

513110 - Introducción a la Geofísica



Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción

Tectónica de Placas

Litosfera / Astenosfera - Edad de la Tierra - Métodos Radiométricos - Escala de Tiempo Geológico - La Estructura de la Tierra - Campo Magnético de la Tierra - Magnetización de Rocas - Escala de Tiempo de Polaridad Magnética - La Hipótesis de Wegener - La Batimetría de los Océanos - Las Dorsales Oceánicas - Las Rayas Oceánicas - La Edad de la Corteza Oceánica - Los Continentes en el Pasado, 0 a 210 Ma - Placas y Volcanismo - Zonas de Subducción - Paleopolos - Movimiento de Polos entre dos Continentes - Los Continentes en el Pasado, 210 a 690 Ma - Impacto sobre Flora y Fauna - GPS y Placas Tectónicas.

Paleomap Project - <http://www.scotese.com/>

The PLATES Project - <http://www.ig.utexas.edu/research/projects/plates/index.htm>

Alfred Wegener Institute - <http://www.awi.de/en/home/>

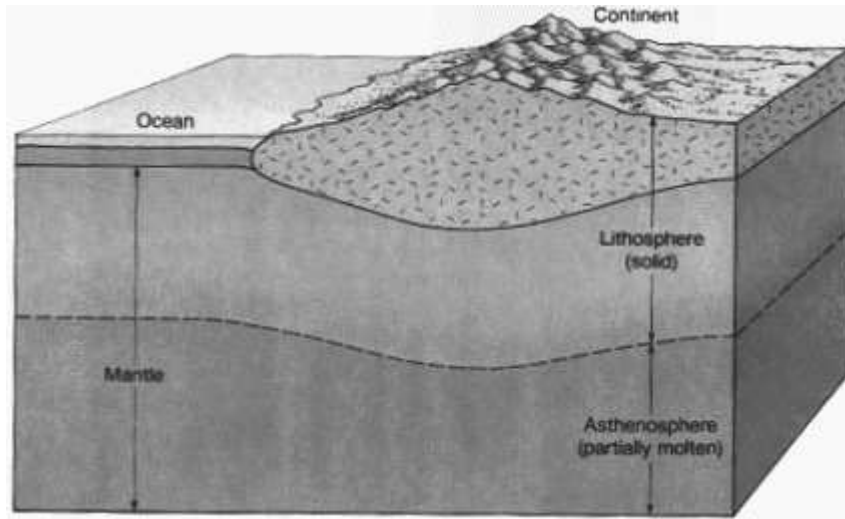
TIGO - www.tigo.cl

Apuntes hechos con la ayuda de alumnos Marietta González, Diego González y José Pablo Ilic

Tectónica de Placas

La tectónica de las placas en la Tierra se basa en las siguientes postulaciones:

- Que la Tierra consiste de una **litosfera**, que es fría y por tanto rígida, y una **astenosfera**, que es caliente y dúctil.
- La litosfera consiste en unas placas (casi) rígidas, que se pueden mover con respecto a la astenosfera.



Note que la litosfera consiste en la corteza y en la parte superior del manto. La frontera entre la corteza y el manto es un cambio composicional (de rocas que contienen minerales de feldespato plagioclaso a rocas sin feldespato), mientras que la frontera entre la litosfera y la astenosfera es un cambio en la rigidez del material. Las placas poseen un espesor aproximado de 100 kilómetros. La litosfera terrestre está compuesta al menos por una docena de esas placas rígidas que se mueven sobre la astenosfera.

La Edad de la Tierra

Durante los últimos siglos, los científicos, usando varios métodos, han tratado de determinar la edad de la Tierra. Cada vez, con más información disponible nuestro conocimiento de esa edad ha cambiado.

- 1749 - De Buffon, 75,000 años (una estimación del tiempo necesario para generar el estrato geológico - en el siglo 18, esta estimación era asombrosa, y De Buffon, en privado, pensó que era unos millones de años).
- 1862 - Kelvin, 20 Ma (la tasa del flujo de calor de la Tierra - Kelvin hizo una estimación del tiempo necesario para que una esfera con el tamaño de la Tierra se enfríe hasta la temperatura de hoy).
- 1899 - Joly, 90 Ma (índice de cambio en la salinidad del mar - los ríos llevan continuamente pequeñas cantidades de minerales disueltos al mar, y Joly calculó el tiempo necesario para que el mar llegue a su nivel de salinidad actual si al inicio era agua pura). Alrededor del mismo tiempo que la estimación de Joly fue el descubrimiento de la radiactividad.
- 1907 - Boltwood, 400 a 2,000 Ma (primer estudio radiométrico de rocas).

Hoy día tenemos la figura de 4,500 Ma, gracias a estudios radiométricos.

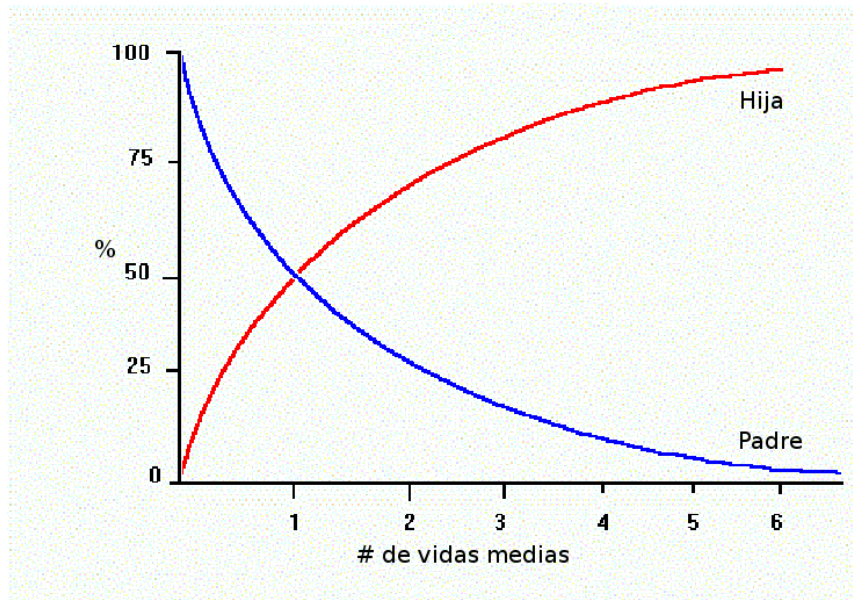


Si la edad de la roca más anciana de la Tierra es $\sim 3,500$ Ma, ¿cómo sabemos que la Tierra tiene más años que eso?

Métodos Radiométricos

Unos isótopos de átomos que existen en las rocas de la Tierra son radiactivos (átomos padres). Ellos decaen a otros átomos estables (hijas) con una vida media específica (el tiempo necesario para que la mitad de los átomos hayan decaído). Podemos medir la tasa entre la cantidad de átomos padre e hija para obtener la edad de la muestra. Existen sistemas radiométricos entre varios diferentes átomos en rocas de la Tierra (por ejemplo, K-Ar, U-Pb, y Rb-Sr) que nos permiten medir la edad de la roca (cuando se enfrió bajo su temperatura de Curie) con alta precisión.

Isótopos: Átomos que tienen el mismo número atómico pero un diferente número de masa. (El número de protones se llama el número atómico, y el número de masa es el número de protones más neutrones).

