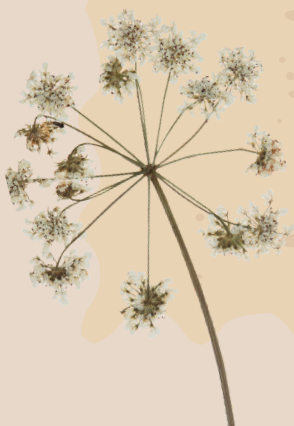




Estrutura e dinámica da Terra

- 1. Que é a xeoloxía?*
- 2. Métodos de estudo do interior da Terra*
 - 2.1. Métodos directos*
 - 2.2. Métodos indirectos*
 - 2.3. O método sísmico*
- 3. Estrutura interna da Terra*
 - 3.1. Modelo xeoquímico*
 - 3.2. Modelo xeodinámico*
- 4. Tectónica de placas*
 - 4.1. Teoría da deriva continental*
 - 4.2. Teoría da extensión do fondo oceánico*
 - 4.3. Fundamentos da teoría da tectónica de placas*
 - 4.4. As placas litosféricas*
 - 4.5. As interaccións entre as placas*
 - 4.6. Puntos quentes: fenómenos intraplaca*
 - 4.7. Evolución da litosfera: ciclo de Wilson*
 - 4.8. O motor das placas*
 - 4.9. Probas a favor da tectónica de placas*



1. Que é a xeoloxía?

A Xeoloxía é a ciencia que estudia a composición, estrutura, dinámica e historia da Terra, incluíndo os seus recursos naturais (enerxía, minerais, auga...), así como os procesos que repercuten na súa superficie e, por tanto, no medioambiente.

A Xeoloxía é unha disciplina complexa con múltiples ramas de especialización.

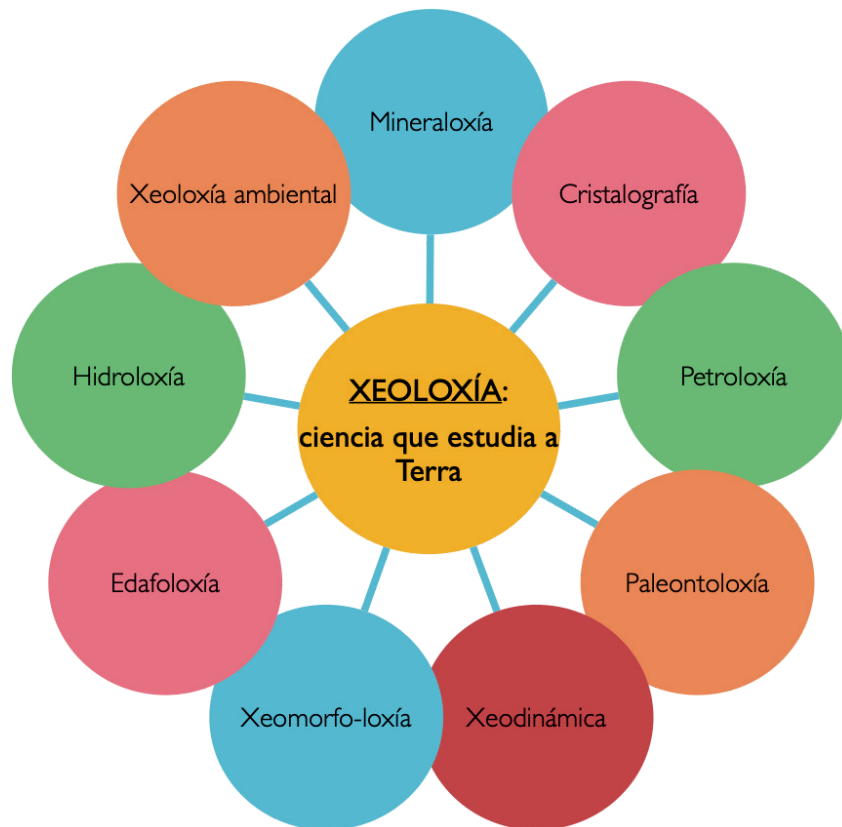


Figura 1. Esquema coas principais disciplinas que abarca a Xeoloxía.

2. Métodos de estudo do interior da Terra

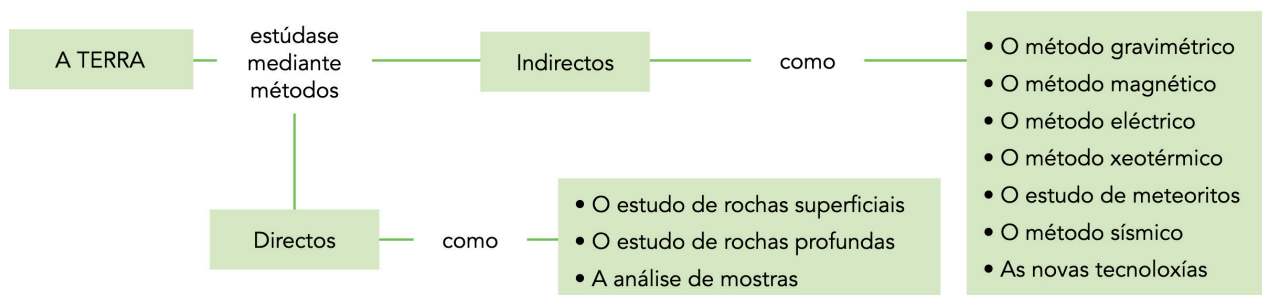


Figura 2. Principais métodos de estudo da Terra

2.1. Métodos directos

Os métodos directos baséanse en observacións e probas que se aplican sobre as zonas accesibles da xeosfera ou sobre mostras de rochas destas zonas.

Entre estes métodos atópanse os seguintes:

- Estudo de rochas superficiais. A observación directa das rochas superficiais permite deducir os procesos que as afectaron no pasado, como as deformacións, o metamorfismo ou a modelaxe. Pódense observar mesmo rochas de zonas profundas do interior terrestre que afloraron á superficie polos volcáns, ó seren expostas pola erosión ou en zonas de impactos de grandes meteoritos.
- Estudo de rochas profundas. Os científicos puideron acceder ó interior da xeosfera a través de escavacións das minas ou realizando sondaxes mediante trades tubulares. Este método só achega datos directos de ata uns 13 km de profundidade, pero permite tomar mostras de rochas ou medir a temperatura desas zonas profundas.
- Análise de mostras no laboratorio. As mostras de rocha poden ser sometidas a probas físicas e químicas ou poden ser cortadas e observadas co microscopio petrográfico. Estes estudos achegan datos sobre a composición e o proceso de formación das rochas.

2.2. Métodos indirectos

Os métodos indirectos son os que empregan diferentes técnicas para obter información sobre a estrutura e composición do interior terrestre. O máis importante é o método sísmico, pero existen outros que tamén teñen relevancia no coñecemento do interior do noso planeta.

- Método gravimétrico. Compara o valor real da gravidade nun punto, medido cun gravímetro, co valor teórico, calculado mediante a lei da gravitación universal. Esta medida permite detectar variacións locais do campo gravitatorio, as denominadas anomalías gravimétricas. As anomalías positivas, é dicir, os valores reais son superiores aos teóricos, indican a presenza de rochas máis densas ou compactas. As anomalías negativas, valores de gravidade inferiores aos teóricos, suxiren rochas pouco densas ou fundidas. Este método utilízase na busca de xacementos de petróleo, gas, minerais ou augas subterráneas.
- Método magnético. Baséase en detectar anomalías magnéticas ou variacións do campo magnético local debidas á presenza de xacementos de rochas ou minerais magnéticos.
- Método xeotérmico. A Terra conserva no seu interior parte da calor producida durante a súa formación e xera moita máis pola desintegración de elementos radioactivos presentes no seu interior. Esta calor irradíase ó exterior como un fluxo xeotérmico que pode detectarse na superficie terrestre e non é igual en todas as zonas da Terra. Nas rexións nas que o fluxo é máis elevado suponse que a codia é máis delgada ou que hai rochas moi quentes procedentes do manto profundo. As rexións con menos fluxo corresponden a zonas cunha codia moi grosa, como as masas continentais antigas.
- Estudo dos meteoritos. Este método parte da hipótese de que estes corpos son os fragmentos dun protoplaneta semellante á Terra que desenvolveu capas durante a súa formación pero que se disgregou debido a un grande impacto. Se isto é así, a composición dos meteoritos podería dar pistas acerca da composición das capas terrestres.

2.3. O método sísmico

O método sísmico baséase na análise da velocidade de propagación das ondas sísmicas para explorar o interior terrestre. Estas son ondas elásticas que se xeran como consecuencia da liberación súbita da enerxía almacenada en rochas sometidas a presión.

