

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA

César R. Navarrete y Gabriela I. Massaferro

1. INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA

1.1. ¿Qué es la Geología?

La palabra Geología proviene de los términos griegos *geo* (tierra) y *logos* (estudio), significando así el estudio de la Tierra. Si bien dicho de esta manera parece algo sencillo, esto involucra múltiples y variados aspectos de nuestro planeta, entre los cuales se destacan:

a) *Los materiales que la constituyen*, es decir los minerales y las rocas que conforman las distintas capas de la Tierra y sus propiedades físicas y químicas. Como se verá más adelante, la Tierra se formó por un proceso de acreción de material interestelar que fue amalgándose por procesos gravitatorios. Estos procesos condujeron a su vez a una diferenciación por densidad en capas concéntricas de los materiales terrestres. La mayoría de estas capas son sólidas, excepto el núcleo externo, que permanece en estado líquido, y una porción del manto superior que podría contener material fundido intersticial, lo que le otorga un comportamiento plástico.

b) *Los procesos internos (endógenos) y externos (exógenos)* generan cambios tanto en la superficie como en el interior de la Tierra. Nuestro planeta no es estático, por el contrario, es muy dinámico y está sujeto a cambios constantes. Tan solo alcanza con detenerse a ver qué sucede cuando llueve de manera intensa; en dicha situación, el agua se canaliza y comienza a erosionar el suelo por donde

se desplaza hasta formar un pequeño canal. Con el pasar del tiempo y luego de sucesivas lluvias, este canal irá incrementando su tamaño hasta convertirse en una quebrada, una cárcava o un valle. Estos son cambios que podemos apreciar porque se producen en un tiempo corto en relación al tiempo de vida del ser humano. Por otra parte, otros cambios son mucho más lentos y pueden tomar cientos, miles o millones de años, tales como la formación de montañas, o el movimiento de las placas tectónicas, por lo que a simple vista parecen imperceptibles. Estos últimos se denominan endógenos debido a que se originan en fuerzas que provienen del interior de la Tierra, mientras que los procesos que se producen en la superficie se denominan exógenos e incluyen, entre otros, las formas de erosión y acumulación de sedimentos transportados por el agua, viento, hielo o gravedad.

c) *La historia del planeta*, desde que se consolidó como tal hasta nuestros días y, la evolución de la vida que acompañó esta historia. Al principio, 4600 millones de años atrás, nuestro planeta no era un lugar apto para la vida, al menos como la concebimos hoy en día. Había mucha más actividad volcánica que en la actualidad y no existía una atmósfera respirable ya que no tenía oxígeno libre, tampoco había océanos ni capa de ozono. El cambio radical se produjo con la aparición de los primeros organismos capaces de realizar fotosíntesis (cianobacterias) y con ellos, aumentó drásti-

camente la concentración de O₂ en la atmósfera. Los fósiles más antiguos de cianobacterias que se conocen tienen entre 3300 y 3500 Ma.

Asimismo, la geología contribuye en la búsqueda y explotación de los recursos naturales renovables y no renovables, teniendo en cuenta los impactos ambientales que provoca y su remediación. Estudia los procesos volcánicos, terremotos: sus causas y consecuencias y cómo disminuir los impactos negativos sobre la sociedad. También estudia otras catástrofes naturales como las inundaciones, fenómenos de remoción en masa, glaciaciones, cambios del nivel del mar, desertización, entre otros.

La Geología forma parte de nuestra vida cotidiana; los recursos naturales se explotan para la obtención de agua, energía, metales para las industrias de la construcción, electrónica, médica, automotriz, de plásticos, papelera, etc. El nivel de vida actual del ser humano no se podría sostener sin todos estos recursos y, por ende, sin la geología.

Si bien a lo largo de la historia hubo muchos filósofos y naturalistas que aportaron con sus pensamientos y observaciones a la evolución de la geología, se considera a James Hutton el padre de la geología moderna. James Hutton (1770) era un granjero y médico escocés muy atraído por la geología. Observó una roca formada por granitos de arena cementados entre sí (arenisca) y a la vez observó cómo las rocas expuestas en la superficie se degradaban en pedazos más pequeños que luego eran transportados por corrientes de agua o viento hacia lugares topográficamente más bajos. Entonces dedujo que ese material transportado y depositado sería transformado con el tiempo en una roca igual a la que había observado. Esta conclusión se conoce como el *Principio del Uniformitarismo*, que enuncia que todos los procesos geológicos que actúan hoy en día son similares a los que actuaron en el pasado. Es decir que cualquier proceso ocurrido en el pasado puede ser explicado observando los procesos actuales. Por lo general, este concepto se resume en la frase “el presente es la llave del pasado”. Hutton intentó calcular el tiempo que llevaría todo el proceso de formación de la arenisca

y concluyó que era extremadamente largo. Estas ideas suponían una revolución en el mundo geológico ya que hasta ese momento imperaban los principios del catastrofismo, es decir, de los fenómenos instantáneos, como el volcanismo o las grandes inundaciones. Debido a esto, el concepto del uniformitarismo fue en principio muy rechazado por los científicos contemporáneos. Fue recién para 1840 (40 años después de la muerte de Hutton) que la teoría fue finalmente aceptada.

A continuación, se mencionan y describen brevemente otros principios generales que rigen la geología.

1.2. Principios de la geología

Además del Principio del Uniformitarismo, enunciado anteriormente, los geólogos utilizan otros principios o leyes que ayudan a comprender el ordenamiento cronológico de los eventos geológicos. En su conjunto, se denominan Principios o leyes de la Estratigrafía y a continuación se los describe brevemente.

El primero de éstos fue elaborado por Nicolaus Steno (dinamarqués) en el siglo 17 y se denomina “*Principio de horizontalidad original de los estratos*”. En palabras sencillas, explica que los sedimentos son depositados sobre superficies horizontales y, por lo tanto, las rocas sedimentarias poseen originalmente una estratificación horizontal. En realidad, se sabe actualmente que, en algunos casos, los sedimentos se depositan con cierta inclinación debido a que la superficie de deposición original no es horizontal, es decir que, los sedimentos se depositan paralelamente a esta superficie.

El segundo, es el “*Principio de superposición de los estratos*”, planteado también por Steno y establece que, en una secuencia no deformada de estratos, la edad de los estratos decrece de abajo hacia arriba (Fig. 1a).

Los “*Principios de intersección e inclusión*” establecen que, para que una roca pueda ser afectada por una falla o una intrusión, necesariamente debió existir como tal previamente. Por ejemplo, en la Figura 1b se observa un dique que intruyó discordantemente a una secuencia de rocas sedimentarias.

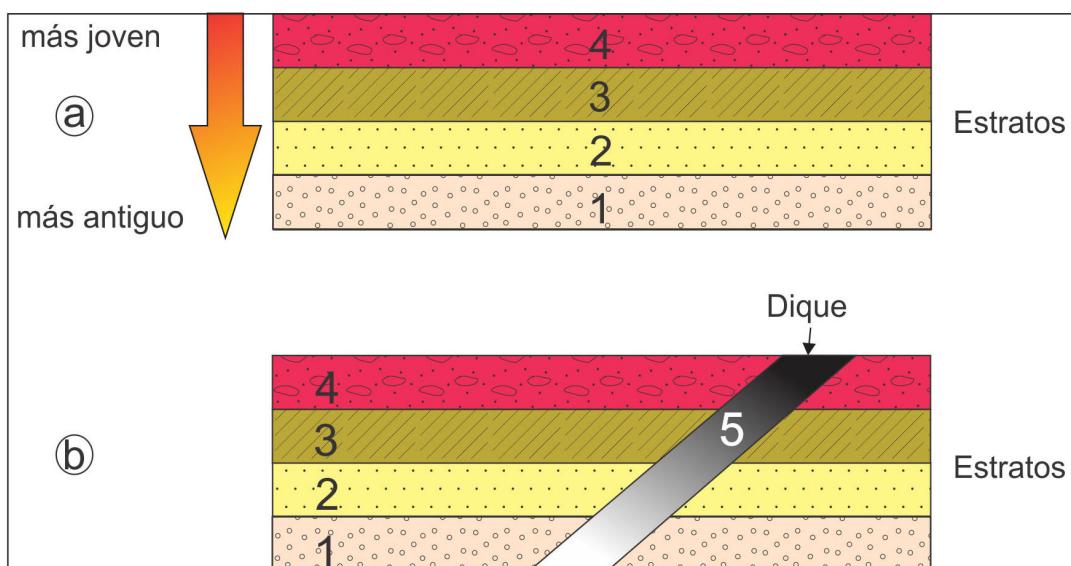


Figura 1. a) Sucesión de estratos no deformados en la que el estrato 1 fue el primero en depositarse y el 4 fue el último. b) Misma sucesión de estratos intruída posteriormente por un dique (5) para ejemplificar el principio de corte o intersección.

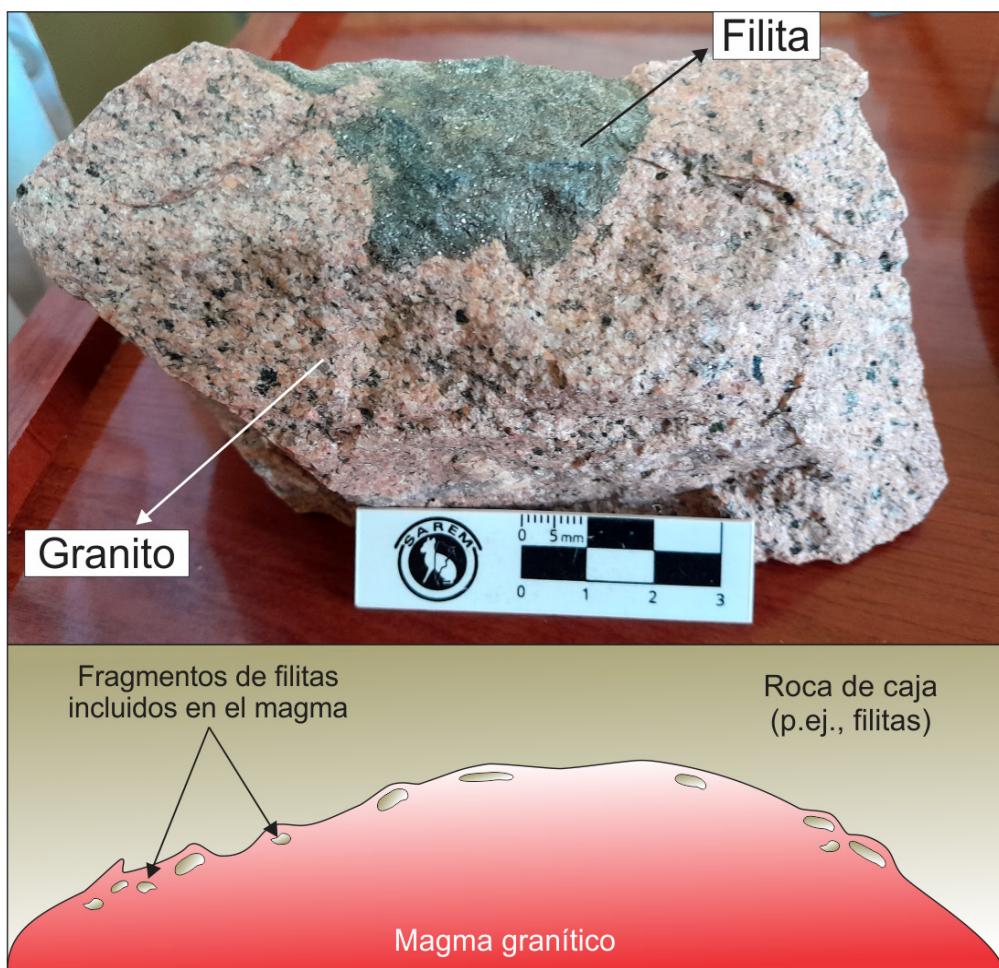


Figura 2. Arriba) Muestra de granito que ha incluido fragmentos de una filita. Abajo) Esquema de un cuerpo de magma de composición granítica incluyendo fragmentos de filitas de la roca que lo rodea (roca de caja). El granito es necesariamente más joven que la filita, ya que el magma aún líquido que luego al enfriarse formó la roca granítica, englobó el fragmento de filita antes de solidificarse.

Cronológicamente, las rocas sedimentarias deben ser necesariamente más antiguas que el dique. Del mismo modo, cuando observamos una roca incluida en otra (Fig. 2), podemos deducir que la roca incluida es de mayor edad que la que la incluye.

Finalmente, el “*Principio de la sucesión faunística*”, también llamado de correlación, indica que una asociación de fósiles (plantas y animales) que vivió en determinado momento del tiempo geológico es única e irrepetible. Esto permite correlacionar estratos de diferentes regiones geográficas, ya que, si tienen los mismos fósiles, tienen la misma edad (Fig. 3).

2. ORIGEN DEL PLANETA TIERRA

De manera muy sintética, la historia de nuestro planeta comienza aproximadamente hace unos 4,5 a 5 billones de años (4.500 a 5.000 millones de años) atrás, cuando el sol y los demás planetas comenzaron a constituirse en la porción interna de un disco rotatorio de polvo y gases, conocido como né-

bula solar. Esta nebulosa comenzó a concentrar el material en su porción central debido a fuerzas de atracción gravitatoria, dando origen a un protosol. Átomos de hidrógeno y helio generados durante la gran explosión del *Big Bang*, unos 10 billones de años antes, eran constituyentes importantes de la nébula, sumado a granos de polvo y materia expulsada por estrellas muertas. A medida que el protosol crecía, comenzó a comprimirse producto de su propio peso creciente, lo que habría generado un considerable aumento de la temperatura que desencadenó el inicio de la fusión nuclear a temperaturas cercanas a 1 millón de grados centígrados. Esta reacción implica la fusión de 2 átomos de hidrógeno para producir 1 átomo de helio.

La energía liberada durante los estadios iniciales del sol produjo la expulsión de aproximadamente la mitad de la masa original de la nébula. Asimismo, el calor y viento solar provocaron la expulsión de la mayor parte de los gases hacia las zonas más lejanas y frías del sistema solar, en donde se formaron luego planetas gaseosos tales

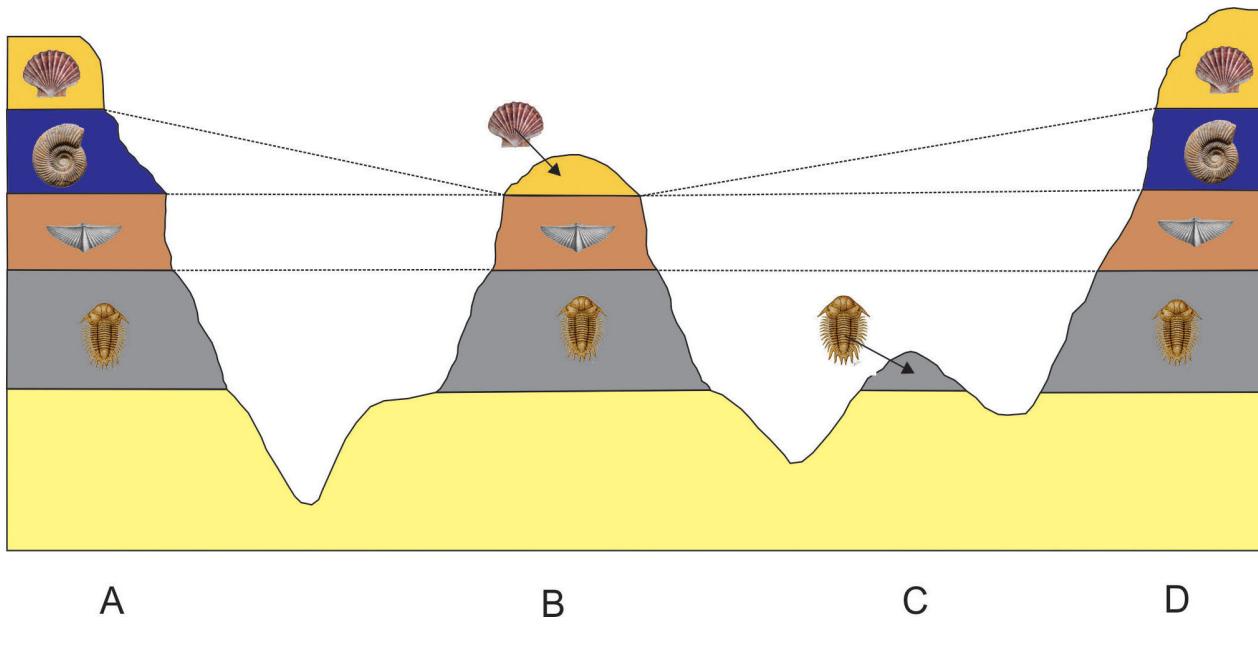


Figura 3. A-D representan perfiles sedimentológicos relevados en diferentes puntos geográficos. A pesar de no estar relacionados físicamente, todos los estratos grises tienen la misma fauna de trilobites y, por lo tanto, aplicando el principio de sucesión faunística, se les adjudica la misma edad. Lo mismo sucede con los estratos que se encuentran por encima y que comparten la misma fauna. En el perfil B, el estrato azul no aparece, esto puede deberse a que allí no se depositó o a que fue erosionado previamente a la deposición del estrato amarillo. En el perfil C, todos los estratos por encima del gris fueron erosionados o no depositados (modificado de Thompson y Turk 1991). En estos casos, donde falta una parte del registro sedimentológico y faunístico, la superficie que separa un estrato de otro se denomina discontinuidad estratigráfica.

como Júpiter y Saturno, o bien planetas de hielo como Urano y Neptuno, conocidos como planetas externos. Localmente se fueron constituyendo acumulaciones de material sólido formados por hierro, níquel y porciones rocosas (formadas por minerales de silicio, calcio, sodio, etc.) que orbitaban al sol. Las reiteradas colisiones entre estas acumulaciones de metal y roca dieron origen a fragmentos cada vez mayores, los cuales son conocidos como planetesimales o protoplanetas. Dichas colisiones continuaron durante varias decenas de millones de años haciendo que el tamaño de los planetesimales se incremente gradualmente, hasta constituir los 4 planetas interiores conocidos como Mercurio, Venus, Tierra y Marte. Una porción importante del material sólido del sistema solar no se incorporó a estos planetas y hoy en día continúa orbitando al sol como fragmentos metálicos y rocosos conocidos como asteroides.

3. TIEMPO GEOLÓGICO

Se denomina Tiempo Geológico al tiempo transcurrido desde el origen del planeta Tierra hasta la actualidad. Se trata de un período muy extenso de tiempo que ronda los 4.600 millones de años (Ma), por lo que se divide en unidades menores separadas por acontecimientos geológicos o biológicos importantes para la evolución del planeta. Estas divisiones constituyen la Escala de Tiempo Geológico. En un principio, consistía en columnas estratigráficas integradas de distintas regiones ordenadas según los principios de Steno (superposi-

ción de capas y sucesión faunística), es decir que era una escala cronoestratigráfica. Con el desarrollo de los métodos de datación absoluta se pudo poner edad a estas divisiones, sumando a la escala cronoestratigráfica, la escala geocronológica. La equivalencia entre estas unidades puede verse en la Tabla 1.

Actualmente, la Escala de Tiempo Geológica Internacional es revisada y actualizada anualmente por la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) (<https://stratigraphy.org/chart>) (Fig. 4).

La unidad de mayor extensión de la escala cronológica es el Eón, que a su vez se divide en Eras, Períodos, Épocas y Edades.

Los tres primeros Eones se denominan Hadeano, Arqueano y Proterozoico y abarcan el lapso de 4.600-540 Ma. Informalmente se los denomina en conjunto Precámbrico y representan el 88% del tiempo geológico. Durante el Hadeano terminó de consolidarse el planeta Tierra y se formaron los primeros continentes. No obstante, no hay indicios de vida en este eón y no había oxígeno molecular libre. La atmósfera primitiva estaba formada por gases provenientes de las erupciones volcánicas: dióxido de carbono, agua, nitrógeno, amoníaco, metano, y monóxido de carbono. En el Arqueano aparecen las primeras formas de vida conocidas: cianobacterias procariotas (células sin núcleo diferenciado) (3.300-3.500 Ma). Se supone que eran organismos autótrofos y anaeróbicos. En el Proterozoico se produce un paso evolutivo importante que es la aparición de organismos eucariotas

Divisiones Geocronológicas (tiempo)	Divisiones Cronoestratigráficas (cuerpos de rocas)
Eón	Eonotema
Era	Eratema
Período	Sistema
Época	Serie
Edad	Piso

Tabla 1. Equivalencias entre las divisiones geocronológicas y las cronoestratigráficas.

(células con núcleo diferenciado) capaces de fotosintetizar. A través de la fotosíntesis comienza a liberarse oxígeno a la atmósfera y su concentración irá aumentando. Los organismos que caracterizan la vida en este período eran sobre todo blandos: medusas, gusanos y artrópodos cuyas impresiones han quedado registradas en areniscas de 640 Ma en la denominada fauna de Ediacara (Australia). La aparición de oxígeno se relaciona también con la formación en el océano de las Formaciones de Hierro Bandeados o BIF (*Banded Iron Formation*) constituidos por la alternancia de capas de óxidos de hierro (hematita y magnetita) y sílice. El eón Fanerozoico comienza con una gran explosión de vida a los 540 Ma, la cual marca el inicio de la era Paleozoica, lo que se conoce como la Gran Explosión cámbrica. Luego de una glaciación proterozoi- ca el clima mejora de manera sustancial, además de que la atmósfera alcanza un 21 % de O₂ que

la convierte en una atmósfera apta para la vida tal como se conoce. Los organismos son capaces de desarrollar conchillas de CaCO_3 y esqueletos internos, con lo cual aumenta la diversidad de los invertebrados. Son característicos los trilobites, braquiópodos y arqueociátidos. Las lutitas de Burgess en Canadá conservan restos de algunos de estos organismos ya extintos. En el Ordovícico aumentó la diversidad de los invertebrados y aparecen loscefalópodos (belemnites), crinoideos y las primeras plantas terrestres (vasculares sin semilla). A fines de este período hubo una glaciación gondwánica que produjo un evento de extinción en masa. Al Silúrico y Devónico se los conoce en conjunto como la Edad de los Peces, ya que se diversificaron hasta alcanzar las formas actuales. En los mares aparecen los Euryptéridos (similares a escorpiones), los primeros amonoideos y hay una gran diversificación de corales que originan grandes arrecifes.

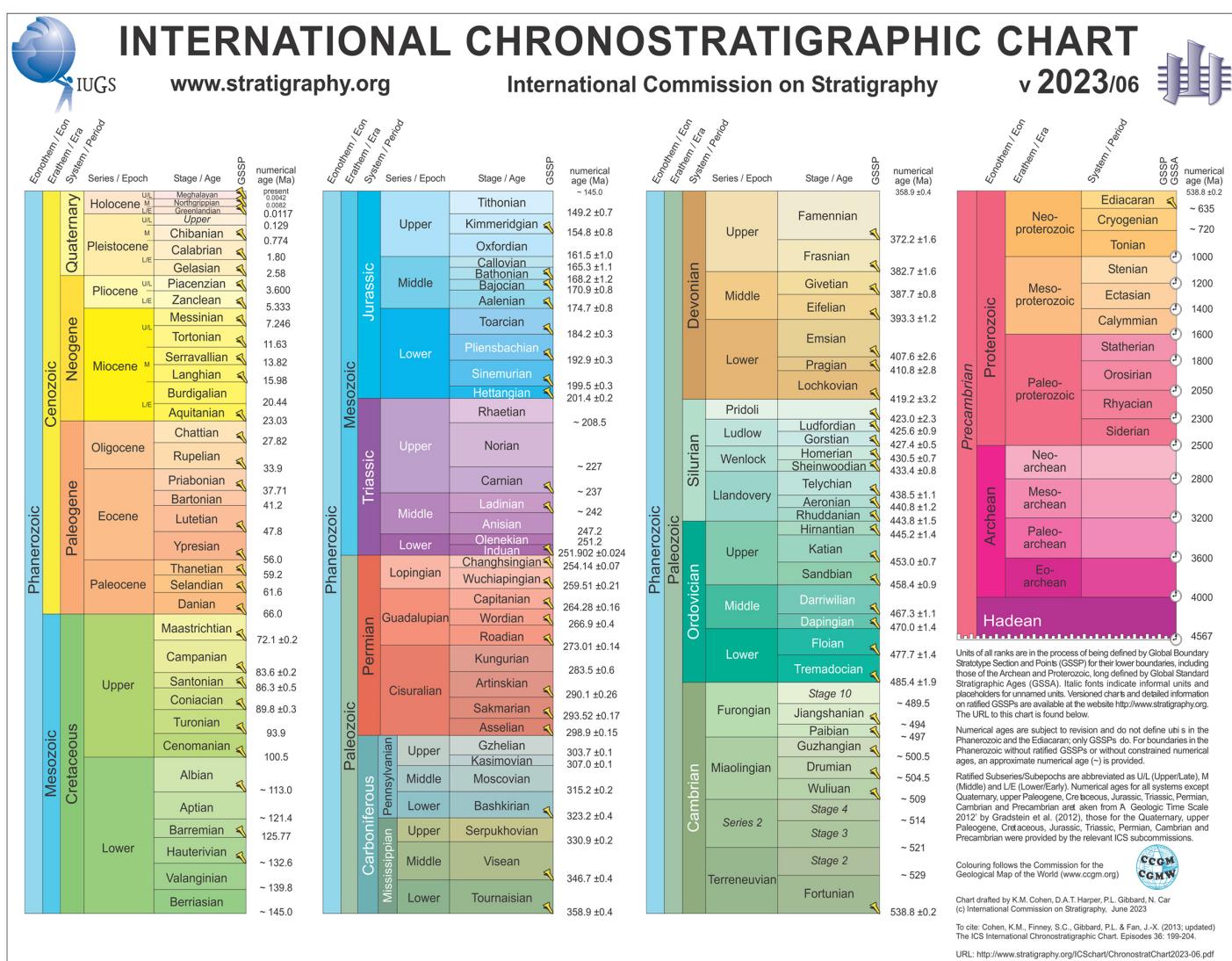


Figura 4. Carta estratigráfica versión 2023 (<https://stratigraphy.org/chart>).

En el continente aparecen las primeras plantas con semillas. El Carbonífero-Pérmino se caracteriza por el desarrollo de grandes bosques y pantanos, los que dan origen a los mantos de carbón típicos del hemisferio norte. Estos bosques estaban conformados por gimnospermas (*Glossopteris* y *Gangamopteris*), lepidoderales (*Lepidodendrum* y *Sigillaria*) y pteridophytas (helechos). De un grupo de peces pulmonados se desarrollan los primeros anfibios que habitan las zonas pantanosas. A finales del Pérmino se produce una extinción masiva, la mayor de la historia del planeta, en especial de especies de invertebrados marinos. Algunas teorías adjudican este evento a la formación de Pangea y la consecuente continentalización de muchos ambientes marinos de plataforma, a la caída de un meteorito, o a cambios climáticos relacionados con un calentamiento global debido a un aumento de CO₂ en la atmósfera ocasionado por grandes episodios volcánicos. Las especies que sobrevivieron, repoblaron los océanos en el Triásico y dieron origen a la fauna marina del Mesozoico. Esta fauna se caracteriza por la presencia de cefalópodos (amonites y nautiloides), gastrópodos y bivalvos (almejas y ostras). Esta Era se conoce como la Era de los reptiles, por la gran diversificación y expansión que tuvo este grupo de vertebrados. Pero, también sucedieron otros acontecimientos importantes desde el punto de vista evolutivo: 1) aparecieron los primeros mamíferos que evolucionaron a partir de reptiles (cincodontos) que existían en el período Carbonífero-Pérmino. 2) las aves (*Archaeopteryx*) evolucionaron a partir de dinosaurios carnívoros pequeños (terópodos) en el Jurásico. 3) en el Cretácico Inferior aparecen las angiospermas o plantas con flores, lo que supuso un éxito reproductivo tal, que serán las plantas que dominen hasta la actualidad todos los hábitats terrestres y marinos someros. A fines del Cretácico (65 Ma), se produjo otra extinción masiva de organismos, tanto terrestres como marinos. La teoría más aceptada actualmente sobre la causa de esta extinción es la caída de un gran meteorito en la Península de Yucatán. Allí se encuentran restos de un cráter de 180 km de diámetro que podría corresponder a este impacto. Otro indicio es la presen-

cia de una delgada capa de Iridio en las rocas de esta edad. Este metal es muy escaso en las rocas del planeta Tierra, pero más abundante en los meteoritos. El impacto del meteorito habría provocado inmensas nubes de polvo y grandes incendios en las zonas cercanas. El polvo y el humo con la ceniza de los incendios se habría elevado hasta la atmósfera y habría sido distribuida globalmente por los vientos. Esta nube espesa habría bloqueado el paso del sol, con la consecuente disminución de la temperatura. Estos factores determinaron la desaparición de muchas plantas y con ello, la fuente de alimento de muchos organismos, lo que produjo su muerte por inanición. Las extinciones más destacadas fueron sin dudas las de los dinosaurios, los amonites y algunos organismos planctónicos. Sumado al impacto meteorítico, a fines del Cretácico, un gran evento volcánico acontecido principalmente en la India habría colaborado con esta extinción masiva. Enormes cantidades de gases de efecto invernadero habrían sido extruidos hacia la atmósfera durante las múltiples erupciones volcánicas de este evento magmático de gran escala que dio origen a una gran provincia ígnea conocida como *Deccan Traps*.

