

ISSN 1514 - 4836
ISSN 1668 - 3242 en línea

**INSTITUTO SUPERIOR DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA
(INSUGEO)**

Miscelánea 21

MANUAL DE GEOLOGÍA

Ricardo VARELA
*Universidad Nacional de La Plata - CONICET
Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 N° 644 - CP. 1900
La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina*

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo
Universidad Nacional de Tucumán
San Miguel de Tucumán

2014

CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS

Universidad Nacional de Tucumán

Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO)

Director: Dr. Florencio G. Aceñolaza

Director alterno: Dr. Alejandro J. Toselli

Editor: Dr. Florencio Gilberto Aceñolaza

Coordinador editorial: Dr. Carlos A. Cónsole Gonella

Consejo Editor:

Dr. Alejandro J. Toselli (INSUGEO), Dr. Alfredo Tineo (INSUGEO), Dr. Víctor Ramos (Buenos Aires), Dr. Rafael Herbst (INSUGEO), Dra. Juana N. Rossi de Toselli (INSUGEO), Dra. Susana B. Esteban (INSUGEO), Dr. Guillermo F. Aceñolaza (INSUGEO), Dr. M. Franco Tortello (Univ. La Plata), Dr. Carlos Cingolani (Univ. La Plata), Dr. Roberto R. Lech (CENPAT-Trelew), Dr. Ricardo Alonso (Univ. Salta), Dra. Beatriz Coira (Univ. Jujuy), Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco (CSIC-España), Dra. Isabel Rábano (IGME-España), Dr. Julio Saavedra Alonso (CSIC-España), Dr. Hübner Miller (Univ. München-Alemania), Dr. Alcides N. Sial (Univ. Pernambuco-Brasil), Dra. Valderez Ferreira (Univ. Pernambuco-Brasil), Dra. Renata Guimaraes Netto (UNISINOS-Brasil), Dr. Claudio Gaucher (Univ. Montevideo-Uruguay).

Dirección: Instituto Superior de Correlación Geológica. Miguel Lillo 205. CP 4000 San Miguel de Tucumán. Argentina.
E-mail: insugeo@csnat.unt.edu.ar - Página web: www.insugeo.org.ar

Esta Serie es editada por el INSUGEO con el objeto de dar a conocer información de interés geológico y del medio ambiente, siendo los trabajos allí publicados representativos y puntuales. Ella incluye guías de campo, resúmenes de reuniones científicas y monografías vinculadas al objetivo principal. Se requiere que los manuscritos sean remitidos en apoyo informático y papel; las ilustraciones de igual manera en caja 13x20 cm y con buen contraste. Todos los trabajos tienen revisores y también son puestos en consideración del Consejo Editor. Gran parte de este material puede consultarse gratuitamente y obtener en la página Web del INSUGEO: www.insugeo.org.ar. Esta colección está referenciada en Latindex, EBSCO, Ulrich International Periodical Directory, Thomson Reuters ISI, Zoological Record, Gale Cengage Learning y Georef, Directory of Open Access Journals DOAJ. Integra el Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 1: Colección de Paleontología Lillo. Catálogo de fósiles publicados 1970-1993.

Miscelánea Insugeo n° 2: Lower Paleozoic of Tarija Región, Southern Bolivia (agotado).

Miscelánea Insugeo n° 3: Actividad desarrollada durante los años 1991-1993 (agotado).

Miscelánea Insugeo n° 4: The Jurassic and Cretaceous terrestrial beds from Southern Neuquén Basin, Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 5: Cuadro general de la ciudad de Paraná.

Miscelánea Insugeo n° 6: Cambrian from the Southern Edge.

Miscelánea Insugeo n° 7: The Ordovician of Mendoza.

Miscelánea Insugeo n° 8: Ordovician / Silurian sections in the Precordillera, western Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 9: Cambro / Ordovician sections in NW Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 10: Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Providence, Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 11: Ordovician and Silurian of the Cordillera Oriental and Sierras Subandinas, NW Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 12: Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino I.

Miscelánea Insugeo n° 13: Simposio Bodenbender.

Miscelánea Insugeo n° 14: Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino II

Miscelánea Insugeo n° 15: Textura y estructura de las Rocas Igneas.

Miscelánea Insugeo n° 16: Historia de la Geología Argentina.

Miscelánea Insugeo n° 17 (1): Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino III.

Miscelánea Insugeo n° 17 (2): Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino III.

Miscelánea Insugeo n° 18: Elementos Básicos de Petrología Ignea.

Miscelánea Insugeo n° 19: Catálogo de graptolitos estudiados en la División Geología del Museo de La Plata (1965-2011).

Miscelánea Insugeo n° 20: Farallón Negro: Epopeya de un sueño minero.

Instituto Superior de Correlación Geológica

Miguel Lillo 205 – San Miguel de Tucumán – República Argentina

Tapa: Vista al Norte del Cerro Ventana, Buenos Aires, mostrando el plegamiento de las sedimentitas paleozoicas. Al fondo se ve la “ventana” y al centro en primer plano un típico anticlinal asimétrico volcado al naciente. Fotografía de Max Lützel

ÍNDICE

Prólogo.	Pág 9.
Nota del autor.	Pág10.
Abstract-Resumen.	Pág11.
Agradecimientos.	Pág12.
Capítulo 1. Introducción. Definición. La Tierra. El interior terrestre. Continentes y océanos. Sial y Sima. Relieve. Objetivo.	Pág 13.
Capítulo 2. Tectónica global. Litósfera y astenósfera. Placas litosféricas. Corrientes convectivas. Límites divergentes, dorsales oceánicas. Límites convergentes, arcos islándicos y magmáticos. Orogénesis. Colisión de continentes. Límites conservativos. La base de las placas litosféricas. Las fuerzas actuantes. Tipos corticales.	Pág 23.
Capítulo 3. Mineralogía. Análisis químico de rocas. Minerales. Propiedades físicas de los minerales. Cristalografía y sistemas cristalinos. Clasificación mineralógica. Mineraloides.	Pág 37.
Capítulo 4. Petrología. Rocas ígneas. Rocas ígneas plutónicas. Rocas ígneas volcánicas. Rocas sedimentarias. Rocas sedimentarias clásticas. Rocas sedimentarias calcáreas. Rocas sedimentarias químicas. Rocas metamórficas. Metamorfismo regional. Metamorfismo de contacto. Metamorfismo dinámico.	Pág 45.
Capítulo 5. Deformación de las rocas. Deformación elástica y plástica. Esfuerzos principales y elipsoide de deformación. Estructuras tectónicas. Pliegues. Diaclasas. Fallas.	Pág 65.
Capítulo 6. Estratigrafía. Principios de superposición, relaciones de corte, inclusión y sucesión de faunas. Paleontología. Correlación. Tiempo geológico. Cronología relativa. Cronología absoluta.	Pág 87.
Capítulo 7. Geología Histórica. Precámbrico; Escudos o cratones; Proterozoico y Arcaico. Fanerozoico. Paleozoico. Mesozoico. Cenozoico.	Pág 99.
Capítulo 8. Mapa geológico. Cuerpos de rocas ígneas plutónicas. Cuerpos ígneos globosos. Cuerpos ígneos laminares. Cuerpos de rocas sedimentarias. Cuencas continentales. Cuencas marinas. Base topográfica y escala. Unidades litoestratigráficas.	Pág 109.

Capítulo 9. Geología regional sudamericana. Unidades geotectónicas mayores. Cratones y ciclos orogénicos. Orógenos activos y orógenos fósiles. Provincias geológicas. Provincias geológicas argentinas. Llanura Oriental (Tandilia, Ventania, Mesopotamia, Cuencas sedimentarias). Noroeste (Cordillera Oriental, Puna, Sierras Subandinas). Región Central (Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Provincia Sanrafaelino-Pampeana). Patagonia (Macizo Norpatagónico, Macizo del Deseado, Precordillera Patagónica, Cordillera Patagónica, Cordillera Fueguina, Islas Malvinas, Sector Antártico Argentino, Cuenca del Golfo de San Jorge, Cuenca Austral o Magallánica, Cuenca de Ñirihuau.Pág 121.

Capítulo 10. Campo de aplicación de la Geología: recursos naturales geológicos; medio ambiente. Suelos. Aguas subterráneas. Geología aplicada. Recursos naturales geológicos. Geología de yacimientos. Geología del petróleo. Geología ambiental; geología urbana.Pág 145.

Bibliografía.....Pág.157.

Prólogo

En mis primeras actividades docentes ejercí como profesor en el Liceo “Víctor Mercante”, secundario dependiente de la Universidad Nacional de La Plata, donde me tocó enseñar una materia denominada ‘Mineralogía y Geología’. Esta comenzaba con una fuerte influencia de las formas cristalinas, lo cual fui tratando de modificar en el poco tiempo que estuve en esta tarea, hacia los aspectos regionales como por ejemplo la evolución del continente de Gondwana o el origen de las montañas. Así pude observar que eran temas que a los alumnos les interesaban y si bien contábamos con textos adecuados en nuestro idioma, no eran accesibles fácilmente. Por ello en la retrospectiva, creo que el Manual de Geología presentado por el Dr. Ricardo Varela, conforma un texto didáctico y ameno que cubre esa amplia necesidad para quienes desean conocer más sobre la temática de nuestro Planeta Tierra y su fascinante evolución, contando ahora con el avance del conocimiento plasmado en el nuevo paradigma de la tectónica de placas. La experiencia científica y docente de Varela, dada por un largo camino que hemos recorrido juntos desde la década de 1960, le ha permitido volcar sus conocimientos en forma sencilla, transfiriendo a la comunidad un aporte valioso que servirá para el lector interesado y también para la enseñanza esencialmente en los niveles pre-universitarios y terciarios.

Está preparado el texto en diez capítulos que recorren todos los temas importantes sobre nuestro Planeta, con gráficos y fotografías de su propia producción o adaptadas como complemento. El texto sigue una línea coherente, que va introduciendo al lector en los temas más relevantes de la Geología tanto en los aspectos endógenos como exógenos. Transcribe así Varela los caminos de un geólogo inquieto que ofrece con toda la generosidad de su amplia experiencia de campo y gabinete, para que sirva a la enseñanza y el estudio tratando también de generar inquietudes en los lectores y quizás hasta despertar vocaciones. Los cambios paradigmáticos ocurridos en la comprensión de la dinámica de la Tierra los ha planteado Varela con sencillez en un Manual que recomiendo para aquellos que son curiosos de lo que ocurre a nuestro alrededor, comprender como está conformado geológicamente el territorio argentino con sus sistemas montañosos, la actividad volcánica y los riesgos naturales. Estimo que la enseñanza de la Geología: ‘rama de las Ciencias Naturales que se ocupa del estudio de la Tierra’, debería tomar un fuerte impulso en los niveles educativos mencionados para complementar y actualizar permanentemente sus contenidos, por lo que doy la bienvenida al Manual que nos ofrece el autor.

Dr. Carlos Alberto Cingolani

Profesor Titular UNLP-Investigador CONICET

Jefe División Geología del Museo de La Plata

Nota del autor

Me sitúo en la mitad del siglo pasado, cursando el bachillerato en el Colegio Nacional de la Universidad Nacional de La Plata. Recuerdo los oportunos comentarios de algunos profesores y un cuadernillo de orientación de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, que llamaba a cursar el primer año en común de las licenciaturas en biología y geología. La asignatura Geología General desplegó con simpleza el total de los temas; luego en los años sucesivos la ampliación correspondiente.

En el arranque tuve acceso a libros de autores extranjeros traducidos al español, como Principios de Geología Física de Arthur Holmes y Principios de Geomorfología de William Thornbury, junto al libro tipo manual titulado Elementos de Geología Aplicada de los profesores argentinos Cristian S. Petersen y Armando F. Leanza.

Tempranamente el Profesor Angel V. Borrello me invitó a participar en las tareas de investigación de la División Geología del Museo de La Plata y Departamento Geología de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC). En ese medio se completó mi licenciatura y luego el doctorado, con la agradable y beneficiosa compañía de los Profesores A.V. Borrello, A.J. Cuerda, O.C. Schauer, J. Venier, U.J. Zucolillo y los entonces jóvenes geólogos C. Devizia, R. Scanavino, M. Guichón, E. Méndez y C.A. Cingolani. Tuve la suerte de participar en las distintas escalas que involucran en gabinete y campo a la Geología Histórica, con los recursos de la Estratigrafía/Bioestratigrafía y el mapeo geológico, y también en las pioneras actividades de laboratorio para medir el tiempo geológico, iniciadas en la CIC, luego continuadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG). La investigación me fue patrocinada inicialmente por la CIC y desde 1973 hasta 2010 por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Desde 1980 estuve rodeado de investigadores, doctorandos y personal técnico y administrativo del CIG, que constituyeron un sólido soporte para mis tareas. De los investigadores fundadores hago un sentido recuerdo de los Doctores Mario Adrián Iñiguez Rodríguez y Mario Martín Mazzoni. La docencia la pude realizar principalmente en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, en los sucesivos cargos de Jefe de Prácticos en Geología Histórica, Profesor Adjunto y Profesor Asociado en Fundamentos de Geología y Profesor Titular en Geología Argentina.

Actualmente hay profusa información geológica que procede de libros, revistas y actas de congresos y reuniones, sean en papel o vía electrónica. También el desarrollo de los más diversos temas se obtienen instantáneamente en las enciclopedias de internet. No obstante, la experiencia me revela que un escrito tipo manual puede ser de utilidad para los que quieren introducirse en la geología, sea porque tienen proyectado o ya iniciaron estudios en alguna de nuestras universidades, sea porque son profesionales o estudiosos de otras áreas, o porque tienen que enseñar en la función de maestros/profesores de los niveles secundario y terciario. Es el pretendido destino del escrito y la razón para considerarlo un Manual.

Ricardo Varela

ricardovarela47@yahoo.com.ar varela@cig.museo.unlp.edu.ar

Abstract

This handbook contains in first place few essential data about the Earth, which is the study object of Geology. This includes its dimensions, internal organization determined by geophysical studies, characteristics and significance of continents and oceans on its surface, surface relief and movements that tend to balance continental heights and oceanic depths. Then comes the fundamental basis on which the theory of Global Tectonics is supported to explain the evolution of the planet.

Successive chapters deal with the materials making up the Earth, such as minerals (Mineralogy) and rocks (Petrology), as well as the structures acquired by the rocks as a response to stresses originated in geodynamic processes in the Earth (Tectonics). They also consider the systematic ordering of rock units in relation to Stratigraphy and Geochronology, which allows the succession of events to be revealed (Historical Geology). Geological maps are described as a final product of field mapping, where rock units and their structures are represented at different scales. The identification of Geological Provinces in our country receives special attention. Lastly, short descriptions are added on the application of geology to areas and issues of economic interest, such as soil, groundwater, minerals, hydrocarbon, large engineering projects, geological risk and environmental geology.

Resumen

El Manual contiene en primer lugar algunos datos esenciales sobre el objeto de estudio de la Geología, la Tierra, incluyendo dimensiones, la organización del interior determinada por estudios geofísicos, la existencia en superficie y significado geológico de continentes y océanos, el relieve y movimientos que tienden a equilibrar las alturas continentales y profundidades oceánicas. A continuación brinda los elementos básicos en que se funda la Tectónica Global, teoría que explica el funcionamiento del planeta acorde con el conocimiento actual.

En sucesivos capítulos se ocupa luego de los materiales componentes de la Tierra, minerales (Mineralogía), rocas (Petrología) y las estructuras que adquieren ante los esfuerzos aplicados por la dinámica del planeta (Tectónica). Trata también el ordenamiento de los cuerpos que definen las rocas, la Estratigrafía y Cronología, que posibilita un seguimiento de los eventos ocurridos o Geología Histórica. El Mapa Geológico es descripto como el resultado de la tarea de campo y la representación a escala adecuada de unidades rocosas y sus estructuras, con énfasis en la identificación de Provincias Geológicas en territorio argentino. Finalmente incluye una breve descripción de la aplicación de la geología en asuntos de interés económico, como suelos, aguas subterráneas, minerales, hidrocarburos, grandes obras de ingeniería, riesgo geológico y geología ambiental.

Agradecimientos

Escribir el manual y preparar el material gráfico fue una tarea que me insumió todo el año 2012, por lo que primero cabe que agradezca el aguante por parte de la familia cercana (hijas Mónica, Silvana, Rosana y Guadalupe) y compañera Claudia P. Pereyra.

Norberto J. Uriz me proveyó generosamente de estrategias para la gráfica mediante corel-draw. En la etapa de pulido Ana María Sato leyó el escrito y sugirió acertadas correcciones y cambios en la estructura. También trasladó el Resumen al idioma inglés. Guadalupe Varela fue la encargada de la delicada tarea de diagramar el escrito para su entrada en edición, tarea que realizó con el asesoramiento de Carlos Cónsole Gonella.

Expreso también el reconocimiento por la franca actitud de apertura y aliento que recibí de las autoridades y personal del Instituto Superior de Correlación Geológica, de la mano de su Director el colega Florencio G. Aceñolaza.

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).

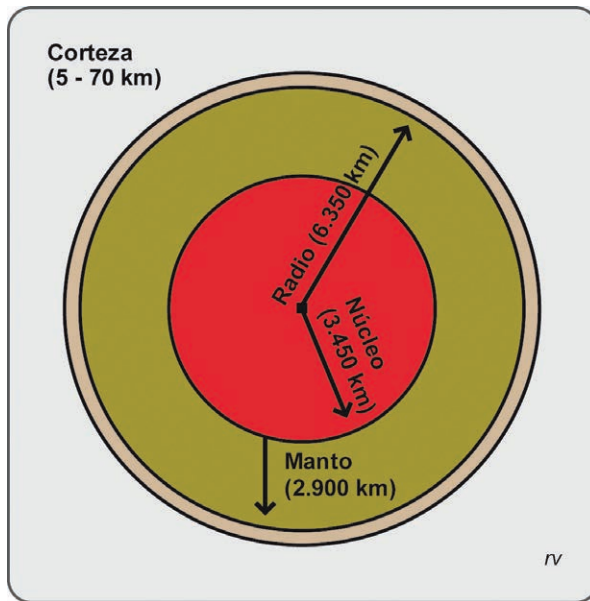


Figura 1.1. Corte de la Tierra. El espesor de la Corteza está fuera de escala, sobredimensionado, debido a que a escala del dibujo tendría el grosor de línea utilizado. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

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).

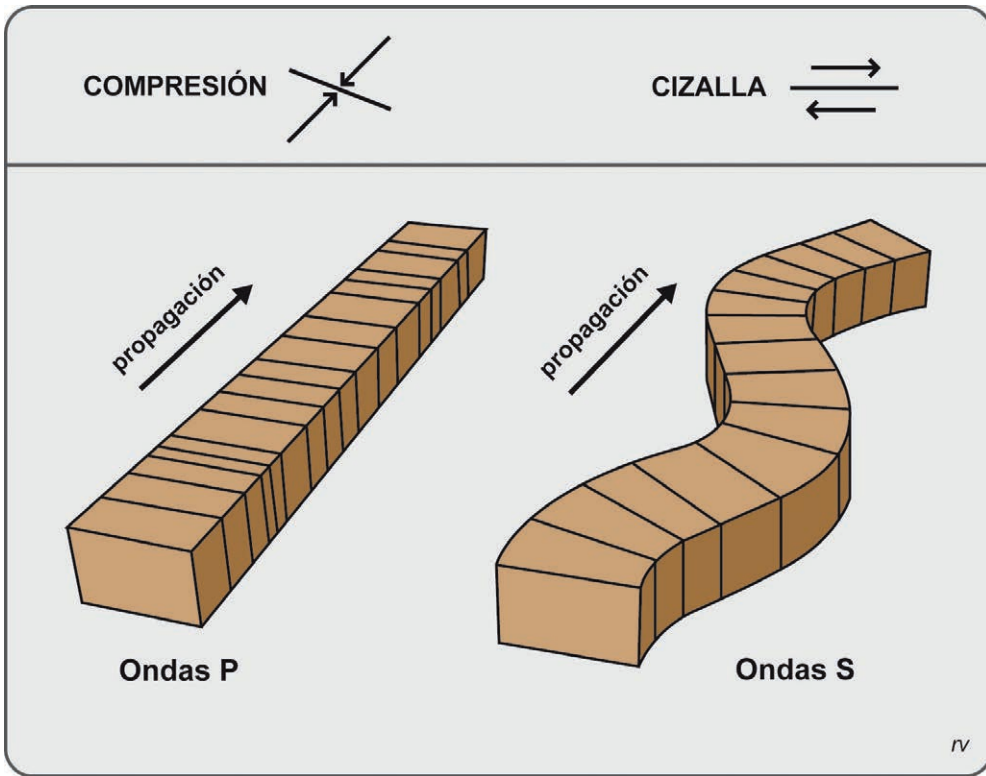


Figura 1.2. Efecto del paso de las ondas P y S. Nótese que la barra de roca se acorta al paso de las ondas P y que sufre ondulaciones al paso de las ondas S. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

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).

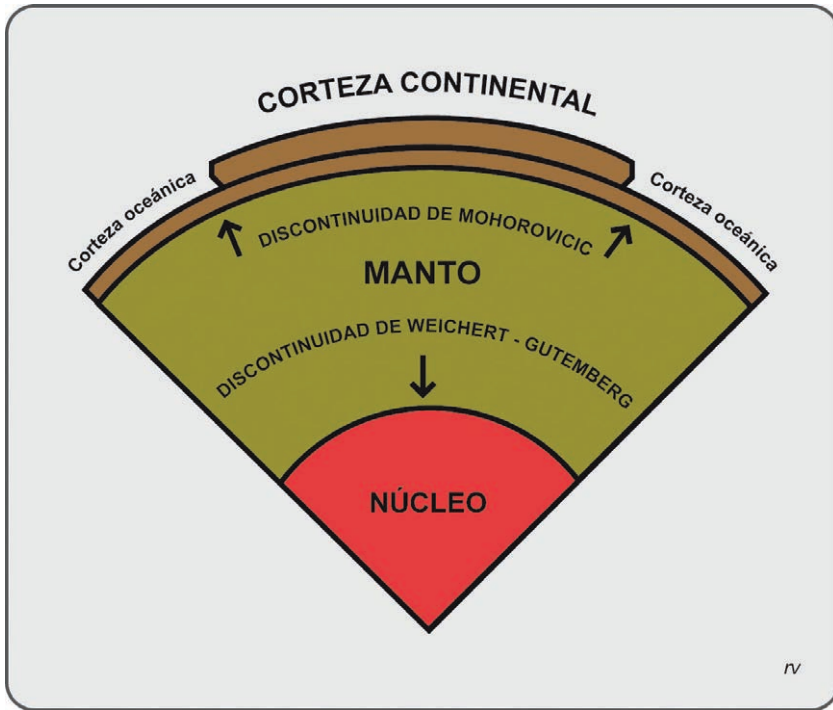


Figura 1.3. Discontinuidades principales en el interior terrestre. Modificado de Read y Watson, 1973.

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).

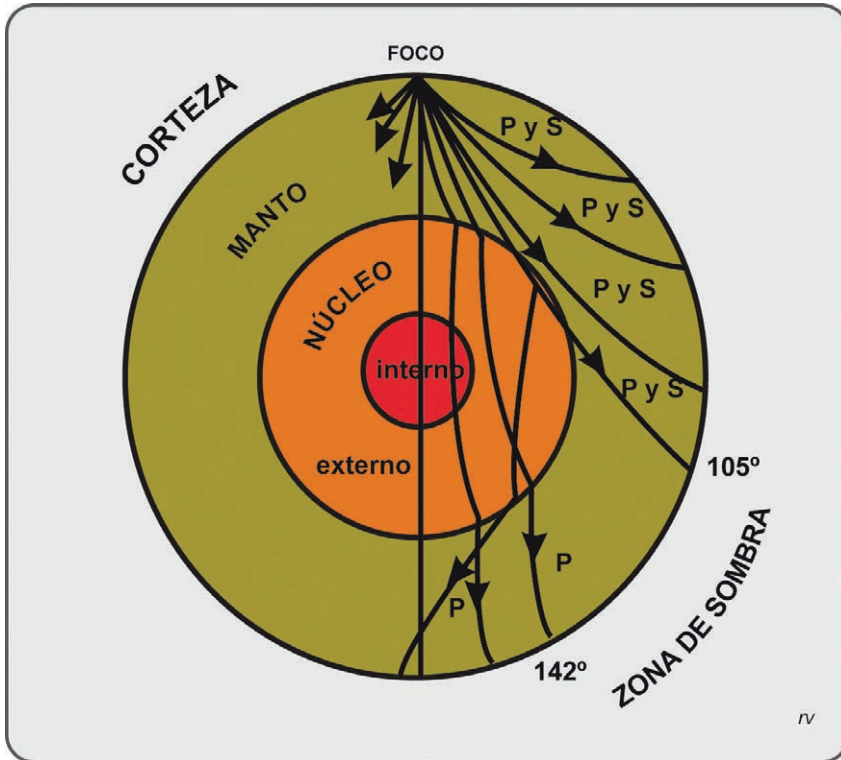


Figura 1.4. Trayectoria de ondas P y S. Modificado de Read y Watson, 1973.

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).

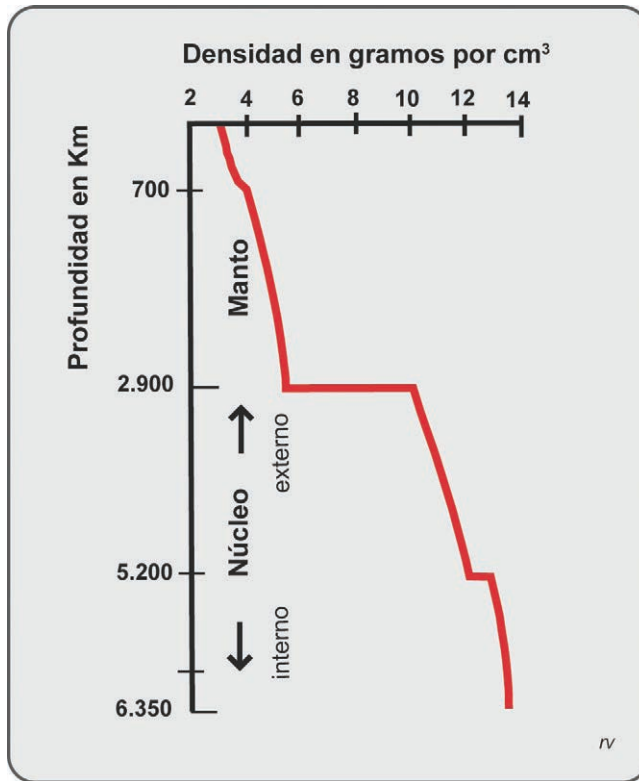


Figura 1.5. Diagrama densidad vs profundidad. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

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).

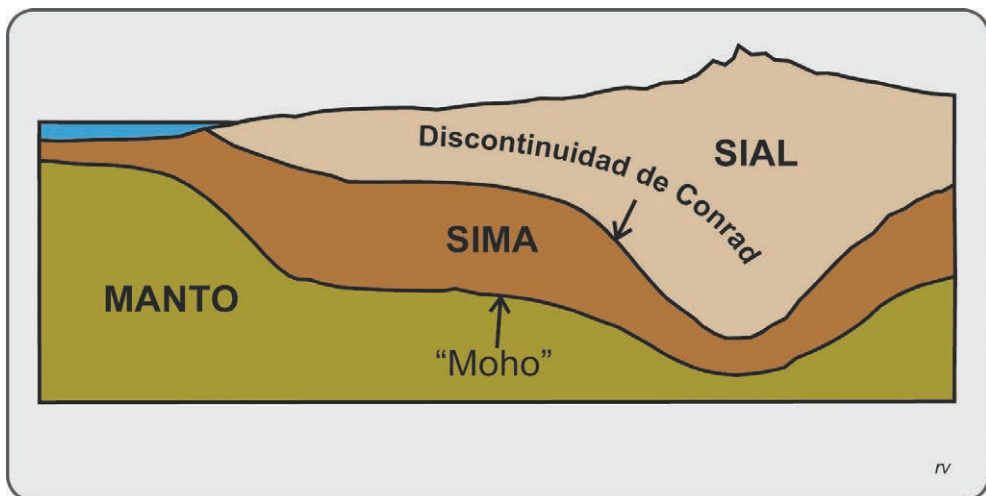


Figura 1.6. Esquema de dos capas (Sial y Sima) de la corteza continental. Modificado de Read y Watson, 1973.