As ondas clasifícanse en función da forma de oscilación das partículas respecto á dirección de propagación:

- **Ondas P:** son as primeiras en ser rexistradas polos sismógrafos, polo que se propagan a gran velocidade. Son ondas lonxitudinais, que se propagan na mesma dirección en que se moven as partículas. A súa propagación depende da compresibilidade do material. Dado que os corpos gasosos, líquidos e sólidos se poden comprimir propáganse por calquera tipo de material.
- **Ondas S:** son máis lentas que as P polo que se reciben máis tarde nos sismógrafos. Son ondas transversais, é dicir, propáganse perpendicularmente ao movemento das partículas. O seu comportamento depende da elasticidade do medio, e dado que unicamente os sólidos teñen propiedades elásticas implica logo que só se propagan en medios sólidos.
- **Ondas superficiais:** cando as ondas S ou P chegan á superficie, xéranse este tipo de ondas, que son as causantes das destrucións dos edificios, pontes, etc. Como só se propagan pola superficie, non aportan datos do interior terrestre.

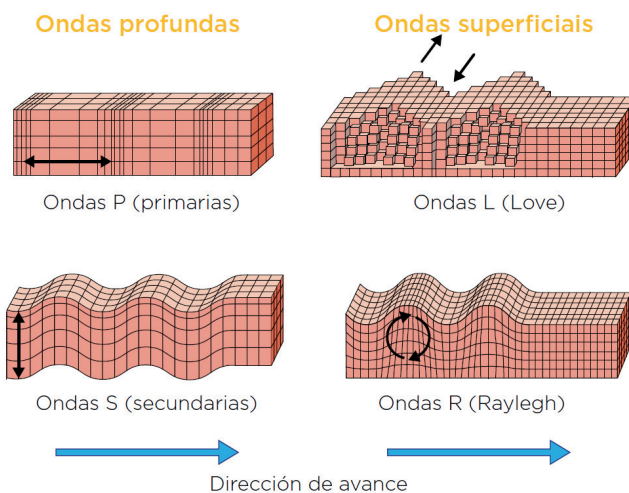


Figura 3. Forma de propagación dos diferentes tipos de ondas sísmicas

Algunhas características da propagación das ondas sísmicas son:

- A velocidade de propagación das ondas aumenta ao facelo a densidade e a rixidez dos materiais que atravesan.
- Ao atravesar unha capa cunha composición uniforme, a velocidade de propagación aumenta coa profundidade, pois, a maior presión, os materiais son máis densos.
- Cando as ondas inciden na superficie de separación de dous medios de composición diferente, cambian a súa traxectoria e a súa velocidade ao refractarse ou reflectirse.

O rexistro da traxectoria das ondas P e S permitiu comprobar que hai superficies do interior terrestre onde se producen variacións bruscas (descontinuidades) na velocidade de propagación das ondas. Estas descontinuidades reflicten cambios nos materiais que atravesan, proporcionando información sobre o interior da Terra.

As principais descontinuidades levan o nome dos seus descubridores: Mohorovicic (a uns 5-70 km de profundidade), Repetti (a 670 km), Gutenberg (a 2.900 km) e Wiechert-Lehmann-Jeffreys (a 5.100 km).

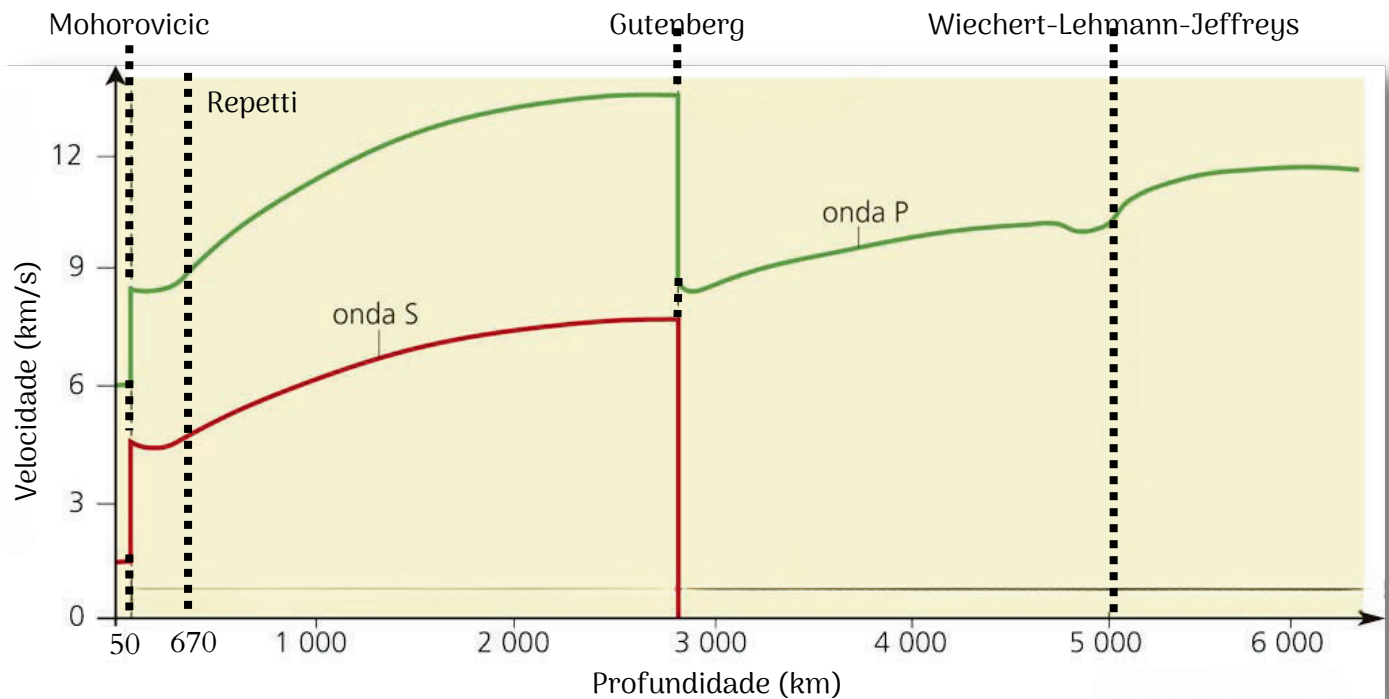


Figura 4. Gráfica da velocidade de propagação das ondas sísmicas respecto á profundidade no interior terrestre.

- **Descontinuidade de Mohorovicic.** Localízase a uns 50 km de profundidade media (a uns 70 km baixo as grandes cordilleiras e entre 5 e 10 km nos fondos oceánicos). Nela, as ondas sísmicas aumentan de velocidade, indicando a presenza de materiais máis densos.
- **Descontinuidade de Repetti.** Encóntrase arredor dos 670 km de profundidade. A partir desta descontinuidade, prodúcese un aumento gradual da velocidade das ondas sísmicas, indicando a existencia de materiais de composición homoxénea que incrementan a súa densidade conforme aumenta a profundidade debido ó efecto da presión á que están sometidos os materiais.
- **Descontinuidade de Gutenberg.** Localízase a 2.900 km de profundidade. Nela, as ondas P diminúen a súa velocidade de forma brusca, mentres que as ondas S deixan de propagarse. Estes cambios indican a presenza dunha capa fluída.
- **Descontinuidade de Weichert-Lehmann-Jeffreys.** Sitúase a uns 5.100 km de profundidade. Nela prodúcese un aumento da velocidade das ondas P, compatible coa transición a unha capa sólida.

3. Estrutura interna da Terra

Existen dous modelos para describir a estrutura terrestre: modelo xeoquímico (estático ou composicional) e o modelo dinámico.

3.1. Modelo xeoquímico

Este modelo establece a división do interior terrestre en 3 capas concéntricas (codia, manto e núcleo), que se poden diferenciar na composición química das rochas que as forman.