Durante el Cenozoico, los mamíferos evolucionaron y se diversificaron, razón por la cual se conoce a esta Era como la “Edad de los mamíferos”. El ecosistema marino estaba poblado por los grupos que sobrevivieron a la extinción de fines del Cretácico, que incluyen foraminíferos, radiolarios, corales, briozoos, moluscos y equinodermos. Las diatomeas fueron particularmente abundantes en el Mioceno. Los cefalópodos quedaron representados por los nautiloides, calamares y pulpos y los equinodermos fueron muy prolíficos. Los primeros homínidos hacen su aparición en el Mioceno (7 Ma) y el *Homo habilis*, del cual evoluciona nuestra especie, el *Homo sapiens*. Los restos más antiguos de *Homo sapiens* datan de 230.000 años atrás, en el Este de África. Hay restos más antiguos, de 300.000 años de antigüedad en Marruecos, pero está aún en discusión si pertenecen a *Homo sapiens*.

De lo mencionado anteriormente, resulta evi-

dente la necesidad de conocer la edad de las rocas para poder reconstruir la historia geológica del planeta. Por lo tanto, a continuación, se mencionarán aspectos generales de geocronología.

3.1. Geocronología: obtención de la edad de las rocas

Existen diferentes formas de conocer la edad de una roca, mineral o evento geológico. Por un lado, están los métodos de datación relativa basados en los principios de la estratigrafía y por otro, los métodos de datación absoluta en los que se calcula en forma más precisa la edad de una muestra.

La geocronología es la ciencia que fija en términos de años los eventos ocurridos en el pasado geológico. Abarca los métodos de datación absoluta, dentro de los cuales se incluyen la dendrocronología, cronología con varves y la datación radiométrica. La dendrocronología consiste en contar los anillos de crecimiento anual de los árboles, se extiende en el tiempo hasta 3.000 años antes del presente. Los varves son depósitos glaciacustres que permiten diferenciar ciclos anuales y su rango de aplicación es hasta 150.000 años antes del presente. Sin embargo, los métodos más utilizados son los radimétricos, que se basan en la desintegración radiactiva de los isótopos inestables.

3.1.1. Radimetría-Principios: Recordemos que un átomo está formado por un núcleo, que contiene neutrones y protones, y una nube de electrones que gira alrededor. La cantidad de protones de un átomo es el número atómico y la suma de neutrones y protones nos da el número másico o peso atómico (Fig. 5). No todos los átomos del mismo elemento tienen la misma cantidad de neutrones en su núcleo. Estas variedades de átomos con mismo número atómico pero distinto número de masa se denominan isótopos. Algunos de estos isótopos son estables y otros se descomponen naturalmente a una forma más estable, liberando energía en el proceso. Estos últimos se denominan isótopos radioactivos.

La radimetría utiliza la velocidad de descomposición de un isótopo radioactivo para determinar la edad. Al isótopo que se descompone se lo llama isótopo padre y al resultado se lo denomina isótopo hijo. A medida que el tiempo transcurre, la cantidad de átomos padre irá disminuyendo y la del isótopo hijo irá aumentando a una tasa constante de desintegración radiactiva denominada λ . La suma de átomos de elemento padre e hijo es siempre constante. La ecuación que describe la desintegración radiactiva se expresa como:

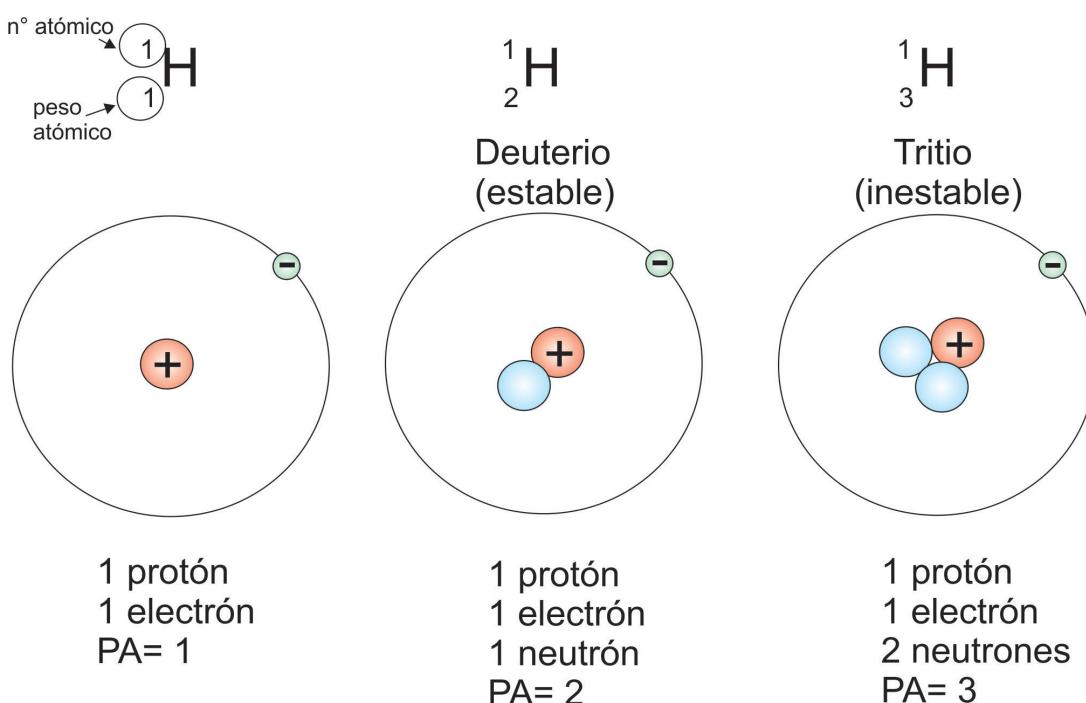


Figura 5. Configuración de isótopos del Hidrógeno.

$$P = Po e^{-\lambda t}$$

P es la cantidad de átomos padre que quedan luego de un tiempo t y Po la cantidad de átomos padre inicial.

$$Po = P + D$$

D es la cantidad de átomos hijos

Despejando t de estas ecuaciones se obtiene que: $t = 1/\lambda \ln(D/P+1)$

La constante λ se obtiene midiendo en el laboratorio la velocidad con que un elemento padre se transforma en elemento hijo. Obtenida esta constante, se puede calcular la duración de la vida media de un elemento radioactivo. Las concentraciones de átomos padre e hijo se miden con espectrómetros de masa de manera muy precisa, y más aún con microondas iónicas o SHRIMP.

A su vez, se denomina "vida media" ($T_{1/2}$) de un elemento al tiempo que tardan la mitad de los átomos de isótopo padre (radioactivo) para transformarse en elemento hijo. Por ejemplo, supongamos que una roca originalmente contenía 40 átomos de elemento padre. Luego de transcurrida una vida media, en la roca habrá 20 átomos de elemento padre y 20 de elemento hijo. Transcurrido un nuevo período de vida media, habrá 10 átomos de elemento padre y 30 de elemento hijo (Fig. 6).

La fórmula del cálculo de la vida media se expresa: $T_{1/2} = \ln(2)/\lambda$

La duración de la vida media de un isótopo indica el rango de aplicabilidad del método. Si las muestras a datar son muy viejas, por ejemplo, decenas de millones de años, se necesitan elementos con vida media muy larga (de billones de años). Si el material es joven, se puede usar un elemento con una vida media corta, en el orden de los miles de años.

En la Tabla 2 se resumen los principales métodos de datación radimétrica y sus características.

Cuando un isótopo padre se descompone en otro isótopo hijo, se emite una radiación que puede involucrar la pérdida o ganancia de diferentes partículas. La radiación alfa involucra la pérdida de 2 protones y 2 neutrones del núcleo padre, por lo que el elemento hijo tendrá diferente número atómico y de masa (se restan 2 del n° atómico y 4 del n° de masa). Si se emite una partícula o radiación beta, se emite un electrón, por lo que núcleo hijo tendrá un protón más, varía el n° atómico, pero no el n° de masa (se suma 1 al n° atómico). La radiación gama se produce cuando un protón captura un electrón convirtiéndose en un neutrón. El número atómico disminuye 1 pero el n° de masa no varía.

Se pueden ejemplificar lo expuesto anteriormente con los isótopos de carbono (Fig. 7).

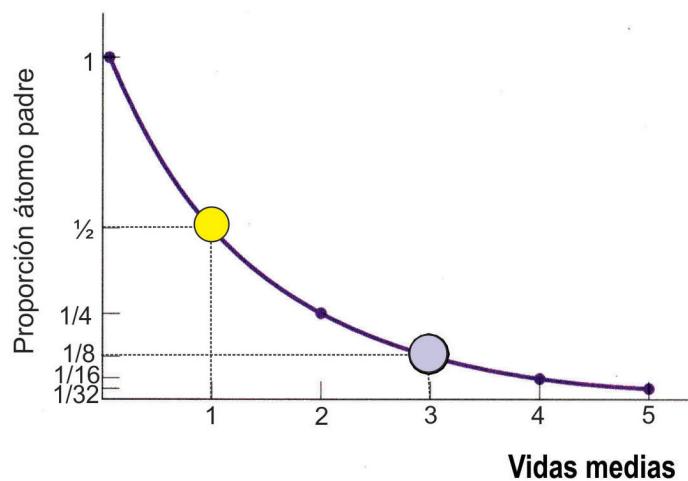


Figura 6. Curva que describe la variación de la cantidad de átomos padre en la roca en relación a las vidas medias transcurridas.

El número atómico del C es 6, es decir que tiene 6 protones. El ^{12}C tiene 6 protones y 6 electrones y es estable. El ^{13}C tiene 6 protones y 7 electrones y es estable. El ^{14}C tiene 6 protones y 8 electrones y es radioactivo. Se descompone emitiendo radiación beta, en la que se pierde un electrón del núcleo, por lo tanto, un neutrón del núcleo pasa a ser un protón. Al tener un protón más, el número atómico se modifica a 7, con lo que pasa a ser un núcleo de nitrógeno con 7 protones y 7 neutrones, es decir ^{14}N .

3.1.2. Datación por carbono radioactivo: El carbono (C) es un elemento que forma parte de la naturaleza y de los seres vivos y, como se menciona más arriba, tiene tres isótopos ^{12}C , ^{13}C , y ^{14}C . Este último es radioactivo y decae a ^{14}N (Fig. 7).

En la alta atmósfera, las radiaciones solares producen la transformación de ^{14}N a ^{14}C y éste es absorbido junto con los otros isótopos del C en los tejidos de los organismos vivos en una proporción constante. Cuando el organismo muere, el ^{14}C deja de incorporarse y comienza a convertirse en ^{14}N , disminuyendo su proporción en relación al ^{12}C . Midiendo las proporciones de uno y otro se puede conocer la cantidad de años que transcurrieron desde

que el organismo murió. Debido a que su vida media es corta (5.730 años) sólo se puede aplicar a materiales que no superen una antigüedad de 100.000 años y que deriven de algún organismo vivo.

3.1.3. Trazas de fisión: Cuando un elemento radioactivo decae, la emisión de partículas a alta velocidad deja trazas dentro de la estructura cristalina de un mineral. Estas trazas se producen a una velocidad constante y se hacen visibles cuando el mineral es atacado con ácido fluorhídrico (Fig. 8). De este modo, contando la cantidad de trazas presentes, es posible calcular la edad a la que se formó el mineral. Para este método se suele usar

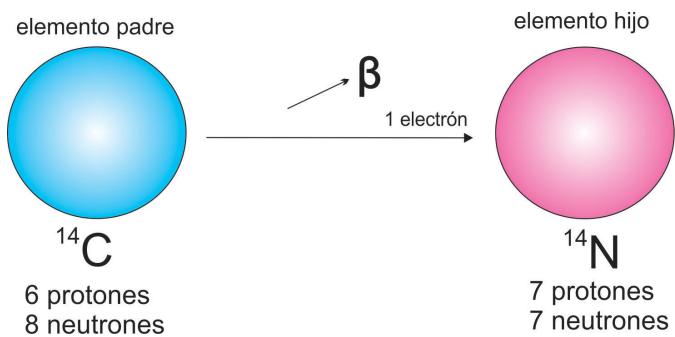


Figura 7. Transformación de carbono radioactivo a otro elemento.

Método	Isótopo padre	Isótopo hijo	Vida media	Rango de aplicación	Materiales datables
Rb/Sr	^{87}Rb	^{87}Sr	47000 Ma	10-4600 Ma	Rocas ígneas y metamórficas: Cristales de muscovita, feldespato K y biotita
U/Pb	^{238}U	^{206}Pb	4500 Ma		Circón, uraninita
U/Pb	^{235}U	^{207}Pb	713 Ma	10-4600 Ma	Circón, uraninita
Th/Pb	^{232}Th	^{208}Pb	1400 Ma		Circón, uraninita
K/Ar	^{40}K	^{40}Ar	1300 Ma	0,1 – 4600 Ma	Biotita, muscovita, hornblenda y rocas ígneas
^{14}C	^{14}C	^{14}N	5730 años	100 – 100000 años	Materiales con C: huesos, madera, conchillas, carbón vegetal, telas, agua, papel, hielo
Sm/Nd	^{147}Sm	^{143}Nd	106000 Ma	> 1000 Ma	Rocas metamórficas

Tabla 2. Principales métodos de datación radimétrica, vidas medias, rango de aplicación y materiales que pueden datarse.

el mineral apatito, en el cual las trazas se producen por la fisión espontánea del ^{238}U con una vida media de $8,2 \times 10^{15}$ años. Al aplicar este método, hay que tener en cuenta que un recalentamiento de la muestra puede producir la desaparición de las trazas, proceso que se denomina borrado térmico o *annealing*. Para los apatitos, la temperatura a la cual se produce el borrado total de las trazas es de 120°C, mientras que, para el circón (otro mineral que se usa con este método), es de 240°C.

4. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Si bien las tecnologías y técnicas de perforación han tenido un avance sustancial en las últimas décadas, en especial en la industria petrolera, la profundidad máxima alcanzada por una perforación ronda los 12,2 km más externos de nuestro planeta. Se trata de un pozo superprofundo hecho por la ex Unión Soviética en la península de Kola, al norte de Rusia, el cual alcanzó los 12.262 metros en 1989. Aunque este proyecto, llevado a cabo con fines netamente científicos, tenía como objetivo alcanzar los 15.000 metros de profundidad, fue imposible perforar más allá de los 12.262 metros producto de las altas temperaturas registradas a esa profundidad. De esta manera, si se considera que el radio de la Tierra es de alrededor de 6.370

km, resulta obvio que la mayor parte del interior terrestre es aún inalcanzable para la humanidad. Debido a esto, nuestro conocimiento sobre el interior de la Tierra se basa en gran medida en el estudio de datos indirectos, tales como la propagación de las ondas sísmicas, o bien mediante el análisis de pequeños fragmentos de rocas llevados a la superficie por magmas provenientes de zonas profundas de la Tierra.

4.1. Sismología

La *sismología* es la disciplina que se encarga del estudio de las ondas sísmicas, lo cual involucra el análisis de las vibraciones del interior terrestre generadas tanto por fenómenos naturales (terremotos, impactos meteoríticos) como artificiales (explosiones nucleares). Durante un evento de estas características, se generan múltiples tipos de ondas sísmicas (vibraciones) que irradian en todas direcciones, siendo las ondas de cuerpo las utilizadas para el estudio del interior de la Tierra. Dentro de las ondas de cuerpo, conocidas así debido a que se propagan por el interior de los materiales, hay dos tipos de ondas principales: las ondas P (ondas primarias - compresionales) y las ondas S (ondas secundarias - de cizalla). Asimismo, de manera simultánea a la generación de las ondas de cuerpo, se producen ondas superficiales denominadas ondas Rayleigh y ondas Love. Sin embargo, antes de introducirnos en el estudio de las heterogeneidades del interior terrestre utilizando las ondas sísmicas, es necesario entender de manera simplificada el modo en que se generan estas vibraciones en nuestro planeta.

La principal fuente de ondas de vibración en la Tierra son los terremotos, los cuales son causados por movimientos de bloques de corteza mediante rupturas o discontinuidades conocidas como fallas. Durante un terremoto se libera una gran cantidad de energía que se manifiesta mediante vibraciones que irradian en forma de ondas desde la zona donde se inicia el desplazamiento (Fig. 9). El punto en donde se inicia el movimiento se lo conoce como hipocentro o foco y, si bien se trata de un sector puntual en el plano de falla, el movimiento se pro-

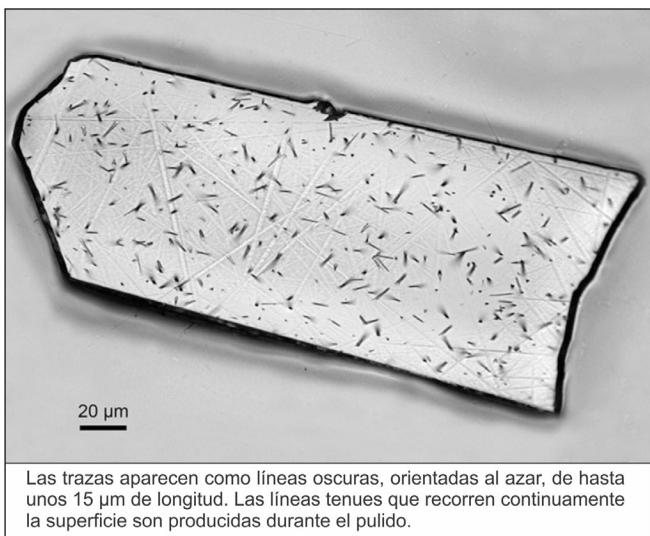


Figura 8. Trazas de fisión espontáneas en cristal de apatito (tomada de Gleadow y Seiler 2014).

paga rápidamente desde el hipocentro a lo largo del plano de falla (Fig. 2). La proyección vertical hacia la superficie del hipocentro se conoce como epicentro. Habitualmente, los terremotos se producen por movimientos en fallas preexistentes generadas en zonas de debilidad de la corteza (para entender de mejor manera qué son y qué tipos de fallas existen, remitirse al Capítulo de Geología Estructural).

El movimiento de un fragmento de corteza por el plano de falla se produce como consecuencia del almacenamiento de energía en los bloques rocosos que rodean a dicha falla. Las rocas que son sometidas a esfuerzos tectónicos, se deforman progresivamente hasta que se supera la resistencia friccional que mantenía unidos a dichos bloques

corticales (Fig. 10). Una vez que esto sucede, se produce el desplazamiento de los bloques a través del plano de falla, liberando una gran cantidad de energía que se manifiesta como ondas sísmicas.

El registro de las ondas sísmicas se realiza mediante la utilización de sismógrafos, los cuales son capaces de registrar las vibraciones del terreno a pesar de encontrarse en zonas alejadas al foco del terremoto. Debido a que estos movimientos sísmicos causan diversos tipos de movimientos, ya sea verticales y/u horizontales, existen varios tipos de sismógrafos. Esencialmente un sismógrafo que registra movimientos horizontales se compone de una masa suspendida fija en un soporte anclado en el terreno. Ante un movimiento, la masa se man-

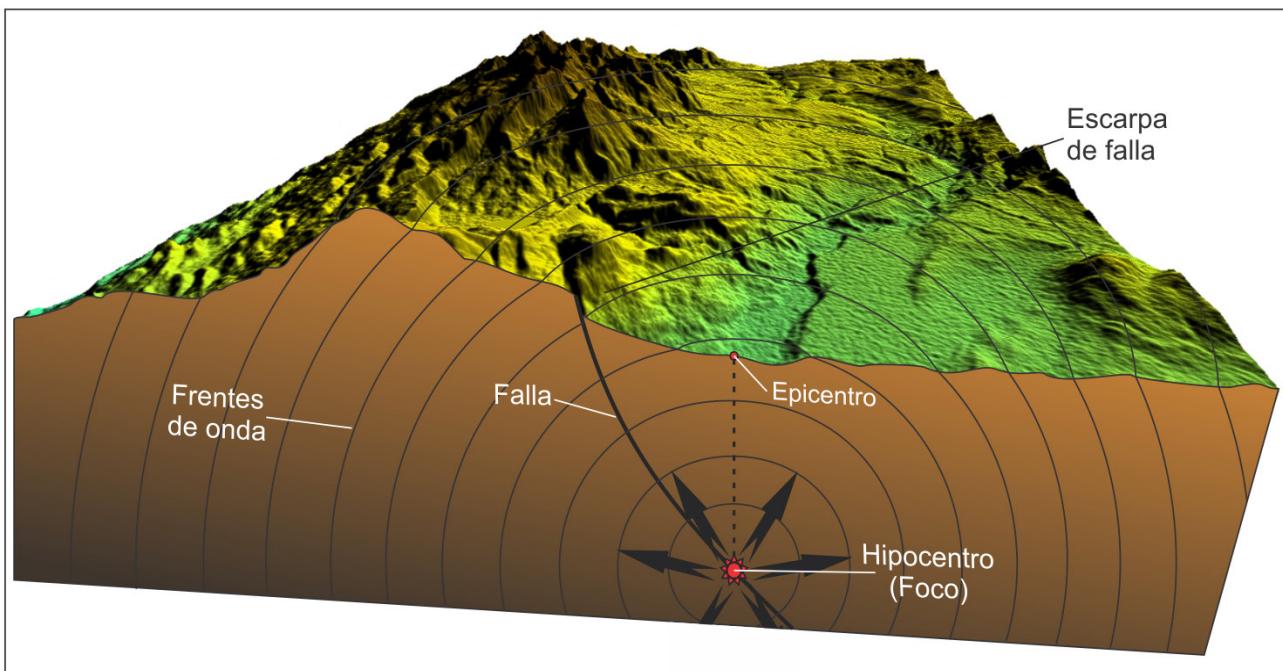


Figura 9. Esquema de la generación de un terremoto a partir del movimiento de una falla geológica.

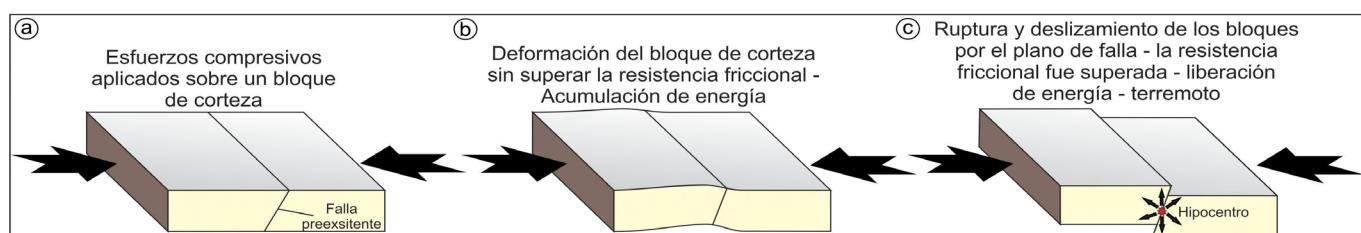


Figura 10. a) Esfuerzos de compresión aplicados sobre bloques de corteza limitados por una falla. b) Los bloques comienzan a deformarse progresivamente sin superar la resistencia friccional que los mantiene unidos en el plano de falla. c) Una vez superada la resistencia friccional, se produce el movimiento a través del plano de falla liberando energía en forma de vibraciones que se propagan desde el hipocentro.

tiene fija, mientras que el soporte y toda la estructura se mueve en conjunto con el terreno. Un rollo de papel giratorio va registrando el movimiento del sismógrafo trazando un sismograma (Fig. 11a). Por su parte, los sismógrafos que se utilizan para medir movimientos verticales poseen una masa suspendida a un soporte mediante un resorte. De igual modo, ante un movimiento, la masa queda fija y el sismógrafo se mueve en la vertical en conjunto con el terreno, registrando los movimientos en un rollo de papel giratorio en donde se grafica el sismograma (Fig. 11b).

Las ondas que se generan durante un terremoto se dividen en dos grupos, las ondas que se propagan por el interior de la Tierra, conocidas como ondas de cuerpo (P y S), y las ondas que viajan a través de la superficie, denominadas ondas superficiales.

4.1.1. Ondas de cuerpo: Para ilustrar de manera sencilla como trabajan estas ondas imaginemos que golpeamos un bloque de roca con un martillo pesado. En el punto donde se produce el golpe, una pequeña porción de la roca se comprimirá una fracción de milímetro (Fig. 12a). Esa compresión se transmitirá a las zonas que rodean a la zona de impacto y sucesivamente se irá transmitiendo hacia

zonas más alejadas de la roca en una fracción de segundos (Fig. 12a). Esto se conoce como onda de compresión y de igual modo se puede ilustrar utilizando un resorte suelto que se encuentra fijo a una pared en uno de sus extremos. Si se empuja el extremo suelto, la compresión generada se propagará por el resorte hacia el extremo fijado a la pared. Este tipo de onda se conoce como onda "primaria" (onda P) y debe su nombre a que al ser la onda que viaja a mayor velocidad, es la que primero arriba a los sismógrafos cuando se produce un terremoto. Este tipo de onda produce cambios de volumen del material en el que se propagan, comprimiéndolo y expandiéndolo a medida que se transmite y, debido a esto, puede propagarse a través de líquidos y sólidos ya que estos materiales, cuando están comprimidos, se comportan elásticamente, volviendo a su forma original una vez que la onda ha pasado. El movimiento de las partículas afectadas por una onda P vibran paralelamente a la dirección de propagación de la onda (Fig. 12a) y, al igual que todas las ondas sísmicas, su velocidad aumenta con la densidad de los materiales por los que se transmite (velocidad en sólidos > en líquidos > en gases).

