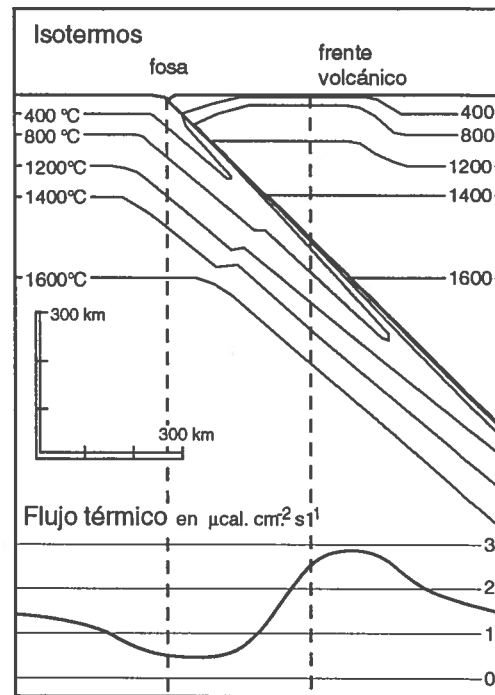


Fig. 28 : Estructura térmica de una zona de subducción, modelada según el flujo térmico superficial medido (abajo) (in Boillot 1990).

km, y depende del contraste de temperatura entre la placa subductada y el manto, de la rigidez de la placa continental, y de los esfuerzos que provocan la subducción. En cambio, el radio de flexión (amplitud horizontal) solo depende del ángulo de subducción (fig. 29) : el primero aumenta cuando el segundo baja, es decir cuando la placa oceánica fría se acerca a la placa continental.

Si se confirma este modelo, implicaría que :

- la iniciación de una zona de subducción oceano-continente, provoca la subsidencia de la parte cratónica del continente, debido a una flexión a gran escala que se haría sentir hasta una distancia de 1.500 km de la zona de subducción (fig. 29);
- el descenso del ángulo de subducción (clásicamente asociado a una subducción rápida), induce el aumento del radio de la flexión y de la tasa de subsidencia;

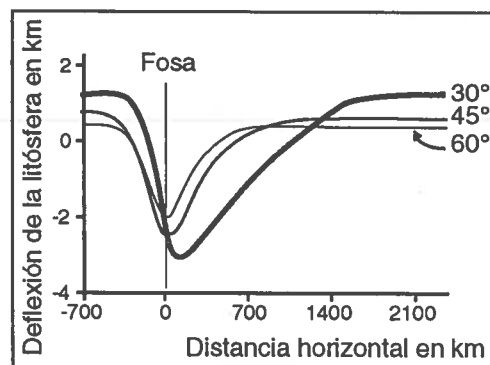


Fig. 29 : Perfiles topográficos teóricos de la deflexión térmica de una margen continental, para varios valores del ángulo de subducción (según Mitrovica et al. 1989).



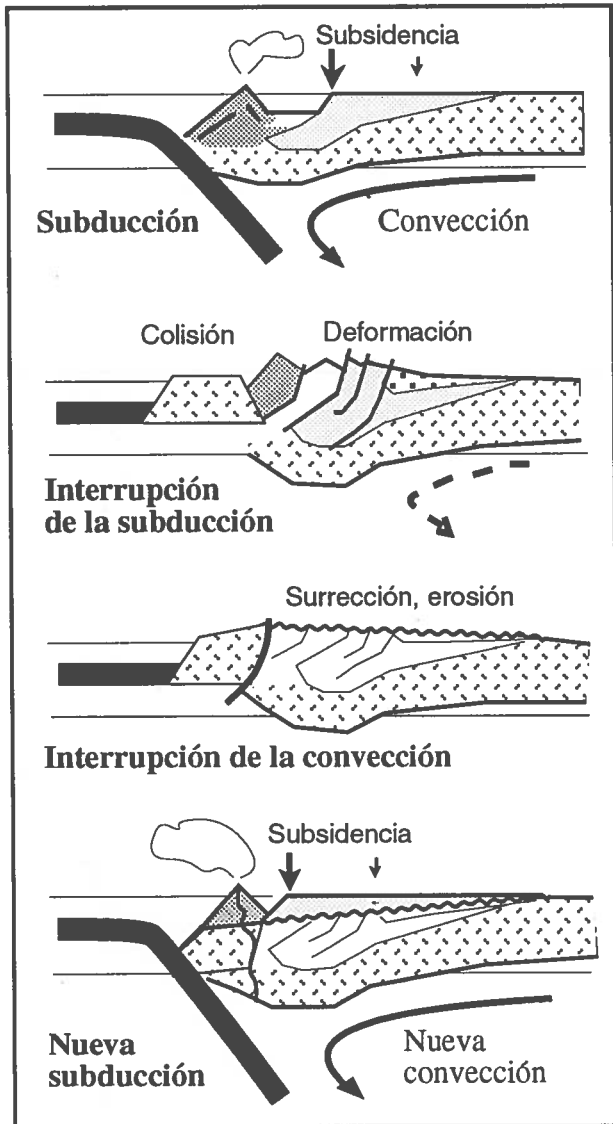


Fig. 30 : Comportamiento de una margen activa en varias situaciones geodinámicas (según Mitrovica et al. 1989).

- la interrupción de la subducción (colisión, bloqueo) provoca, además de la posible deformación tectónica, el levantamiento de la parte cratónica de la margen (fig. 30).

Notemos que dicho modelo, recientemente propuesto, parece ser coherente con la evolución del sistema subsidencia continental-subducción oceánica, observada en la margen andina durante el Mesozoico.

## VI. INFLUENCIA DE LOS ESFUERZOS INTRAPLACAS EN LA SUBSIDENCIA

Según Cloething et al. (1985), Kooi & Cloething (1989), Cathles & Hallam (1991) y Cloething y Kooi (1992), un esfuerzo tectónico horizontal actuando en una placa litosférica que recibe una importante sedimentación, podría provocar movimientos verticales de la placa.

## Esfuerzos tectónicos horizontales experimenta-

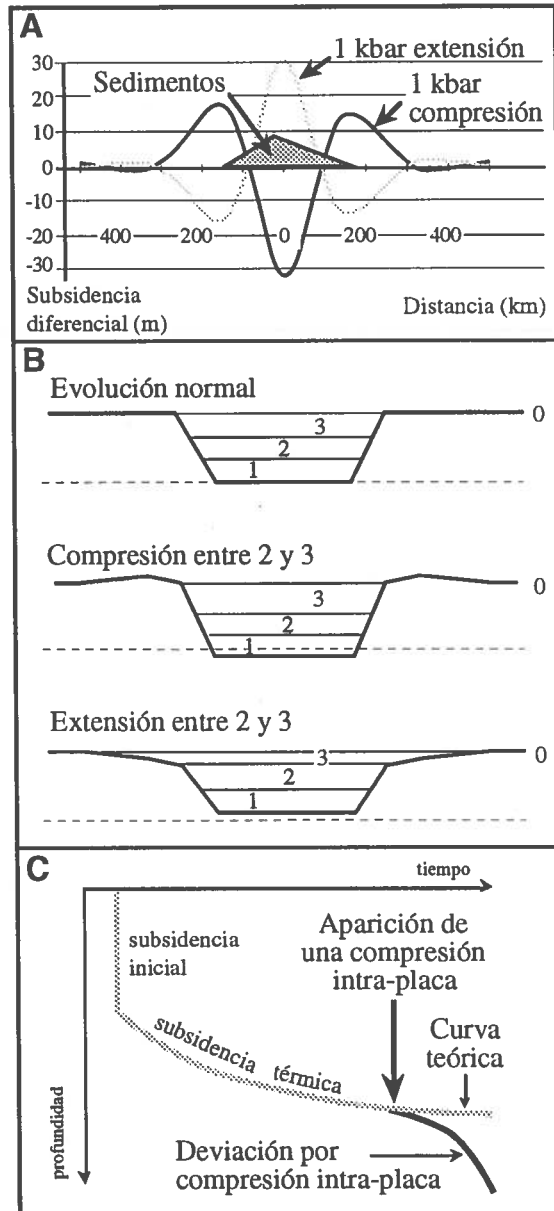


Fig. 31 : Efectos de los esfuerzos intraplacas sobre la evolución de una cuenca (según Cloething 1986, Cloething y Kooi 1992).

A: subsidencia diferencial causada por una variación del esfuerzo de 1 kbar en una placa oceánica de 30 Ma de edad (el triángulo gris representa los sedimentos).

B: Disposición de los sedimentos en caso de extensión o compresión en una cuenca de tipo rift.

C: Variación registrada por la curva de subsidencia en caso de una compresión.

dos por cortezas litosféricas pueden alcanzar algunos kilobars. Cuando dicho esfuerzo cambia, la reacción de la corteza al sobrepeso de sedimentos varía. Así, cuando el esfuerzo pasa de una extensión (- 1 kb) a una compresión (+ 1 kb), los bordes de una cuenca sedimentaria se levantan en unas decenas de metros ocasionando un aumento de la erosión, mientras que el centro de la cuenca se hunde en varias decenas de metros (fig. 31, A y B). Luego, la consecuencia fundamental es una subsidencia diferencial

dentro de la cuenca, cuya extensión geográfica y magnitud dependen de la intensidad del esfuerzo y de la elasticidad de la placa. Al revés, una evolución hacia un régimen distensivo provoca un ligero levantamiento del centro de la cuenca, y un on-lap de los sedimentos coetáneos (fig. 31 B).

La aparición de un régimen compresivo explicaría así el aumento de subsidencia registrado desde el Plioceno por la mayoría de las margenes pasivas alrededor del Atlántico y de Europa (Clothing y Kooi 1992, fig 30 C).

Apoyando esta hipótesis, se debe notar que las grandes regresiones eustáticas (Haq et al. 1987) a menudo coinciden con cambios importantes en los movimientos de las placas litosféricas, que provocan probablemente variaciones en los esfuerzos actuando en las margenes continentales. Sin embargo, la magnitud de los movimientos supuestos (varias decenas de metros hasta algunas centenas de metros) es débil, respecto a la subsidencia de una cuenca sedimentaria (algunos miles de metros).

## CAPITULO III

### CLASIFICACION DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS SEGUN LOS TIPOS DE SUBSIDENCIA.

#### I. RESUMEN DE LOS TIPOS DE SUBSIDENCIA

Hemos visto que la subsidencia tomada en sentido general, tiene causas y características variadas según las regiones, las cuencas sedimentarias y sus contextos tectónicos.

La **subsidencia isostática** es debida al esfuerzo causado por un sobrepeso, ya sea el de una serie sedimentaria, un gran volcán, un casquete glaciar, etc... Sin embargo, el análisis de cuenca utiliza la subsidencia tectónica, corregida de los efectos isostáticos, es decir la subsidencia que experimentaría la cuenca si estuviera rellena solo de agua o de aire según el caso (véase más abajo).

La **subsidencia inicial por distensión** es debida al *adelgazamiento de la corteza*, que provoca el ascenso del manto superior más denso, y por consiguiente el hundimiento del substrato. Dicha subsidencia puede ser negativa (levantamiento), si el manto se encuentra adelgazado.

La **subsidencia térmica** es debida al aumento de la densidad de la litosfera oceánica o continental a medida que se produce su *enfriamiento* (aumento de densidad).