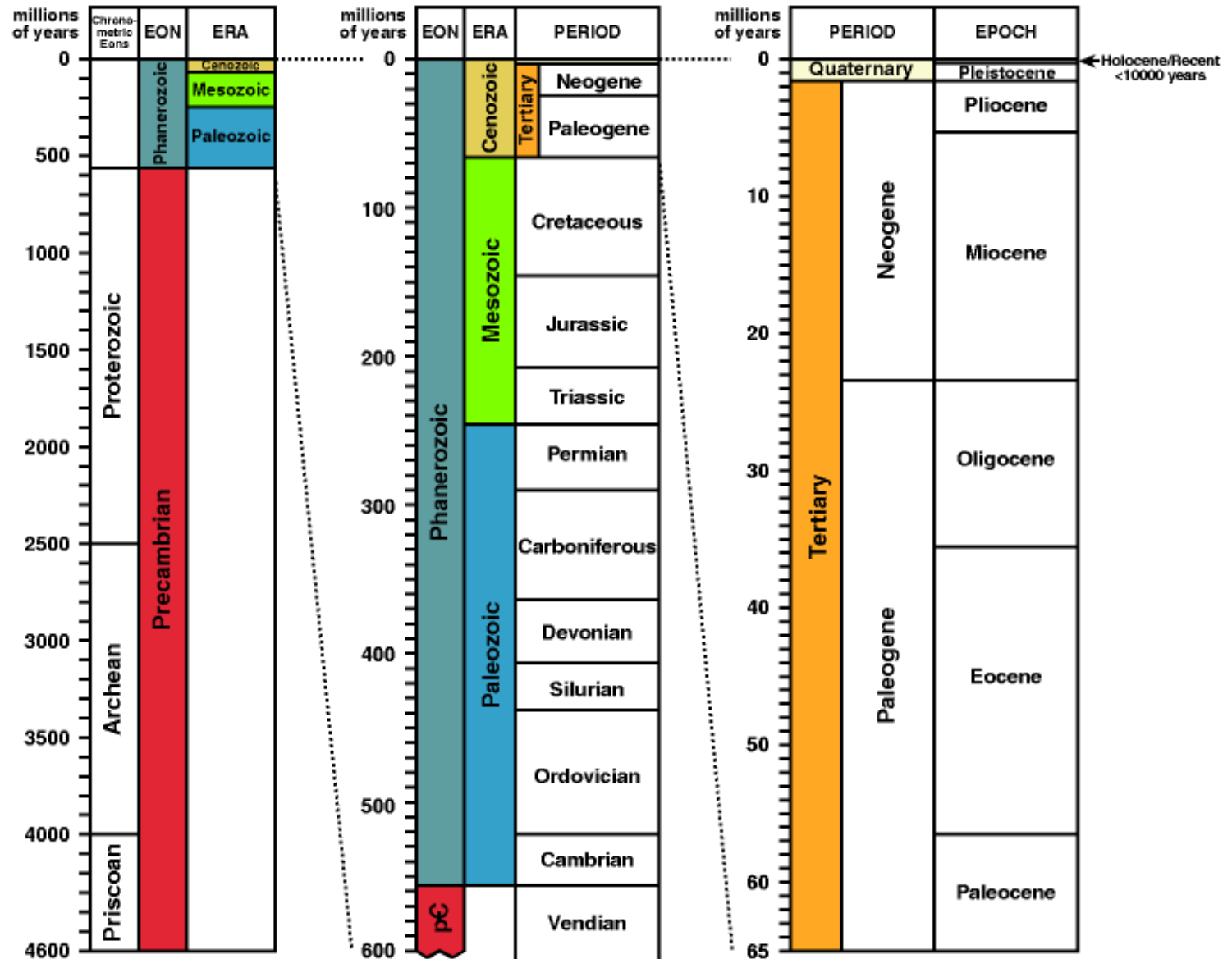


Un sistema de decaimiento radiactivo más simple. Al inicio existen solamente átomos padres 'atrapados' en la roca; con el tiempo hay decaimiento a átomos hijas. La proporción de los átomos que ha decaído indica la edad de la roca. Esta situación puede representar el sistema ^{87}Rb - ^{87}Sr que tiene una vida media de 48,800 Ma.

$$P = P_0 e^{-\lambda t}; \quad H = P_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

$$T_{1/2} = 0.693/\lambda$$

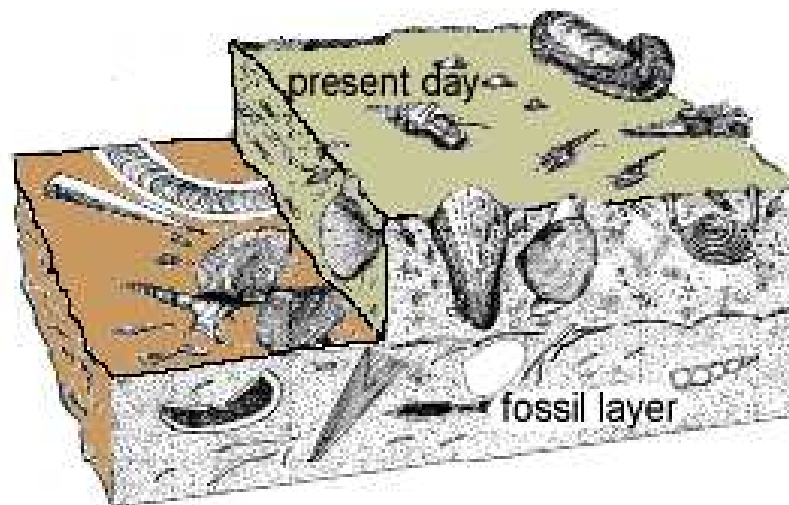
Escala de Tiempo Geológico



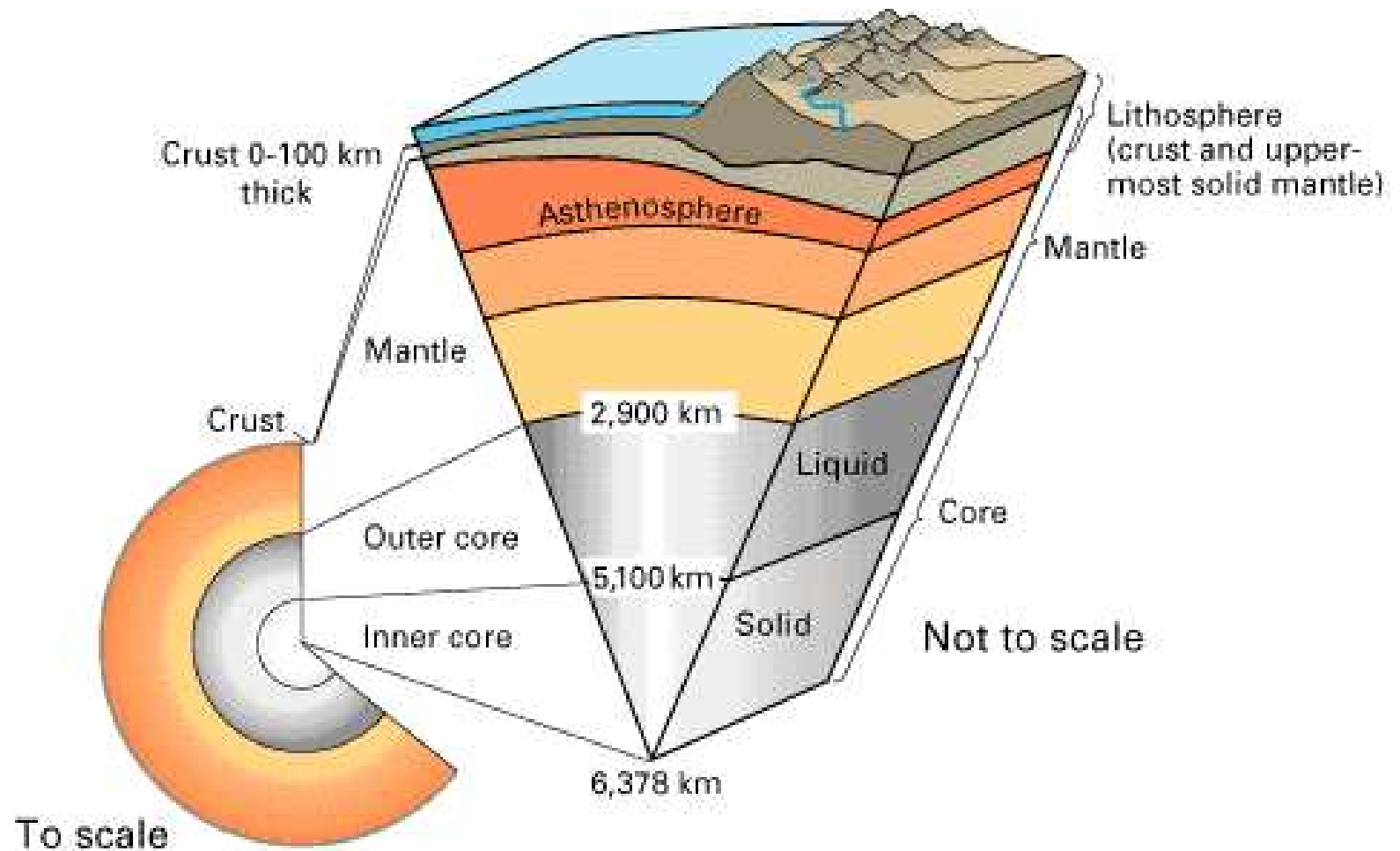
Escala de Tiempo Geológico

La escala de tiempo geológico es la subdivisión de la geología de la Tierra en varias unidades basada sobre su **edad relativa**. Esa subdivisión se hace usando fósiles y estratigrafía. Los límites entre las unidades son normalmente dados por eventos geológicos como grandes extinciones. Por ejemplo, la frontera entre los períodos Cretácico y Paleógeno es dada por la extinción de los dinosaurios.

Se puede poner la **edad absoluta** (usando métodos radiométricos) a esas fronteras. Las mediciones absolutas son usadas para calibrar la escala relativa, y es importante darse cuenta que las edades absolutas de las fronteras pueden cambiar en la medida que hayan más mediciones, no son definitivas. Sin embargo, unas fronteras tienen buenas restricciones en su edad - la frontera Cretácio-Paleógeno tenía una edad de 65 ± 1 Ma por decenios, y todas las nuevas mediciones dan una edad entre 64 y 66 Ma también.



La Estructura de la Tierra



La Estructura de la Tierra

Corteza: La corteza oceánica (basalto) tiene un espesor de ~ 7 km. La corteza continental consiste en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con un espesor de 30-60 km.