Por su parte las ondas S son ondas de cizalla, no de compresión, en donde las partículas se desplazan de manera perpendicular a la dirección

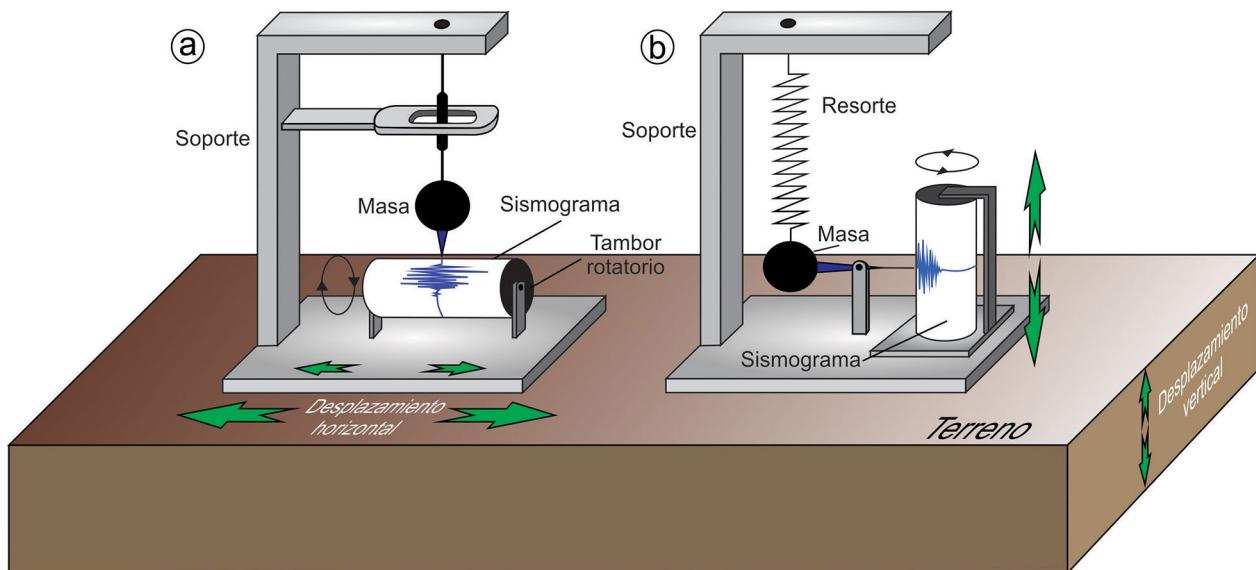


Figura 11. a) Sismógrafo utilizado para registrar movimientos laterales. b) Sismógrafo utilizado para registrar movimientos verticales.

de propagación (Fig. 12b). Estas ondas provocan un cambio transitorio de la forma del material por el que viajan, por lo que no se propagan en medios líquidos y gases ya que estos materiales no se comportan elásticamente ante los cambios de forma (no retornan a su forma original). La velocidad de propagación es menor que las ondas P, por lo que se las conoce como las ondas secundarias ya que son registradas luego de las ondas primarias.

En lo que respecta a las velocidades de propagación, las ondas P se propagan a velocidades de entre 0,5 y 2,5 km/s (kilómetros por segundo) en materiales inconsolidados tales como sedimentos y, entre 3 y 6,5 km/s en rocas sólidas (los granitos y los basaltos son las rocas por las que más rápido se propagan las ondas. Fig. 13). Las ondas S lo hacen a velocidades de entre 0,1 y 0,8 km/s en sedimentos, y entre 1,5 y 3,8 km/s en rocas (Fig. 13).

4.1.2. Ondas superficiales: Este tipo de ondas se propaga por la superficie de la Tierra y su movimiento reviste mayor complejidad en relación a las ondas de cuerpo. Durante un terremoto, las ondas superficiales provocan tanto movimientos vertica-

les, ascendentes y descendentes, como laterales, similares a las ondas S pero en un plano horizontal (Fig. 14). Existen dos tipos principales de ondas superficiales, las ondas Love (L) y Rayleigh (R), siendo las primeras las que provocan movimientos laterales horizontales (Fig. 14a) y las segundas los movimientos ondulatorios verticales, similares a los movimientos de la superficie del agua (Fig. 14b). Las ondas superficiales viajan a velocidades menores que las ondas de cuerpo, por lo que son las últimas en registrarse en los sismógrafos (Fig. 14c), aunque son las que suelen provocar daños mayores, ya que causan rupturas importantes a las estructuras de las construcciones, puentes, cañerías, etc.

4.1.3. Estudio del interior terrestre: Como se mencionó previamente, las ondas sísmicas utilizadas para el estudio del interior de la Tierra son las ondas de cuerpo, P y S. De esta manera, conociendo las propiedades de estas ondas sísmicas, entre las que se destacan el aumento de velocidad con la densidad de los materiales y el hecho de que las ondas S no se propagan en líquidos, los geofísicos

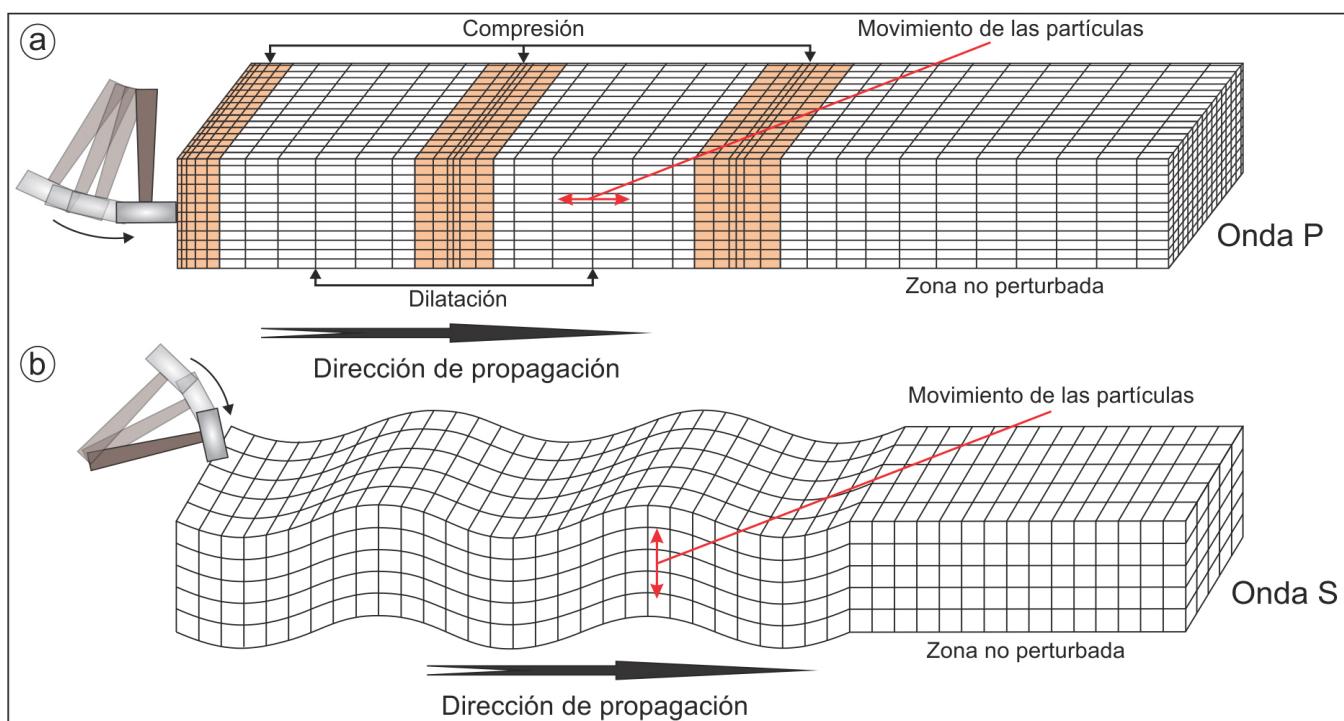


Figura. 12. a) Propagación de ondas de cuerpo compresionales (P). b) Propagación de ondas de cuerpo de cizalla (S).

y geólogos han logrado establecer las distintas heterogeneidades del interior de la Tierra. El uso sistemático de datos sísmicos para estudiar el interior de la Tierra comenzó a principios del siglo 20 y se ha basado en los cambios de velocidad que sufren las ondas sísmicas al propagarse. Se han utilizado las señales sísmicas producidas durante grandes terremotos y se las ha analizado mediante estaciones sísmicas ubicadas en todo el mundo. Pequeñas diferencias en los tiempos de arribo de las ondas han sido interpretadas de la siguiente manera:

- Las velocidades de propagación son mayores en las rocas del manto con respecto a las de la corteza.
- La velocidad de propagación aumenta con la profundidad.
- Existe una zona de baja velocidad de propagación ubicada entre los 100 y 250 km de profundidad, conocida como “zona de baja velocidad (ZBV)”, equivalente a la astenosfera.
- La velocidad se incrementa abruptamente a los 660 km de profundidad.

- Existe una zona en la que las velocidades desciden justo por encima del límite entre el núcleo y el manto (zona conocida como capa “D’’).

- Las ondas S no pasan a través del núcleo externo, por lo que se lo supone líquido, pero las ondas P crean ondas S en el límite con el núcleo interno.

- Las ondas P aumentan drásticamente su velocidad de propagación en el límite entre el núcleo externo líquido y el núcleo interno sólido.

En el año 1909 se llevó a cabo uno de los primeros descubrimientos de la historia de la sismología, cuando un sismólogo croata llamado Andrija Mohorovičić se dio cuenta que, a cierta distancia de un terremoto (300 km en la Fig. 15), dos grupos de ondas sísmicas arribaban a la estación sismológica con unos segundos de diferencia (Fig. 15). Su razonamiento fue que las ondas sísmicas que habían viajado a través del manto lo habían hecho a mayor velocidad que las que lo hicieron a través de la cor-

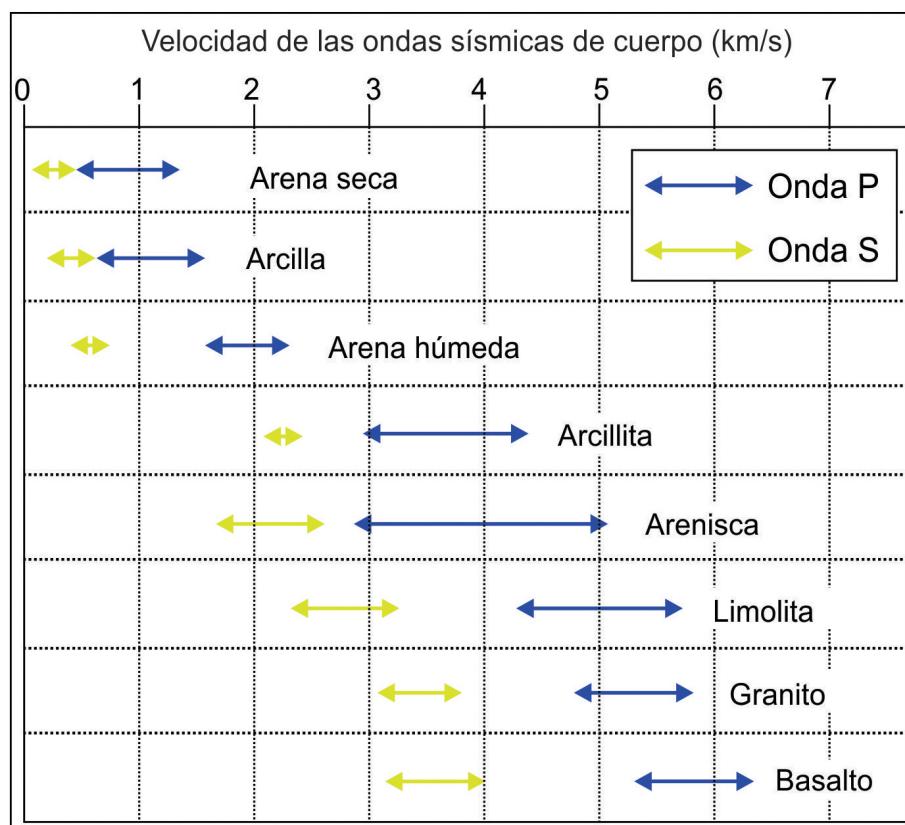


Figura 13. Velocidades de las ondas de cuerpo, P y S, al propagarse en diferentes materiales.

teza debido a que las rocas mantélicas poseen mayor densidad. Esto implicaba que a mayor profundidad las rocas debían ser más densas. A partir de este razonamiento se comenzó a pensar en que el interior de la Tierra no era homogéneo, sino que estaba formado por capas de rocas diferentes separadas por una discontinuidad. Asimismo, se comenzó a estimar la profundidad del límite corteza-manto. Por tal motivo, la discontinuidad que separa la corteza del manto se conoce como discontinuidad de Mohorovičić o Moho y se ubica a 30 o 40 km de profundidad en cortezas continentales, mientras que en cortezas oceánicas a unos 5 a 10 km.

Luego de años de estudio de la propagación de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra, se ha obtenido un registro bastante claro de las heterogeneidades de su interior. Como se observa en la Figura 16, las velocidades de las ondas P y S sufren numerosas variaciones de la velocidad de propagación desde las zonas superficiales hasta las más profundas. Entre estas variaciones se destacan: i) el notable incremento de velocidades en el límite corteza-manto superior (Moho), ii) el descenso de velocidades entre los 100 y 250 km (ZBV: zona de baja velocidad) marcando el límite entre la porción rígida más externa de la Tierra (litosfera)

y la porción dúctil por debajo (astenosfera), iii) el incremento de velocidades a los 410 km (comienzo de la zona de transición del manto – ver más adelante), iv) el incremento menor de velocidades a los 520 km (zona interna de la zona de transición del manto); v) el marcado incremento de velocidades a los 660 km (límite entre la zona de transición del manto y el manto inferior); vi) el descenso relativo de velocidades a los ~2700 km (comienzo de la capa D''); vii) el notable descenso de velocidad de las onda P y desaparición de las ondas S a los 2900 km (límite entre el manto inferior y el núcleo externo líquido – la desaparición de las ondas S se da porque, como se vió antes, estas ondas no se propagan en medios líquidos) y viii) el incremento de velocidad de las ondas P y “reaparición” de las ondas S a los 5100 km (límite entre el núcleo externo líquido y el núcleo interno sólido).

El hecho de que las ondas S no se propaguen en el medio líquido produce, ante una fuente sísmica (terremoto), una zona que sombra de 154° del lado opuesto de la Tierra, en la que no se reciben estas ondas debido a la presencia del núcleo externo líquido. Esto se ha utilizado para conocer la profundidad del límite entre el manto inferior y el núcleo (Fig. 16b). Asimismo, la refracción de las ondas P

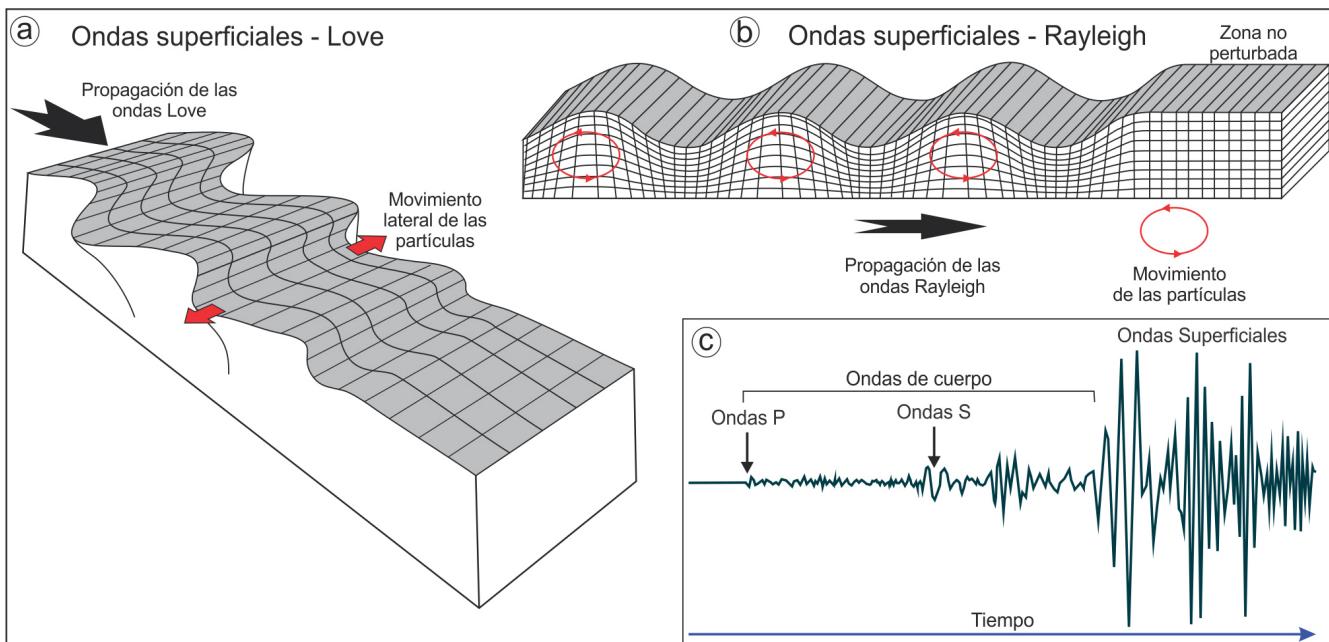


Figura 14. a) Propagación de ondas superficiales tipo Love. b) Propagación de ondas superficiales tipo Rayleigh. c) Registro de un sismógrafo en donde se observa el orden de arriba de los distintos tipos de ondas sísmicas.

que se produce al propagarse por el núcleo externo líquido y al retornar al manto sólido, provoca una desviación de las ondas que genera dos pequeñas sombras de 47° del otro lado de la Tierra (Fig. 16b).

En los últimos años se han comenzado a utilizar datos de múltiples sismógrafos y de cientos de terremotos con el fin de crear imágenes sísmicas tridimensionales de la corteza y del manto, las que se conocen como tomografías sísmicas. Esto ha significado un avance muy importante para el entendimiento de la dinámica de la Tierra, ya que ha mejorado notablemente el conocimiento de procesos tectónicos de gran escala tales como subducción, ascenso de plumas mantélicas, el recorrido de las litósferas oceánicas hacia la base del manto inferior (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro), entre tantas otras aplicaciones (Fig. 17).

4.2. Origen de la estratificación de la Tierra

La subdivisión en capas que posee nuestro planeta es un aspecto que, si bien se ha establecido con bastante claridad, su origen ha estado en constante discusión desde hace décadas, sin lograr un acuerdo total aún. Existe cierto consenso entre los investigadores en que su estratificación interna se produjo en los primeros estadios de conformación del planeta; probablemente en los primeros 500 millones de años. Asimismo, la mayor parte de los científicos del mundo aceptan que la proto-Tierra elevó su temperatura a medida que iba creciendo

gracias al constante bombardeo de meteoritos y asteroides. El calentamiento se produjo principalmente por la compresión del material a medida que se iba densificando, sumado a la descomposición de isótopos radioactivos.

Básicamente existen dos corrientes de pensamiento en relación al origen de la estratificación del interior terrestre; por un lado el modelo de acreción homogéneo y por otro el heterogéneo. En el modelo de acreción homogéneo se cree que la Tierra comenzó como un cuerpo homogéneo compuesto por planetesimales de diversos tamaños y algunos gases atrapados. Posteriormente un intenso calentamiento interno condujo a la fusión del hierro metálico que se concentró en el centro de la Tierra para formar el núcleo. Por otro lado, el modelo de acreción heterogénea implica que los planetesimales que se acrecionaban para formar la proto-Tierra ya estaban diferenciados. Esto se basa en la gran variabilidad de meteoritos que existen, habiéndose reconocido ejemplares formados netamente por una aleación de hierro y níquel (sideritos), otros por mezclas de silicatos y metal (siderolitos), como así también aquellos constituidos íntegramente por minerales silicatados (meteoritos rocosos). Debido a esto, algunos científicos sugieren que el núcleo de la Tierra se formó por la acreción de planetesimales en los que el hierro metálico se encontraba separado de los silicatos.

Sea cual sea el modelo, muchos investigado-

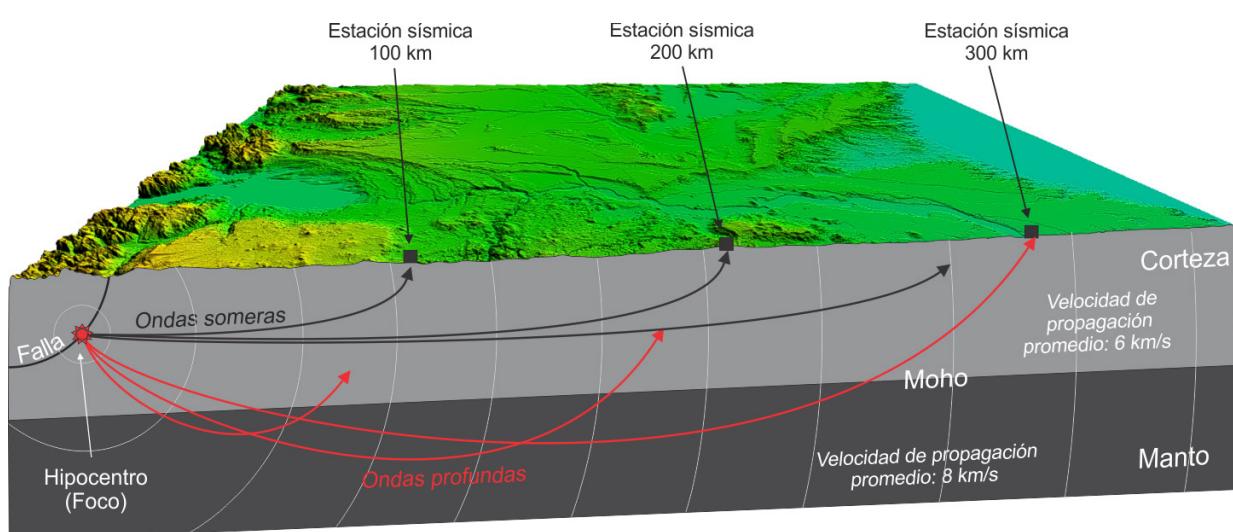


Figura 15. Descubrimiento de la discontinuidad de Mohorovičić.

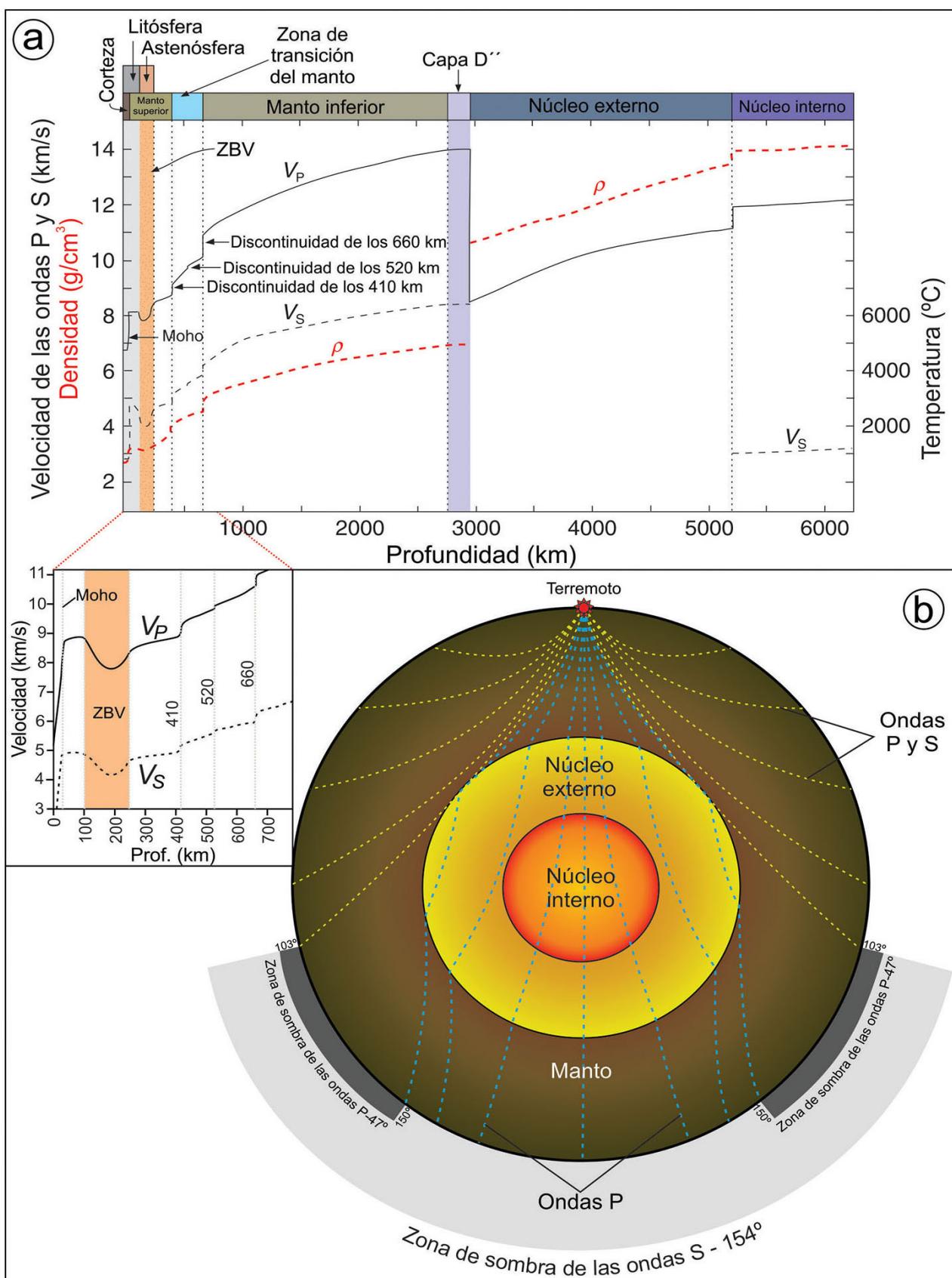


Figura 16. a) Variación de las velocidades de propagación de ondas sísmicas en el interior terrestre. Se destacan las discontinuidades provocadas por cambios abruptos en las velocidades debido a cambios litológicos (V_p : Velocidad de ondas P; V_s : Velocidad de ondas S). Se indica además el incremento de la densidad y un detalle de las velocidades en los primeros 700 km de profundidad (modificado de Condie 2016). b) Propagación de ondas sísmicas desde un terremoto a través del interior del planeta. Las ondas S no se propagan a través del núcleo externo líquido y por refracción de las ondas P se generan las zonas de sombra.

res creen que hace unos 4.400 millones de años gran parte de la zona externa del planeta (algunos sugieren los primeros 450 km más superficiales, mientras que otros indican profundidades mucho mayores) se encontraba fundida, en lo que se conoce como océano de magma. Se ha sugerido que cristales de olivino flotaban en este océano de magma para formar así una capa constituida en mayor medida por este mineral (manto superior), mientras que hacia zonas más profundas otros minerales más densos (silicatos y óxidos con estructura de perovskita) cristalizaban (manto inferior). En el contexto del océano de magma, gotas de metal fundido (esencialmente hierro) decantaría hacia zonas más profundas debido a su alta densidad, acu-

mulándose en la base de este océano magmático. Luego, ya sea mediante grandes diapiros (Fig. 18a) o mediante una red de poros interconectados (Fig. 18b), ese metal líquido acumulado llegaría hacia el centro del planeta, constituyendo el núcleo. El material de los planetesimales originalmente acumulado en la proto-Tierra y los impactos recurrentes de meteoritos serían las principales fuentes de estos metales, los que al estar dentro del océano de magma se fundirían.