La **subsidencia por flexión de la litosfera** puede ser causada por el *sobrepeso* debido a repeticiones tectónicas en compresión, o por convexiones mantélicas ligadas a zonas de subducción. En el primer caso, tiene radio corto, en el segundo, tiene amplio radio.

A pesar de que la evolución de una cuenca a menudo resulta de la sucesión de varios mecanismos (subsidencia inicial-subsidencia térmica, en cuencas creadas por distensión), o que muchas de ellas representan casos intermedios, se puede clasificar las cuencas sedimentarias según su tipo de subsidencia. Esta es estudiada mediante el cálculo de curvas de subsidencia, representando la profundidad del substrato de la cuenca (corregida por el sobrepeso de los sedimentos y del agua, véase más abajo) en función del tiempo. Las curvas de subsidencia tienen formas y características diferentes.

En realidad, los tipos de subsidencia representan diferentes respuestas a fenómenos geodinámicos,

tectónicos, sedimentarios o climáticos que afectan la cuenca sedimentaria considerada. Luego, existen también clasificaciones de cuenca tomando en cuenta esos parámetros (véase por ejemplo Perrodon 1982, Kingston et al. 1983). Sin embargo, el análisis de la subsidencia es un buen método para caracterizar las cuencas sedimentarias.

#### II. CUENCAS DEBIDAS AL ADELGAZAMIENTO LITOSFERICO EN DISTENSION

Cualquier que sea el mecanismo del estiramiento litosférico, se puede distinguir varios tipos de cuencas sedimentarias según la cantidad de extensión que experimentaron (fig. 32).

##### 1. Las cuencas intracratónicas (*sags*, cuencas propiamente dichas)

Se trata de amplias depresiones redondeadas en las cuales el relleno sedimentario se acuña hacia la periferia. La relación profundidad/diámetro está cercana a 1/50 o 1/100. El origen de la subsidencia es generalmente una débil distensión inicial, seguida por una débil subsidencia térmica (cuencas de París, del Sahara, etc...).

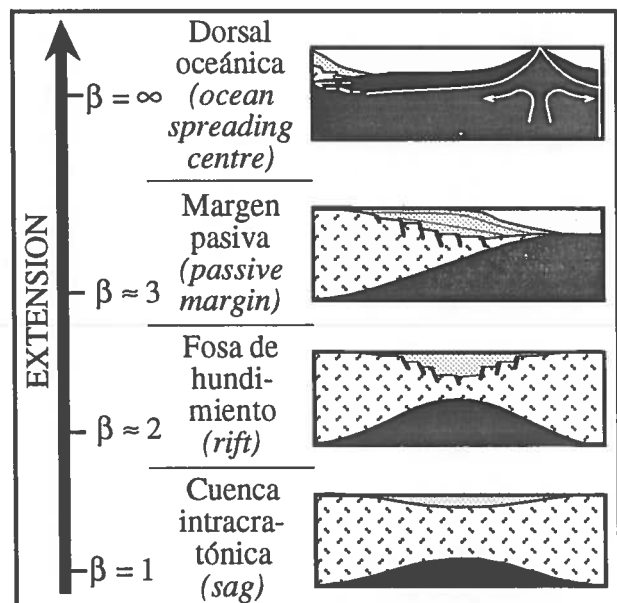


Fig. 32 : Tipos de cuenca en distensión, en función del factor de extensión  $\beta$  (según Allen y Allen 1990).

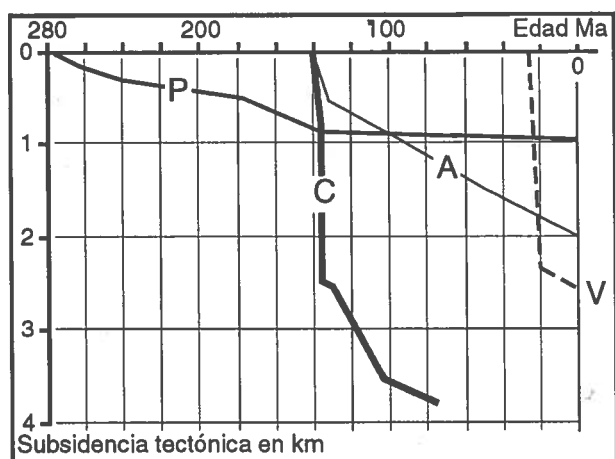


Fig. 33 : Comparación de las subsidencias tectónicas de varias cuencas sedimentarias en distensión (según Debelmas y Mascle 1991).

A: margen pasiva atlántica; C: cuenca Chicama (*pull-apart* ?, N Perú); P: cuenca de Paris (cuenca s.s.); V: cuenca de Viena (con fuerte distensión inicial).

La curva de subsidencia presenta un perfil regular con una pendiente débil, casi sin subsidencia inicial (fig. 33). Sin embargo, los mecanismos de su evolución general son mal conocidos: en ciertos casos, el espesor de sedimentos es tan fuerte que supone la desaparición de la corteza continental por adelgazamiento extremo (depresión caspia).

## 2. Las fosas de hundimiento

Varios casos pueden ser distinguidos en función del contexto tectónico o geodinámico.

### a. fosas en distensión (*failed rifts*, literalmente "desgarrón fracasado")

Son depresiones hondas de forma alargada, a menudo 10 veces más largas que anchas. Resultan de una distensión perpendicular al eje de la cuenca, que crea fallas en superficie (graben) y provoca el adelgazamiento más homogéneo de la corteza inferior dúctil (*rifting*). Al subir, el manto funde parcialmente y da lugar a un volcanismo fisural alcalino rico en Sodio y Carbonato, a un flujo térmico elevado, y a un abombamiento térmico (*doming*).

Las curvas de subsidencia correspondientes presentan típicamente una subsidencia inicial rápida y fuerte, seguida por una subsidencia térmica provocada por el enfriamiento del manto, que va decreciendo con el tiempo (véase p. 12 y 13, y fig. 33). La fosa del Rin, el "Rift" de Africa oriental y el Lago Baikal son buenos ejemplos.

Si el *rift* evoluciona hacia la apertura de un océano, se vuelve margen pasiva (p. 14 y 15, fig. 18 a 20, y p. 21).

### b. Las fosas de rumbo (*pull-apart basins*)

Son depresiones hondas y alargadas cuya longitud es generalmente menos importante que los rifts. Se producen en zonas de desplazamiento de rumbo, cuando la mayor línea de fractura presenta una di-

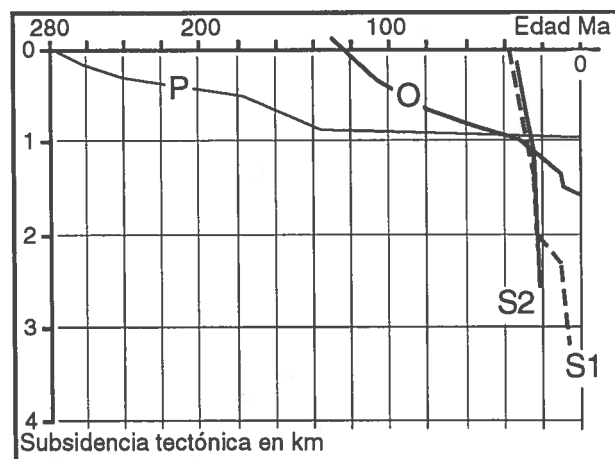


Fig. 34 : Comparación de las subsidencias tectónicas de varias cuencas sedimentarias en flexión (según Allen et al. 1986, modificado).

P: cuenca de Paris (por comparación); O: Oriente peruano (flexión por subducción hasta 30 Ma, luego ante-pais andino); S1 y S2: Suiza (ante-pais alpino).

rección oblicua respecto al movimiento general, o cuando las fallas de rumbo están escalonadas. Luego, corresponden a grabens en donde la extensión es paralela al eje de la cuenca. El adelgazamiento cortical puede ser muy importante. Por lo tanto, la forma de la curva de subsidencia es comparable. Sin embargo, están generalmente caracterizados por una subsidencia inicial muy fuerte, un relleno sedimentario rápido debido al fuerte relieve de sus bordes y una vida de breve duración, dependiendo del juego de la zona de rumbo (fig. 33). Buenos ejemplos que han sido estudiados en detalle se encuentran a lo largo de la falla del Jordán (Mar Muerto) o de la falla de San Andres.

### c. Las cuencas de tipo Basin and Range

Son grandes depresiones, generalmente ubicadas sobre orogénesis previas, constituidas por numerosos hemi-grabens rellenos con potentes sedimentos continentales, y asociadas con emisiones volcánicas alcalinas. Parecen resultar del juego en distensión de superficies de despegue intra-cortical (modelo de Wernicke 1985), que se crearían en zonas con corteza engrosada por orogénesis antiguas. Dicha distensión, al disminuir el grosor de la corteza, restablecería el equilibrio isostático (cf. p. 6 y 7).

La subsidencia no ha sido estudiada en detalle, pero parece que, después de períodos de erosión, ocurre una importante subsidencia tectónica. Además de la depresión del Basin and Range de EE.UU. (Wernicke 1985), se supone que las cuencas pérmicas tardi-hercénicas europeas tuvieron el mismo origen (Van der Driessche y Brun 1989).

### d. Las cuencas de ante-arco (*forearc basins*)

Entre los orígenes posibles de las cuencas de ante-arco, el adelgazamiento cortical por erosión tectónica es el mejor documentado. Parece formar cuencas subsidentes de corta vida, discontinuas pero sin-

crónicas a lo largo de un mismo margen activo. Buenos ejemplos son las cuencas de ante-arco que se conocen en el margen (Sur) o costafuera (Centro y Norte) de Perú, o que afloran en Ecuador y Colombia. Fueron formadas sincrónicamente al inicio del Eoceno medio y rellenadas al final del Eoceno medio o inicio del Eoceno superior, poco antes de la fase tectónica mayor del Eoceno superior. Una segunda generación de cuencas de ante-arco ocurrió cerca al límite Oligoceno-Mioceno, a lo largo de todo el margen andino.

### III. CUENCAS DEBIDAS AL ENFRIAMIENTO DE LA LITOSFERA

Fenómenos térmicos intervienen en varios contextos. Hemos visto que la subsidencia inicial de un rift, ligada al evento tectónico distensivo, es seguida por una subsidencia térmica. Otros dos casos tienen que ser mencionados.

#### 1. Las cuencas oceánicas (*oceanic basins*)

La formación de la litosfera oceánica por vulcanismo contínuo (lava cerca de 1200°C) al nivel de las dorsales oceánicas submarinas induce un gradiente térmico muy elevado. Luego, al alejarse de la zona de expansión, la litosfera se enfría progresivamente al contacto del aguamarina, su densidad aumenta, y se hunde por contracción térmica desde 2500 m hasta una profundidad media de 5500 m. Por lo tanto, todos los fondos oceánicos estables pueden ser considerados como cuencas sedimentarias creadas por subsidencia térmica (cf. Parsons y Sclater 1977).

#### 2. Las margenes pasivas (*passive margins*)

Por definición de una margen pasiva, su evolución empieza al momento que se inicia la acreción oceánica, es decir cuando el estiramiento de la litosfera es infinito ( $\beta = \infty$ ) y que se termina la evolución tectónica del *rift*. Por lo tanto, si bien su formación es debida a la distensión, es la subsidencia térmica que controla la evolución de la margen pasiva.

Ya que el adelgazamiento de la litosfera continental aumenta en dirección del océano, y que este último, apenas formado, experimenta una contracción térmica, las margenes pasivas están caracterizadas por una subsidencia creciente hacia el océano.