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).

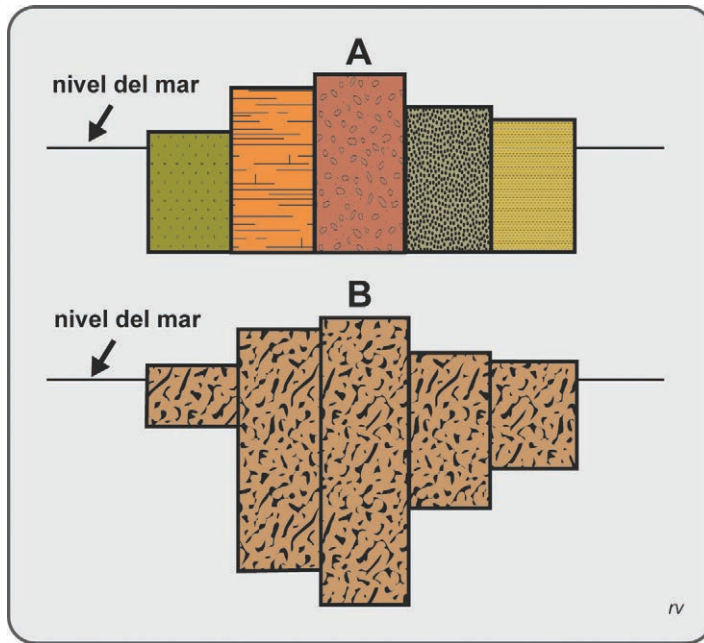


Figura 1.7. Esquemas de isostasia de Pratt (A) y Airy (B). Modificado de Read y Watson, 1973.

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.

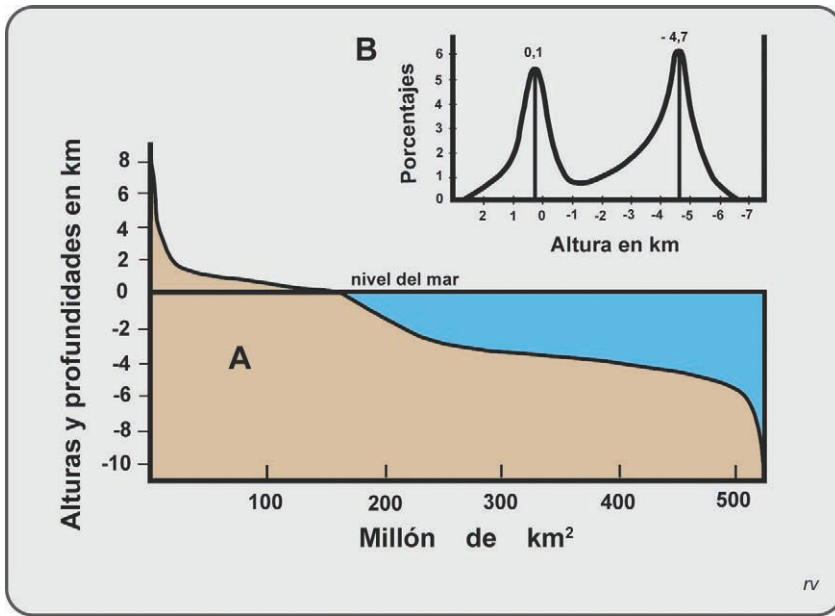


Figura 1.8. Diagramas de repartición de altitudes y profundidades referidas al nivel del mar. Modificado de Read y Watson, 1973.

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.

Capítulo 2

Tectónica Global

La teoría de la **tectónica global** fue desarrollada en la década de 1960 y a ella se ajusta actualmente el trabajo de la geología.

El antecedente a mencionar es la teoría de la **Deriva de los Continentes** (Wegener, 1912). Las similitudes de composición, estructura y contenido paleobiológico de India, Australia, Antártida, Sudamérica y África fueron el argumento para postular que en el pasado formaron una única masa continental. La fragmentación y dispersión hasta las actuales posiciones implican su deriva. Con todo, la teoría no tuvo aceptación, por no poder explicar el mecanismo de transporte.

Litosfera y Astenosfera

Es destacable que la previamente conocida estructura interna de la Tierra y la división en corteza, manto y núcleo (ver capítulo anterior) no resultó funcional para la tectónica global.

Para los fines de esta teoría fue importante determinar que la envoltura exterior y funcional de la Tierra es la capa denominada **litosfera**.

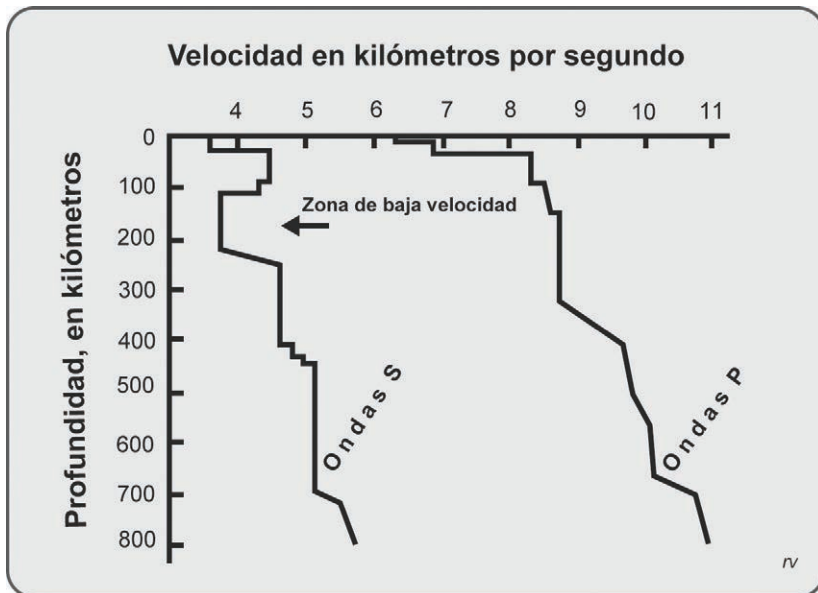


Figura 2.1. Diagrama velocidad de ondas sísmicas *versus* profundidad. Nótese la pérdida de velocidad de ondas S en la franja entre aprox. 100 y 200 km. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La litosfera tiene espesor variable, del orden de 100 km bajo los océanos, e incluye a la totalidad de la corteza y a la parte superior del manto, que puede denominarse **manto litosférico**. En el manto remanente, por debajo de la litosfera, hay una capa que recibe el nombre de **astenosfera**, la que se define entre las profundidades de 100 y 200 km. Las ondas sísmicas la detectan por la pérdida de velocidad que acusan las ondas S al atravesarla (**zona de baja velocidad**), lo que se interpreta como existencia de fundidos. El porcentaje de material líquido sería bajo, del orden de 1%, aunque suficiente para permitir el desacople de la litosfera de su yacente (Fig. 2.1).

La litosfera es rígida y quebradiza, fría y mala conductora de temperatura, teniendo dificultad para disipar el calor existente en el interior del planeta. Por el contrario la astenosfera tiene comportamiento dúctil y en el medio de alta temperatura y presión en que se encuentra responde ante esfuerzos como un líquido viscoso, fluyendo sin quebrarse.

Placas litosféricas

En la Tectónica Global, el primer orden de actividad cabe en la organización e interacción de las llamadas **placas litosféricas**, que en número reducido, las mayores son 12, forman la cáscara del planeta (Fig. 2.2).

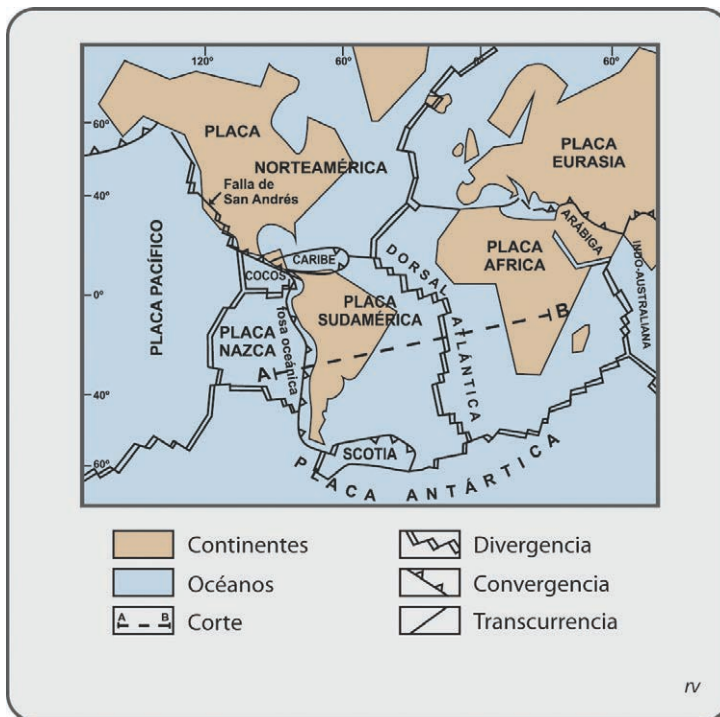


Figura 2.2. Placas litosféricas mayores y límites entre ellas, con indicación de divergencias, convergencias y transurrencias. La sección AB se representa en la Fig. 2.3.

Corrientes convectivas

La idea de **corrientes convectivas** actuando en el manto fue impulsada por el geólogo A. Holmes en la década de 1930 y actualmente es aceptada como un gran circuito de transporte de energía, que disipa calor por determinadas ventanas abiertas en la litosfera y provoca el movimiento de las placas.

La **placa Sudamérica** es una de las placas mayores y como es el caso general, está formada en parte por corteza oceánica (litosfera oceánica) y en parte por corteza continental (litosfera continental).

El corte AB entre Sudamérica y África ilustra sobre los límites entre las placas Nazca, Sudamérica y África, la interacción entre ellas, el sistema de corrientes convectivas y las consecuencias resultantes de la dinámica que se produce (Fig. 2.3).

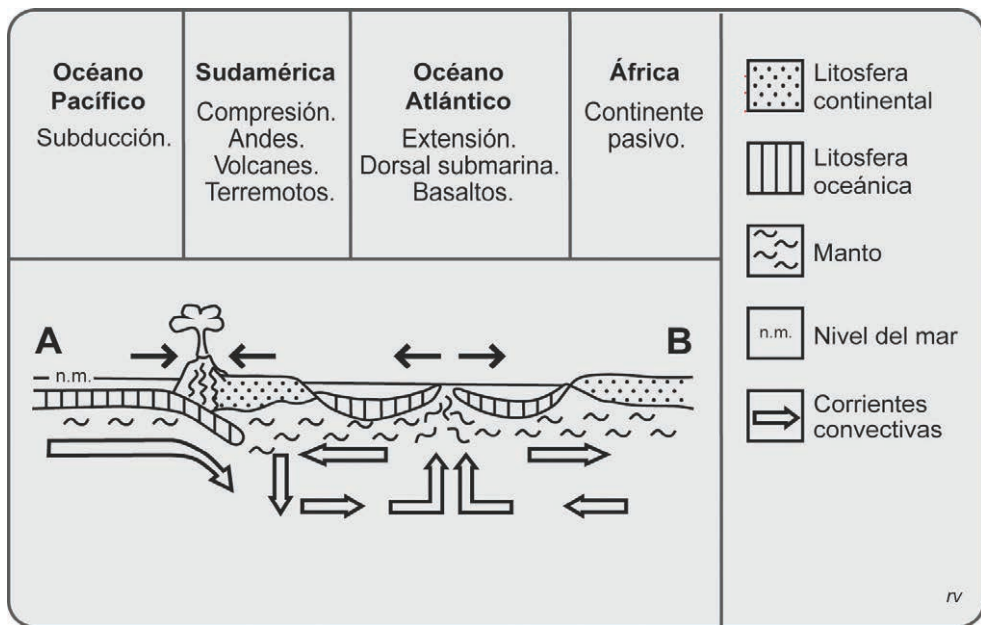


Figura 2.3. Sección tectónica esquemática entre Sudamérica y África. Ubicación en mapa de Fig. 2.2.

Los límites principales de la placa Sudamérica son, por el Este la **dorsal atlántica** y por el Oeste la **fosa oceánica peruano-chilena**.

Límites divergentes. Dorsales oceánicas

La dorsal atlántica es el lugar por donde ascienden las corrientes convectivas mantélicas y generan esfuerzos extensivos, constituyendo el sitio por excelencia para disipar calor, con ascenso de materiales fundidos (magma) procedentes de zonas profundas del manto.

Las dorsales oceánicas son accidentes lineales, que constituyen una red continua recorriendo todos los océanos. El límite de placas que constituyen se denomina **límite divergente**. En ellos ocurre ascenso y cristalización de magma, con formación de rocas que se añaden en franjas de nueva litosfera. Esas rocas son características de los fondos oceánicos y se denominan **basaltos**, destacándose su tonalidad oscura y alta densidad, reflejo del alto contenido de hierro y magnesio. Constituyen la litosfera oceánica. La adición de basaltos en las dorsales oceánicas está relacionada con el alejamiento de las placas que interactúan y el crecimiento de los océanos, proceso que se denomina **expansión de los fondos oceánicos**.

La disposición de la litosfera oceánica en fajas agregadas desde una dorsal oceánica, fue comprobada mediante estudios paleomagnéticos.

La Tierra funciona como un electroimán y en un medio líquido como el de las lavas basálticas, donde los minerales van cristalizando al descender la temperatura, aquellos que son susceptibles magnéticamente se orientan según la polaridad del campo magnético terrestre. Solidificada la lava y constituida la roca, conservará el magnetismo adquirido y su polaridad. Teniendo en cuenta que la polaridad de todo campo magnético cambia espontáneamente repetidas veces en función del tiempo, las sucesivas fajas de corteza oceánica en construcción diferirán en la polaridad magnética, de acuerdo con la polaridad vigente al momento de su cristalización.

La exploración magnética de los fondos oceánicos, perpendicularmente a las dorsales oceánicas, revela una disposición en fajas simétricas a ambos lados de la dorsal, donde alternan basaltos que guardaron **polaridad normal** (igual a la actual) y otros de **polaridad reversa** (polos magnéticos N y S invertidos respecto al vigente en la actualidad). Complementariamente, la edad de las franjas magnéticas puede ser determinada radiométricamente sobre los basaltos. Otra forma de datación es por el contenido de fósiles, esencialmente microfósiles, contenidos en los primeros sedimentos que se apoyan sobre esa parte del fondo oceánico (Fig. 2.4).

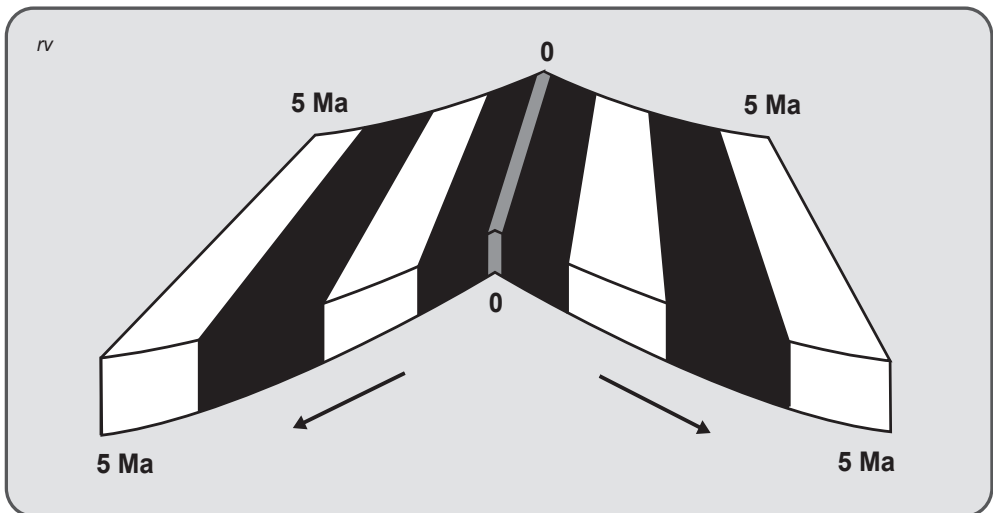


Figura 2.4. Corte transversal esquemático de una dorsal oceánica. En blanco fajas de polaridad normal y en verde fajas de polaridad reversa.

Límites convergentes. Arcos islándicos y Arcos magmáticos

La fosa peruano-chilena es el segundo límite mencionado. Aquí se produce el encuentro de corrientes mantélicas convectivas y de placas que se desplazan en sentidos opuestos, por lo que se denomina **límite convergente**. Una de las placas se hunde por debajo de la otra, mecanismo llamado **subducción**. La placa inferior es asimilada por el manto, produciéndose destrucción de litosfera oceánica. En la placa superior hay importante adición de rocas graníticas y eventualmente se construye una cadena de montaña (Fig. 2.2 y 2.3).

En los límites convergentes resulta importante diferenciar la calidad de litosferas que se encuentran. Si la relación es litosfera oceánica *versus* litosfera oceánica, el resultado es la construcción de un **arco de islas** o **arco islándico** en la placa superior, como los arcos de las Islas Aleutianas e Islas Marianas, en el océano Pacífico (Fig. 2.5 A). Si la relación es entre litosfera oceánica y litosfera continental, siempre la placa que subduce es la placa oceánica y en el margen de la placa continental se construye un **arco magmático** o **arco volcánico** (Fig. 2.5 B).

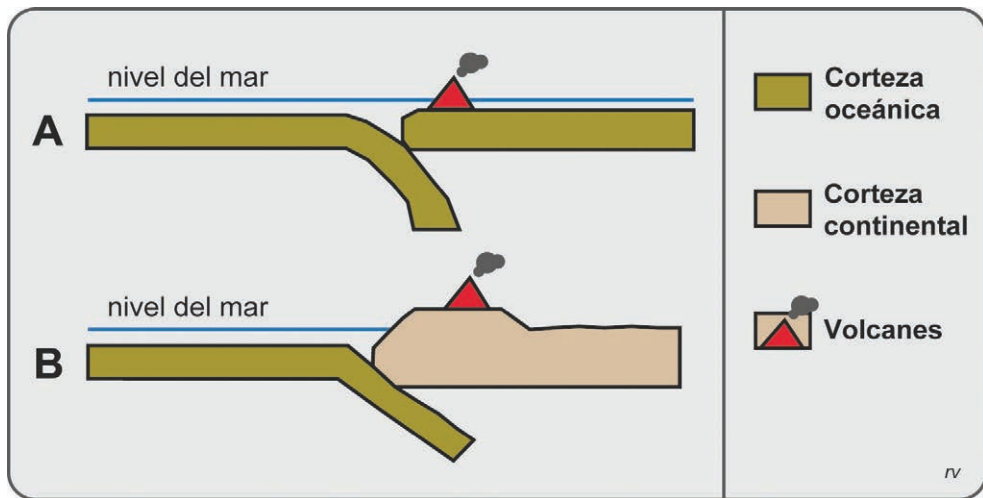


Figura 2.5. Esquema de Arco de Islas (A) y Arco magmático (B). Notar que en los arcos de islas ambas placas quedan por debajo del nivel del mar.

Un arco islándico puede considerarse el sitio primordial o punto de partida para la generación de corteza continental, por diferenciación de materiales basálticos de corteza oceánica. Con el transcurso del tiempo geológico, la estabilización de los primeros continentes y subducción de corteza oceánica por debajo de ellos condujo a mayores diferenciaciones en ambiente de arco magmático. En los arcos magmáticos la materia prima de los fundidos proviene, al menos en parte, de una corteza continental previa.

El término **diferenciación** se refiere a la separación de dos o más clases de materiales a partir de un reservorio uniforme. Según el conocimiento actual, luego de la individualización del planeta (hace

4.565 Ma), se postula una temprana diferenciación manto-núcleo, completada hace 4.450 Ma. La composición del núcleo se estima similar a la de los meteoritos metálicos, formados en promedio por 90,78% de hierro, 8,59% de níquel y 0,63% de cobalto. En el lapso 4.450 Ma-3.850 Ma, habría existido una Protocorteza Basáltica, sometida a un intenso bombardeo meteorítico. El tiempo entre 3.850 y 3.820 Ma sería de transición hacia las condiciones en que operaría, hasta el presente, la Tectónica Global, con la existencia de océanos y continentes en un régimen que provocaría constantemente la diferenciación de los materiales que componen el manto (Moorbath, 2005).

La actividad geológica posterior a los -3.820 Ma de antigüedad, se entiende que operaría sobre una Tierra sólida, con un núcleo y manto definidos, y necesidad de disipar calor, tanto remanente de la etapa de impactos meteoríticos como de la que constantemente se agrega por desintegración radioactiva. Los experimentos y modelados de laboratorio indican que la isoterma de 1.250°C es el límite en el que las rocas del manto se funden parcialmente, constituyendo el tope de la astenosfera. Sería ese el comienzo operativo de la Tectónica Global, con dorsales oceánicas, zonas de subducción y procesos de diferenciación que extraerían materiales livianos desde el manto para ir paulatinamente formando la corteza que integra los continentes. Cabe resaltar que el límite Corteza-Manto es composicional, diferente al límite Litosfera-Astenosfera que es un límite térmico.

Orogénesis

En la interacción convergente de placas con desarrollo de un arco magmático (litosfera oceánica *versus* litosfera continental), la subducción conduce a la construcción de un arco magmático y el proceso eventualmente va acompañado de engrosamiento cortical por adición magmática y contracción tectónica, que instala un tipo especial de cadena de montaña, un **orógeno**, en un proceso denominado **orogénesis**.

Los ambientes orogénicos se caracterizan por altos gradientes verticales de temperatura y presión, que provocan la transformación (**metamorfismo**) de las rocas preexistentes, importante actividad sísmica, esfuerzos compresivos tangenciales a la esfera terrestre y adición de importantes volúmenes de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. Los **granitos** y **granodioritas** y equivalentes volcánicos, son las rocas ígneas comunes que se producen en los orógenos, las que se caracterizan por ser rocas claras y livianas, con alto contenido de silicio y aluminio y predominan en los continentes, lo que da fundamento a la distinción de una litosfera continental o granítica.

Los orógenos son accidentes lineales, de hasta varios miles de kilómetros de largo, con un ancho que alcanza algunas centenas de kilómetros. En nuestro ejemplo la cordillera de los Andes es el orógeno resultante.

La sección transversal de un orógeno muestra varios ambientes tectónicos. Un elemento destacado es denominado **arco magmático** o **arco volcánico**, respecto al cual se distingue un **antearco** y un **retroarco**. El antearco se extiende desde la **fosa** o **trinchera oceánica**, donde se inicia la subducción, hasta aquel lugar del continente donde aparecen las primeras manifestaciones volcánicas o **frente volcánico**. El retroarco es el espacio desde donde finalizan las manifestaciones volcánicas hasta donde alcanza la actividad tectónica o **frente orogénico** (Fig. 2.6).

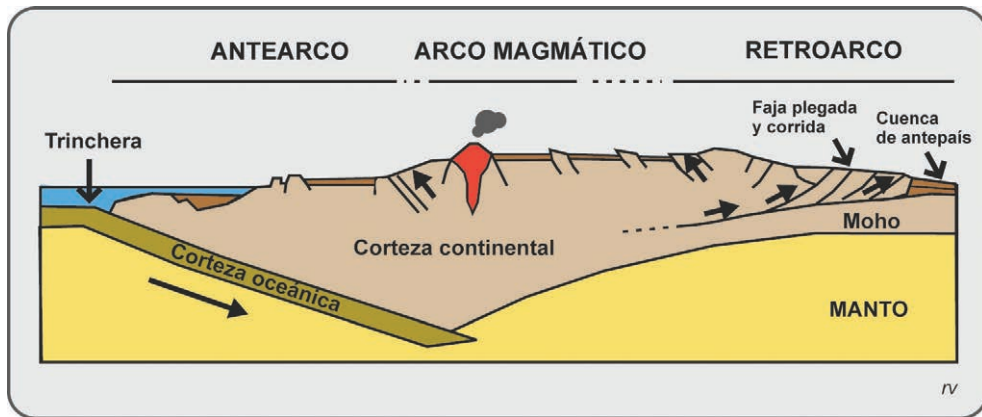


Figura 2.6. Sección transversal esquemática de un orógeno.

En el antearco puede eventualmente desarrollarse un subambiente orogénico que recibe la denominación de **prisma de acreción**, caracterizado por una mezcla tectónica de rocas sedimentarias y rocas volcánicas basálticas, producida en un medio de alta presión y baja temperatura, por lo que adquieren rasgos metamórficos distintivos. La estructuración de estos prismas consiste en la proyección de láminas tectónicas hacia afuera del sistema. El ejemplo de la Figura 14 corresponde a la sección andina de 22°S y no hay prisma de acreción, probablemente perdido por erosión tectónica en el proceso de subducción. Contrariamente, al Sur de 42°S el prisma de acreción está muy bien expuesto en territorio insular chileno.

El retroarco puede alternativamente estar bajo extensión y desarrollar una **cuenca rift**, o bajo compresión y originar una **faja plegada y corrida**, con sucesivas fallas que amontonan láminas tectónicas dirigidas hacia el interior del continente. Un ejemplo de estas antagónicas condiciones se puede estudiar en el Noroeste argentino, acompañando las últimas etapas de la evolución andina. Se suceden en el tiempo y superponen la extensión con relleno de una cuenca de sedimentación tipo rift y la contracción y estructuración con relleno sedimentario de cuenca de antepaís. Cabe por lo tanto resaltar que las condiciones no perduran durante todo un ciclo orogénico. Las mismas son variables para un mismo lugar con el transcurso del tiempo, por lo que se superponen distintos estadios de desarrollo dentro de un mismo ciclo orogénico.

Las condiciones tectónicas reinantes en la sección transversal de un orógeno están controladas por el **ángulo de subducción**, que es el ángulo entre la horizontal y la losa en subducción, medido perpendicularmente al eje orogénico. En la práctica, los hipocentros (focos) de sismos son los que permiten delinear el camino de la losa en subducción, denominada **zona de Benioff**, y establecer el ángulo de subducción. Si el ángulo es **alto** (45° o más) el arco y retroarco estarán bajo extensión, con importante actividad magmática. Es característico del encuentro entre placas oceánicas y es denominado **tipo Marianas**. Si el ángulo es de aproximadamente 30°, **orógeno tipo andino o chileno**, se instala un arco magmático, en donde alternan etapas distensivas con actividad magmática y otras compresivas que producen sismicidad y estructuras tectónicas del tipo pliegues y fallas.

La subducción de una losa de corteza oceánica por debajo de un continente se denomina genéricamente de tipo andino. No obstante, cabe considerar que en el eje longitudinal del orógeno son variables las condiciones para un mismo tiempo, con tramos de distinto ángulo de subducción, lo que se conoce con el nombre de **segmentación**.

En los Andes, de Norte a Sur alternan segmentos con ángulo de subducción normal (aproximadamente 30°), con otros de bajo ángulo (aproximadamente 10°), conocidos como *flat slab*. El segmento que va de 15° a 27° (incluye al Noroeste argentino) tiene ángulo normal y es notorio el funcionamiento del arco volcánico en la Cordillera Occidental chilena y Altiplano-Puna del límite argentino-chileno (Fig. 2.7 A). En el tramo siguiente (27° - 33° S) la losa oceánica subducta con bajo ángulo (*flat slab pampeano*) y son intensas la contracción cortical y actividad sísmica. En la Cordillera de este segmento se consiguen las mayores alturas, con culminación en el cerro Aconcagua (6.961 m.s.n.m.) y hacia el naciente hay elevación de serranías hasta la latitud de la ciudad de Córdoba. Contrariamente no hay actividad magmática (Fig. 2.7 B).