Eventualmente la porción más externa del océano de magma se enfrió lo suficiente como para cristalizar y formar una capa externa rígida constituida por rocas ígneas. Esta capa, conocida como litósfera, habría estado constituida en su porción

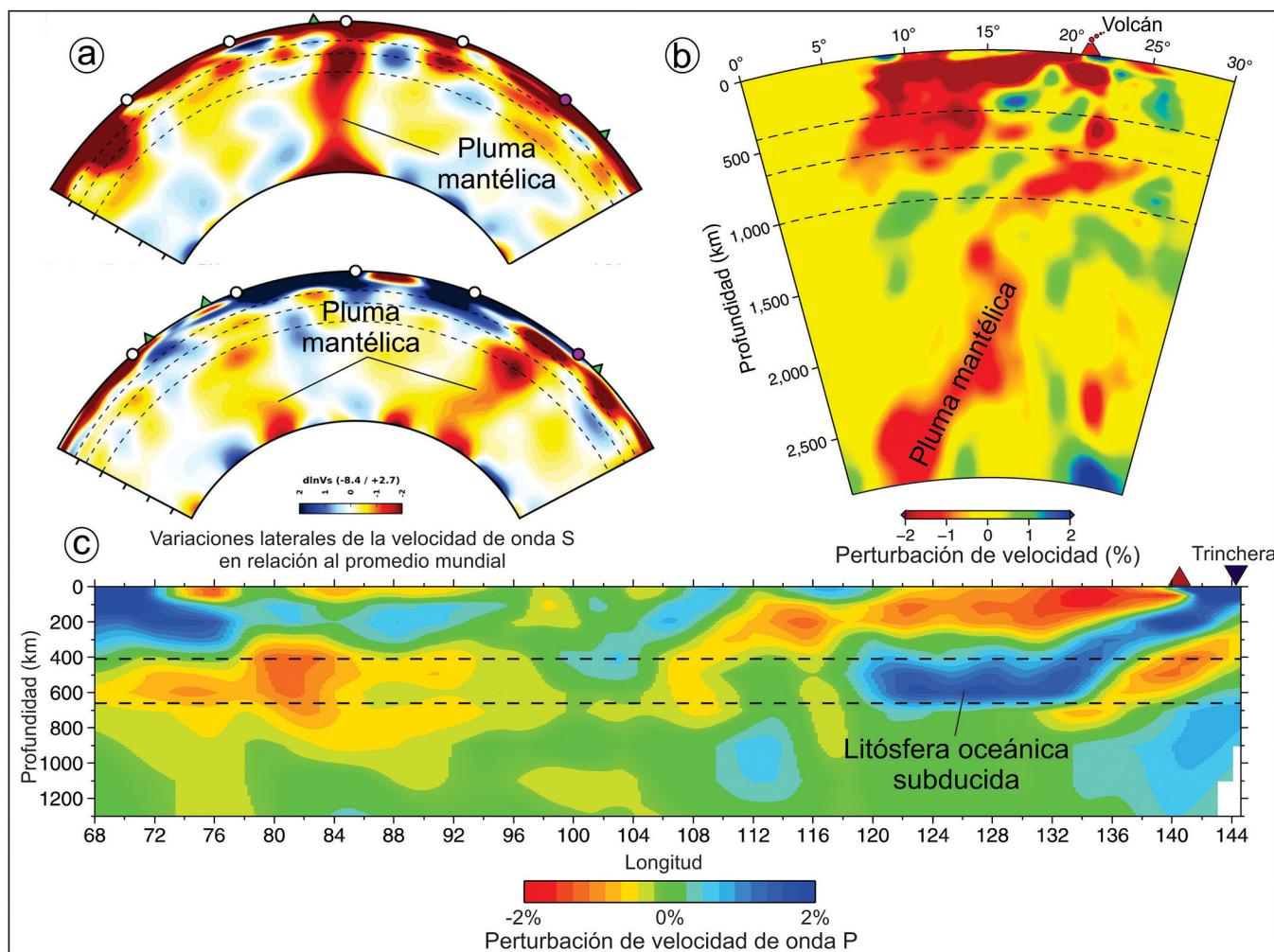


Figura 17. a) Tomografía sísmica en donde se observa el ascenso de una pluma del manto (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro) (modificada de Davaille y Romanowicz 2020). b) Tomografía sísmica de la pluma del manto debajo de Yellowstone (tomada de Nelson y Grand 2018). c) Tomografía sísmica en donde se observa una litósfera oceánica subducida y estancada en la zona de transición del manto (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro) (modificada de Huang y Zhao 2006).

más externa por una delgada corteza formada en gran medida por un tipo de rocas volcánicas básicas conocidas como komatiitas, las cuales hoy en día se encuentran exclusivamente (salvo un solo caso de komatiitas cretácicas en una isla de Colombia) en las porciones de corteza más antiguas del planeta. Estas rocas volcánicas, caracterizadas tanto por presentar altos contenidos en MgO ($>18\%$), bajos contenidos en SiO₂ (30-52%) y de álcalis (Na₂O + K₂O<2%), como por poseer habitualmente una textura particular conocida como spinifex (cristales esqueletales o dendríticos de olivino y piroxeno que se asemejan a un género de plantas de Asia y Australia), provendrían de magmas fundidos a temperaturas mucho mayores que los magmas actuales, ya que se habrían eruptado a unos 1600 °C. Esta diferencia de temperaturas con los magmas actuales se encuentra directamente vinculada al enfriamiento progresivo del planeta Tierra.

Por debajo de esta delgada corteza, la litósfera se constituyó de una roca rica en olivino de grano grueso, conocida como peridotita, la cual forma la mayor parte del manto superior en la actualidad (Fig. 18c).

Actualmente se cuenta con evidencias de que hace unos 4.200 millones de años existían frag-

mentos sólidos de corteza, habiéndose encontrado cristales de circones en rocas sedimentarias antiguas. Estos cristales son un constituyente común en rocas graníticas (granitoides), las que a su vez son componentes esenciales de las cortezas continentales.

4.3. Estructura interna de la Tierra

Lo mencionado a continuación sobre la estructura interna de la Tierra está basado en Kaminsky (2012; 2017), Sen (2014), Fumagalli y Klemme (2015) y Condie (2016).

4.3.1. Corteza: La corteza de la Tierra es la porción rígida más externa del planeta, cuya base está definida por una marcada discontinuidad sísmica conocida como discontinuidad de Mohorovičić o Moho. Existen tres tipos de corteza, oceánica, continental y transicional, de la cuales la oceánica y la continental son las predominantes. La corteza oceánica, cuya composición es predominantemente máfica, posee un espesor promedio general de 3 a 15 km y comprende un 54% de la superficie del planeta y un 17% del volumen cortical. La corteza continental, con composiciones félasicas en la porción superior e intermedias y máficas en la inferior, presenta es-

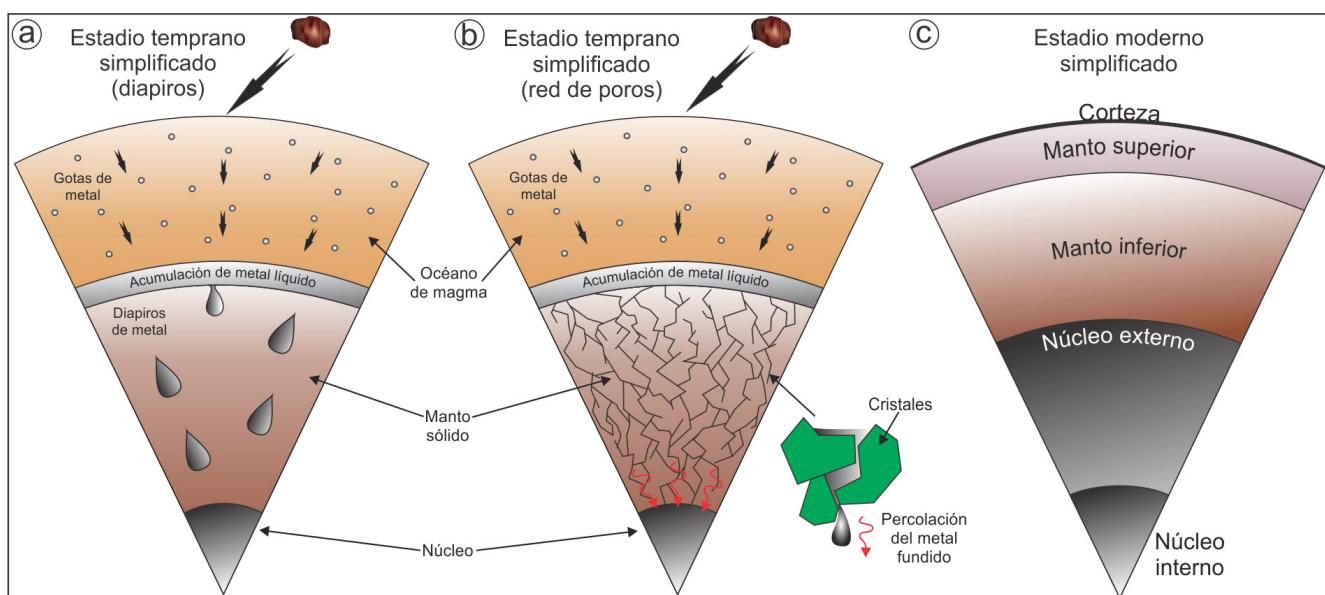


Figura 18. Modelos de formación de la estratificación del planeta Tierra. a) Diapiros de metal fundido. b) Red de poros y fracturas interconectadas. c) Estadio moderno de estratificación (basado en Corgne et al. 2009 y Shi et al. 2013).

pesores de entre 30 a 70 km y comprende un 77% de volumen de corteza del planeta y un 40% de la superficie. Por su parte, la corteza transicional, representada por islas oceánicas, arcos de islas y márgenes continentales se presenta con espesores de entre 15 a 30 km.

El conocimiento que se tiene actualmente sobre las cortezas oceánicas proviene esencialmente del estudio de las ofiolitas, las cuales son fragmentos de cortezas oceánicas preservados sobre la corteza continental por procesos tectónicos (obducción) que serán luego desarrollados, como así también por perforaciones llevadas a cabo en el fondo marino. En relación a los sectores medios y profundos de la corteza continental, el conocimiento se basa en el estudio de regiones del planeta en las se han desarrollado colisiones continentales (orógenos colisionales), en donde afloran dichas

porciones de la corteza. Asimismo, fragmentos de roca provenientes de la base de la corteza son llevados ocasionalmente a la superficie por magmas que ascienden y se eruptan en la superficie, los cuales son conocidos como xenolitos corticales.

4.3.1.1. Estructura sísmica de la corteza: La discontinuidad de Mohorovičić o Moho es la discontinuidad sísmica más externa de la Tierra y separa la base de la corteza del manto superior. La profundidad de esta varía desde 3 km en cortezas oceánicas a 70 km en cortezas continentales engrosadas por procesos tectónicos. Esta discontinuidad es marcada por un notable incremento de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas de tipo P, desde velocidades inferiores a 7,6 km/s, a velocidades por encima de los 8 km/s debido al incremento de densidad en las rocas producido por el cambio com-

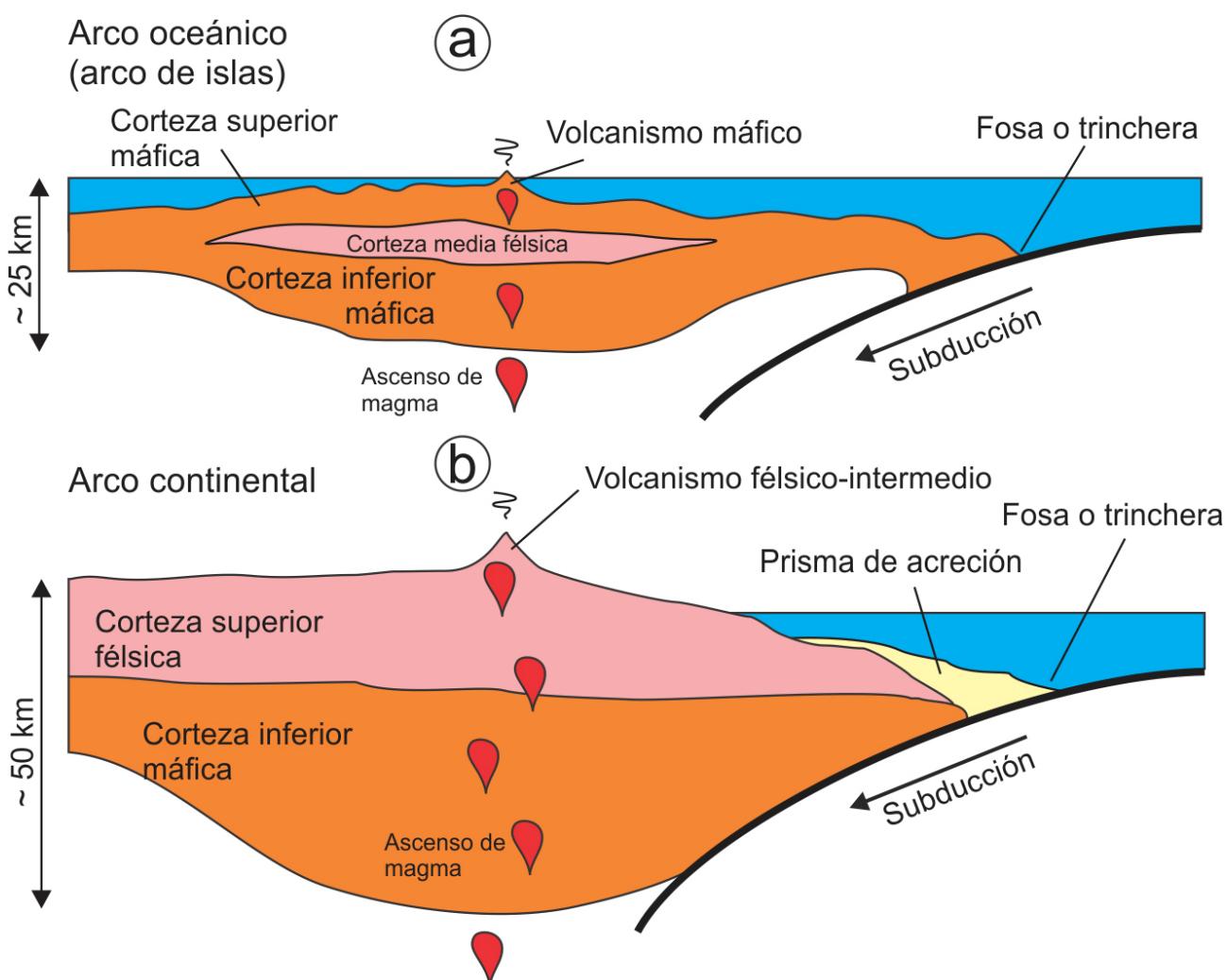


Figura 19. a) Arcos oceánicos (arcos de islas). b) Arco continental (tomado de Condie 2016).

posicional que involucra el pasaje desde la corteza al manto superior. Si bien en algunos sectores de la Tierra esta discontinuidad es clara y determina efectivamente el límite entre la corteza y el manto, en otros no es tan clara o bien no marca con exactitud dicho límite. Un ejemplo de esto se da en regiones en las que la corteza continental posee un espesor anómalamente alto debido a un evento colisional entre dos cortezas continentales. En estas regiones, el espesor de la corteza puede superar los 70 km ocasionando que la base de la misma sufra un proceso metamórfico, ligado a la alta presión a la cual se encuentra sometida, que la transforma en un tipo de roca altamente densa conocida como eclogita (roca metamórfica de alta densidad constituida por granate y clinopiroxeno). La velocidad de propagación de las ondas P en estas rocas es semejante a las velocidades en el manto, por lo que el Moho se ubicará en el interior de la corteza y no en su base.

4.3.1.2. Capas de la corteza: La distribución de las velocidades de las ondas sísmicas a través de la corteza oceánica indican que esta puede ser dividida en tres capas: (i) la capa de sedimentos (de 0 a 1 km de espesor), (ii) la capa de basamento (de 0,7 a 2 km de espesor) y (iii) la capa oceánica (de 3 a 7 km de espesor). La corteza continental por su parte, posee numerosas capas de espesores variables. Si bien los modelos de dos o tres capas son los más comunes, existen regiones en donde se han sugerido modelos de una capa o de más de tres. Sacando de lado los bordes de las placas continentales y las regiones de arcos magmáticos (ver más adelante), las cortezas continentales tienen espesores aproximados de entre 30 y 40 km, mientras que el espesor promedio de una corteza oceánica es de 5 a 7 km.

4.3.1.3. *Tipos corticales*

4.3.1.3.1. *Corteza Oceánica*

4.3.1.3.1.1. *Cordilleras oceánicas – Dorsales centro-oceánicas:* Son fisuras lineales de la corteza oceánica en donde se crea nueva litósfera oceánica a medida que las placas que las flanquean se alejan una de la otra. Son altos topográficos del suelo oceánico y muy inestables tectónicamente. En la porción central de las fisuras hay una zona deprimida que corresponde al sector donde se crea nueva corteza oceánica debido al ascenso de magmas basálticos provenientes de la fusión parcial de la astenosfera. Estos fundidos, los que se extruyen e intruyen originando un gran volumen de rocas ígneas máficas que dan origen a la corteza oceánica, son generados debido al proceso de fusión por descompresión adiabática de la astenosfera (ver capítulos “Tectónica de placas” y “Geomorfología volcánica” de este libro). Existen, a grandes rasgos, dos tipos de dorsales centro-oceánicas, las de propagación rápida (>80 mm/año) y las de propagación lenta (<12 mm/año). Las diferencias entre ambas son numerosas entre las que se destacan las diferencias topográficas, la tasa de generación de magma, el tipo de corteza oceánica generada, entre otras.

4.3.1.3.1.2. *Cuencas oceánicas:* Las cuencas oceánicas representan el tipo cortical más extendido en la Tierra y se compone de la corteza oceánica y de la capa de sedimentos que le suprayace. La corteza oceánica posee habitualmente un espesor de entre 3 a 15 km, mientras que el de la capa sedimentaria es, por lo general, menor a 500 m. La corteza oceánica se caracteriza por poseer anomalías magnéticas lineales debido a que, durante su generación, la polaridad del campo magnético puede variar de normal a inverso (ver capítulo “Paleomagnetismo” de este libro).

4.3.1.3.1.3. **Islas Volcánicas:** Las islas volcánicas son grandes estructuras volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas (p. ej. Islas de Hawái, Islas Canarias, etc.) o bien sobre o cerca de dorsales centro-oceánicas (p. ej. Isla de Ascensión, Isla de Bouvet, etc.), las cuales emergen por encima del nivel del mar. Se cree que algunas islas volcánicas son/fueron generadas por la actividad de una anomalía térmica del manto conocida como pluma mantélica. Una vez que la isla deja de tener actividad volcánica suele erosionarse y pasar a ser un monte submarino por encontrarse sumergido. Si su morfología superior es plana, se los denomina Guyots.

4.3.1.3.1.4. **Trinchera o fosa:** Las trincheras o fosas son las zonas más profundas (5 – 8 km) de los océanos. Éstas indican la zona en donde comienza la subducción (Fig. 19) y están asociadas a una alta actividad sísmica. Las trincheras suelen ser paralelas a los sistemas de arcos volcánicos, los que re-presentan la actividad magmática ligada al proceso de subducción (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro).

4.3.1.3.2. Corteza Continental

4.3.1.3.2.1. **Escudos y plataformas:** Los escudos Precámbricos son porciones tectónicamente estable-s de continentes, compuestos de rocas plutónicas y/o metamórficas precámbricas (desde 0,5 a más de 3,5 Ga) con nula a muy poca cobertura sedimentaria. Por lo general no presentan topografías positivas y comprenden alrededor de un 11% del total de corteza de la Tierra, siendo los escudos africanos, canadienses y antárticos los más importantes. Las plataformas son de igual modo sectores estable-s tectónicamente compuestos de rocas plutónicas y metamórficas precámbricas, aunque cubiertas por 1 a 3 km (hasta 5 km) de rocas sedimentarias relativamente no deformadas. Las plata-formas comprenden la mayor parte del volumen de corteza del mundo. Tanto las plataformas como los escudos son habitualmente llamados cratones, los que corresponden a porciones de continente

isostáticamente positivos y estables tectónicamente.

4.3.1.3.2.2. **Orógenos:** Los orógenos son grandes cinturones curvilíneos producidos por deformación contraccional debido a la acción de esfuerzos com-presivos generados a partir de episodios de colisión continental, o bien por subducción. Habitualmente se manifiestan en superficie como cadenas mon-tañosas cuya elevación es dependiente de la edad del evento orogénico. Los orógenos colisionales antiguos están fuertemente erosionados por lo que la expresión topográfica es moderada a baja, mientras que los orógenos recientes presentan montañas elevadas (p. ej. Alpes, Himalayas). Los espesores de corteza de los orógenos son muy variables, desde 30 km en orógenos paleozoicos hasta 70 km en orógenos modernos. En general, el espesor de-crece con la edad.

4.3.1.3.3. **Corteza transicional**

4.3.1.3.3.1. **Mesetas oceánicas (Plateaus oceánicos):** Las mesetas oceánicas son grandes y es-pesas planicies ubicadas sobre el suelo oceánico compuestas de rocas volcánicas e intrusivas básicas. Habitualmente poseen espesores de 15 a 30 km, aunque algunas exceden los 30 km, pudiendo superar el nivel del mar y emerger parcialmente so-bre éste. Se encuentran cubiertas por una delgada capa de sedimentos marinos que no supera los 2 km de espesor y su origen se vincula probable-mente con la actividad de plumas mantélicas que impactan en una litósfera oceánica. Son los equivalentes oceánicos de los flujos de basalto que se emplazan sobre las cortezas continentales (*conti-nental flood basalts – CFBs*).

4.3.1.3.3.2. **Arcos:** Los arcos son cadenas de volca-nes que se ubican por encima de zonas de subducción en donde una placa se introduce en el manto por debajo de otra. Existen arcos oceánicos (Fig. 19a) y arcos continentales (Fig. 19b); los primeros se desarrollan sobre corteza oceánica, mientras que los segundos se localizan en cortezas continen-tales y poseen espesores marcadamente mayores a los anteriores.

Los arcos oceánicos se manifiestan habitualmente como cadenas arqueadas de islas volcánicas (p. ej. Izu-Bonin-Mariana en el sector occidental del Océano Pacífico), mientras que los arcos continentales lo hacen como una gran cadena volcánica (p. ej. Andes). Los arcos modernos se caracterizan por poseer una alta actividad sísmica y volcánica, componiéndose principalmente por rocas volcánicas y plutónicas jóvenes, junto con un escaso volumen de sedimentos provenientes de su erosión.

4.3.1.3.3.3. Rift continental: Los *riffs* continentales son depresiones tectónicas rodeadas y generadas por fallas normales (o directas; ver capítulo “Geo-logía estructural” de este libro) producidas por procesos extensionales mediante los cuales la corteza se “estira” y adelgaza. En sistemas de *rift* modernos la actividad sísmica y volcánica puede ser intensa. El *rift* más importante en la actualidad se ubica en la región oriental de África, el cual se extiende por unos 6500 km (ver capítulos “Tectónica de placas” y “Geomorfología volcánica” de este libro).

4.3.1.3.3.4. Cuencas oceánicas internas: Las cuencas oceánicas internas están parcial o totalmente rodeadas por una corteza continental estable tectónicamente, donde la actividad sísmica es insignificante o inexistente. Ejemplos de cuencas oceánicas internas son el Mar Caspio, el Mar Negro y el Golfo de México. Por lo general poseen espesas capas de sedimentos clásticos y son comunes los diapiros de lodo y sal. Muestran un rango considerable en el espesor de la corteza que va desde unos 15 km en el Golfo de México hasta 45 km en el Mar Caspio. En general, la capa o capas sedimentarias se apoyan directamente sobre la corteza inferior con poca o nada de corteza superior.

4.3.2. Manto

4.3.2.1. Manto superior: El manto superior se extiende desde la base de la corteza (continental u oceánica) hasta los 410 km de profundidad aproximadamente, en donde una discontinuidad marca el inicio de la zona de transición del manto. En comparación con la corteza terrestre, la cual posee

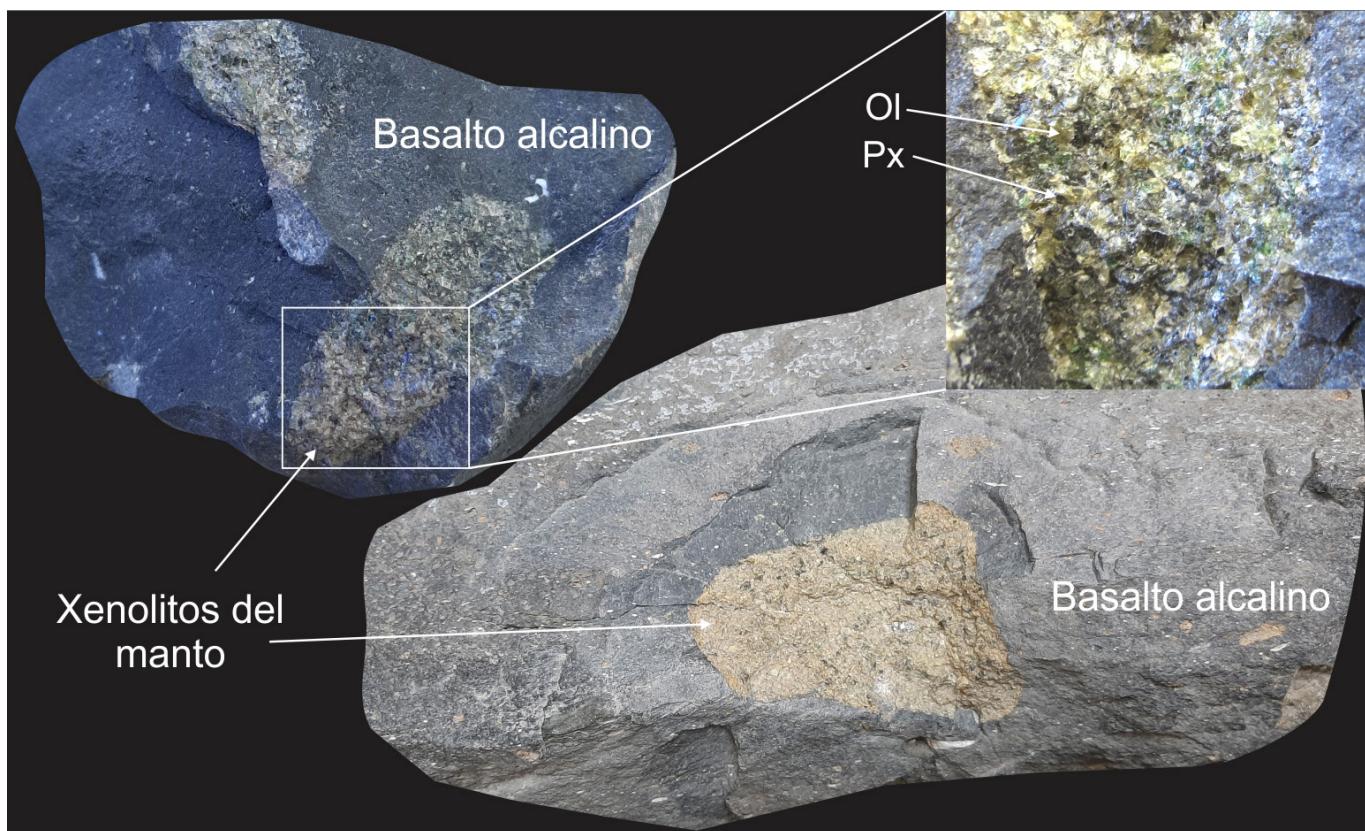


Figura 20. Xenolitos del manto incluidos en coladas basálticas constituidos esencialmente por cristales de olivino y piroxeno.

cientos de minerales diferentes y múltiples tipos de rocas, la composición química y mineralógica del manto terrestre es bastante sencilla. A las rocas del manto superior se las observa tanto en fragmentos aflorantes por procesos tectónicos (p. ej. zonas de colisión continental), como mediante pequeños fragmentos de rocas que son llevados a la superficie por magmas ascendentes que hacen erupción. Estos fragmentos, conocidos como xenolitos del manto (Fig. 20), suelen aparecer en basaltos alcalinos eruptados en ambientes de intraplaca.

La mayor parte del manto superior está compuesto por rocas ultramáficas conocidas como peridotitas (rocas ultramáficas con más del 40% de olivino. Fig. 21), las que están compuestas mayormente por olivino [nesosilicato $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$], ortopiroxeno [inosilicato - $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$], clinopiroxeno [inosilicato - $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$] y una fase mineral rica en aluminio que puede ser plagioclasa [(tecosilicato - feldespatos calco-sódicos – $(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$], espinela (óxido de magnesio y aluminio - MgAl_2O_4) o granate [nesosilicato – $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Cr}, \text{Ti}, \text{V})_2(\text{SiO}_4)_3$] dependiendo de la presión.

Si bien esto último es cierto para la mayor parte del manto terrestre, hay sectores en los que predominan las piroxenitas (rocas ultramáficas con menos del 40% de olivino. Fig. 21a) producto de

alteraciones del manto ligadas al proceso de subducción. A partir del estudio de xenolitos del manto se sabe que, debajo de los continentes, el manto consiste de una variedad de rocas ultramáficas que van desde dunitas (rocas ultramáficas con más del 90% de olivino) a lherzolitas (Fig. 14a).