### IV. CUENCAS DEBIDAS A LA FLEXION DE LA LITOSFERA

Debido al fenómeno mismo de la flexión, esas cuencas son típicamente asimétricas, siendo profundas y empinadas en el lado en donde actúa el esfuerzo, y con pendiente suave al lado opuesto.

#### 1. Las cuencas de ante-pais (*foredeep, foreland basin*)

Son depresiones alargadas, alineadas a lo largo de cadenas montañosas recientes. Resultan del sobrepeso aplicado por el prisma deformado construido por la tectónica activa. Los depósitos son generalmente gruesos, granocrecientes, con tendencia a la somerización, y presentan deformaciones sin-sedimentarias. Buenos ejemplos son la Cuenca molásica suiza, la Cuenca del Pô en Italia y las pampas del Norte de Argentina.

El borde interno de la cuenca experimenta una subsidencia rápida, seguida por su integración en la zona en deformación (fig. 34). El eje de subsidencia máxima migra hacia el exterior de la cadena a medida que progresa el frente tectónico. El borde externo experimenta una subsidencia más regular y suave.

#### 2. Las cuencas cratonicas de subducción

Se trata de depresiones muy amplias, cuyo ancho sobrepasa los 1000 km, y cuya longitud puede equivaler a la de una zona de subducción. La cuenca del Western Interior Norteamericano sería un ejemplo típico, así como el Oriente de los Andes centrales.

La subsidencia estaría controlada por la subducción y tendría variaciones a largo plazo, dependiendo del régimen de convergencia. Es regular (fig. 34) y disminuye hacia el craton.

### V. CONCLUSIONES

La subsidencia es un fenómeno que juega un papel capital en geología sedimentaria y en el análisis de cuenca, ya que sin subsidencia, no hubieran cuencas sedimentarias. Estas pueden nacer y evolucionar mediante varios mecanismos: distensivos, térmicos, flexurales o mixtos. Sin embargo, las curvas de subsidencia de las cuencas en distensión y en flexión pueden ser muy similares (fig. 33 y 34). Por lo tanto, si bien es muy importante definir el estilo de la subsidencia de una cuenca, es igualmente importante determinar el marco tectónico y el contexto geodinámico de su formación y de su evolución.

## CAPITULO IV

## METODOS DE ESTUDIO CUANTITATIVO DE LA SUBSIDENCIA

por Gerardo Berrones

## I. INTRODUCCION

Para tener una visión geodinámica de la formación y posterior evolución de una cuenca sedimentaria, debemos separar los efectos de la subsidencia inducida por el peso de los sedimentos acumulados, para poder cuantificar la subsidencia remanente de carácter tectónico, es decir los movimientos del substrato como si éste no estuviera recubierto por sedimentos, sino únicamente por el agua del mar, o el aire, según el método empleado. La subsidencia tectónica traduce los mecanismos corticales que han dado nacimiento a la cuenca, y que ocurrieron durante su evolución posterior; para ello debemos retirar el efecto de la carga sedimentaria con la consiguiente compensación isostática que ella ha inducido.

Considerando que la depositación de una capa conlleva la compactación de todas las infrayacentes, adoptaremos el proceso inverso retirando cada vez la capa más superficial y retro trayendo el estado de la columna a esas condiciones, es decir reconstruyendo su estado, densidad y espesor antes de la compactación (método de *backstripping* de Steckler y Watts 1978, Sclater y Christie 1980, Brunet 1989). Este procedimiento, que va ha permitirnos reobtener el estado de la columna sedimentaria en cualquier época dada, necesita conocer y analizar primero los procesos de la compactación.

## II. LA COMPACTACION

## 1. Definiciones

Llamaremos *compactación* a la disminución en volumen que experimenta un sedimento por efecto de una compresión, la cual afecta particularmente dentro de una primera fase, al volumen de los poros.

La compactación corresponde esencialmente al efecto mecánico producido por el hundimiento y al efecto del peso ejercido por los sedimentos suprayacentes acumulados sucesivamente durante la subsidencia. El esfuerzo es por tanto vertical y hacia abajo (fig. 35) y corresponde a la fuerza ejercida por unidad de superficie, designada por la letra  $\sigma$  y cuya unidad es el Pascal, expresado en  $\text{kg/m/seg}^2$  (1 pas-

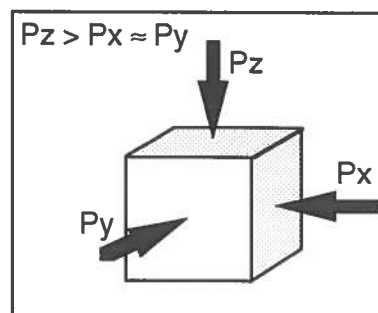


Fig. 35 : Diagrama ilustrando la carga de compactación (generalmente,  $P_z > P_y \approx P_x$ ).

cal = 1 newton/m<sup>2</sup>).

$$\begin{aligned}\sigma &= \text{Fuerza} / \text{Area} \\ &= M g / \text{Area} \\ &= \rho_s \text{ Area } g h / \text{Area}\end{aligned}$$

$$\Rightarrow \sigma = \rho_s g h \quad (1), \quad \text{donde :}$$

$\rho_s$  = densidad media global del sedimento en  $\text{g/cm}^3$

$g$  = aceleración de la gravedad en  $\text{m/seg}^2$

$h$  = altura (espesor o profundidad) en m.

En caso de formaciones porosas podemos escribir  $\rho_s$  en la forma :

$$\rho_s = \phi \rho_a + (1 - \phi) \rho_{ma} \quad (2), \quad \text{con :}$$

$\rho_a$  = densidad media del fluido en  $\text{g/cm}^3$

$\rho_{ma}$  = densidad media de la matriz en  $\text{g/cm}^3$  (matriz = conjunto de las partículas sólidas)

$\phi$  = porosidad media.

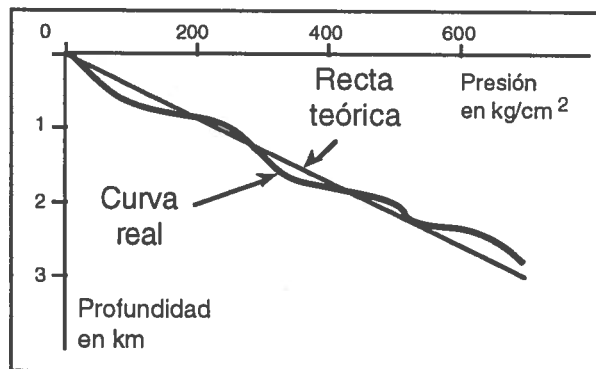


Fig. 36 : Evolución de la presión geostática con la profundidad.

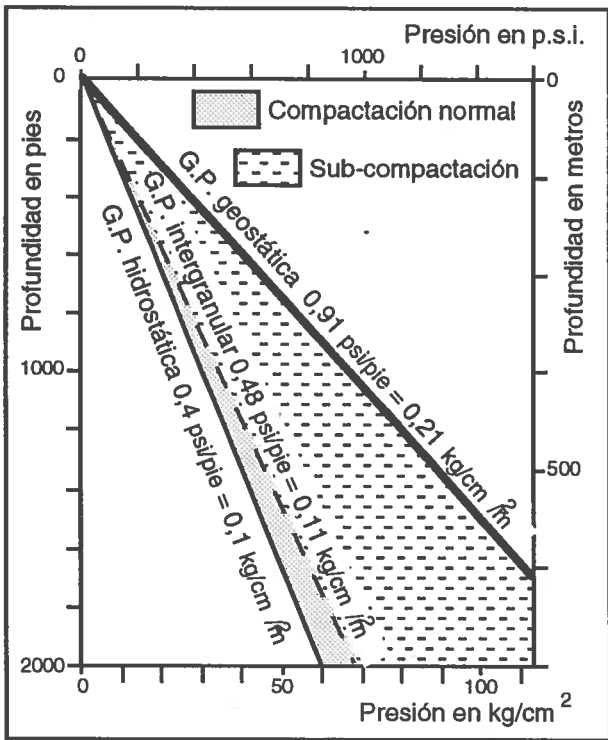


Fig. 37 : Los gradientes de presión y la compactación en subsuelo.

La presión geostática aumenta con la profundidad. Admitimos en una primera aproximación que este incremento es lineal (fig. 36), aunque en realidad la densidad de las rocas varía con la profundidad (fig. 37).

Dentro de la hipótesis de un incremento uniforme, podemos definir un gradiente de presión geostático, igual a 0,231 kg/cm<sup>2</sup>/m para una densidad media de las rocas igual a 2,31 g/cm<sup>3</sup>. En caso de formaciones porosas, partiendo de (1) y (2) podemos descomponer la presión geostática en una componente hidrostática Pp y una componente litostática Pe, representadas esquemáticamente en la fig. 4.

Entonces tendríamos :  $\sigma = Pp + Pe$ . Si Pp = 0, entonces  $\sigma = Pe$ , para rocas totalmente aporosas. Pp es conocida como Presión del fluido intersticial o Presión de poros y es igual a la Presión hidrostática, o sea :

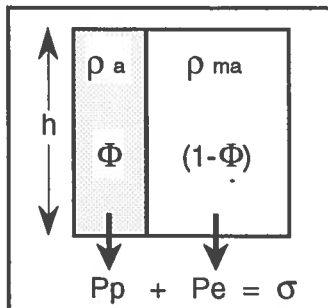


Fig. 38 : Los componentes de la Presión litoestática. La zona gris representa el volumen de los poros, correspondiendo a la porosidad  $\phi$ , y rellenos por un fluido de densidad  $\rho_a$ . La zona blanca representa el sedimento sólido (matriz) de densidad  $\rho_{ma}$ .

$Pp = \rho_a g h$  (en condiciones de compactación normal), con  $\rho_a$  = densidad media del fluido contenido en los poros.

## 2. Compactación de las arenas

En un primer estado, ésta corresponde fundamentalmente a un re-ordenamiento mecánico de los granos, que dependiendo de su forma, van a rodar o resbalar unos sobre otros más o menos rápidamente por efecto del esfuerzo vertical ejercido por los sedimentos suprayacentes. Como consecuencia de esto tendremos un arreglo más compacto que conduce a una disminución de la porosidad y un aumento de la densidad.

Como efecto del hundimiento la porosidad va a evolucionar en función de la clasificación granulométrica, siendo inicialmente más débil en arenas mal clasificadas pero cuya disminución es también más lenta que para arenas bien clasificadas. Los granos más gruesos, una vez re-ordenados en contactos tangenciales o alargados entre ellos, van a soportar la mayor parte de la carga, protegiendo a los granos finos contra toda contracción suplementaria, al menos hasta cuando la contracción provoque su fracturamiento.

La composición de la arena es también importante; la porosidad de una arena limpia decrece más lentamente que una arena arcillosa donde los granos de mica o arcilla se deforman y fracturan disminuyendo el espacio poroso más fácilmente. La presencia de minerales del tipo de anfíboles, piroxenos y feldespatos favorece el desarrollo de fenómenos diagenéticos debidos a su inestabilidad química, que van a producirse durante la compactación misma.

Según Maxwell (1964), la porosidad disminuye más rápidamente en profundidad cuando aumenta el gradiente de temperatura (fig. 39), a partir del gráfico podemos concluir que un gradiente elevado favorece el desarrollo precóz de fenómenos diagenéticos como la cementación, que incluso desplazarían la compactación a un plano secundario.