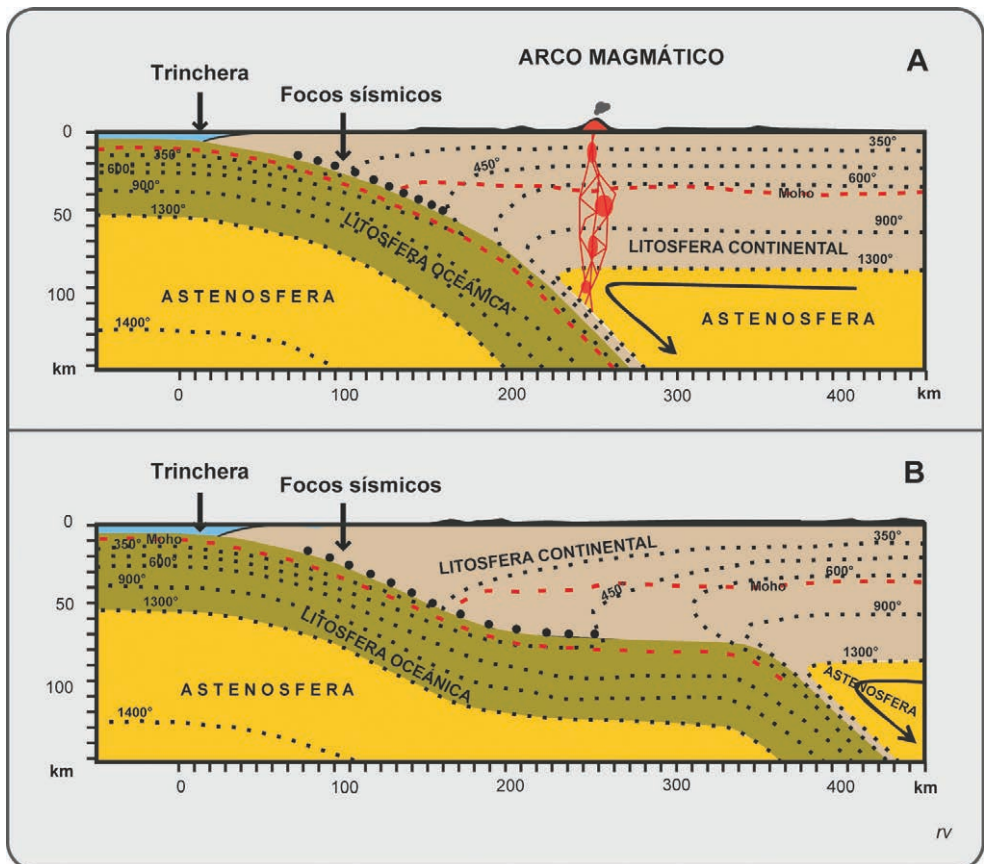


Figura 2.7. Segmentación en el eje de los Andes A: ángulo de subducción normal, con arco magmático. B: ángulo de subducción bajo, de gran sismicidad y sin arco magmático.

Colisión de continentes

En el proceso de subducción y reciclado de litosfera oceánica, cabe tener en cuenta que eventualmente se agota la litosfera oceánica de la placa que está en proceso de destrucción y se encuentran y **colisionan** dos continentes.

La colisión de continentes produce modificaciones y accidentes particulares, que corresponden a los llamados **orógenos colisionales**. Es lo que ocurrió con India, que luego de fragmentarse y separarse de una masa continental mayor, sufrió un desplazamiento de varios miles de kilómetros durante algunas decenas de millones de años, colisionando con Asia y formando los montes Himalaya (Fig. 2.8).

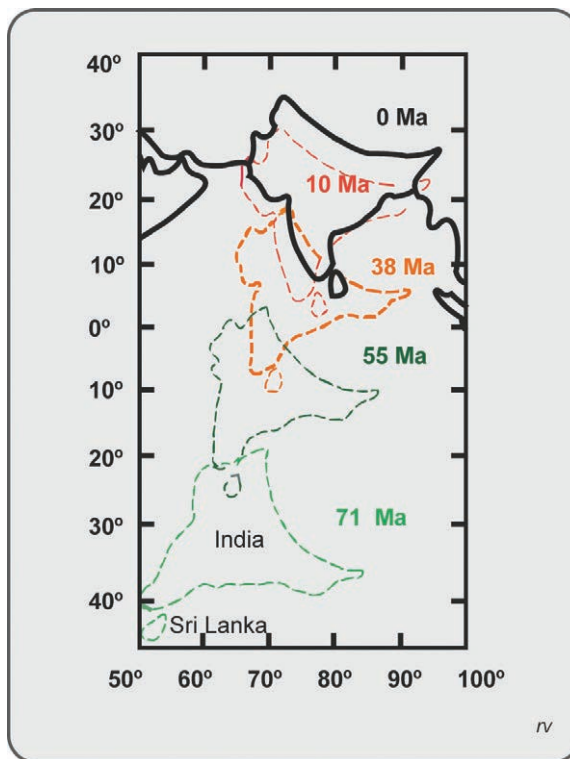


Figura 2.8. Representación de sucesivas posiciones de India y su colisión con Asia. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En el pasado geológico el armado de **Supercontinentes** fue consecuencia de la unión de las masas continentales existentes a determinado tiempo, mediante la sutura por orógenos colisionales. **Gondwana** fue un supercontinente amalgamado a fines del Neoproterozoico. **Laurasia** fue un agregado de masas continentales ancestrales suturadas por orógenos colisionales del Paleozoico Inferior y Superior. El resultado del acercamiento y colisión entre Gondwana y Laurasia fue la **Pangea**, supercontinente estable a fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico (Fig. 2.9).

La investigación geológica ha comprobado que en tiempos más antiguos ha habido otros supercontinentes, como aquellos que han sido denominados Rodinia (Mesoproterozoico) y Columbia (Paleoproterozoico). Se ha propuesto un **Ciclo de los Supercontinentes**, que involucra la suturación por orógenos colisionales para formar un supercontinente, que luego de un tiempo de estabilidad se fragmenta en varias placas por la instalación de valles *rift* y apertura de océanos, que va acompañada de procesos de subducción en otros límites de placas, hasta llegar a la colisión de continentes, con suturaciones múltiples que darán lugar a un nuevo supercontinente. El ciclo de los supercontinentes es compatible con el concepto de ciclos orogénicos (Condie, 2002).



Figura 2.9. La Pangea, supercontinente construido a fines del Paleozoico.

Un dato de interés es el que tiene que ver con la velocidad de desplazamiento de las placas litosféricas. Es variable de 1 a 10 centímetros por año. En el proceso de expansión de los fondos oceánicos, a ese ritmo se construye litosfera oceánica. Así, el Océano Atlántico Sur nació hace aproximadamente 140 Ma, momento hasta que África y Sudamérica formaban parte de una única placa. La escisión en dos se produjo por la instalación de una rama ascendente de célula convectiva por debajo de litosfera continental y a la ruptura siguió el ingreso de aguas oceánicas y la expansión hasta alcanzar los actuales 5.000 km de ancho.

El funcionamiento compensado de creación de corteza en los límites divergentes y su destrucción en los límites convergentes, constituyó la base para la enunciación en 1964 por John Tuzo Wilson, de la teoría de la Tectónica de Placas. La ciclicidad del proceso se esquematiza en el llamado Ciclo de Wilson (Fig. 2.10).

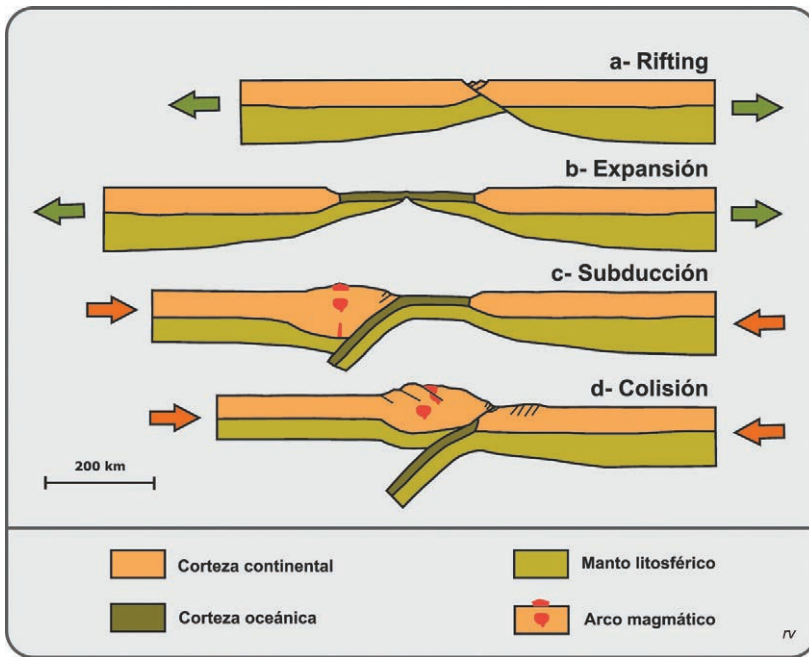


Figura 2.10. Esquema del Ciclo de Wilson

En el inicio se produce la ruptura de un continente, se genera una depresión que recibe el nombre de **valle rift** (o simplemente **rift**). Es un accidente lineal, inicialmente una cuenca de sedimentación continental asociada a volcanismo (Fig. 2.10 a). Un ejemplo en desarrollo son los valles rift del oriente africano. Inmediatamente al Norte de ellos, el mar Rojo constituye una etapa evolutiva donde la expansión permitió la entrada de aguas marinas. El océano Atlántico por su parte, es un océano maduro (Fig. 2.10 b). Rifting y expansión oceánica constituyen el hem ciclo extensional del Ciclo. El hem ciclo compresional involucra los fenómenos de subducción (Fig. 10 c) y colisión (Fig. 10 d).

Límites conservativos

El tercer límite en la delimitación de las placas litosféricas es el de las **fallas transformantes**. Son múltiples planos de fracturación, aproximadamente verticales y orientados más o menos perpendicularmente a las dorsales oceánicas. Producen desplazamientos laterales de una parte sobre la otra, para permitir cerrar el espacio que ocupa cada placa (Fig. 2.11).

La mayor parte de estos accidentes se producen sobre litosfera oceánica y en ocasiones generan importantes sistemas, como los del Caribe y Scotia, en el Norte y Sur de Sudamérica, respectivamente. Algunas veces invaden los continentes y cuando se activan son el origen de devastadores terremotos, como los del oeste de Norteamérica, donde la actividad de la falla de San Andrés es motivo de constante preocupación (ver ubicación en Fig. 2.1).

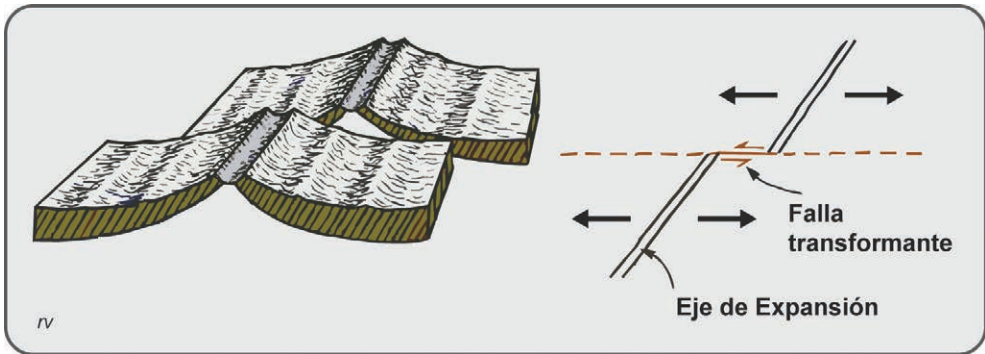


Figura 2.11. Esquema de funcionamiento de una falla transformante. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La base de las placas litosféricas

Quedaría incompleta la semblanza de las placas litosféricas sin la mención de su límite inferior. Por estar oculto a la observación directa es quizás el más especulativo, pero hay evidencia que resulta de estudios geofísicos. Los mismos muestran que la base de la litosfera puede situarse a unos 100 km de profundidad, donde las ondas sísmicas que viajan hacia el interior de la Tierra sufren una pérdida de velocidad. Ese fenómeno se interpreta como la existencia en el manto de un nivel en donde hay coexistencia de roca en estado sólido con una cierta cantidad de fundidos. Esa zona con material mezcla de estado sólido y líquido, que previamente identificamos con el nombre de Astenosfera, constituye la llamada **zona de baja velocidad** y es el límite inferior y lugar de desacople de las placas respecto a su yacente (Fig. 2.12).

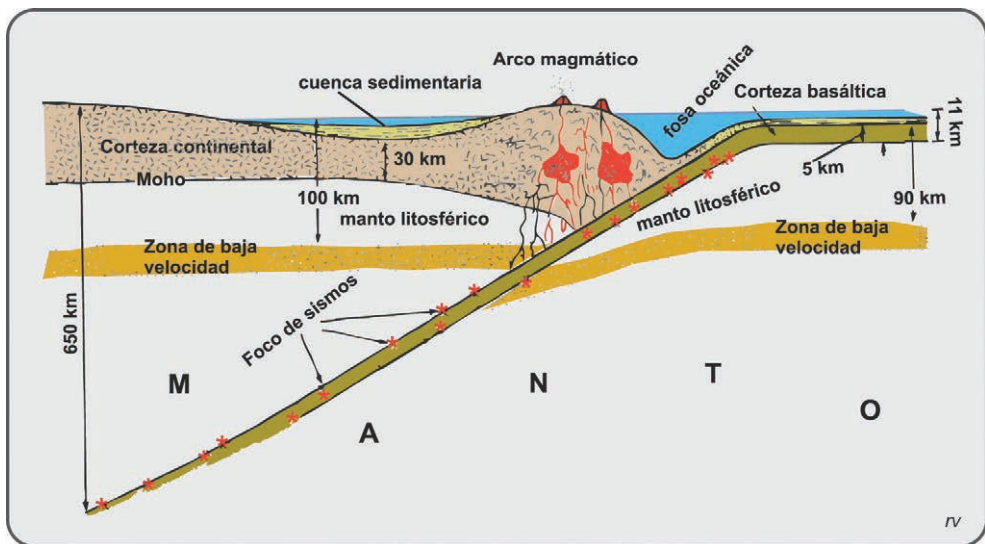


Figura 2.12. Zona de baja velocidad, límite inferior de las placas. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Las fuerzas actuantes

La tecnología disponible actualmente permite obtener imágenes del estado físico de la materia rocosa en la profundidad donde ocurren los fenómenos de expansión de los fondos oceánicos (límites divergentes) y subducción (límites convergentes) y compararlos con el reinante en las adyacentes áreas estables de los fondos oceánicos y plataformas continentales.

Las **tomografías sísmicas** son imágenes computadas, que registran pequeñas diferencias en la velocidad de las ondas sísmicas, obedeciendo a variaciones en la temperatura y rigidez de las rocas. En rocas frías y rígidas de una losa litosférica en subducción, la velocidad de las ondas sísmicas es mayor que la correspondiente al medio a mayor temperatura en que se sumerge, constituido por el manto por debajo de la litosfera. Cabe señalar que la homogeneización de temperaturas es lenta. La figura que registra una tomografía en un límite convergente de placas es comparable con el diseño marcado por los hipocentros de sismos producidos en el camino de la losa en subducción. Los efectos, en ambos casos, se comprueban desde la trinchera oceánica hasta profundidades de 700 - 800 km. Las tomografías efectuadas en límites divergentes (dorsales oceánicas), muestran claramente la figura vertical del material caliente en ascenso, donde las ondas sísmicas se desplazan a menor velocidad. Los hipocentros de sismos producidos en el camino de la losa en subducción, debidos al colapso de la masa rocosa componente, se comprueban desde la trinchera oceánica hasta profundidades de 700-800 km.

Los modelos de funcionamiento aceptados contemplan la actuación de fuerzas que se originan por efectos gravitativos y diferencias de densidad de las masas en movimiento.

El mecanismo inicial, que empuja hacia afuera las dos partes involucradas en un límite de placas divergente (extensión), es gravitacional. La litosfera en extensión está sobre elevada en el eje del rift (abombamiento) o de la dorsal oceánica (cordillera submarina). Hacia los costados de esos ejes las losas litosféricas están inclinadas hacia afuera y resbalan sobre el medio dúctil astenosférico subyacente.

Como se ha descrito, la compensación al nacimiento de litosfera se produce en otros lugares según subducción y destrucción de litosfera. La dinámica contempla que el hundimiento de la losa en subducción produce una **fuerza de tiro** o **arrastre** hacia adentro del interior de la Tierra, que los modelos estiman es unas tres veces mayor que la producida en los límites divergentes.

Tipos corticales

La descripción efectuada deja entrever que tanto en ambiente oceánico como continental, la litosfera presenta cierta variedad de composición y actividad. Así es que se reconocen diferentes **tipos corticales**, evaluados por los valores de anomalía gravimétrica y otros parámetros, como flujo térmico, que caracterizan diferentes grados de estabilidad tectónica (Tabla. 2.1).

En los continentes los orógenos activos, con sus montañas e intensa actividad sísmica y volcánica, son inestables y tienen los más elevados valores negativos de anomalías de Bouguer.

Contrasta con las condiciones de estabilidad en los cratones y plataformas. También hay montañas en estado de madurez geomorfológica, que evidencian estar en un punto intermedio entre los orógenos activos y las tierras bajas.

En los océanos contrastan la inestabilidad del ambiente de dorsal oceánica y la estabilidad del ambiente de los fondos oceánicos, donde además se tiene las más elevadas anomalías positivas de Bouguer.

TIPO CORTICAL	ÁREA	ESTABILIDAD	ANOMALÍA BOUGUER
	(%)		(mgal)
Oceánicos	54		
Dorsales oceánicas	10	inestable	+200 a +250
Fondos oceánicos	38	estable	+250 a +350
Continetales	40		
Cratones	6	estable	-20 a -30
Plataformas	18	intermedia	-10 a -50
Orógenos	16	inestable	-200 a -300
Transicionales	6		
Rift	1	inestable	-50 a +50
Arco de Islas	1	intermedia	-50 a +100

Tabla 2.1. Tipos corticales. Simplificado de Condie, 1997.

Finalmente y a escala de la geotectónica, en las Plataformas hay otro tipo de movimientos, que se diferencian claramente de los movimientos orogénicos. Son los **movimientos epirogénicos** (del griego *epeiros* = continente), que actúan en sentido vertical sobre vastas áreas continentales estables, sin provocar cambios significativos en las rocas y sus estructuras.

Los movimientos epirogénicos se atribuyen al ajuste isostático de compartimentos corticales. Producen suaves arqueamientos, localmente con fracturas tensionales, tanto positivos (abombamientos corticales), como negativos (cuencas de sedimentación intracratónicas).

Los movimientos epirogénicos son lentos comparados con los movimientos orogénicos. Una estimación de la velocidad de ocurrencia es del orden de 0,6 m a 0,9 m por mil años, contra una velocidad del orden de 9 m por mil años para un surgimiento orogénico.

La ampliación del tema desarrollado puede hacerse consultando la obra de Folguera y Spagnuolo (2009).

Capítulo 3

Mineralogía

La corteza terrestre, al igual que el resto del sistema solar, está constituida por una variedad limitada de elementos químicos.

Los elementos químicos están formados por **átomos**, que en sus núcleos contienen partículas de masa significativa y carga eléctrica positiva, denominadas **protones**. Los núcleos atómicos están rodeados por **electrones**, partículas de masa insignificante en comparación con la de los protones, de carga eléctrica negativa y en movimiento orbital alrededor de los núcleos.

El tamaño de los átomos se mide en Ångström ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$). El radio de ellos varía desde $0,48 \text{ \AA}$ (átomo de Hidrógeno), hasta $2,62 \text{ \AA}$ (átomo de Cesio). Es un parámetro que interviene a la hora de producirse combinaciones entre ellos.

El número de protones de un átomo, denominado número atómico, determina la **especie química** a la que pertenece. Se conocen 103 elementos químicos, aunque muchos son poco abundantes. Son 37 los que en la corteza terrestre tienen una abundancia en por ciento en peso superior a una milésima del total (Tabla 3.1).

Símbolo	Nombre	% en peso	Símbolo	Nombre	% en peso
O	Oxígeno	46,40	Cl	Cloro	0,0130
Si	Silicio	28,15	Cr	Cromo	0,0100
Al	Aluminio	8,23	Rb	Rubidio	0,0090
Fe	Hierro	5,63	Ni	Níquel	0,0075
Ca	Calcio	4,15	Zn	Cinc	0,0070
Na	Sodio	2,36	Ce	Cerio	0,0067
Mg	Magnesio	2,33	Cu	Cobre	0,0055
K	Potasio	2,09	Y	Itrio	0,0033
Ti	Titanio	0,57	Nd	Neodimio	0,0028
H	Hidrógeno	0,14	La	Lantano	0,0025
P	Fósforo	0,105	Co	Cobalto	0,0025
Mn	Manganeso	0,095	Sc	Scandio	0,0022
F	Flúor	0,0625	N	Nitrógeno	0,0020
Ba	Bario	0,0425	Li	Litio	0,0020
Sr	Estroncio	0,0375	Nb	Niobio	0,0020
S	Azufre	0,0260	Ga	Galio	0,0015
C	Carbono	0,0200	Pb	Pb	0,0013
Zr	Circonio	0,0165	Bo	Boro	0,0010
V	Vanadio	0,0135			

Tabla 3.1. Elementos más abundantes en la corteza terrestre.

El análisis de la tabla permite apreciar que aún entre los 37 más abundantes hay algunos poco familiares, ejemplo Circonio, Cerio, Itrio, Escandio y Galio. También puede mencionarse que otros que no están representados en la tabla, son conocidos por el uso en productos de interés comercial o industrial, ejemplo Uranio, Estaño, Arsénico, Molibdeno, Iodo, Antimonio, Bismuto, Mercurio, Plata, Platino y Oro. Lo anterior previene sobre el accionar de procesos naturales que concentran los elementos de menor abundancia, para que constituyan **menas** explotables por el hombre. Mena es un término de uso en minería, que se refiere a materiales que constituyen yacimientos (uno o varios minerales asociados), de los que se puede extraer un elemento químico para su aprovechamiento. Ejemplos, los minerales blenda (ZnS) y galena (PbS), comúnmente asociados en vetas y son mena de Cinc y de Plomo, respectivamente.

Otra partícula, que se dispone en los núcleos atómicos, es denominada **neutrón**, la cual aporta igual cantidad de masa que un protón, pero carece de carga eléctrica. La diferente cantidad de neutrones en un mismo elemento químico genera variedades másicas, denominadas **isótopos**.

El estudio de los isótopos de algunos elementos tiene utilidad en geología. Su aplicación se ha incrementado, tanto como para dar entidad a una especialidad, denominada **geología isotópica**, que entre otras cuestiones se encarga de medir el tiempo geológico.

Análisis químico de rocas

Interesa destacar que la complejidad que se observa en la superficie de la Tierra es aparente, ya que la corteza terrestre continental está integrada mayoritariamente por 11 elementos químicos y el resto participa cada uno en cantidades menores al 0,1% en peso del total.

Teniendo en cuenta la abundancia de los elementos, el análisis químico rutinario de rocas determina primero la participación de los denominados **elementos mayoritarios**, que se expresa en por ciento en peso de los óxidos de 10 elementos (Tabla 3.2).

Elemento	% en peso	Óxidos
Oxígeno	46,40	---
Silicio	28,15	SiO ₂ ; sílice
Aluminio	8,23	Al ₂ O ₃ ; alúmina
Hierro	5,63	Fe ₂ O ₃ ; óxido férrico
Calcio	4,15	CaO ; cal
Sodio	2,36	Na ₂ O ; soda
Magnesio	2,33	MgO ; óxido de magnesio
Potasio	2,09	K ₂ O ; potasa
Titanio	0,57	TiO ₂ ; óxido de titanio
Fósforo	0,105	P ₂ O ₅ ; pentóxido de fósforo
Manganeso	0,095	MnO ; óxido de manganeso

Tabla 3.2. Elementos mayoritarios y sus óxidos.

Otros elementos químicos, aunque presentes en cantidades menores, son importantes ya sea por ciertas cualidades que les confieren valor económico, o por ser trazadores de procesos geológicos y ambientales. Son denominados **elementos minoritarios** o **trazas** (Bario, Estroncio, Circonio, Vanadio, Cromo, Rubidio, Níquel, Cinc, Cobre, Cobalto, Litio, Niobio, etc.). Sus cantidades en los análisis químicos son expresadas en partes por millón (ppm).

Entre los minoritarios se destaca el grupo de las **tierras raras** (Lantano, Cerio, Praseodimio, Neodimio, Samario, Europio, Gadolinio, Terbio, Disproso, Holmio, Erblio, Tulio, Iterbio y Lutecio). La determinación cuantitativa precisa de las microcantidades de ellos, posibilita a los geoquímicos la caracterización de rocas ígneas de diferentes orígenes.

Minerales

En la corteza terrestre los átomos de los elementos químicos están combinados entre sí formando **minerales**. La posibilidad de combinación de los diferentes elementos es función principalmente de la carga eléctrica al estado iónico (positiva o negativa) y del tamaño de sus átomos. Las diversas combinaciones posibles entre elementos responden a una organización interna regular que se denomina **estado cristalino**.

El estado sólido de la materia natural es ampliamente dominado por el estado cristalino, a excepción de menores cantidades de vidrio volcánico y algunos mineraloides.

En el estado cristalino los átomos se disponen ordenadamente según un **retículo**, que repetido en tres dimensiones le confiere a un determinado mineral una fórmula química representativa y un conjunto de propiedades físicas constantes. Las propiedades físicas incluyen peso específico, color, brillo, dureza, color de la raya, clivaje, forma de los cristales individuales y propiedades ópticas. En el caso de la combinación entre átomos de Cloro (Cl) y de Sodio (Na^+), el producto es el Cloruro de Sodio (NaCl ; Halita), la sal de mesa, que cristaliza en cubos (Fig. 3.1).

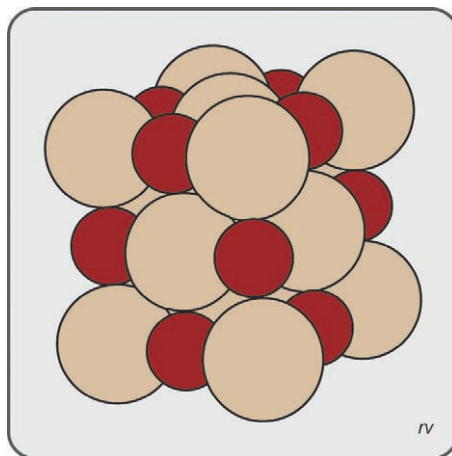


Figura 3.1. Ordenamiento de átomos de cloro (esferas grandes, castaño claro) y de sodio (esferas pequeñas, castaño rojizo), determinando la forma de un cubo.

Propiedades físicas de los minerales

Para el diagnóstico de una especie mineral a nivel de muestra de mano y en el campo, el geólogo se basa en sus propiedades físicas.

El **peso específico**, aunque en el terreno no lo pueda establecer con precisión, puede estimarlo y ser de utilidad, junto a la evaluación de otras propiedades. Por ejemplo, la Baritina es un sulfato de bario (BaSO_4) de alto peso específico ($4,5 \text{ g/cm}^3$).

El **color** puede orientar en la determinación. Por ejemplo el color rosado de la Rodocrosita, un carbonato de manganeso (MnCO_3). El **brillo** de un mineral puede ser metálico, adamantino, sedoso, etc. y también es tenido en cuenta para identificar un mineral.