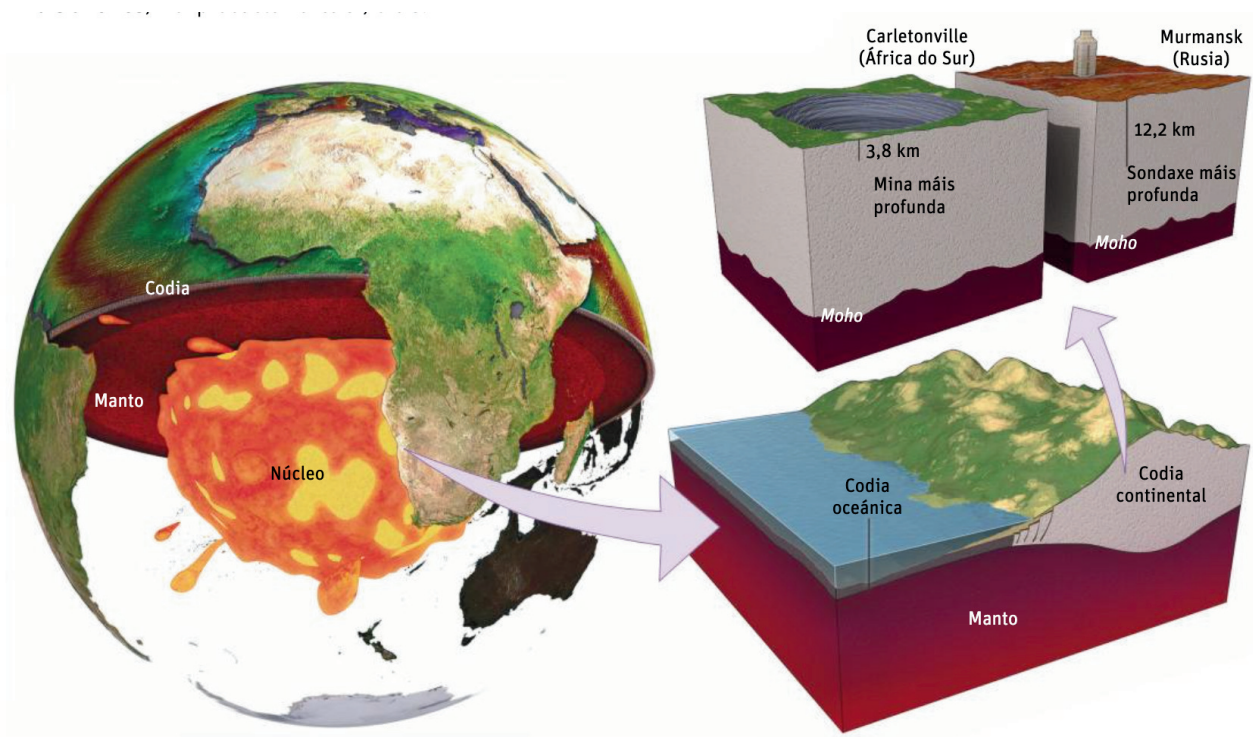


Figura 5. Modelo xeoquímico do interior da Terra

CODIA

É a capa máis externa, a menos densa e, comparativamente, a máis delgada. Trátase dunha capa moi heteroxénea, especialmente en sentido horizontal, onde poden distinguirse dous tipos de codia:

- Codia continental. Comprende os continentes emerxidos e as partes mergulladas destes (plataforma continental). Está formada por rochas pouco densas, entre as que o granito é a máis representativa. Na súa metade inferior predominan as rochas metamórficas e entre elas sitúanse grandes intrusións de rochas magmáticas. Na zona máis superficial abundan os sedimentos e as rochas sedimentarias. Neste tipo de codia distínguense dúas zonas:
 - Cratóns: zonas planas, erosionadas, sen relevo, nin actividade tectónica. Son as zonas máis antigas dos continentes.
 - Oróxeños: rexións formadas polas cordilleiras en lugares xeoloxicamente activas. Son as zonas máis modernas das zonas continentais.
- Codia oceánica. Constitúe a maior parte dos fondos oceánicos. É moito máis delgada, máis densa e máis homoxénea ca continental. A rocha máis representativa é o basalto, orixinado maioritariamente pola actividade das dorsais oceánicas. A codia oceánica é máis nova ca terrestre. Está estratificada en tres niveis: unha capa de sedimentos superficial, unha capa de basaltos debaixo dela e, por último, unha capa profunda de gabros.

MANTO

É a capa intermedia da xeosfera, estendéndose desde a discontinuidade de Mohorovicic ata a de Gutenberg. Está formado fundamentalmente por peridotitas, rochas plutónicas de maior densidade que as rochas da codia.

NÚCLEO

É a capa máis profunda da Terra e abrangue a rexión comprendida entre a discontinuidade de Gutenberg e o centro do planeta (a 6371 km de profundidade). É unha capa moi densa, formada maioritariamente por ferro, xunto con níquel e xofre en menor proporción. A temperatura e presión á que están sometidos estes materiais son moi elevados.

3.2. Modelo xeodinámico

Este modelo establece a división do interior terrestre en varias capas (litosfera, manto sublitosférico, mesosfera e endosfera) en función das características físicas (estado físico e comportamento mecánico) dos materiais que as forman.

LITOSFERA

É a capa máis externa e a máis ríxida; está formada pola codia e a parte superior do manto. É unha capa formada por rochas en estado sólido con comportamento ríxido que está dividida en fragmentos chamados placas litosféricas. O seu grosor varía en función do tipo de codia que a forme; así, diferénciase entre litosfera continental (máis grosa) e litosfera oceánica (máis delgada).

MANTO SUBLITOSFÉRICO (MANTO SUPERIOR)

Esténdese desde a base da litosfera ata a discontinuidade de Repetti. O seu espesor varía en función do tipo de litosfera baixo a que se sitúa, sendo maior baixo a litosfera oceánica e menor baixo a litosfera continental. O manto sublitosférico está formado por rochas en estado sólido con comportamento plástico e deformable.

MESOSFERA (MANTO INFERIOR)

Abrangue desde a discontinuidade de Repetti ata a de Gutenberg. Está formado por rochas máis densas pero que manteñen o seu comportamento plástico debido a que as condicións de presión e temperatura son o suficientemente elevadas.

Na base do manto, limitando co núcleo, atópase a capa D'', formada polo que se coñece como os 'pousos do manto', é dicir, materiais de maior densidade que caeron ata o fondo do manto. Estes materiais, en contacto co núcleo quecen e orixinan penachos quentes que ascenden ata a litosfera atravesando o resto de materiais do manto.

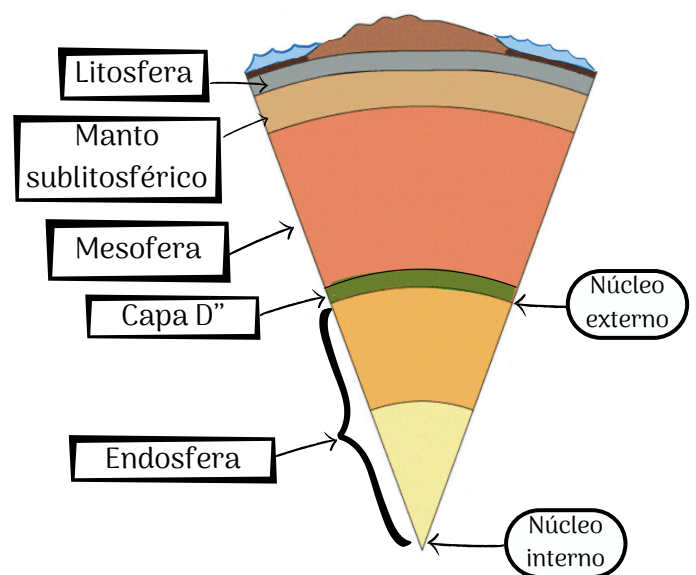


Figura 6. Modelo dinámico do interior da Terra

ENDOSFERA

É a capa máis interna da xeosfera, coincidente co núcleo do modelo xeoquímico. Está dividida en dúas capas:

- Núcleo externo. Sitúase entre as discontinuidades de Gutenberg e a de Wiechert-Lehman-Jeffreys. Os materiais que a compoñen atópanse en estado líquido, como se deduce do comportamento das ondas sísmicas nesta rexión. No seu seo fórmanse correntes de convección de material ascendente quente que arrefría e descende, quentándose de novo, provocando un movemento cíclico moi rápido.
- Núcleo interno. Abrangue o espazo comprendido entre a discontinuidade de Wiechert-Lehman-Jeffreys ata o centro da xeosfera. Trátase dunha esfera metálica que se atopa en estado sólido a pesar da elevada temperatura debido á enorme presión á que están sometidos os materiais que o conforman. O movemento desta esfera metálica respecto a un núcleo externo fluído, xera a corrente de electróns responsable do campo magnético terrestre.