La variabilidad de rocas se define en base a la cantidad de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con composiciones que van desde rocas ricas en Ca y Al (lherzolitas) hasta rocas ricas en Mg pero pobres en Ca y Al (dunitas). Las lherzolitas pueden ser entendidas como las rocas del manto que no han sufrido ninguno de los procesos que modificaron su composición original. Éstos, responsables de generar heterogeneidades en las rocas mantélicas, abarcan episodios de fusión parcial (ver capítulo “Magmatismo” de este libro), interacción con magmas ascendentes desde zonas más profundas o bien por reacción con magmas derivados de materiales corticales (rocas) reciclados por el proceso de subducción que transporta rocas desde zonas someras a zonas profundas (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro).

La fusión parcial de lherzolitas produce magmas basálticos, los cuales ascienden hacia la corteza por poseer menor densidad que las rocas mantélicas del entorno. Durante el proceso de fusión, se funden los minerales de menor punto de fusión

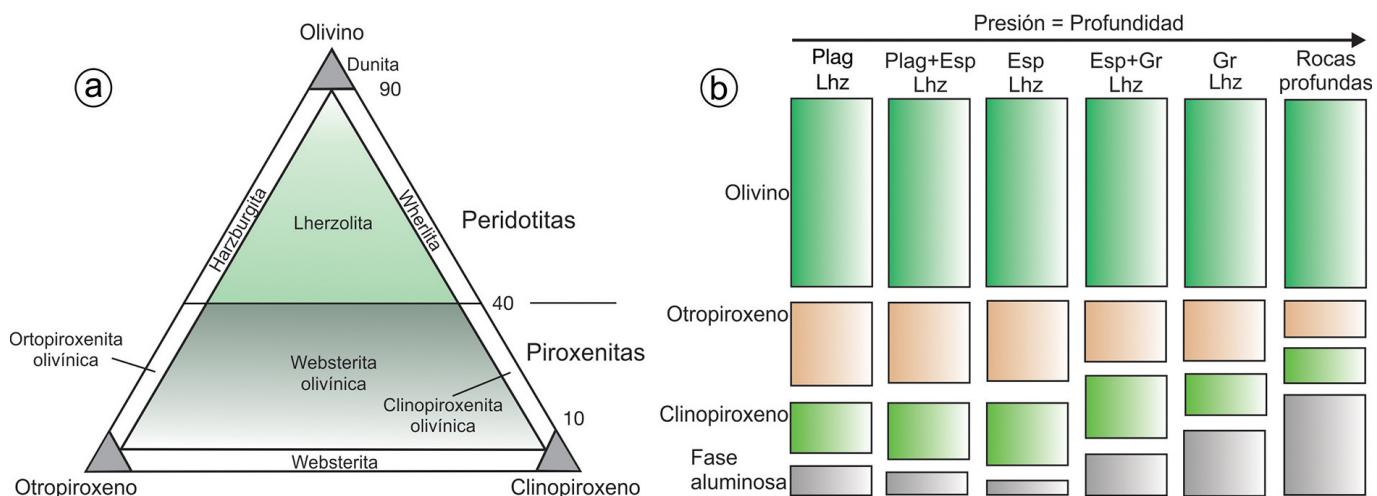


Figura 21. a) Triángulo composicional de las rocas ultramáficas del manto superior (basado en Fumagalli y Klemme 2015). b) Composición y proporción mineralógica de una lherzolita del manto superior a medida que se incrementa la presión (profundidad). Abreviaturas: Plag: Plagioclasa; Esp: Espinela; Gr: Granate; Lhz: Lherzolita.

(concepto de fusión parcial. p. ej. clinopiroxenos), por lo que luego de que el magma se separe (ex-solución) de su roca de fuente, ésta quedara empobrecida en los elementos químicos que se “fueron” en el magma. Esto implica que la pequeña cantidad de clinopiroxenos presente en las lherzolitas desaparecerá completamente durante altos grados de fusión parcial. Incluso otras fases minerales, tales como espinela y ortopiroxenos, también pueden fundirse si la fusión es sustancial. De esta manera, de la lherzolita original quedará un “residuo” rocoso integrado por rocas harzburgíticas o duníticas dependiendo de la intensidad de la fusión.

El otro proceso responsable de producir heterogeneidades en el manto superior se vincula con la reacción de las rocas con magmas que ascienden desde zonas más profundas. Estos fundidos poseen composiciones que son distintas a las de las rocas que los rodean en el manto superior, por lo que se dan reacciones físico-químicas que modifican tanto la composición del fundido, como el de la roca. En base a estudios de xenolitos provenientes de zonas del manto modificadas por este mecanismo se han observado enriquecimientos muy marcados en Fe y empobrecimientos en SiO_2 , producidos por reacción con magmas profundos.

Por último, el tercer proceso está directamente relacionado con el proceso de subducción, mediante el cual rocas de la superficie son introducidas hacia zonas profundas del manto. Estas rocas pueden, en situaciones particulares que serán desarrolladas luego, fundirse y generar magmas de composiciones muy distintas a las rocas del manto que los rodean. Esto conduce a que se produzca una reacción físico-química entre esos magmas provenientes de la fusión de las rocas subducidas y las rocas del manto. Por ejemplo, los cristales de olivino de las rocas del manto pueden disolverse y en su lugar cristalizar ortopiroxeno, provocando que de una peridotita original la roca resultante por la reacción sea una piroxenita.

Como se mencionó previamente, el manto superior está constituido por rocas ultramáficas compuestas de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y una fase mineral rica en aluminio que puede ser

plagioclasa, espinela o granate. Plagioclasa es el mineral rico en aluminio que es estable a presiones bajas, la espinela a presiones medias y el granate a presiones altas. Experimentos recientes han demostrado que además de la presión, la composición original es igualmente determinante.

Los primeros experimentos hechos con el fin de determinar las profundidades de estabilidad de estos tres minerales, determinaron que la transición entre plagioclasa y espinela se daba a presiones de 0,6 – 0,8 GPa y 900-1200 °C (de 18 a 25 km de profundidad aproximadamente). Sin embargo, experimentos más recientes demostraron que existe un rango de profundidades en las que pueden coexistir plagioclasa y espinela en las rocas ultramáficas. Por lo que el paso sería gradual, desde rocas ultramáficas sólo con plagioclasa, a rocas con espinela como única fase mineral aluminosa. Asimismo, otros experimentos permitieron establecer que diferentes composiciones de las rocas mantélicas muestran diferentes profundidades de cambio de fase desde plagioclasa a espinela (Fig. 22a). Por ejemplo, si las rocas del manto poseen contenidos altos en Na, la plagioclasa expande su campo de estabilidad y por ende, la transformación total a espinela se produce a profundidades mayores. De igual modo, si el contenido de Cr es mayor, la espinela aparece a profundidades menores. En la Figura 22a, pueden observarse las distintas líneas que indican el cambio de fase desde plagioclasa a espinela con composiciones de rocas diferentes. La sigla DLZ (*depleted lherzolita*) indica composiciones de lherzolita empobrecidas, lo que se traduce en rocas con poco contenido de ciertos elementos, entre ellos Na. El poco contenido de Na desfavorece la estabilidad de las plagioclasas, por ende, la espinela aparece tempranamente acompañando al olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. El caso contrario son las rocas indicadas con la sigla HNa-FLZ (*high Na – fertile lherzolite*). Para éstas, el alto contenido en Na expande el campo de estabilidad de las plagioclasas en desmedro de la espinela, por lo que el cambio de fase se produce a profundidades mayores. Las demás líneas del gráfico representan distintas composiciones de rocas, lo cual deja claro

la dependencia de la composición del manto.

En relación al cambio de fase de espinela a granate (desde peridotitas con espinela a peridotitas con granate), los experimentos hechos con composiciones estándar han determinado que el cambio de fase se produce a presiones por encima de ~1,4 GPa (~50 km de profundidad) (Fig. 22b). Sin embargo, al igual que para el caso anterior, la composición de las rocas mantélicas modifica sustancialmente esta determinación. En este caso, la cantidad de Cr en relación al Al ejerce un fuerte control sobre este cambio de fase. Cuando la relación Cr/(Cr+Al) es 0 (altas concentraciones de Al en relación al Cr), el cambio de fase se produce a presiones de 1,7 a 2,4 GPa, mientras que cuando la relación es 1 (muy bajas concentraciones de Al en relación al Cr), el cambio de fase se da a presiones mucho mayores de hasta 7-11 GPa (> 200 km de profundidad) (Klemme *et al.* 2004). Con cantidades intermedias de Cr y Al (Cr/Cr+Al entre 0 y 1), la espinela y el granate pueden coexistir a presiones entre 1,7 GPa y 11 GPa. La temperatura también influye, acelerando la aparición de granate a temperaturas más altas.

Composicionalmente los granates del manto

superior están compuestos aproximadamente por un 75% de piropo, 10% de grosularia y 15% de almandino. A medida que aumenta la profundidad (presión), la proporción de granate se va incrementando notablemente debido a la desestabilización progresiva de los piroxenos. Tanto los clinopiroxenos como los ortopiroxenos se disuelven sustancialmente a presiones superiores a 10 GPa, lo que conduce a que los componentes liberados desde ellos (esencialmente Mg y Si) sean incorporados por los cristales de granate. Esto produce una marcada modificación en la composición de los granates, los que se transforman en majorita (substitución majorítica), constituyendo un tipo particular de granate que se caracteriza por poseer un exceso de Si.

4.3.2.2. Zona de transición del manto

La zona de transición del manto es, para algunos investigadores, la porción inferior del manto superior, mientras que para otros es una capa independiente ubicada entre el manto superior y el manto inferior. En esta porción del manto se registran tres discontinuidades sísmicas: una de ellas a los 410 km de profundidad, otra a los 520 km (de menor magnitud)

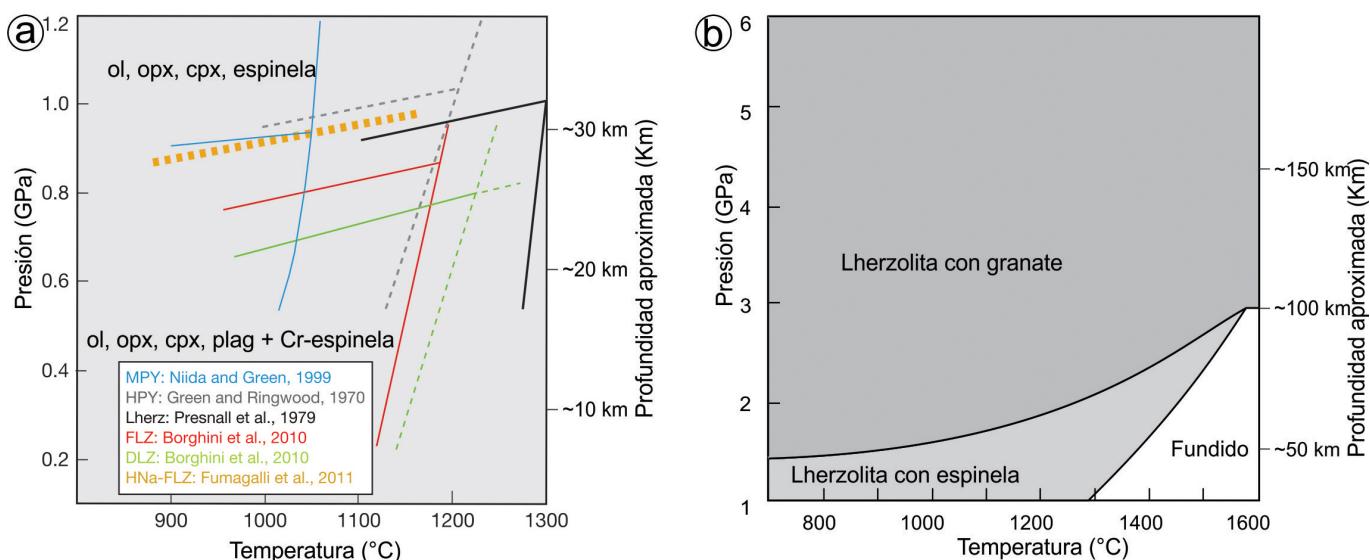


Figura 22. a) Transición de plagioclasa a espinela obtenida a partir de datos experimentales y considerando diversas composiciones de rocas. Abreviaturas: MPY y HPY: tipos de peridotitas cuya composición es predominantemente piroxeno (PY) y olívico (OI), la cual ha sido calculada en laboratorio; Lherz, FLZ, DLZ y HNa-FLZ: Diversos tipos de lherzolitas (ver Fumagalli y Klemme 2015 por más detalles). b) Campos de estabilidad para peridotitas con espinela y con granate (tomada de Wood *et al.* 2013).

y la restante a los 660 km (ver Fig. 16a). De acuerdo a datos experimentales llevados a cabo a alta presión, las rocas peridotíticas del manto sufren importantes cambios mineralógicos con el incremento de la presión. El olivino α (forsterita – Mg_2SiO_4) deja de ser estable a los ~410 km y se transforma en un polimorfo de alta presión conocido como wadsleyita (olivino fase β. Fig. 23a) a unos 14 GPa, el cual posee una estructura semejante a la de la espinela (espineloide). Este cambio de fase no implica un cambio composicional, pero si un incremento de densidad de alrededor del 6% si se considera un contenido de entre 40 y 60% de olivino α-wadsleyita. Otro cambio importante que sucede en la zona de transición del manto en relación a la parte alta del manto superior, se vincula con la proporción y el tipo de granate. La cantidad de granate en el manto superior es de alrededor del 10%, mientras que en la zona de transición del manto alcanza hasta un 35% (Fig. 23a). Este incremento se debe a la desestabilización de los piroxenos a estas profundidades, lo que provoca que el Mg, Fe y el Si de los piroxenos migren a la estructura del granate, provocando una transformación de los granates del manto superior a un granate majorítico (majorita) en la zona de transición. Esto implica igualmente un incremento de ~6% en la densidad de las rocas. Estos cambios mineralógicos hacia rocas de mayor densidad (olivino + clinopiroxenos + ortopiroxenos + granate → wadsleyita + majorita) explican el incremento de las velocidades de ondas sísmicas a los 410 km de profundidad.

A los ~520 km de profundidad se produce un nuevo cambio mineralógico en la zona de transición del manto. De acuerdo a datos experimentales, la wadsleyita se transforma en un polimorfo del olivino más denso que posee la estructura de la espinela. La aparición de este polimorfo, conocido como ringwoodita (olivino fase γ. Fig. 23a), provoca un incremento de un 1% en la densidad de las rocas. Si bien estas fases minerales fueron determinadas y estudiadas en detalle mediante experimentos de

laboratorio, pequeñas inclusiones de estas han sido encontradas en diamantes provenientes de esas profundidades. Las inclusiones son, en este caso, pequeños fragmentos de roca de la zona de transición del manto que han quedado atrapados (incluidos) dentro de un diamante durante su cristalización. Estos diamantes luego ascienden en erupciones de magmas kimberlíticos, permitiendo que científicos extraigan estas inclusiones y determinen su mineralogía.

La zona de transición del manto ha cobrado una notable importancia en los últimos años dado que datos experimentales indican que los polimorfos de olivino, wadsleyita y ringwoodita, serían capaces de contener cantidades sustanciales de fluidos acuosos en su estructura cristalina. Esto fue confirmado entre los años 2014 y 2020, gracias al descubrimiento de inclusiones de wadsleyita y ringwoodita en diamantes provenientes de la zona de transición del manto, conteniendo cantidades importantes (~3%) de fluidos acuosos. Dichos fluidos serían suministrados a esta capa del manto por las litósferas oceánicas que se introducen en el manto por el proceso de subducción, las cuales transportan grandes cantidades de fluidos en la estructura de distintos minerales hidratados. Recientemente se ha descubierto que la presencia de fluidos acuosos en esta zona del manto, tienen consecuencias que hasta pocos años atrás eran impensadas. Diversos volcanes alrededor del mundo deben su origen a procesos de fusión de rocas en el manto debido a la presencia de dichos fluidos acuosos (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro).

A los ~660 km, la ringwoodita se desestabiliza (por las condiciones de presión y temperatura) y se transforma en una mezcla de minerales extremadamente densos denominados bridgmanita y ferropericlasa $[(Mg, Fe^{+2}) SiO_3]$, los que poseen estructura similar a la perovskita. Este cambio mineralógico marca el inicio del manto inferior. Asimismo, la majorita comienza a desestabilizarse a estas profundidades.

4.3.2.3. *Manto inferior*: La mineralogía del manto inferior se conoce esencialmente de dos maneras: la primera de ellas es a través de experimentos realizados en laboratorios de petrología experimental, en donde se someten muestras de roca a las

condiciones de presión y temperatura del manto inferior. De esta manera, los investigadores pueden registrar el cambio mineralógico que sufre la roca a dichas condiciones y, por analogía, se obtienen los minerales de esa porción del manto (Fig. 23b). La

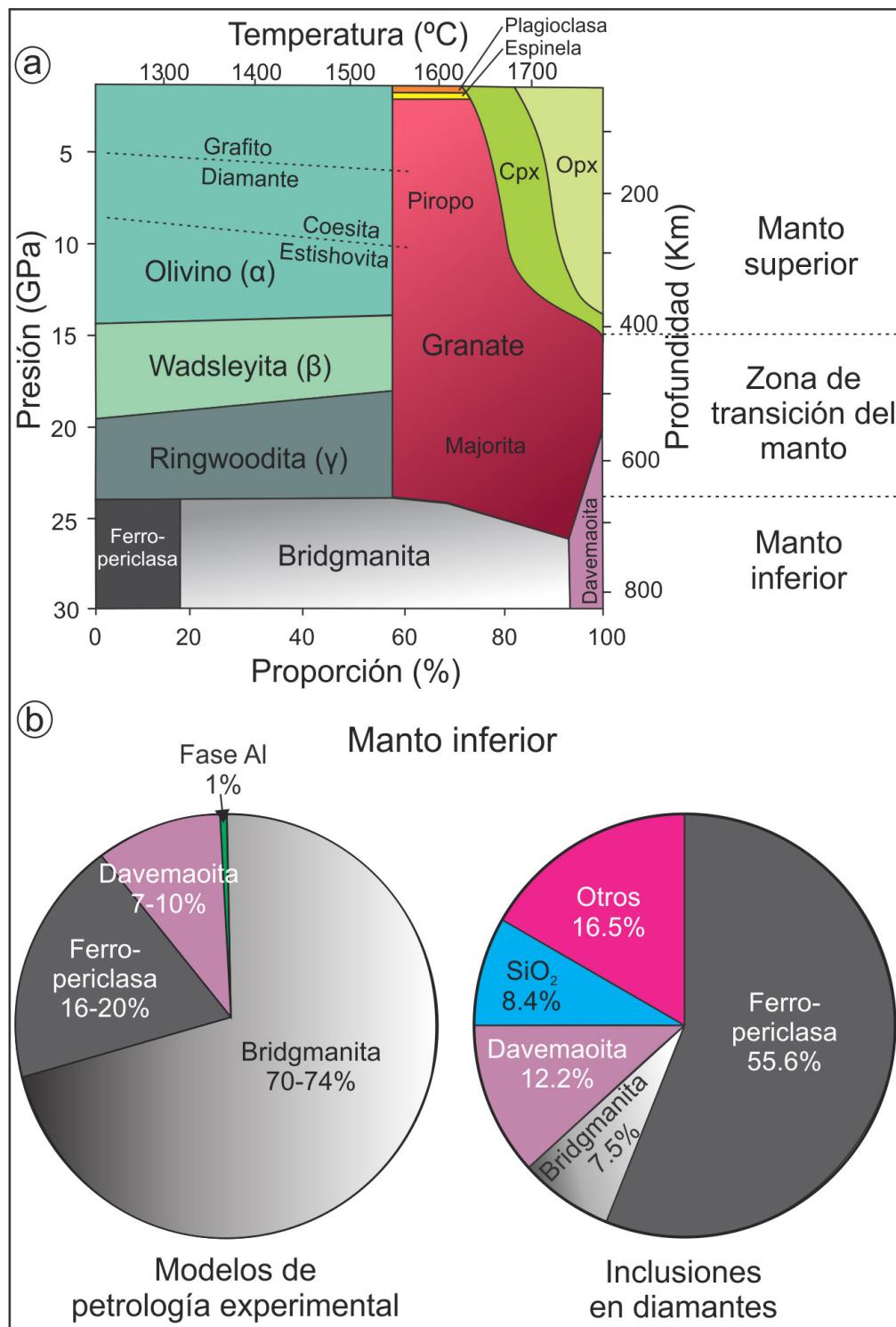


Figura. 23. a) Mineralogía esencial del manto. b) Mineralogía del manto inferior: Diferencias entre muestras obtenidas de inclusiones en diamantes provenientes del manto inferior y los resultados obtenidos a partir modelos de petrología experimental (modificado de Kaminsky 2017).

segunda forma de conocer la mineralogía del manto inferior es a través de inclusiones en diamantes que provienen de esa profundidad (Fig. 23b). Los científicos extraen estas inclusiones y determinan qué minerales se encuentran en ellas. Existen diferencias entre los resultados obtenidos experimentalmente de los determinados mediante el estudio de las inclusiones, en especial en la abundancia de ciertos minerales, pero a grandes rasgos, existe concordancia en las especies minerales dominantes (Fig. 23b). A continuación, se hará una breve síntesis de la mineralogía del manto inferior basada en Kaminsky (2012, 2017) y Tschauner *et al.* (2021).

De acuerdo a lo que se ha visto hasta aquí, la asociación mineralógica del manto superior está principalmente conformada por olivino α , ortopiroxeno, clinopiroxeno y una fase aluminosa que, de acuerdo a la profundidad (presión), está representada por plagioclasa, espinela y granate tipo piro-pyro-almandino (Fig. 23a). Por su parte, en la zona de transición del manto (410-660 km), el olivino α es reemplazado por un polimorfo del olivino de alta presión conocido como *wadsleyita* (olivino β) entre los 410 y 520 km, mientras que entre los 520 y los 660 km se hace estable un polimorfo de mayor presión denominado *ringwoodita* (olivino γ). Acompañando esta asociación de la zona del manto de transición, se encuentra la majorita (mineral del grupo del granate), la *estishovita* (polimorfo de alta presión del cuarzo) y de manera variable la illmenita y sus variedades.

Ya en el manto inferior, a presiones mayores a los 24 GPa (~670-700 km), la ringwoodita se descompone para formar *ferropericlase-magnesiowüstita* $[(\text{Mg},\text{Fe})\text{O}]$ y *bridgmanita*, la cual es una fase de $(\text{Mg},\text{Fe})\text{SiO}_3$ con estructura de perovskita (nota: la perovskita es un titanato de calcio CaTiO_3). En este caso, la bridgmanita posee la misma estructura que este mineral, no es perovskita composicionalmente. Estos dos minerales son los más abundantes en esta zona inferior del manto. Experimentalmente se ha visto que la bridgmanita sería más abundante que la ferropericlase, pero las inclusiones marcan lo contrario (Fig. 23b). En los últimos años se ha establecido que la bridgmanita es estable hasta

aproximadamente 2700 km de profundidad, 200 km antes de alcanzar el límite con el núcleo externo. A esas profundidades (2700-2900) la bridgmanita pasa transicionalmente a tomar una estructura conocida como de *post-perovskita* (luego de la estructura de perovskita), la que sería uno de los principales constituyentes de la Capa D''.

Como tercer constituyente (5-10%) del manto inferior se encuentra otro mineral con estructura de perovskita. Se trata de CaSiO_3 (perovskita de Ca-Si), el cual es estable en todo el manto inferior y ha sido denominado recientemente como *davemaoita*. Otro mineral que se ha encontrado en todas las inclusiones provenientes del manto inferior es la *estishovita* (polimorfo de alta presión de SiO_2), con contenidos de entre 1,1% a 20% de las inclusiones (promedio de 8,4%). La estishovita es estable hasta profundidades de entre 1500 y 2000 km, ya que, hacia zonas más profundas, la estructura del SiO_2 cambia desde tetragonal (estructura de la estishovita) a ortorrómica, tomando la misma estructura que el CaCl_2 . Mientras que, a profundidades mayores a los 2500-2700 km, la estructura del CaCl_2 se vuelve inestable y es reemplazada por otro polimorfo de mayor presión del SiO_2 conocido como *seifertita*, con una estructura tipo $\alpha\text{-PbO}_2$. De manera notable, el manto inferior se encontraría enriquecido en cristales de SiO_2 en relación al manto superior, para lo cual se han propuesto teorías que incluyen desde reacciones minerales que potencialmente producirían la generación de SiO_2 (bridgmanita \rightarrow ferropericlase + estishovita), hasta un origen ligado a los primeros estadios de la Tierra. Esto último se fundamenta en que los meteoritos (ricos en enstatita - ortopiroxeno) que se acrecionaron para formar el planeta eran ricos en Si. El manto superior es pobre en cristales de SiO_2 ya que, a esas condiciones de presión y temperatura, los óxidos de MgO , FeO y SiO_2 reaccionan para dar piroxenos, por lo que no hay SiO_2 libre. Sin embargo, en el manto inferior el SiO_2 se encuentra cristalizado como polimorfos de alta presión del cuarzo junto a bridgmanita y ferropericlase, no hay piroxenos.

Estas cuatro fases minerales [ferropericlase-magnesiowüstita, bridgmanita, davemaoita y

estishovita (y sus polimorfos)] son los mayores constituyentes del manto inferior de acuerdo a las muestras obtenidas en inclusiones en diamantes. Otros minerales se hacen presentes, aunque en cantidades notablemente menores. Estos incluyen a: óxidos de Mg-Cr-Fe, Ca-Cr (los que son nuevas fases minerales no denominadas formalmente aún); inclusiones de composición similar a la espinela rica en cromo; jeffbenita (fase tetragonal de granates tipo piropo-almandino, también conocida como TAPP); ilmenita y sus variedades picroilménita y manganiménita; una fase mineral con idéntica composición al olivino (aunque se sospecha que es ringwoodita); titanita; merwinita; níquel nativo; hierro nativo.

La capa D'' corresponde a los 200-300 km más profundos del manto inferior, en el límite entre el manto inferior y el núcleo externo. Esta capa ha sido propuesta, al igual que el resto de las capas de la Tierra, gracias al estudio de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas a través del interior terrestre. Aproximadamente a los 2600-2700 km de profundidad, se ha evidenciado la existencia de una marcada y heterogénea discontinuidad de las velocidades sísmicas. De acuerdo a datos experimentales, esta discontinuidad sería consecuencia de un nuevo cambio mineralógico en el manto inferior producido por el incremento de la presión y la temperatura. Los primeros experimentos que dieron cuenta de esto se llevaron a cabo sometiendo $MgSiO_3$ con estructura de perovskita (bridgmanita) a presiones de 127 GPa (2500-2600 km) y temperaturas de 2200 °C. Bajo estas condiciones se formó un nuevo polimorfo denominado post-perovskita. Existe cierta discusión sobre la presión y la temperatura a la cual se produce la transición entre la estructura de perovskita y la de post-perovskita, ya que algunos consideran que se da a presiones de 115-120 GPa, mientras que otros han obtenido resultados que indican presiones mayores de hasta 140-150 GPa. Asimismo, se ha determinado que las rocas de las litósferas oceánicas subducidas también sufren este cambio de estructura a profundidades de la base del manto inferior, aunque a presiones algo menores que las rocas mantélicas.

Este cambio viene acompañado por un cambio de estructura de los polimorfos del cuarzo en las rocas oceánicas, las que poseen mucho más SiO_2 que las rocas mantélicas. Como se mencionó previamente, a presiones del manto inferior, el polimorfo estable del cuarzo posee la estructura ortorróbica del $CaCl_2$, el cual pasaría a seifertita ($\alpha-PbO_2$) prácticamente a la misma profundidad que se produce el cambio de estructura de perovskita a post-perovskita de las rocas oceánicas. Este cambio de polimorfo del cuarzo produce cambios en el comportamiento físico de las rocas oceánicas, entre los que se destaca un descenso en la velocidad de propagación de ondas sísmicas S. Dado que en diversos sectores de la Tierra se ha detectado sísmicamente que las rocas del límite entre el manto y el núcleo poseen anomalías de baja velocidad de transmisión de ondas S, se considera que gran parte de la capa D'' está conformada por la acumulación de litósferas oceánicas subducidas. Existirían dos zonas preferenciales en donde se acumula el material oceánico, una de ellas ubicada debajo de la región central del océano Pacífico, conocida como LLSVP (*large low-shear velocity provinces*) de Jason, y la otra ubicada debajo de la región occidental de África y parte del océano Atlántico e Índico.