La **dureza** es de gran utilidad en la diagnosis mineral y hay estimación relativa según la **escala de Mohs** (Fig. 3.2), una decena de minerales ordenados según dureza creciente que incluye Talco (dureza 1), Yeso (2), Calcita (3), Fluorita (4), Apatita (5), Ortosa (6), Cuarzo (7), Topacio (8), Corindón (9) y Diamante (10). En el terreno, para la diagnosis mineral es de utilidad conocer que la dureza de nuestras uñas alcanza para rayar al Yeso (dureza 2) pero no a la Calcita (dureza 3). También que la dureza de una punta de acero raya la Ortosa (dureza 6) pero no al Cuarzo (dureza 7).



Figura 3.2. Minerales de la Escala de Mohs.

El **color de la raya** se obtiene utilizando al mineral como un lápiz en la superficie de un cerámico blanco. Por ejemplo, la raya de la Blenda (ZnS) es de color blanco a amarillenta o castaño y la de la Galena (PbS) es gris plomo, lo que ayuda a distinguir entre esos dos sulfuros de interés económico que corrientemente van asociados.

El **clivaje mineral** es la propiedad de un mineral de partirse según planos característicos, relacionados con el ordenamiento atómico. Por ejemplo es notorio el clivaje romboédrico de la Calcita (CaCO_3).

Los **cristales individuales**, si hay expresión visible, pueden ser aciculares, prismáticos, cúbicos, romboédricos, etc. Algunas especies que frecuentemente ofrecen cristales visibles son Halita (cubos), Cuarzo (prismas piramidados), Calcita (romboedros), Fluorita (octaedros) y Ortosa (prismas).

Cristalografía y sistemas cristalinos

La **cristalografía** se encarga del estudio de las formas posibles de organización cristalina en los minerales. La materia prima son los cristales. Los elementos de simetría para determinar las características de un cristal son **plano de simetría**, **eje de simetría** y **centro de simetría**. Todos los cristales tienen una determinada simetría, que se puede establecer por la disposición de sus **caras**. El estudio sistemático establece que hay seis **sistemas cristalinos** posibles, denominados **cúbico** o **isodiamétrico**; **hexagonal**; **tetragonal**; **rómbico**; **monoclínico** y **triclínico** (Fig. 3.3).

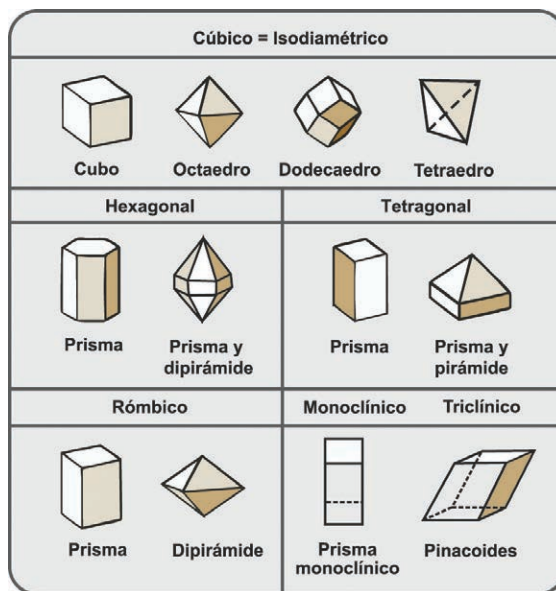


Figura 3.3. Sistemas cristalinos y formas comunes.

Minerales comunes que cristalizan en el sistema cúbico son las sales Halita (NaCl) cloruro de sodio y Silvina (KCl) cloruro de potasio. La Fluorita (CaF_2) fluoruro de calcio, utilizada como fundente en la industria del vidrio y del hierro. La Galena (PbS) sulfuro de plomo y Blenda (ZnS) sulfuro de cinc, son menas respectivas de plomo y cinc. También la Pirita (FeS_2) sulfuro de hierro, que es un mineral accesorio frecuente en rocas graníticas.

Minerales comunes que cristalizan en el sistema hexagonal son el Cuarzo (SiO_2), muy importante componente de rocas ígneas. El Berilo, un aluminosilicato de berilio, ($\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Be}_3\text{Al}_2$), apreciado como gema preciosa, con variedades de color verde (esmeralda) y azul-verdoso (aguamarina). La Molibdenita (MoS_2) sulfuro de molibdeno, utilizado en aleaciones metálicas y como aditivo en lubricantes. La Calcita (CaCO_3) carbonato de calcio, constituye las calizas y mármoles, utilizados como rocas de construcción y en la fabricación de cales y cementos.

Minerales comunes que cristalizan en el sistema tetragonal son el Circón (ZrSiO_4) y Rutilo (TiO_2), frecuentes en pequeñas cantidades en rocas graníticas.

Minerales comunes que cristalizan en el sistema rómbico son el Azufre nativo (S). El sulfato de bario Baritina (BaSO_4) y el silicato Olivino [$\text{SiO}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2$].

Minerales comunes que cristalizan en el sistema monoclinico son los silicatos formadores de rocas ígneas de los grupos de los Anfíboles y Piroxenos, el feldespato potásico Ortosa y la mica blanca Moscovita. También Talco y Yeso.

Minerales comunes que cristalizan en el sistema triclinico son los silicatos del grupo de las Plagioclasas, muy importantes como formadores de rocas ígneas.

Destacamos que cristalografía y mineralogía son importantes disciplinas auxiliares de la geología y tienen metodología propia de trabajo.

Clasificación mineralógica

La mineralogía clasifica a los minerales según **clases**, en las que el parámetro tenido en cuenta es la composición química, como **elementos nativos**, **óxidos**, **carbonatos**, **sulfatos** y **silicatos**, entre otras.

Los **silicatos** son la clase de mayor importancia en lo que hace a variedad de formas minerales e importancia en la integración de rocas de la corteza terrestre.

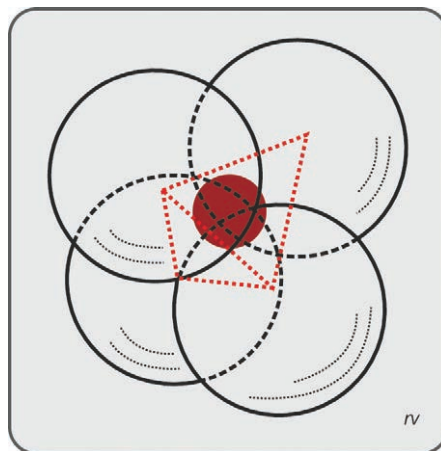


Figura 3.4. Tetraedro SiO_4 . El átomo de Silicio representado por la pequeña esfera castaño rojizo, ocupa el centro de la figura. Los átomos de Oxígeno (translúcidos) se acomodan a su alrededor, en los vértices del imaginario tetraedro.

La unidad elemental de los silicatos está constituida por un átomo de Silicio (Si^{+4}), rodeado por cuatro átomos de Oxígeno (O^{-2}), según una figura en la que el átomo de Silicio se dispone en el centro de los tetraedros y los de Oxígeno en los vértices de un imaginario tetraedro. Es conocida como **tetraedro (SiO_4)**, estructura de carga eléctrica positiva +4 (Fig. 3.4).





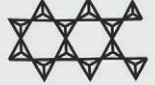
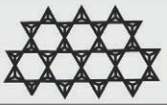

GRUPO			Fórmula silicio-oxígeno	Oxígenos enlazados
1	Tetraedro simple		SiO_4	0
2	Tetraedro doble		Si_2O_7	1
3	Anillo		Si_6O_{18}	2
4	Cadena		SiO_3	2
5	Cadena doble		Si_4O_{11}	2 y 3
6	Hoja		Si_2O_6	3
7	Red tridimensional		SiO_2	4 <i>iv</i>

Figura 3.5. Relación entre tetraedros SiO_4 en los siete grupos posibles de silicatos.

Los tetraedros (SiO_4) pueden mantenerse aislados o unirse de varias formas entre sí (Fig. 3.5). Además, en todos los casos, alcanzan neutralidad eléctrica combinando elementos de carga iónica positiva.

La estructura más sencilla es la del grupo denominado **nesosilicatos**, en la que los tetraedros se mantienen independientes entre sí, consiguiendo estabilidad por combinación con elementos de carga iónica positiva. Son ejemplos los minerales llamados Olivina y Circón.

Estructuras más complejas se producen por la reunión de dos o más tetraedros SiO_4 . Si lo hacen de a dos, compartiendo uno de sus átomos de Oxígeno, forman un grupo denominado **sorosilicatos**, del que es ejemplo el Epidoto.

La unión de tres o más tetraedros SiO_4 en forma de anillo, compartiendo cada uno dos átomos de Oxígeno, corresponde al grupo denominado **ciclosilicatos**. Son ejemplos los minerales denominados Berilo y Turmalina, en los que se forman anillos hexagonales.

En el grupo de los **inosilicatos** la unión de tetraedros SiO_4 da lugar a cadenas. Hay un subgrupo donde las cadenas son simples, en las que se comparten dos átomos de Oxígeno (ejemplo Piroxenos). Un segundo subgrupo forma cadenas dobles, donde hay posiciones en las que se comparten dos átomos de Oxígeno y otras donde se comparten tres átomos de Oxígeno (ejemplo Anfíboles).

El grupo de silicatos en el que todos los tetraedros SiO_4 se unen compartiendo tres átomos de Oxígeno recibe el nombre de **filosilicatos**. Es la estructura hojosa de las micas Biotita (mica negra) y Moscovita (mica blanca).

Finalmente, corresponde al grupo de los **tectosilicatos** la estructura resultante de la unión de los tetraedros SiO_4 en redes tridimensionales, donde se comparten los cuatro átomos de Oxígeno. Incluye a los minerales más abundantes en las rocas comunes de la corteza terrestre, como son el Cuarzo y los Feldespatos.

Mineraloides

Una menor cantidad de materiales componentes de la corteza terrestre se caracteriza por no responder a una fórmula química definida y no evidenciar rasgos de cristalinidad. Estas sustancias amorfas naturales se denominan **mineraloides**.

Los mineraloides se forman a baja temperatura y presión y generalmente son producidos por la meteorización de materiales en la superficie terrestre. Son ejemplos la Limonita $[\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ y el Ópalo $[\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$.

Capítulo 4

Petrología

Un conjunto de minerales, eventualmente de una sola especie y en el caso general de varias especies, forman las **rocas** de la corteza terrestre y su estudio es el campo de la **petrología**.

Como es de esperar luego de conocer la abundancia de los elementos químicos en la corteza terrestre continental, los silicatos son por excelencia los minerales formadores de rocas.

El estudio sistemático de las rocas se hace según tres grandes conjuntos, **ígneas**, **sedimentarias** y **metamórficas**. Su origen y naturaleza se visualiza en el denominado ciclo de las rocas (Fig. 4.1)

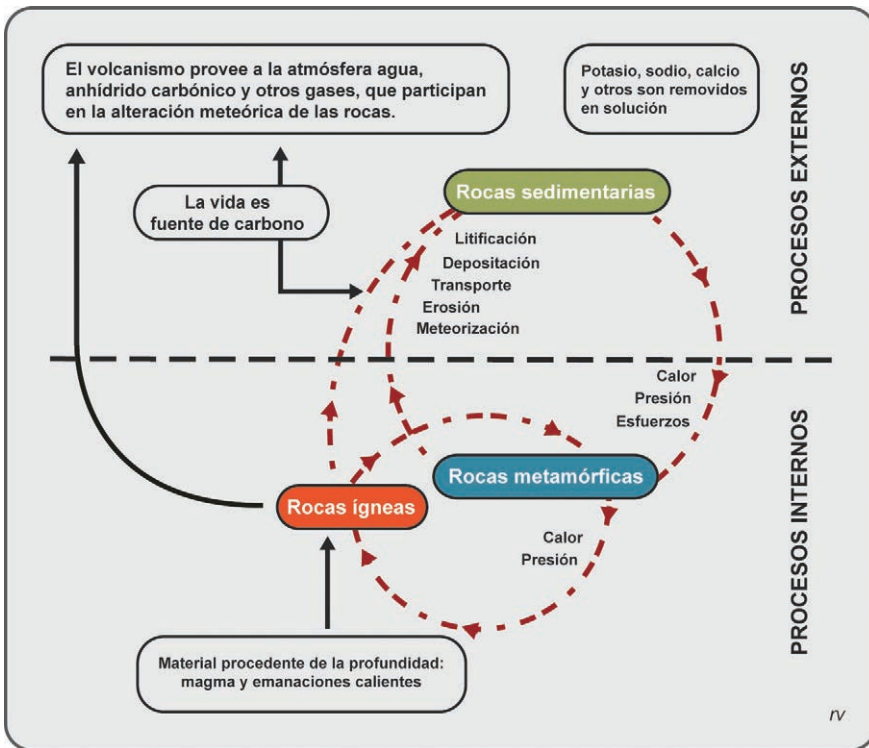


Figura 4.1. Ciclo de las rocas.

El punto de partida son las **rocas ígneas**, formadas a partir de fundidos (magmas) procedentes de zonas profundas de la Tierra. Si el magma al enfriarse consolida en el interior de la corteza forma la subcategoría **rocas ígneas plutónicas (plutonitas)**. Si el magma llega a superficie y se derrama sobre la misma, al consolidarse forma las **rocas ígneas volcánicas (volcanitas)**.

Desde que en la superficie de la Tierra hay expuestas tanto rocas ígneas plutónicas como volcánicas, ellas son sometidas química y mecánicamente a una disolución/desagregación. Los elementos químicos disueltos luego precipitan, sea en medio continental u oceánico. Los fragmentos resultantes de la desagregación (**clastos**), son transportados a lugares bajos (**cuencas sedimentarias**), donde forman capas de sedimentos que pueden alcanzar espesores modestos, metros a decenas de metros, hasta varios miles de metros. La compactación de los sedimentos por la presión obrante al ser soterrados y el agregado de cementos por aguas circulantes, conduce al endurecimiento y formación de las **rocas sedimentarias clásticas (sedimentitas)**.

Las rocas sedimentarias formadas exclusivamente por la precipitación de sales en lagunas y mares son denominadas **rocas sedimentarias químicas**.

También hay rocas intermedias entre ígneas y sedimentarias, formadas por fragmentos resultantes de la actividad volcánica, que constituyen las **rocas piroclásticas**.

Las rocas de la tercer categoría son las **rocas metamórficas (metamorfitas)** y el lugar por excelencia para su formación son las áreas orogénicas (borde activo de placas). Calor, presión y esfuerzos dirigidos provocan recristalización mineral al estado sólido, tanto en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas preexistentes (**protolitos**), con la formación de nuevas asociaciones de minerales estables en las condiciones del medio en que se encuentran.

Eventualmente en el proceso de generación de rocas metamórficas se pueden dar condiciones de fusión. Si la fusión es parcial, la posterior cristalización de los fundidos coexistiendo con remanentes de la roca metamórfica, genera rocas de mezcla (en parte metamórficas, en parte ígneas) que se denominan **migmatitas**. Si la fusión es total, al cristalizar ese magma se forma una nueva roca ígnea.

Los tres grupos de rocas mencionados tienen una participación significativa en la composición de la corteza terrestre, destacándose las rocas ígneas, que forman aproximadamente el 65% del volumen total. También cabe tener en cuenta que la participación de las rocas sedimentarias, apenas 7,9 %, se potencia por la distribución bajo la forma de láminas de poco espesor aunque sobre amplias superficies (Fig. 4.2).

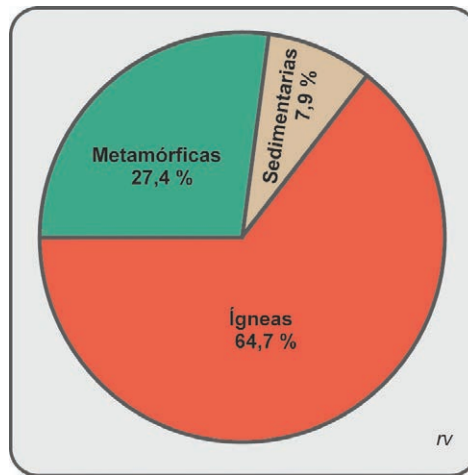


Figura 4.2. Abundancia de las rocas en la corteza.

Rocas ígneas

Proceden de líquidos denominados **magma**, que por enfriamiento solidifican en un proceso ordenado de cristalización según determinado conjunto de minerales, dependiente de la composición de ese magma. Debido a ello, a las rocas ígneas también se las suele denominar **rocas magmáticas**.

El ambiente primigenio en la producción de magmas pudo ser similar al de las actuales dorsales oceánicas, donde conocemos que hay voluminosas irrupciones de fundidos que ascienden desde el manto y cristalizan formando los basaltos de la corteza oceánica (Fig. 4.3).

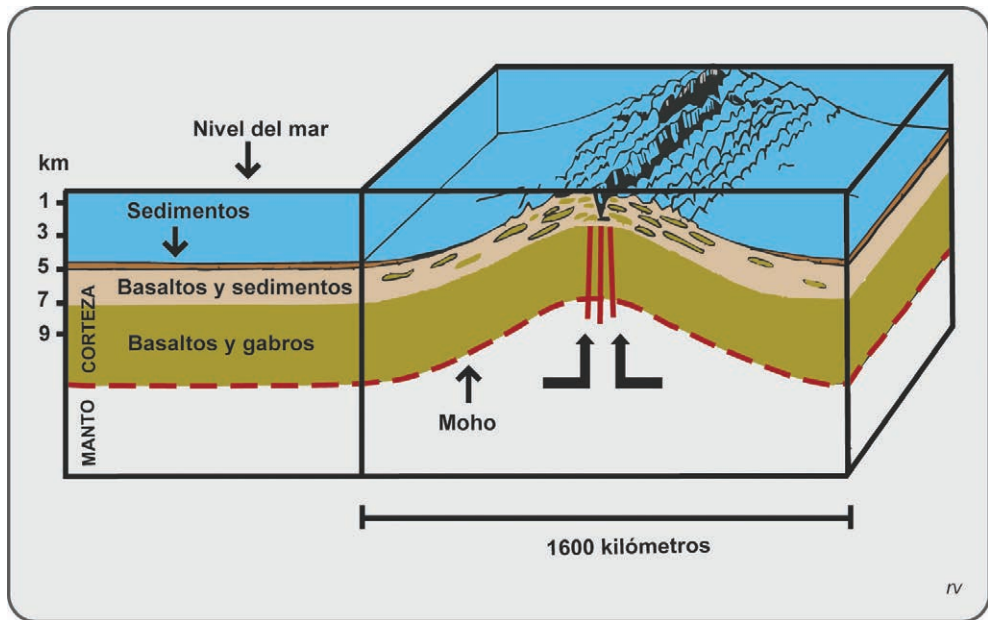


Figura 4.3. Bosquejo de una dorsal oceánica.

Un paso siguiente admite la interacción convergente (subducción), de una placa de corteza oceánica por debajo de otra placa de corteza oceánica. En el proceso se producen fundidos, diferenciados respecto a la composición basáltica original, que se instalan formando cuerpos de plutonitas en el seno de la corteza de la placa superior. Eventualmente los fundidos llegan a superficie formando islas volcánicas, configurando en conjunto un accidente lineal discontinuo denominado **arco de islas** (Fig. 4.4).

Cuando en el pasado geológico el proceso hubo conseguido la estabilidad de las primeras masas continentales, la interacción entre placa oceánica *versus* placa continental fue capaz de producir magmas de más alta diferenciación, los que cristalizaron como granitos en la corteza continental preexistente. Los accidentes lineales resultantes son los orógenos, conteniendo los **arcos magmáticos** o **arcos volcánicos** (Fig. 4.4).

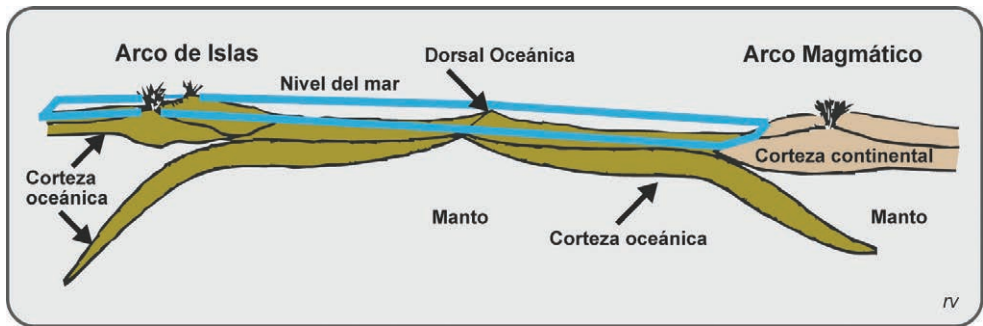


Figura 4.4. Ambientes principales de formación de rocas ígneas: dorsales oceánicas, arcos de islas y arcos magmáticos.

La efectividad de los procesos de diferenciación magmática puede comprobarse comparando la composición química promedio de rocas que se estima provienen del manto (Peridotita), con la de Basaltos y Granitos, componentes esenciales de corteza oceánica y continental, respectivamente (Tabla 4.1). En la dirección manto → corteza oceánica → corteza continental, se aprecia el notable incremento en los contenidos de Silicio, Aluminio, Sodio y Potasio. En las rocas del manto se destaca la abundancia relativa de Magnesio y Hierro.

	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	FeO (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	TiO ₂ (%)
Peridotita (manto)	43,9	4,0	2,5	9,9	0,2	34,3	3,5	0,6	0,2	0,1	0,8
Basalto (corteza oceánica)	49,9	16,0	5,4	6,5	0,3	6,3	9,1	3,2	1,5	0,4	1,4
Granito (corteza continental)	70,8	14,6	1,6	1,8	0,1	0,9	2,0	3,5	4,1	0,2	0,4

Tabla 4.1. Composición química promedio (óxidos de los elementos mayoritarios) de las rocas Peridotita, Basalto y Granito, componentes esenciales del Manto, Corteza oceánica y Corteza continental, respectivamente.

Las rocas ígneas comprenden a aquellas consolidadas en profundidad en el interior de la corteza, denominadas ígneas plutónicas o plutonitas y a las producidas por magma que llega a superficie, llamadas ígneas volcánicas o volcanitas. Un grupo intermedio, instaladas a baja profundidad, forman las **rocas hipoabisales** o **subvolcánicas** o **filonianas**.

La **textura** de una roca es la relación entre los minerales que la forman. En las plutonitas es característica la textura granuda, con minerales de tamaño uniforme, visibles a “ojo desnudo” o lupa y aproximadamente del mismo tamaño (Fig. 4.5 A). Contrariamente, en las volcanitas es frecuente la textura porfírica, en la que hay minerales observables a “ojo desnudo” o lupa (fenocristales), inmersos en una base (pasta) de grano fino hasta submicroscópica o vítrea (Fig. 4.5 B).

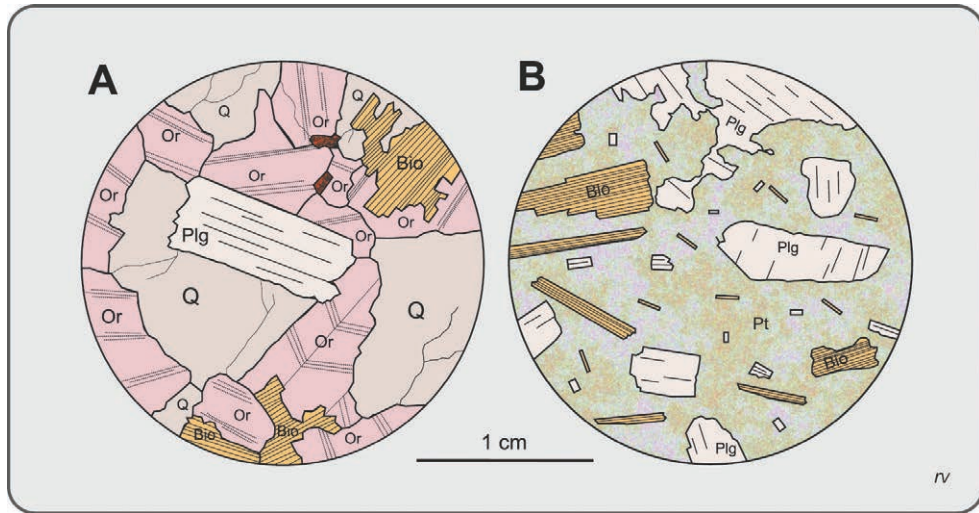


Figura 4.5. Simplificado de campo microscópico. A: textura granuda de rocas plutónicas; B: textura porfírica de rocas volcánicas. Q: cuarzo; Or: ortosa; Plg: plagioclasa; Bio: biotita; Pt: pasta.

Además, en algunas plutonitas y subvolcánicas es frecuente la textura porfiroide, en la que si bien todos los minerales son visibles a “ojo desnudo” o lupa, hay un conjunto de mayor tamaño inmerso en una base de grano menor.

La clasificación de las rocas ígneas se realiza recurriendo a la determinación de composición mineral y alternativamente por medio de la composición química de la roca en su totalidad.

La **clasificación mineral** es sin dudas la de mayor injerencia geológica, aunque se ve limitada en el caso de rocas de grano muy fino o formadas mayoritariamente por una pasta microcristalina o vítrea, casos en que se recurre y funciona adecuadamente la clasificación química.

En muestra de mano el geólogo puede determinar la composición mineral a “ojo desnudo” o ayudándose con elementos sencillos, como una lupa de mano, punta de acero para probar la dureza y bizcocho de porcelana para obtener el color de la raya. En gabinete se pueden hacer estudios con mayores aumentos, sea en grano suelto bajo lupa binocular o en láminas delgadas bajo microscopio petrográfico. Las láminas delgadas son confeccionadas cortando finas fetas (1-2 mm) que son pegadas a un vidrio portaobjeto, pulidas por la superficie libre hasta que alcanza espesor de 30 micrones (0,03 mm) y luego cubiertas por un vidrio cubreobjeto. Ambos estudios son rutinarios, especialmente el de láminas delgadas, aunque requieren de una formación adecuada y constituyen casi una especialidad entre los geólogos.

El número de especies minerales conocidas es de alrededor de 1.500, aunque solo unas 200 constituyen los minerales corrientes. La causa debe buscarse en la composición de la corteza terrestre, donde de cada 100 átomos más de 60 son de Oxígeno, más de 20 de Silicio, de 6 a 7 de Aluminio, unos 2 átomos son de Hierro, 2 de Calcio, 2 de Magnesio, 2 de Sodio, 2 de Potasio y alguno de Titanio. Disponiendo de esos materiales, se simplifica aún más en lo que hace a minerales que componen las rocas ígneas, y casi en su totalidad son silicatos.

En la composición mineral de las rocas ígneas es útil distinguir entre minerales claros o **félsicos** y minerales oscuros o **máficos**. Los félsicos son los más abundantes, ya que aproximadamente las $\frac{3}{4}$ partes de la corteza terrestre son tectosilicatos, derivados de un armazón tridimensional de tetraedros SiO_4 enlazados. Todos los iones O^{2-} de cada tetraedro SiO_4 están compartidos con los tetraedros vecinos, dando lugar a una estructura con fuertes enlaces, en la que la relación Si:O es 1:2 (SiO_2).

Tectosilicatos importantes son el **grupo de la sílice** y el **grupo de los feldespatos**, en ambos casos minerales claros. El primero tiene el armazón más simple y el mineral dominante es el Cuarzo (SiO_2). Los feldespatos son silicatos de aluminio con potasio, sodio y calcio. En ellos la particularidad es que hay tetraedros AlO_4 , compartiendo el armazón cristalino con tetraedros SiO_4 . Los feldespatos comunes son soluciones sólidas de los siguientes tres componentes: Ortosa (KAlSi_3O_8), Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

En las rocas ígneas el **feldespato potásico** puede presentarse según tres formas distintas (**polimorfismo**), denominadas Ortosa, Microclino y Sanidina, dependiendo de la temperatura del medio en que cristalizaron. Por otra parte, los feldespatos sódicos (Albita) y cálcicos (Anortita), dan lugar a la **serie de las plagioclasas** o **feldespatos calcosódicos**, una solución sólida en la que arbitrariamente se distingue Albita (0-10% de Anortita), Oligoclasa (10-30% de Anortita), Andesina (30-50% de Anortita), Labradorita (50-70% de Anortita), Bytownita (70-90% de Anortita) y Anortita (90-100% de Anortita).