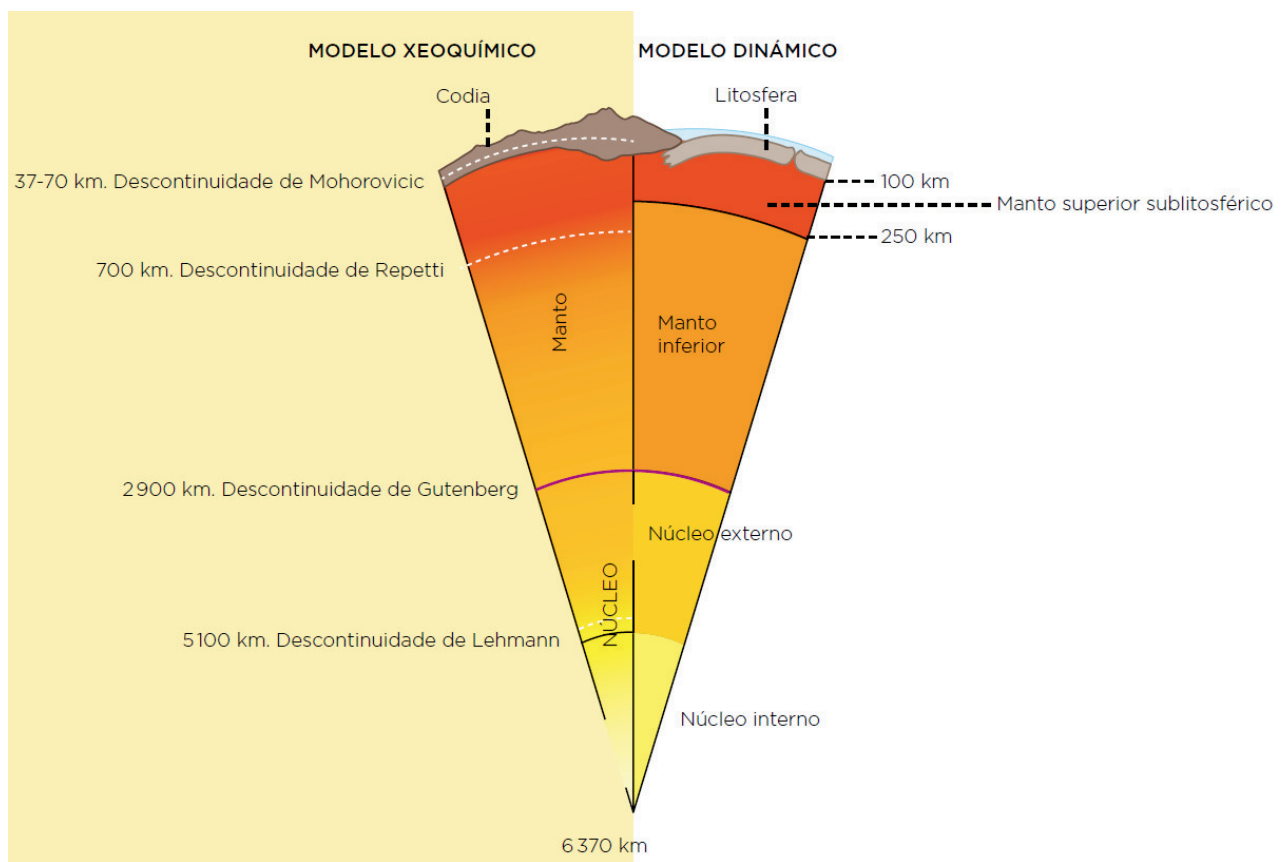


Figura 7. Comparación entre os dous modelos da estrutura interna da xeosfera

4. Tectónica de placas

A tectónica de placas é unha teoría global que explica de forma conxunta os grandes fenómenos xeolóxicos: a expansión do fondo dos océanos, a deriva continental, o vulcanismo, a sismicidade, a formación de montañas e xacementos minerais, etc.), motivados por unha causa común: a calor interna da Terra xunto coa enerxía potencial gravitatoria.

4.1. Teoría da deriva continental

Proposta por Alfred Wegener, esta teoría defende que hai uns 300 m.a. todos os continentes estaban reunidos nun único supercontinente, Panxea, rodeado por un único océano, Panthalasa, cun entrante ocupado polo Mar de Tethys. Este supercontinente comezaría a fracturarse hai aproximadamente 200 m.a dando lugar a continentes máis pequenos que se desprazaron desde entón ata acadar a posición que se observa na actualidade.

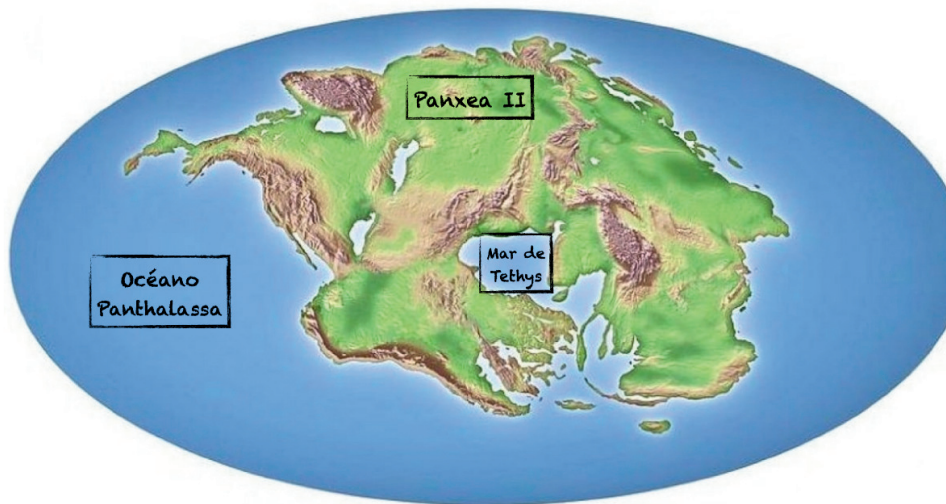


Figura 8. Representación de Panxea xunto coas augas oceánicas que a rodeaban.

Para apoiar a súa teoría, Wegener proporcionou catro tipo de probas: xeográficas, xeolóxicas, paleoclimáticas e paleontolóxicas.

PROBAS XEOGRÁFICAS

Os continentes actuais parecen encaixar case perfectamente nos seus límites. Actualmente, sábese que a correspondencia é moito mellor a nivel da plataforma continental, a parte mergullada do continente, e atribúense as imperfeccións aos procesos erosivos.

PROBAS XEOLÓXICAS

Wegener, analizando diversas estruturas xeolóxicas a ambos os dous lados do Atlántico, puido constatar que estas estruturas xeolóxicas eran similares, con rochas do mesmo tipo e idade.

PROBAS PALEOCLIMÁTICAS

Wegener, que era meteorólogo de profesión, sinalou a existencia de depósitos glaciarios (tillitas) da mesma antigüedad en lugares como Antártida, a India ou Australia que hoxe teñen latitudes moi diferentes. Se permanecesen na súa posición actual, logo non terían o mesmo clima no pasado.

PROBAS PALEONTOLÓXICAS

Wegener deduciu que a distribución xeográfica de especies fósiles, xa extintas, en diferentes zonas continentais afastadas na actualidade apoiaban a idea de que estas zonas continentais estivesen unidas no período da historia xeolóxica no que habitaron estes organismos.

