

Capítulo 1

Introducción

El Manual tiene como objeto la descripción sencilla de los materiales que componen la Tierra, su distribución y las estructuras que los afectan, la antigüedad, el ordenamiento temporal y la distribución regional. Se hace uso del vocabulario propio de la geología, principios y metodología, con ilustraciones sencillas y en la medida de lo posible con ejemplos locales o regionales. El nivel pretendido tendría que ser accesible a maestros y profesores de la enseñanza primaria, secundaria y terciaria no específica. Puede también ser de utilidad para profesionales de otras disciplinas y eventualmente para quienes inicien estudios universitarios en las carreras de las Ciencias de la Tierra.

La presentación de la variada temática que hace a la Geología incluye una entrada a la escala de la Tectónica Global (modelo de funcionamiento del Planeta), seguida por la descripción de los materiales (minerales y rocas), las estructuras tectónicas (deformaciones sufridas por las rocas), el ordenamiento de los materiales según su antigüedad (incluyendo una cronología relativa apoyada en las relaciones entre ellos y contenido de formas de vida fósil y una cronología absoluta expresada en millones de años), la confección de mapas geológicos que resumen las características de diferentes terrenos, y finalmente la sistematización según la distinción en un territorio de áreas con rasgos comunes (Provincias Geológicas).

El Manual es el resultado de la experiencia profesional y docente del autor. Las ilustraciones, si bien mayormente tienen fuente en algún texto o artículo anterior, han sido modificadas para adecuarlas al estilo y necesidades de la presente obra.

Definición

La **Geología** se define como la rama de las Ciencias Naturales que se ocupa del estudio de la Tierra. Su dominio es el estado inorgánico de la materia. Su contraparte es la **Biología**, que estudia en los seres vivos el estado orgánico de la materia.

La Tierra

Planeta integrante del Sistema Solar, tiene una forma denominada geoide, que se aproxima a la de una esfera de aproximadamente 6.350 km de radio y superficie de 510.000.000 km².

El acceso directo a los materiales que componen el Planeta queda limitado a la superficie de los continentes, aproximadamente 1/3 del total. Para el resto, cubierto por las aguas de mares y océanos, se han desarrollado métodos y herramientas que permiten conocer su composición y formas de relieve.

En los continentes, cabe aún diferenciar entre las áreas en las que se levantan sierras y montañas, con rocas a la vista, y aquellas otras que están cubiertas por sedimentos y suelos. Ambos dominios son importantes por su extensión y por igual son objeto de estudio geológico, aunque suelen diferenciarse como **geología de superficie** en el primer caso y **geología de subsuelo** en el segundo.

El interior terrestre

En la tercera dimensión, el estudio (indirecto) del interior de la Tierra corresponde a la disciplina denominada **Geofísica**, que ha comprobado una organización concéntrica de niveles de distinta respuesta, denominados **corteza, manto y núcleo** (Fig. 1.1).

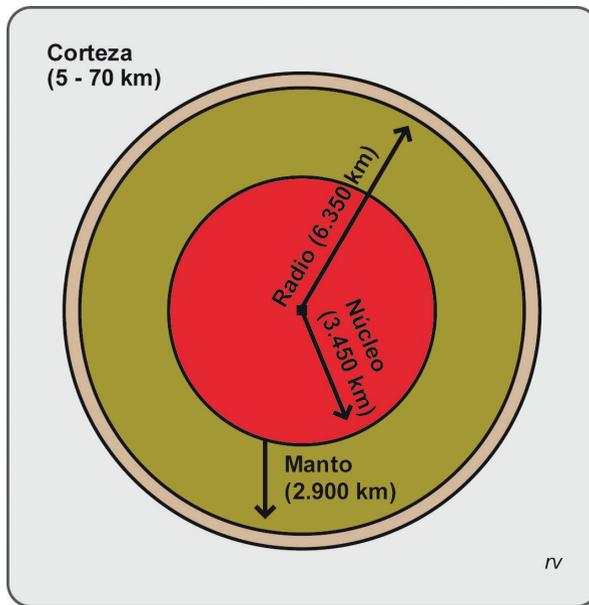


Figura 1.1. Corte de la Tierra. El espesor de la Corteza está fuera de escala, sobredimensionado, debido a que a escala del dibujo tendría el grosor de línea utilizado. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La principal herramienta para investigar pormenores del interior terrestre es el estudio de las ondas de energía producidas en los terremotos o **sismos**, de donde viene el nombre de sismología.