Basándose en 17367 medidas de porosidad sobre rípios de subsuelo, Atwater y Miller (1965) han en-

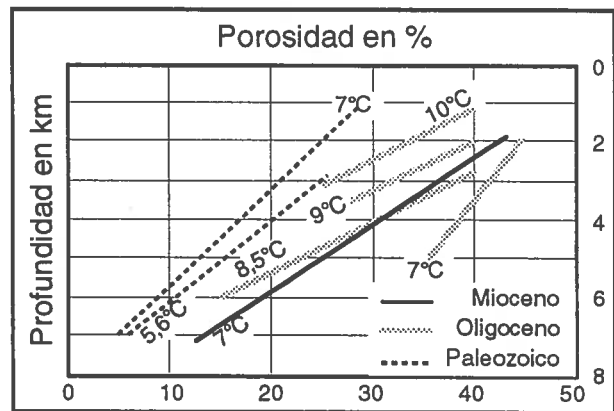


Fig. 39 : Relación porosidad-profundidad, en función de varios gradientes térmicos, y de la edad (según Maxwell 1964).

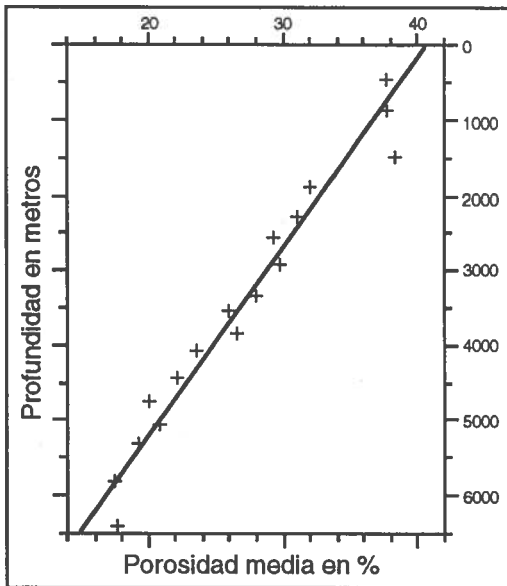


Fig. 40 : Relación entre profundidad de enterramiento y porosidad, establecida con 17367 núcleos de areniscas terciarias. Los puntos representan el promedio por tramo de 1000 pies.

contrado una relación lineal entre la porosidad y la profundidad de enterramiento de las arenas (fig. 40). Por otro lado, McCulloh (1967), basándose sobre 4000 medidas, ha definido una relación que no es lineal. Esta contradicción de resultados parece deberse a que los análisis fueron hechos con criterio estadístico sin asociarlos a las causas que producen esta disminución. La fig. 41 muestra que no existe modificación en la relación de vacíos y por tanto en la porosidad, justo hasta una cierta presión interpretada como el punto de aplastamiento (Roberts 1969). Igualmente, si analizamos la evolución con la profundidad de las porosidades máximas medidas por Maxwell (1964) y las relacionamos como en la fig. 42, podemos razonablemente admitir que los efectos diagenéticos son mínimos y que dicha evolución se realiza por escalones.

A partir de estos diferentes análisis, podemos emitir las siguientes conclusiones :

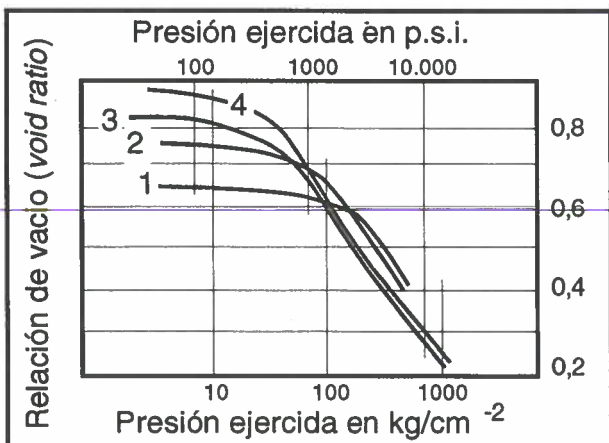


Fig. 41 : Relación entre el void ratio y la Presión (según Roberts 1969).

1 y 2 son arenas, 3 es cuarzo, 4 es feldespato.

Void ratio = volumen de poros / volumen de sólido.

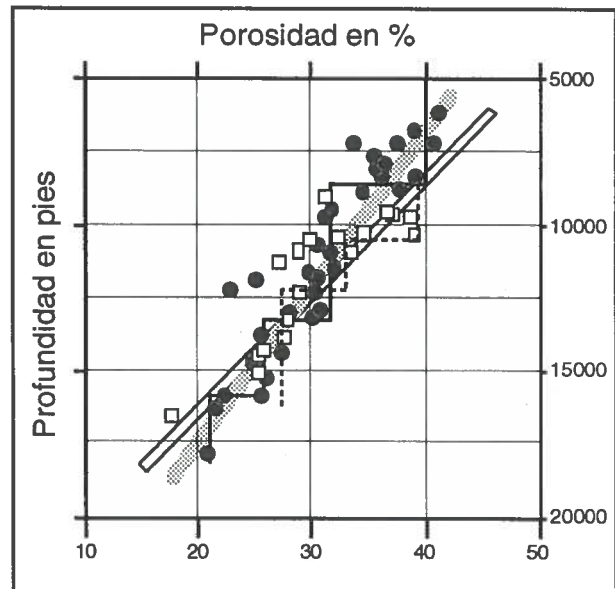


Fig. 42 : Evolución e las porosidades máximas de areniscas con la profundidad (según Maxwell 1964). Esta puede ser interpretada sea como una relación lineal (líneas gruesas), sea como una evolución por escalones (líneas finas).

- El estudio de la compactación de arenas debe ser realizado a partir de su porosidad máxima, ( $Z = 0$ ).

- La disminución de la porosidad por hundimiento (efecto debido solamente a la contracción mecánica), no es continuo, sino que se realiza por saltos.

- El efecto mecánico debido al hundimiento está frecuentemente acompañado de fenómenos diagenéticos secundarios.

- A cualquier profundidad dada, toda porosidad más débil que la representada por las curvas de compactación, traducen sea una disminución de la clasificación granulométrica, sea el desarrollo de otros fenómenos diagenéticos (cementación, autigénesis, ...) ligados por una parte a la acción combinada de la presión y la temperatura, y por otra a la inestabilidad química de los minerales presentes.

- Inversamente, toda porosidad más fuerte traducirá sea un estado de subcompactación y la presencia de reservorios con altas presiones, sea el desarrollo de una porosidad secundaria por epidiagénesis si la presión del reservorio es hidrostática.

### 3. Compactación de las arcillas

Dotadas de una mayor porosidad inicial por una parte, y de una menor importancia de otros fenómenos diagenéticos por otra, las arcillas constituyen una categoría de sedimentos totalmente favorables al estudio de la compactación. Esta es la razón por la cual han sido objeto de numerosos trabajos cuyos resultados han sido expuestos en numerosas publicaciones.

#### a. Modelos de compactación de las arcillas

Bajo el efecto del hundimiento y la sobrecarga,



Estados				Fenómenos
				Expulsión del agua libre
				Expulsión y adsorción del agua
				Perdida de agua por combinación química
				Reordenamiento mecánico de partículas
				Deformación mecánica de partículas
				Disolución y recristalización
				Elasticidad en presencia de agua
0-10	10-35	35-75	75-80	<b>Porosidad en %</b>
← Compactación creciente				

Fig. 43 : Modelo de compactación de Hedberg (1936).

las arcillas, al igual que cualquier otro sedimento, se compactan expulsando su agua intersticial. Existe en efecto todo un período durante el cual las arcillas poseen un cierto potencial de expulsión debido a una permeabilidad no despreciable ligada a su fuerte porosidad. Varios modelos de compactación han sido propuestos. Para Hedberg (1936) y luego Weller (1959), este proceso se realiza en cuatro etapas, resumidas en la fig. 43. Las primeras son dominadas por la expulsión del agua, mientras que las últimas están caracterizadas por las transformaciones minerales. Para Burst (1969) el modelo de compactación define tres etapas de deshidratación representadas por los esquemas de la fig. 44.

Sintetizando los resultados obtenidos por los diferentes autores podemos señalar las siguientes etapas:

- *Expulsión del agua intersticial* hasta que los granos entren en contacto. Para las arcillas la porosidad disminuye desde 85-70% hasta alrededor del 45%. Esta disminución se efectúa muy rápidamente en algunas decenas de metros.

- *Reordenamiento mecánico de los granos* y continuación de la expulsión del agua intersticial. La porosidad disminuye hasta alrededor del 35%. Esta disminución es más lenta y se efectúa sobre algunas centenas de metros.

- *Deformación mecánica de las partículas* y expulsión del agua adsorbida; los minerales blandos son forzados dentro de los intersticios dejados por los granos más resistentes. La porosidad disminuye de 35% a 10%. Esta disminución es aún más lenta y puede efectuarse sobre algunos miles de metros.

- *Desarrollo de fenómenos diagenéticos mayores*, producidos por modificación de las condiciones físico-químicas, por la acción combinada de la presión, temperatura, concentración de agua, y la presencia de otros fluidos (gas, petróleo), comprendien-

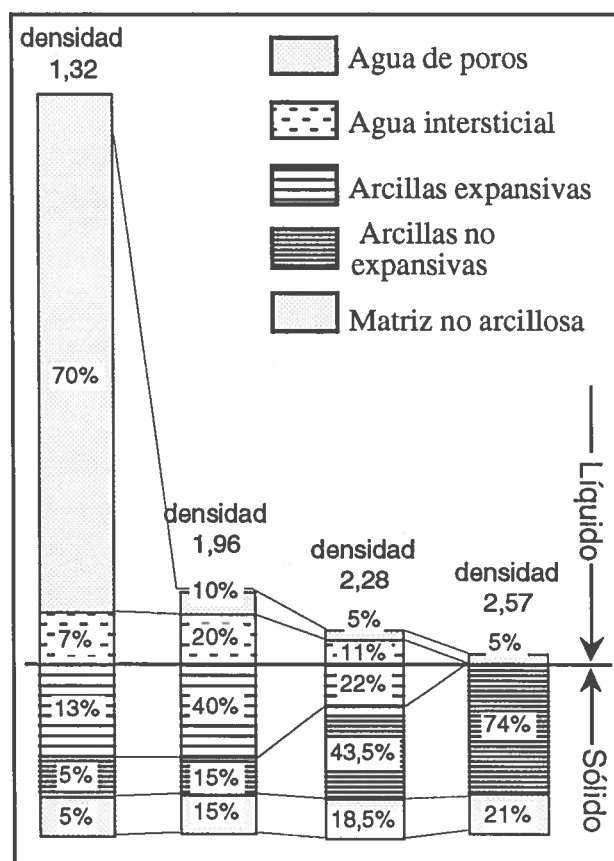


Fig. 44 : Composición global de una arcilla marina durante su deshidratación (según Burst 1969).

do la recristalización, la cementación, la disolución y/o transformaciones mineralógicas o químicas.