4.3.3. Núcleo: De acuerdo a los datos sísmicos, el radio del núcleo es de aproximadamente 3485 km y su porción externa no transmite las ondas sísmicas S, por lo que se interpreta que se encuentra en estado líquido. Por su parte, la porción interna del núcleo posee un radio de 1220 km y transmite las ondas S a muy bajas velocidades, indicando que, si bien se encuentra en estado sólido, está cerca de su punto de fusión. Se ha estimado que la temperatura de la porción central del núcleo estaría entre los 2500 y 5000 °C, aunque para generar el campo magnético terrestre se ha estimado que la temperatura en la región límite entre el manto inferior y el núcleo externo debe rondar los 3700 ± 500 °C, por lo que se favorecen las temperaturas cercanas a los 5000 °C para la porción central.

La composición del núcleo ha sido estimada en base al estudio de meteoritos, sumado a estu-

dios de modelado termodinámico y experimentos llevados a cabo a altas presiones (>300 GPa). De acuerdo a estos estudios, tres fases minerales de hierro existirían en el núcleo: la fase bcc, la fase cúbica centrada en la cara y la fase hexagonal cerrada o hcp, siendo esta última la predominante. Del estudio de meteoritos surge que una porción menor de níquel de entre 5 y 10% también formaría parte del núcleo, aunque los datos sísmicos no indican su existencia ya que las velocidades sísmicas para el níquel y el hierro son las mismas. Por lo tanto, se asume que el núcleo se encuentra mayoritariamente constituido por hierro, aunque las estimaciones de densidad y las velocidades de propagación de las ondas P son un 10% más bajas que lo que deberían si estuviese constituido íntegramente por este mineral. Debido a esto, se estima que entre un 5 y 15% de un elemento químico de menor número atómico debe formar parte del núcleo para producir dichas anomalías. Algunos investigadores indican que además de hierro habría un 7% de silicio, un 2% de trazas de azufre y un 4% de oxígeno. Asimismo, recientemente se ha sugerido que en el núcleo externo podría existir carbono (Fe_7C_3), lo que explicaría la baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

En lo que respecta a la rotación del núcleo in-

terior, se han hecho numerosas especulaciones en base a datos sísmicos. En primer término, se sugirió que el núcleo interno giraba más rápido que el manto y la corteza, con una diferencia de 0,2 a 3 grados por año. Luego estudios más recientes indicaron que la diferencia no era tal, proponiendo diferencias de rotación de hasta 0,2 grados por año. Los datos más actualizados y precisos indican que el núcleo interno gira más rápido que el manto a una velocidad de sólo 0,15 grados por año.

En la porción externa y líquida del núcleo tiene su origen el campo magnético de la Tierra. El campo magnético terrestre se puede entender como el campo magnético creado por un imán alineado con el eje de rotación de la Tierra. Para que exista un campo magnético debe existir una fuente de energía magnética tal como un imán, una corriente eléctrica o bien una carga eléctrica en movimiento. Siempre que existe alguno de estos elementos habrá un campo de fuerzas magnéticas a su alrededor. Una característica de los campos magnéticos es que son dipolares, o sea que poseen un polo norte y un polo sur, lo que se traduce en que las líneas de campo magnético son cerradas, saliendo por el polo sur y entrando por el polo norte (Fig. 24a). El campo magnético terrestre registra cambios de polaridad cada cientos de miles o millones

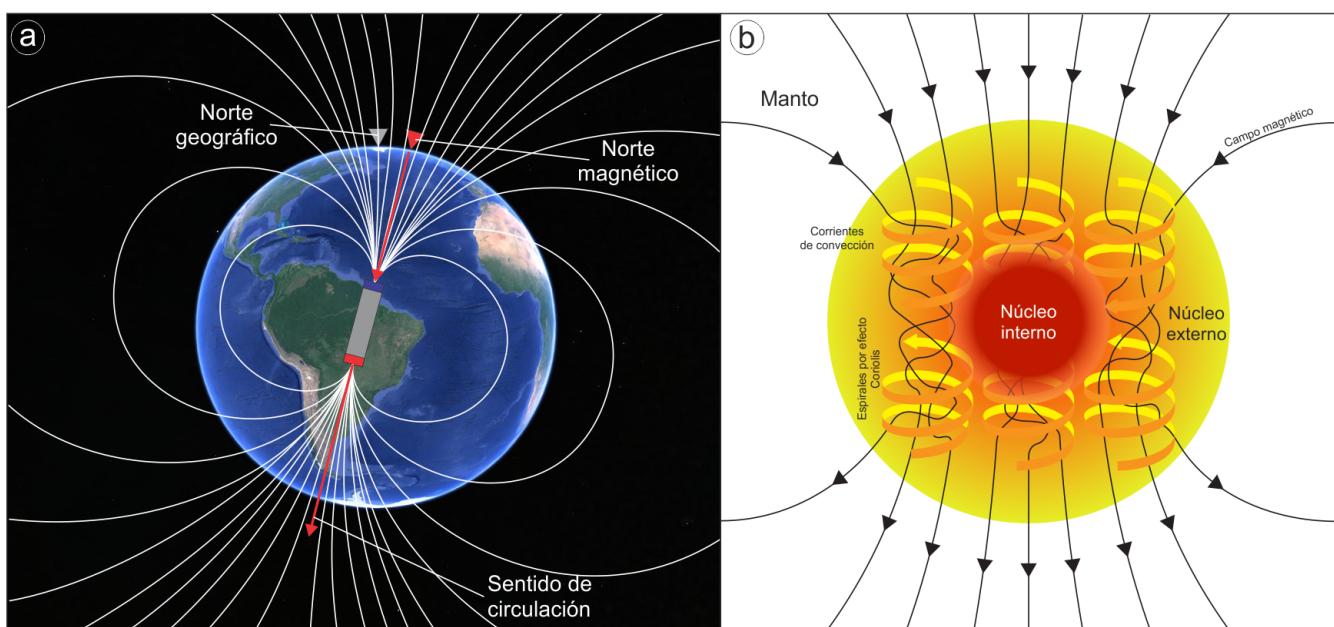


Figura 24. a) Líneas del campo magnético terrestre que emergen desde el polo sur y entran por el polo norte. b) Convexión interna del núcleo externo influenciada por el efecto Coriolis que generan el campo magnético terrestre (tomado de Wikipedia: https://en.wikipedia.org/wiki/Dynamo_theory).

de años. Estas inversiones producen que el polo norte magnético se convierta en el polo sur magnético y viceversa.

En el caso del núcleo externo, procesos de convección internos producen el movimiento del hierro fundido y las corrientes eléctricas que inducen un campo magnético. Tres factores son los que producen que un planeta posea un campo magnético: 1) la existencia de un gran volumen de fluido convectivo cerca del centro del planeta (hierro en el caso de la Tierra); 2) una fuente de energía tal como el exceso de calor que induce la convección y 3) la rotación del planeta que controla el movimiento de los fluidos. La convección interna del núcleo externo se ve influenciada por la rotación del planeta (efecto Coriolis), generando espirales cerradas de material que inducen el campo magnético (Fig. 24b).

En las brújulas, la aguja magnetizada siempre se alinea con el campo magnético terrestre, indicando el norte magnético.

El campo magnético suele representarse como un vector tridimensional que apunta hacia el norte magnético, el cual posee un ángulo en relación al norte geográfico conocido como declinación y un ángulo con respecto a la horizontal denominado inclinación. La inclinación es mínima (0°) en el ecuador magnético y máxima en los polos (90°) en relación a la horizontal. Por su parte, la declinación magnética no es un valor constante en el tiempo ni en el espacio. Variaciones en el flujo interno del núcleo terrestre provocan fluctuaciones en el valor de declinación magnética para un mismo lugar. Desde hace siglos, la declinación magnética puede ser consultada en mapas, en los que se grafican curvas que unen puntos con igual valor de declinación (líneas de isodeclinación o isogónicas) para determinado año (Fig. 25). Teniendo esos valores para un año y lugar determinado, las mediciones hechas con brújulas deberán ser corregidas de acuerdo a si son valores positivos o negativos de declinación.

4.3.4. Capas de la Tierra definidas por su comportamiento mecánico (reología): Dado que la temperatura y la presión aumentan con la profundidad,

sumado a que la composición de las capas internas de la Tierra es heterogénea, las propiedades físicas y el comportamiento mecánico de las rocas del interior terrestre es muy variable. Si sólo se considerase el aumento de la temperatura con la profundidad, el interior terrestre estaría compuesto íntegramente por rocas fundidas (magma) debido a las altas temperaturas a las que se encuentran las capas subyacentes a la corteza. Se ha estimado que a unos 100 km de profundidad la temperatura ronda los 1300°C . Sin embargo, la presión también aumenta con la profundidad, inhibiendo en gran medida el aumento de volumen que se relaciona directamente con la fusión, por lo que, a pesar de encontrarse a altas temperaturas, las rocas permanecen sólidas en gran parte de la Tierra. Asimismo, la composición es un factor muy importante, ya que cada material posee distintos puntos de fusión. Como se vio anteriormente, la capa externa del núcleo se encuentra en estado líquido, ya que, para la composición de esa capa, la presión no es lo suficientemente alta para contrarrestar las temperaturas de esa profundidad. De igual modo, hay rocas que a presiones y temperaturas determinadas se comportan de manera dúctil (comportamiento plástico ante los esfuerzos), mientras que otras lo hacen de manera frágil (comportamiento quebradizo ante los esfuerzos). Por lo tanto, según los valores de presión, temperatura y composición, las rocas del interior terrestre se pueden comportar de manera frágil, dúctil y como líquidos, lo que determina la existencia de cinco capas que se diferencian por su comportamiento mecánico: litósfera, astenosfera, manto inferior (denominado por algunos autores como mesósfera), núcleo externo y núcleo interno (estas dos últimas algunos autores las incluyen dentro de la endósfera). Debido a que tanto el manto inferior, como el núcleo interno y externo ya han sido definidos y caracterizados, nos limitaremos a definir a la litósfera y a la astenosfera.

4.3.4.1. Litósfera: La litósfera puede entenderse como la porción rígida más externa del planeta Tierra, incluyendo a la corteza (oceánica y continental) y a la porción superior del manto superior, deno-

minado manto litosférico o litósfera sub-continental. En su conjunto posee un comportamiento frágil ante los esfuerzos, lo que se traduce en que al verse sometida ante esfuerzos compresivos o distensivos, tiende a fracturarse y no a deformarse dúctilmente. Esto la diferencia notablemente de la región subyacente de la Tierra, denominada astenosfera, la cual se deforma dúctilmente y tiene la capacidad de fluir, como verá luego. La litósfera posee un espesor promedio de 100 km, pero puede superar los 250 km de espesor en los sectores más antiguos de los continentes. Existen muchas formas de definir a la litósfera en base a sus propiedades elásticas, termales, eléctricas y sísmicas.

4.3.4.2. Astenósfera: La astenosfera es una capa

mecánicamente débil ubicada debajo de la litósfera, caracterizada por ser una región en la que las ondas sísmicas se transmiten a bajas velocidades. En el techo de la astenosfera (base de la litósfera), existe una zona que se caracteriza por la baja velocidad sísmica como así también una alta conductividad eléctrica. Se cree que esto se debe a la presencia de pequeñas cantidades de fundido (magma) y/o fluidos, lo que permite que la litósfera esté desacoplada del manto subyacente, constituyendo así una zona de baja viscosidad por encima de la cual las placas litosféricas pueden "deslizarse" con poca fricción. De esta manera, las caídas en las velocidades sísmicas en esta región del manto pueden ser explicadas por la presencia de capas horizontales ricas en fundidos que facilitan el movimiento lateral

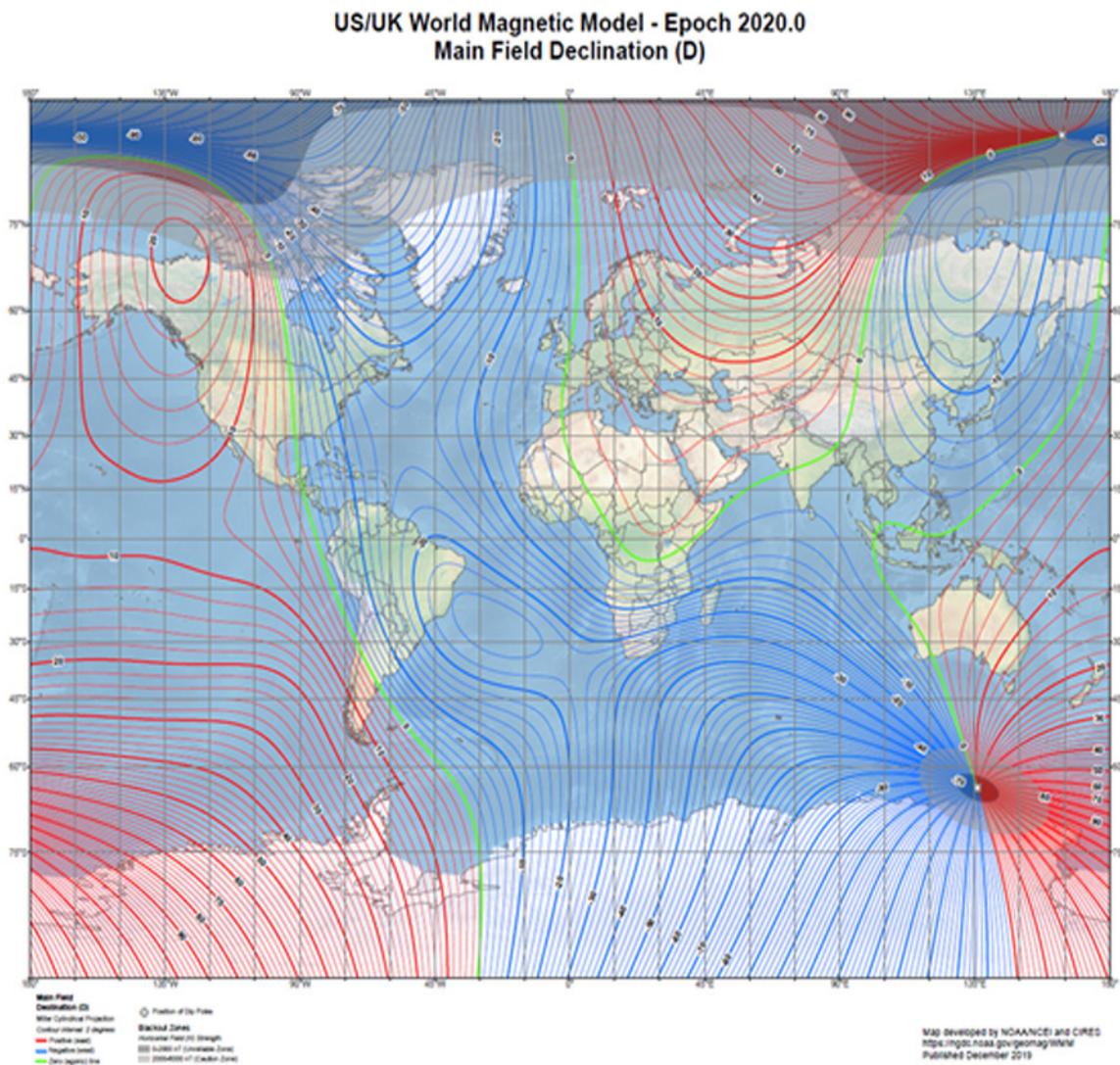


Figura 25. Mapa del modelo magnético del mundo con las declinaciones para el año 2020 (fuente: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/image.shtml>).

de las placas. Según datos experimentales, para que esto ocurra debe existir al menos un 0,05-0,1% de agua en esa región, la que provoca un descenso del punto de fusión de las rocas del manto superior (peridotitas de tipo Iherzolita rica en granate). Esto se encuentra en dependencia del gradiente geotérmico de cada región de la Tierra. En las regiones en donde el gradiente geotérmico es alto (alto incremento de la temperatura con la profundidad), como en las zonas de dorsales centro-oceánicas, la zona de baja velocidad es grande; mientras que en regiones en donde el gradiente geotérmico es bajo (poco incremento de la temperatura con la profundidad), como en los cratones arqueanos, la zona de baja velocidad es pequeña o incluso no existe.

En resumen, la estructura interna de la Tierra se presenta estratificada en capas que contiene

nen mineralogías y rocas distintivas. La porción más externa del planeta está representada por la corteza, la cual suprayace al manto superior, que a su vez se encuentra por encima de la zona de transición del manto y del manto inferior (Fig. 26). Por debajo del manto inferior se encuentra el núcleo externo, el cual engloba al núcleo interno. Reológicamente, a la porción más externa y frágil del planeta se le denomina litósfera, la cual engloba a la corteza y a la porción superior del manto superior (manto litosférico). Por debajo, se encuentra una capa cuyo comportamiento reológico es dúctil, conocida como astenósfera (Fig. 26).

5. TECTÓNICA DE PLACAS

La litósfera de la Tierra se encuentra dividida en placas o segmentos que encajan entre sí como

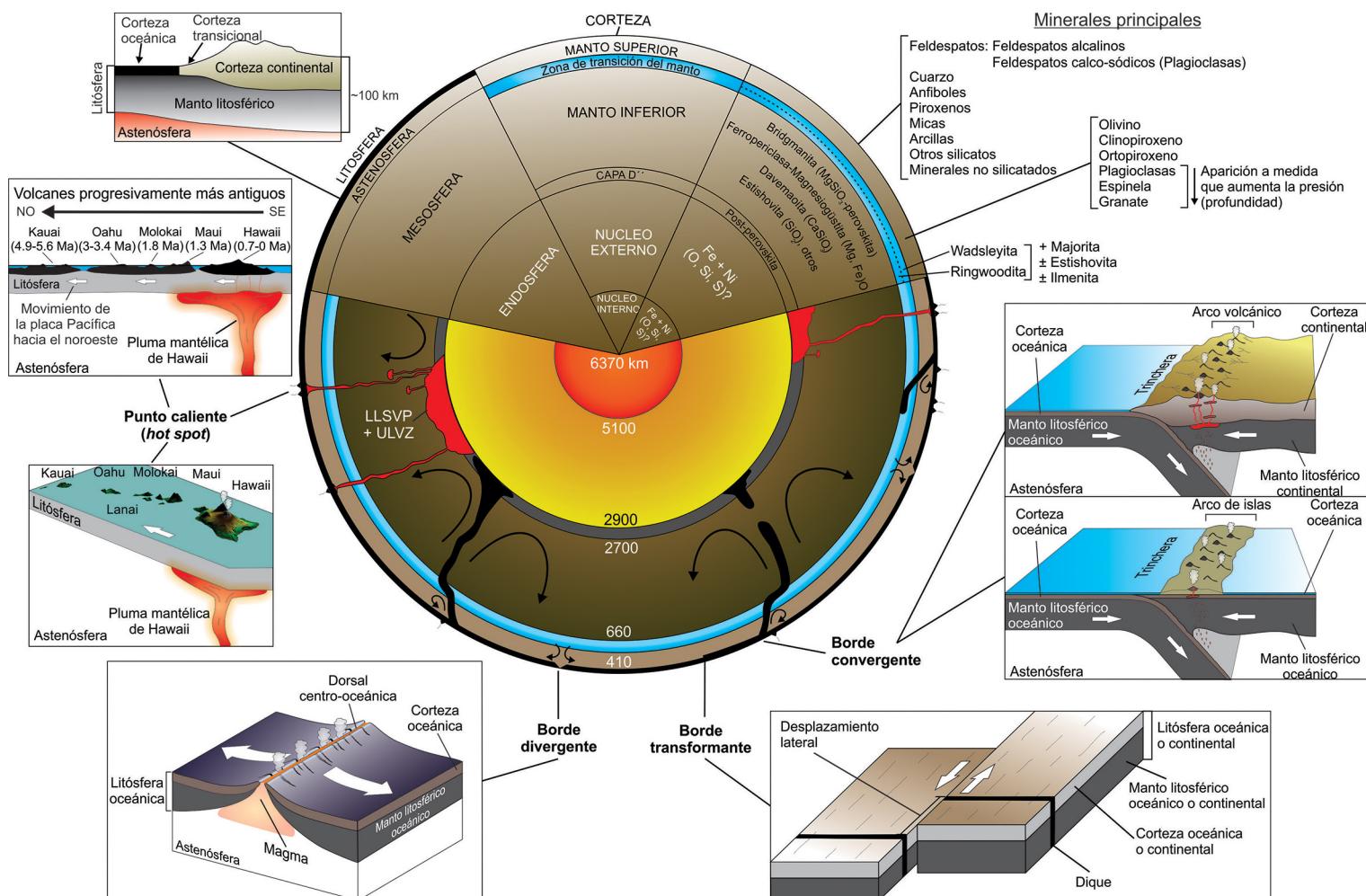


Figura 26. Estructura interna de la Tierra, mineralogía de cada capa y diversos ambientes geotectónicos.

las piezas de un rompecabezas (Fig. 27) y se desplazan permanentemente empujadas principalmente por las corrientes internas del manto, si bien habría otras fuerzas que intervienen relacionadas con la gravedad. Estas placas tectónicas pueden estar formadas por corteza continental, oceánica o ambas y sus dimensiones son muy variables. Los límites entre placas son zonas geológicamente muy activas y en ellos se producen la mayoría de los procesos endógenos conocidos: terremotos, volcánismo, metamorfismo, orogénesis, etc. En líneas generales existen tres tipos de bordes de placas: convergentes, divergentes y transformantes.

Los bordes *convergentes* se producen por la colisión de dos placas, las cuales pueden ser tanto placas oceánicas como continentales (Fig. 28a–b). Dichas colisiones pueden producirse entonces entre una placa oceánica y una continental, entre dos placas oceánicas, o bien entre dos placas continentales. Cuando convergen una placa oceánica y una continental, como sucede por ejemplo en el margen oeste de la placa Sudamericana (Fig. 27), la placa oceánica, de mayor densidad, se hunde o subducta por debajo de la placa de menor densidad. Es así, que la placa oceánica de Nazca (mayor densidad) se subducta por debajo de la Placa sudamericana (menor densidad). Este proceso, conocido como subducción, produce numerosas consecuencias en las placas involucradas, entre las que se destacan una intensa deformación, sismicidad y magmatismo que se concentra frente a la zona de subducción (cadena de volcanes). Si bien el proceso será descripto en detalle más adelante, es posible sintetizarlo al mencionar que la deshidratación que afecta a la placa oceánica durante la subducción promueve la fusión del manto a una profundidad de entre 80 y 120 km. Esta fusión de las rocas del manto genera magma que ascenderá por diferencia de densidad con las rocas que lo rodean, dando origen a múltiples cuerpos intrusivos y cadenas de volcanes a lo largo del margen continental.

Cuando convergen dos placas oceánicas, subduce por lo general la de mayor edad, ya que tiende a poseer mayor peso que una placa más joven debido a su mayor espesor. Al igual que en

el caso anterior, a determinada profundidad se produce la deshidratación de la placa subductada y la generación de magmatismo, dando origen a una cadena de islas volcánicas. Los ejemplos más característicos son las islas Marianas y Aleutianas.

Si en cambio chocan dos placas continentales (Fig. 28c), se forma un gran cordón montañoso de rocas sedimentarias altamente deformadas y metamorfizadas, intrusivos ígneos y fragmentos de corteza oceánica a la vez que se producen intensos terremotos. La placa india chocó con Asia hace 40/50 Ma (continua hoy en día) formándose la cadena de los Himalaya, que es el cordón montañoso más alto del mundo (ver Capítulo de "Tectónica de Placas" de este libro).

Los bordes *divergentes*, también denominados dorsales, son aquellos donde dos placas se separan, lo que conduce a la formación de nueva corteza oceánica entre ambas (Fig. 28d). Las dorsales son, en general, zonas de fallas directas que limitan una depresión central denominada "*rift*". Los esfuerzos extensionales provocan en esta zona un adelgazamiento de la litósfera y su fractura. El manto por debajo de la zona de fractura se funde por descompresión y erupta magma de composición general basáltica a través de las fracturas dando origen a nueva corteza. La mayoría de estos bordes divergentes constituyen dorsales oceánicas, como la Dorsal Meso-Atlántica, la cordillera más extensa del planeta, sin embargo, existen también bordes divergentes continentales. El ejemplo más destacado de este tipo de *rift* continental es el de África oriental, en el cual la subplaca de Somalí se está separando de la placa de África (Fig. 27). Los volcanes más altos de África son el resultado de la actividad magmática en esta zona, el monte Kenya y el monte Kilimanjaro. A medida que esta separación continúa, la depresión central se irá inundando progresivamente hasta convertirse en una cuenca oceánica.

En los bordes *transformes* o transformantes las placas se deslizan lateralmente una respecto de la otra (Fig. 28e) y, si bien no hay consunción ni creación de nueva corteza, suelen provocar sismos superficiales por el rozamiento. Generalmente son

fallas que conectan dos tramos de una dorsal oceánica, aunque a veces se pueden formar también en el continente, como el caso de la falla de San Andrés, en el Oeste de Estados Unidos, que separa la Placa Norteamericana de la placa Pacífica.

6. TEMPERATURA EN EL INTERIOR TERRESTRE

La temperatura en el interior de nuestro planeta se incrementa con la profundidad (gradiente geotérmico) a una tasa que no es lineal (Fig. 29a). Si bien la temperatura aumenta unos 15 a 30 °C por km en los primeros 100 km de profundidad (dependiendo del sector de la tierra), hecho por el cual se ha generalizado un gradiente geotérmico de 3 °C cada 100 metros, en el manto la tasa de ascenso es marcadamente menor. La temperatura de la base de la corteza (~30 km de profundidad) es de aproximadamente 1000 °C (Fig. 29b), mientras que la de la base el manto (2900 km de profundidad) es

de 3500 °C. En la Figura 29b, se muestra un detalle de la variación de temperatura en los primeros 500 km de profundidad en relación a la curva que grafica el límite entre el estado líquido y el sólido para las rocas del manto. Dicha curva describe el punto de fusión de las rocas en relación a la profundidad, de tal modo que a la derecha de la línea (mayor temperatura a una profundidad dada) se encuentra el campo del estado líquido y, a la izquierda (menor temperatura a una profundidad dada), el campo sólido. Como se puede observar en el gráfico, la curva que describe el ascenso de la temperatura con la profundidad se encuentra mayormente a la izquierda de la curva de fusión de las rocas del manto, razón por la cual el manto es mayormente sólido. Sin embargo, a profundidades de entre 180 y 220 km aproximadamente, ambas curvas se contactan, indicando que las rocas del manto a esa profundidad podrían estar fundidas parcialmente, al menos en una baja proporción (Fig. 29b). Esta zona coincide



Figura 27. Placas tectónicas principales de la Tierra.

con la zona de baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas (ZBV), debido justamente a la presencia potencial de material fundido parcialmente, siendo la región conocida como astenosfera que fuera previamente descripta.

Se ha interpretado que en la litósfera (~100 km de profundidad), el calor proveniente del interior terrestre es sólo transmitido por conducción, el cual es un mecanismo deficiente en la transmisión de calor, por lo que su disipación es ineficiente. Mientras que, en el manto, un proceso de convección podría ser el responsable de una disipación más efectiva del calor. La convección del manto es producida por la transferencia de calor desde el núcleo al manto inferior, razón por la cual el material man-

télico cercano al núcleo se calienta y se expande, disminuyendo su densidad en relación al material del manto que se encuentra por encima. Esto produce que la porción calentada gane flotabilidad y ascienda, mientras que el material más frío desciende (Fig. 29c). A pesar de tratarse de rocas sólidas, el manto tiene la capacidad de fluir a tasas de pocos centímetros por año mientras una fuerza se aplique de manera constante.