Un grupo de tectosilicatos de menor importancia es el de los **feldespatoides**, producto de la cristalización de magmas pobres en sílice y ricos en álcalis. Los más conocidos son llamados Nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y Leucita (KAlSi_2O_6).

Los minerales máficos comunes son nesosilicatos (olivinas, granates, circón), inosilicatos (piroxenos y anfíboles) y filosilicatos (micas).

Las olivinas son el resultado de una solución sólida entre Forsterita [$(\text{SiO}_4)\text{Mg}_2$] y Fayalita [$(\text{SiO}_4)\text{Fe}_2$].

Los granates comunes son el Piropro [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Mg}_3$], Almandino [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Fe}_3$] y Spessartita [$(\text{SiO}_4)_3\text{Al}_2\text{Mn}_3$].

El Circón es silicato de zirconio [$(\text{SiO}_4)\text{Zr}$].

El piroxeno de mayor presencia en rocas ígneas es Augita [$(\text{Si,Al})_2\text{O}_6(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3},\text{Al})$] y el anfíbol común es Hornblenda [$(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{+2})_4(\text{Al,Fe}^{+3}\text{Ti})(\text{O,OH})_2$].

Las micas comunes en rocas ígneas son Moscovita o mica blanca [$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{KAl}_2(\text{OH})_2$] y Biotita o mica negra [$(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_2$].

Cabe destacar que las distintas asociaciones y proporciones de minerales que forman las rocas ígneas, tanto félsicos como máficos, deviene del orden en que cristalizan en un magma a medida que baja la temperatura. Según los experimentos de N.L. Bowen (1956), partiendo de un magma basáltico (composición general del manto litosférico), la extracción de los primeros cristalizados va dejando un líquido cambiante en composición, del que cristaliza otra asociación mineral y así sucesivamente hasta la total solidificación. La representación esquemática de la **Serie de Reacción de Bowen** tiene dos ramas, una para minerales má-

ficos y la otra para plagioclasas y finaliza con una rama única para los feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. La cristalización tardía del cuarzo agota la sílice excedente, y comúnmente se emplaza en diques al rellenar grietas producidas por contracción al enfriarse la roca ígnea. Además suele invadir la roca hospedante (Fig. 4.6).

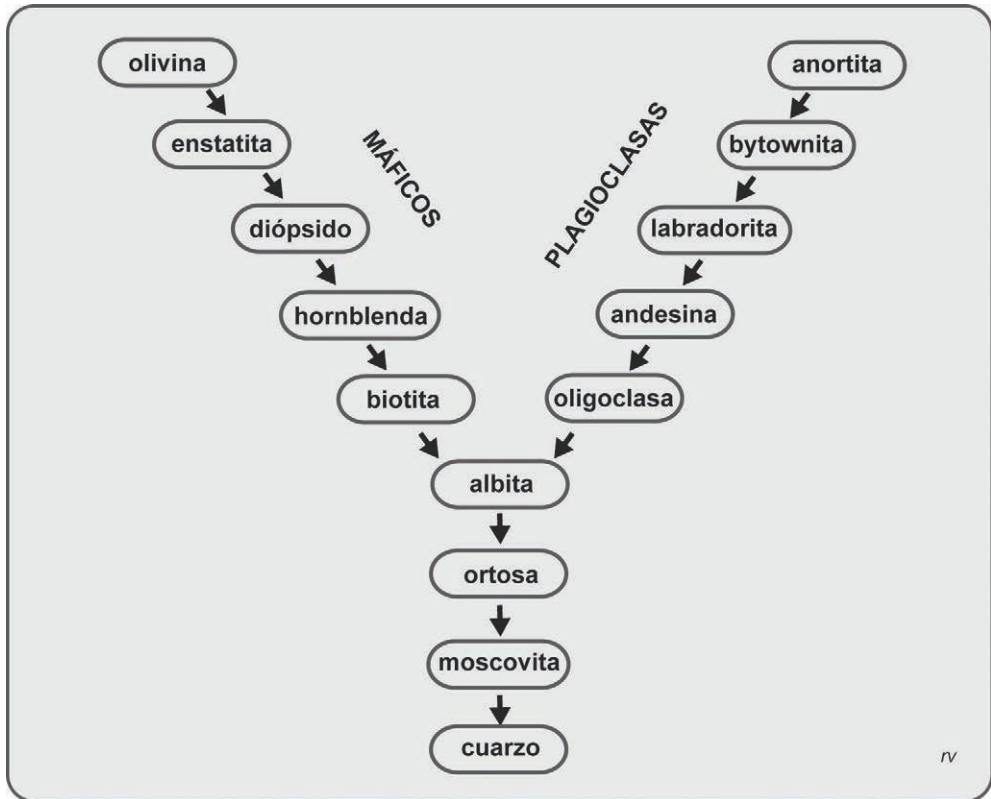


Figura 4.6. Serie de reacción de Bowen.

Los diagramas clasificatorios de rocas utilizan preferentemente como base de representación un triángulo equilátero. En rocas ígneas, la clasificación por composición mineral se hace por el contenido (**moda**) de minerales félsicos. La clasificación sigue la propuesta de Streckeisen (1976), adoptada por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y consiste en un doble triángulo equilátero, conocido como QAPF. Se suele simplificar denominándolo QAP, debido a que la mitad superior de ese dispositivo es suficiente para clasificar a las rocas ígneas comunes.

En el triángulo QAP el vértice superior (Q) corresponde a minerales del grupo de la sílice (esencialmente Cuarzo), el vértice inferior izquierdo (A) a feldespatos alcalinos (Ortosa, Microclino, Sanidina) y el vértice inferior derecho (P) a plagioclasas. Si la roca contiene máficos (caso general), la moda mineral debe recalcularse, de modo que $Q + A + P = 100\%$.

Cabe mencionar que el diagrama QAP no es aplicable a **rocas ultramáficas**, aquellas en las que los minerales máficos superan el 90% del total, para las que hay otros triángulos con los vértices ocupados por olivinas, piroxenos y anfíboles (o micas).

Para la representación de rocas con feldespatoides y carentes de minerales del grupo de la sílice, se utiliza el triángulo inferior, que comparte la base del triángulo QAP, con el vértice inferior denominado F (de feldespatoides), con el que queda completo el esquema QAPF.

Rocas ígneas plutónicas

El triángulo QAP clasificatorio de rocas ígneas plutónicas está dividido por líneas horizontales que marcan contenidos de Q de 60% y 20% y líneas que parten de la base del triángulo en puntos a 90%, 65%, 35% y 10% de P y se dirigen a Q hasta llegar a la horizontal de 60% o 20% de Q, según corresponda (Fig. 33).

Los espacios resultantes de esa división se denominan **campos**. El campo 1 corresponde a rocas con más de 60% de cuarzo, que no consideramos por ser muy escasas y de dudosa naturaleza ígnea. Son importantes el campo 2: granito alcalifeldespático; 3: granito; 4: granodiorita; 5: tonalita; 6: sienita alcalifeldespática; 7: sienita; 8: monzonita; 9: monzodiorita/monzogabro; 10: diorita/gabro.

Resulta útil y es de uso común al referirse a rocas ígneas, reunir dos o más campos afines entre sí, definiendo una categoría superior llamadas **sección**. La sección I es la de los **granitoides**, que reúne los campos 2, 3, 4 y 5. La sección II es la de los **sienitoides**, para los campos 6, 7 y 8. Por último las secciones III y IV son las de los **dioritoides** y **gabroides**, que reúnen a los campos 9 y 10.

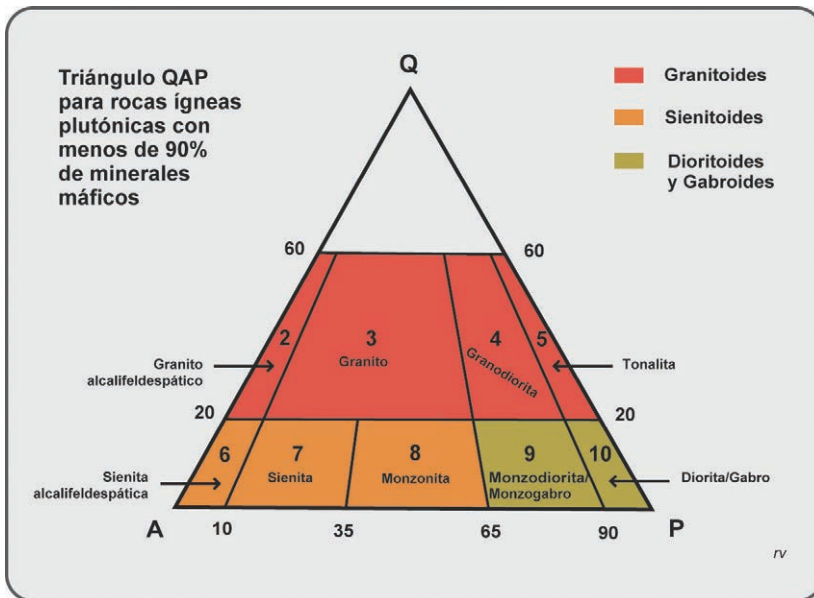


Figura 4.7. Triángulo QAP para rocas ígneas plutónicas. Simplificado de Teruggi, 1980.

Los granitoides son rocas granudas que contienen abundante cuarzo, que si es ponderado debe resultar no menor de 20% y no exceder de 60% del total de minerales claros. La división en campos es efectuada por la **relación feldespática**.

El campo 2 corresponde a los granitos alcalifeldespáticos, cuyos feldespatos son casi exclusivamente Ortosa, Microclino o Albita, que ante el predominio de uno u otro mineral son llamados granito ortoclásico, granito microclínico o granito albitico.

El campo 3 es el de los granitos y en ellos coexisten feldespatos alcalinos y plagioclasas, con relación feldespática entre 10% y 65% de plagioclasas.

El campo 4 es el de las granodioritas, rocas plutónicas muy abundantes en áreas orogénicas, en las que la relación feldespática indica una participación de plagioclasas entre 65% y 90%.

Finalmente, el campo 5 es de las tonalitas, en donde la participación de las plagioclasas supera el 90% del total de feldespatos.

Los sienitoides son rocas plutónicas granudas con escaso cuarzo (no excediendo 20% del total de minerales claros), y ricas en feldespatos alcalinos (100% a 35%). Se subdividen por la relación feldespática en los campos 6 de las sienitas alcalifeldespáticas (0% a 10% de plagioclasas), 7 de las sienitas (10% a 35% de plagioclasas) y 8 de las monzonitas (35% a 65% de plagioclasas). Dioritoides y gabroides son rocas plutónicas pobres en cuarzo (menos de 20%) y ricas en plagioclasa (65% 100%).

El campo 9 de las monzodioritas/monzogabros tiene relación feldespática de 65% a 90% de plagioclasas y el campo 10 de las dioritas/gabros cuenta con 90% a 100% de plagioclasas.

En el estudio al microscopio, la diferencia entre las rocas que ocupan el mismo campo (monzodiorita/monzogabro y diorita/gabro), se establece por la composición de las plagioclasas, oligoclasa-andesina para los dioritoides y labradorita-bytownita para los gabroides. También contribuyen a esa distinción los minerales máficos que acompañan a los minerales claros, ya que los dioritoides contienen hornblenda y/o biotita y los gabroides piroxenos y/o olivinas.

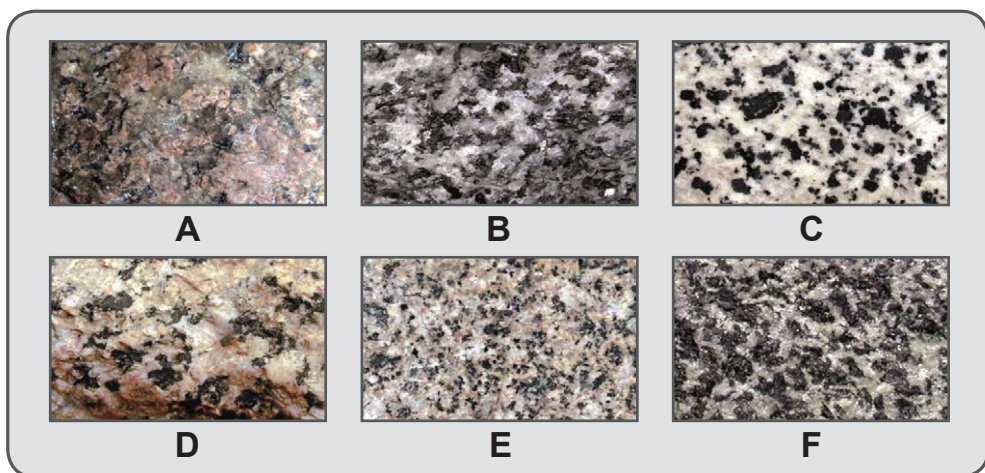


Figura 4.8. Secciones pulidas de rocas plutónicas comunes. A: granito; B: granodiorita; C: tonalita; D: sienita; E: monzonita; F: gabro.

Con todo, se destaca que la clasificación de una roca ígnea plutónica en alguno de los campos mencionados, es tarea de gabinete, a menudo realizada por un especialista. El geólogo de campo, en forma tentativa, distingue granitos (Fig. 4.8 A), granodioritas (Fig. 4.8 B), tonalitas (Fig. 4.8 C), sienitas (Fig. 4.8 D), monzonitas (Fig. 4.8 E) y gabros (Fig. 4.8 F).

Una caracterización adicional de las rocas ígneas plutónicas procede de la cantidad de minerales máficos que contiene, llamado índice de color. Son hololeucocráticas las rocas que carecen de máficos o que los mismos no superan el 5% del total de la roca, leucocráticas las que contienen de 5% a 35%, mesocráticas las que contienen de 35% a 65%, melanocráticas aquellas que tienen 65% a 90% y ultramáficas las rocas más oscuras, constituidas por 90% a 100% de minerales máficos.

Rocas ígneas volcánicas

En la clasificación de las rocas ígneas volcánicas se puede rápidamente prever alguna dificultad, que surge de la característica textura porfírica de las mismas. Con todo, mientras pueda establecerse la mineralogía, se recomienda la clasificación mineral modal, según un doble triángulo QAPF.

En los casos en que solamente se pueda establecer la mineralogía de los fenocristales, la roca es clasificada en base a los minerales reconocibles, anteponiendo el prefijo **fenó** (de fenocristal; ejemplo fenoriolita).

En realidad, la clasificación de volcanitas en campaña es siempre de fenotipos y frecuentemente no coincide con el resultado de una posterior clasificación química, ciertamente sobre el total de la roca.

Resulta claro que en todos los casos en que no se pueda determinar la moda mineral, se debe recurrir a la clasificación química, la que trata de ser correlacionable con la clasificación mineralógica.

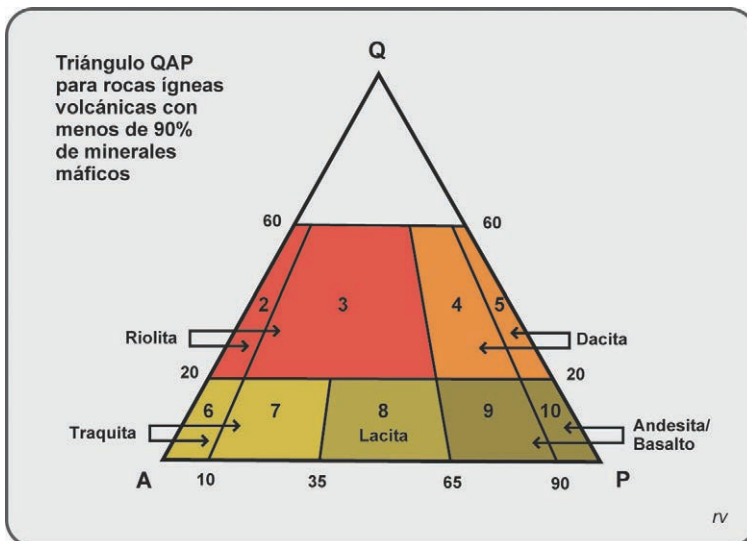


Figura 4.9. Triángulo QAP para rocas volcánicas. Simplificado de Teruggi, 1980.

De igual forma que con las plutonitas, las volcanitas comunes caben en el triángulo superior, por lo que frecuentemente se simplifica utilizando solo la parte superior o QAP (Fig. 4.9).

Mantiene los mismos límites ya visto para las plutonitas, lo que es satisfactorio atendiendo a que hay una buena correlación natural entre rocas ígneas plutónicas y las homólogas volcánicas.

Los campos significativos son: 2-3: riolita; 4-5: dacita; 6-7: traquita; 8: lacita; 9-10: andesita/basalto. La riolita tiene entre 20% y 60% de cuarzo y más de 35% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.10 A). La dacita es también una volcanita rica en cuarzo, pero en la relación feldespática predominan las plagioclasas, con más del 65% (Fig. 4.10 B).

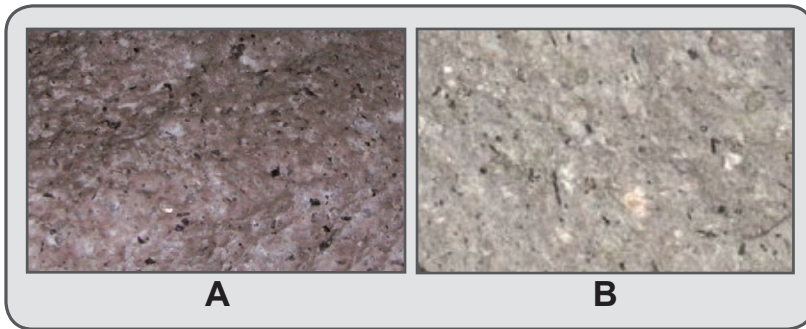


Figura 4.10. Secciones pulidas de rocas volcánicas con más de 20% de cuarzo. A) riolita; B) dacita.

Las volcanitas con menos de 20% de cuarzo se separan por relación feldespática en traquita, con más de 65% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.11 A), lacita con 65% a 35% de feldespatos alcalinos (Fig. 4.11 B) y andesita/basalto cuando las plagioclasas superan el 65% del total de feldespatos. Igual que en las plutonitas, las plagioclasas orientan para la distinción entre andesita y basalto, oligoclasa-andesina para las andesitas y labradorita-bytownita para los basaltos (Figs. 4.11 C y 4.11 D).

Cabe agregar que debido a la frecuente dificultad para la determinación de la composición de las plagioclasas, la distinción entre andesita y basalto se hace comúnmente por el contenido de SiO_2 (análisis químico), siendo andesitas si hay más de 52% de sílice y basaltos si están por debajo de ese porcentaje.

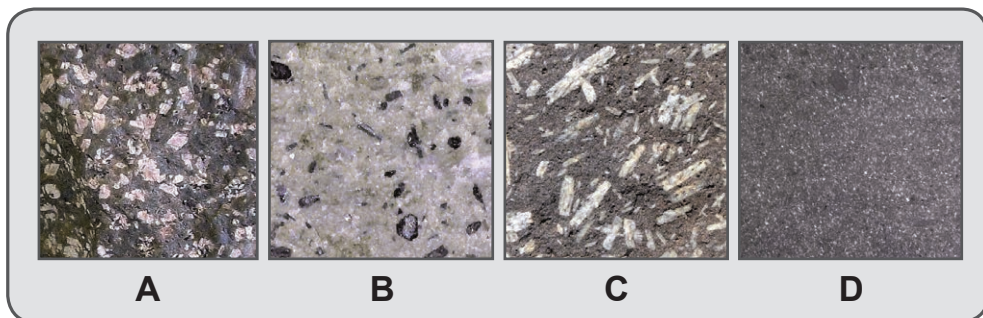


Figura 4.11. Secciones pulidas de rocas volcánicas con menos de 20% de cuarzo. A) traquita; B) lacita; C) andesita; D) basalto.

Finalmente, otro camino para establecer conjuntos diferentes de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas, tiene base química y se apoya en el contenido de SiO_2 , lo que da lugar al concepto (petrológico, no químico) de **acidez**. Es ampliamente utilizado en el vocabulario geológico. Son **rocas ácidas** las que contienen más de 65% de SiO_2 , **rocas intermedias** las que poseen entre 65% y 52% de SiO_2 , **rocas básicas** las que tienen entre 52% y 45% de SiO_2 y **rocas ultrabásicas** aquellas con menos de 45% de SiO_2 .

Mayor información, tanto de plutonitas como volcanitas, puede obtenerse en la obra de Toselli (2010).

Rocas sedimentarias

El atributo distintivo de las rocas sedimentarias es su disposición en capas o **estratos**. Esa estructura, denominada **estratificación**, es la expresión de una acumulación episódica en un recipiente denominado cuenca de sedimentación.

La acumulación puede ocurrir en medio ambiente marino o continental, en el seno de un fluido líquido (océanos, mares, lagunas, ríos, etc.) o gaseoso (sobre la superficie, en desiertos, estepas, etc.). La materia acumulada consiste en fragmentos de materiales preexistentes (clastos), en precipitados químicos, o una mezcla de ambos.

La fuerza predominante al producirse la depositación es la de la **gravedad**, por lo que las capas del material acumulado se disponen en posición horizontal. Hay excepciones, como la que ocurre en los conos aluviales al pie de las montañas, o la de los sedimentos deltaicos, donde hay una inclinación original de las capas al copiar la superficie del terreno donde se depositan. Con todo y en el caso general, se acepta que los sucesivos estratos de una roca sedimentaria nacen en posición horizontal y que la inclinación que eventualmente adopten es prueba de que la sucesión de estratos ha sido dislocada posteriormente.

El carácter episódico, con un tiempo de interrupción entre cada evento de acumulación, motiva los planos de discontinuidad (**planos de estratificación**). El espesor de los estratos es variable, desde pocos centímetros hasta algunos metros. Se consideran muy finos si no superan 1 cm, finos de 1 a 10 cm, medios de 10 a 30 cm, gruesos de 30 cm a 1 m y muy gruesos por encima de 1 m. Cabe destacar que una cuenca de sedimentación puede alcanzar a reunir espesores del orden de cientos y hasta varios miles de metros.

Los materiales inconsolidados se denominan **sedimentos** y se transforman a **sedimentitas** luego de adquirir cohesión, por carga al ser soterrados y por cementos de la precipitación de sustancias químicas desde aguas circulantes.

La importancia de la estratificación es tal, que la disciplina que estudia el registro geológico-temporal se denomina **estratigrafía** y si se asocia con el contenido fosilífero **bioestratigrafía**. Trascendiendo aún el origen de las rocas (ígneas ó sedimentarias y eventualmente metamórficas), el esquema de ordenamiento de los cuerpos de roca y el tiempo geológico involucrado se denomina **Carta Estratigráfica**.

Rocas sedimentarias clásticas

Son las más importantes del grupo y derivan de la acumulación y litificación de fragmentos de rocas preexistentes, denominados clastos.

La textura general de las sedimentitas clásticas consiste en **granos** (clastos), de contornos más o menos redondeados, ligados por una **matriz** de grano más fino que los clastos, un **cemento** o ambos.

El estudio y clasificación de las sedimentitas clásticas se hace según tamaño y composición de los clastos.

Para clasificar según el tamaño de los clastos se adopta una serie aritmética expresada en milímetros. Se denomina **psefitas** a las rocas formadas por clastos de diámetro mayor a 4 mm, **psamitas** a aquellas con clastos de diámetro entre 4 mm y 1/16 mm (0,062 mm; 62 micrones) y **pelitas** si los clastos son menores de 1/16 mm (Fig. 4.12).

mm		CLASTO	SEDIMENTO	SEDIMENTITA	mm
256	PSEFITAS megaclasto	Bloque	Aglomerado	Aglomerado	256
64		Guijón	Gruesa	Grueso	64
16		Guijarro	Mediana	Mediano	16
4		Guija	Fina (gravilla)	Fino	4
2	PSAMITAS mesoclasto	Gránulo	Sábulo	Sabulita	4
1		Grano	Muy gruesa	Muy gruesa	2
0,5			Gruesa	Gruesa	1
0,25			Mediana	Mediana	0,5
0,125			Fina	Fina	0,25
0,062			Muy fina	Muy fina	0,125
0,031			Partícula	Grueso	Grueso
0,016	Mediano	Mediana		0,031	
0,008	Fino	Fina		0,016	
0,004	Muy fino	Muy fina		0,008	
0,002	Partícula	Gruesa	Gruesa	0,004	
0,001		Mediana	Mediana	0,002	
0,0005		Fina	Fina	0,001	
		Muy fina	Muy fina	0,0005	

Figura 4.12. Clasificación granulométrica de sedimentitas clásticas, según Teruggi, 1982.

Las psefitas se subdividen en **conglomerado/brecha** si los clastos tienen más de 4 mm sin sobrepasar los 256 mm y **aglomerado** cuando son mayores que 256 mm. La diferencia entre conglomerado y brecha estriba en que el primero tiene clastos redondeados y el segundo clastos angulosos.

Entre las sedimentitas clasificadas como psamitas, se distingue con el nombre de **sabulitas** a las más gruesas, con clastos entre 2 y 4 mm. Las psamitas con clastos menores que 2 mm son genéricamente **areniscas** y la serie hasta llegar a 1/16 mm da lugar a la distinción de areniscas muy gruesas, gruesas, medianas, finas y muy finas.

En cuanto a las pelitas, las divisiones menores separan dos fracciones, con límite a 1/256 mm (0,004 mm; 4 micrones), con la denominación de **limolitas** para las más gruesas y **arcilitas** para las más finas.

Son frecuentes las sedimentitas resultantes de una mezcla de tamaños de clastos. En estos casos se recurre a diagramas triangulares, en los que hay establecidos campos para la clasificación. En el caso de una sedimentita formada por las fracciones psamita y pelita, con predominio de la primera, en el triángulo Arena-Arcilla-Limo clasifica como arenisca arcillosa; otra que presenta una mezcla de las tres granometrías, con destacada participación de materiales gruesos, puede clasificar utilizando el triángulo Grava-Fango-Arena como una grava areno-fangosa.

Además, hay casos especiales y de uso muy arraigado en el quehacer geológico. Ejemplo, una pelita con hasta 20% de arcilla es una limolita y una pelita con más de 80% de arcilla es una arcilita, pero una pelita que contiene entre 20% y 80% de arcilla es una **fangolita**. En los tres casos anteriores, si la sedimentita ha adquirido **fisilidad** (propiedad de henderse por planos paralelos muy próximos entre sí), se está ante una **lutita**.

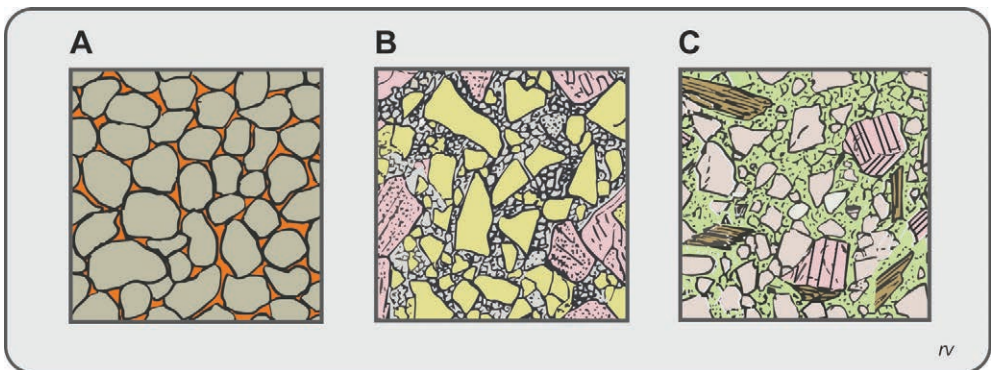


Figura 4.13. Bosquejo de tres sedimentitas de textura y composición característica. A: Ortocuarcita, clastos redondeados de cuarzo (gris) ligados por un cemento (naranja); B: Arcosa, clastos angulosos de feldespato potásico (rosado) y cuarzo (amarillento), ligados por una matriz de iguales componentes (gris); C: Grauvaca, con clastos de cuarzo (gris), feldespato potásico (rosado) y biotita (castaño), ligados por abundante matriz de variada composición y tamaño de grano (verde).