Los sismos son eventos de ruptura de una masa de roca, producidos al superarse la resistencia a los esfuerzos aplicados. Se producen en el interior terrestre hasta profundidades de unos 700 km. Desde el sitio en el que se produce la liberación de energía o **hipocentro** se emiten tres clases de ondas, denominadas ondas P (Primarias), ondas S (Secundarias) y ondas L (de Love, su descubridor).

Las **ondas P** son compresionales, producen la vibración de las partículas materiales en la misma dirección en la que se propagan y son las más veloces y primeras en arribar a una determinada estación registradora. Las ondas S son ondas de corte (cizalla), producen vibración de la materia a 90° de la dirección de propagación y arriban con cierto retardo a la misma estación sísmológica. La diferencia de velocidad entre ondas P y S es de aproximadamente 40%. Las **ondas L** son de gran longitud de onda, se desplazan superficialmente alrededor de la Tierra, son las más lentas y producen grandes daños en las construcciones del hombre. Las ondas P y S permiten explorar el interior terrestre (Fig. 1.2).

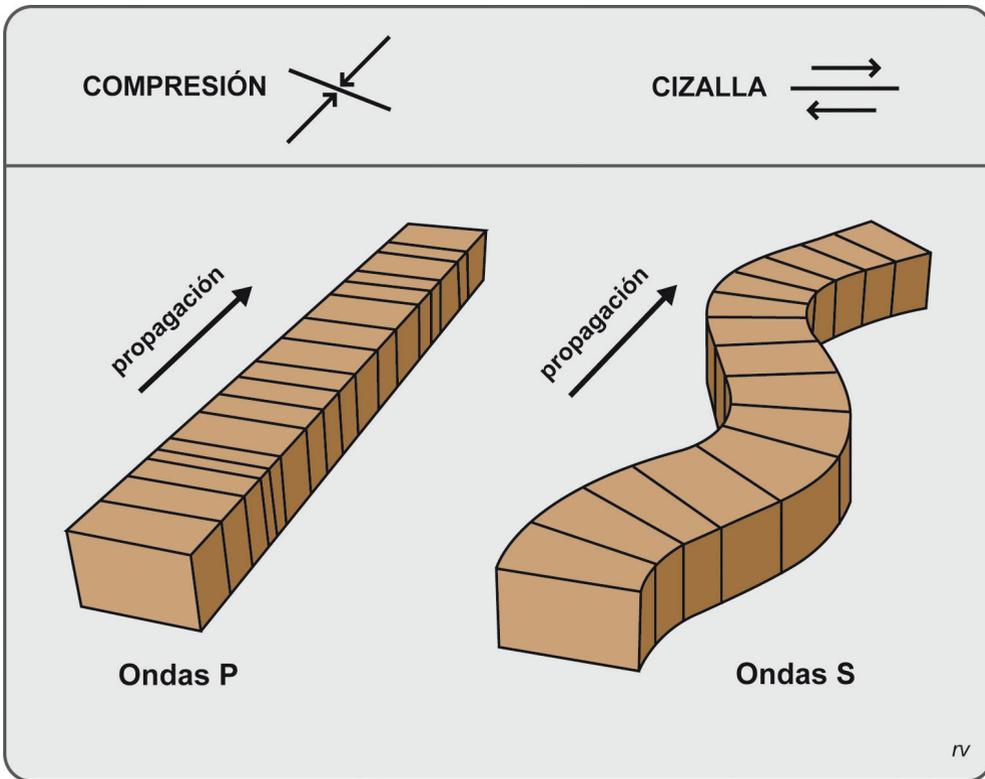


Figura 1.2. Efecto del paso de las ondas P y S. Nótese que la barra de roca se acorta al paso de las ondas P y que sufre ondulaciones al paso de las ondas S. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La capa exterior o corteza es la única que puede observarse directamente, ampliamente en la superficie de los continentes y limitadamente en excavaciones y galerías para grandes obras de ingeniería