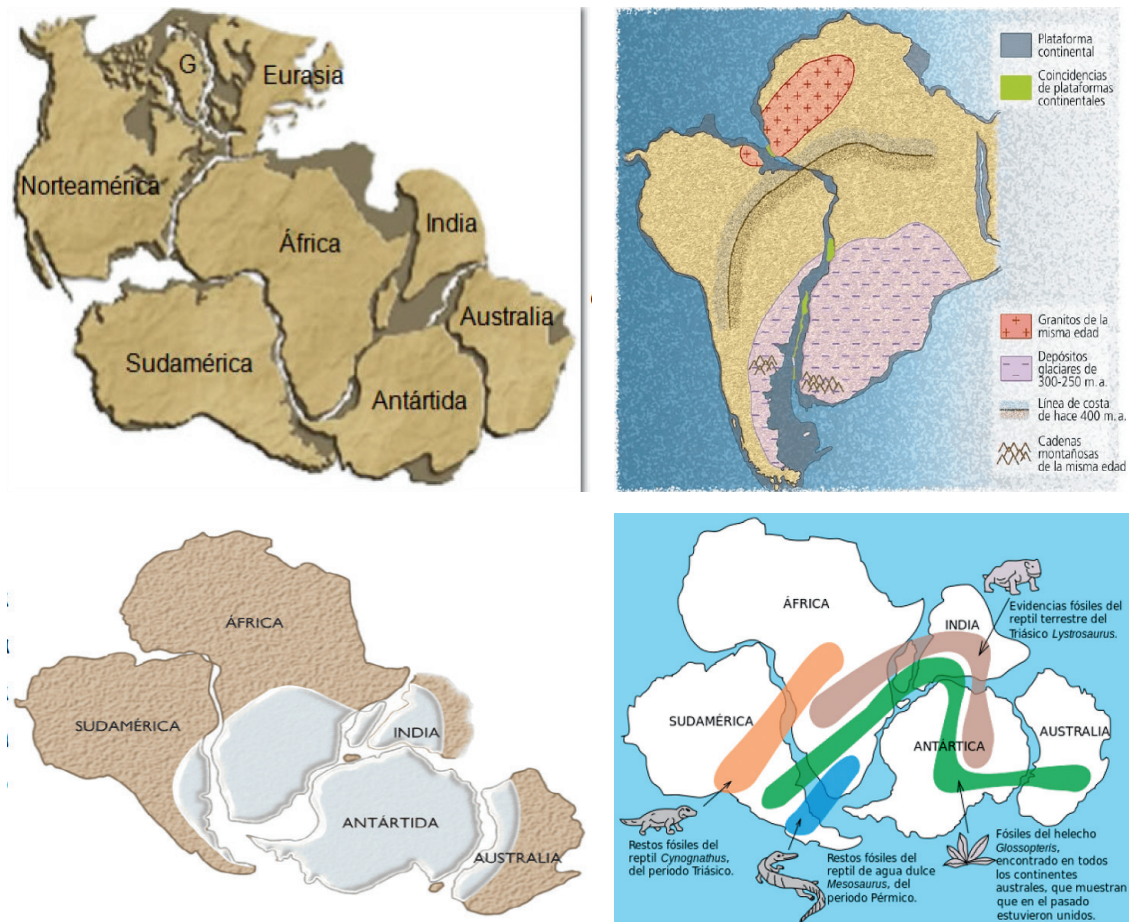


Figura 9. Probas aportadas por Wegener para apoiar a súa teoría da deriva continental. **(arriba esquerda)** Probas xeográficas. Os continentes e plaformas continentais actuais encaixan como as pezas dun crebacabezas. **(arriba dereita)** Probas xeolóxicas. As cadeas montañosas orientadas E-W que atravesan Sudáfrica continúan preto de Bos Aires; estratos tan característicos do sistema Karoo en Sudáfrica son idénticos ós do sistema de Santa Catarina en Brasil. **(abaixo esquerda)** Probas paleoclimáticas. Atopáronse depósitos glaciarios en lugares afastados e situados en zonas climáticas incompatibles con esa contorna na actualidade. **(abaixo dereita)** Existen fósiles dos mesmos seres vivos terrestres en lugares afastados na actualidade que, validando a teoría da evolución, só poderon existir en todos eses lugares simultaneamente presupondo unha continuidade das zonas emerxidas.

4.2. Teoría da extensión do fondo oceánico

Harry Hess propuxo que as dorsais oceánicas forman nova codia oceánica como resultado do ascenso de magma e esta extensión dos fondos mariños a ambos lados da dorsal é a responsable do movemento dos continentes.

Esta teoría apoíase nas seguintes probas experimentais: presenza de dorsais oceánicas, idade da codia oceánica, paleomagnetismo e existencia de aliñacións de illas volcánicas.

DORSAIS OCEÁNICAS

Son cordilleras submariñas presentes no centro de todos os océanos da Terra. Presentan ladeiras amplas que culminan en grandes cristas, separadas por unha depresión que é o val central ou rift. Nesta rexión da dorsal prodúcese abundantes fenómenos sísmicos e volcánicos que diminúen conforme nos alonxamos da dorsal. O eixe das dorsais atópase fracturado por un gran número de fallas sobre as que desprazan lateralmente os seus segmentos.

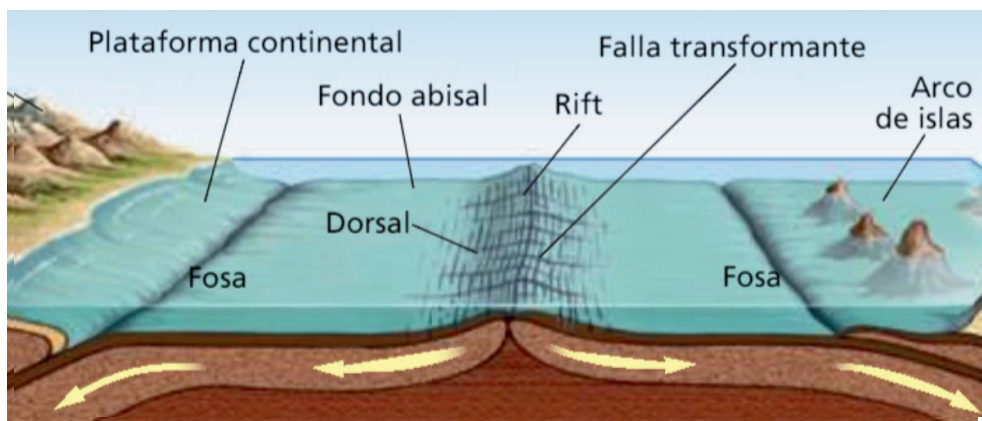


Figura 10. Estrutura dunha dorsal oceánica

IDADE DOS OCÉANOS

As rochas das dorsais oceánicas son rochas volcánicas moi xoves formadas a partir da lava expulsada na dorsal. As rochas dos solos oceánicos son tamén relativamente xoves, non atopándose rochas de máis de 180 m.a. Ademais, a idade das rochas aumenta de forma simétrica a ámbolos dous lados da dorsal. Tamén se observa unha distribución simétrica dos sedimentos, practicamente inexistentes na dorsal e aumentando en espesor a medida que nos alonxamos dela.

PALEOMAGNETISMO

Sábase que o campo magnético terrestre sufriu inversións da polaridade ó longo do tempo xeolóxico. Estes cambios de polaridade quedaron rexistrados nas rochas do fondo mariño ó orientarse os minerais magnéticos como a magnetita no proceso de formación das rochas.

Cando se estudia a polaridade do magnetismo das rochas nos fondos oceánicos, obsérvanse bandas de polaridade alterna, cunha distribución simétrica a ámbolos lados da dorsal.

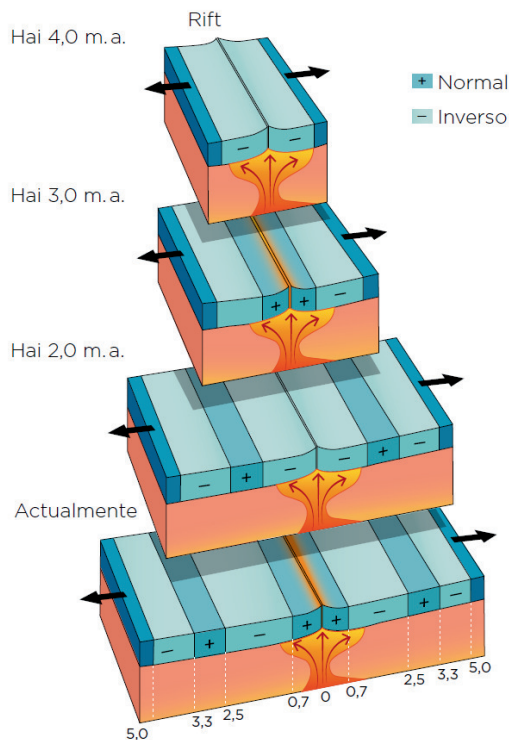


Figura 11. O paleomagnetismo revela a existencia de bandas simétricas de magnetismo de polaridade alterna a ámbolos lados da dorsal.

ALIÑAMENTO DAS ILLAS VOLCÁNICAS

Existen arquipélagos de illas volcánicas formados en metade dos océanos polo ascenso e pola solidificación de magma en puntos concretos da litosfera oceánica. Un exemplo deste tipo de arquipélagos constitúeno as illas hawaianas.

Cando se estuda a disposición das illas e a idade das rochas que as forman, vese que as illas se aliñan, dunha forma ordenada, segundo a idade dos materiais. Ademais, a actividade volcánica e a sísmica unicamente se observan nas illas máis novas e non nas que presentan materiais máis antigos.

4.3. Fundamentos da teoría da tectónica de placas

A teoría da tectónica de placas fundaméntase nas seguintes premisas:

- A litosfera atópase fragmentada nunha serie de placas litosféricas ou tectónicas.
- As placas litosféricas, máis rixidas e lixeiras, móvense lentamente sobre un manto sublitosférico máis denso e plástico, impulsadas pola enerxía térmica do interior terrestre e a gravidade.
- Ó moverse as placas litosféricas, teñen lugar interaccións nos seus límites que son responsables da aparición de volcáns, terremotos e relevos terrestres e oceánicos importantes, como cordilleiras e foxas oceánicas.
- A litosfera oceánica renóvase constantemente, creándose nas dorsais e destruíndose nas zonas de subdución mentres que a continental mantense estable (ciclo de Wilson).
- Ó longo da historia da Terra modificouse a posición, o tamaño, a forma e o número de placas litosféricas.

4.4. As placas litosféricas

Son fragmentos da litosfera que encaixan entre si como o fan as pezas dun quebracabezas. Son estruturas ríxidas e dinámicas, que se desprazan sobre o material dúctil do manto sublitosférico.

