

SUBSIDENCIA e HISTORIA TERMAL

Introducción

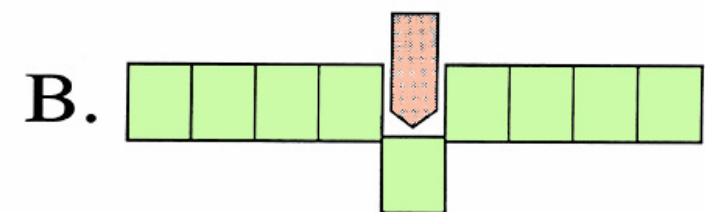
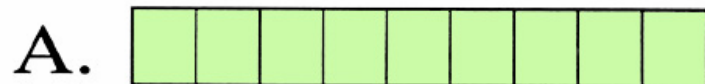
El principio básico para comprender el fenómeno de **subsistencia** es el de **isostasia**: que se refiere a la condición de equilibrio que presentan las diferentes porciones de la corteza terrestre debido a la diferencia de densidades y está fundamentada en el principio de Arquímedes.

El proceso o mecanismo conducente que permite la generación de cuencas pertenecen a los siguientes tipos (o una combinación de los mismos):

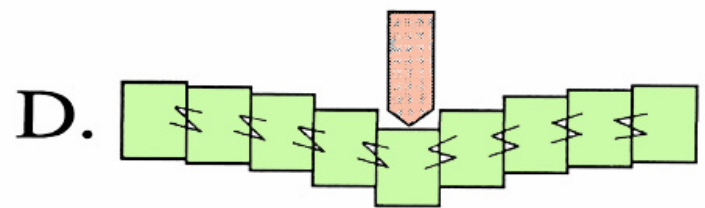
- -En ambientes extensionales: calentamiento de la litosfera y adelgazamiento por estiramiento cortical
- -En ambientes compresionales: sobrecargas locales y compensación isostática

El estudio de los procesos de formación y evolución de las cuencas incluye comportamiento crustal, espesor del relleno sedimentario, geometría de la cuenca, flujo calórico, etc.

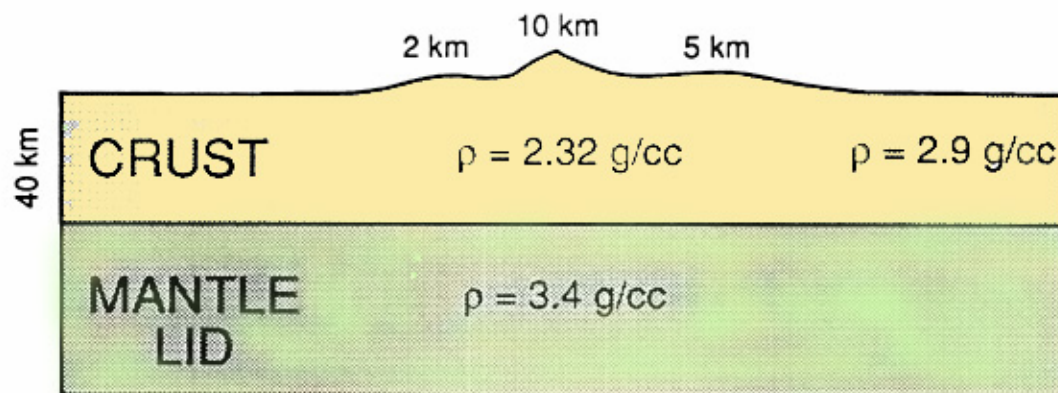
LOCAL ISOSTASY



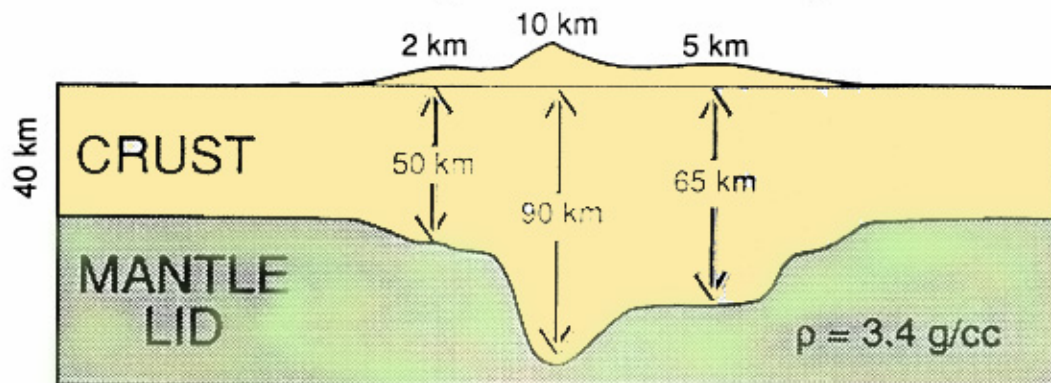
FLEXURE (REGIONAL ISOSTASY)



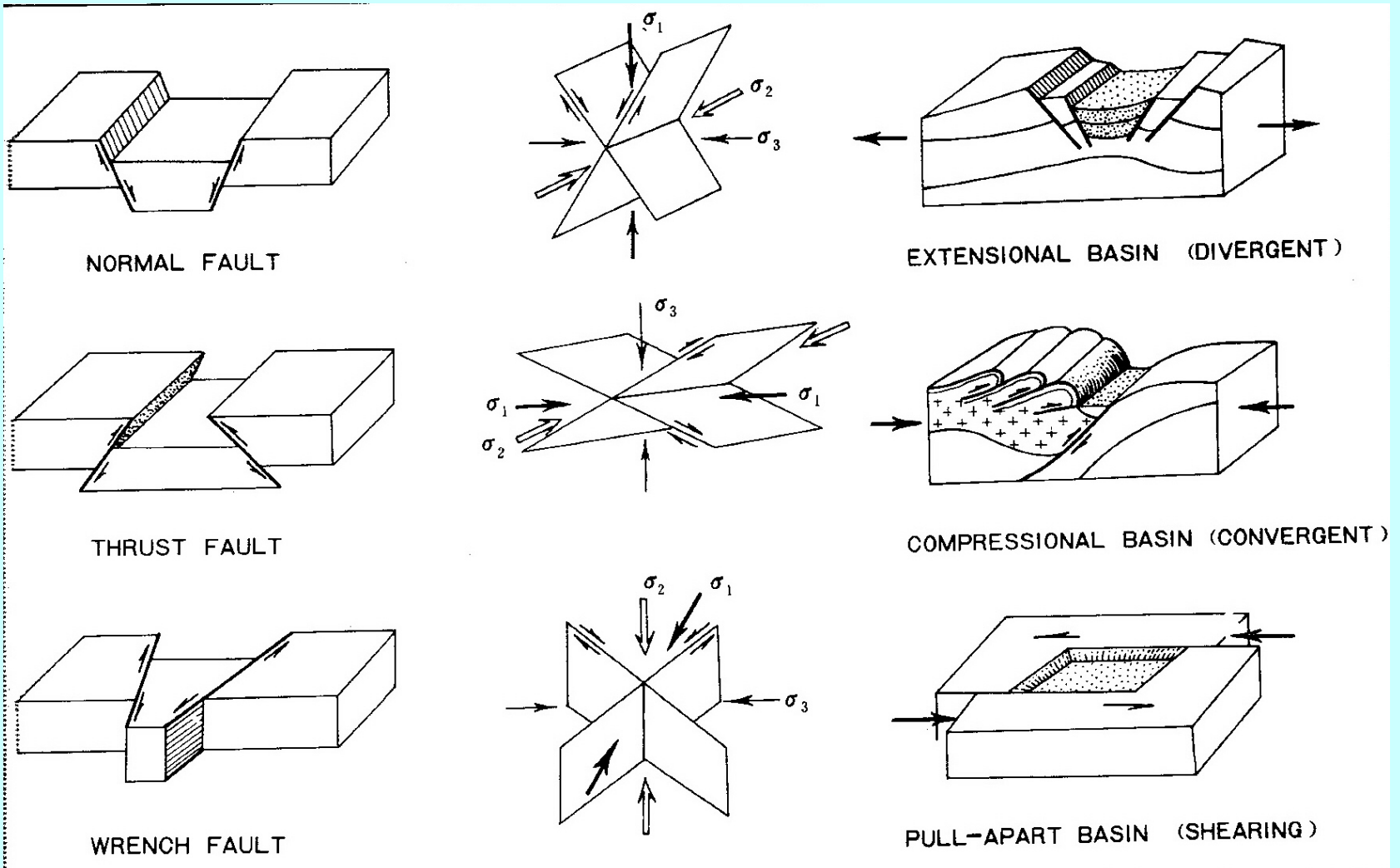
Pratt Isostasy



Airy Isostasy



Hay tres sistemas de esfuerzos crustales en los que se desarrollan cuencas sedimentarias: extensional, compresional y de cisalla.



Componentes de un modelo de cuenca

- Estratigrafía: Un indicador del comportamiento de la cuenca es plotear espesor sedimentario vs edad. Cambios en la pendiente de esa curva indica cambios en la subsidencias y/o aporte. Es necesario al menos una sección estratigráfica completa con el mejor control cronoestratigráfico posible.
- Geometría de la cuenca: Se necesita conocer la forma de la cuenca y la estructura interna. También es importante conocer el espesor y densidad de la litósfera.
- Relaciones porosidad vs profundidad: El progresivo soterramiento modifica el espesor de los sedimentos debido a la compactación, expulsión de fluidos, reducción en la porosidad y cementación. En cuencas sedimentarias actuales o recientes el nivel de soterramiento puede ser evaluado a través de los cambios en porosidad aunque en cuencas más antiguas deben aplicarse técnicas de des-cementación

Relación entre profundidad de soterramiento y pérdida de porosidad

$$E_o = \frac{(1 - \theta_n) E_n}{1 - \theta_o} \quad (1)$$

E_o = espesor descompactado

E_n = espesor compactado

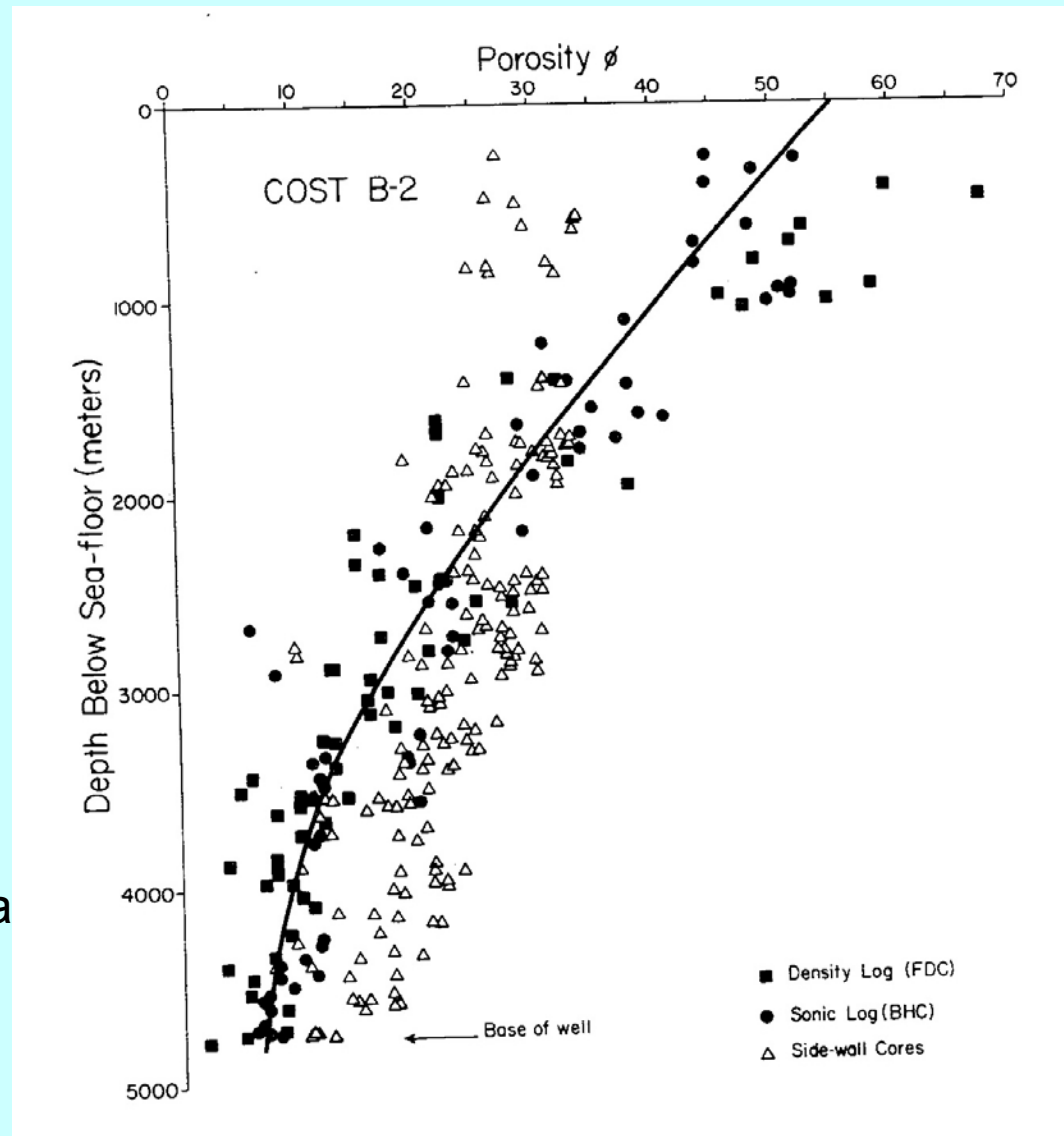
$$\theta_n = \theta_o \exp(-Cz) \quad (2)$$