y minería. Su espesor es variable, con valores del orden de 30-70 km en los continentes y de 5-10 km en los océanos. La corteza limita con el manto y la separación la evidencia el comportamiento de las ondas sísmicas, que definen una superficie denominada **discontinuidad de Mohorovicic (Moho)**, en homenaje al sismólogo serbio que la descubrió (Fig. 1.3).

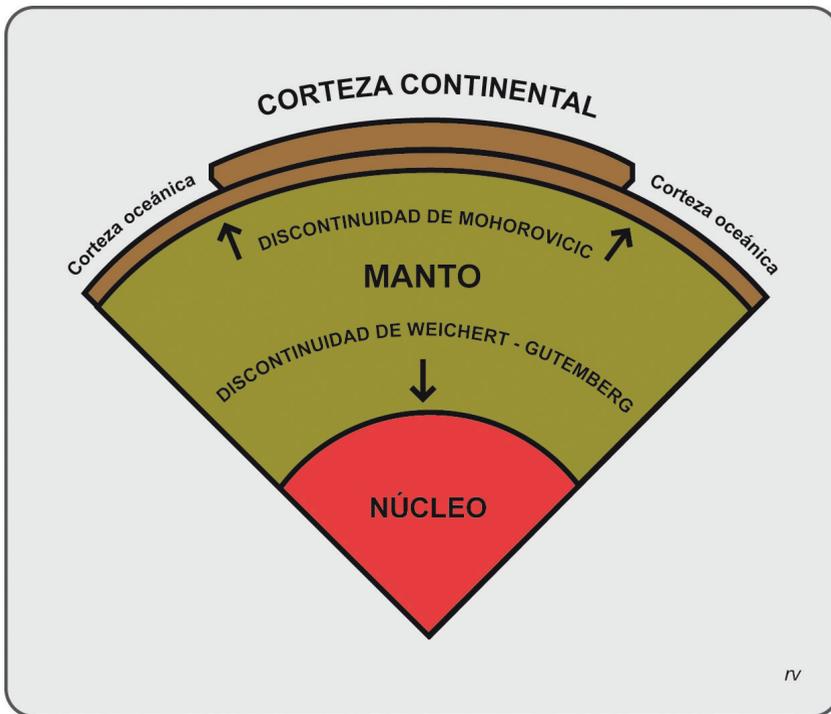


Figura 1.3. Discontinuidades principales en el interior terrestre. Modificado de Read y Watson, 1973.

El acceso a los materiales que componen el manto es restringido y consiste en fragmentos del mismo que son ascendidos a superficie por lavas. Esos fragmentos, denominados **xenolitos**, son parte de una roca preexistente arrancados del medio en el que circula o se instala material fundido. La consolidación del fundido origina una roca ígnea, que engloba el cuerpo extraño o xenolito. Con frecuencia son numerosos y pueden alcanzar un tamaño de algunos decímetros. Xenolitos provenientes del manto son comunes en coladas de lava basáltica, como los descubiertos en las mesetas patagónicas de Río Negro, Chubut y Santa Cruz, estudiados entre otros por Rivalenti et al. (2004) y Bjerg et al. (2005).

El manto prosigue en profundidad hasta los 2.900 km y limita con el núcleo mediante la **discontinuidad de Weichert-Gutenberg** (Fig. 1.3).

En la corteza y manto terrestres predomina ampliamente el estado sólido de la materia, aunque la actividad volcánica demuestra que la misma puede fundirse para constituir las lavas que arriban a superficie.