#### b. La ley de Hubbert y Rubey (1959)

Estos autores han establecido que la contracción efectiva  $P_e$  ejercida sobre la arcilla porosa, depende solamente del grado de compactación de aquella, con  $P_e$  aumentando de forma continua a medida que la compactación aumenta. Una medida práctica del grado de compactación de una arcilla es su porosidad  $\phi$ , definida como la relación del volumen de poros al volumen total. Podemos por tanto deducir que para una arcilla dada, existe para cada valor de porosidad  $\phi$  un cierto valor máximo de la contracción efectiva de compactación  $P_e$  que la arcilla puede soportar sin compactación suplementaria. Esto puede expresarse mediante la siguiente ley :

$$\phi_{\text{arcilla}} = \phi_0 \text{ arcilla } e^{-K P_e};$$

$$\text{con } P_e = \sigma - P_p;$$

donde :

$\phi_0 \text{ arcilla}$  = porosidad de la arcilla a profundidad nula ( $Z = 0$ );

$\phi_{\text{arcilla}}$  = porosidad de la arcilla a profundidad  $z$ ;

$P_e$  = presión de compactación ejercida sobre la matriz sólida a profundidad  $Z$ ;

$K$  = constante;

$\sigma$  = presión total ejercida sobre un elemento arcilloso poroso situado a la profundidad  $z$  (presión de confinamiento);

$P_p$  = presión ejercida sobre el fluido (presión de fluido);

$e$  = base de los logaritmos neperianos.

Esta relación expresa que la porosidad de la arcilla a una profundidad de enterramiento dada es función de la presión del fluido  $P_p$ . Si esta presión es anormalmente elevada la porosidad de la arcilla será también anormalmente elevada (caso de arcillas subcompactadas).

Por otro lado, en condiciones hidrostáticas tenemos:

$$\sigma = \rho_{sa} g z, \text{ y } P_p = \rho_a g z; \quad \text{con:}$$

$\rho_{sa}$  = densidad media de los sedimentos sobreyacentes impregnados de agua de densidad media  $\rho_a$  (en  $g/cm^3$ )

$g$  = aceleración de la gravedad.

$z$  = profundidad de enterramiento en metros.

Remplazando  $\sigma$  y  $P_p$  por sus valores tendremos la ecuación:

$$\phi_{\text{arcilla}} = \phi_{0 \text{ arcilla}} e^{-CZ}, \quad \text{con:}$$

$$C = K (\rho_{sa} - \rho_a)$$

$g$  = factor de compactación (en  $m^{-1}$ ).

Esta relación establece que la porosidad de una arcilla es una función exponencial de la profundidad de enterramiento  $z$ . Si graficamos en escala semilogarítmica esta función, con  $\phi_{\text{arcilla}}$  en escala logarítmica y  $z$  en escala aritmética, obtendremos una línea recta, que caracteriza una compactación normal.

Para los limos, el estudio de la compactación demuestra que se parece más al de las arenas, donde los granos más resistentes formarán un armazón impidiendo la compactación después de un cierto límite.

La compactación de rocas carbonatadas es un tanto más complicada, pues los fenómenos diagenéticos, de cementación y recristalización pueden aparecer muy rápidamente, impidiendo de esta manera la compactación posterior.

### III. METODO DE CUANTIFICACION DE LA SUBSIDENCIA

#### 1. Generalidades, principio del método

El objeto de este método es el de reconstruir la evolución de una cuenca sedimentaria con el transcurso del tiempo. Hemos visto que el efecto de la carga sedimentaria puede provocar entre un 60 y un 80% de la subsidencia observada, quedando un 40 a un 20% restante que puede ser explicada por causas tectónicas que dieron origen a la cuenca y precedieron su evolución, denominada **subsidencia tectónica**. Para poder cuantificar esta subsidencia remanente, debemos separar los efectos de la subsidencia in-

ducida por el peso de los sedimentos suprayacentes acumulados, con la consiguiente compensación isostática que ella ha inducido.

El mecanismo más importante retenido de la modelización de cuencas es un adelgazamiento cortical causado por estiramiento tectónico (McKenzie 1978). Otros fenómenos tales como el metamorfismo, anomalías térmicas, adelgazamiento de la corteza producido por erosión superficial, por flujo o por erosión subcortical, pueden superponerse a este mecanismo principal.

La subsidencia tectónica, aquí considerada al aire libre, es la que sería producida en ausencia de toda carga sedimentaria. Su determinación puede efectuarse sobre la columna sedimentaria actual o en estados anteriores a fin de representar la evolución de la cuenca; para ello debemos reconstruir sus distintas etapas a través del tiempo, retirando progresivamente las capas superficiales (*backstripping*, Steckler y Watts 1978, Sclater y Christie 1980, Brunet 1989, fig. 45).

Un análisis cuantitativo de las tasas de subsidencia a través del tiempo, a veces llamado *análisis geohistórico*, se basa principalmente en la *decompactación* de las unidades litoestratigráficas hasta su correcto espesor al tiempo de interés que queremos analizar. Dos correcciones adicionales deben ser realizadas para poder ubicar correctamente la subsidencia relacionada a un datum predeterminado, tal como el nivel actual del mar: (1) correcciones por las variaciones de la profundidad de agua durante la depositación de cada unidad (paleobatimetría), y (2) correcciones debidas a la fluctuación del nivel absoluto del mar relativo al nivel actual (eustatismo).

#### 2. Decompactación de sedimentos

##### a. Principio del cálculo

Para obtener el valor de la subsidencia tectónica  $Y$  en cada época, podemos aplicar el siguiente cálculo, ilustrado en la fig. 46:

$$Y = S (\rho_m - \rho_s / \rho_m) + H (\rho_m - \rho_e / \rho_m) - \Delta N, \text{ con:}$$

$Y$  = subsidencia tectónica al aire libre;

$S, \rho_s$  = espesor y densidad media de la columna sedimentaria a la época considerada;

$\rho_m$  = densidad del material del manto;

$\rho_e$  = densidad del agua del mar;

$H$  = profundidad del depósito;

$\Delta N$  = variación del nivel eustático con respecto al nivel actual.

Los datos necesarios para este tipo de estudios, posibles de realizar a nivel de perforaciones o de secciones sísmicas, son los siguientes:

- un registro litoestratigráfico detallado que permita seleccionar las distintas unidades y conocer los porcentajes de los diferentes constituyentes litológicos al interior de cada una de ellas.

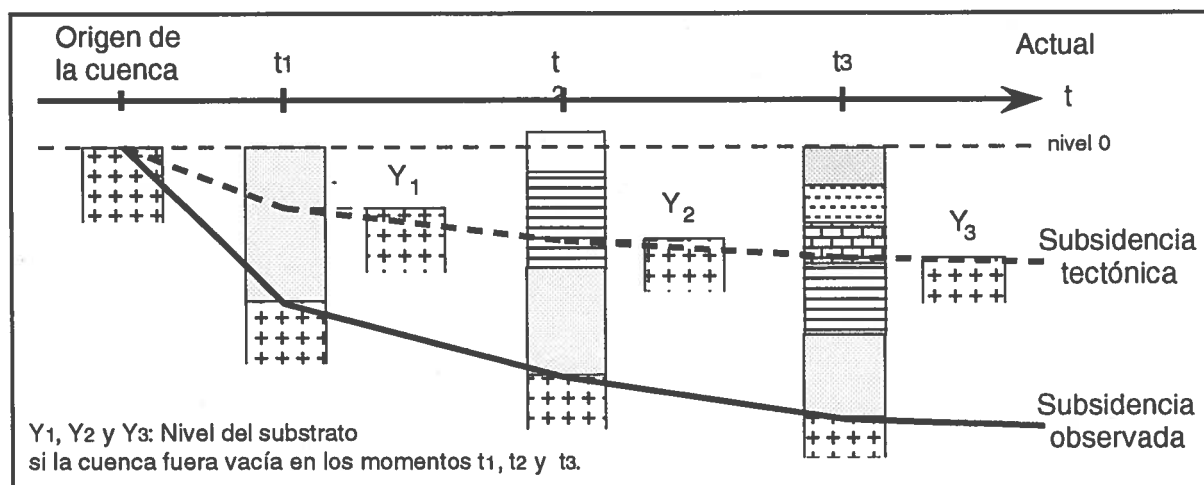


Fig. 45 : Evolución del espesor de una columna sedimentaria con el transcurso del tiempo  $t$ , desde el origen de la cuenca hasta la actualidad, y su subsidencia tectónica asociada  $Y_i$ , después de quitar el efecto de la carga sedimentaria.  $H$  = paleobatimetría ;  $\Delta N$  = eustatismo.

- registros eléctricos que permitan obtener una relación Porosidad - Profundidad para los distintos sedimentos presentes (Sónico, Densidad, Neutrón o Gamma Ray).

- un estudio de facies que permita aproximar los valores de paleo-profundidad de los depósitos.

- una escala crono-estratigráfica.

- una carta de variaciones eustáticas del nivel del mar con el transcurso del tiempo.

Para secciones sísmicas se necesitarán conocer además las leyes de velocidad que permitan aproximar los espesores, y los datos de una perforación lo más cercana posible con la cual podamos calibrar las tablas antes mencionadas.

#### b. Determinación de las leyes de porosidad

Considerando que los espesores de las series sedimentarias han sido profundamente modificados

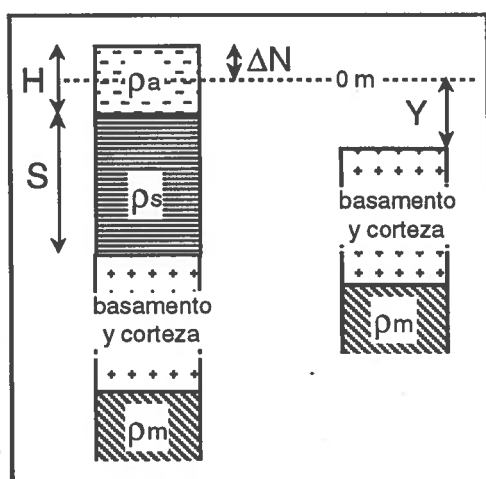


Fig. 46 : Ilustración del método de mdenudación paso por paso de la columna sedimentaria (backstripping). El efecto del peso del espesor  $S$  de sedimentos de densidad  $\rho_s$  es levantado para calcular el reajuste isostático local (con desplazamiento del material del manto, de densidad  $\rho_m$ ), con corrección eustática  $\Delta N$ , y paleobatimétrica  $H$  (agua de densidad  $\rho_a$ ), a fin de calcular la subsidencia tectónica  $Y$  del zócalo al aire libre.

por la compactación del material original, como lo hemos anotado anteriormente, se hace necesario aproximar las leyes que relacionen la pérdida de porosidad en función de la profundidad para los distintos intervalos litológicos presentes en la columna geológica estudiada. Estas leyes van a permitirnos restituir los espesores de cada unidad a través del tiempo, y trazar las profundidades sucesivas de enterramiento del zócalo así como cuantificar la subsidencia tectónica, permitiendo de esta manera despejar las etapas más importantes de la historia estructural de la cuenca.

Una manera simple de encarar este problema es asumir que la relación porosidad-profundidad tiene una forma lineal ó exponencial que depende directamente de dos parámetros básicos :

$\phi_0$  : porosidad inicial que posee el sedimento en superficie; y

$C$  : cantidad en la cual  $\phi_0$  decrece por cada metro de enterramiento :

$$\phi = \phi_0 - C \cdot z \quad (\text{forma lineal}), \quad \text{ó}$$

$$\phi = \phi_0 \cdot e^{-C \cdot z} \quad (\text{forma exponencial}), \quad \text{con :}$$

$\phi$  = función de porosidad;

$\phi_0$  = porosidad en superficie;

$z$  = profundidad, y

$e$  = base de los logaritmos neperianos.