La clasificación atendiendo a la **composición** resulta significativa en las psamitas. **Ortocuarcita** es una arenisca de tonalidad clara, constituida casi enteramente por clastos de cuarzo (Fig.4.13 A). **Arcosa** es una arenisca de tonalidad rosada, que tiene más de 25% de clastos de feldespato potásico (Ortosa, Microclino; Fig. 4.13 B). **Grauvaca = wacke = vaque** es una arenisca de color gris-verdo-

so oscuro, formada por una mezcla de clastos de cuarzo, feldespatos (preferentemente plagioclasas) y líticos (fragmentos de roca de cualquier tipo), en una gran variedad de tamaños (Fig. 4.13C).

Un concepto relacionado con las rocas sedimentarias es el de **madurez**. La **madurez textural** está dada por la uniformidad granulométrica y morfológica de los clastos (selección de tamaños; redondez de las aristas). La **madurez composicional** implica la desaparición de los minerales menos estables (especialmente feldespatos) y la escasez o ausencia de matriz pelítica. Las ortocuarcitas son areniscas maduras; las grauvacas son areniscas inmaduras. Ambos tipos de madurez, textural y composicional, van comúnmente asociadas y reflejan las condiciones ambientales de sedimentación (temperatura, humedad, energía mecánica, etc.).

Rocas sedimentarias calcáreas

Son abundantes y se estima que constituyen entre un 10% y 20% del total de rocas sedimentarias. Formadas a partir de la combinación y precipitación del anhídrido carbónico disuelto en agua, son mayormente de ambiente marino, aunque también las hay de ambiente continental. Predominan las **calizas**, formadas por Calcita (CaCO_3) y en menor cantidad **dolomías**, formadas por Dolomita [$\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$]. La caliza que contiene fragmentos clásticos de la fracción arena se denomina simplemente caliza areniscosa y en el caso de contener arcillas se llama **marga**.

En lo referente a textura de las calizas hay **micrita** y **esparita**. La micrita, abreviación de microcristalina y calcita, está formada por pequeños calciclastos (menores de 5 micrones) y resultan de la acumulación y endurecimiento de fango calcáreo. La esparita es un mosaico carbonático cristalino, con cristales de más de 10 micrones hasta 0,1 mm, resultantes de la precipitación química en poros e intersticios de sedimentos calcáreos. Biosparita es una caliza esparítica con abundantes bioclastos (clastos formados por parte entera o fragmento de un vegetal o animal); una oosparita contiene abundantes oolitas (concreciones esféricas); una pelsparita contiene abundantes pellets (eyectos de invertebrados que se alimentan de fangos).

Rocas sedimentarias químicas

Reciben la denominación general de **evaporitas** y resultan de la precipitación de solutos de soluciones concentradas (salmueras), por evaporación del agua que los contiene.

En ambiente marino predominan los sulfatos (yeso, anhidrita) y cloruros (halita, silvita). En aguas continentales son además frecuentes boratos, nitratos y sulfocarbonatos.

Las evaporitas pueden formar acumulaciones de decenas a cientos de metros de espesor. En sucesiones sedimentarias continentales son indicadores de paleoclimas desérticos, como los depósitos de interés económico de los “bolsones” de la Puna argentina y Altiplano chileno. En medio marino son de importancia económica, por favorecer la formación de estructuras que pueden contener grandes acumulaciones de hidrocarburos y se relacionan con las etapas iniciales (de rift) en la apertura de cuencas oceánicas.

Rocas metamórficas

Son los productos de la transformación de rocas preexistentes bajo **presión litostática** (P), **temperatura** (T) y **presión dirigida** o **estrés** (S), obrantes en el seno de la corteza terrestre. Esos agentes producen cambios en la mineralogía de la roca sometida a metamorfismo (sea ígnea, sedimentaria y aún metamórfica preexistente). Hay minerales que al variar las condiciones de su ambiente dejan de ser estables y desaparecen, con aparición de nuevas especies. Al mismo tiempo se produce un nuevo arreglo de texturas y estructuras, que tiene relación con el campo de esfuerzos durante el metamorfismo. Además, es requisito que la transformación se produzca al estado sólido, sin adición ni sustracción de materia, por lo que se mantiene la composición química global de los materiales involucrados. En forma general, se puede decir que es característica la **textura orientada** (Fig. 4.14).

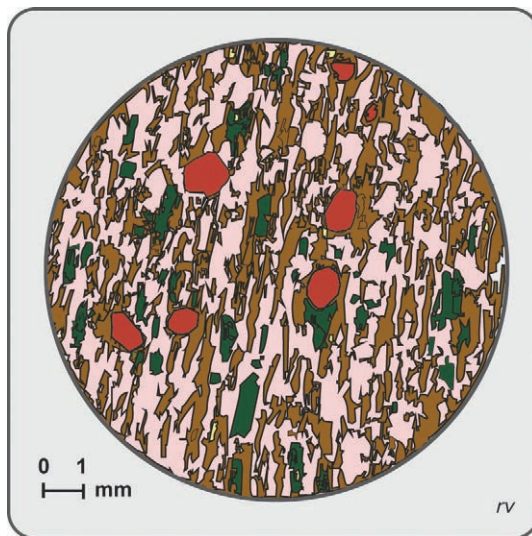


Figura 4.14. Bosquejo de estructura orientada, vista al microscopio en sección transversal. Se aprecia la alternancia de láminas de minerales claros (feldspatos, rosado) y de minerales oscuros (biotita, castaño; anfíbol, verde; granate, bordó).

En la Corteza Terrestre, la **presión litostática** o **presión de confinamiento** se ejerce sobre la materia con igual intensidad en todas direcciones, en forma similar a la que sufre un objeto en el seno de un líquido y su magnitud es creciente con la profundidad.

La **temperatura** también es función de la profundidad. Se verifica para profundidades someras un **gradiente geotérmico** promedio de 20°C - 30°C por km. Dentro de ese promedio, el gradiente es relativamente elevado en ambiente orogénico, respecto al de ambiente tectónicamente estable. A profundidades mayores, el mencionado gradiente no es aplicable, decreciendo notoriamente y la curva muestra temperaturas máximas de aproximadamente 4.000°C en el centro del planeta (Fig. 4.15 A).

Experimentos de laboratorio variando las condiciones de presión-temperatura necesarias para la fusión de peridotita (roca componente del manto, formada por olivina y piroxeno), establecen para la litosfera oceánica temperaturas de 1.100°C a 100 km de profundidad y de 1.250°C a 250 km de profundidad (Fig. 4.15 B).

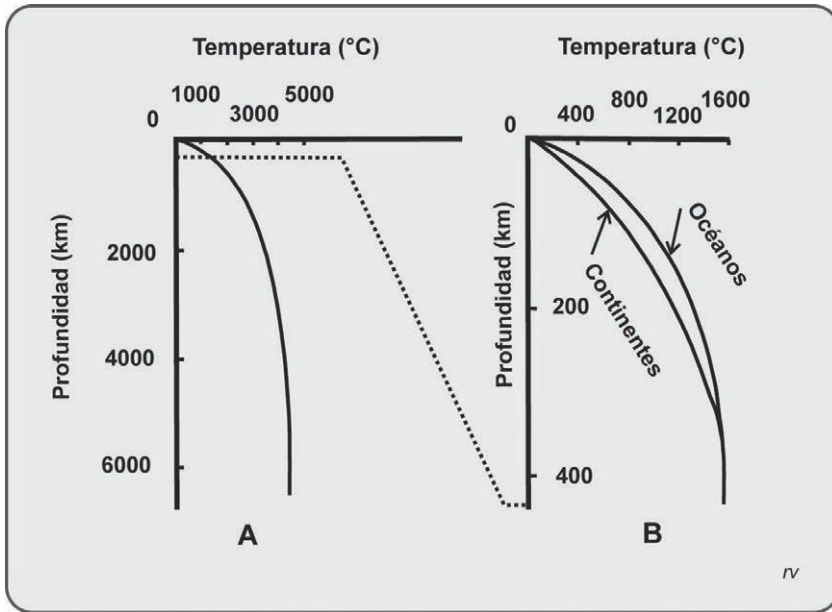


Figura 4.15. Diagramas de variación de Temperatura en función de Profundidad. A: para todo el planeta. B: detalle para la litosfera. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La **presión dirigida** puede resolverse en forma compresional, extensional o de cizalla y además de determinar los planos preferidos para el crecimiento mineral, tiene como principal efecto la deformación y eventual ruptura de las rocas.

Otra cuestión de importancia en rocas metamórficas se relaciona con la intensidad de los cambios producidos, que conduce a la distinción de **grados metamórficos**, que en la denominación más sencilla se identifican como **bajo, medio y alto**.

También es de tener en cuenta la naturaleza de las rocas sometidas a metamorfismo, ya que diferentes **roca madre** darán diferentes asociaciones de minerales (**paragénesis mineral**), cuya determinación (usualmente bajo microscopio petrográfico) permite arribar a refinadas clasificaciones.

Las pelitas son la roca madre de más expresivos cambios metamórficos, debido a la heterogénea composición química y fina granulometría, lo que conduce a variada mineralogía y grados metamórficos. Opuestamente, caso especial de roca madre son las ortocuarcitas, compuestas exclusivamente por Cuarzo (SiO_2), con un producto metamórfico denominado **cuarcita**, donde se destaca la recristalización del cuarzo adoptando una textura en mosaicos cristalinos. Por su parte las calizas

puras, formadas por cristales de calcita (CaCO_3) y/o dolomita [$\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$], conducen a **mármoles** por la recristalización y disposición de los cristales de calcita y dolomita según una nueva textura.

El predominio de la acción de uno u otro agente metamórfico, propio de diferentes ambientes tectónicos, es la base para la distinción de tres clases de metamorfismo, denominados **regional, de contacto y dinámico**.

Metamorfismo regional

El metamorfismo regional se produce en ambiente orogénico, bajo la acción de los tres agentes metamórficos citados, en proporciones dependientes de la ubicación dentro del orógeno y el grado evolutivo del mismo. Las rocas producidas ocupan extensas áreas (decenas a centenas de km^2) y reciben la denominación genérica de **pizarras, filitas, esquistos y gneises**.

Las pizarras y filitas son rocas de bajo grado metamórfico, con incipientes recristalización y desarrollo de estructura orientada. Comúnmente se conserva la estratificación del protolito sedimentario (Fig.4.16 A). Un esquisto resulta de un grado medio de metamorfismo y se distingue por la estructura denominada **esquistosidad**, que consiste esencialmente en la disposición paralela de minerales micáceos y facilita una partición según planos paralelos. En ellos la estratificación del protolito sedimentario ha sido totalmente obliterada. Según la composición hay esquistos cuarzo-micáceos, esquistos micáceos o micacitas, esquistos calcíticos, esquistos grafiticos, etc. (Fig. 4.16 B).

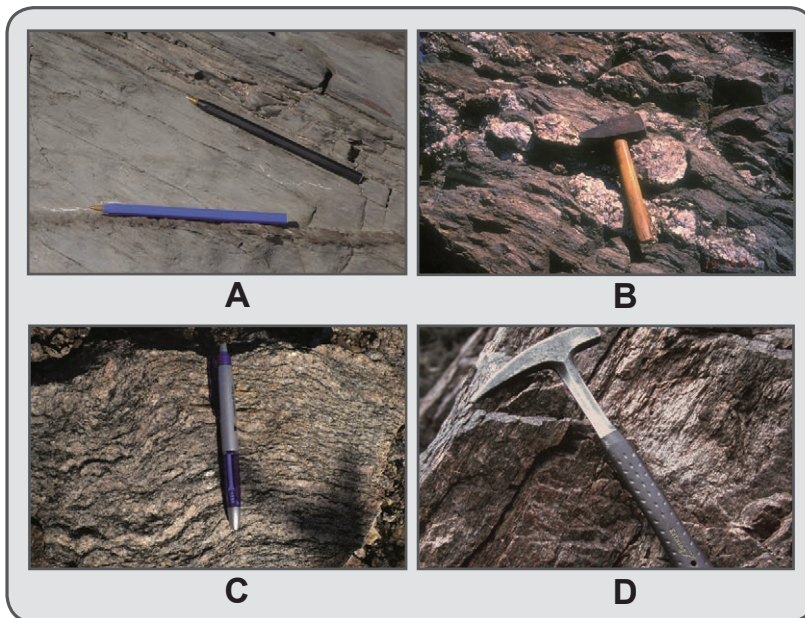


Figura 4.16. Rocas características del metamorfismo regional. A: Pizarra, con posibilidad de determinar los planos de estratificación por la presencia de finos estratos arenosos (birome azul). La incipiente esquistosidad está indicada por la birome negra. B: Esquisto biotítico, conteniendo filones de granito deformados. C: Paragneiss, con foliación donde alternan bandas de minerales claros con bandas de minerales oscuros. D: Ortogneiss.

En un gneis la recristalización es intensa, con aplanamiento y estiramiento de los minerales y un ordenamiento en láminas alternantes más o menos definidas, integradas unas por minerales claros y otras por minerales oscuros. Ese bandeo, usualmente de espesor milimétrico, es la estructura denominada **foliación**. Los **gneises** indican mayor grado metamórfico que los esquistos (grado metamórfico alto) y según el tipo de roca madre son paragneises si derivan de una sedimentita (Fig. 4.16 C) y **ortogneises** si provienen de una plutonita (Fig. 4.16 D).

Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto (o térmico) tiene lugar por aumento de temperatura localizada, durante el emplazamiento de cuerpos de rocas ígneas en niveles medios y altos de la corteza. La sobretemperatura adicionada depende de la composición del magma y del tamaño del intrusivo. Los magmas básico-ultrabásicos (SiO_2 menor que 52%) son de mayor temperatura que los magmas ácidos (SiO_2 mayor que 52%). En cuanto a las dimensiones los plutones ácidos pueden alcanzar grandes dimensiones, del orden de decenas a centenas de km^2 en planta, aunque los plutones básico-ultrabásicos, si bien de dimensiones menores suelen ser numerosos.

El metamorfismo de contacto se produce tanto en ambiente orogénico como en áreas estables de la corteza, ya que el único requerimiento es el emplazamiento de un magma. Las transformaciones son más o menos locales, del orden de metros a centenas de metros desde el contacto con el intrusivo y hacia el exterior gradan en intensidad hasta desvanecerse.

La roca producida por el calentamiento recibe el nombre genérico de **hornfels** o **corneana** y un elemento diagnóstico suelen ser las **motas** (neominerales) esparcidas en el cuerpo de la roca, recibiendo en estos casos la denominación de esquistos moteados.

Metamorfismo dinámico

El metamorfismo dinámico se produce en áreas localizadas, bajo la forma de fajas de centímetros a kilómetros de potencia, en las que ocurrieron molienda y recristalización. La causa es la ruptura de corteza y desplazamientos (fallas) bajo esfuerzos dirigidos.

Una denominación general es **Zona de Cizalla** y según el nivel estructural en que se produce la deformación puede estar bajo el dominio frágil o dúctil.

En una zona de cizalla frágil el efecto dominante sobre la roca madre es la ruptura y fragmentación hasta pulverización. En cambio, en una zona de cizalla dúctil prevalece la recristalización, con total transformación de la roca madre.

En el metamorfismo dinámico también se pueden diferenciar **grados** de transformación. Así, la roca en una zona de cizalla frágil es una **cataclasita** cuando la fragmentación producida no impide reconocer la naturaleza de la roca madre y una **protomilonita** cuando hubo una fina pulverización de la roca e incipiente recristalización. En una zona de cizalla dúctil la roca metamórfica de menor grado se denomina **milonita** y la de mayor grado **ultramilonita**.

Capítulo 5

Deformación de las rocas

En la litosfera las rocas están sometidas a la acción de **fuerzas**. Las mismas generan **esfuerzos**, que son expresados por la magnitud de la fuerza aplicada por unidad de área. Por ejemplo, un peso de 2 kg aplicado sobre una superficie de 1 cm² provoca un esfuerzo de 2 kg/cm².

En un plano cualquiera en el interior de la litosfera, una fuerza se puede descomponer en una componente perpendicular a la superficie del plano y otra paralela a la superficie del mismo, dando lugar respectivamente a un **esfuerzo normal** (σ , sigma) y a un **esfuerzo tangencial** o de **cizalla** (τ , tau), (Fig. 5.1).

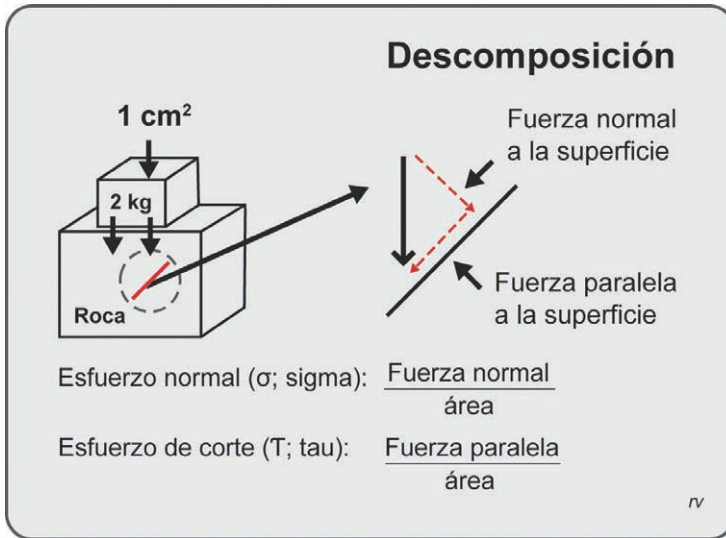


Figura 5.1. Fuerzas y esfuerzos actuantes en la corteza terrestre.

Las fuerzas y esfuerzos generados producen deformaciones en las rocas, como contracción o extensión. Esas deformaciones pueden ser transitorias y las rocas recuperar su forma y tamaño originales al dejar de aplicarse las fuerzas causantes. En otros casos, la deformación es permanente, dando lugar a **estructuras tectónicas**. El estudio de los mecanismos, condiciones del medio en que se produce la deformación y las estructuras que se producen, son el tema de estudio de la **geología estructural** o **tectónica** (del griego *tektón* = constructor).

Cabe tener en cuenta que los esfuerzos están ampliamente presentes en la litosfera, de acuerdo con la dinámica interna del planeta y el constante movimiento de placas, por lo que las estructuras tectónicas son comunes en las rocas.

Los esfuerzos en un cuerpo de roca pueden provocar **tensión**, cuando las fuerzas tienden a dividirlo, por estar aplicadas sobre la misma recta pero en direcciones opuestas. Contrariamente, un cuerpo está bajo **compresión** cuando las fuerzas tienden a comprimirlo, por estar aplicadas sobre la misma recta y apuntando la una a la otra. Finalmente, un cuerpo está sometido a **corte**, **cizalla** o **cupla** cuando dos fuerzas pueden causar distorsión, por actuar en direcciones opuestas sobre el mismo plano pero no sobre la misma recta (Fig. 5.2).

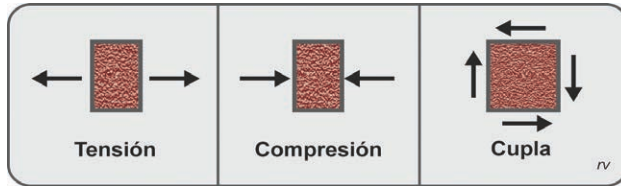


Figura 5.2. Tipos de esfuerzos. Modificado de Billings, 1963.

Deformación elástica y plástica

La deformación que sufre un cuerpo de roca puede ser elástica o plástica. La **deformación elástica** es proporcional al esfuerzo aplicado y la roca recupera su forma original al retirarse el esfuerzo. Si se supera cierta magnitud de esfuerzo, propio para cada material, denominado **límite de elasticidad**, la deformación es permanente. Aumentando la magnitud del esfuerzo se llega a la **ruptura** de la roca.

La respuesta ante esfuerzos es una propiedad intrínseca de los materiales. Hay rocas frágiles, que ante esfuerzos rompen sin experimentar deformación plástica. Opuestamente, hay rocas dúctiles, que tienen aptitud de deformarse dúctilmente previo a la ruptura. El comportamiento de las rocas frente a esfuerzos se conoce por ensayos de laboratorio (Fig. 5.3).

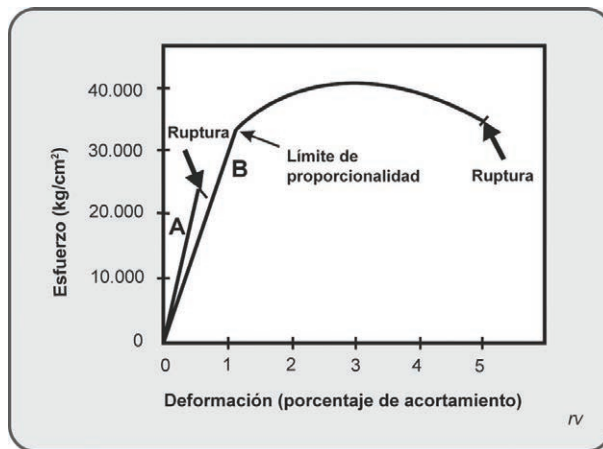


Figura 5.3. Diagrama esfuerzo-deformación en ensayos de rocas sometidas a compresión. A: Rocas frágiles; B: Rocas dúctiles. Modificado de Billings, 1963.

Esfuerzos principales y elipsoide de deformación

En todo cuerpo de roca sometido a esfuerzos hay solamente tres planos, perpendiculares entre sí, en los que hay solamente esfuerzo normal (σ). Son denominados **esfuerzos principales**. El de mayor valor es llamado esfuerzo principal máximo (σ_1), el de menor valor esfuerzo principal mínimo (σ_3) y el tercero tiene un valor intermedio y constituye el esfuerzo principal intermedio (σ_2), (Fig. 5.4).

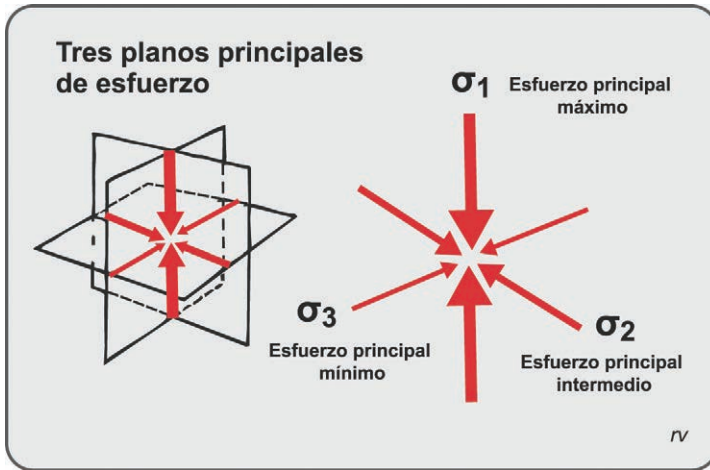


Figura 5.4. Esfuerzos Principales. La ubicación en el espacio puede ser cualquiera. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Convencionalmente se hace una representación tridimensional según un **elipsoide de esfuerzos**. Cabe destacar que la orientación del elipsoide en el espacio es función del tipo de esfuerzo que afecta a la litosfera (Fig. 5.5).

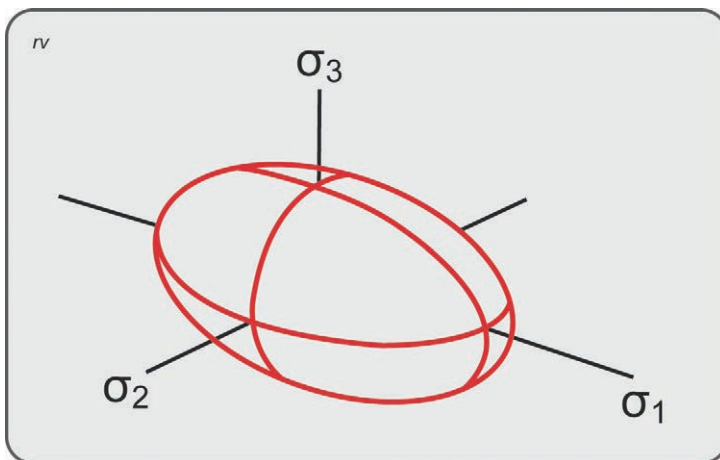


Figura 5.5. Elipsoide de esfuerzos.

Estructuras tectónicas

La deformación de las rocas produce estructuras y ellas son evidentes cuando hay planos y líneas de referencia, como en sucesiones estratificadas (sedimentarias, volcánicas o volcano-sedimentarias). En sucesiones estratificadas, esos planos son horizontales previo a la deformación y en consecuencia las estructuras se pueden estudiar por la posición de una superficie de estratificación o de un estrato conspicuo (**nivel guía**). Contrariamente, la deformación es menos perceptible en cuerpos masivos (ej. ígneas plutónicas).

Las estructuras tectónicas pueden ser continuas (ej. pliegues), o discontinuas con rupturas (ej. diaclasas y fallas).

Cabe mencionar que en niveles profundos de la corteza, donde Presión y Temperatura son compatibles con metamorfismo, las estructuras son de mayor complejidad y su estudio más complicado. Estructuras primarias (ej. estratificación), son oscurecidas o desaparecen y las estructuras tectónicas más evidentes se producen por la deformación de planos y líneas metamórficas (ej. esquistosidad, foliación, lineación).

La deformación de las rocas se produce de dos modos, frágil y dúctil. Además, un concepto asociado se refiere al comportamiento de las rocas ante esfuerzos, clasificándolas en **competentes** por ofrecer resistencia a la deformación (ej. granito y arenisca cuarzosa), o **incompetentes** por ser poco resistentes a la deformación (ej. arcilitas y evaporitas).

También hay que tener en cuenta que la competencia de las rocas es una condición variable en función de la presión de confinamiento, temperatura y presencia y composición de soluciones en el medio. De esos factores, los dos primeros aumentan en profundidad, por lo que rocas competentes en niveles someros de la corteza, se tornan incompetentes a profundidad de algunos miles de metros.

Las estructuras tectónicas simples consisten en pliegues, diaclasas y fallas, se producen en niveles corticales superiores y su conocimiento importa por la incidencia en el aprovechamiento de yacimientos minerales y de hidrocarburos, en obras de ingeniería (embalses de agua, construcción de caminos, puentes y aeropuertos, etc.) y en geología ambiental y urbana (riesgo geológico).

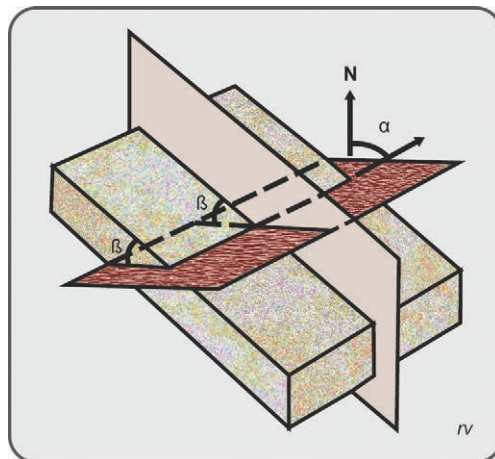


Figura 5.6. Rumbo (α) e inclinación (β) de un plano. Modificado de Aubouin et al., 1980.

Teniendo en cuenta que las estructuras están referidas a **planos** y **líneas**, cabe establecer cuál es la forma de ubicarlas en el espacio. En ambos casos las direcciones se refieren al Norte y las inclinaciones a un plano horizontal.

Un plano es ubicado por su **rumbo** e **inclinación**. El rumbo de un plano es la dirección de la línea que determina al cortar a un plano horizontal. La inclinación de un plano es el ángulo que forma con la horizontal al ser cortado por un plano vertical perpendicular al rumbo (Fig. 5.6).