Para la exploración del estado físico de los materiales del interior terrestre, hay que tener en cuenta que las ondas P se transmiten tanto en medio sólido como líquido y que las ondas S lo hacen solamente en medio sólido. El recorrido de ambos tipo de ondas y las desviaciones por la refracción al pasar de un medio a otro, determinan que las ondas P y S se reciban hasta sitios que se ubican con un ángulo de 105° desde el epicentro del sismo, que

entre 105° y 142° no se reciben ondas y que a partir de 142° se reciban solamente ondas P. El **epicentro** es la proyección a superficie del hipocentro o lugar donde se produce la ruptura de los materiales que originan el fenómeno. Tal comportamiento de las ondas sísmicas indica que en el núcleo hay una envoltura exterior que se comporta como un líquido viscoso, denominada **núcleo externo**, para luego a mayor profundidad retomar las condiciones del estado sólido y definir un **núcleo interno** (Fig. 1.4).

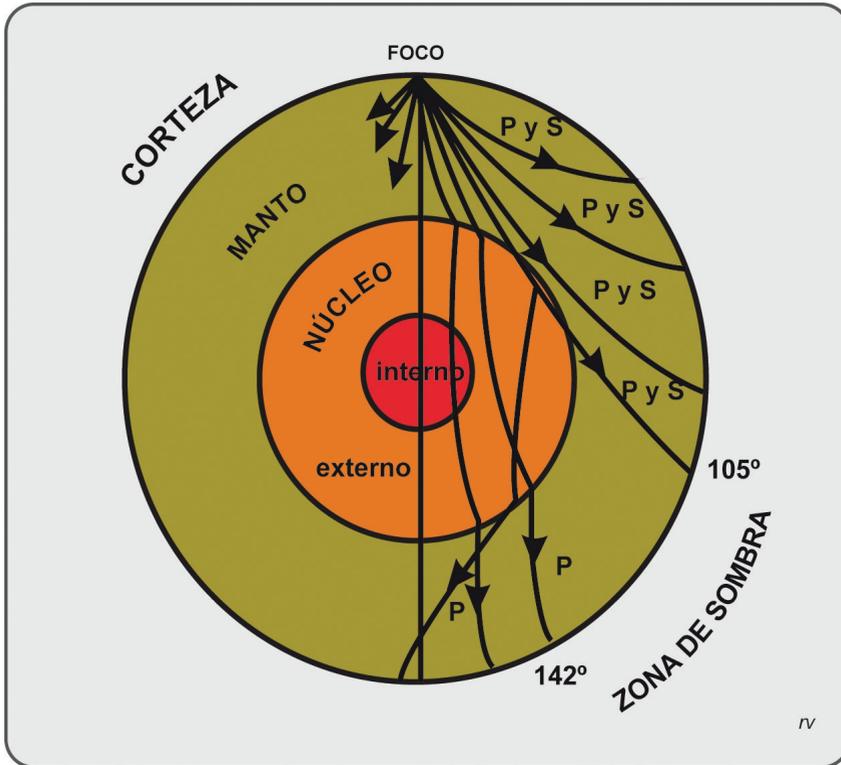


Figura 1.4. Trayectoria de ondas P y S. Modificado de Read y Watson, 1973.

La densidad media de la Tierra es de 5,53 g/cm³. No obstante, las rocas comunes en superficie no exceden en mucho del valor de 3 g/cm³, por lo que cabe esperar la existencia de materiales de mayor densidad en el interior terrestre. El estudio de las ondas sísmicas y otros parámetros, ejemplo momento de inercia de la Tierra, permitió modelar la distribución de densidades en el interior terrestre. En los primeros 700 km se tiene un incremento moderado y las rocas no superan los 4 g/cm³. A mayor profundidad se registra un aumento progresivo de densidad y a los 2.900 km (discontinuidad de Weichert-Gutenberg) hay un importante incremento y hasta el centro del Planeta los materiales tienen densidades de 10 a 14 g/cm³. Se aprecia que el cambio más significativo coincide con la discontinuidad de Weichert-Gutenberg. Las variaciones de densidad, desde superficie al centro de la Tierra, se deben a cambios en la composición química y mineralógica (Fig. 1.5).