Dentro de los datos disponibles para obtener los valores de porosidad que poseen los sedimentos en subsuelo, los más comunes suelen ser los registros eléctricos tomados mediante una sonda, tales como el registro sónico, registro de densidad o registro neutrónico, de los cuales el más utilizado es el registro sónico. Este último puede ser quizás el único registro de porosidad disponible en la totalidad del pozo ya que los otros dos suelen correrse únicamente en las zonas de interés hidrocarburofero.

Wyllie, Gregory y Gardiner (1956, 1958) han de-

mostrado una relación lineal entre las velocidades de propagación de ondas elásticas en medios porosos, y las porosidades, de acuerdo con la fórmula siguiente :

$$1 / V = (\phi / V_f) + ((1 - \phi) / V_m), \quad \text{con :}$$

$V$  = velocidad promedio del sónico;

$V_f$  = velocidad del fluido de saturación;

$V_m$  = velocidad del medio rocoso;

$\phi$  = porosidad.

En términos de tiempo de tránsito del sónico (microseg./pie), esta fórmula puede ser escrita de la siguiente manera :

$$t_{\text{sónico}} = \phi t_f + (1 - \phi) t_m; \quad \text{ó}$$

$$\phi = (t_{\text{sónico}} - t_m) / (t_f - t_m); \quad \text{en el cual :}$$

$t_{\text{sónico}}$  = tiempo de tránsito medido en el sónico,

$t_f$  = tiempo de tránsito medido en el fluido,

$t_m$  = tiempo de tránsito en el medio rocoso.

Esta fórmula también puede ser escrita de la siguiente manera (Magara, 1976) :

$\phi = t_{\text{sónico}} \cdot A - B$ ; en la cual A y B son constantes que dependen del medio.

En el siguiente cuadro se proporcionan algunos

Litología	A	B	Autor
Lutitas	0,466	31,7	Magara 1976
Areniscas	0,741	39,6	Schlumberger 1976
Calizas	0,677	27,6	Schlumberger 1976

valores para A y B.

En el registro de densidad, una fuente radiactiva en la herramienta emite radiación gamma que es dispersada y pierde energía como resultado de las colisiones con los electrones de la formación. El número de rayos gamma dispersados que se detectan en el receptor de la herramienta, depende de la densidad de electrones en la formación. Esta densidad de electrones es virtualmente igual a la densidad promedio (*bulk*) para la mayoría de los minerales comunes, excepto para minerales como la halita, sylvita y carbón, que tienen una significativa diferencia.

La densidad promedio (*bulk*) es una función tanto de las densidades de las sustancias que integran la formación (matriz rocosa y fluidos que rellenan los poros), como de los volúmenes relativos ocupados, como lo muestra la ecuación :

$$\rho_b = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_{ma}; \quad \text{con :}$$

$\phi$  = porosidad;

$\rho_f$  = densidad promedio del fluido en los poros, que es función de la temperatura, presión y salinidad.

$\rho_{ma}$  = densidad promedio de la matriz rocosa.

La porosidad puede ser fácilmente determinada por la siguiente ecuación, obtenida de la anterior :

$$\phi = (\rho_{ma} - \rho_b) / (\rho_{ma} - \rho_f)$$

$\rho_{ma}$  podría a su vez ser desdoblada en sus partes constituyentes.

Cuando está presente una cantidad considerable de arcillas, es necesario realizar una corrección por arcillosidad que toma en cuenta su densidad y porcentaje :

$$\rho_b = \phi \rho_f + V_{\text{arcilla}} \rho_{\text{arcilla}} + (1 - \phi - V_{\text{arcilla}}) \rho_{ma};$$

donde  $\rho_{\text{arcilla}}$  y  $V_{\text{arcilla}}$  son respectivamente la densidad y la fracción en volumen de la roca total ocupada por la arcilla. Esta corrección por arcillosidad es substancial cuando  $\rho_{ma}$  y  $\rho_{\text{arcilla}}$  son muy diferentes, y es el caso de profundidades someras donde la arcilla está particularmente no compactada, como hemos visto anteriormente.

En el registro *Neutrónico*, los neutrones emitidos por una fuente radiactiva en la sonda, colisionan con los núcleos de las formación y son capturados. Uno o varios detectores en la herramienta realizan el conteo de los neutrones que retornan. Debido a que los neutrones pierden la mayor parte de su energía cuando colisionan con núcleos de Hidrógeno de la formación, la lectura del registro de neutrones proporciona una medida del contenido de hidrógeno, o sea del contenido del fluido en una formación, y es por tanto utilizado para determinar la porosidad.

La herramienta de neutrones más comunmente usada es el *registro neutrónico compensado* (CNL), el cual está calibrado para leer porosidades reales en calizas limpias, por lo tanto su unidad de medida es la "unidad de porosidad de la caliza". Cuando se utiliza en la medición de formaciones diferentes a la caliza, es necesario realizar ciertas correcciones.

El registro de neutrones responde a todo el hidrógeno presente en la formación, incluyendo el agua confinada en los minerales arcillosos, por lo cual es muy sensible al contenido de arcillas. En lutitas, el registro neutrón muestra normalmente valores de lectura muy elevados, y necesita por tanto una corrección :

$$\phi_N = \phi + V_{\text{arcilla}} \cdot \phi_{N \text{ arcilla}}$$

### c. Cálculo del espesor de los sedimentos decompactados

Para calcular el espesor de una capa sedimentaria a un determinado tiempo en el pasado, es necesario "levantarla" dentro de la curva porosidad - profundidad apropiada, esto es equivalente a remover secuencialmente las capas suprayacentes permitiendo la decompactación de la capa de interés. Para ello, asumimos que la masa permanece constante y consideramos los cambios en volumen y por tanto, en espesor.

Considerando un estrato actualmente localizado entre las profundidades  $z_1$  y  $z_2$ , el cual va a ser re-

movido verticalmente a profundidades más someras  $z'_1$  y  $z'_2$ , la cantidad de espacio poroso saturado entre  $z_1$  y  $z_2$  es simplemente la integral de la porosidad sobre este intervalo :

$V_a = \int_{z_1}^{z_2} \phi_0 e^{-Cz} dz$ , cuya resolución es de la forma :

$$V_a = (\phi_0 / C) \cdot (e^{-Cz_1} - e^{-Cz_2})$$

Ya que el volumen total del estrato ( $V_t$ ) es la suma del volumen del fluido ( $V_a$ ) y el volumen de los granos ( $V_s$ ), tenemos  $V_s = V_t - V_a$ , y considerando una columna de área unitaria, tendremos :

$$z_s = z_2 - z_1 - (\phi_0 / C) \cdot (e^{-Cz_1} - e^{-Cz_2})$$

En la decompactación el volumen de los sedimentos permanece constante, solo el volumen de los poros se expande. El peso del fluido en una columna sedimentaria de área unitaria entre las profundidades  $z'_1$  y  $z'_2$  será entonces :

$$z'_a = (\phi_0 / C) \cdot (e^{-Cz'_1} - e^{-Cz'_2})$$

El nuevo espesor decompactado del estrato es la suma de los espesores debidos a los granos sedimentarios y al fluido, o sea :

$$z'_2 - z'_1 = z_s + z'_a \quad \text{o sea :}$$

$$z'_2 - z'_1 = z_2 - z_1 - (\phi_0 / C) \cdot (e^{-Cz_1} - e^{-Cz_2}) + (\phi_0 / C) \cdot (e^{-Cz'_1} - e^{-Cz'_2})$$

Esta es la ecuación general de decompactación que representa matemáticamente la acción de "levantar" un estrato a lo largo de su curva porosidad-profundidad. Su resolución, posible por iteración mediante métodos numéricos, la hace ideal para ser resuelta mediante algún algoritmo por computadora.

Esta ecuación calcula el espesor de un estrato en cualquier época entre su depositación y la actualidad; por tanto se puede obtener una curva de subsidencia decompactada cuya fuente de datos son los límites estratigráficos de las secuencias de diferentes edades, que se presumen conocidas, y sus espesores actuales. Todas las profundidades, sin embargo, están referidas a un datum actual, normalmente al nivel del mar; consecuentemente es necesario corregir la curva de subsidencia decompactada en primer lugar por la diferencia de altura entre la superficie de depositación y el datum regional (corrección paleobatimétrica) y en segundo lugar por las variaciones de altura que ha experimentado el nivel del mar en el pasado (corrección eustática).

### 3. Correcciones

#### a. Correcciones paleobatimétricas

La estimación de la profundidad de depositación para un horizonte estratigráfico dado, generalmente está lejos de ser fácil, pero es esencial para la precisión de un estudio sobre evolución de cuencas. La paleo-batimetría puede ser estimada a partir de distintas fuentes, siendo la principal el estudio de microfósiles bentónicos, complementado con un análisis de facies sedimentarias y/o un estudio de rasgos

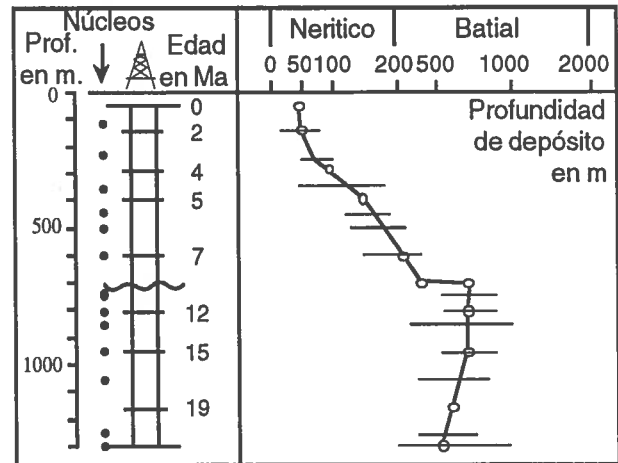


Fig. 47 : Interpretación paleobatimétrica a partir de una perforación (Van Hinte 1978).

Las líneas horizontales abarcan el rango interpretado en rípios; los círculos corresponde a núcleos.

geoquímicos distintivos.

Aunque algunos organismos habitan dentro de un rango particular de profundidades como resultado de su adaptación a una determinada presión hidrostática, la mayoría de paleo-profundidades estimadas se obtienen indirectamente, mediante comparaciones con la ocurrencia actual de ciertas especies y por reconocimiento de las tendencias ecológicas de organismos planctónicos y bentónicos a través del tiempo.

El ejemplo de la fig. 47 muestra el tipo de información de profundidad que puede ser obtenido paleontológicamente, junto con los rangos sobre los cuales es válida la estimación.

Comparativamente, los datos sedimentológicos y geoquímicos son menos útiles, pues no son particularmente diagnósticos de la profundidad, aunque algunas estructuras, tales como las ondulitas de corriente (*ripple marks*), están restringidas a rangos de profundidad particulares (< 200 m), las facies sedimentarias en ambientes marinos serán más útiles para respaldar las observaciones paleontológicas que para diagnosticar su profundidad. En ambientes continentales, el uso de facies sedimentarias para una diagnosis en este sentido es más efectiva. Algunas especies minerales, tales como la glauconita y los fosfatos, podrían proporcionar información útil sobre paleo-profundidades de agua, pero estas estimaciones están lejos de ser precisas.