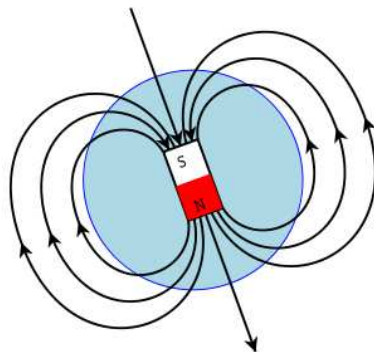
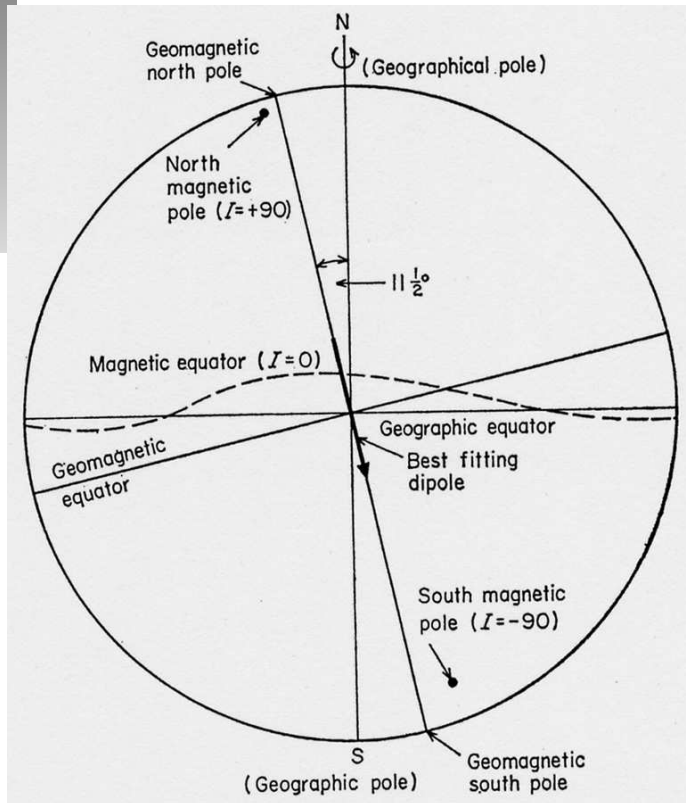
Manto: Es una capa con gran viscosidad entre la corteza y el núcleo. Esta compuesto de silicatos ferro-magnesianos. Una parte del manto (astenosfera) tiene una viscosidad suficientemente baja para generar flujo viscoso, o convección, (del orden de unos centímetros por año), pero desde el punto de vista de la sismología el manto es sólido. Todavía el número de capas de convección en el manto está bajo discusión.

Núcleo Externo: Es una capa líquida dentro de la Tierra, compuesta de Hierro y Níquel. El flujo de material en el núcleo externo puede tener velocidades de ~ 10 km por año, y el campo magnético de la Tierra es generado debido al flujo de ese material metálico.

Núcleo Interno: Dentro del centro de la Tierra existe una aleación de Hierro y Níquel en forma sólida. *Si está a mayor temperatura que el líquido núcleo externo, ¿por qué es sólido?*

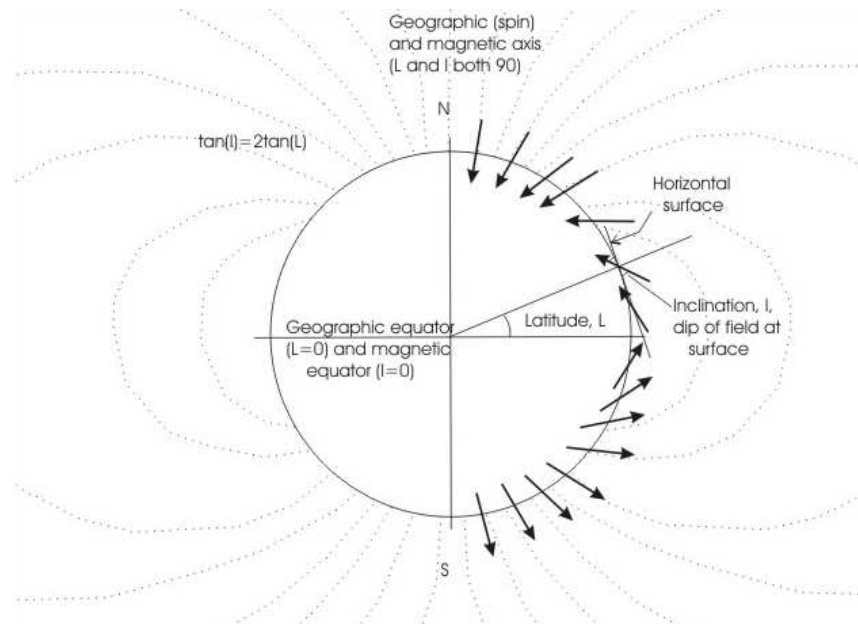
Note que cuando hablamos de ‘placas’ hablamos de la litosfera (la corteza y el rígido manto superior); y no solamente de la corteza. Las fuentes de energía para generar la convección en el manto son el calor primordial, la radiactividad, y la energía gravitacional.

Campo Magnético de la Tierra



- El campo magnético de la Tierra se origina en el núcleo de la Tierra, y tiene un componente dipolar ($\sim 90\%$ del campo). Se puede aproximar este campo con un dipolo inclinado a $\sim 11^\circ$ del eje de rotación de la Tierra.
- El polo Norte geográfico es el punto donde se encuentra el eje de rotación de la Tierra y su superficie.
- El polo Norte magnético es el punto donde las líneas del campo magnético son verticales.
- El polo Norte geomagnético es el punto donde se encuentra el eje del dipolo que mejor aproxima el campo magnético, y la superficie de la Tierra.
- Note la orientación del dipolo: si, hipotéticamente, el campo fue producido por un imán grande dentro de la Tierra, este imán estará orientado al revés. Esto, que se llama “normal”, es la situación de hoy.

Campo Magnético de la Tierra

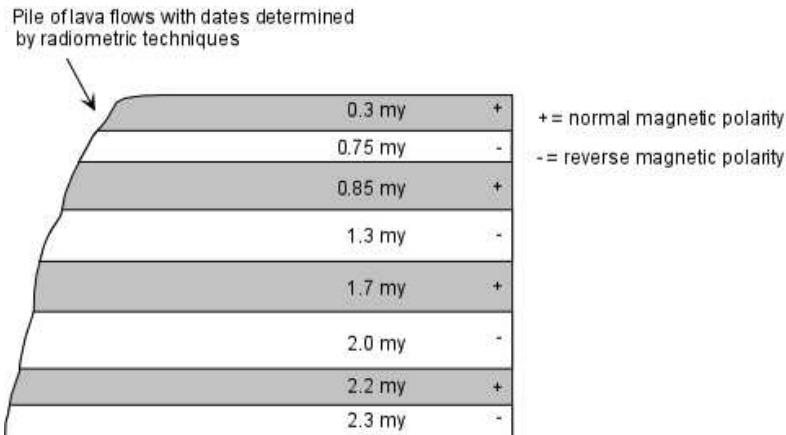
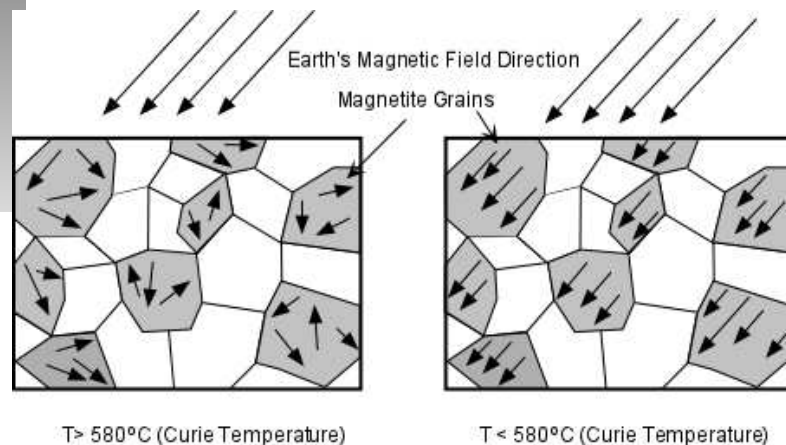


Note que en la figura el eje geográfico es el eje geomagnético para simplificación

- **Inclinación (I)** es el ángulo del campo magnético con el horizontal en el punto de observación.
- Con λ = latitud, para un campo dipolo: $\tan I = 2 \tan \lambda$.
- También hay **inversiones del campo** cuando existe un intercambio entre norte magnético y sur magnético.

¿Cómo podemos saber del campo magnético en el pasado?