As placas litosféricas clasifícanse en tres grupos en función do tipo de litosfera que as constitúe:

- Placas continentais. Formadas exclusivamente por litosfera continental. Ex. placa de Irán.
- Placas oceánicas. Formadas exclusivamente por litosfera oceánica. Ex. placa pacífica.
- Placas mixtas (as máis abundantes). Formadas por ámbolos dous tipos de litosfera. Ex. placa euroasiática.

Actualmente existen 7 grandes placas ás que se unen outras 7 placas medianas e outras de tamaño máis reducido ou microplacas, como a ibérica.

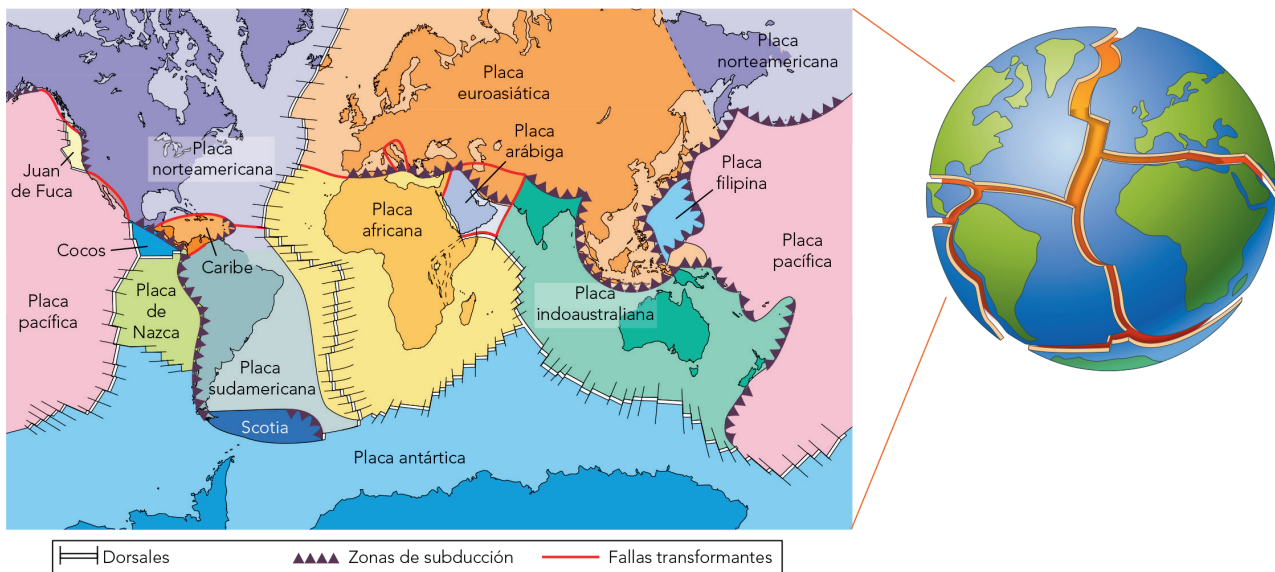


Figura 12. Principais placas litosféricas

4.5. As interaccións entre as placas

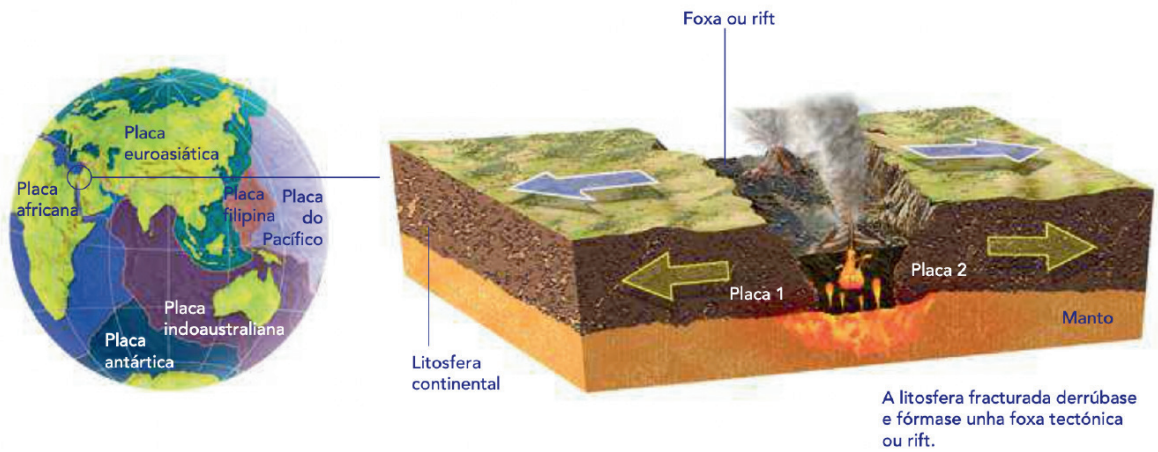
As interaccións entre as placas tectónicas prodúcense nos seus límites, que poden ser de tres tipos: diverxentes ou construtivos, converxentes ou destrutivos, e transformantes ou pasivos.

LÍMITES DIVERXENTES OU CONSTRUTIVOS

Nos límites diverxentes ou construtivos, as placas litosféricas sepáranse como consecuencia da creación de litosfera oceánica entre elas a partir de materiais que ascenden desde o manto.

Os límites diverxentes están asociados a procesos de vulcanismo intenso, e xeran movementos sísmicos. Existen dous tipos de bordos diverxentes asociados a dous tipos de estruturas:

- Dorsais oceánicas. Están situadas no centro dos océanos e nelas xenérase nova litosfera oceánica. Están situadas no centro dos océanos. Ex. dorsal atlántica.
- Rifts intracontinentais. Son depresións alongadas nas que se fractura a litosfera continental, como consecuencia da actividade volcánica. Están situados en zonas continentais e correspóndense co primeiro estadio de fragmentación dun continente. Ex. Rift Valley africano.



As dorsais e os bordos transformantes

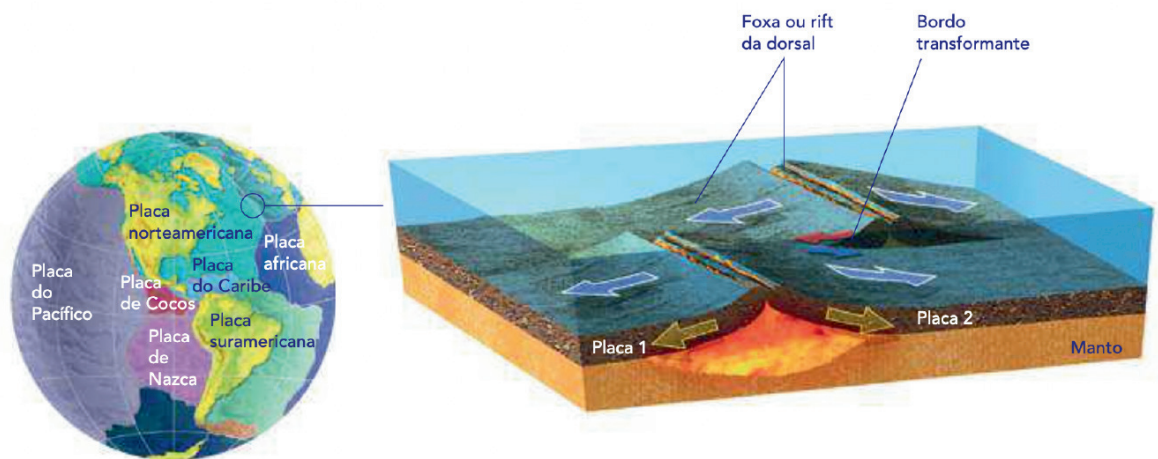


Figura 13. *Límites diverxentes ou construtivos asociados a rifts continentais (arriba) ou dorsais oceánicas (abaixo)*

LÍMITES CONVERXENTES OU DESTRUTIVOS

Nos límites converxentes ou destrutivos, as placas litosféricas chocan entre si. Neles destrúese litosfera oceánica, que se incorpora ao manto mediante un proceso denominado subducción.

A subducción prodúcese cando ao chocar dúas placas litosféricas de diferente densidade, a máis densa afúndese cara ao manto debaixo da de menor densidade. Este movemento xera unha fricción que dá lugar a numerosos focos de terremotos e actividade volcánica ao longo do plano de Benioff, que é o plano inclinado que seguen as rochas da litosfera que se afunde no manto.