Dado que un rumbo es bidireccional, sin sentido, puede expresarse por uno solo de los sentidos de la línea (ejemplo Noreste; puede abreviarse NE), o por ambos sentidos (Noreste-Sudoeste; NE-SO), o por el valor angular respecto al Norte con la indicación del cuadrante (N60°E), o por el valor acimutal (N60° = N240°). En el último caso, el geólogo acostumbra uniformar los valores determinados en las observaciones de campo, expresándolos en los cuadrantes superiores (0° a 90° y 270° a 0°).

La representación en mapas de rumbo e inclinación de un plano se expresa mediante una sola notación. Consiste en un trazo largo, que corresponde al rumbo y tiene la dirección que corresponde, y un trazo corto perpendicular al primero y dirigido hacia donde inclina el plano, con la indicación numérica del ángulo medido. Los casos particulares de planos horizontales y verticales tienen símbolos propios para representación en mapas (Fig. 5.7).

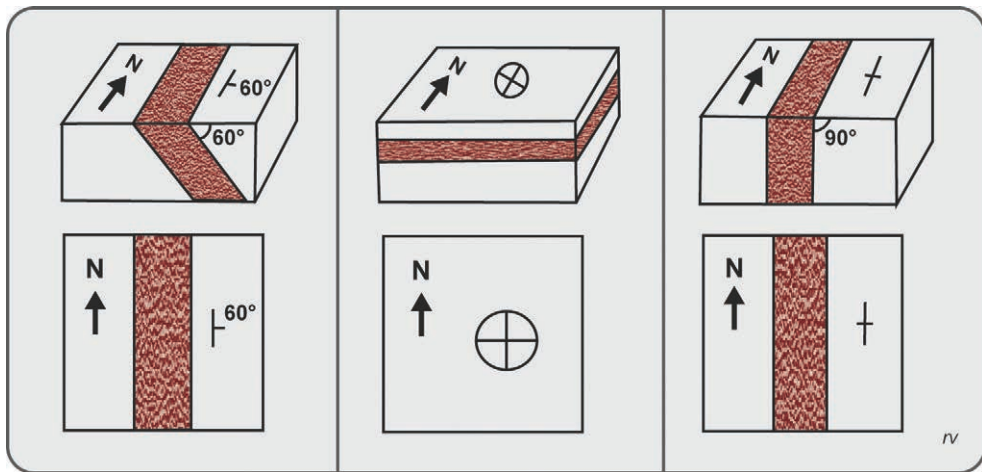


Figura 5.7. Representación en planta de planos inclinados, horizontal y vertical. Modificado de Billings, 1963.

Una línea se ubica por su **rumbo** y **buzamiento**. El rumbo de una línea es unidireccional y está referido al Norte, midiéndose en la proyección de la línea a un plano horizontal y en el sentido en que hunde. El buzamiento de una línea es el ángulo con la horizontal, que se mide en un plano vertical que contiene a la línea en cuestión. La forma de expresar la posición de una lineación puede seguir una notación por cuadrantes o acimutal (ejemplo, para una línea que hunde 60° en sentido NO, se expresa N45°O/60°, o su equivalente acimutal N315°/60°).

Cabe mencionar que es frecuente el uso inadecuado de los conceptos de inclinación (planos) y buzamiento (líneas), confundidos o considerados sinónimos.

Pliegues

Ante esfuerzos compresivos y previo a la ruptura, las rocas pueden responder formando ondulaciones, denominadas pliegues.

La mitad superior de los pliegues (convexas) se denominan **anticlinal** y la mitad inferior (cóncavas) **sinclinal**. Longitud de onda y amplitud, son dos parámetros, determinados en sección transversal, que se utilizan para dimensionar pliegues. La longitud de onda se mide en la línea que corresponde a la superficie media (une los puntos de inflexión) y es la distancia en la que se resuelven un anticlinal y un sinclinal. La amplitud es perpendicular a la anterior y es la distancia desde la línea de superficie media al punto de máxima altura (Fig. 5.8).

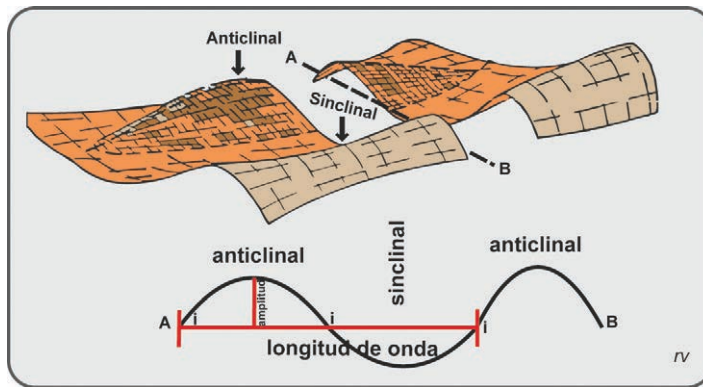


Fig. 5.8. Arriba: vista en planta de una superficie plegada; abajo: sección transversal; i: puntos de inflexión.

Las partes componentes de un pliegue, anticlinal o sinclinal, son los flancos o limbos, plano axial, eje y charnela. El plano axial de un pliegue es su plano de simetría en sentido longitudinal. La intersección del plano axial con cualquier capa define al eje del pliegue. Las charnelas son los puntos de máxima curvatura (Fig. 5.9).

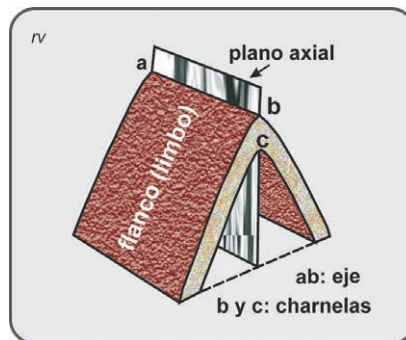


Figura 5.9. Partes de un pliegue anticlinal.

En una sucesión plegada, es un rasgo diagnóstico que los anticlinales encierran en la parte central a los estratos más antiguos (Fig. 5.10 A) y los sinclinales a los estratos más jóvenes (Fig. 5.10 B).

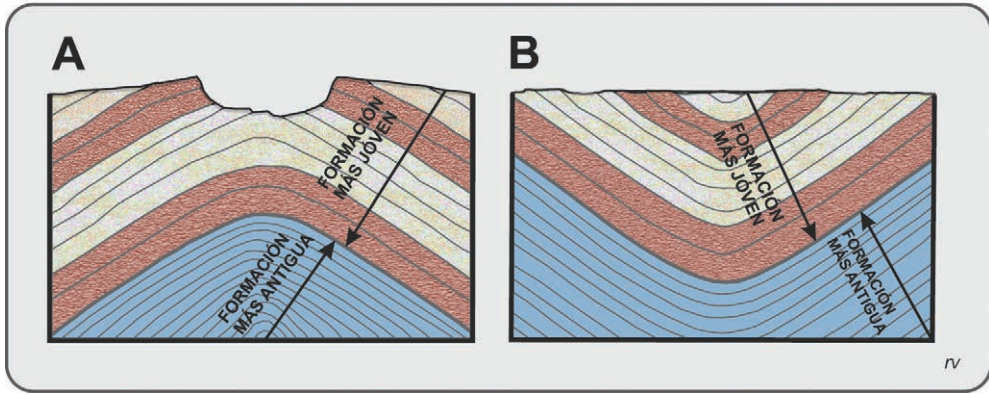


Figura 5.10. Sucesión de estratos en un pliegue anticlinal (A) y en un pliegue sinclinal (B).

La geometría en sección transversal determina si un pliegue es simétrico (los limbos inclinan en sentido opuesto con el mismo ángulo, Fig. 5.11 A); asimétrico (los limbos inclinan en sentido opuesto con distinto ángulo); volcado (los limbos inclinan en el mismo sentido con distinto ángulo, Fig. 5.11 B); recumbente (los limbos están en posición horizontal, Fig. 5.11 C y 5.11 D).

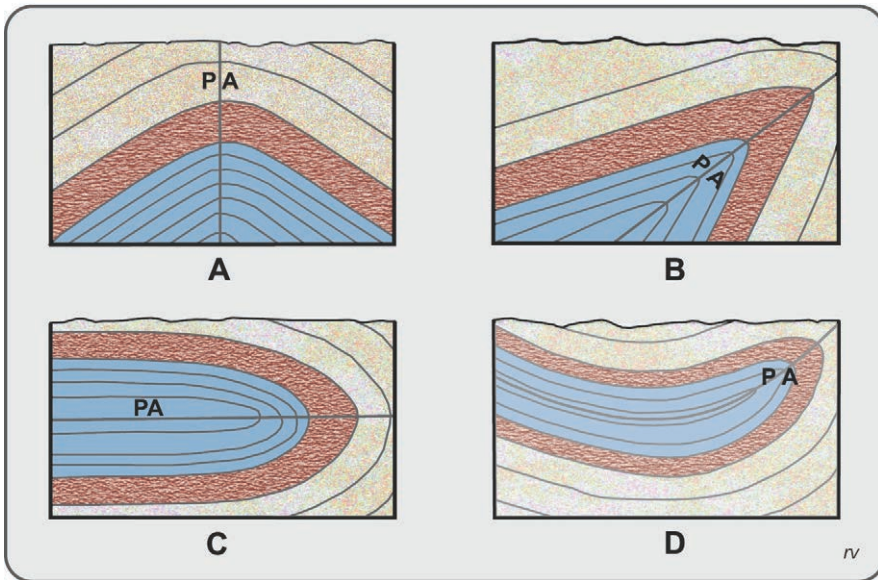


Fig. 5.11. A) anticlinal simétrico; B) anticlinal volcado; C) anticlinal recumbente; D) anticlinal recumbente replgado. Modificado de Billings, 1963.

En los pliegues volcados hay un flanco normal y un flanco invertido. En el flanco normal se determina que un estrato de referencia, ha sido llevado desde posición horizontal hasta una inclinada, sin sobrepasar la vertical (90°). En el flanco invertido el rebatimiento del estrato de referencia acusa mayor dislocación y supera los 90° . En la representación en mapa, los flancos invertidos de pliegues se distinguen por un símbolo propio que se utiliza para indicar rumbo e inclinación de esos estratos. En el ejemplo (Fig. 5.12), el flanco normal de un anticlinal inclina 50° al Oeste y el flanco invertido giró desde posición horizontal, sobrepasó la vertical e inclina 65° hacia el Oeste.

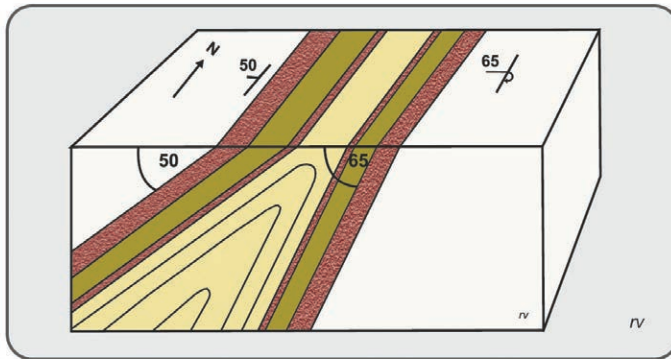


Figura 5.12. Pliegue volcado. Nótese que en planta (mapa), el símbolo utilizado para indicar rumbo e inclinación de estratos es diferente al correspondiente a planos que no sobrepasan los 90° de inclinación.

En pliegues asimétricos y notoriamente en pliegues volcados, la posición de los flancos de mayor inclinación y flancos volcados, constituyen un rasgo importante de una región plegada, e indica la dirección del transporte tectónico o **vergenencia estructural**. En el ejemplo, los esfuerzos dirigidos que plegaron las sedimentitas provinieron desde el Oeste y la vergencia estructural es oriental.

Con frecuencia, las sucesiones sedimentarias en las que alternan paquetes de sedimentitas competentes con paquetes de sedimentitas incompetentes, desarrollan pliegues menores (segundo orden, tercer orden, etc.), preferentemente en los niveles incompetentes y en los flancos invertidos de los anticlinales (Fig. 5.13).

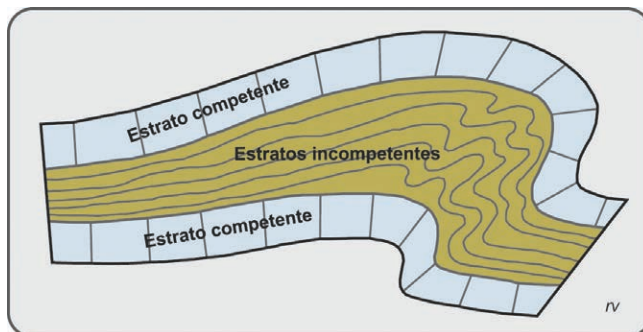


Figura 5.13. Pliegues de segundo y tercer orden en un nivel de estratos incompetentes de pliegues volcados. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En la dirección del eje de un pliegue, se puede establecer si es un pliegue no buzante o buzante, con eje horizontal e inclinado, respectivamente (Fig. 5.14).

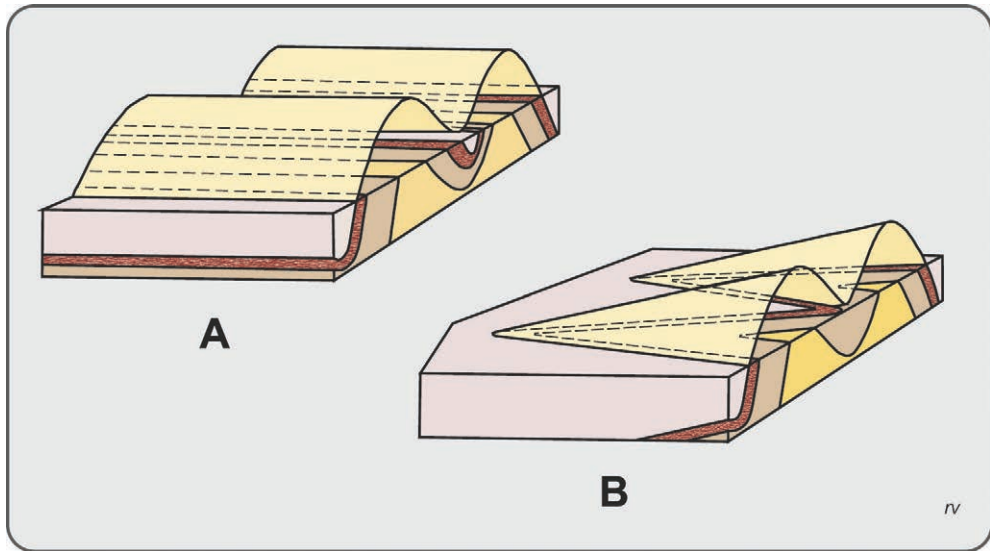


Figura 5.14. A: Pliegues no buzantes; B: Pliegues buzantes. Modificado de Billings, 1963.

En el terreno, los pliegues pueden visualizarse a simple vista si se desarrollan completamente en metros a decenas de metros. No obstante, si tienen dimensiones superiores, cientos de metros a kilómetros, es necesario construir un mapa para ponerlos en evidencia. Sobre una base topográfica a escala adecuada, o un bosquejo del terreno en cuestión, se representan las mediciones de rumbo e inclinación de la estratificación en varios afloramientos, lo que permite interpretar la existencia de anticlinales y sinclinales.

En el ejemplo de la Figura 5.15, se ha delimitado la extensión de siete cuerpos de roca sedimentaria, de algunos cientos de metros de espesor cada uno, distintos en composición, granulometría y color, aunque concordantes entre sí, denotando pertenecer a un mismo ciclo sedimentario. Los rumbos medidos tienen poca variación entre sí, aproximadamente Noreste-Suroeste. Contrariamente, hay sustanciales diferencias en la inclinación de los estratos, tanto en los valores angulares como en la dirección en la que inclinan. En el sector Noroeste la inclinación es hacia el Sudeste y disminuye progresivamente de 45° a 32° y alcanza posición horizontal. En el sector Sudeste la inclinación de las capas sedimentarias es opuesta, hacia el Noroeste y también se comprueba la disminución en los valores angulares, desde 47° hasta alcanzar posición horizontal. Por otra parte, en el recorrido de Noroeste a Sudeste o viceversa, el geólogo observa la semejanza entre los tres niveles sedimentarios expuestos en los sectores Noroeste y Sudeste, interpretando una repetición. El relevamiento permite interpretar una estructura de pliegue sinclinal, con eje en el centro del terreno y la repetición de estratos por plegamiento.

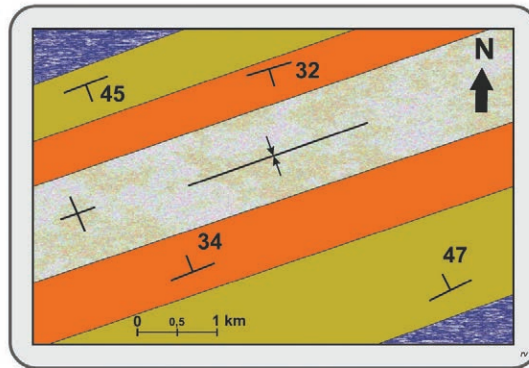


Figura 5.15. Mapa de un sinclinal. Puede apreciarse el cambio en el sentido de la inclinación de estratos y en los valores angulares, hasta la horizontalidad de estratos en el eje de la estructura. El eje se representa mediante una línea y las dos flechas que se encuentran en el mismo indican que se trata de un sinclinal. También es evidente la repetición de estratos, que tienen continuidad en subsuelo.

En planta (mapa), un rasgo distintivo de los pliegues buzantes son las terminaciones en forma de **nariz estructural**. La nariz de un pliegue buzante señala el sentido del buzamiento. Determinar si se trata de un anticlinal o un sinclinal, requiere conocer el orden de antigüedad de los estratos involucrados. Es un anticlinal si los estratos más antiguos se disponen en el núcleo de la estructura, caso en el que la nariz apunta en el sentido del buzamiento del pliegue (Fig. 5.16 A). Es un sinclinal si el núcleo es ocupado por los estratos más jóvenes y la nariz va en contra del sentido del buzamiento (Fig. 5.16 B).

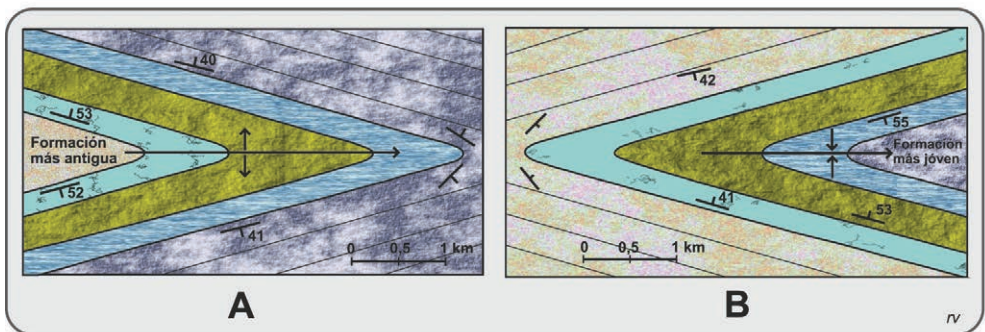


Figura 5.16. Mapa de pliegues buzantes. A: Anticlinal; B: Sinclinal. Observar los símbolos; el eje es una línea con indicación del sentido del buzamiento; las flechas en sentidos opuestos indican a un anticlinal y las flechas que se encuentran en el eje a un sinclinal. Modificado de Billings, 1963.

En los sistemas plegados los pliegues se extienden por decenas de kilómetros. En los mismos es posible comprobar la existencia de pliegues anticlinal/sinclinal doblemente buzantes. En ellos el seguimiento en la dirección del eje muestra la terminación de la estructura en ambos extremos, mediante sendas narices (Fig. 5.17 A). Casos particulares, por tener relación largo/ancho entre 1 y 2 son denominados **braquianticlinales** y **braquisinclinales** (Fig. 5.17 B) y si la relación es próxima a 1 son **domos** y **cubetas** (Fig. 5.17 C).

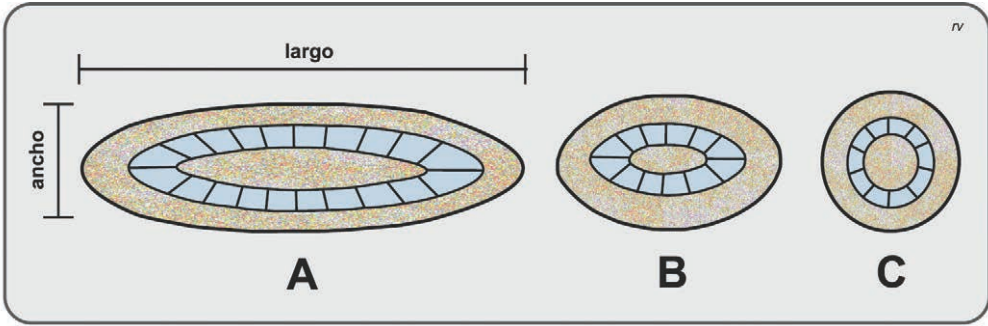


Figura 5.17. A: anticlinal/sinclinal doblemente buzante; B: braquianticlinal/braquisinclinal; C: domo/cubeta. En los tres casos se trata de un anticlinal si las rocas más antiguas se ubican en el núcleo de la estructura y de un sinclinal si lo hacen las rocas más jóvenes. Modificado de Aubouin et al., 1980.

Los **mecanismos** para la formación de plegues son esencialmente, A) deslizamiento entre estratos, B) flujo de materia por granulación-recristalización y C) cizallamiento.

El primer mecanismo se denomina **flexodeslizamiento**. Es frecuente en sucesiones estratificadas ubicadas en niveles superiores de la corteza, en medio frágil. El movimiento que posibilita el plegamiento se produce esencialmente en las discontinuidades que constituyen los planos de estratificación. Se aprecia que los estratos plegados mantienen constante su espesor (plegues isópacos) y que la figura de la sección transversal varía con la profundidad (Fig. 5.18).

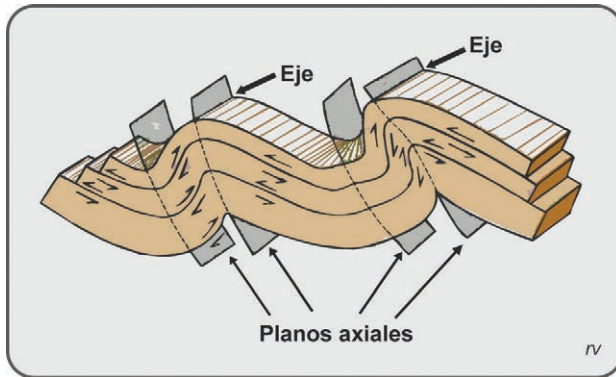


Figura 5.18. Plegues flexodeslizantes. Es notorio que los planos de estratificación son superficies activas, que facilitan el deslizamiento entre estratos. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

El segundo de los mecanismos de plegamiento genera los **plegues pasivos o de flujo**. Los materiales sometidos a plegamiento están en niveles medios/profundos de la corteza y tienen comportamiento dúctil. Si se trata de una sucesión estratificada, los distintos estratos tienen la misma viscosidad y las superficies de estratificación no tienen significado mecánico. En sección transversal se aprecia que hay adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas (plegues anisópacos) y que se mantiene la forma en profundidad (Fig. 5.19).

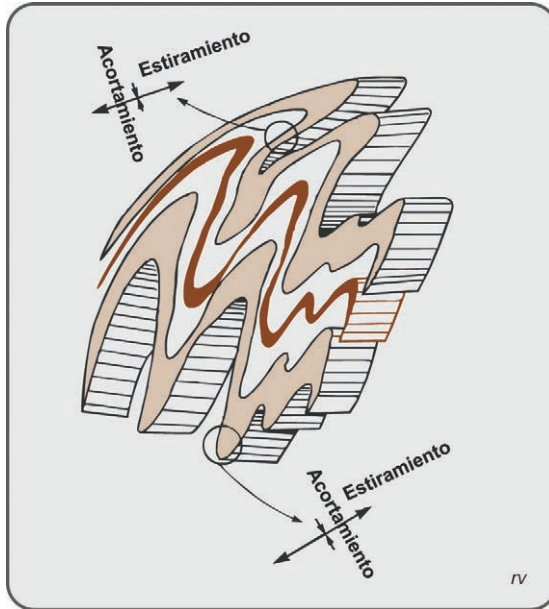


Figura 5.19. Pliegues de flujo. Se destaca el acortamiento y estiramiento, con engrosamiento de charnelas y adelgazamiento de los flancos de pliegues. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Los **pliegues por cizalla** requieren de un medio cortical frágil (corteza superior), en el que se producen múltiples fracturas, paralelas y poco espaciadas entre sí, que sufren pequeños desplazamientos sin que se interrumpa la continuidad de los estratos (Fig. 5.20).

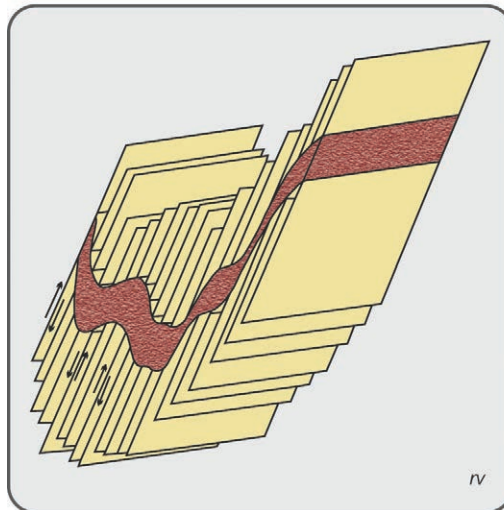


Figura 5.20. Pliegues de cizalla.

El plegamiento flexodeslizante a menudo está limitado a unos pocos kilómetros de profundidad, porque se producen **despegues**, que desacoplan el espesor plegado respecto de un sustrato o basamento no deformado en ésta oportunidad. El **nivel de despegue** está constituido por rocas incompetentes, generalmente pelitas o evaporitas. Es frecuente en las fajas plegadas y corridas del retroarco de un orógeno (Fig. 5.21).

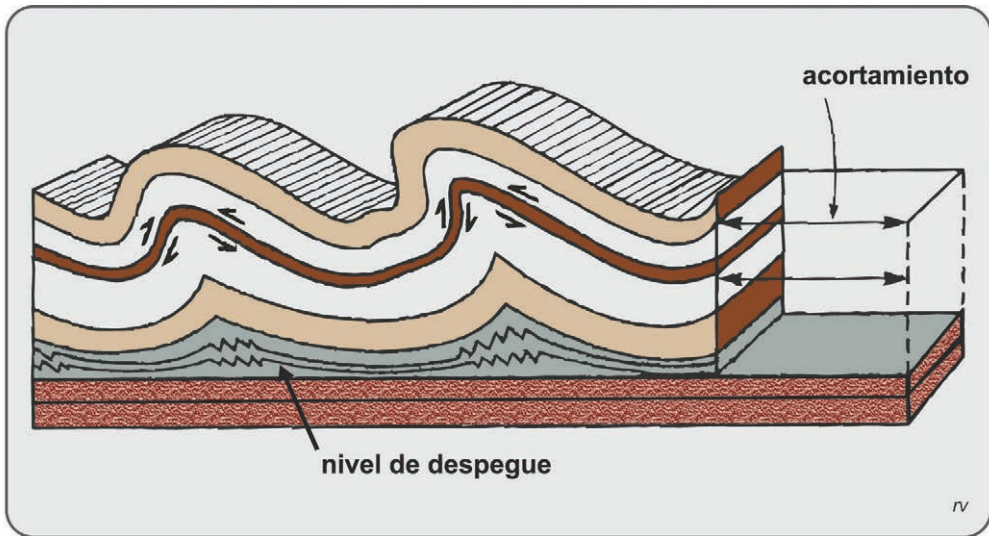


Figura 5.21. Despegue de un paquete de sedimentitas plegadas, respecto a un sustrato no deformado. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Diaclasas

Son planos de ruptura que dividen el cuerpo de roca, sin que se verifique en dichos planos movimiento entre las partes resultantes. Puede ocurrir movimiento perpendicular a los planos de diaclasa, no muy grande, en cuyo caso se denominan **diaclasas abiertas**.