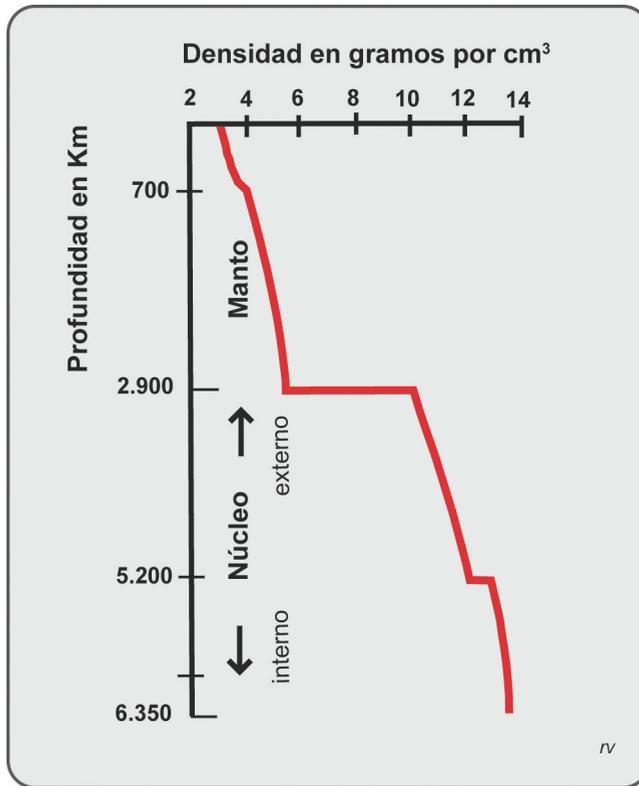


Figura 1.5. Diagrama densidad vs profundidad. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Continentes y Océanos

En la superficie de la Tierra cabe distinguir dos grandes ambientes, **continentes y océanos**. El primero cubre aproximadamente 1/3 de la superficie total y alcanza altitudes máximas cercanas a 9.000 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.). Los océanos componen los 2/3 restantes de superficie y constituyen depresiones ocupadas por agua, rodean a los continentes y llegan a profundidades máximas que sobrepasan los 11.000 m.

La existencia de continentes y océanos es consecuencia de la dinámica interna de la Tierra (**geodinámica**), que es motorizada por la disipación del calor interior. El estudio de estos procesos de primer orden es el tema de la Geotectónica, disciplina desarrollada conjuntamente por la Geología y la Geofísica. En la segunda mitad del siglo pasado la geotectónica elaboró el paradigma o modelo de la **Tectónica Global**.

La Tectónica Global presta especial atención a la distribución de continentes y océanos y a los cambios que han ocurrido con el transcurso del tiempo. Es de importancia al respecto, la diferente composición de las rocas que componen la corteza de los océanos y la de los continentes.

La corteza oceánica es relativamente homogénea, compuesta por fundidos procedentes del manto, que al consolidar originan **basaltos**, rocas volcánicas oscuras de densidad aproximada $3,0 \text{ g/cm}^3$. Es asombroso que los océanos nazcan, se desarrollen y eventualmente mueran, por lo que pese a constituir las $2/3$ partes del total de la corteza no contienen rocas antiguas, ya que las mismas no superan los aproximadamente 150 millones de años (Ma).

La corteza continental, por el contrario es muy heterogénea, con una variada gama de rocas de diferente composición, derivadas de procesos de diferenciación de materiales afines a los que componen la corteza oceánica. La roca tipo se denomina **granito**, significativamente más liviana que un basalto, ya que tiene una densidad aproximada de $2,65 \text{ g/cm}^3$.