#### b. Correcciones eustáticas

Algunos trabajos relativamente recientes tratan de la evidencia sobre fluctuaciones del nivel global del mar; los principales son los presentados por Vail et al. (1977) y por Haq et al. (1987), los que presentan una serie de tablas, cuadros y curvas conteniendo ciclos de fluctuaciones del nivel global del mar con el transcurso del tiempo. Estos datos, separados en ciclos de primero, segundo y tercer orden, corresponden a fluctuaciones de corto y largo período que

muestran las variaciones desde el Triásico hasta la actualidad. Extensa discusión ha mantenido la comunidad científica internacional respecto de estos trabajos, llegando a la conclusión de que tal variación en realidad existe, siendo necesario por tanto cuantificar las correcciones en relación con el nivel actual del mar.

**c. Correcciones por carga sedimentaria**

La subsidencia tectónica verdadera se obtiene después de remover la subsidencia inducida por la carga sedimentaria, además de aplicar las correcciones debidas a las variaciones en la paleo-profundidad del depósito y a las fluctuaciones del nivel eustático.

La influencia de la carga sedimentaria puede ser evaluada considerando la porosidad de un estrato en cualquier intervalo de profundidad :

$$\phi = (\phi_0 / C) \{ (e^{-Cz'_1} - e^{-Cz'_2}) / (z'_2 - z'_1) \} ,$$

mientras que la densidad promedio (*bulk*) del nuevo estrato  $\rho_s$  depende de la porosidad y de la densidad de los granos  $\rho_{sg}$ .

$$\rho_b = \phi \rho_a + (1 - \phi) \rho_{sg}$$

La densidad promedio de la columna sedimentaria que descansa sobre la capa *i*-ésima es :

$$\rho_s = \sum \{ (\phi_i \rho_a + (1 - \phi_i) \rho_{sg_i}) / S \} z'_i ; \text{ donde :}$$

$\phi_i$  = porosidad media de la *i*-ésima capa;

$\rho_{sg_i}$  = densidad de granos de la misma capa;

$z'_i$  = espesor de la *i*-ésima capa;

$S$  = espesor total de la columna corregida por decompactación.

El efecto de carga del sedimento puede entonces ser tratado como un problema de balance isostático local (tipo Airy), donde los sedimentos son reemplazados por una columna de agua :

$$Y = S \{ (\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_a) \} , \text{ donde :}$$

$Y$  = profundidad del basamento corregida por carga sedimentaria;

$\rho_m, \rho_s, \rho_a$  = densidades del manto, la columna sedimentaria (promedio) y el agua, respectivamente.

Considerando las correcciones de paleo-profundidad de agua, de paleo-nivel eustático del mar, y las debidas a la carga sedimentaria, el valor de la subsidencia tectónica considerando un balance isostático local (de tipo Airy), puede ser finalmente expresado mediante la ecuación :

$$Y = S (\rho_m - \rho_s / \rho_m) + H (\rho_m - \rho_a / \rho_m) - \Delta N;$$

donde :

$Y$  = subsidencia tectónica al aire libre;

$S, \rho_s$  = espesor y densidad media de la columna sedimentaria a la época considerada;

$\rho_m$  = densidad del material del manto;

$\rho_a$  = densidad del agua del mar;

$H$  = profundidad del depósito.

**IV. EJEMPLO DE DECOMPACTACION : SUBSIDENCIA DE LA CUENCA ORIENTAL ECUATORIANA**

**1. Datos de entrada**

Para analizar la subsidencia tectónica de la cuenca oriental ecuatoriana tomamos los datos del registro compuesto del pozo Auca-21, localizado aproximadamente en el centro de la cuenca y representado esquemáticamente en la fig. 48.

Los datos de su registro Sónico permitieron construir diferentes leyes de porosidad, exponenciales para las areniscas y lutitas dentro del intervalo Chapiza - Orteguaza, y una ley general de carácter lineal para los sedimentos continentales depositados después del Mioceno medio, las cuales se presentan en la fig. 49.

Las correcciones paleo-batimétricas se calcularon utilizando los datos publicados por Almeida (1986), Baldock (1986), Balkwill, Paredes y Almeida (1988), De Souza Cruz (1990) y Ordoñez, Jiménez y Zambrano (1990-91, Inf. Int. de Petroproducción). Estos cálculos permitieron construir una curva promedio de la variación paleo-batimétrica con el transcurso del tiempo (fig. 50a).

Las correcciones debidas a la paleo-variación del

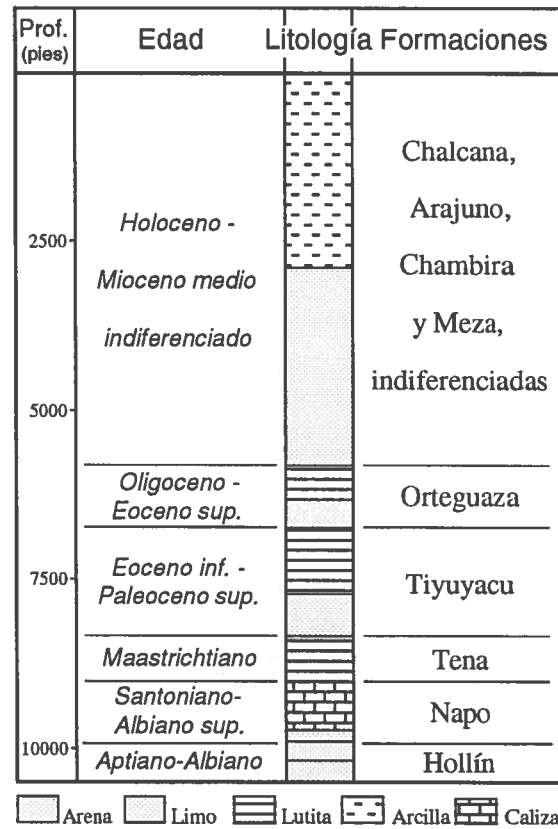


Fig. 48 : Datos generales del pozo Auca-21, utilizados para los cálculos de subsidencia, decompactación y tasas de sedimentación y subsidencia.

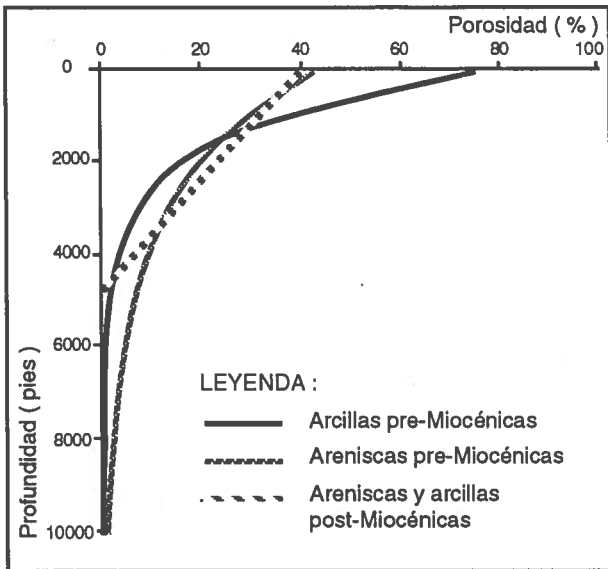


Fig. 49 : Funciones de Porosidad - Profundidad, obtenidas para las distintas litologías presentes en el pozo Auca-21, calculadas a partir del Sónico.

nivel eustático durante las épocas consideradas, se presentan también en la fig. 50b. La curva fué construída utilizando los valores tomados de la curva de largo período publicada por Haq et al. (1987, versión 3.01), de la cual se tomó la mitad del valor asignado (promedio entre variación máxima proporcionada por la tabla, y variación nula).

Las edades asignadas tanto a las distintas formaciones como a los períodos de no-depositación, fueron tomados principalmente de los trabajos publicados por Ordoñez, Jiménez y Zambrano (Inf. int. Petroproducción, 1990-91), complementados con los trabajos de Bristow y Hoffstetter (1977), Rivadeneira (1986), Rivadeneira et al. (1990) y De Souza Cruz (1990). Las edades asignadas tienen relativamente poco error dentro del intervalo Chapiza - Ortuquaza, mientras que las rocas correspondientes al intervalo Mioceno medio - Holoceno, no pueden datarse con precisión por no existir fósiles diagnósticos de la época de su depositación. El cuadro de edades utilizado se presenta en la fig. 48.

**2. Resultados**

Los resultados obtenidos luego de calcular los diferentes espesores decompactados en cada época, permiten construir los siguientes gráficos, representados en la fig. 50.

- Tasa de subsidencia tectónica promedio: que nos permite visualizar la velocidad promedio en cm/1000 años de la subsidencia tectónica que afectó la cuenca en cada época (fig. 50c). Obsérvese que durante el Mioceno inferior (25,2 hasta 16,2 Ma), la cuenca estuvo emergiendo lentamente.

- Tasa de sedimentación restaurada: en la que podemos observar el valor promedio en cm/Ma de la velocidad de depositación de cada formación en el pozo analizado (fig. 50d).

Jurásico	Cretáceo		Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno
sup.	inf.	sup.	i s i	m s i	s i s	i m s