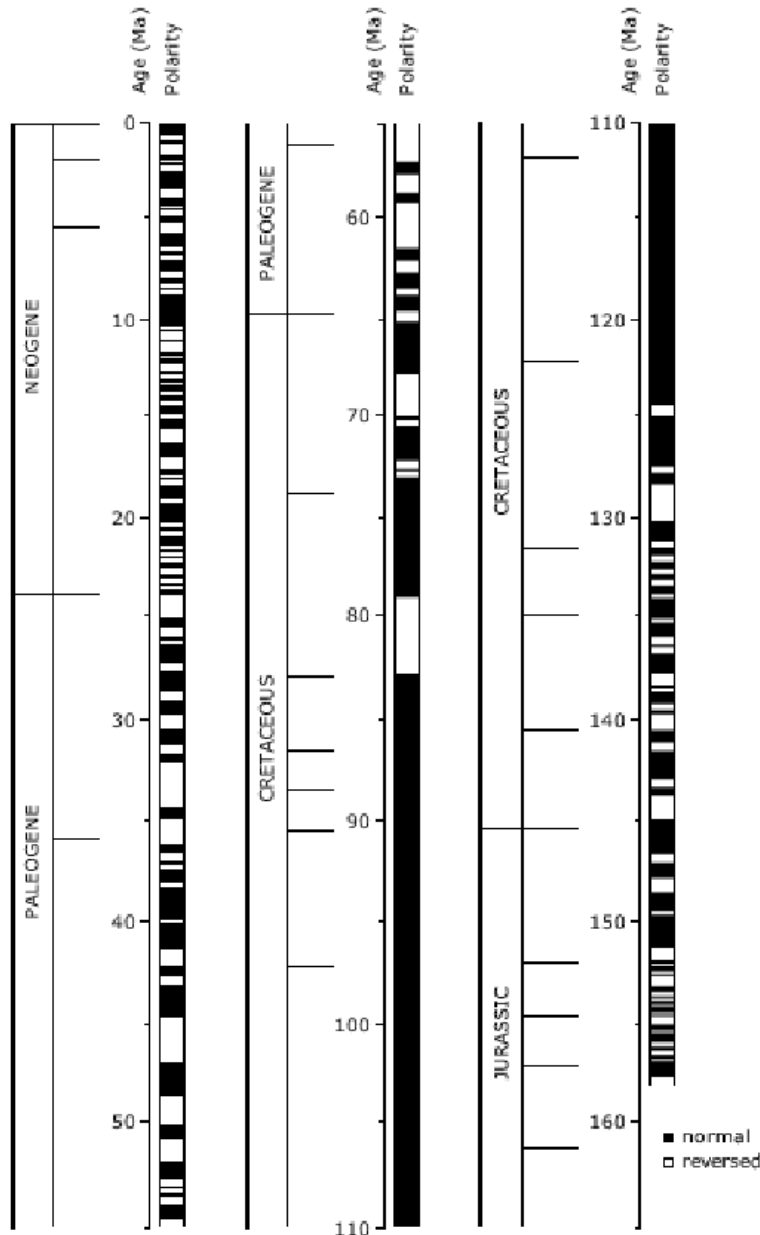
Magnetización de Rocas



Algunas rocas se magnetizan cuando ellas se forman (específicamente basalto, pero también hay otras, incluyendo sedimentos). La magnetización en la roca depende del campo magnético al tiempo de formación.

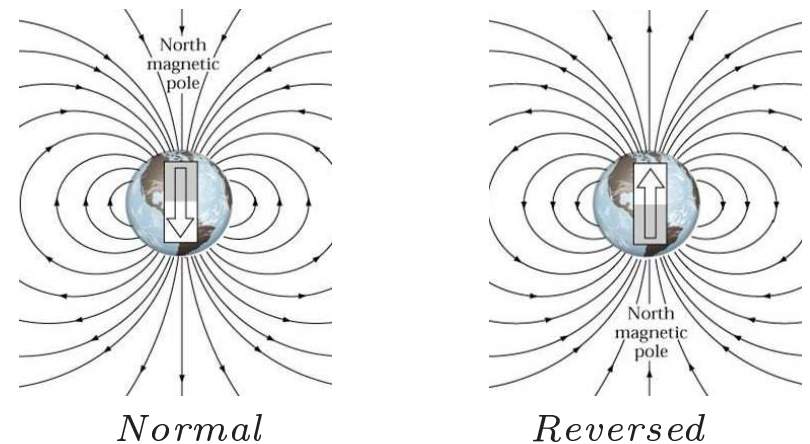
Es posible medir la edad de la roca, usando métodos radiométricos, y la inclinación del campo magnético al tiempo de formación (el momento cuando la roca basáltica se enfrió bajo la temperatura de Curie, por ejemplo). Si hay varias mediciones en diferentes partes de la Tierra, y todas muestran las mismas inversiones en la inclinación del campo, la conclusión es que hay inversiones globales en el campo. Muchas mediciones son tomadas en rocas basálticas (flujos de lava) y con eso podemos construir una escala de tiempo de polaridad magnética.

La Escala de Tiempo de Polaridad Magnética



La figura muestra si el campo magnético estaba en una situación “normal” o “reversa” durante los últimos ~160 Ma. (En adición, existen datos para rocas con mayores edades que lo que muestra la figura.)

La fuente de las inversiones todavía está bajo debate, pero se cree que es debido al flujo complejo en el núcleo externo (el proceso de un geodínamo). En total, hay ~40 inversiones en los últimos 10 Ma, y el proceso es más o menos aleatorio. También existen supercronicos, cuando el campo no cambia de polaridad por millones de años.

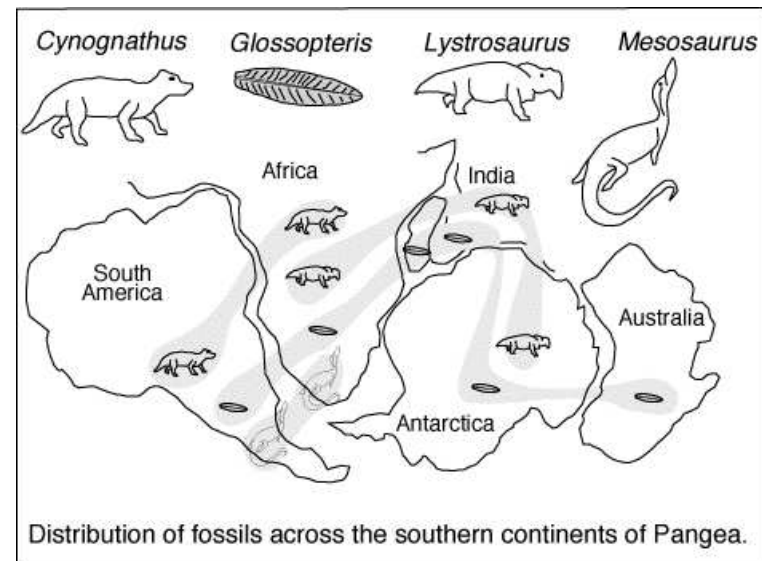
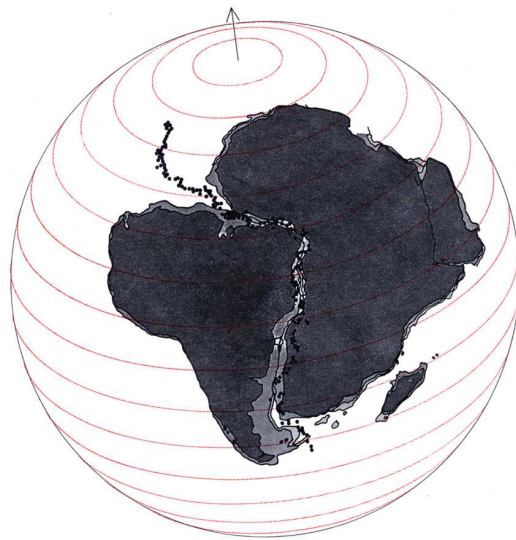


La Hipótesis de Wegener

El científico Alfred Wegener, en 1922, mostró su hipótesis, en la cual los continentes estaban conectados en el pasado, basándose en las formas de los continentes, y la similitud entre las rocas de diferentes continentes. Wegener fue un meteorólogo, y recibió muchas críticas de parte de los geólogos:

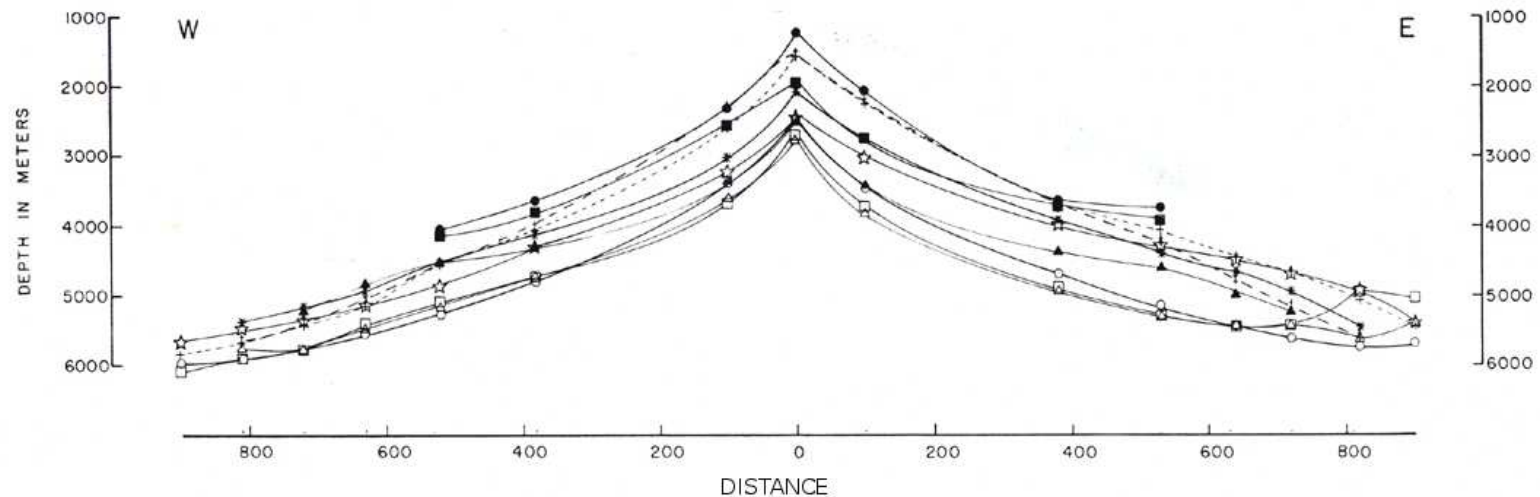
“Para creer la hipótesis, tenemos que olvidar todo lo que aprendimos en los últimos 70 años y empezar de nuevo”

“Una idea muy peligrosa, que nos puede llevar a un error grave”



Una planta, llamada Glossopteris, existía en los periodos Carbonífero y Permiano. Se encuentran fósiles de ella en todos los continentes del sur, pero esa planta tenía semillas pesadas que no se podrían mover grandes distancias ayudadas por el viento.