La teoría de la convección del manto fue originalmente propuesta para intentar entender la historia termal del planeta Tierra y encontrar la fuerza impulsora de la deriva de los continentes propuesta por Alfred Wegener en la década de 1930. Sin embargo, la desacreditación de esta teoría por parte

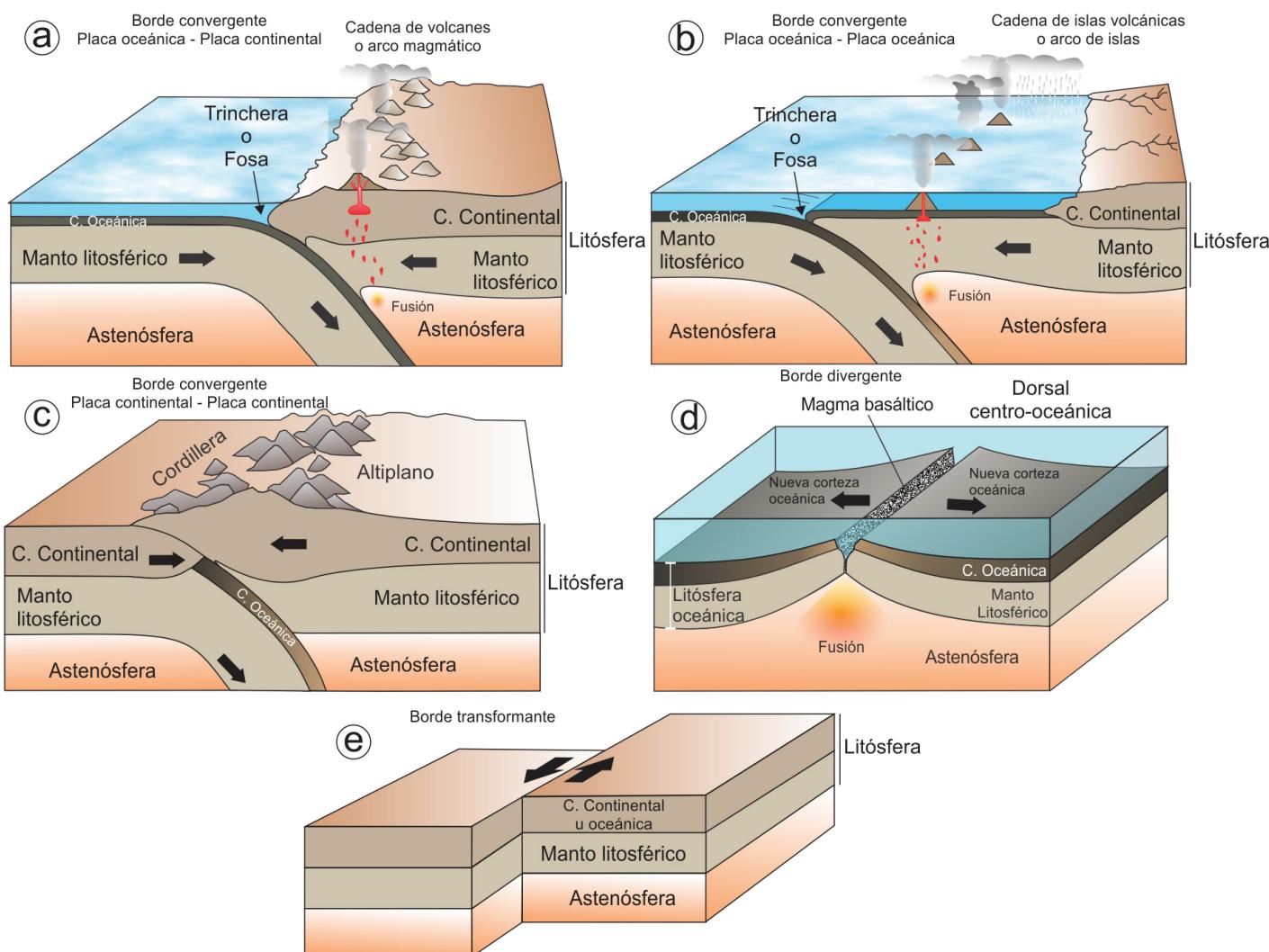


Figura 28. a) Borde convergente entre una placa oceánica y una placa continental. b) Borde convergente entre dos placas oceánicas. c) Borde convergente de colisión entre dos placas continentales. d) Borde divergente (dorsal centro-oceánica). e) Borde transformante.

de la comunidad científica de ese momento dejó de lado la idea de la convección mantélica por años. Fue recién durante la 2º guerra mundial que la teoría de la deriva continental volvió a cobrar fuerza gracias a la acumulación de datos de muestras obtenidas del fondo oceánico y a los novedosos datos paleomagnéticos que se obtenían en esos años. En la década de 1960 surge la teoría de la Tectónica de Placas (ver capítulo “Tectónica de placas” de este libro) y con ello se reavivó la idea de la convección mantélica como fuerza impulsora del movimiento de las placas litosféricas. Hoy en día con la aparición de tomografías sísmicas de resolución cada vez mejor, se ha avanzado notablemente en el entendimiento de la dinámica del manto terrestre. Estas técnicas han permitido identificar zonas en las que rocas mantélicas anómalamente calientes ascienden (plumas mantélicas), mientras que rocas frías descienden (subducción) hasta alcanzar las profundidades del límite entre el manto inferior y el núcleo.

En las últimas décadas ha surgido una dicotomía entre investigadores de distintas especialidades en relación a la convección del manto, ya que para algunos la convección involucra a todo el espesor del manto, mientras que otros, sostienen que la convección se produce por capas (Fig. 29c). En especial, los geoquímicos sugieren que las rocas del manto superior son muy distintas a las rocas del manto inferior, debido a que magmas provenientes de estas porciones del manto poseen características muy distintivas entre sí. Debido a esto, para ellos, los procesos convectivos del manto inferior están aislados de la convección del manto superior, ya que entienden que, si la convección involucrase a todo el manto, las diferencias composicionales entre magmas provenientes de su fusión serían mínimas debido a una mezcla y homogeneización constante entre ambas porciones de manto.

Por su parte, las evidencias geofísicas indican que el hundimiento de litósferas oceánicas durante el proceso de subducción alcanza profundidades de la base del manto inferior; asimismo, el ascenso de porciones anómalamente calientes de manto se produciría, en algunos casos, desde la base

del manto inferior hasta la superficie, por lo que los procesos convectivos afectarían al manto por completo. Esta diferencia se sigue debatiendo en la actualidad.

7. ROCAS Y CICLO DE LAS ROCAS

El planeta Tierra integra el grupo de los planetas rocosos del sistema solar, por lo que las rocas constituyen el material más abundante del mismo. De manera general, las rocas se dividen en tres grandes grupos, conocidos como rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas son aquellas formadas por el enfriamiento directo de un magma, mientras que las rocas sedimentarias son las que se generan por la acumulación de fragmentos menores (sedimentos) provenientes de la meteorización de rocas previas, ya sean ígneas, metamórficas e incluso sedimentarias. Por otra parte, las rocas metamórficas son las generadas como consecuencia de cambios en las condiciones de presión y temperatura que afectan a rocas previas, ya sean ígneas, sedimentarias o metamórficas; dando origen a nuevas rocas con mineralogías y texturas más estables en las nuevas condiciones.

7.1. Rocas ígneas

Las rocas ígneas se producen por enfriamiento y solidificación directa de magma, el cual está constituido por una fase líquida, una gaseosa y una sólida, proveniente de la fusión parcial de rocas previas del manto o de la corteza. Existe una gran variedad magmas dependiendo del tipo de roca que se funda parcialmente, del grado de fusión parcial y de las condiciones físico-químicas de fusión. Si bien pueden ser muy variables composicionalmente, los magmas están compuestos esencialmente por 8 elementos químicos que, en orden de importancia, son: oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, magnesio y potasio (Fig. 30a). El oxígeno es el elemento más abundante del magma y comprende un poco menos de la mitad del total, seguido por el silicio con un poco más de la cuarta parte. Los magmas que provienen de la fusión parcial de rocas de la corteza están dominados por oxígeno,

silicio, aluminio, sodio y potasio; mientras que los magmas derivados de la fusión parcial del manto contienen niveles más altos de hierro, magnesio y calcio, aunque aún es probable que estén dominados por oxígeno y silicio.

La composición original de un magma, la cual, como se mencionó antes, está controlada por el tipo de roca afectada por fusión parcial, será crítica para determinar que roca se formará cuando el magma se enfrie. Existen magmas máficos, intermedios y

félscicos, de acuerdo a las proporciones variables de elementos químicos que los componen (Fig. 30b). Entre ellos, el SiO_2 , FeO , MgO , CaO , son los que mayormente controlan la composición de los magmas. Los magmas máficos son lo que menos SiO_2 y más FeO , MgO y CaO poseen; mientras que los magmas félscicos poseen mucho SiO_2 , poco de FeO , MgO y CaO , y por lo general, poseen más contenido de Na_2O y K_2O . Los magmas intermedios poseen justamente contenidos intermedios entre los

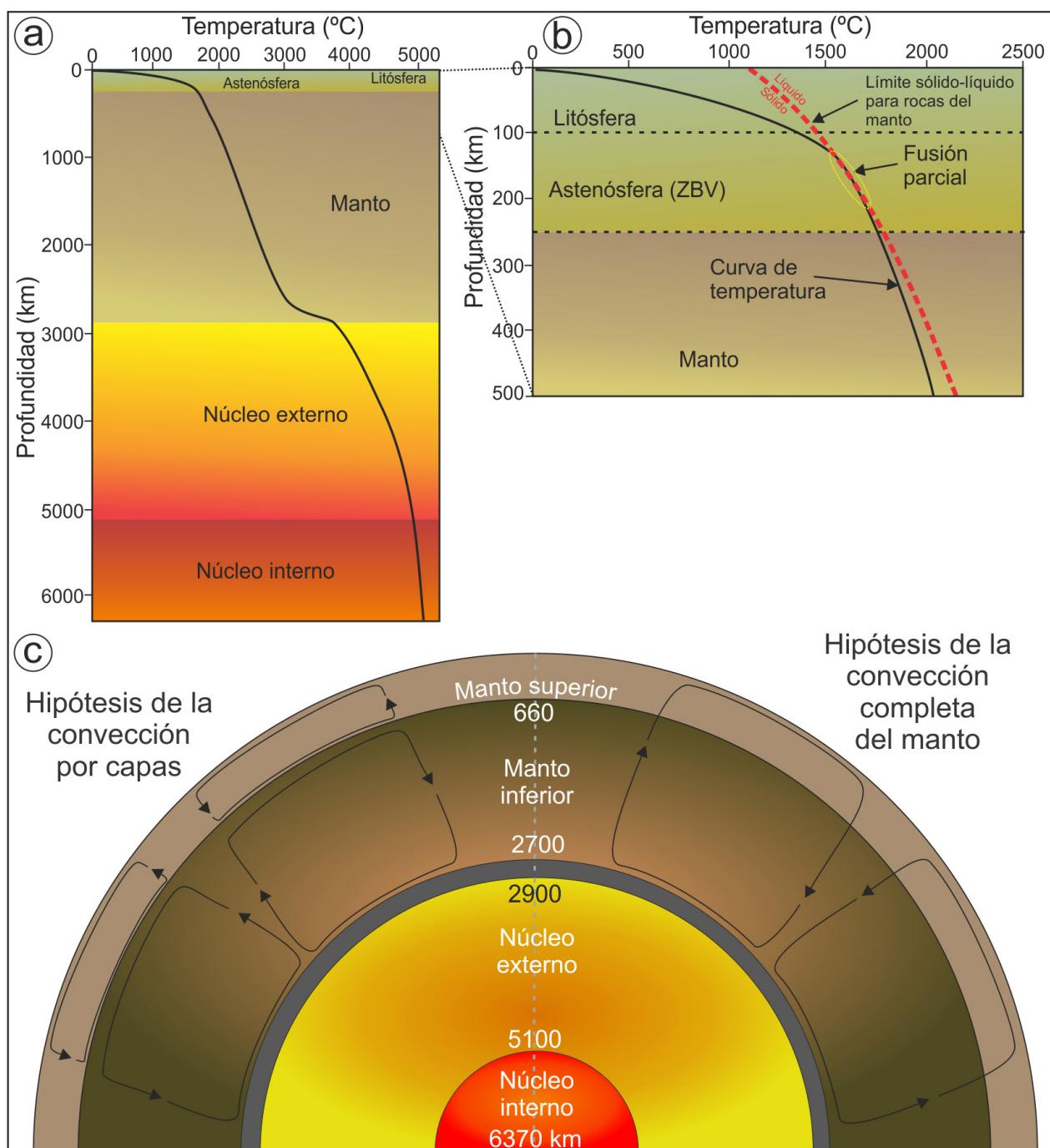


Figura 29. a–b) Distribución de la temperatura de la Tierra en profundidad. c) Modelos de convección mantélica (tomado de Earle 2019).

extremos mencionados (Fig. 30b).

Por ende, hay una amplia variedad de rocas ígneas dependiendo de qué tipo de magma las forme. Cuando un magma se enfriá, comienza el proceso de cristalización mediante el cual el magma líquido se transformará progresivamente en una roca compuesta por diferentes minerales. Estos minerales que constituyen las rocas cristalizan a distintos rangos de temperaturas. Debido a esto, es posible observar cristales ya formados englobados aún en magma líquido. La secuencia general de cristalización desde un magma líquido se conoce como la Serie de Reacción de Bowen (Fig. 31). Norman Levi Bowen llevó a cabo experimentos pioneros de cristalización de magmas en un laboratorio. Trabajó principalmente con magmas máficos y determinó en qué orden cristalizaban los distintos minerales a

medida que descendía la temperatura. De acuerdo a sus resultados, el olivino normalmente cristaliza primero a temperaturas de entre 1200 y 1300 °C (Fig. 31). A medida que baja la temperatura, y suponiendo que quede algo de sílice en el magma, los cristales de olivino reaccionarán (se combinarán) con algo de sílice en el magma para formar piroxeno (ortopiroxenos y clinopiroxenos). Mientras quede sílice y la velocidad de enfriamiento sea lenta, este proceso continúa por la rama discontinua: olivino a piroxeno, piroxeno a anfíbol y (bajo las condiciones adecuadas) anfíbol a biotita. Aproximadamente en el punto donde el piroxeno comienza a cristalizar, las plagioclasas también comienzan a cristalizar. A esa temperatura, la plagioclasa es rica en calcio (anortita). A medida que desciende la temperatura, y siempre que quede sodio en el mag-

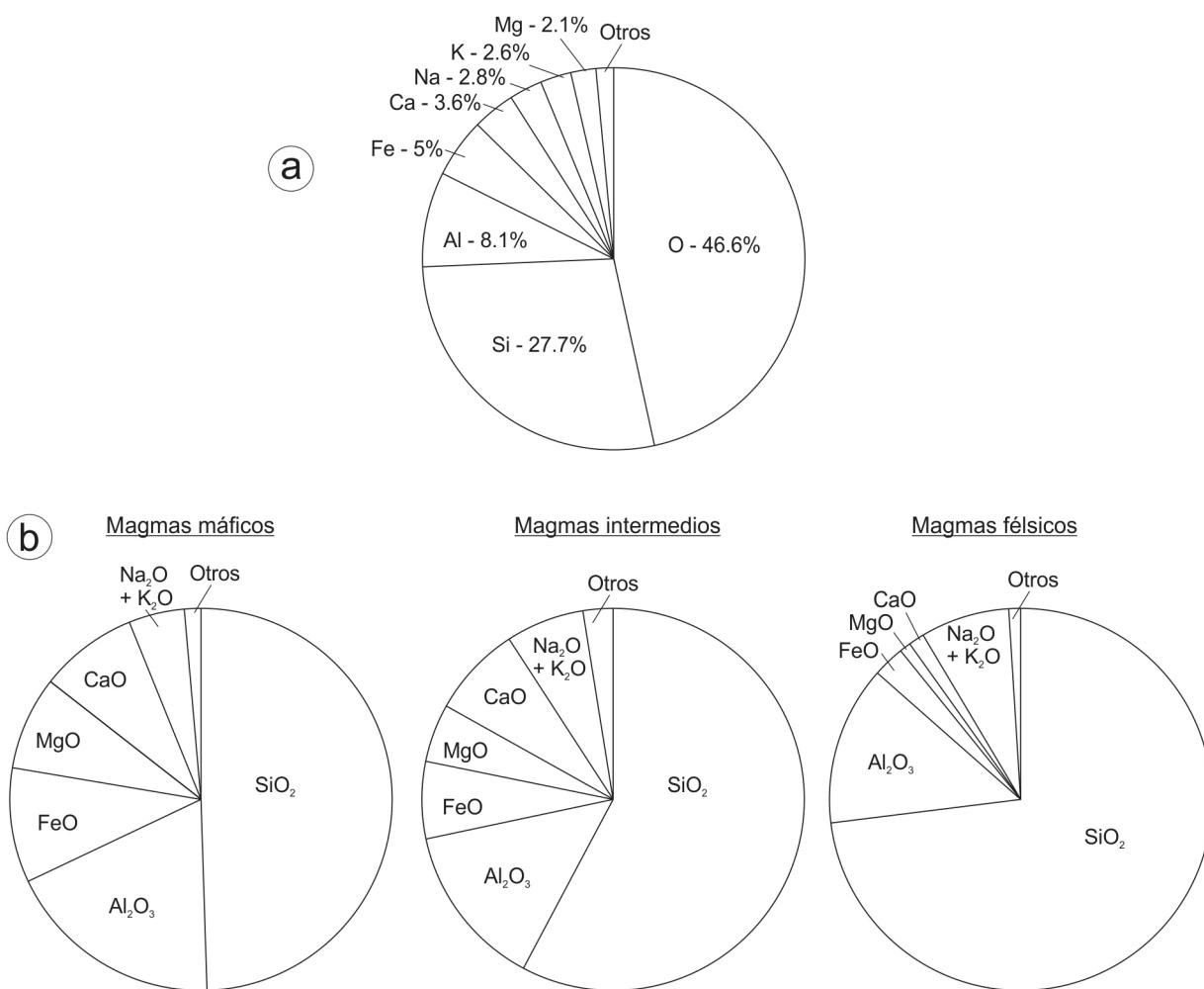


Figura 30. a) Contenidos promedio de elementos químicos en un magma dentro de la corteza. b) Contenidos aproximados de elementos químicos principales en magmas máficos, intermedios y félscicos (tomado de Earle 2019).

ma, la plagioclasa que se forma es de una variedad cada vez más rica en sodio: anortita → bytownita → labradorita → andesina → oligoclasa → albita (Fig. 31). La rama discontinua de la serie hace referencia a la formación de nuevas especies minerales a medida que desciende la temperatura, mientras que la rama continua se refiere al cambio progresivo de plagioclásas desde ricas en calcio a ricas en sodio.

La variedad de rocas ígneas no sólo depende del tipo de magma que las genere, sino que también del modo en que este se enfriá (velocidad de enfriamiento, presión, etc.). El ascenso del magma hacia los sectores superficiales del planeta está básicamente controlado por su menor densidad (estado líquido) en relación a las rocas del entorno, lo cual se conoce como flotabilidad. Se trata de un proceso complejo que, a grandes rasgos, depende de las propiedades físico-químicas del magma tales como el porcentaje de sílice, la viscosidad, temperatura, contenido de volátiles, etc., de las condiciones de presión, temperatura y densidad del entorno, como así también de la existencia o no de vías que faciliten su ascenso (p. ej. fracturas, fallas). En este sentido, el magma en determinadas ocasiones alcanza efectivamente la superficie terrestre, mientras que en otras no lo hace y se solidifica antes de tomar

contacto con la atmósfera. En el caso de que el magma no alcance la superficie, se solidificará en zonas profundas de la corteza dando origen a *rocas ígneas plutónicas o intrusivas* (Fig. 32a). Si, por el contrario, es extruido hacia la atmósfera, ya sea de manera explosiva o efusiva (ver capítulo “Volcánismo: generalidades” de este libro), dará origen a una gran variedad de *rocas volcánicas o extrusivas* (Fig. 32b).

Las rocas plutónicas y volcánicas se diferencian por propiedades texturales que se encuentran directamente ligadas con la historia de enfriamiento del magma. Las rocas plutónicas se enfrián y consolidan en el interior del planeta, a profundidades variables de entre 3 y 30 km. En este caso, el enfriamiento del magma es suficientemente lento como para que las rocas generadas estén enteramente formadas por cristales, siendo holocrástico el término que define tal textura. Asimismo, si los cristales han alcanzado un desarrollo suficiente para que sean visibles a simple vista, la textura será fanerítica (Fig. 32a). Si todos los cristales exhiben un tamaño parejo, la textura fanerítica se describe además como granular o granuda y se adjetivará según el tamaño promedio de los cristales (fina, mediana o gruesa).

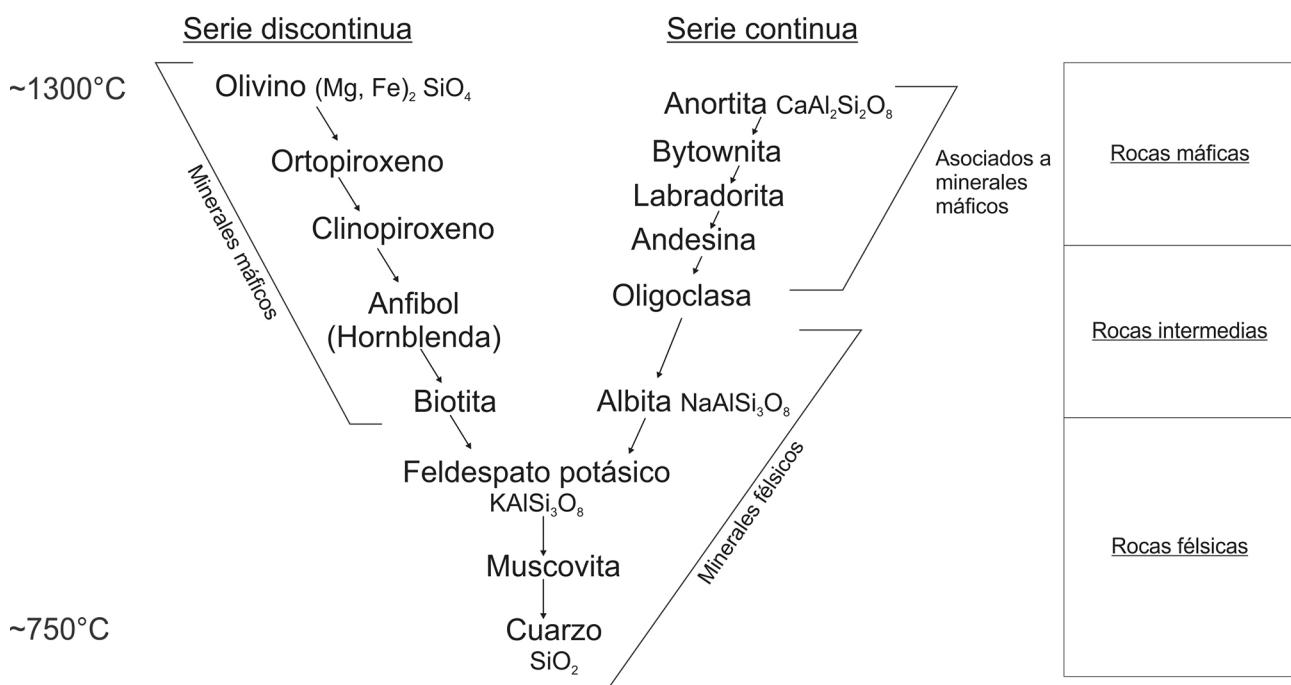


Figura 31. Serie de reacción de Bowen.

En el caso de las rocas volcánicas, el enfriamiento repentino y brusco al que es sometido el magma al entrar en contacto con la atmósfera provoca que el desarrollo de cristales se vea inhibido debido a la alta velocidad de enfriamiento. Esto, da como resultado rocas constituidas en gran medida por una pasta criptocristalina formada por cristales

muy pequeños, o bien por vidrio en el caso de que el enfriamiento sea aún más abrupto. Habitualmente, la pasta de las rocas volcánicas es lo suficientemente fina (cristales microscópicos) como para que el ojo humano logre, a simple vista o con lupa de mano, observar verdaderos cristales. En tal caso, la textura de la pasta es denominada afanítica (Fig.).

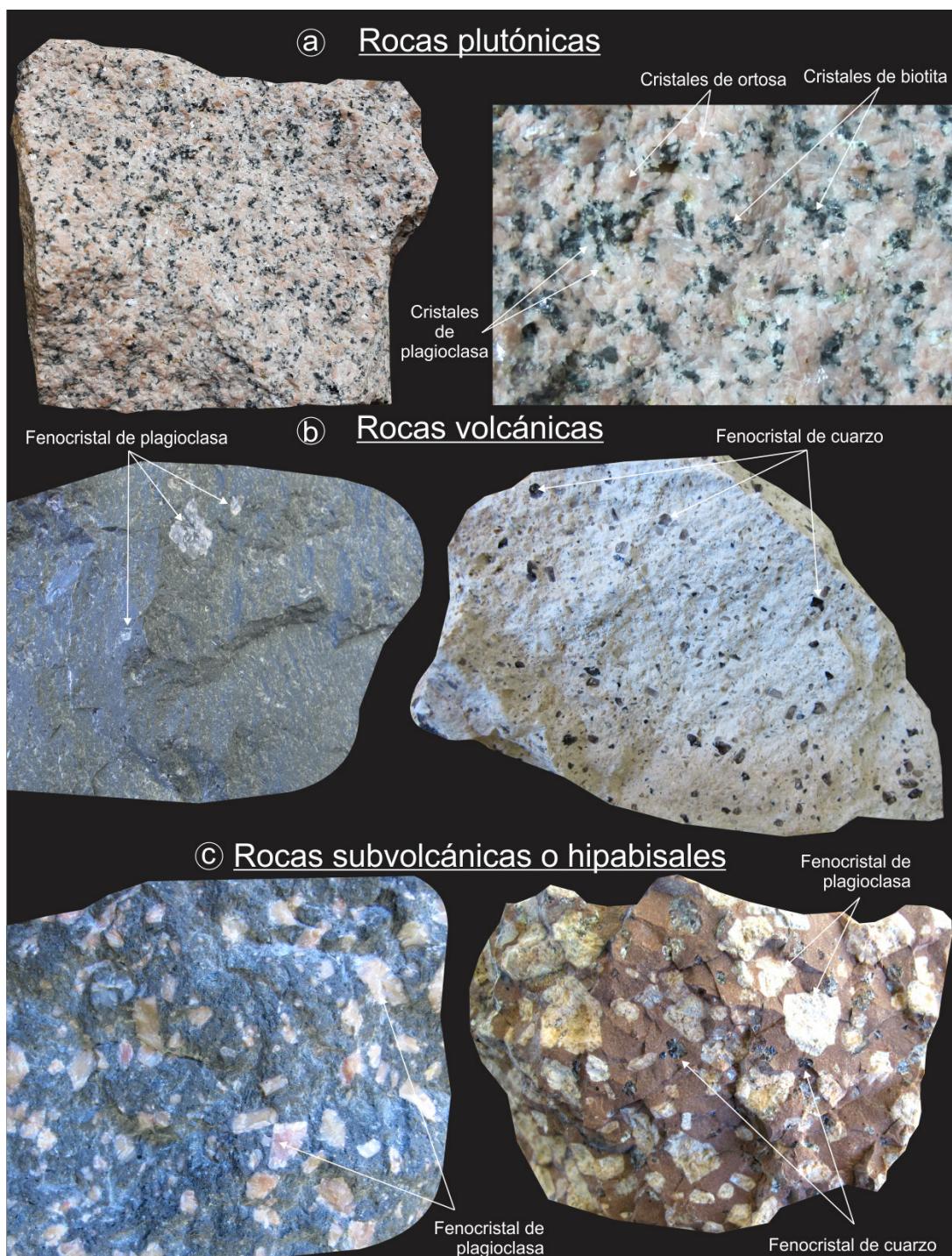


Figura 32. Tipos generales de rocas ígneas. a) Rocas ígneas plutónicas compuestas íntegramente por cristales. b) Rocas ígneas volcánicas compuestas por fenocristales inmersos en una pasta afanítica. c) Rocas ígneas subvolcánicas o hipabisales compuestas por fenocristales inmersos en una pasta.