En la evolución del planeta la corteza continental, los continentes, a expensas de su menor densidad, han sobrevivido aumentando paulatinamente de tamaño. Conservan las rocas más antiguas del planeta, que llegan aproximadamente a 3.850 Ma y de las más diversas edades desde ese entonces hasta el presente.

Sial y Sima

Al margen de la mencionada heterogeneidad composicional de la corteza continental, los geofísicos también diferenciaron en ella dos capas superpuestas, denominadas **Sial** (la superior; contracción de los elementos Silicio y Aluminio; densidad promedio $2,65 \text{ g/cm}^3$; granítica) y **Sima** (la inferior; contracción de Silicio y Magnesio; densidad promedio $3,0 \text{ g/cm}^3$; basáltica).

Sial y Sima se pueden distinguir solamente en los continentes. La superficie de separación entre ellas, en homenaje a su descubridor, se denomina **discontinuidad de Conrad** (Fig. 1.6).

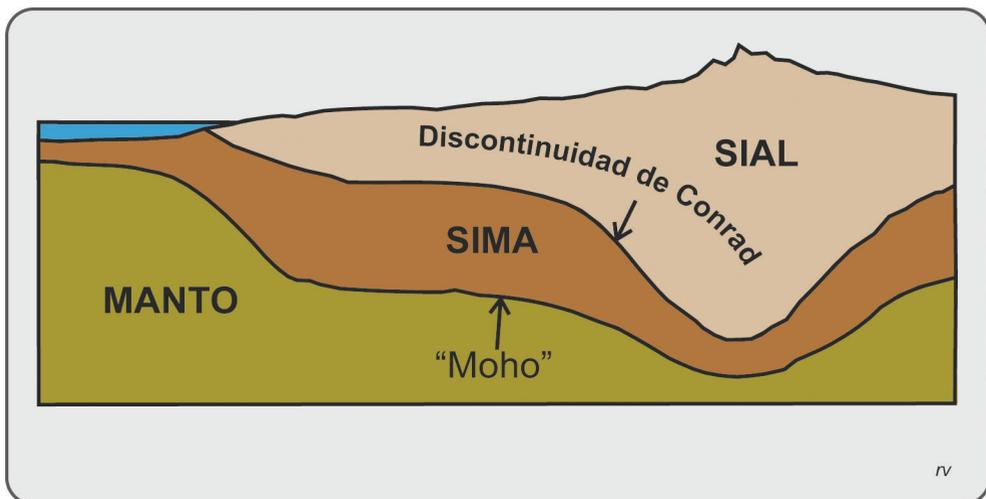


Figura 1.6. Esquema de dos capas (Sial y Sima) de la corteza continental. Modificado de Read y Watson, 1973.

El reconocimiento de Sial y Sima está relacionado con otro rasgo de la Corteza, que tiene que ver con la topografía, la distribución de densidades y el estado de equilibrio o isostasia de la corteza con su sustrato.

La medición de la desviación de la plomada en el Monte Everest por J. E. Pratt (1855), condujo primero a un modelo de bloques de corteza de diferente densidad, equilibrados en un único nivel de compensación a determinada profundidad (Fig. 1.7 A). En el mismo año G. Airy propuso un segundo modelo, aceptado como válido actualmente, en el que diferentes bloques de corteza de igual densidad pero distinta altura se ajustan isostáticamente a diferentes profundidades. De acuerdo con el mismo las montañas tienen una “raíz de baja densidad”, que ocasiona el déficit de desviación de la plomada y de las anomalías gravitativas que se producen en superficie (Fig.1.7 B).