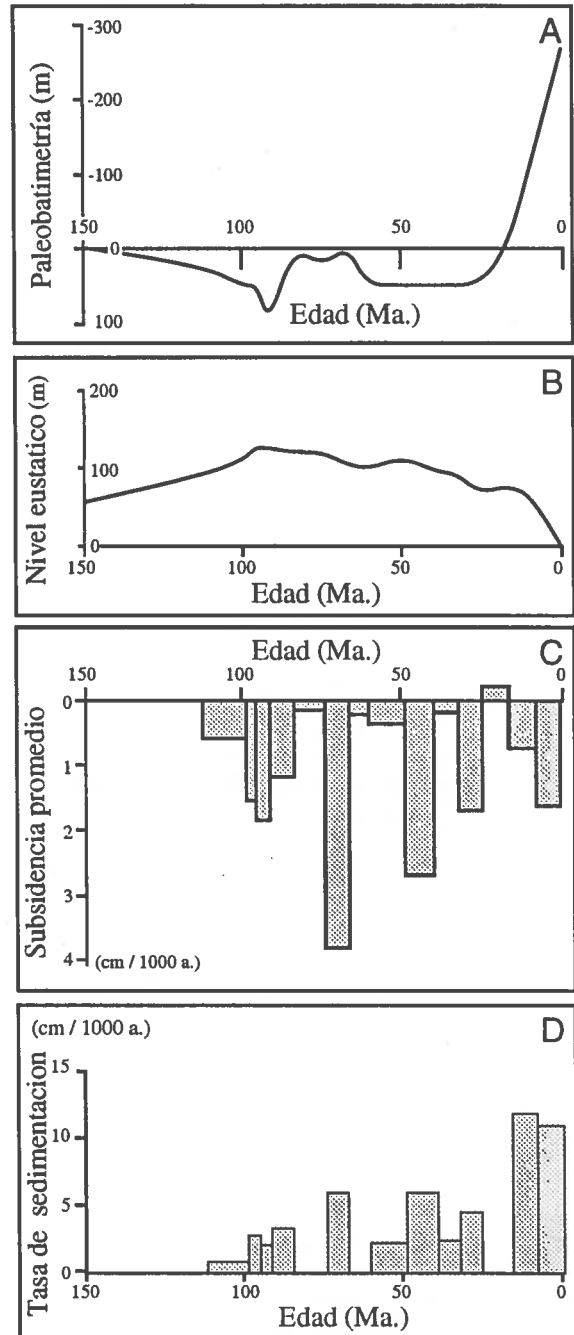
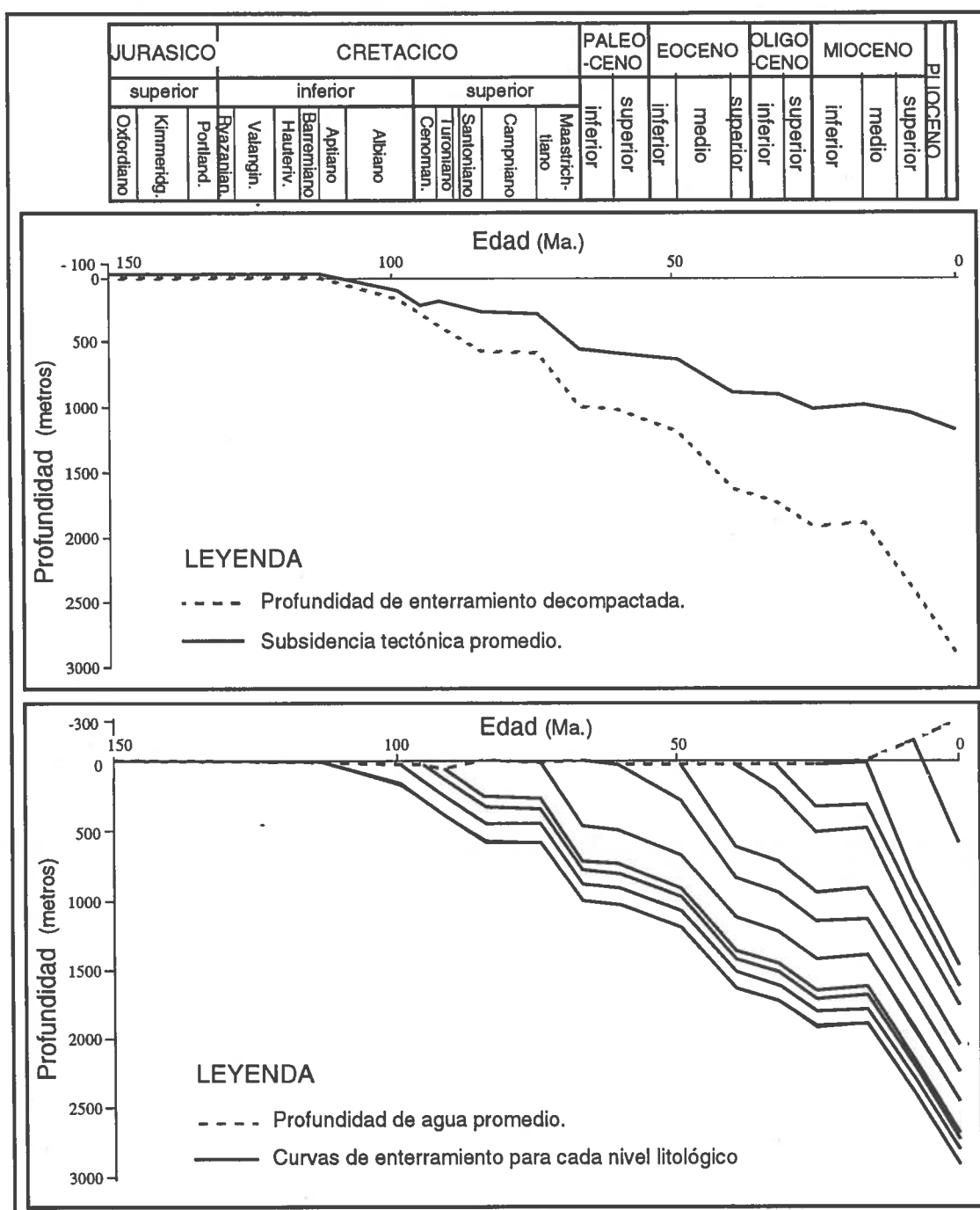


Fig. 50 : Curvas de variación paleo-batimétrica (A) y paleo-eustática (B) utilizadas en el cálculo de decompactación de la cuenca oriental. Tasas de subsidencia (C) y sedimentación (D) obtenidas para el pozo Auca-21.

- Profundidad de enterramiento decompactada y subsidencia tectónica promedio.

- Historia evolutiva de los espesores con el transcurso del tiempo.

**IV. CONCLUSIONES**



Un análisis cuantitativo de la subsidencia de una cuenca, permite elaborar un modelo de su comportamiento geodinámico a través del tiempo, identificando la movilidad relativa de cada sector de la cuenca, lo que nos posibilita definir los posibles caminos seguidos en la migración de hidrocarburos.

Permite además identificar y correlacionar los eventos tectónicos que afectaron a la cuenca y sus alrededores, durante el tiempo de su desarrollo.

Adicionalmente servirá para identificar las unidades litológicas que cruzaron el umbral de generación de hidrocarburos y que por tanto son potenciales rocas-madres, esto por supuesto debe ser cali-

brado con los datos geoquímicos donde se encuentren disponibles.



## Orientación bibliográfica

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990). Basin analysis. Principles and Applications. Blackwell scient. publ., 451 p., Oxford.
- ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P. & WILLIAMS, G.D. (1986). Foreland basins: an introduction, in: P.A. Allen & P. Homewood, eds., Foreland Basins. Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8, 369-392, Blackwell Publ., Oxford.
- BEAUMONT, C. (1981). Foreland Basins. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. London, 65, 291-329.
- BOILLOT, G. (1990). Géologie des Marges continentales. 135 p., 3<sup>o</sup> éd., Masson ed., Paris.
- BOND, G.C. & KOMINZ, M.A. (1988). Evolution of thought on passive continental margins from the origin of geosynclinal theory ( $\approx$ 1860) to the present. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1909-1933.
- BOTT, M.H.P. (1992). Passive margin subsidence. J. Geol. Soc., London, 149, 805-812.
- BOURGOIS, J., HUCHON, P. & PAUTOT, G. (1990). Geología de la margen activa del Perú entre los 3<sup>o</sup> y 12<sup>o</sup> de latitud Sur. Bull. Inst. Franç. Et. And., 19, 241-291, Lima.
- BRUNET, M. F. (1983). Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. Geol. Mag., 121, 421-428.
- BRUNET, M. F. (1986). Subsidence de la bordure Ardéchoise du bassin du Sud-Est. C.N.R.S., GPF1- Thème 11, 91-101.
- BRUNET, M. F. (1989). Méthode d'étude quantitative de la subsidence. Bass. Sedim. A.S.F., 87-98.
- BRUNET, M. F., BEAUDOIN, B., FRIES, G. & PINOTEAU, B. (1984). Evolution de la subsidence dans des séries argilo-carbonatées. Journées sur les Argiles. E.N.S.M.P., 85-94.
- CATHLES, L.M. & HALLAM, A. (1991). Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea-level fluctuations. Tectonics, 10, 659-971.
- CELERIER, B. (1986). Subsidence Models. paper from University of Austin, Texas.
- CHARPAL, O. DE, GUENNOC, P., MONTADERT, L. & ROBERTS, D.G. (1978). Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. Nature, 275, 706-711.
- CLOETHING, S. (1986). Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. Geology, 14, 617-620.
- CLOETHING, S. & KOOL, H. (1992). Tectonics and global change. Inferences from Late Cenozoic subsidence and uplift patterns in the Atlantic/Mediterranean regions. in: F.C. WEZEL, ed., Global change. Terra Nova, 4, 340-350.
- DEBELMAS, J. & MASCLE, G. (1991). Les grandes structures géologiques. Masson ed., Paris, 299 p.
- FLEMMINGS, P.B. & JORDAN, T.E. (1989). A synthetic stratigraphic model of Foreland basin development. J. Geophys. Res., 94, 3851-3866.
- GROW, J.A. & SHERIDAN, R.E. (1988). U.S. Atlantic continental margin/ a typical Atlantic-type or passive continental margin. In: R.E. Sheridan & J.A. Grow, eds., The Geology of Northern America, vol. 1-2, The Atlantic Continental Margin. Geol. Soc. Amer., 1-7.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. Science, 235, 1156-1167.
- INGERSOLL, R.V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1704-1719.
- JORDAN, T.E. (1981). Thrust loads and Foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 65, 2506-2520.
- JORDAN, T.E. & FLEMINGS, P.B. (1990). From Geodynamic models to Basin fill. A stratigraphic perspective. in: T.A. Cross, ed., Quantitative Dynamic Stratigraphy, 149-163, Prentice Hall Publ., London.
- KARNER, G.D. & WATTS, A.B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. J. Geophys. Res., 88, 10449-10477, AGU.
- KOMINZ, M.A. & BOND, G.C. (1986). Geophysical modelling of the thermal history of foreland basins. Nature, 320, 252-256.
- KOOL, H. & CLOETHING, S. (1989). Some consequences of compressional tectonics for extensional models of basin subsidence. Geol. Rundschau, 78, 183-195.
- KUZNIR, N.J. & PARK, R.G. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. in: M.P. Coward, J.F. Dewey, & P.L. Hancock, eds., Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 35-52, Londres.
- LE PICHON, X. (1987). Subsidence, transgressions, régressions: notions élémentaires sur les mécanismes physiques. in: POMEROL, C. et al., Stratigraphie, méthodes, principes, applications. 283 p., 3<sup>o</sup> éd., Doin ed., Paris.
- LE PICHON, X. & BARBIER, F. (1987). Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. Tectonics, 6, 133-150.
- LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A. (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. Tectonics, 10, 1038-1064.
- MCKENZIE, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40, 25-32, Amsterdam.
- MITROVICA, J.X., BEAUMONT, C. & JARVIS, G.T. (1989). Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. Tectonics, 8, 1079-1094.
- MOLNAR, P. & LYON-CAEN, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of Mountain belts. in: CLARK, S.P. et al., eds., Processes in Continental Lithosphere deformation. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 218, 179-207.
- PARSONS, B. & SCLATER, J.G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. J. Geophys. Res., 82, 803-827.
- PERRODON, A. (1983). Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 645-476, Pau.
- QUINLAN, G.M. & BEAUMONT, C. (1984). Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America. Canad. J. Earth Sci., 21, 973-996.
- SCLATER, J. & CHRISTIE, P. A. (1980). Continental Stretching : An explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. Journ. Geoph. Research, 85, B7, 3711-3739.
- SERRA, O. (1985). Diagraphies différées: bases de

l'interprétation. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 7, 2, 341-377.

STAM, B., GRADSTEIN, F.M., LLOYD, P. & GILLIS, D. (1987). Algorithms for porosity and subsidence history. *Comp. & Geosci.*, 13, 4, 317-349.

STECKLER, M.S. & WATTS, A.B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 1-13, Amsterdam.

STOCKMAL, G.S., BEAUMONT, C. & BOUTILIER, R. (1986). Geodynamic models of convergent margin tectonics: Transition from Rifted Margin to Overthrust Belt and consequences for Foreland-Basin development. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 70, 181-190.

TANKARD, A.J. (1986). On the depositional response to thrusting and lithosphere flexure: examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. in: P.A. Allen & P. Homewood, eds., *Foreland Basins. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8, 369-392, Blackwell Pub., Oxford.

Van Den DRIESSCHE, J. & BRUN, J.-P. (1992). Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica Acta*, 5, 1-2, 85-99, Paris.

Von HUENE, R. & LALLEMAND, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Péru convergent margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 704-720, Boulder.

Von HUENE, R. & SCHOLL, D.W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316, A.G.U.

WERNICKE, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canad. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.