La Batimetría de los Océanos

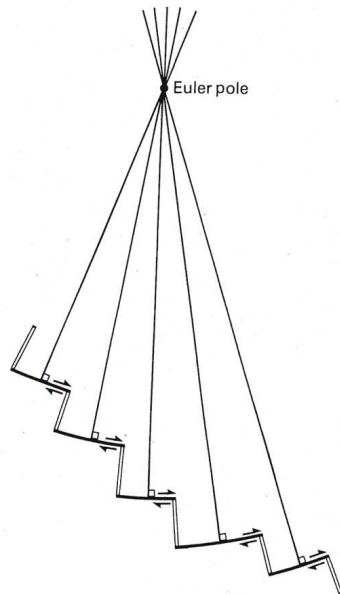
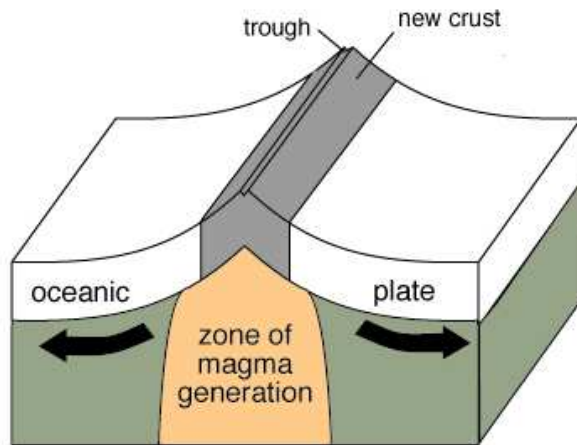


El uso del sonar fue desarrollado en la segunda Guerra Mundial. Después de ésta, el gobierno de los EE.UU. toma un gran interés sobre la batimetría de los océanos (para la operación de submarinos en la Guerra Fría).

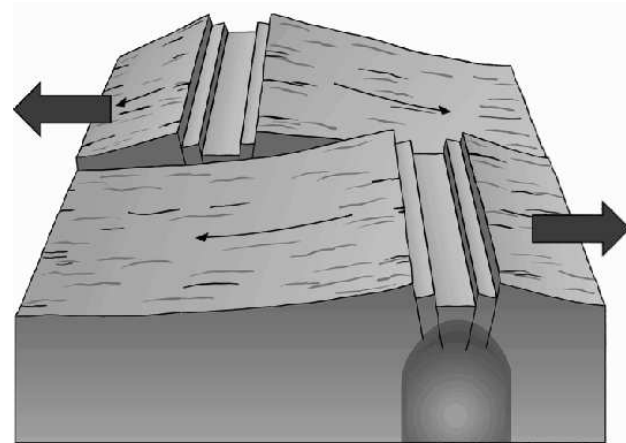
La figura muestra la profundidad del océano Atlántico (10 diferentes perfiles que están centrados alrededor de su eje de simetría). La distancia de este eje está en km, y la profundidad (corregida por el ancho de los sedimentos marinos) está en metros.

Usando estos datos, se genera el concepto de **Dorsales Oceánicas** - lugares donde el magma sube continuamente desde el manto, se enfría (para formar corteza oceánica) y los dos lados se separan para que pueda subir más magma del fondo. Eso explica la separación de los continentes y la teoría de la derivación continental.

Las Dorsales Oceánicas

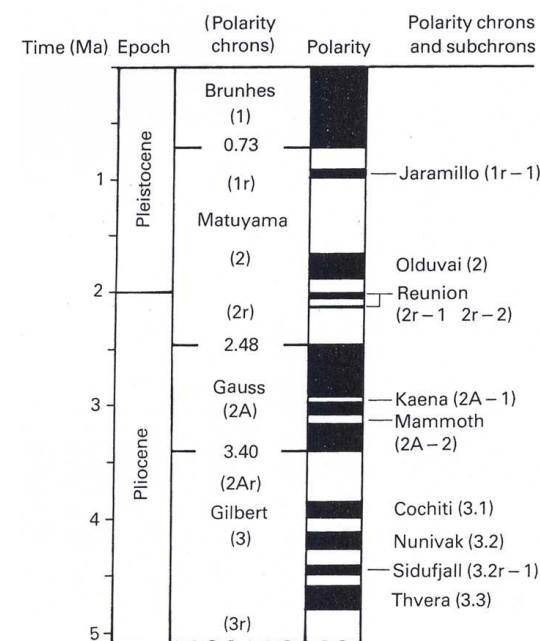
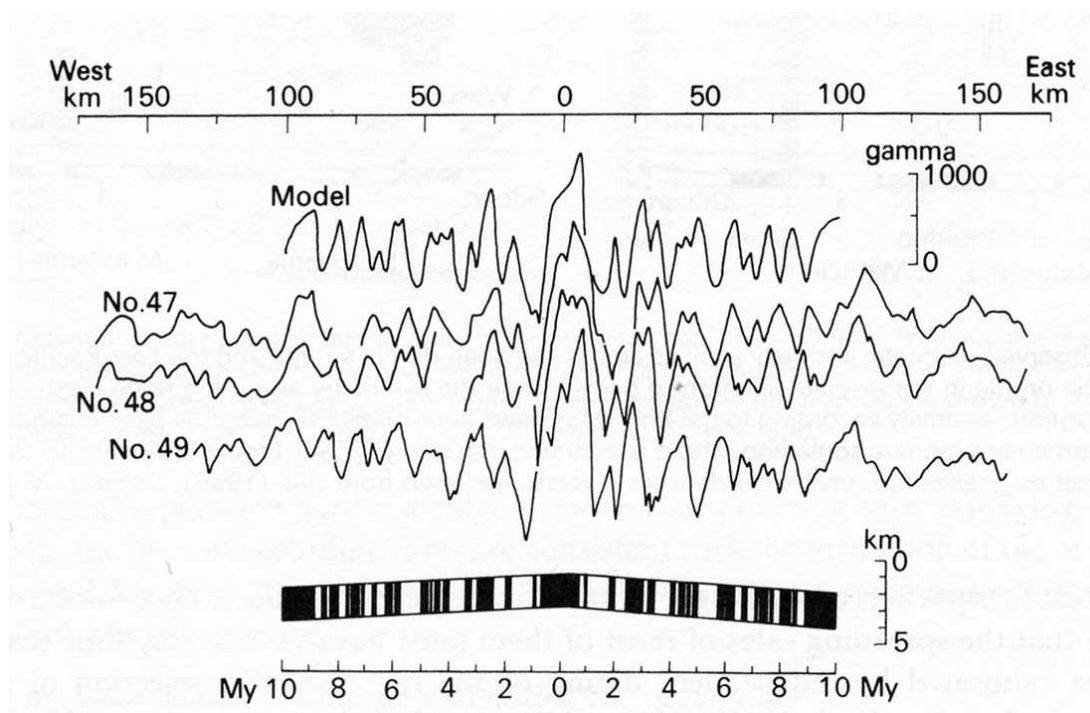


Las dorsales aparecen cuando dos placas oceánicas se separan, y una nueva corteza (basalto) se genera entre ambas. En la medida que nos distanciamos de la dorsal, la placa se enfría y tiene más densidad. Entonces se hunde y por eso los océanos tienen mayor profundidad lejos de las dorsales. Las placas se separan entre ~ 20 y ~ 120 milímetros cada año. También existen **fallas transformantes** en el mar, porque la separación se debe a una rotación por un polo (el polo de Euler) y entonces diferentes secciones de la misma dorsal se separan a diferentes velocidades.



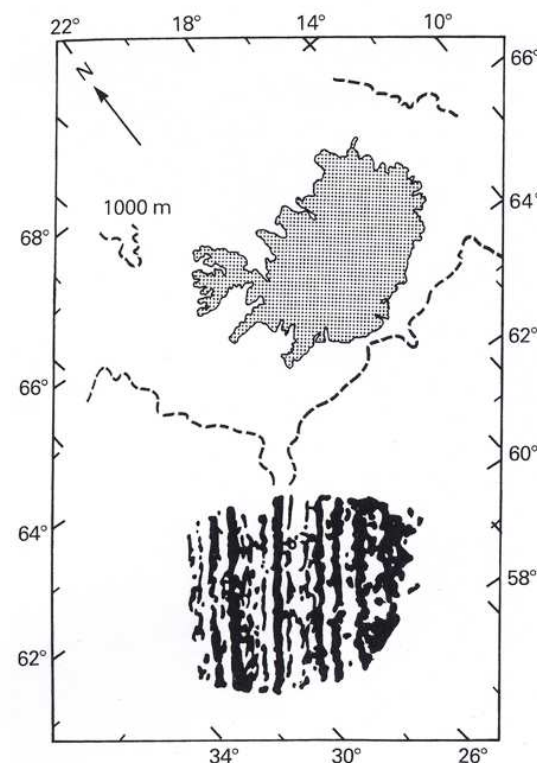
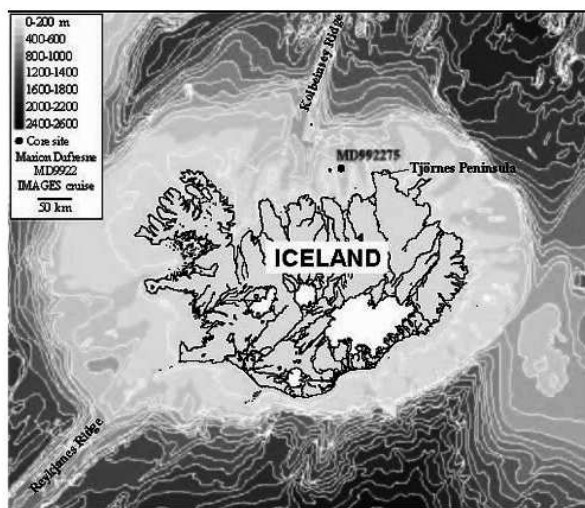
Las Rayas Oceánicas

El basalto de la nueva corteza oceánica tiene su magnetización del campo magnético de la Tierra cuando se enfría, entonces puede tener una magnetización inversa si se genera durante una época inversa. Se puede medir la magnetización de la corteza oceánica usando un barco equipado con un magnetómetro (midiendo la magnitud del campo total); y, haciendo una comparación con la escala de tiempo de polaridad magnética, saber la edad de la corteza oceánica.