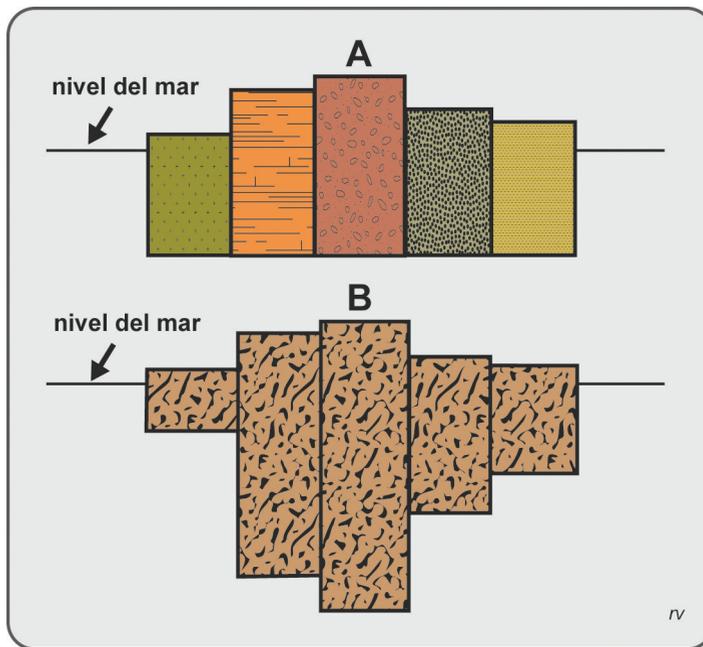


Figura 1.7. Esquemas de isostasia de Pratt (A) y Airy (B). Modificado de Read y Watson, 1973.

Las irregularidades que apartan al geoide de la forma perfecta de una esfera, se deben en parte al movimiento de rotación del planeta (achatación en los polos) y mayoritariamente a la constante actividad geodinámica, que genera y modela cuencas oceánicas y crea los relieves de montaña.

Si la Tierra fuese esférica y de composición homogénea, el valor de la atracción gravitativa (g) sería igual en cualquier punto de su superficie. No obstante, los valores que se obtienen, aún con las correcciones necesarias por altitud y latitud, se apartan del valor teórico para los diferentes sitios en que se determina, lo que se denomina **anomalía gravimétrica de Bouguer**. El valor de (g) es alto en los océanos (anomalía positiva) y bajo en los continentes (anomalía negativa), lo que revela la diferente densidad de ambos tipos de corteza.

Relieve

Los desniveles conocidos en la superficie de la Tierra sólida resultan de la continua actividad geodinámica. Los máximos son de cerca de 9.000 m y los mínimos próximos a 11.000 m, ambos tomando como referencia el nivel del mar.

Los agentes externos que tienden a la nivelación de la superficie de la Tierra son varios y de diferente índole. Las rocas pierden cohesión, entre otras causas, a) por la acción química de soluciones acuosas que causan descomposición, b) por efectos térmicos de contracción-dilatación de la roca misma y de agua que puede congelarse en las grietas, que conducen a la desagregación mecánica y c) por el trabajo de cuña que ejercen las raíces de plantas en grietas de las rocas.

El trabajo erosivo de vientos, aguas de escorrentía y hielos glaciares toma los detritos que se producen en terrenos altos y los transporta hacia zonas bajas. El nivel de base general es el nivel del mar, hacia donde son llevados los detritos y elementos solubilizados en las aguas. Si en el camino hay zonas bajas se produce su relleno, que constituirán las cuencas sedimentarias de los continentes. Los mares y océanos son finalmente las cuencas sedimentarias de mayor envergadura.

El campo por excelencia del trabajo de la geología es el de la corteza emergida por arriba del nivel del mar, los continentes en sentido geográfico. Debe agregarse una franja, de variable importancia en ancho, en algunas costas de solo unos pocos kilómetros y en otras de unas centenas de kilómetros, que constituyen las **plataformas continentales**. Las aguas marinas en esas plataformas no sobrepasan en mucho la profundidad de 200 m y su corteza es continental (granítica).

Las Plataformas Continentales constituyen una extensión de los continentes, actualmente cubiertas por aguas oceánicas y su límite exterior es el **talud continental**, una angosta franja de composición mixta (basáltico-granítica), que continente afuera profundiza rápidamente y conecta con los fondos oceánicos a profundidades promedio de 4.000 m y formados por corteza basáltica.