θ_n = porosidad medida

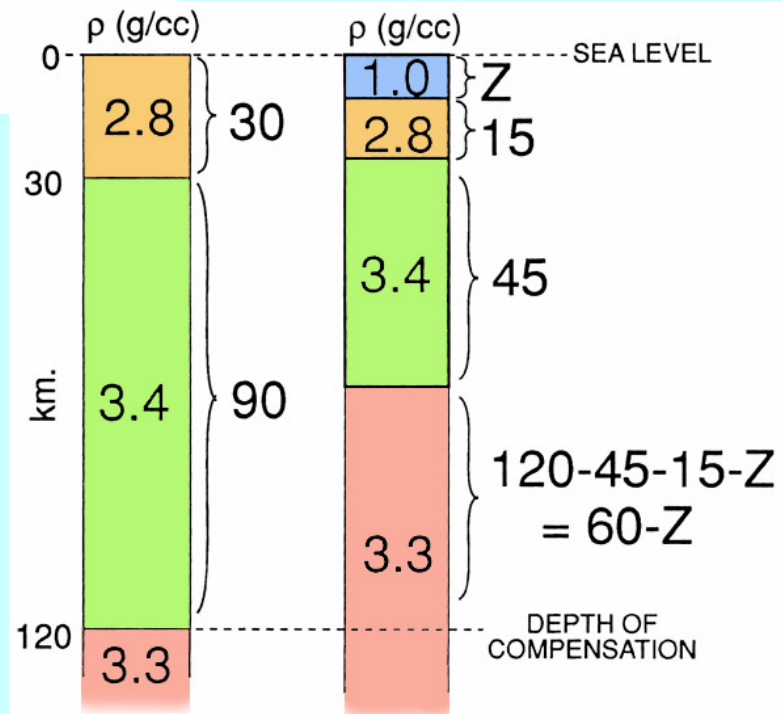
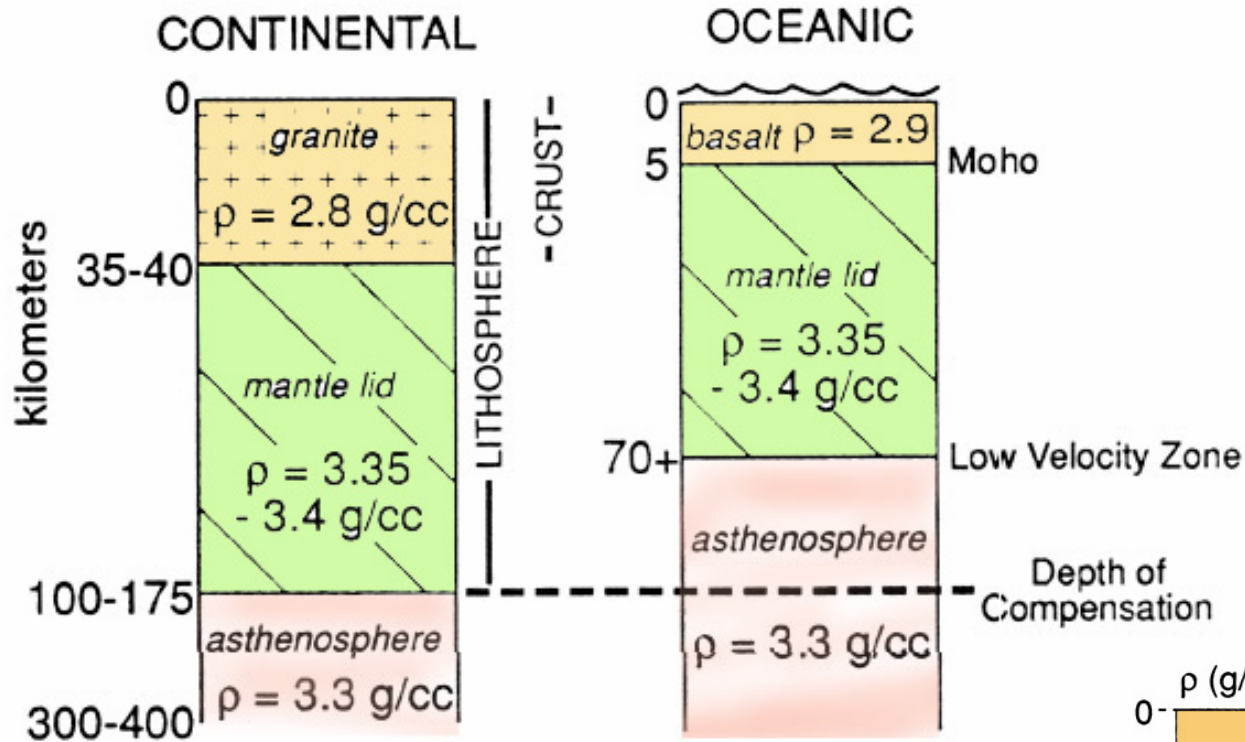
θ_o = porosidad original

C = constante para cada litología

Z = profundidad



- Paleobatimetría y Cambios en el nivel del mar: Para refinar los modelos de cuencas se debe conocer la ubicación del basamento. Estimaciones de paleobatimetría puede ser hechas a partir de datos de biofacies. Estas estimaciones deben ser ajustadas por cualquier cambio en el nivel del mar durante la evolución de la cuenca. Estos cambios afectan no solo la profundidad del basamento sino también en la magnitud de la carga producida por la columna de agua.
- Propiedades físicas de la litosfera: Una aproximación inicial es considerar que no hay esfuerzos laterales dentro de la corteza (**modelo de Airy**) en donde la carga sedimentaria del agua es compensada totalmente por desplazamientos localizados dentro del manto que se asume como líquido y por lo tanto sin transmisión de esfuerzos. En realidad en la mayor parte de los casos la corteza si trasmite los esfuerzos laterales por lo que la carga es distribuida alrededor del punto donde es aplicada (**modelo flexural**). La corteza tiene un comportamiento viscoelástico (elástico porque parte de la deformación desaparece cuando se quita la carga y viscoso porque parte de la deformación permanece cuando la carga es aplicada por un largo período) y por lo tanto dependiente de la temperatura. La corteza es más rígida a medida que se aleja del centro de calor y envejece.



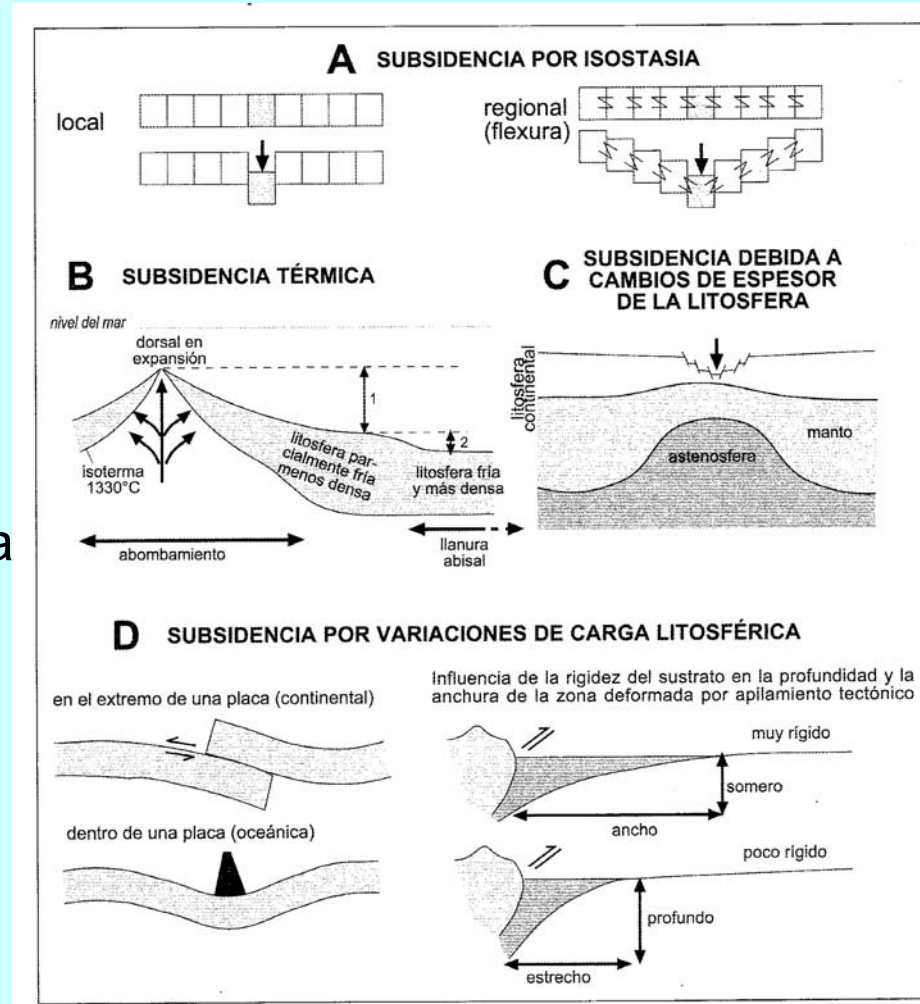
Subsidencia

El análisis de subsidencia es una herramienta básica en el estudio de una cuenca sedimentaria ya que proporciona evidencias sobre los mecanismos de génesis de la cuenca y su evolución. Proporciona herramientas para interpretar los mecanismos y estructura de la litósfera. Permite obtener datos sobre la historia térmica de la cuenca y hacer hipótesis sobre que parte del registro corresponde a subsidencia tectónica y cual a controles eustáticos. En cuencas extensionales permite estimar cantidad de extensión

Subsidencia: Las cuencas reciben pero sobre todo preservan sedimentos porque son **áreas que sufren hundimiento.**

La subsidencia crea o destruye espacio de acomodación.

Principalmente se debe a fenómenos tectónicos y otros relacionados con el comportamiento térmico de la litósfera. Su evolución influye decisivamente en la arquitectura estratigráfica.



Tipos y mecanismos de subsidencia

Table 1.3 Subsidence Mechanisms

Crustal Thinning:	extensional stretching, erosion during uplift, and magmatic withdrawal.
Mantle-Lithospheric Thickening:	cooling of lithosphere following either cessation of stretching or heating due to adiabatic melting or rise of asthenospheric melts.
Sedimentary and Volcanic Loading:	local isostatic compensation of crust and regional lithospheric flexure, dependent on flexural rigidity of lithosphere, during sedimentation and volcanism.
Tectonic Loading:	local isostatic compensation of crust and regional lithospheric flexure, dependent on flexural rigidity of underlying lithosphere, during overthrusting and/or underpulling.
Subcrustal Loading:	lithospheric flexure during underthrusting of dense lithosphere.
Asthenospheric Flow:	dynamic effects of asthenospheric flow, commonly due to descent or delamination of subducted lithosphere. Crustal densification increased density of crust due to changing pressure/temperature conditions and/or emplacement of higher-density melts into lower-density crust.