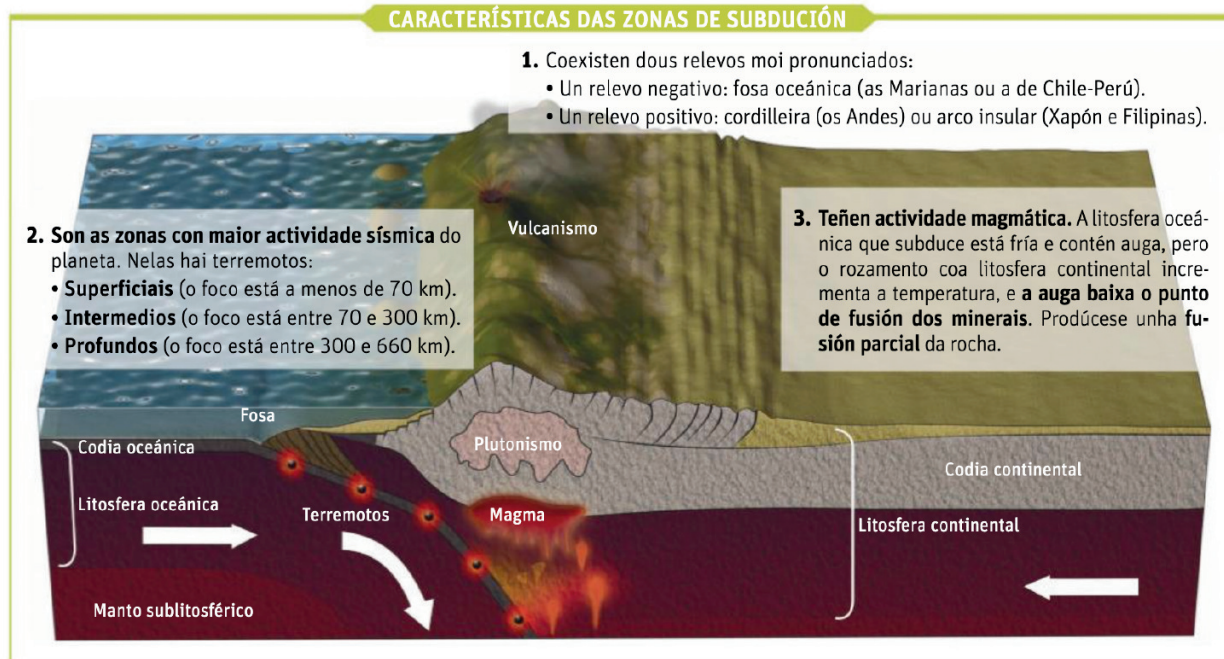


Figura 14. Características xeolóxicas das zonas de subducción

Tipos de límites converxentes

- Converxencia entre unha placa continental e unha oceánica. A placa oceánica é máis densa e subduce baixo a continental, o que xera intensos terremotos, pregamentos e elevacións da litosfera continental. Os relevos que se observan son as fosas oceánicas (ex. fosa das Marianas) e as cordilleiras perioceánicas (ex. Andes).

Situación das placas



Converxencia entre unha placa continental e unha oceánica

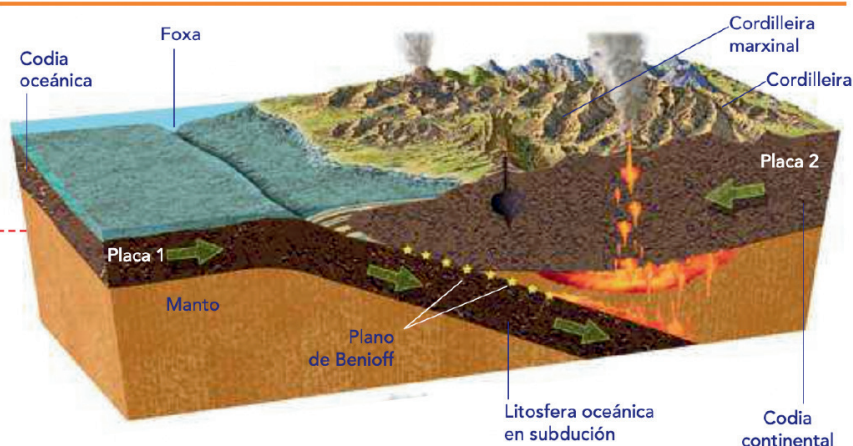


Figura 15. Estruturas xeolóxicas e relevos asociados a límites converxentes de tipo continental-oceánico

- Converxencia entre dúas placas oceánicas. A placa máis antiga e máis densa subduce, xerando terremotos pouco intensos e gran cantidade de magma, que dá lugar aos arcos insulares, aliñacións de illas volcánicas en forma de arco paralelo ao bordo converxente. Ex. arco nipón (Xapón).



Figura 16. *Estruturas xeolóxicas e relevos asociados a límites converxentes de tipo oceánico-oceánico*

- Converxencia entre dúas placas continentais. Dúas placas continentais chocan cando a placa oceánica situada entre elas subducir por completo. As placas continentais non subducen por ser menos densas que o manto, senón que sufren unha colisión ou obdución que xenera forzas tan intensas que as rochas continentais e os sedimentos mariños existentes préganse, fallan e elévanse. Nestes límites fórmanse grandes condilleiras intracontinentais. Ex. Himalaia.

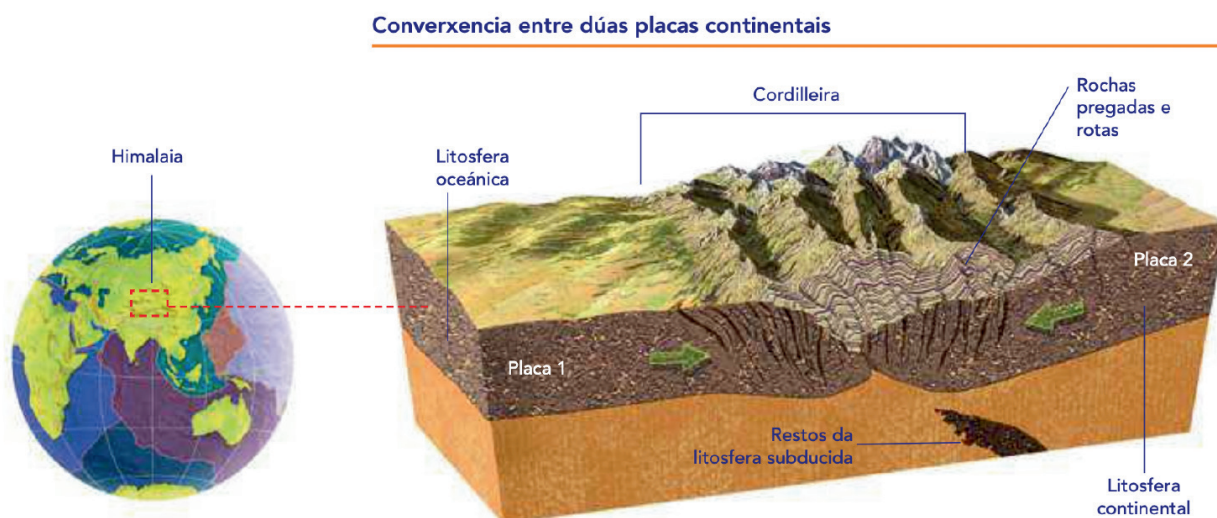


Figura 17. *Estruturas xeolóxicas e relevos asociados a límites converxentes de tipo continental-continental*

LÍMITES TRANSFORMANTES OU PASIVOS

Son fracturas da litosfera sobre as que se desprazan as placas tectónicas sen crear nin destruír litosfera. As fallas transformantes poden ser de dous tipos:

- Fallas que cortan transversalmente as dorsais oceánicas. Prodúcese polas diferenzas de velocidade de crecemento da litosfera ao longo da dorsal. Ex. fallas da dorsal atlántica.
- Fallas que conectan dous límites diferentes de placas. Aquí as placas desprázanse na mesma dirección, pero en sentido contrario, provocando numerosos e intensos terremotos. Ex. falla de San Andrés en California.

4.6. Puntos quentes: fenómenos intraplaca

Cando unha pluma de magma profundo e quente acada a litosfera orixina un punto quente que pode dar lugar a tres situacións:

- Creación dunha cadea de illas volcánicas. Se o punto quente permanece fixo, a litosfera oceánica vaise perforando conforme se despraza. Isto orixina unha cadea de volcáns submariños, que son máis xoves e activos canto máis preto estean do punto quente e perden actividade e erosionáanse conforme se alonxan. Se a actividade do punto quente é moi intensa, os volcáns emerxen e forman cadeas de illas volcánicas. Ex. illas Hawai.
- Formación dun rift. O punto quente actúa sobre a litosfera, que se abomba e adelgaza ata orixinar tres fracturas radiais que converxen nun punto, denominado punto triple. Estas fracturas poden converterse en depresións ou vales de afundimento, denominados rift, que, no futuro, poden dar lugar a unha dorsal oceánica.
- Orixe das grandes provincias ígneas. Son extensas zonas do planeta sepultadas por lavas basálticas de varios kilómetros de espesor emitidas nun período de tempo de entre 1 e 5 millóns de anos por un punto quente. Estas capas de basaltos superpostas cobren miles de kilómetros cadrados de superficie. Ex. traps de Siberia.