El trabajo geológico en las plataformas continentales es requerido por la exploración y explotación de recursos minerales, especialmente hidrocarburos y se ajusta a la situación de ser inaccesibles a la observación directa. La información de mayor cobertura en las plataformas, proviene de estudios geofísicos, principalmente sísmica. Sobre la base de esa información, se puede acceder puntualmente, en sitios escogidos, por perforaciones realizadas desde plataformas. Igual que en tierra firme, las perforaciones llegan usualmente hasta profundidades de 4.000-5.000 m, y posibilitan la recuperación de muestras de las rocas atravesadas (fragmentos denominados **cuttings** y cilindros llamados **testigos**) y el hacer ensayos introduciendo sensores. La participación del geólogo en la investigación de la corteza oceánica es compartida en equipos junto a geofísicos.

Un rasgo a destacar es la repartición de tierras altas y tierras bajas en los continentes, así como la de distintas profundidades de las aguas oceánicas. En ambos casos no es progresiva o regular, desde el nivel del mar hacia los máximos y mínimos. La cota máxima en el monte Everest (8.850 m) y la máxima profundidad oceánica en la fosa de las Marianas (11.055 m), pueden

inducir a una apreciación general errónea. El diagrama altitud/profundidad *versus* superficie cubierta (Fig. 1.8 A) denota que en los continentes predominan las alturas moderadas, por debajo de aproximadamente 1.500 m, y que en los océanos grandes extensiones tienen profundidades entre 3.000 y 5.000 m. El diagrama de frecuencias (Fig. 1.8 B) muestra un máximo a 100 m sobre el nivel del mar y otro a 4.700 m bajo el nivel del mar.

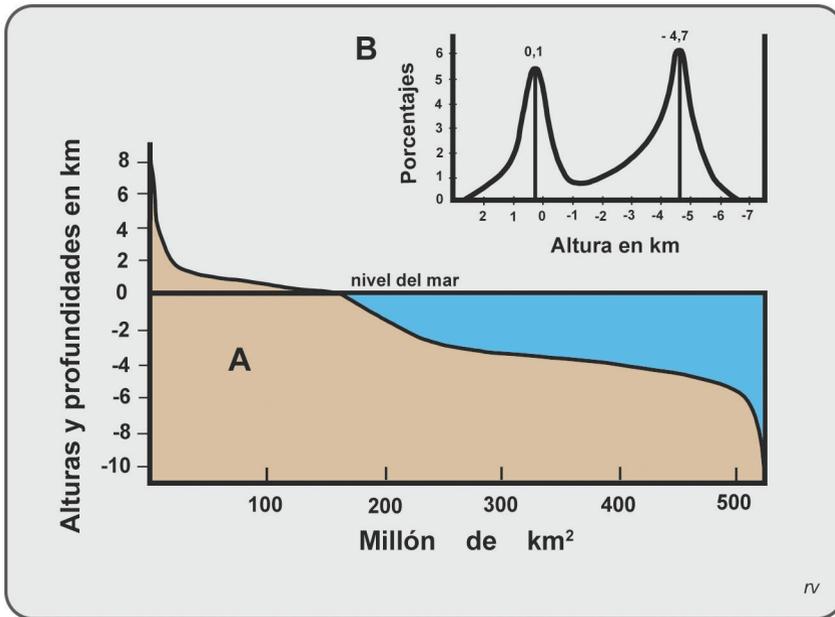


Figura 1.8. Diagramas de repartición de altitudes y profundidades referidas al nivel del mar. Modificado de Read y Watson, 1973.

Objetivo

De acuerdo con lo expuesto, en este Manual se trata esencialmente la **geología de los continentes**, describiendo de forma sencilla los materiales, características de composición y estructuras desarrolladas sobre los mismos, forma y denominación de los cuerpos a que dan lugar, metodologías de sistematización, reconocimiento de unidades de características propias, relaciones entre ellas, ordenamiento según los tiempos de formación y representación en mapas. Previamente se tratarán los aspectos sobresalientes de la Tectónica Global.