-Existen **3 tipos básicos de subsidencia**, y aunque todos ellos pueden responder a uno a más mecanismos estos tiene como principio fundamental a la isostasia: las placas litosféricas están obligadas a mantener un equilibrio de masa por encima de un nivel de compensación determinado de acuerdo al principio de Arquímedes. Cuando se aplica una carga, salvo que el bloque esté limitado por fallas profundas, la deformación se extiende a las vecindades produciéndose una flexura regional.

-Subsidencia térmica: La litósfera se expande cuando se calienta y disminuye su densidad por lo que se producen movimientos verticales que tienden a restablecer el equilibrio isostáticos. El material caliente del manto que sube a ocupar esos lugares o directamente sale en las dorsales de expansión, cuando se enfria aumenta su densidad y se hunde.

-Subsidencia por extensión litosférica: En un régimen extensional se produce estiramiento y adelgazamiento de la corteza, mientras que en uno compresivo hay un engrosamiento. Este mecanismo suele combinarse con el anterior.

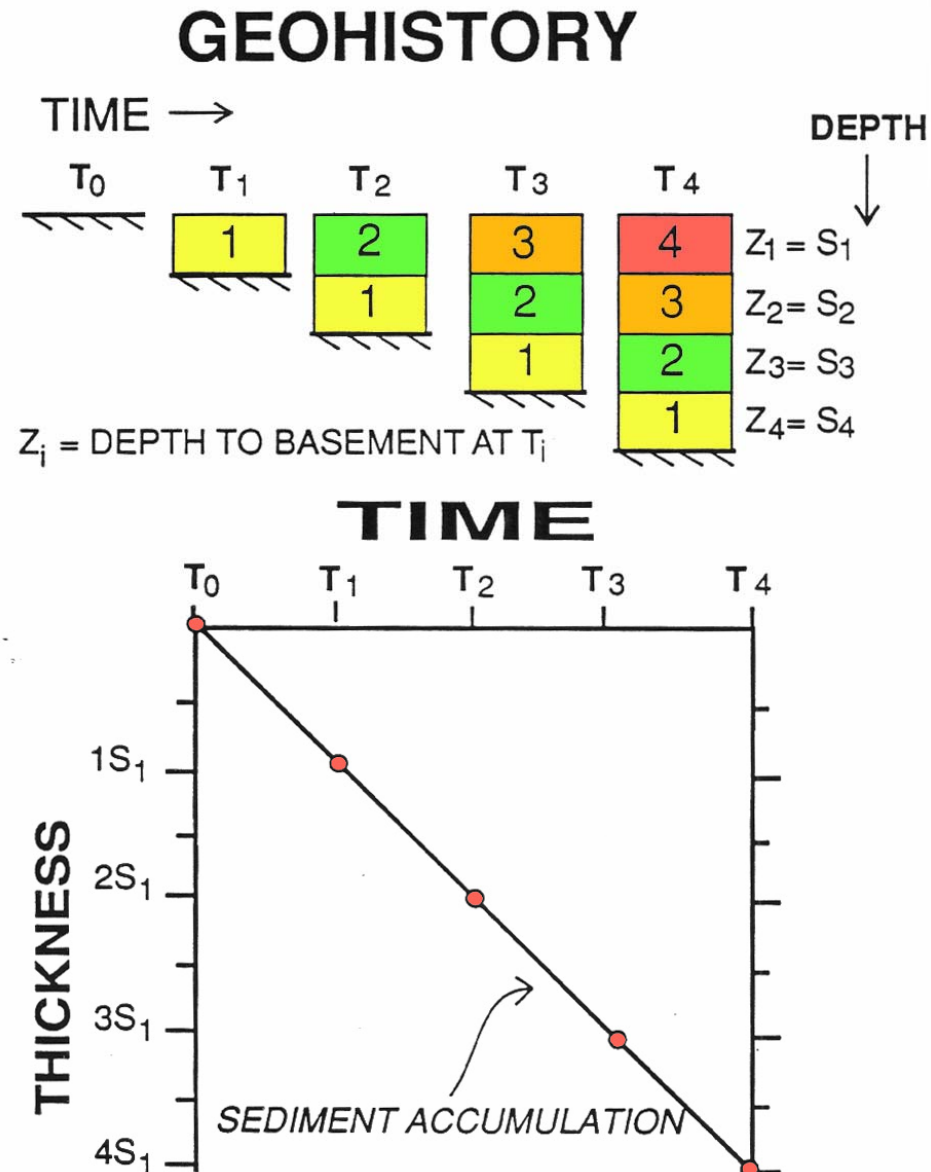
-Subsidencia por carga/descarga de la litósfera: Es una deformación flexible o elástica por carga que se puede producir por varias causas: apilamiento tectónico, carga sedimentaria, carga de materiales volcánicos e incluso peso de la columna de agua. La respuesta isostática produce hundimientos o levantamientos.

El análisis cuantitativo de la subsidencia a través del tiempo se denomina a veces **Análisis Geohistórico**.

Este se basa primeramente en la **descompactación** de las unidades estratigráficas a su espesor original.

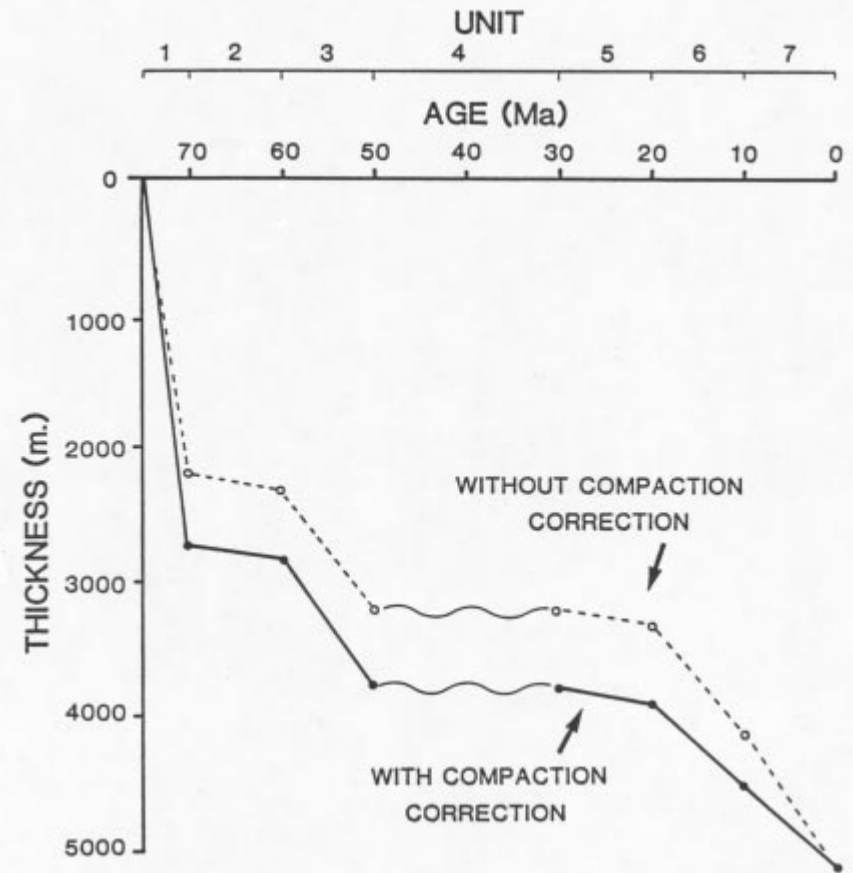
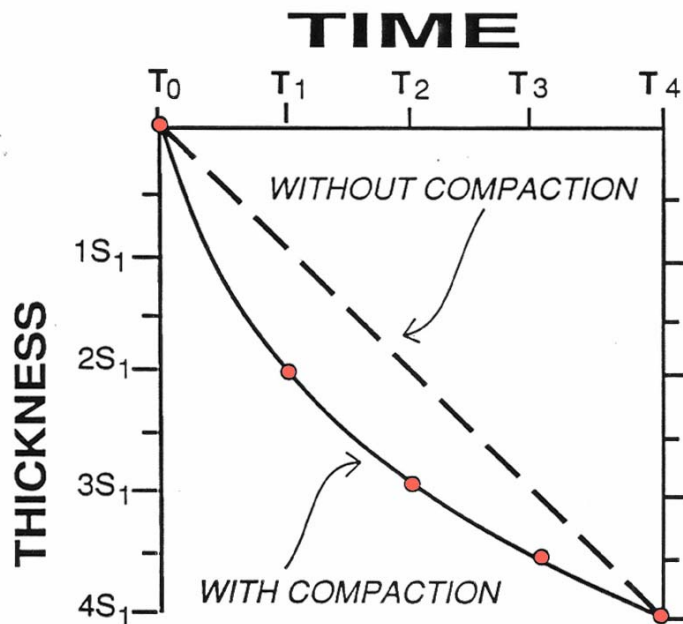
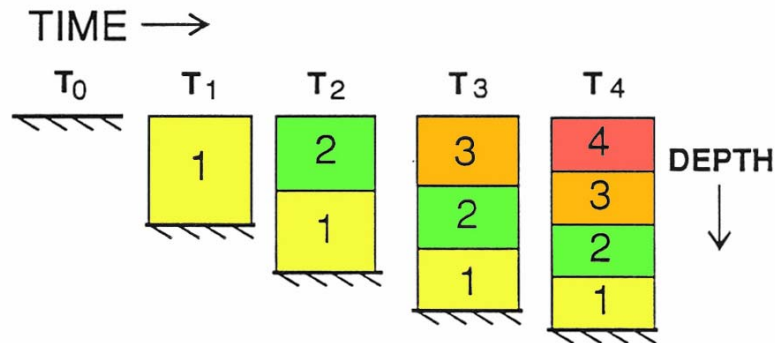
Otras dos correcciones deben ser hechas para referir la subsidencia a un nivel de referencia como el nivel del mar actual:

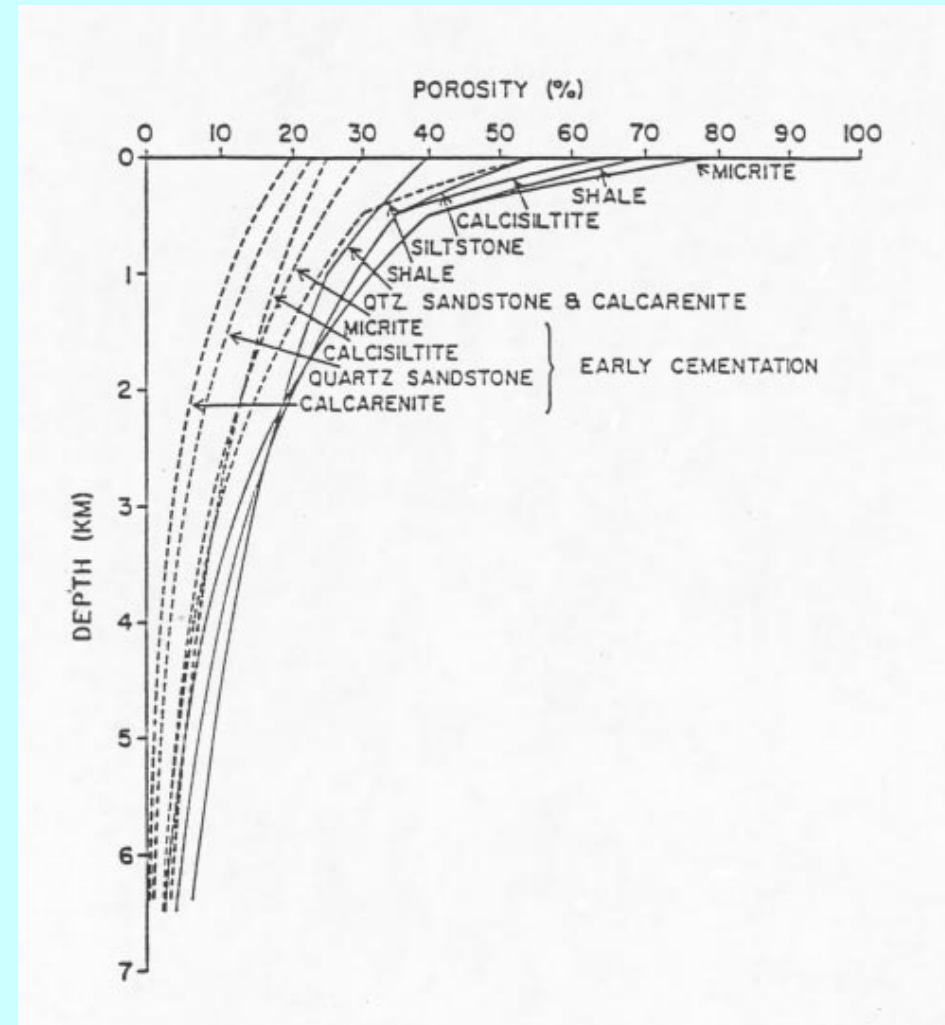
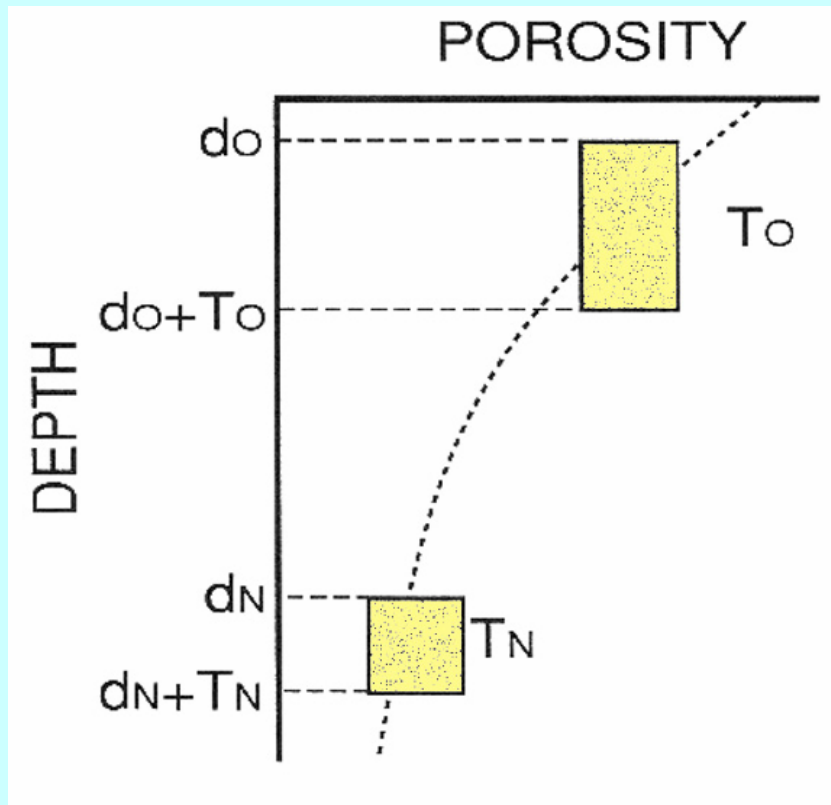
- 1) **variaciones en la profundidad del agua** y
- 2) correcciones por la **variación absoluta (eustasia)** en el nivel del mar.



La **descompactación** requiere conocer la variación de la porosidad en función de la profundidad.

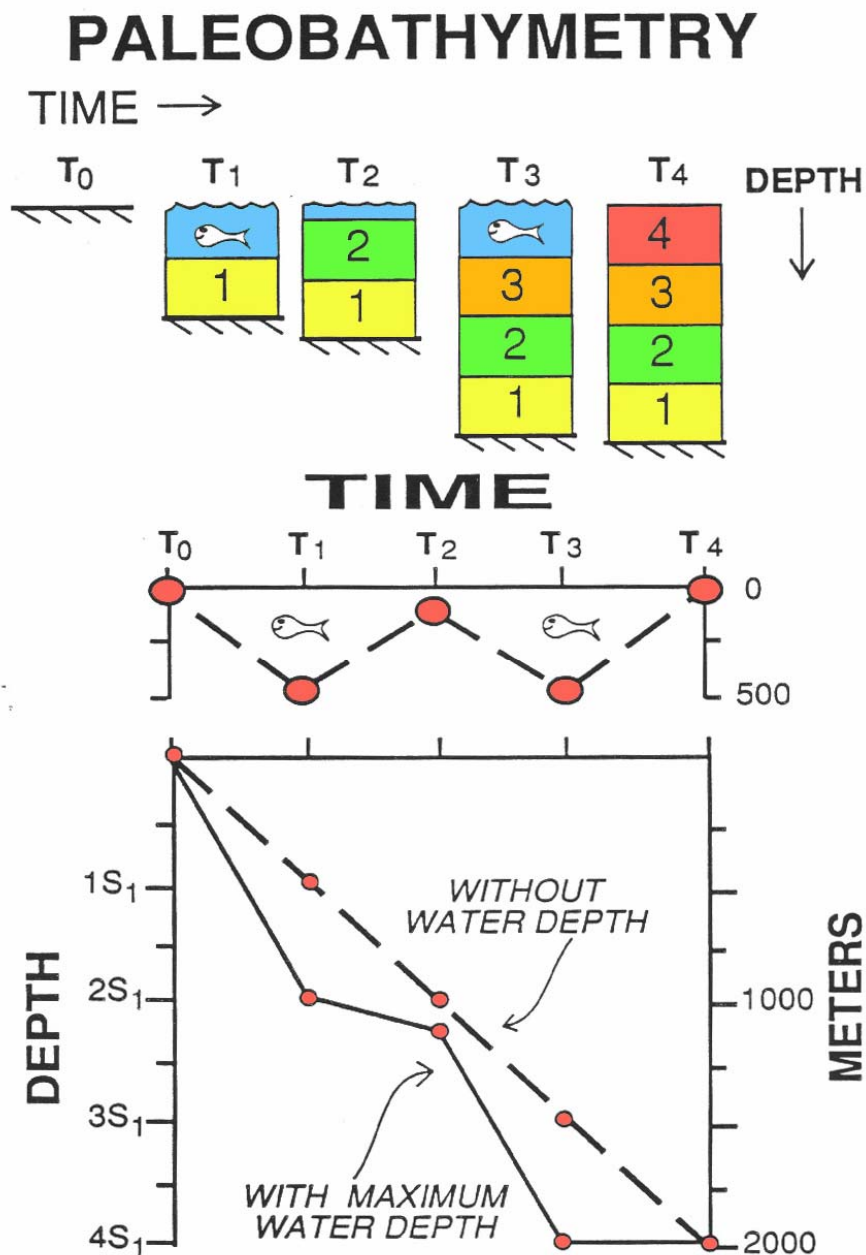
COMPACTION



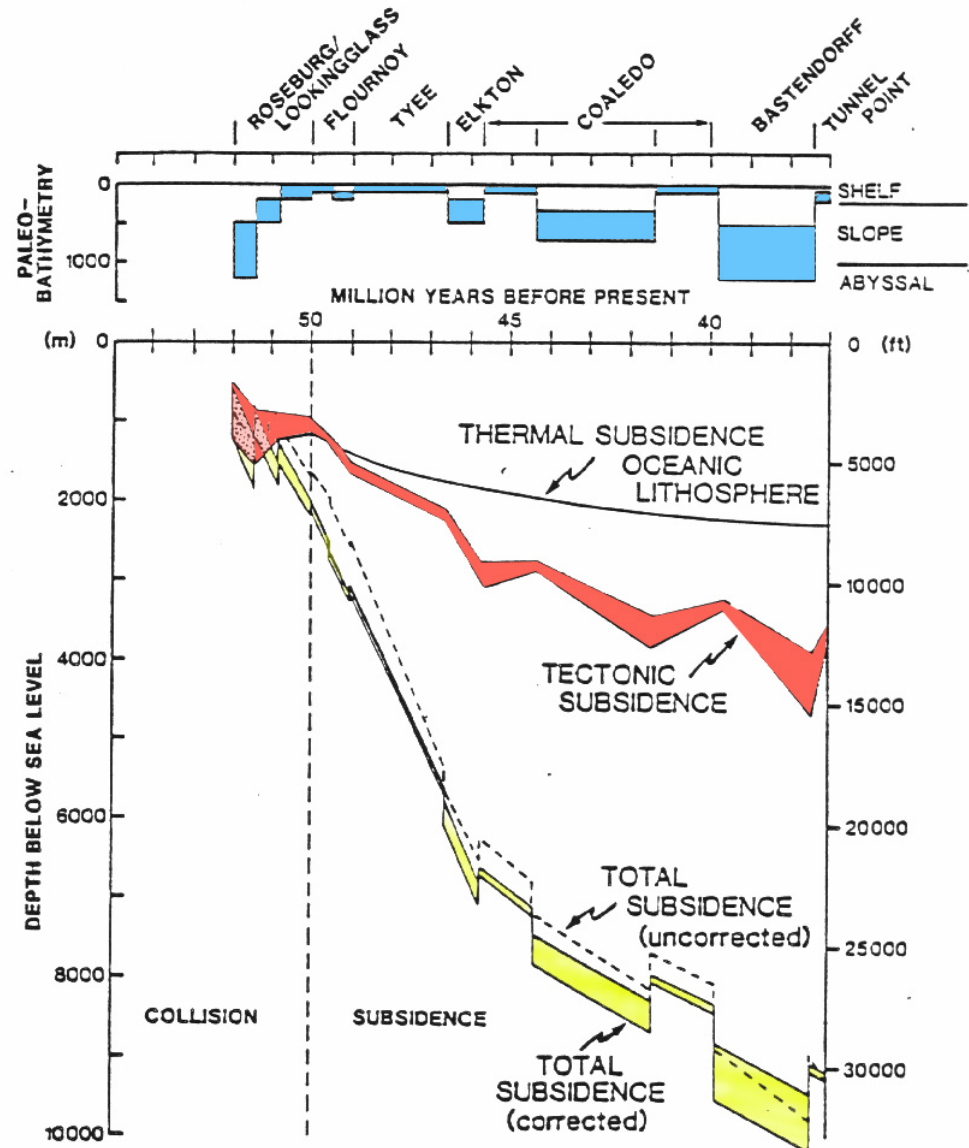


La información de **paleobatimetría** puede resolverse a partir del análisis de facies o estudios micropaleontológicos.

Las correcciones **eustáticas** son más difíciles de precisar y la más aceptada es aquella debida a los cambios en volumen de las dorsales centroceánicas (curva de segundo orden de Vail/Haq).



El ejercicio de separar la subsidencia tectónica de aquella debida a la carga sedimentaria se denomina **backstripping**.



Técnicas de delaminación (backstripping)

La técnica de backstripping (Sleep, 1971) es una técnica para remover progresivamente (secuencialmente) la carga sedimentaria de una cuenca con el fin de aislar los mecanismos tectónicos de subsidencia de aquellos producidos por la carga sedimentaria. La carga es ajustada a un modelo de Airy o uno de subsidencia flexural y la subsidencia residual es relacionada con comportamiento térmico relacionado con la edad de la corteza.

El procedimiento se inicia dividiendo el relleno sedimentario en intervalos estratigráficos de espesor y edad perfectamente conocidos. Estos intervalos se agregan secuencialmente sobre un basamento calculando el espesor original descompactado y su densidad promedio y ubicando su tope a una profundidad de agua promedio correspondiente a las facies sedimentadas. La subsidencia isostática causada por el peso de los sedimentos es calculada y se ajusta la profundidad del tope de los sedimentos con el peso de la columna de agua suprayacente. A medida que se agregan los intervalos siguientes el espesor y la densidad promedio de los sedimentos ya depositados son recalculados teniendo en cuenta la nueva carga y los niveles del mar.