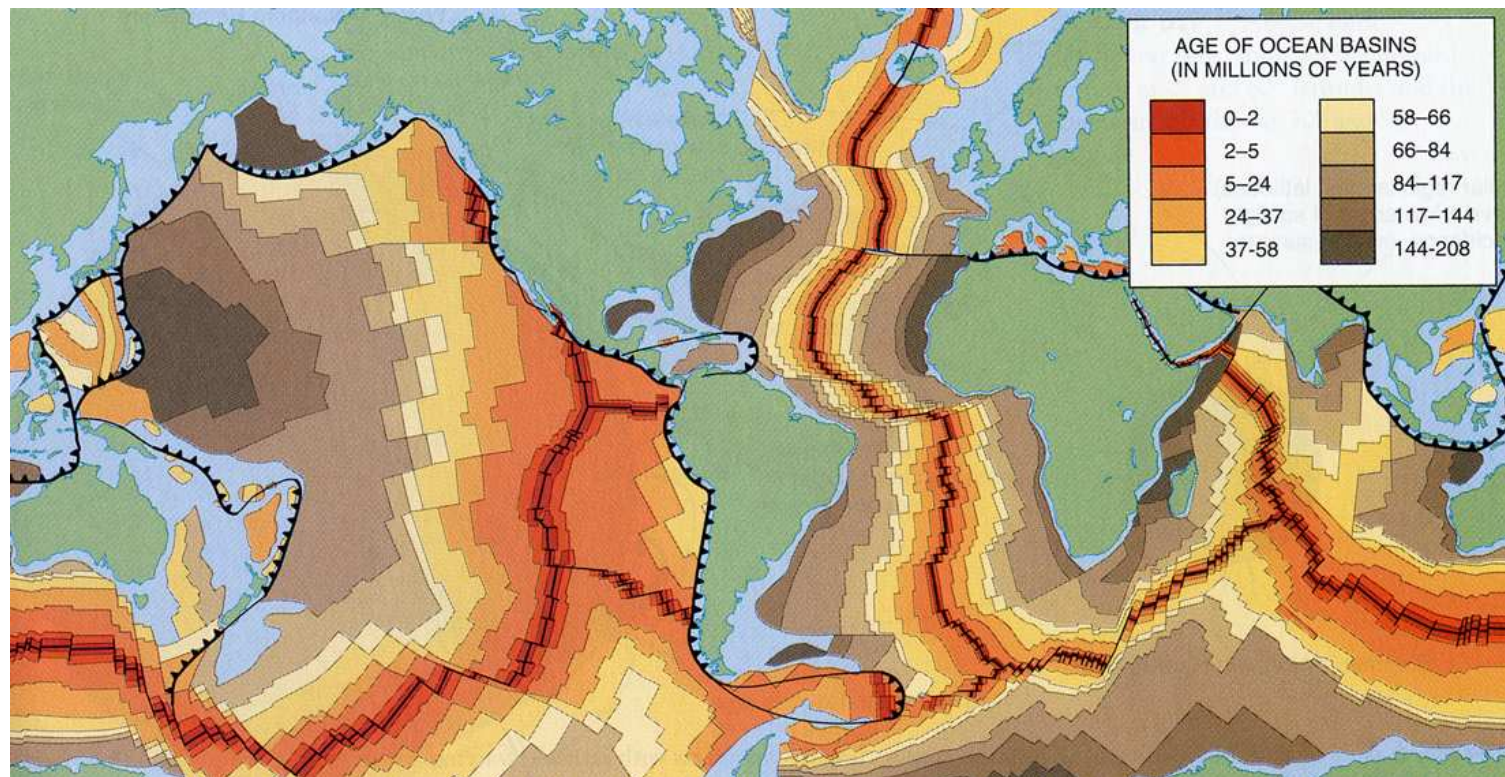
Las Rayas Oceánicas

Cuando se toman los datos usando un magnetómetro sobre un barco, se puede pintar negro las regiones donde el campo magnético tiene mayor magnitud (donde el basalto tiene la misma magnetización de hoy), y blanco las regiones donde el campo magnético tiene menor magnitud (donde el basalto tiene una magnetización opuesta en comparación al campo de hoy). Entonces, los mapas de la magnetización de los fondos oceánicos tienen rayas. Aquí se muestra la magnetización alrededor de la dorsal Atlántica, cerca de Islandia - note la simetría alrededor de la ubicación de la dorsal.



La Edad de la Corteza Oceánica

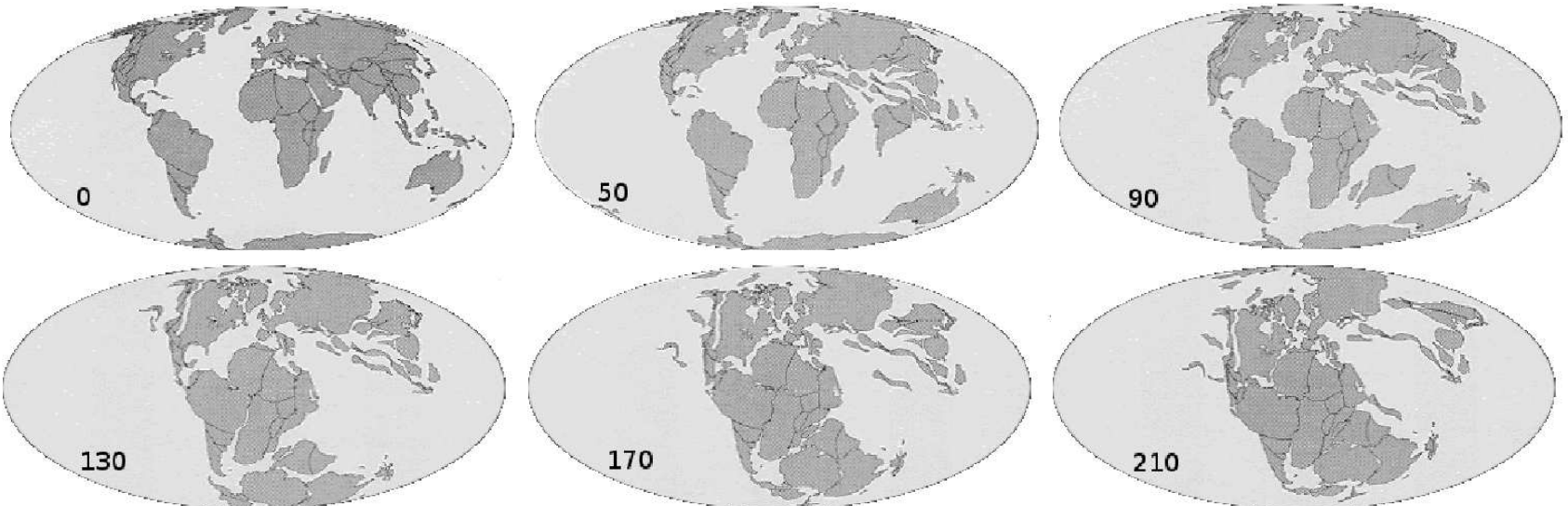
Si tomamos la ubicaciones de las rayas en el mar, y hacemos una comparación con la escala de tiempo de polaridad magnética, podemos obtener la edad de la corteza oceánica. La edad máxima de la corteza es ~ 200 Ma. Si queremos saber las posiciones de los continentes en los últimos 200 años, podemos poner la separación mostrada aquí al revés. Aquí se puede ver la separación de la litosfera en varias **placas tectónicas**. Más evidencia de eso es que hay terremotos en los bordes de las placas, pero eso es motivo de otra clase en sismología.