32b). Comúnmente, estas pastas engloban a cristales de mayor tamaño, observables a simple vista, a los cuales se los conoce como fenocristales (Fig. 32b). La textura en este caso se denomina porfírica, la cual se define por la existencia de fenocristales inmersos en una pasta afanítica (para más detalle de texturas de rocas ígneas ver el Capítulo de Magmatismo de este libro). Estos cristales mayores corresponden a fases minerales ya formadas en los reservorios de magma (cámaras magmáticas) que alimentan al centro eruptivo (volcán) por el cual se extruye el material ígneo que da origen a las rocas volcánicas.

Si el enfriamiento del magma se produce en zonas muy cercanas a la superficie (1-3 km), las rocas generadas probablemente estén constituidas por una porción cristalina (cristales ya formados en la cámara magmática) de buen desarrollo, englobada en una pasta criptocristalina de grano fino a muy fino. Esto se produce cuando magma líquido proveniente del reservorio magmático asciende hacia niveles someros de la corteza “transportando” cristales ya desarrollados en la cámara. El magma líquido se enfriará bruscamente al alcanzar zonas frías de la corteza, provocando su enfriamiento y solidificación. Como resultado, se formarán rocas constituidas por cristales bien desarrollados inmersos en una pasta de grano fino, las cuales se conocen como rocas hipabisales o subvolcánicas (Fig. 32c).

Una vez definido el grupo al cual pertenece una roca ígnea (ya sea plutónica, volcánica o hipabísala), éstas se clasifican según su composición mineralógica que va a reflejar las características físico-químicas del magma que las originó.

De acuerdo al contenido de SiO_2 del magma, las rocas ígneas se pueden clasificar en ácidas ($>65\% \text{ SiO}_2$), mesosilícicas (65-53% SiO_2), básicas (52-45% SiO_2) y ultrabásicas ($<45\% \text{ SiO}_2$). Por lo general, los magmas ácidos contienen porcentajes mayores de agua que los básicos y cristalizan a menor temperatura. Estos factores determinan una asociación mineral diferente, según fuera demostrado por Bowen. Las rocas ácidas plutónicas (granitos, granodiorita) y sus equivalentes volcánicos

(riolitas y dacitas), se caracterizan por poseer como minerales principales feldespatos (potásicos y plagioclásas Na-Ca) y cuarzo; mientras que biotita, anfíbol y, en ocasiones, muscovita como accesorios.

Por otro lado, las rocas de composición intermedia (dioritas-andesitas) tendrán una mineralogía caracterizada por la presencia de plagioclasa cálcica y sódica, y anfíboles cálcicos con posible participación minoritaria de clinopiroxenos. Las rocas máficas (gabros y basaltos) se caracterizan en cambio por la presencia de olivino, plagioclasa cálcica, clinopiroxenos y ortopiroxenos. Las rocas ultrabásicas (peridotitas y piroxenitas) están conformadas por olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. En algunos casos también puede haber hornblenda como fase dominante, en cuyo caso se denominan hornblenditas. Conforme aumenta el contenido de Fe y Mg en las rocas, disminuye el contenido de Si y Al, consecuentemente la densidad también aumenta. Las rocas graníticas tienen una densidad de 2,63 gr/cm³ mientras que la de los basaltos es de 2,8 g/cm³. Por su alto contenido de Fe y Mg las rocas básicas y ultrabásicas también se denominan máficas y ultramáficas, haciendo referencia sus tonalidades oscuras, en contraposición con las rocas ácidas o felsicas, que tienen tonalidades claras.

Como se expresó anteriormente, la composición de un magma está controlada por la composición de la roca fuente (manto o corteza), como así también por los porcentajes de fusión parcial y por procesos evolutivos posteriores a la fusión que se suceden durante su ascenso a la superficie y que involucran cristalización fraccionada, asimilación, mezcla, etc. Por lo tanto, la variedad de rocas ígneas posibles es muy extensa y se refiere al lector al capítulo de “Magmatismo” de este libro para mayor detalle.

7.2. Rocas Sedimentarias

Cualquier roca que sea expuesta a la acción de los agentes exógenos, sufrirá procesos de meteorización tanto físicos como químicos. El resultado final es la desintegración de las rocas en fragmentos más pequeños y la disolución de algunos minerales frente a la acción del agua principalmen-

te, que puede actuar tanto como ácido o base. Los fragmentos o partículas y los iones en solución son captados por los agentes de transporte (agua de escorrentía, hielo, viento o gravedad) en un proceso que se denomina erosión y, posteriormente, transportados por estos mismos agentes. Durante el transporte por agua de escorrentía o viento, las partículas van siendo redondeadas y disminuyendo su tamaño. Cuando el agente de transporte pierde su capacidad de carga, deposita los sedimentos en zonas generalmente bajas y cercanas a la costa, lugares que se conocen como ambientes de sedimentación. Los ambientes de sedimentación pueden ser continentales, marinos o mixtos. Una vez depositados los sedimentos, comenzarán los procesos de litificación que comprenden la compactación y cementación de los clastos. Las rocas sedimentarias representan solo el 5 % de la corteza.

Las rocas sedimentarias pueden clasificarse según su origen en clásticas, químicas y bioclásticas.

Las rocas sedimentarias clásticas, o también llamadas detriticas, son aquellas compuestas por fragmentos (clastos o detritos) de rocas preexistentes y están compuestas por clastos, matriz y cemento. De acuerdo al tamaño promedio de los fragmentos que las componen se clasifican en: psefitas, psamitas y pelitas. Las psefitas son aquellas en las que predominan los tamaños de clastos mayores a 2 milímetros, a los que se los clasifica como grava, guijarro, bloques, etc. (ver capítulo "Procesos y rocas sedimentarias" de este libro). Las psamitas se componen predominantemente de clastos de tamaños entre 2 y 0,062 milímetros, los cuales se los clasifica como tamaño arena. Por su parte, las pelitas se componen de fragmentos menores a 0,062, los cuales incluyen los tamaños limo o arcilla (ver capítulo "Procesos y rocas sedimentarias" de este libro).

A las psefitas se les subdivide en dos grupos dependiendo del grado de redondeamiento de los clastos. Por un lado, los conglomerados y por otro las brechas (sedimentarias), siendo los clastos redondeados en el primer caso y angulosos en el segundo (Fig. 33). En el caso de las psamitas, las areniscas y las grauvacas son los tipos más comunes,

las cuales se componen principalmente por clastos tamaño arena (de 0,062 a 2 milímetros) y, dependiendo del porcentaje de partículas finas, serán de uno u otro tipo. Para las pelitas, también conocidas como fangolitas, el porcentaje de material fino de tamaño limo o arcilla ($<0,062$ milímetros) supera el 50%.

Por otra parte, las rocas sedimentarias químicas están compuestas por precipitados químicos de los iones que el agua de escorrentía transportó disueltos. Al producirse un cambio en las condiciones ambientales, la solubilidad de las sales disminuye y precipitan dando origen a bancos de calizas, dolomías, chert, o nódulos de ftanita. Un grupo especial dentro de las rocas sedimentarias químicas son las evaporitas. Éstas se originan cuando en una cuenca cerrada hay mayor evaporación que aporte de agua. La solución se sobresatura y comienzan a precipitar las sales, primero las más insolubles (carbonatos y sulfatos de Ca) y finalmente las más solubles (cloruros y sulfatos de Mg y K). En el medio de la secuencia se encuentra la halita (ClNa). En este tipo de rocas sedimentarias no se diferencian clastos de matriz, sino que presentan una textura cristalina conformado por un entramado de cristales de las sales correspondientes. Se clasifican según el nombre del mineral que las compone. Ejemplos actuales de rocas evaporíticas podemos encontrar en los salares de la Puna (Salta, Jujuy), Península de Valdés (Chubut), Bajo del Gualicho (Río Negro), etcétera. En cuanto a depósitos fósiles, son conocidos los de la Cuenca Neuquina [por ejemplo las formaciones Auquilco (yeso-anhidrita) y Huirín (halita-anhidrita)]. Las rocas carbonáticas y su clasificación representan un capítulo aparte (ver capítulo "Rocas carbonáticas" de este libro), de gran complejidad, que va más allá de los objetivos de esta introducción.

Las rocas sedimentarias bioclásticas son aquellas en las que la fracción clástica está representada por fragmentos de organismos, ya sean plantas o animales, unidos por una matriz clástica y un cemento químico. Estas rocas se nombrarán de acuerdo al organismo presente en fracción bioclástica (p. ej. diatomitas, radiolaritas), o bien reciben nombres especiales tales como las coquinas

(Fig. 34a, b), que son rocas constituidas por una acumulación de invertebrados marinos; el carbón o turba, producidos por acumulación de restos de plantas principalmente y, la creta, que está formada por acumulación de foraminíferos calcáreos.

7.3. Rocas Metamórficas

Una roca de cualquier naturaleza que sea sometida a condiciones de presión y temperatura distintas de las que regían durante su formación, sufrirá cambios mineralógicos y texturales en respuesta

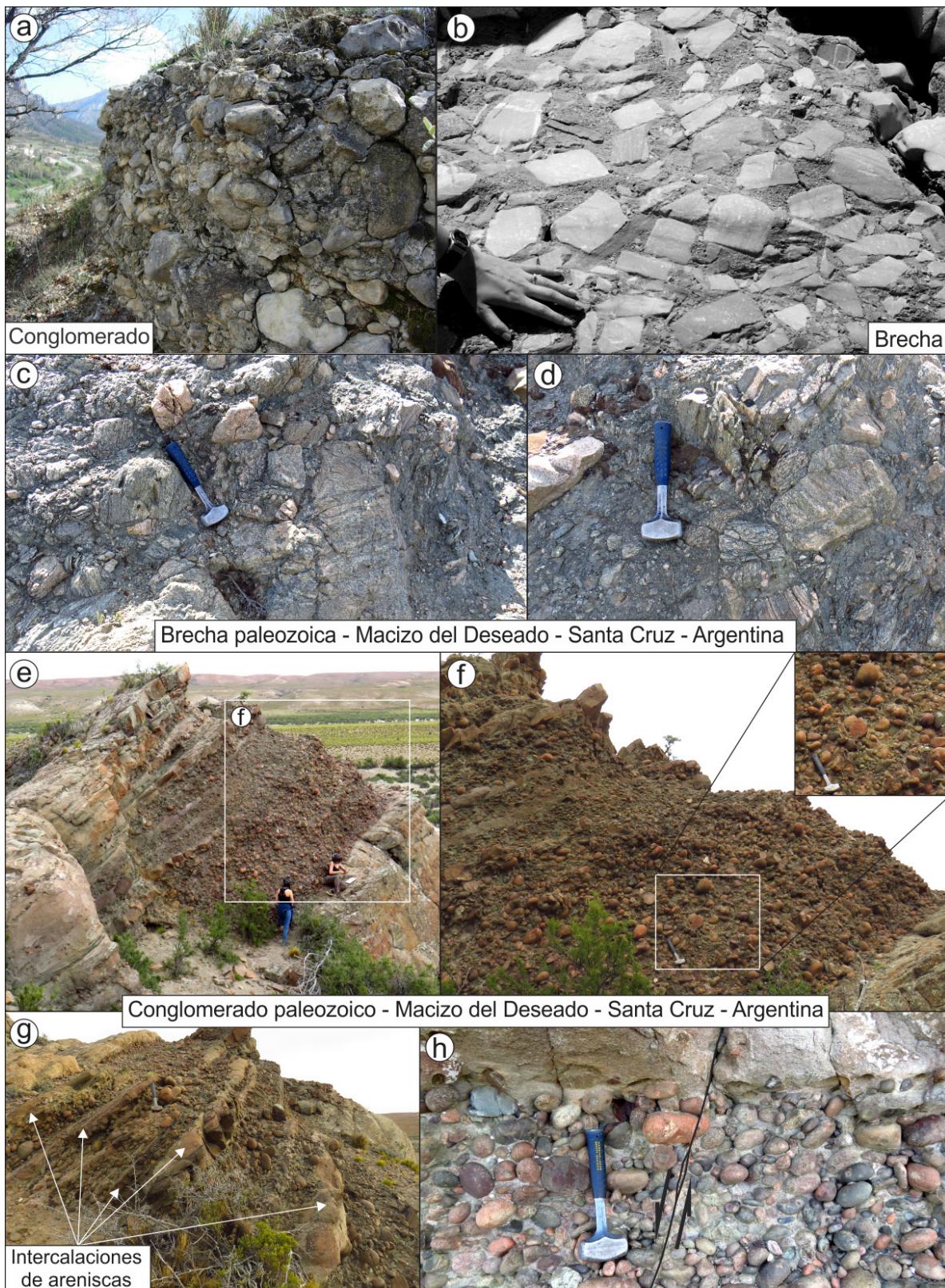


Figura 33. Conglomerados y brechas. a-b). Ejemplos tomados de Wikipedia. c-h) Afloramientos de brechas y conglomerados paleozoicos de la Patagonia. Formación La Golondrina – Pérmico.

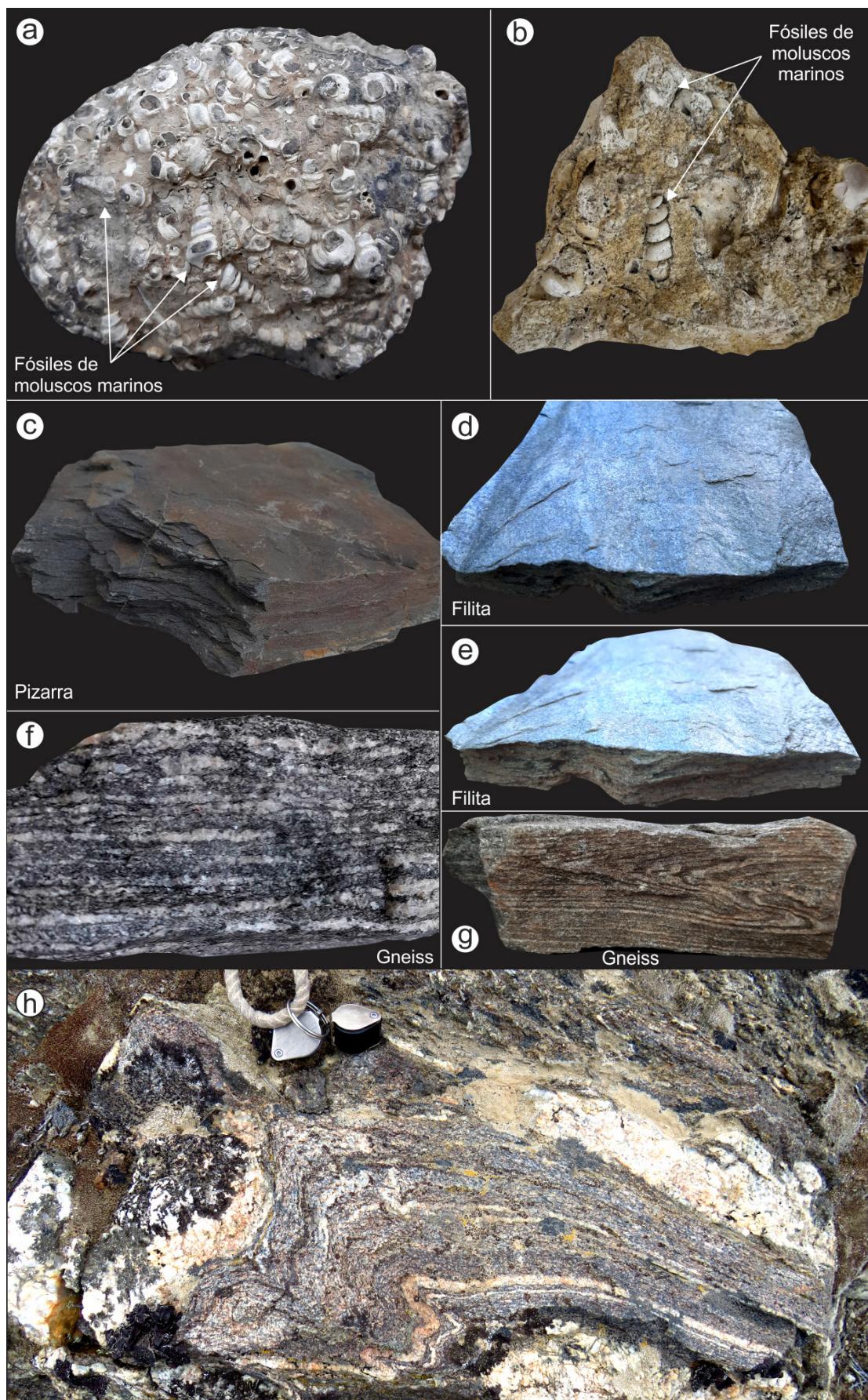


Figura 34. a–b) Coquinas de la Patagonia. c) Pizarra. d–e) Filita. Note los cristales de mica en la superficie y los planos de debilidad generados por el alineamiento de las micas (clivaje pizarreño). f–g) Gneisses. Note el bandeoamiento mineralógico. h) Afloramiento de gneiss del basamento metamórfico del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina.

a estas nuevas condiciones ambientales. Esta transformación, sin alcanzar la fusión, se denomina metamorfismo, el cual es un proceso mayormente isoquímico (sin modificación de la composición química). Cuando se producen cambios en la composición química se habla de metasomatismo, el cual es un proceso aloquímico.

La roca original, sobre la que se produce el metamorfismo, se denomina protolito. Dependiendo de cuál de los agentes del metamorfismo actúe preponderantemente tendremos distintos tipos de metamorfismo y rocas resultantes. La temperatura aumenta con la profundidad a medida que nos acercamos al núcleo terrestre. Asimismo, la cercanía con un cuerpo intrusivo, o incluso con una lava, también puede producir un incremento importante de temperatura que induzca cambios metamórficos en las rocas.

De igual modo, la presión aumenta con la profundidad debido al peso de la capa de rocas suprayacentes, a razón de aproximadamente 0,3 Kbar/km. En el caso de que la presión sea de igual intensidad en todas direcciones, se la denomina presión litostática, mientras que, si la presión se ejerce preferentemente en una dirección, se denomina presión dirigida o *stress*. La temperatura y la presión litostática producen rocas metamórficas con texturas granoblásticas, en las que los cristales forman un mosaico de granos aproximadamente del mismo tamaño. Las presiones dirigidas producen la recristalización de minerales planares que le confieren a la roca una textura foliada (foliación metamórfica: clivaje pizarreño, esquistosidad, bandeadimiento gnéisico; ver capítulo “El calor y las rocas metamórficas” de este libro) (Fig. 34c–h). En estas rocas las arcillas y micas se orientan paralelas entre sí y perpendiculares a la dirección del esfuerzo. Asimismo, los fluidos hidrotermales químicamente activos, es decir calientes y con cationes disueltos, producen un cambio en la composición química de la roca afectada, lo cual se incluye dentro de metasomatismo. Este cambio se manifiesta como la formación de minerales nuevos producto de la reacción de los minerales de la roca con los fluidos mencionados.

El grado metamórfico está directamente vin-

culado con la intensidad con que la presión y la temperatura actuaron durante el proceso metamórfico. En una aproximación muy simple, se clasifica el metamorfismo según el área afectada en: Metamorfismo de contacto y Metamorfismo Regional (ver capítulo “El calor y las rocas metamórficas” de este libro). El metamorfismo de contacto se restringe a las aureolas de contacto entre un intrusivo y su roca de caja o el contacto de una lava con la roca suprayacente. En estos sectores la temperatura puede ser muy elevada pero la presión es baja. Por lo general las rocas producto de este tipo de metamorfismo poseen texturas granoblásticas y un alto grado de consolidación. Pueden ser monominerales (p. ej. un mármol) o poliminerales (p. ej. *hornfels*). El mármol es una roca que proviene del metamorfismo de una caliza sedimentaria y está constituida por cristales de calcita de mayor tamaño de grano que la caliza. Un *hornfels* proviene del metamorfismo de una roca sedimentaria comúnmente de grano fino (p. ej. pelita) y se caracterizan por poseer fractura concoide. El grado metamórfico es mayor en el sector contiguo al intrusivo y va disminuyendo a medida que la distancia al intrusivo aumenta, formando aureolas de distinto grado metamórfico alrededor del contacto. El metamorfismo regional afecta grandes áreas, la variable más importante es la presión y, en menor medida, la temperatura. Puede a su vez dividirse en metamorfismo de soterramiento o metamorfismo orogénico. El metamorfismo de soterramiento está producido por la presión litostática que genera el peso de las rocas suprayacentes (p. ej. en una cuenca sedimentaria) y el incremento de temperatura ligado al gradiente geotérmico. Genera rocas de textura granoblástica como las metacuarцитas o el mármol. Las metacuarцитas provienen de una arenisca cuarzosa y se caracterizan por su alta tenacidad y fractura por lo general concoide. En el metamorfismo orogénico, relacionado a zonas de subducción, actúan la temperatura y la presión dirigida. Conforme aumenta la intensidad de estas variables, a partir de un mismo protolito, se va desarrollando una serie de rocas con distintas características texturales y mineralógicas. Si el protolito es una pelita, a bajos grados de

metamorfismo se forman pizarras, que son rocas con textura foliada denominada pizarrosidad o clivaje pizarreño (Fig. 34c). Son rocas de grano muy fino y brillo mate, formadas por micas (muscovita y clorita) cuyos cristales son visibles únicamente al microscopio. Cuando las micas adquieren un tamaño apenas más grande, le confieren a la roca un brillo sedoso característico de las filitas (Fig. 34d, e). Con un aumento de grado metamórfico se forma un esquisto con textura esquistosa, aquí las micas adquieren mayor tamaño, aparece la biotita, y minerales no planares como el granate, andalucita, estaurolita, etc. Por último, con un grado alto de metamorfismo se genera una roca denominada gneiss, cuya textura (foliada) se caracteriza por la alternancia de bandas claras y oscuras, lo cual se conoce como bandeamiento gnéisico (Fig. 34f–h). La mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespatos, hornblenda y micas (muscovita y biotita). Si el protolito en vez de ser una roca sedimentaria fuera una roca ígnea básica, el resultado sería una roca de textura foliada denominada anfibolita, formada por hornblenda y plagioclasa.

7.4. Ciclo de las rocas

Se denomina de esta manera a una forma de visualizar las relaciones entre los tres grupos de rocas que se describieron anteriormente, teniendo en cuenta los procesos endógenos y exógenos que les dan origen. Las rocas ígneas provienen del enfriamiento de un magma y, dependiendo de donde se produzca, se formarán rocas intrusivas o extrusivas. Cualquier roca, no importa su origen, que sea expuesta a los agentes exógenos sufrirá meteorización (física y/o química) y, dará origen a partículas o iones disueltos, que serán erosionados e incorporados al ciclo sedimentario por los agentes de transporte (Fig. 35). Una vez depositados, se litificarán y formarán una roca sedimentaria. Tanto las rocas ígneas como las sedimentarias e incluso las metamórficas pueden ser sometidas a condiciones de metamorfismo para dar origen a distintos tipos de rocas metamórficas. El límite superior del metamorfismo es la fusión parcial de las rocas, ya que, habiendo alcanzado este estado, se forma magma y así, el ciclo se inicia nuevamente.

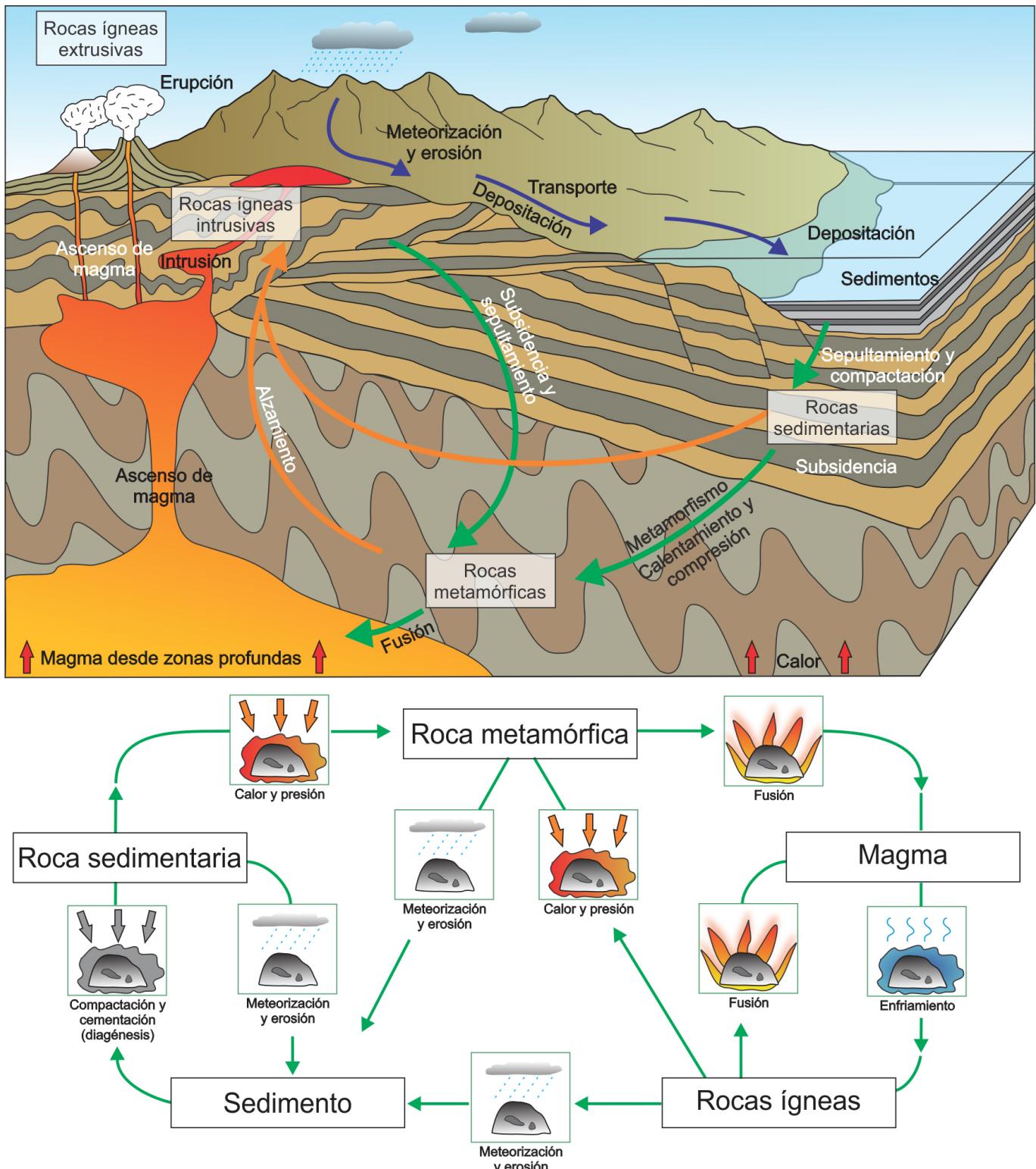


Figura 35. Ciclo de las rocas (tomado de <https://www.open.edu/openlearn/mod/oucontent/view.php?id=65871§ion=7>).



César R. Navarrete nació el 31 de enero de 1982 y egresó como geólogo y doctor en geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Es profesor de Petrología y Jefe de Trabajos Prácticos de Mineralogía Óptica de la carrera de Geología de esa universidad. Es investigador del CONICET y director del Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica en la UNPSJB. Sus investigaciones se centran en la evolución magmática, tectónica y geodinámica de la región sur de Sudamérica.



Gabriela I. Massaferro nació en la ciudad de Resistencia, provincia del Chaco. Es Doctora de la Universidad de Buenos Aires (UBA) en el área de Ciencias Geológicas y Profesora adjunta de la Cátedra de Geología General en la sede Puerto Madryn de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Además, es profesional de apoyo en el IPGP del CCT-CENPAT-CONICET. Su especialidad es la petrología de rocas volcánicas, especialmente basaltos cenozoicos de Patagonia. Trabaja también con diferentes grupos de arqueólogos en el reconocimiento de los pigmentos que forman parte de las pinturas rupestres y el material lítico.