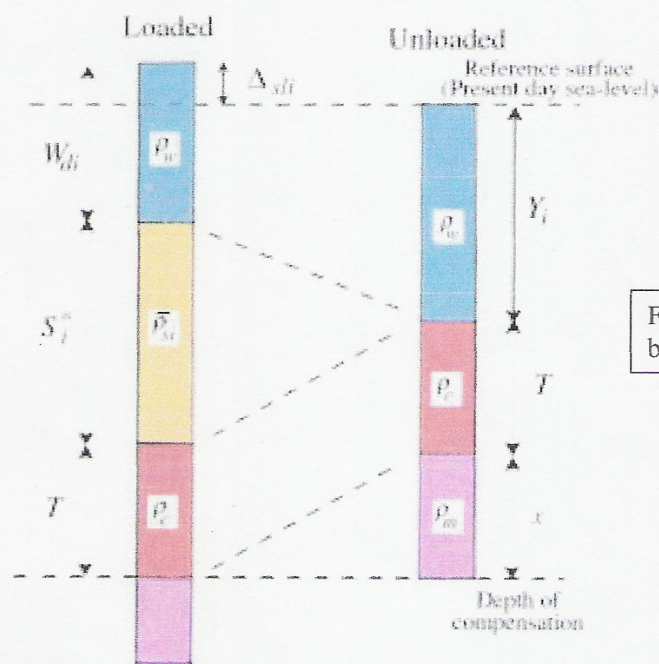
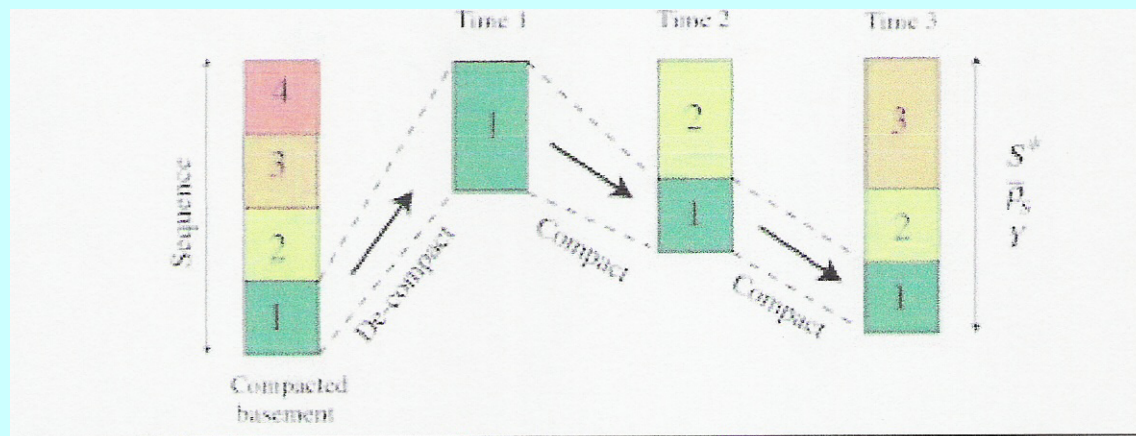
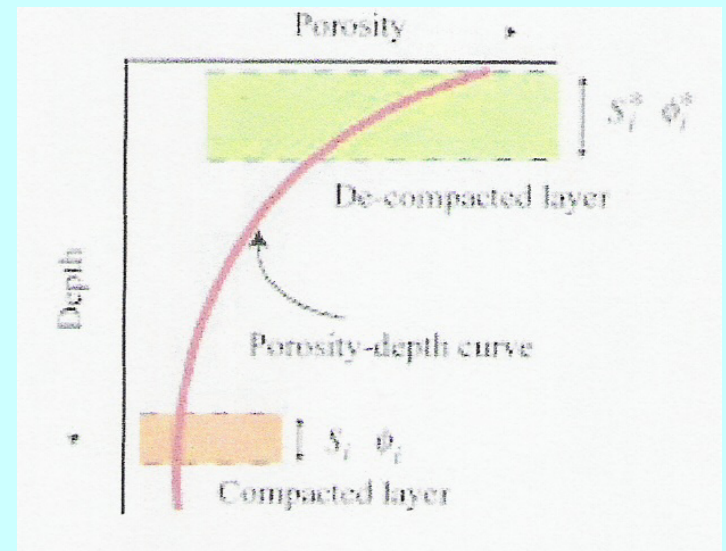


Fig. 1.1 Airy backstripping

Consider the case shown in Fig.1.1 of two columns of the crust and upper mantle that before and after backstripping are in isostatic equilibrium. Balancing the pressure at the base of the two columns gives :

$$\rho_w g W_{di} + \bar{\rho}_{si} g S_i^* + \rho_c g T = Y_i \rho_w g + \rho_c g T + x \rho_m g$$



- El propósito de esta técnica es utilizar las datos estratigráficos para estimar la profundidad del basamento si no existiera carga sedimentaria o de la columna de agua. Esta profundidad es una medida de las fuerzas tectónicas responsables de la formación de la cuenca. La comparación de curvas de backstripping con aquellas teóricas para la cuenca hace posible deducir información sobre los procesos formadores de la cuenca.

$$\therefore Y_i = W_{di} + S_i^* \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_{si})}{(\rho_m - \rho_w)} \right] - \Delta_{di} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (1.1)$$

- La ecuación 1.1 es conocida como la ecuación de backstripping, en donde Y_i es la subsidencia tectónica para un tramo estratigráfico dado, W_{di} es la profundidad del agua durante ese intervalo y S_i^* es el espesor descompactado de ese intervalo. El primer término es el de la profundidad del agua, el segundo el de carga sedimentaria y el último se refiere a la carga del nivel del mar.

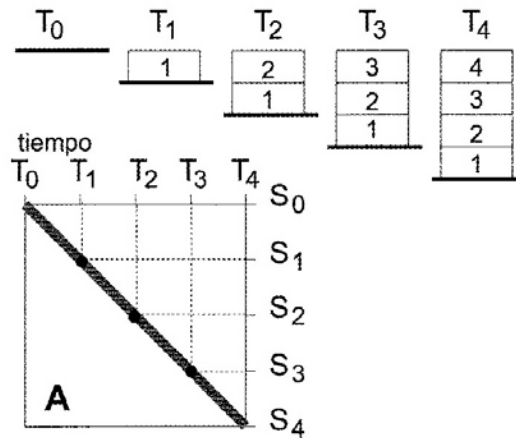
- Esta técnica pretende y requiere conocer el espesor y densidad del intervalo estratigráfico considerado en el momento de su depositación a partir de los datos actuales de profundidad. Por lo tanto deben considerarse los efectos de la compactación.
- Una medida de la compactación es la porosidad y para el cálculo de la densidad original (y luego el espesor) se requiere conocer la porosidad actual y calcular la porosidad original. La porosidad actual puede estimarse o medirse con técnicas petrográficas o con datos de subsuelo. La porosidad inicial puede deducirse a partir de curvas que relacionan la porosidad con la profundidad o fórmulas que representan esa misma relación tal como $\emptyset = \emptyset_0 e^{-cz}$ donde \emptyset es la porosidad medida, \emptyset_0 la porosidad original, c es una constante que depende de cada litología (por ejemplo para pelitas es de alrededor de 0.51, para areniscas de 0.27 y para areniscas fangosas puede ser de 0.39 km^{-1}) y z es la profundidad.

- Asumiendo que los granos no se deforman, la variación en el espesor se relaciona directamente con la porosidad y por lo tanto $S_i^* = S_i (1 - \phi_i) / (1 - \phi_i^*)$ donde S_i^* es el espesor del intervalo descompactado y S_i es el espesor del intervalo en profundidad
- Del mismo modo la densidad promedio del intervalo se relaciona con la compactación según $P_{si} = P_w \phi_i^* + P_{gi} (1 - \phi_i^*)$ en donde P_{si} y P_{gi} corresponden a la densidad promedio del intervalo y la densidad de los sedimentos descompactados.
- Así hemos calculado todas las variables de descompactación para un intervalo pero usualmente se requiere hacer lo propio con cada uno de los intervalos de la columna estratigráfica desde los más antiguos a los más modernos.
- La subsidencia tectónica puede ser calculada a partir del espesor sedimentario y la densidad promedio de la columna sedimentaria para cada momento en particular.

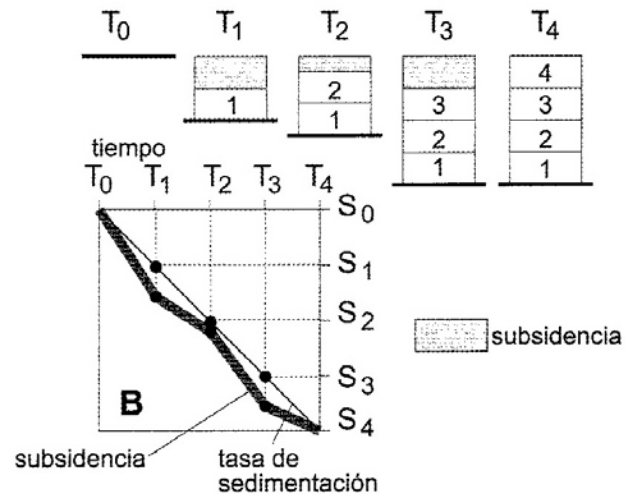
- El espesor total S^* es facilmente calculado tomando los espesores individuales. En el caso de la densidad, la masa total debe ser la suma de las masas de los n intervalos individuales considerados
- Por lo tanto $P_s = \Sigma [P_w \phi_i^* + P_{gi} (1 - \phi_i^*)] S_i^* / S^*$
- y finalmente la **subsistencia tectónica total** será expresada por la ecuación siguiente en donde el primer término refiere a la profundidad del agua, **el segundo término es la carga producida por los sedimentos** y el tercero se relaciona con la variación en el nivel del mar.

$$\therefore Y = W_d + S^* \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] - \Delta s \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)}$$