Los Continentes en el Pasado - 0 a 210 Ma

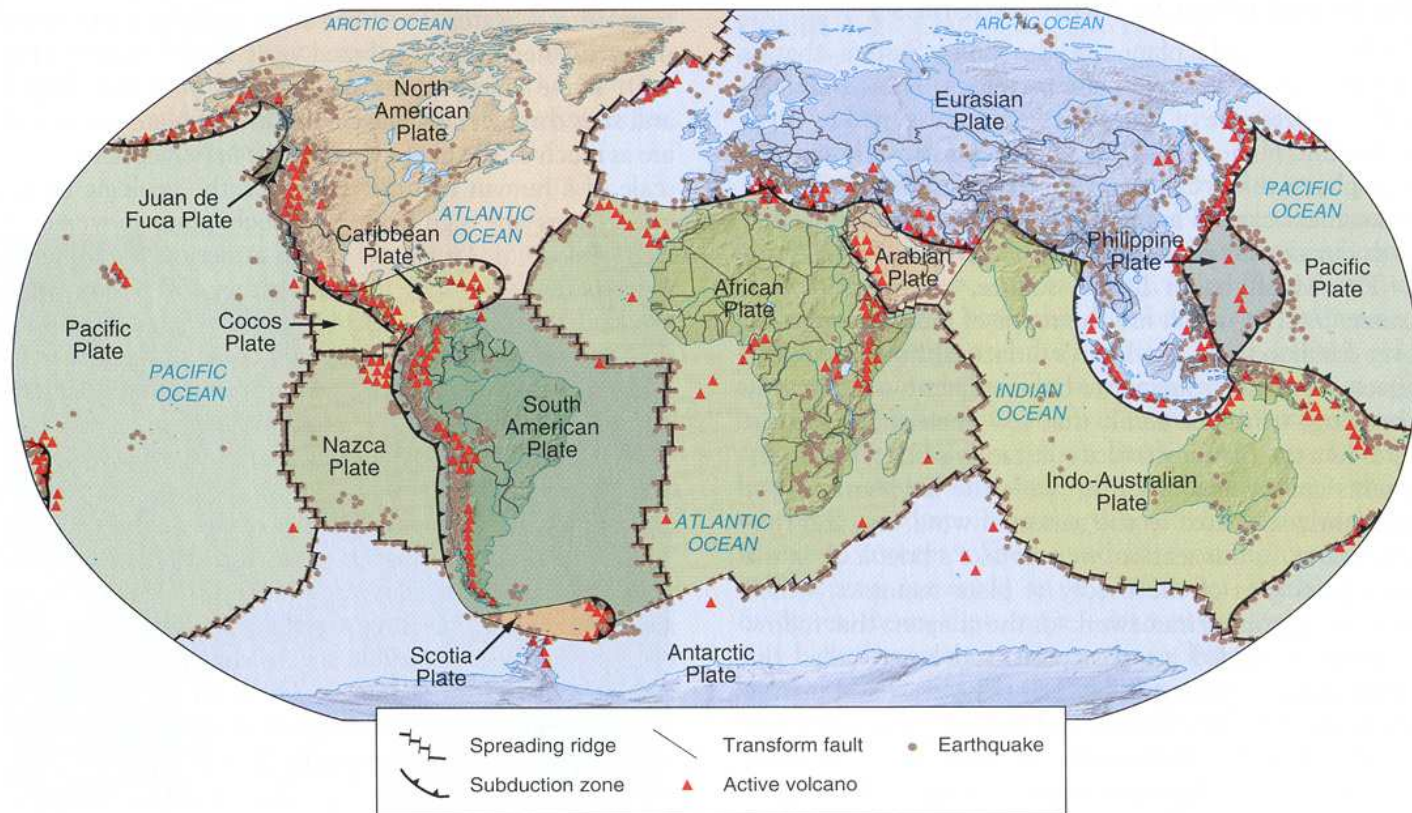
Usando el conocimiento de la edad de la corteza oceánica, podemos reconstruir las posiciones de los continentes en los últimos ~ 200 Ma con alta precisión. El número en cada gráfico es la edad de la configuración en Ma. Podemos ver:

- La formación del istmo de Panamá hace ~ 3 Ma.
- El choque entre India y Asia hace ~ 50 Ma (choque que formó los Himalaya).
- La separación de Madagascar de Africa y después de India.
- El supercontinente “Pangaea” existente hace ~ 200 Ma (cuando existió la planta *Glossopteris*).



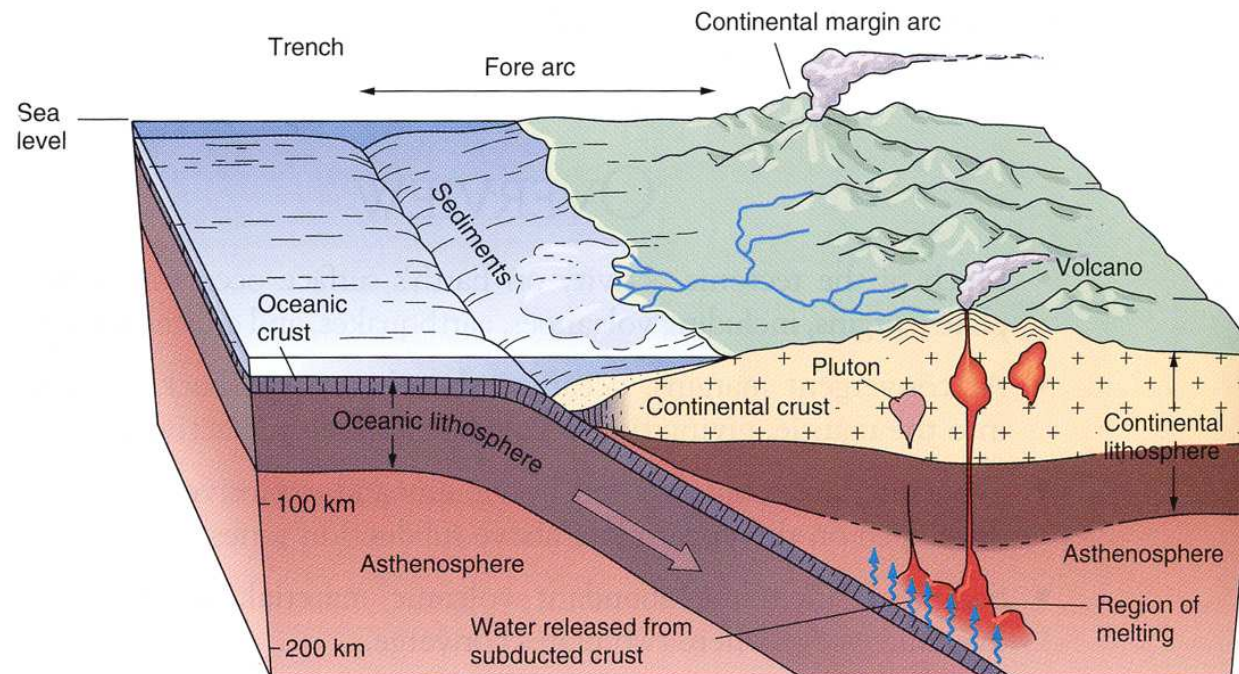
Placas y Volcanismo

¿Por qué la edad máxima de la corteza oceánica es solamente ~ 200 Ma (pequeña en comparación con la edad de la Tierra)? Si vemos la distribución de volcanes activos en la Tierra, formamos la teoría de **zonas de subducción** - donde la placa oceánica subduce bajo el continente y las partes de los océanos más antiguas se pierden en el manto. En la figura se ve también que existen volcanes activos dentro de placas; eso es debido a puntos calientes (hot spot volcanism).



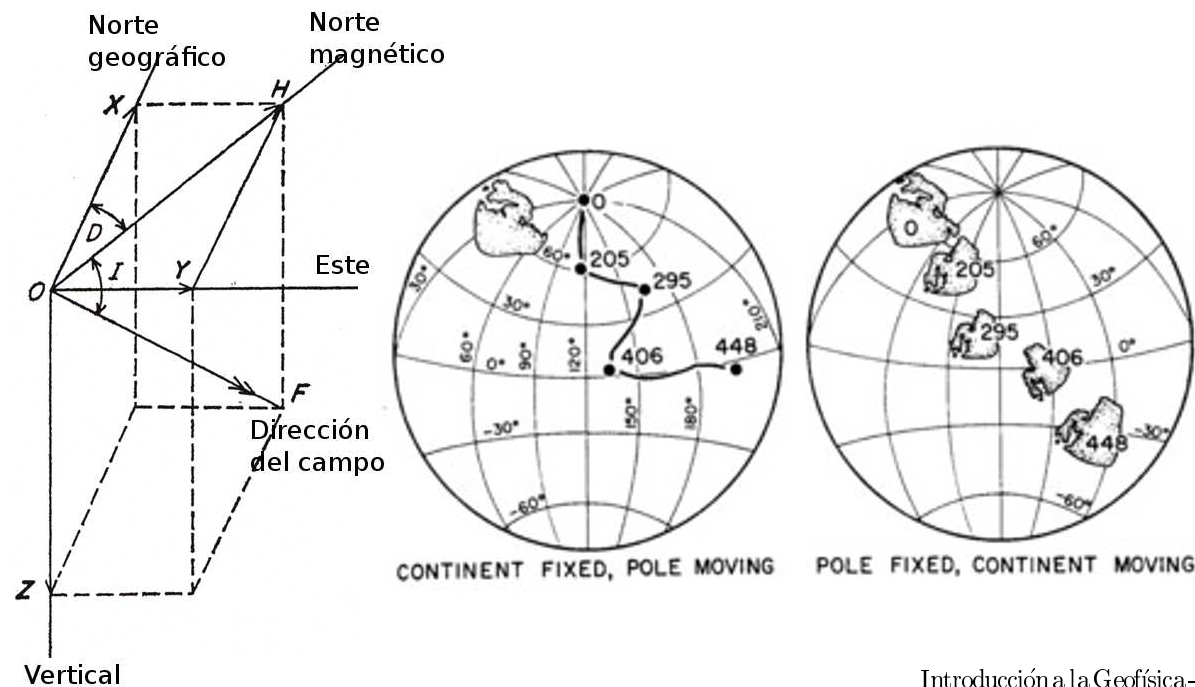
Zonas de subducción

Estas son regiones donde una placa del mar subduce bajo una placa continental. La placa del mar tiene mayor densidad así que es ella la que subduce en el manto. Hay deformación del continente, y se forman cadenas de montañas, como la de los Andes. Hay fricción entre las placas, produciendo **terremotos** entremedio de las dos placas. A una cierta profundidad, con una temperatura y presión específica, hay **generación de magma**, que puede subir debido a la liberación de agua de la corteza oceánica (y sedimentos marinos que subducen con la placa) para formar cadenas de **volcanes**. Las partes de los océanos con mayor profundidad están donde existe la fosa de subducción - donde se encuentran las dos placas en la superficie.