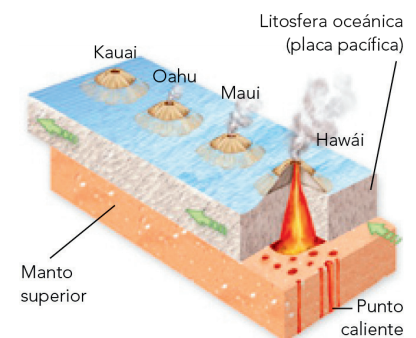


Figura 18. Formación secuencial dunha cadea de illas volcánicas

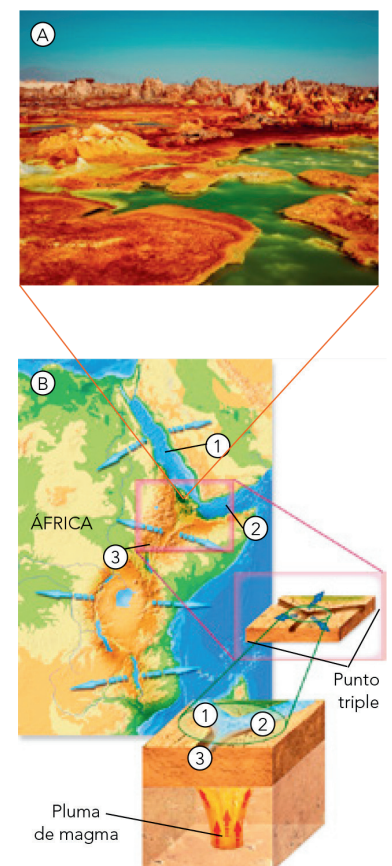


Figura 19. (arriba) Volcán Dalol, que se atopa na depresión Danakil, no triángulo de Afar (Etiopía), onde comeza o val do Rift. (abaixo) Punto triple orixinado na converxencia entre tres fracturas raiais: mar Vermello (1), golfo de Adén (2) e Val do Rift (3).



Figura 20. Mapa representativo dalgunha das grandes provincias ígneas ou basálticas. cada provincia garda relación co punto quente a partir do cal se formou. O punto quente (en verde) atópase actualmente en distinta posición ca provincia ígnea (en laranxa), debido ós fenómenos de expansión dos fondos oceánicos e deriva continental.

4.7. Evolución da litosfera: ciclo de Wilson

O ciclo de Wilson é un modelo cíclico que permite explicar como se repiten no tempo os cambios da disposición xeográfica de continentes e océanos, a formación e a destrución de relevos e a transformación duns tipos de rochas noutras.

ETAPAS DO CICLO DE WILSON

1. Fragmentación dun continente

Segundo a tectónica de placas, a aparición de forzas diverxentes nunha rexión continental fai que esta se fracture en profundidade. A diminución da presión ocasiona que se fundan grandes masas de rochas do manto que soben polas fracturas empenando a litosfera.

2. Formación dun novo rift continental

A persistencia das forzas diverxentes fai que a zona anteriormente empenada se afunda.

3. Formación de lagos e mares

As augas continentais circulan cara ás zonas afundidas e fórmanse lagos. Se continúa a apertura do rift continental, este conecta cunha zona de augas mariñas, de modo que se forma un mar.

4. Formación dunha dorsal, expansión do océano e separación entre continentes

Se a separación continúa fórmase unha dorsal oceánica que provoca unha maior separación entre os dous límites continentais. Nesta etapa o mar ensánchase ata considerarse un océano en expansión.

5. Redución dos océanos e formación de fosas oceánicas

Cando o océano alcanza certo tamaño e é suficientemente antigo, os bordos da litosfera vólvense fríos e densos. Debido ao crecemento de varios océanos simultaneamente, con dorsais máis ou menos activas, e ao peso dos sedimentos nas plataformas continentais, a litosfera oceánica rómpese en forma de falla e o fragmento máis denso subduce baixo o outro, impulsado por forzas converxentes. Neste proceso fórmanse fosas oceánicas, arcos insulares e cordilleiras litorais.

6. Colisión entre os continentes

Se o crecemento da litosfera oceánica nas dorsais é máis lento ca a súa destrución nas fosas, os continentes aproxímanse. Cando a litosfera oceánica desaparece completamente, prodúcese a colisión entre continentes e a formación dunha gran cordilleira intracontinental entre ambos os dous.

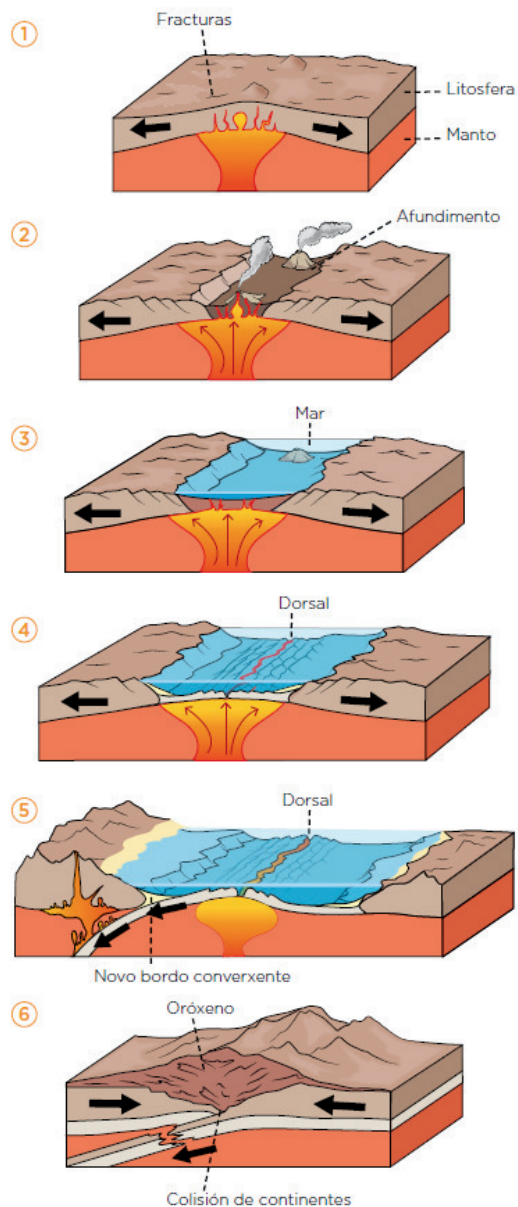


Figura 21. Esquema representativo das etapas do ciclo de Wilson

4.8. O motor das placas

As ideas máis aceptadas pola comunidade científica sobre os procesos que impulsan o movemento das placas litosféricas sobre o manto sublitosférico teñen que ver coa gravidade e as correntes convectivas xeneradas pola enerxía xeotérmica a través dos seguintes mecanismos:

- O efecto gravitacional das placas litosféricas nas zonas de subducción ó introducirse no manto.
- O deslizamento gravitacional das placas oceánicas desde a dorsal, máis elevada, cara as fosas oceánicas, situadas en zonas máis baixas.
- As correntes convectivas do manto, que se producen como consecuencia da enerxía xeotérmica. Estas correntes serían a causa do ascenso dos materiais máis quentes desde as zonas máis profundas do manto cara zonas máis superficiais. Estas plumas convectivas xenéranse na capa D". Da mesma forma, os materiais máis fríos da litosfera que subduce descenden cara o interior da Terra.

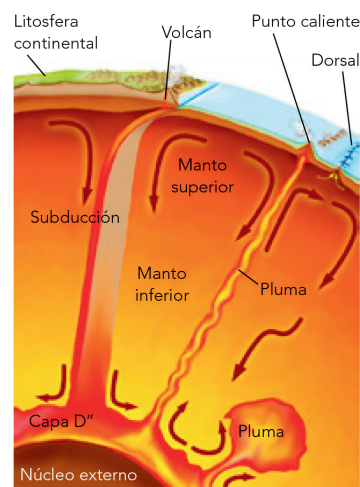


Figura 22. Movementos de material no interior da xeosfera.

4.9. Probas a favor da tectónica de placas

A teoría da tectónica de placas é aceptada na actualidade por todos os xeólogos e as xeólogas xa que se apoia en datos experimentais que a proban e que se foron desenvolvendo ao longo da unidade.