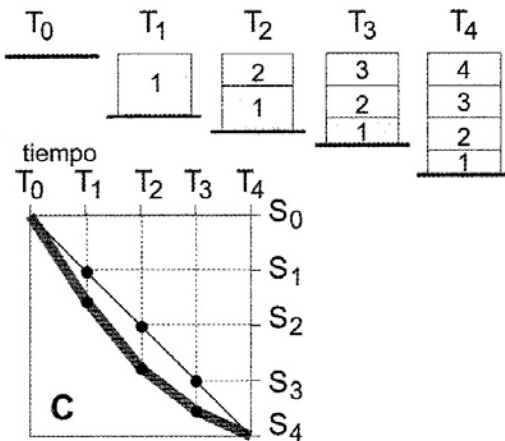
A caso teórico



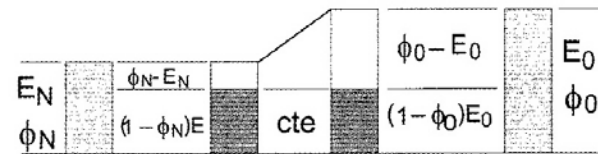
B corrección de la subsidencia



C corrección de la compactación



D evaluación de la compactación



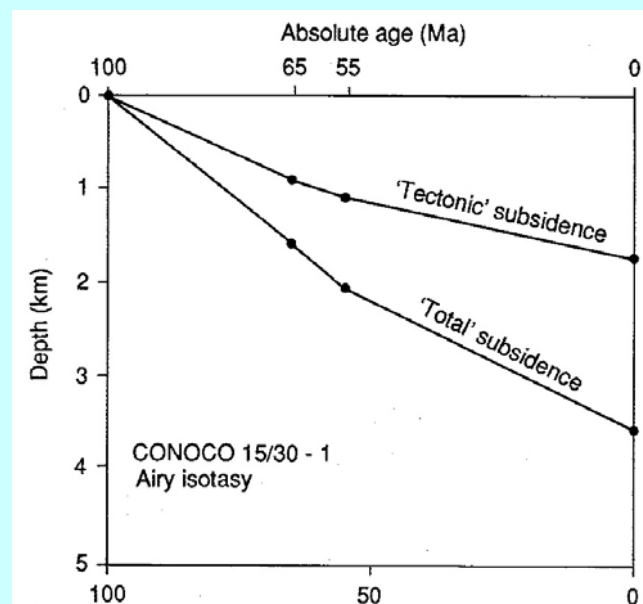
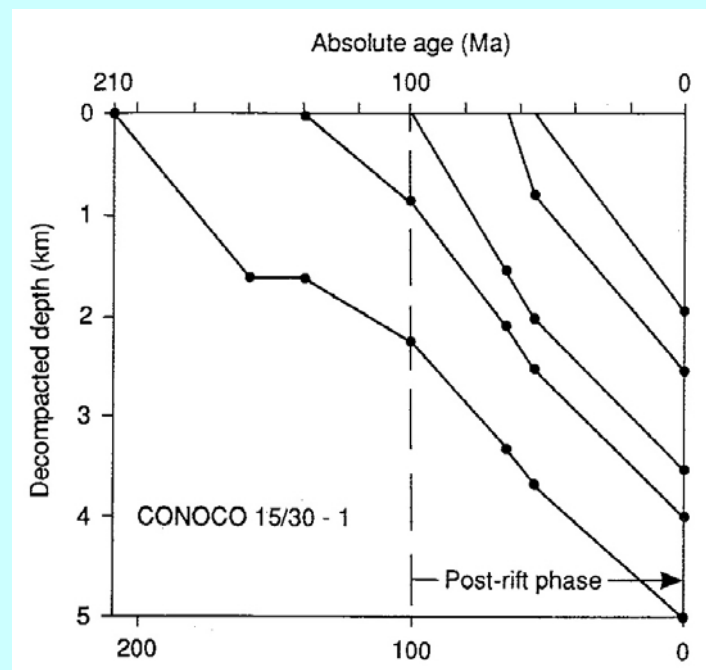
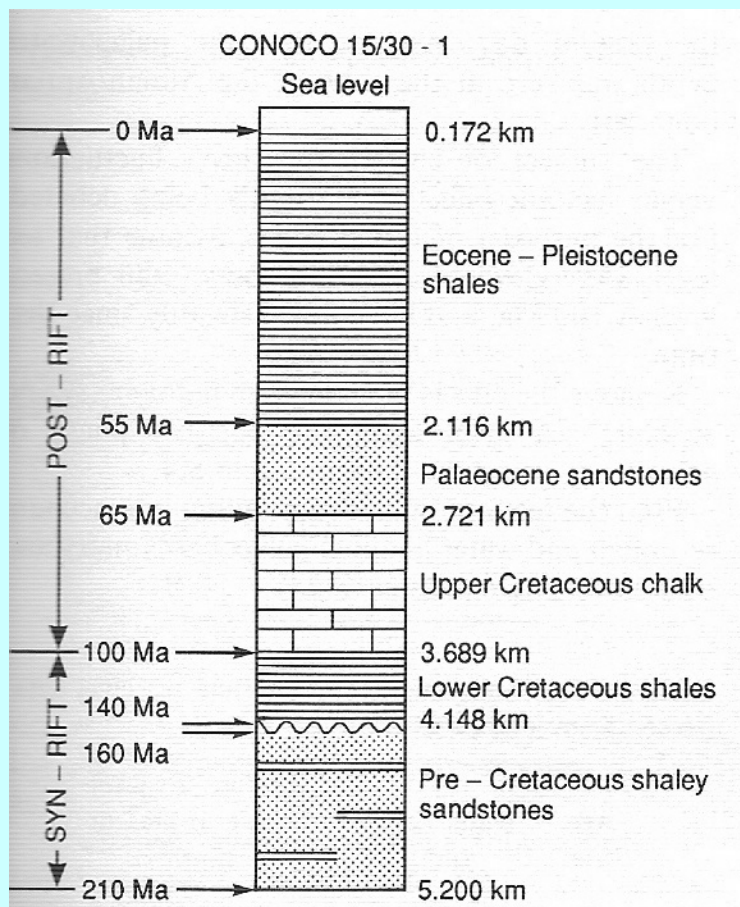
$$(1 - \phi_N)E_N = (1 - \phi_0)E_0$$

D

$$E_N - \phi_N E_N = E_0 - \phi_0 E_0$$

$$E_0 = \frac{(1 - \phi_N)E_N}{(1 - \phi_0)}$$

E_0 : espesor inicial
 ϕ_0 : porosidad inicial
 E_N : espesor final
 ϕ_N : porosidad final



Cuencas Extensionales

Se conoce que el modelo de Airy sólo puede aplicarse cuando la corteza es cortada por numerosas fallas y por lo tanto cada fragmento de la misma es independiente y no trasmite esfuerzo (estadios temprano de un rift?). De otro modo el máximo espesor sedimentario que permite acumular el modelo es de 2.3 veces la profundidad inicial del agua (lo que no se corresponde con el registro geológico).

$$A = h (d_m - d_w) (d_m - d_s)$$

A = espesor de sedimento

h = profundidad del agua

d_m , d_w , d_s = densidad de manto, sedimento y agua

En general las cuencas presentan una mayor cantidad de facies de aguas someras de lo que predicen los modelos, aun los flexurales.

El **modelo viscoelástico (flexural)** indica que la carga sedimentaria produce una depresión que va más allá de donde se la aplica pero que alrededor de sus límites se produce una zona elevada conocida como forebulge.

Sin embargo el modelo flexural genera subsidencia en un área mucho mayor que la observada en la naturaleza. Adicionalmente, se ha observado que en algunas cuencas la subsidencia continúa en ausencia de carga sedimentaria y además los espesores de sedimentos y las facies no pueden ser totalmente explicadas por el modelo.

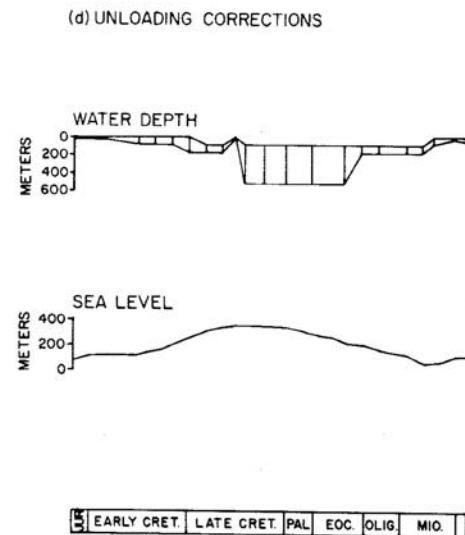
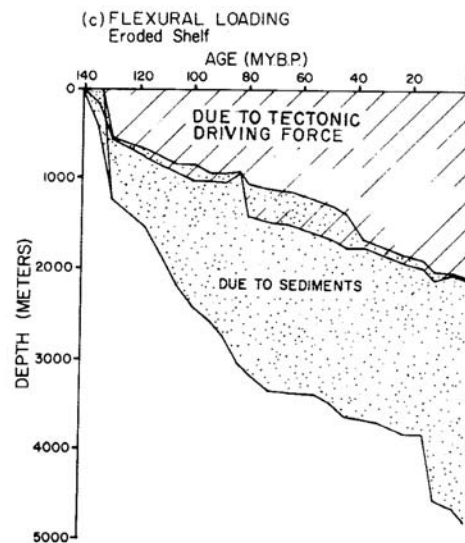
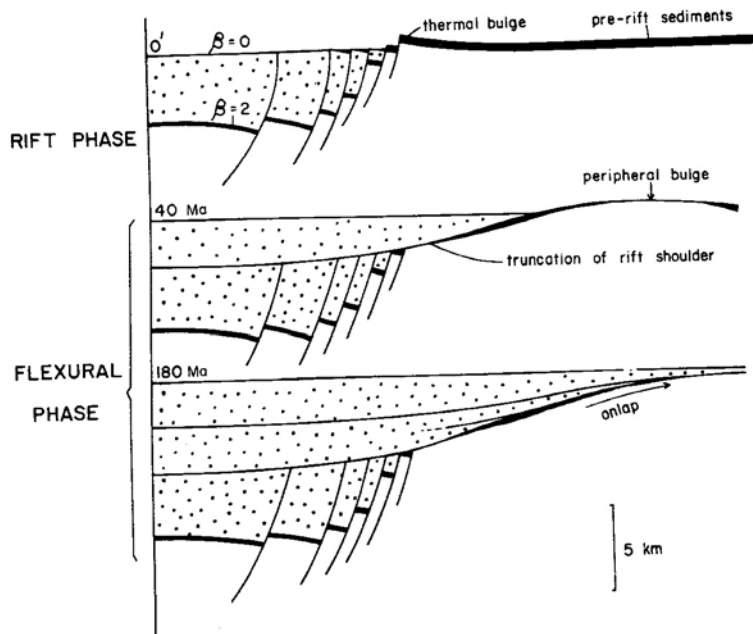
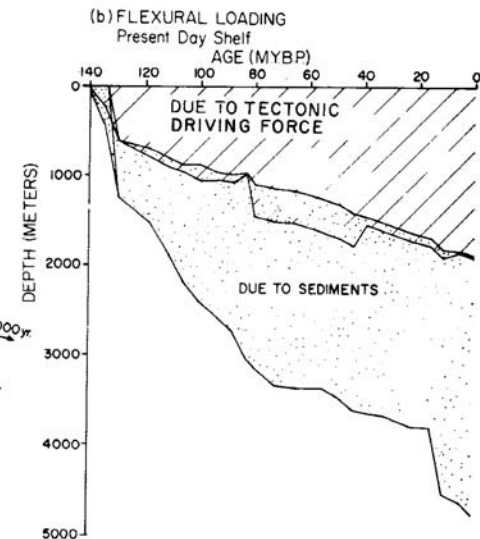
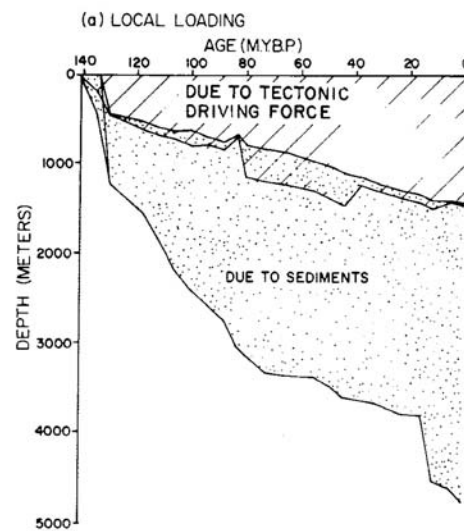
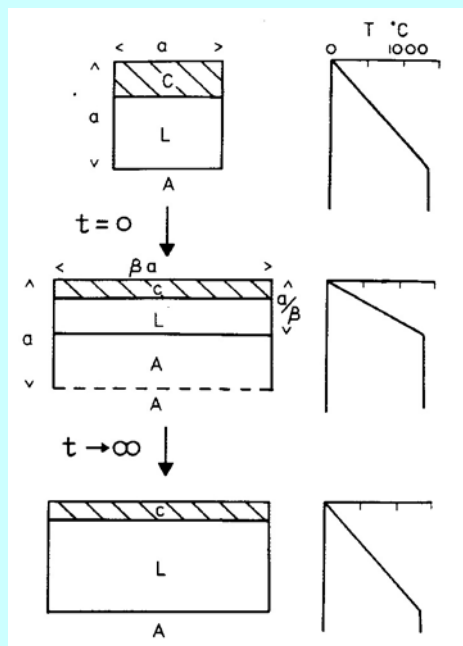
Dos hipótesis: enfriamiento (térmica) y adelgazamiento crustal

Enfriamiento: La profundidad del tope de la corteza es dependiente de la edad de la misma ya que el enfriamiento es tienen una relación exponencial con la edad de la corteza. Gran parte del espacio generado en márgenes continentales es explicado por esta hipótesis.

Otro grupo de factores producen subsidencia como resultado de **adelgazamiento crustal** debido a estiramiento durante separación continental. Compensación isostática permite ascenso de material astenosférico más denso y caliente que incrementa el gradiente geotérmico. El enfriamiento de este material produce un incremento en densidad y subsidencia. Este proceso es denominado subsidencia tipo Pratt.

La secuencia de rápido estiramiento cortical seguido por lenta subsidencia térmica combinada con flexura por carga lleva al modelo clásico para rifts abortados, aulacógenos y algunas cuencas intracratónicas (modelo tipo "bighorn").

Un atributo importante en el comportamiento de la litósfera es que a medida que se enfría su rigidez flexural se incrementa, la sobrecarga es compensada por subsidencia en áreas progresivamente más amplias pero más someras.