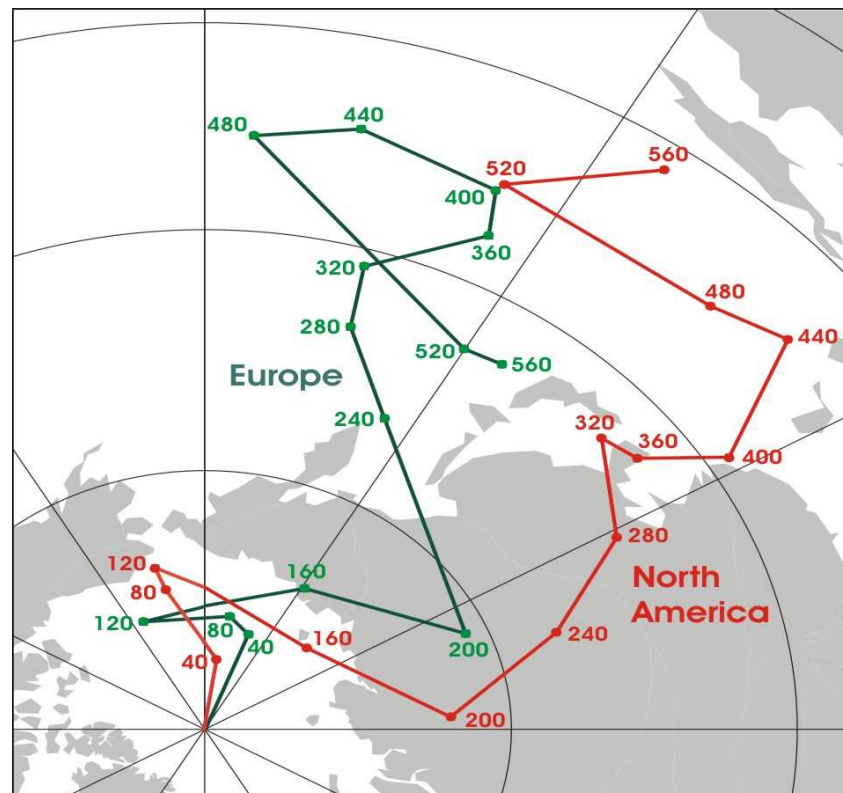
Paleopolos

Si las rayas magnéticas en los océanos solamente indican las posiciones de los continentes en los últimos ~ 200 Ma, ¿cómo podemos obtener información sobre sus locaciones más en el pasado? La respuesta, de nuevo, está en la magnetización de rocas. Usando la **inclinación** (I), podemos calcular la paleolatitud (latitud de la roca con respecto del polo magnético cuando se enfrió). También podemos medir la **declinación** (D) (ángulo entre el norte geográfico y la dirección de magnetización de la roca), y usar los dos ángulos para medir la posición del **paleopolo** - la posición del polo magnético cuando la roca se enfrió. Podemos ver que, relativo a los continentes, el paleopolo se mueve con tiempo; pero es importante saber que el movimiento es relativo, y actualmente son los continentes los que se están moviendo con el tiempo.



Movimiento de Polos entre dos Continentes

Tomando datos de distintos continentes, podemos ver movimiento relativo entre la posición de los paleopolos de diferentes continentes, lo que significa que los continentes tienen movimiento relativo entre ellos. Con eso podemos extrapolar las posiciones de los continentes hacia tiempos mayores de 200 Ma. La figura muestra el movimiento de los paleopolos de dos continentes. Si ellos no tienen movimiento relativo significa que los caminos del paleopolo serán iguales, pero aquí vemos que Europa y Norteamérica no están conectados y tienen movimiento entre ellos en los últimos 560 Ma.

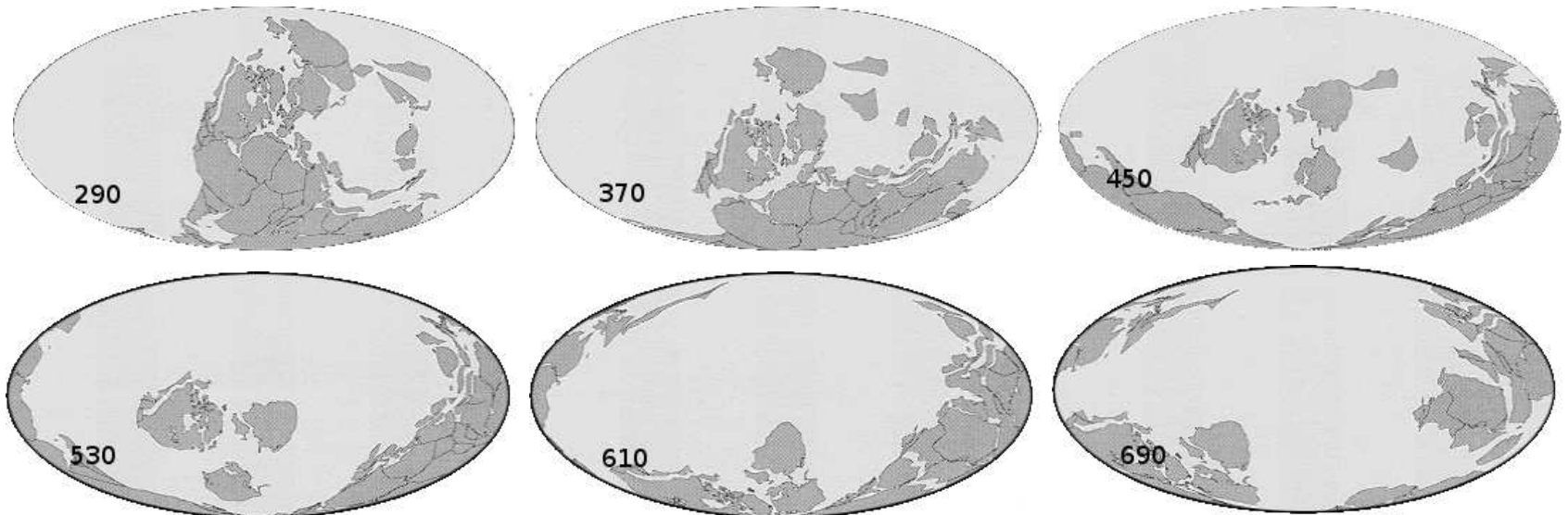


Los Continentes en el Pasado - 210 a 690 Ma

Usando el conocimiento del movimiento de paleopolos entre las placas, podemos reconstruir las posiciones de los continentes a tiempos mayores que 200 Ma. Usando $\tan I = 2 \tan \lambda$, sabemos la paleolatitud de la roca, pero la paleolongitud no es conocida, así que hay menor precisión usando este método, y siempre es necesario adivinar las longitudes exactas de los continentes. El número en cada gráfico es la edad de la configuración en Ma.

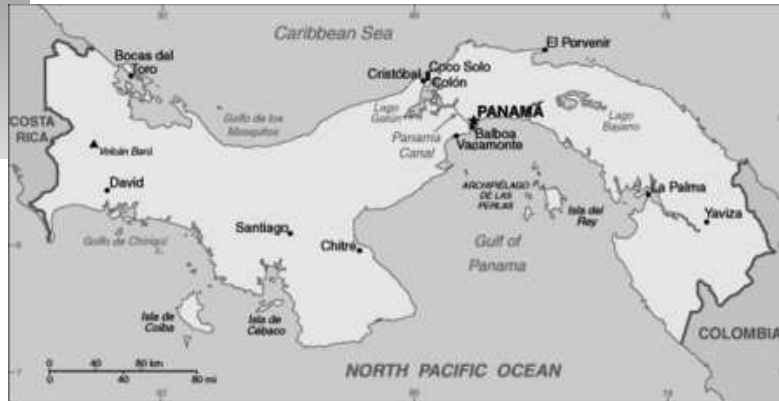
Con algunas configuraciones tectónicas, no hay transferencia de calor del Ecuador a los polos, así las condiciones del clima son más favorables para una época de hielo. Podemos ver eso hoy en día con el aislamiento de Antártica debido a la configuración tectónica.

Para más información visite <http://www.scotese.com/climate.htm>



Impacto sobre Flora y Fauna

Las tectónicas cambian el flujo de animales entre continentes:



Istmo de Panamá: Este istmo se formó recién, hace ~ 3 Ma. Cuando se formó hubo un intercambio de flora y fauna entre Norte y Sur (gatos, perros, caballos etc. del Norte al Sur, y armadillos, etc. del Sur al Norte). Eso se puede notar en los registros fósiles.



Madagascar: Separación con Africa ~ 165 Ma; Separación con India ~ 90 Ma. Hay evolución de nuevas especies de animales en Madagascar en los últimos 90 Ma. Eso se puede notar en los registros fósiles.



GPS y Placas Tectónicas



Con GPS (Global Positioning System), hoy día tenemos el campo de velocidad de las placas (y dentro de las placas). Aquí los vectores muestran la velocidad de las estaciones (note que todo es relativo). Podemos ver que los movimientos de los continentes parecen rotaciones alrededor de un polo. Hay una estación de geodesia, que incluye GPS, en la Universidad de Concepción: TIGO (www.tigo.cl)