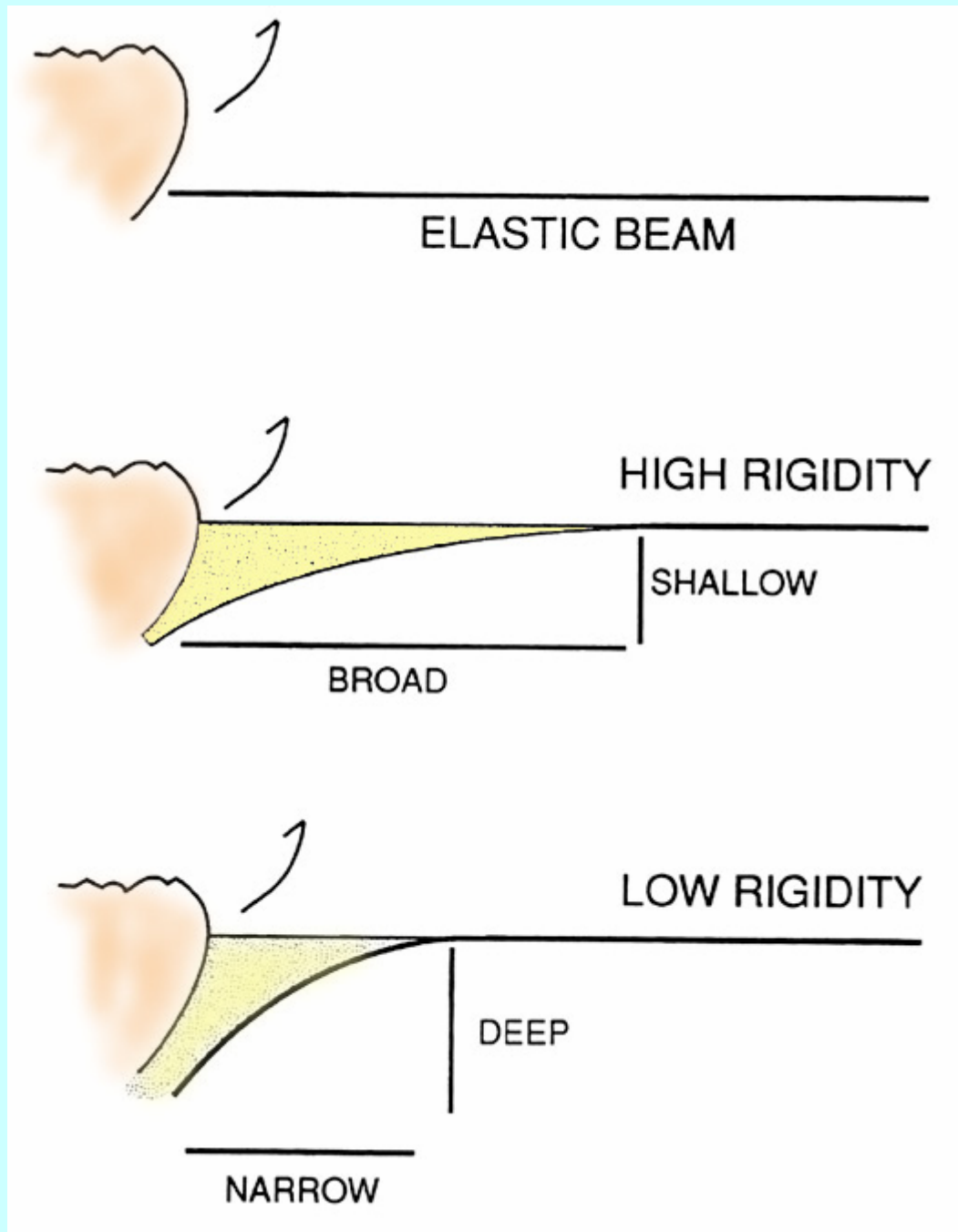


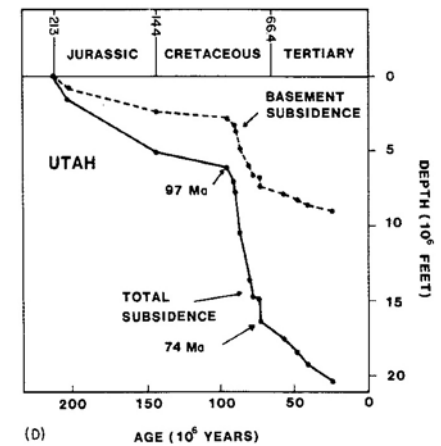
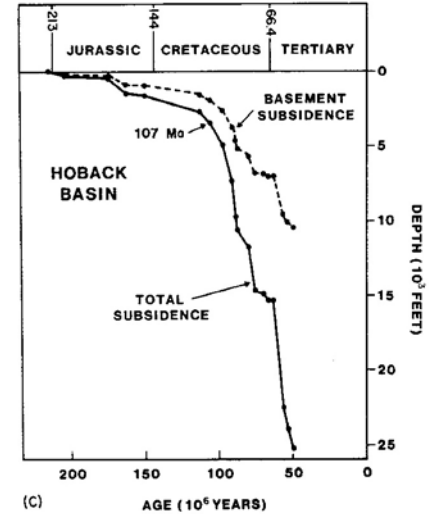
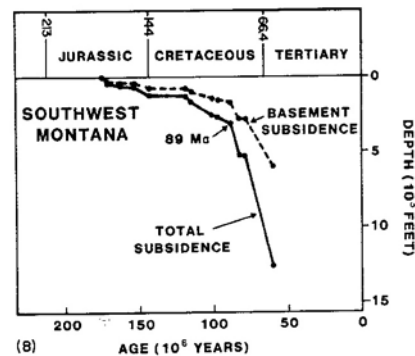
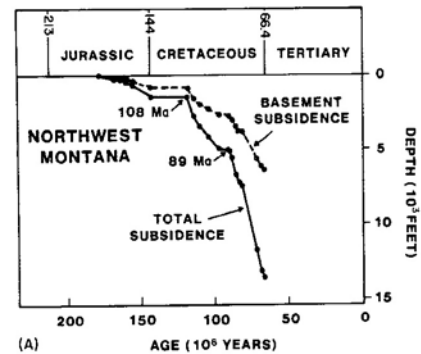
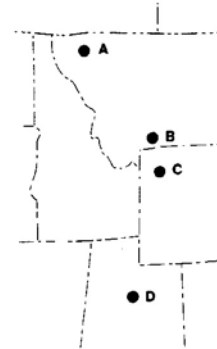
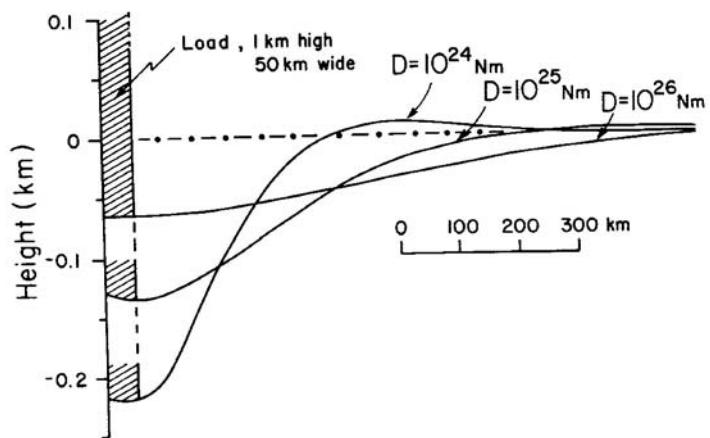
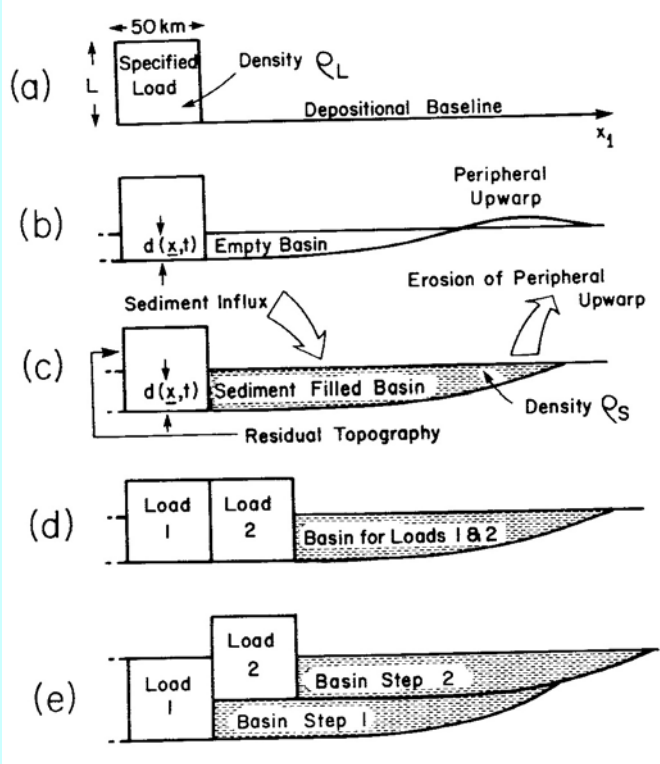
Cuencas producida por carga supracrustal

Durante episodios de corrimientos la cuenca de antepaís y el forebulge migran hacia el antepaís, pero inmediatamente luego de la fase tectónica la cuenca se profundiza rápidamente a lo largo del nuevo frente de corrimientos y el forebulge retrocede hacia la cuenca.

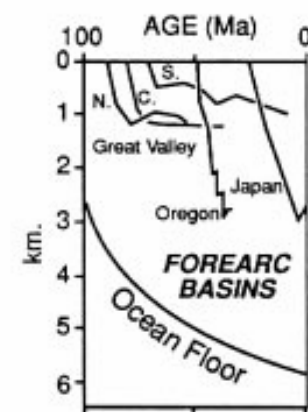
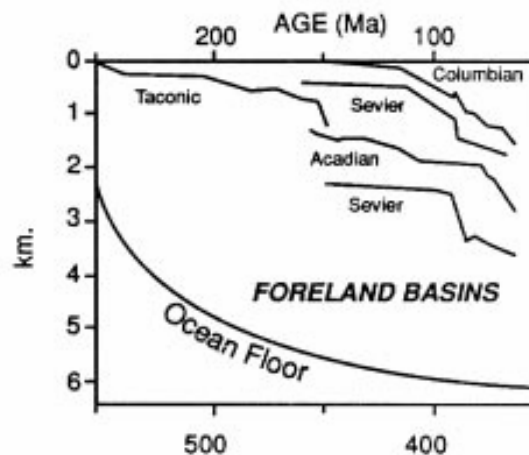
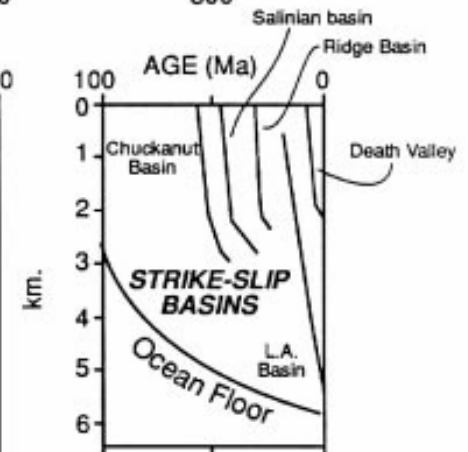
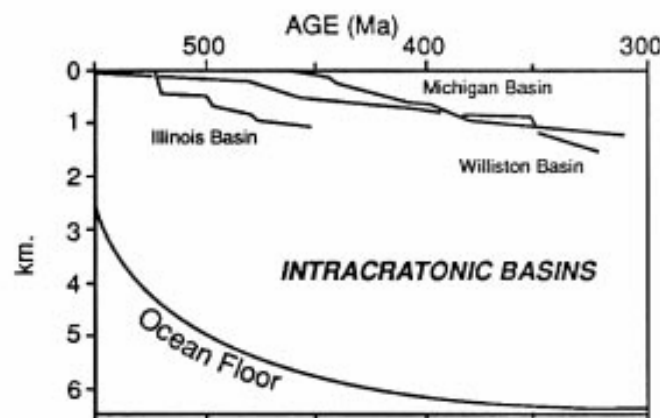
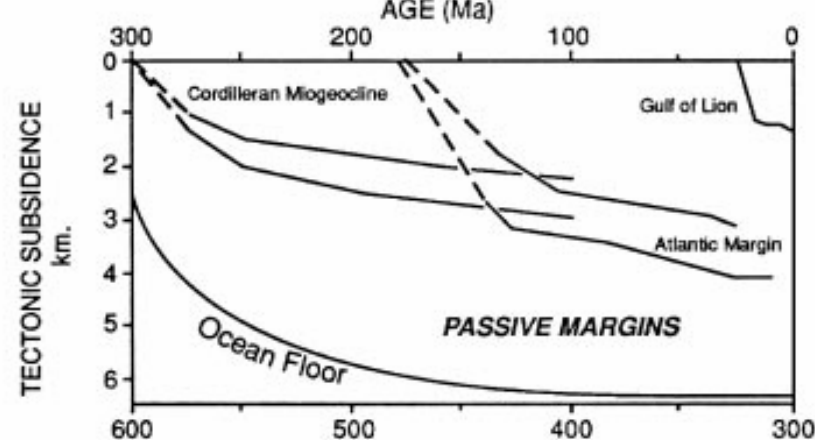
La subsidencia producida por carga supracrustal puede llegar a ser de un orden de magnitud mayor que la de las cuencas extensionales y sólo comparable con ellas en el estadio inicial de rifting.

Las curvas de subsidencia pueden indicar el comportamiento y el tipo de cuenca. Las curvas de subsidencia de una cuenca de antepaís presentan un diseño convexo indicando un incremento en la subsidencia en cada lugar de la cuenca.





Historias de subsidencia en diferentes tipos de cuencas



Historia termal

Los cálculos de flujo geotérmico y sus efectos sobre la rigidez de la corteza son claves para el modelado de las cuencas sedimentarias.

Estos estudios también son críticos para estimar la historia de maduración de la cuenca, básico para la evaluación de los recursos hidrocarburíferos.

La historia térmica de la cuenca también puede aportar datos para conocer la evolución paleogeográfica, historia de soterramiento, erosión y ascensos tectónicos.

Diferentes cambios físicos y químicos son producidos a partir del aumento de la temperatura (y presión) durante el enterramiento.

Los principales geotermómetros son:

- Petrología de carbones

 - Tipo de carbón

 - Carbón orgánico total

 - Poder calórico

 - Reflectancia de la vitrinita

-Mineralogía

Contenido y tipos de arcillas

Índice de cristalinidad de la illita

-Micropaleontología-Palinología

Color de esporas y polen

Color de conodontes

Hood et al. (1975) propusieron una escala de 1 a 20 del nivel de metamorfismo orgánico (LOM)

Estos indicadores pueden dar una idea del rango de temperatura alcanzado por los sedimentos pero es difícil generalizar una escala de profundidades ya que cada cuenca posee su propia historia geotérmica. De todos modos estos indicadores son de gran importancia para la industria del petróleo ya que indican grado de madurez y permiten predecir generación de petróleo. Por ejemplo el petróleo es exudado de las rocas generadoras a LOM entre 8 y 12 mientras que a valores mayores a 13,5 sólo existe gas seco.

La reflectancia de la vitrinita es el indicador más utilizado. Es un parámetro óptico expresado como R_0 (reflectancia en aceite).

La vitrinita es uno de los 3 tipos de macerales o partículas orgánicas que aparecen en las rocas sedimentarias y proviene de la diagénesis de la madera. La reflectancia de la vitrinita es una medida de la intensidad de la luz reflejada por una superficie pulida de este maceral. Esta aumenta con la temperatura debido a fenómenos de recristalización. Este proceso es irreversible por lo que indica temperatura máxima alcanzada.

La reflectancia de vitrinita varía entre menos de 1 y hasta 5% y tiende a perder exactitud a valores bajos (menores a 0.7%).

Las medidas de reflectancia de vitrinita son ploteadas en función de la profundidad obteniendo los llamados perfiles R_0 . La pendiente de estos perfiles da una idea del gradiente geotérmico de la cuenca, mientras que su diseño ayuda a decifrar la historia térmica de la cuenca.

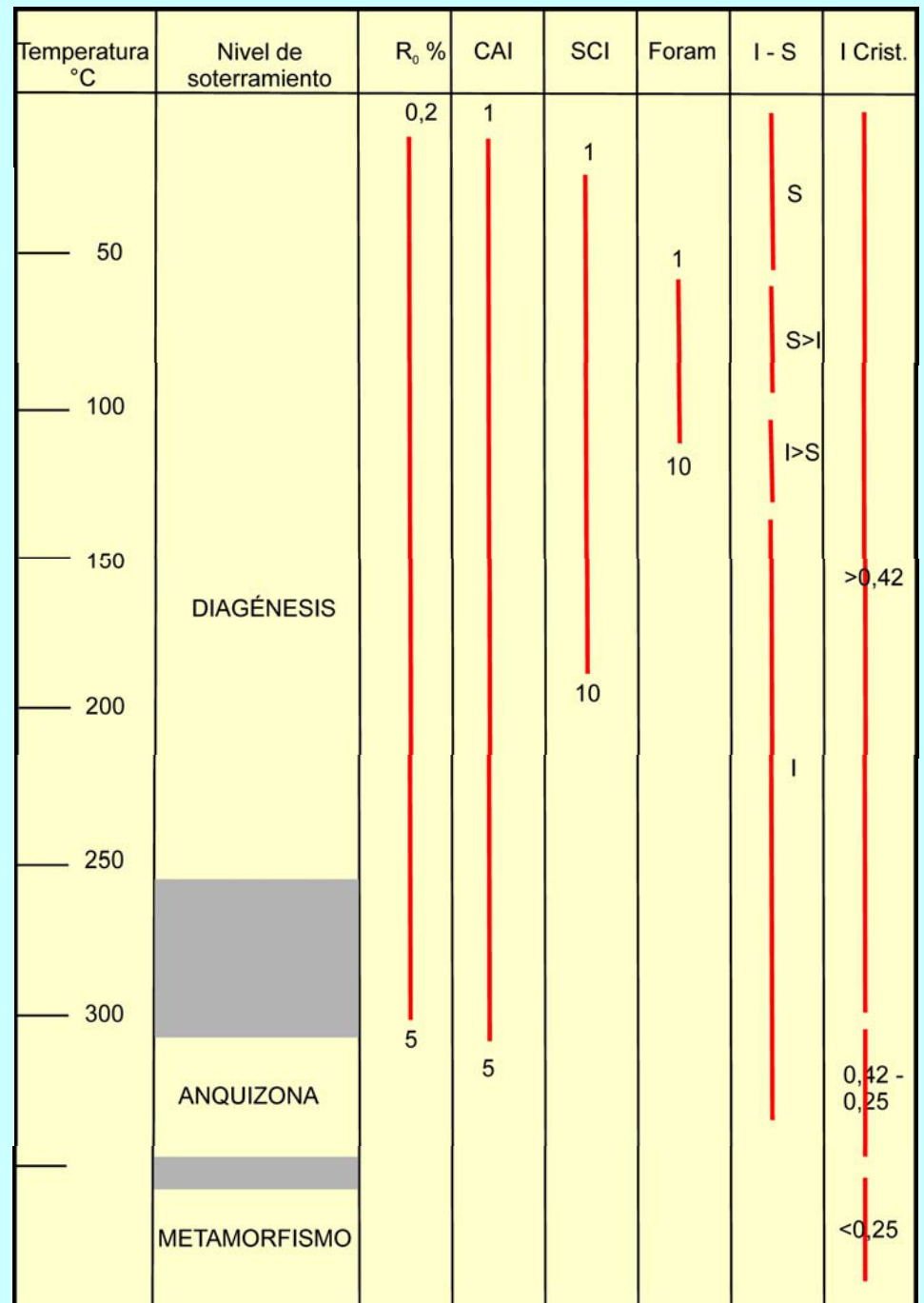
Gradientes geotérmicos normales y constantes presentan curvas sublineales.

Salto en la curva denota discordancias

Diseños con cambios bruscos en la pendiente (pata de perro) sugieren cambios importantes en el régimen térmico o "eventos" térmicos.

Diagrama comparativo del alcance de los geotermómetros:

CAI: color conodontes
 SCI: color de esporas
 Foram: color foraminíferos
 I-S: interestratificados
 I Crist.: cristalinidad de illita



Paleotemperaturas son controladas por el flujo geotérmico pero también por factores internos como la conductividad de los sedimentos, desintegración radioactiva de minerales y difusión a través de los acuíferos.

Las cuencas sedimentarias pueden ser clasificadas en tres tipos según su historia termal:

-**Normales**: Márgenes pasivos con gradientes 25-30° C/km, R_0 0.5% a 3 km.

-**Hipotermales**: Cuencas de antepaís y antearco externo con gradientes 22-24° C/km y R_0 0.5% a 5 km.

-**Hipertermiales**: Retroarcos y rifts con gradientes 50-200° C/km, $R_0 > 2\%$ a 2 km.

EXTENSIONAL BASINS

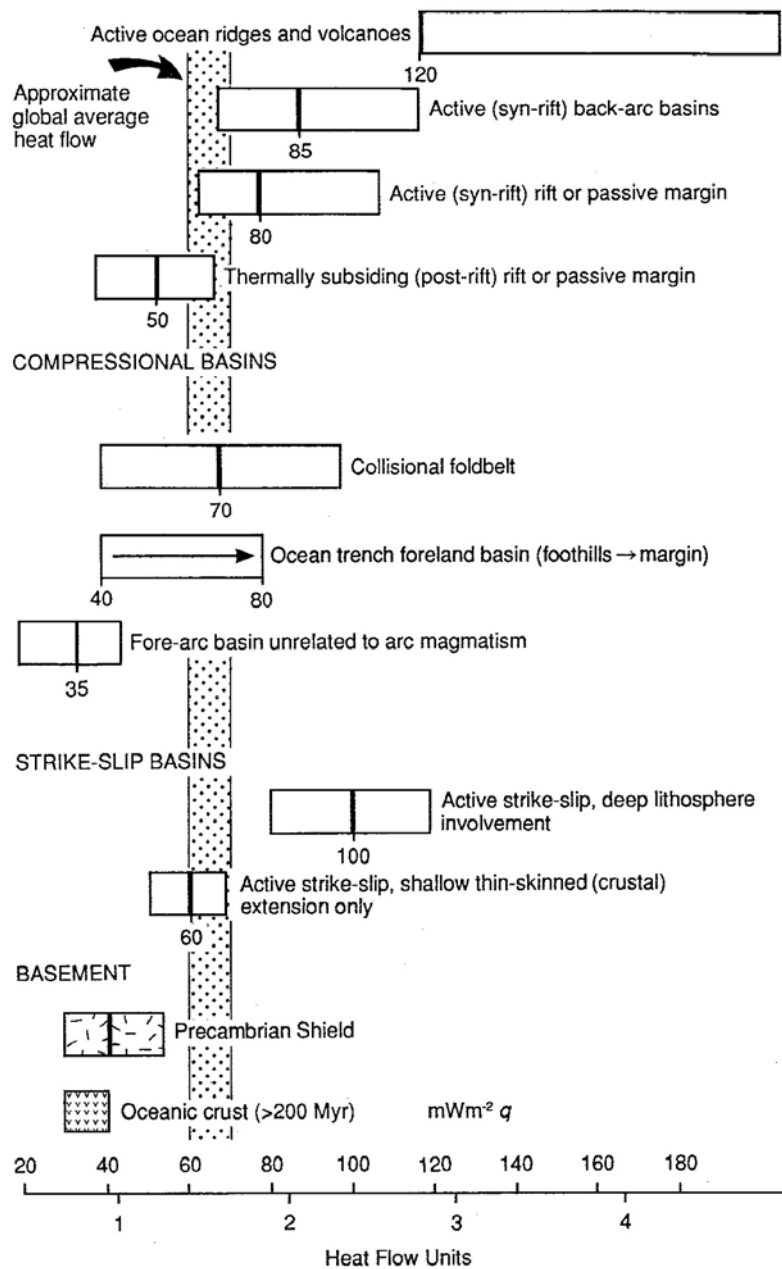


Fig. 9.18. Summary of the typical heat flows associated with sedimentary basins of various types.