Es una característica que no se presentan aisladas, sino que sean numerosas, con un espacio entre ellas de milímetros a centímetros, constituyendo **juegos de diaclasas**.

A menudo en un cuerpo de roca hay dos o más orientaciones preferidas (juegos), constituyendo un **sistema de diaclasas**.

La clasificación de diaclasas puede ser geométrica o genética. La clasificación geométrica hace referencia a la disposición de los planos de diaclasas respecto a otros planos estructurales, ejemplo estratificación. Son **diaclasas de rumbo** aquellas cuyo rumbo es paralelo al rumbo de los planos de estratificación. Son **diaclasas de inclinación** las que tienen rumbo paralelo a la dirección de inclinación de estratificación (Fig. 5.22). Son **diaclasas oblicuas o diagonales** aquellas cuyo rumbo no coincide ni con el rumbo ni con la inclinación de estratificación.

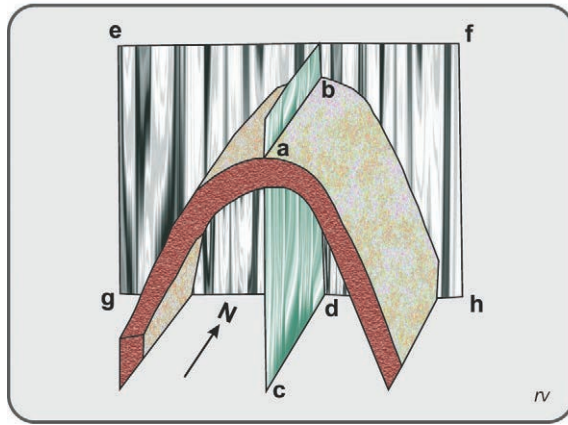


Figura 5.22. Diaclasas de rumbo (abcd) y de inclinación (efgh). Modificado de Billings, 1963.

La clasificación genética requiere de un relevamiento integral de estructuras, que eventualmente permite interpretar cada juego como respuesta a un determinado esfuerzo, ejemplo **diaclasas de tensión**, o **diaclasas de cizalla**.

En sucesiones plegadas son comunes diaclasas de tensión verticales, un juego perpendicular al rumbo de los ejes y otro juego paralelo a los planos axiales (Fig. 5.22). Las diaclasas de cizalla asociadas a pliegues forman **sistemas conjugados**, consistentes en dos juegos que se intersectan con ángulos de aproximadamente 60° . En el caso de esfuerzos compresivos de dirección Este-Oeste (σ_1), los pliegues son de ejes Norte-Sur y hay dos posibles soluciones ante la acción de las fuerzas actuantes, de acuerdo con la dirección de alivio que se produzca (σ_3). Si el esfuerzo principal mínimo (σ_3) fue Norte-Sur se desarrolla el sistema de diaclasas verticales de rumbos NO-SE y NE-SO (Fig. 5.23A). La otra posibilidad es que (σ_3) se disponga en dirección vertical, con desarrollo del sistema de diaclasas de rumbo Norte e inclinaciones de 45° al Este y Oeste (Fig. 5.23 B).

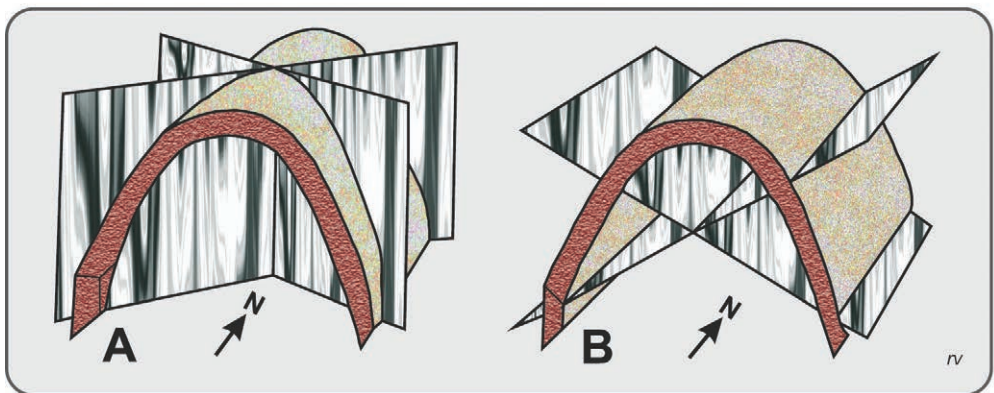


Figura 5.23. Sistemas conjugados de diaclasas de cizalla asociados a pliegues. Modificado de Billings, 1963.

Fallas

Se denomina **falla** a la ruptura de un cuerpo de roca por un plano, denominado **plano de falla**, con desplazamiento de las dos partes resultantes.

Hay tres tipos principales: a) fallas normales o directas, b) fallas inversas y c) fallas de rumbo.

Las **fallas normales o directas** se producen cuando el esfuerzo principal máximo (σ_1) es vertical y los esfuerzos principales menor (σ_3) e intermedio (σ_2) se disponen en un plano horizontal. En la dirección de σ_3 se produce tensión y la ruptura ocurre en un plano que forma un ángulo de aproximadamente 60° con la horizontal y contiene a σ_2 . El bloque que queda por encima del plano de falla (**bloque colgante o techo**) desciende respecto al que queda por abajo (**bloque yacente o piso**) causando un **alargamiento** del terreno (Fig. 5.24 A).

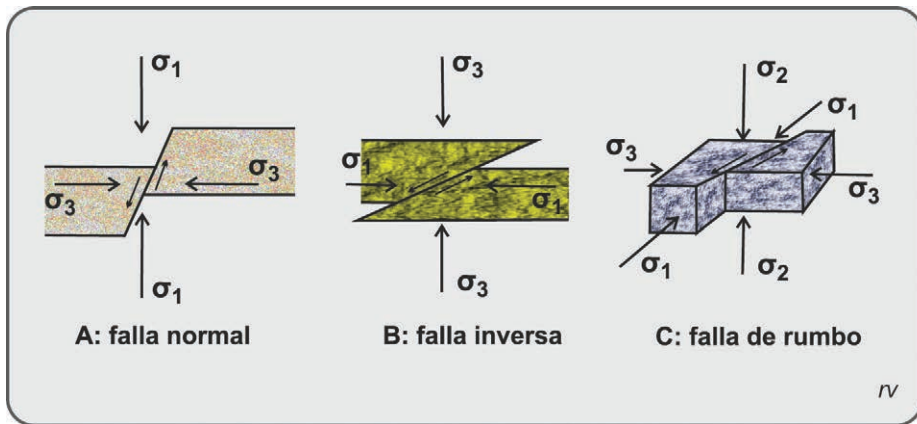


Figura 5.24. Tipo de fallas.

En las **fallas inversas** σ_1 es horizontal y σ_3 vertical. El plano de falla forma un ángulo de aproximadamente 30° con la horizontal y contiene a σ_2 . El bloque colgante (techo) asciende respecto al bloque yacente (piso), resultando un **acortamiento** del terreno (Fig. 5.24 B).

En las **fallas de rumbo**, σ_1 y σ_3 se disponen en un plano horizontal y σ_2 es vertical. El plano de falla resultante es aproximadamente vertical (Fig. 5.24 C).

La cantidad de movimiento en el plano de falla se denomina **rechazo** y se mide según el desplazamiento que han tenido puntos inicialmente enfrentados a ambos lados del plano de falla.

El rechazo puede producirse únicamente en la dirección de la inclinación del plano de falla (Fig. 5.25 A y 5.25 B), o del rumbo de la misma (Fig. 5.25 C), aunque el caso general y frecuente es el de fallas con rechazo tanto en la dirección del rumbo como de la inclinación del plano de falla, llamado **rechazo neto** (Figs. 5.25 D y E).

El rechazo neto de una falla directa (ab), puede descomponerse en un **rechazo de rumbo** (ac) y un **rechazo de inclinación** (cb; Fig. 5.25 D). Igualmente, en una falla inversa se puede calcular un rechazo de rumbo (cb) y un rechazo de inclinación (ac; Fig. 5.25 E).

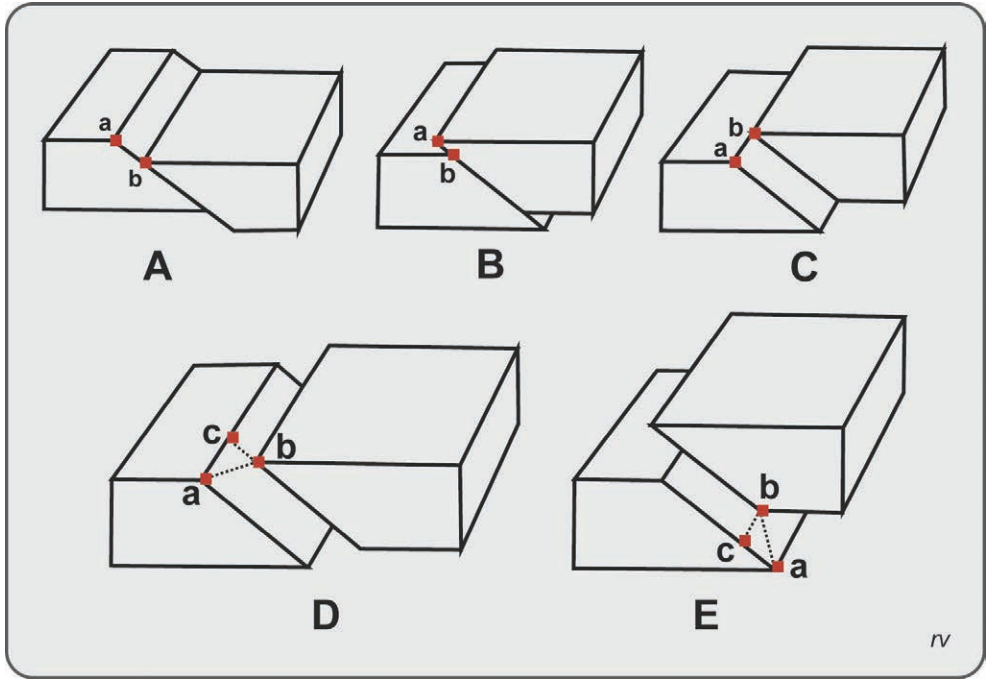


Figura 5.25. Rechazos producidos en fallas. Modificado de Billings, 1963.

Los accidentes de gran magnitud que produce el fallamiento directo, consisten en **fosas o grabenes**, que son delimitados a uno y otro lado por franjas de terreno no descendido, denominados **pilares o horsts** (Fig. 5.26).

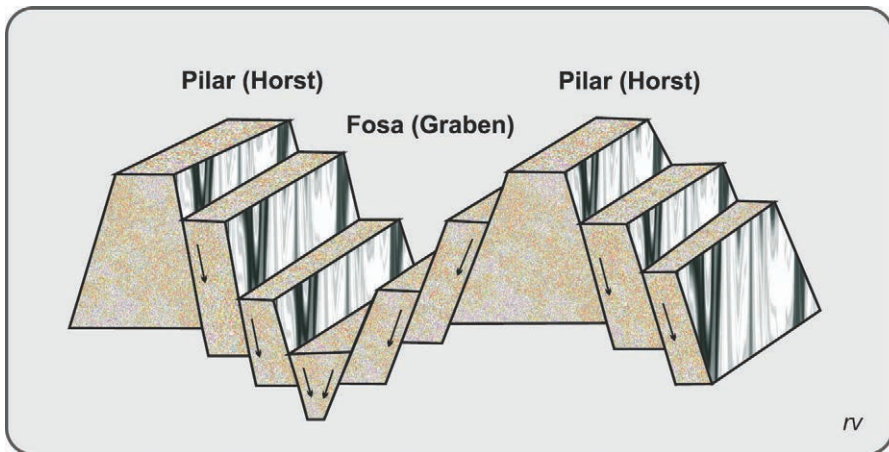


Figura 5.26. Bosquejo de estructuras de tectónica distensiva, consistentes en alternancia de Pilares y Fosas. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En fallas inversas, el acortamiento puede quedar resuelto sin desarraigo de la lámina de corteza superior, como en los **cabalgamientos**. La cantidad de movimiento producido en una superficie de despegue no es suficiente para interrumpir totalmente la relación entre las partes desplazadas. En estos casos el seguimiento en el rumbo de la falla permite comprobar una terminación o **raíz** de la estructura (Fig. 5.27).

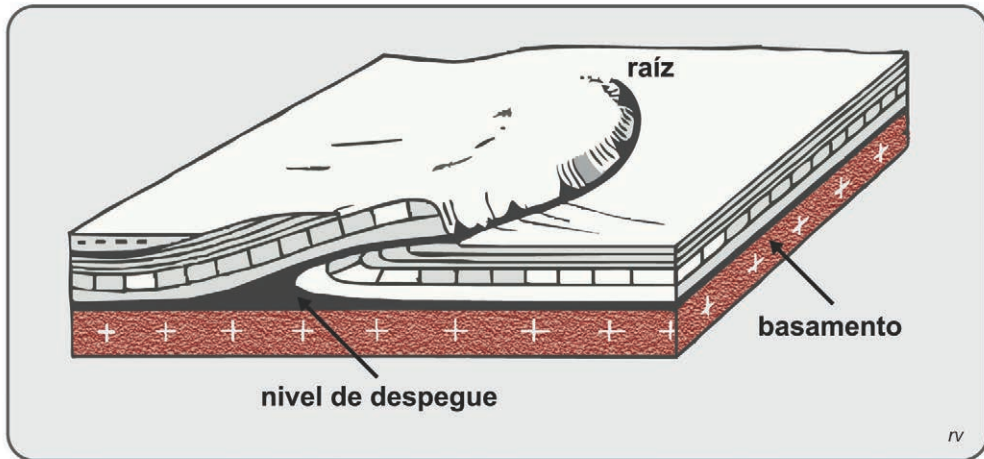


Figura 5.27. Falla inversa o cabalgamiento, sin desarraigo de la lámina superior. Modificado de Aubouin et al., 1980.

Otros acortamientos, llamados **corrimientos**, afectan prácticamente a todo el espesor de la corteza, con desarraigo y transporte de la lámina superior por decenas a centenas de kilómetros. En estos casos se distingue un **autóctono** y un **alóctono** y la ulterior erosión provoca **ventanas** y **klippes** (Fig. 5.28).

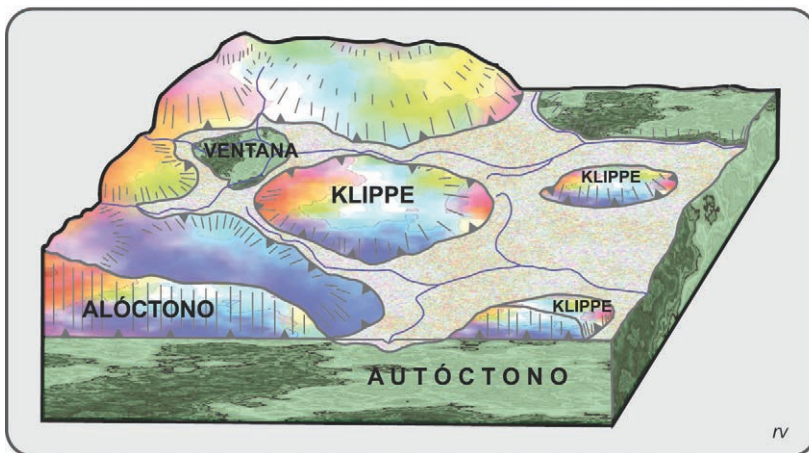


Figura 5.28. Bosquejo de un corrimiento, ventana tectónica y klippe. Modificado de Aubouin et al., 1980. Un ejemplo concreto proviene del flanco occidental de la sierra Pie de Palo, en San Juan.

Las estructuras descritas son posibles en cualquier parte de la litosfera, aunque el desarrollo de uno u otro tipo es característico de los distintos **ambientes tectónicos** en el marco de la Tectónica Global.

En territorio de las amplias **plataformas continentales** sometidas a tensión, predomina fallamiento directo, con el desarrollo de fosas (graben) y pilares (horst) alternantes. Son estructuras de primera magnitud, que cortan todo el espesor de la corteza, lo que facilita el ascenso de lavas de composición basáltica procedentes del manto subyacente. Un ejemplo en la provincia de Buenos Aires y Plataforma Continental adyacente es la Fosa del Salado, limitada por los Pilares de Martín García y de Tandil, por el NE y SO respectivamente. El estado extensivo de la corteza en el proceso de fragmentación del Supercontinente Gondwana, determinó la instalación de fosas, entre ellas las del Salado y Colorado, que recibieron un relleno sedimentario del orden de 7.000 m, con participación de basaltos según se ha comprobado en perforaciones (Fig. 5.29).

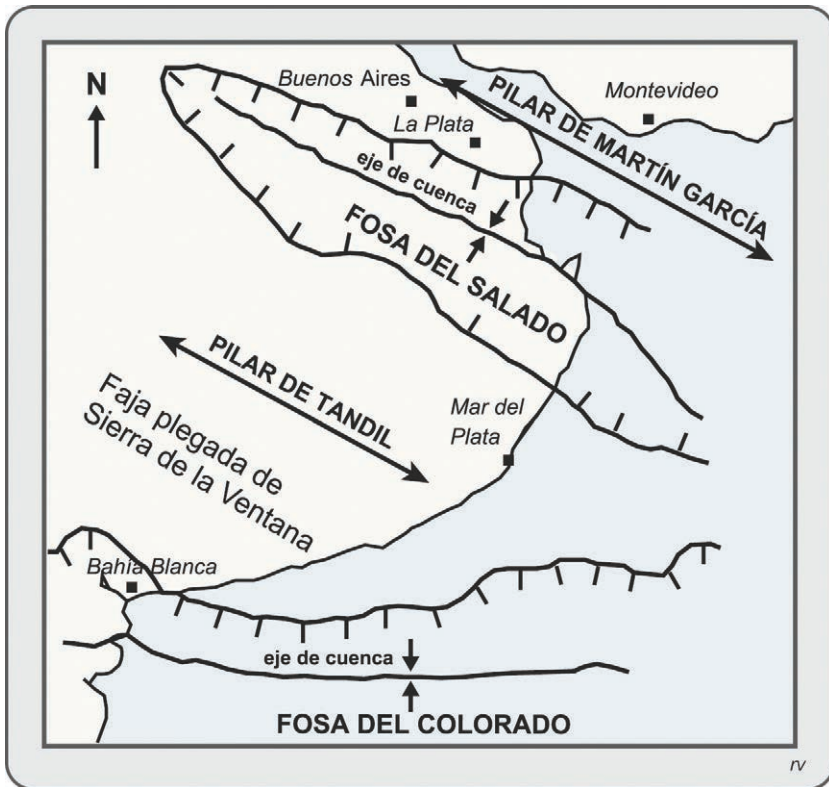


Figura 5.29. Sistema bonaerense de pilares (Martín García y Tandil) y fosas (Salado y Colorado). La Fosa del Colorado cierra en el Noreste Patagónico.

Los actuales sistemas extensivos de gran escala son los **valles rift**, de los cuales el de mayor magnitud es el sistema del oriente africano (Fig. 5.30). Una rama septentrional o Fosa del Jordán incluye al Mar Muerto; hacia el Sur es parte del sistema la Fosa del Mar Rojo, invadida por aguas marinas. En

territorio africano, el trazo zigzagante de las fosas define las ramas occidental, oriental y meridional, en las que se asientan los lagos Rodolfo, Alberto, Kivu y otros, que tienen fondos a cotas de hasta 700 m bajo el nivel del mar. El volcanismo a lo largo de los rift es un rasgo notable y los aparatos volcánicos dan las mayores alturas del continente, culminante en el Monte Kilimanjaro (6.010 m.s.n.m.).

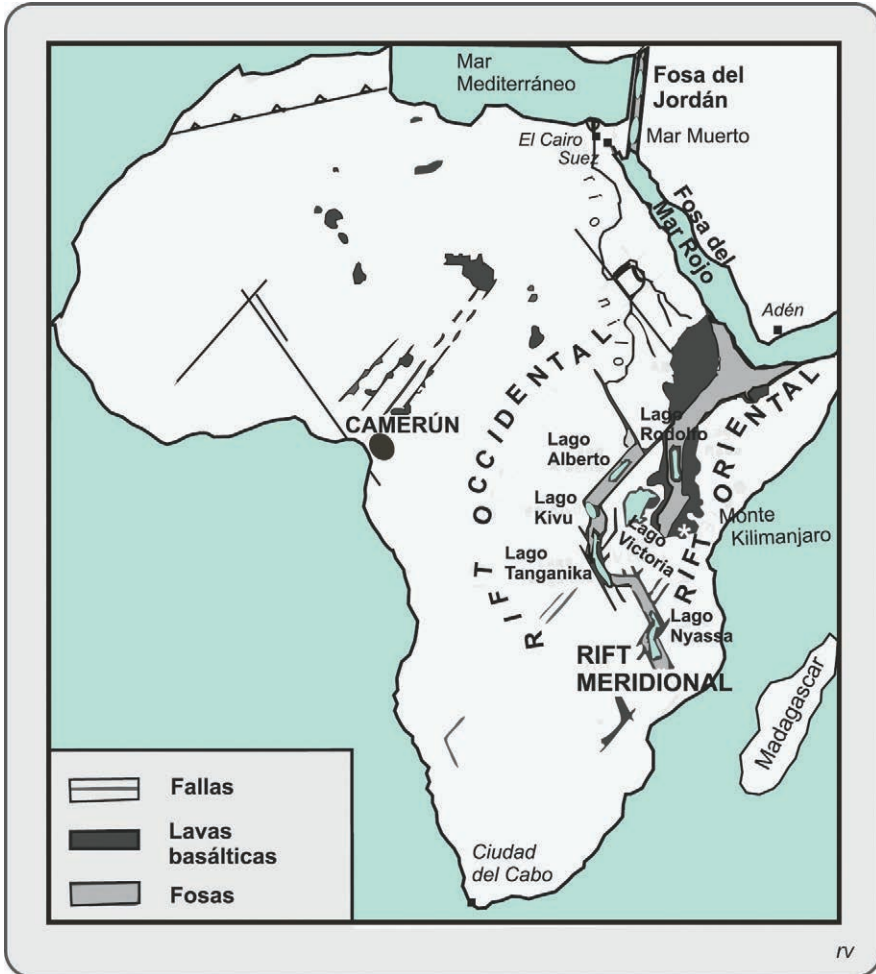


Figura 5.30. Sistema de Valles Rift del oriente africano. Modificado de Aubouin et al., 1980.

En el marco de **colisiones continentales**, sometidas a empuje y acortamiento, se desarrollan complejos sistemas de fallas. El ejemplo clásico es el cuadro colisional de India con Asia. En el frente de colisión se producen importantes **corrimientos y cabalgamientos**, que elevan los Montes Himalaya. Hacia el interior asiático, en el altiplano del Tibet, tiene asiento un importante mosaico de **fallas de rumbo**, en un estilo denominado tectónica de escape. Finalmente se pasa al campo de fallas directas de China, caracterizado por estrechas fosas y mesetas basálticas (Fig. 5.31).

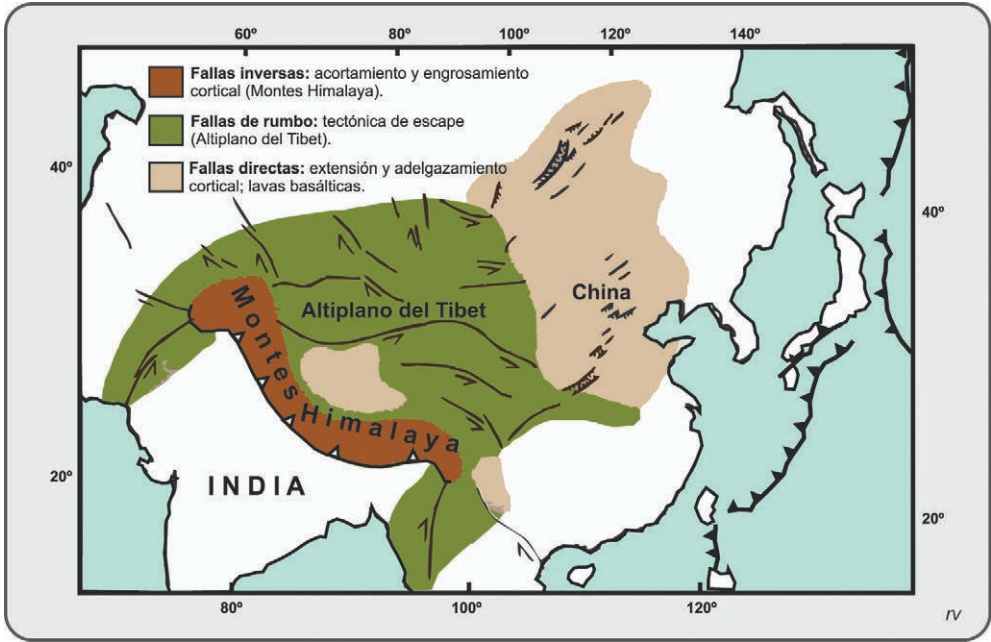


Figura 5.31. Campo de fallas de rumbo producidas por el empuje de India contra Asia. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En áreas orogénicas asociadas a subducción, como la del Oeste sudamericano (Andes), hay predominio de acortamiento cortical por plegamiento y fallamiento inverso y una de las asociaciones características en el retroarco recibe el nombre de faja plegada y corrida (Fig. 5.32).

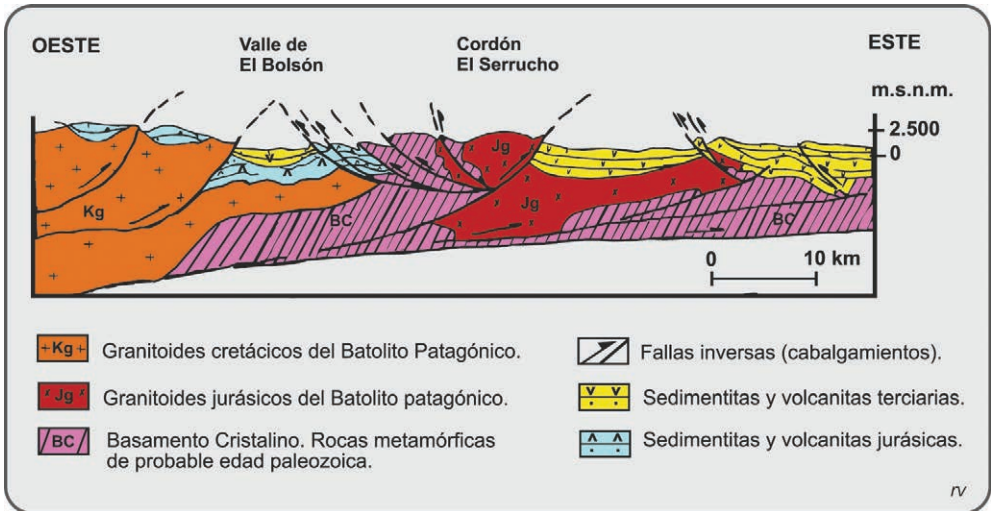


Figura 5.32. Fallamiento inverso en los Andes del sur de Río Negro. Modificado de Giacosa y Márquez, 1999.

Ejemplo de grandes **fallas de rumbo** lo tenemos en el arco de Scotia, un complejo sistema geodinámico que realiza la vinculación entre las placas Sudamérica y Antártida. Incluye dos grandes fallas de rumbo, las ramas Norte y Sur del arco, con cierre oriental en la línea de subducción de la cadena de islas Sandwich. Otro elemento notorio del sistema es el remanente de la Placa Phoenix, entre las Zonas de Fractura Shackleton y Hero, una placa tectónica oceánica del Pacífico que fue migrando al Sur durante el proceso de consumición por subducción debajo de Sudamérica. La magnitud del rechazo se aprecia en el desplazamiento sufrido por las Islas Georgias del Sur, inicialmente próximas a Tierra del Fuego y ahora 1.500 km al Este (Fig. 5.33).

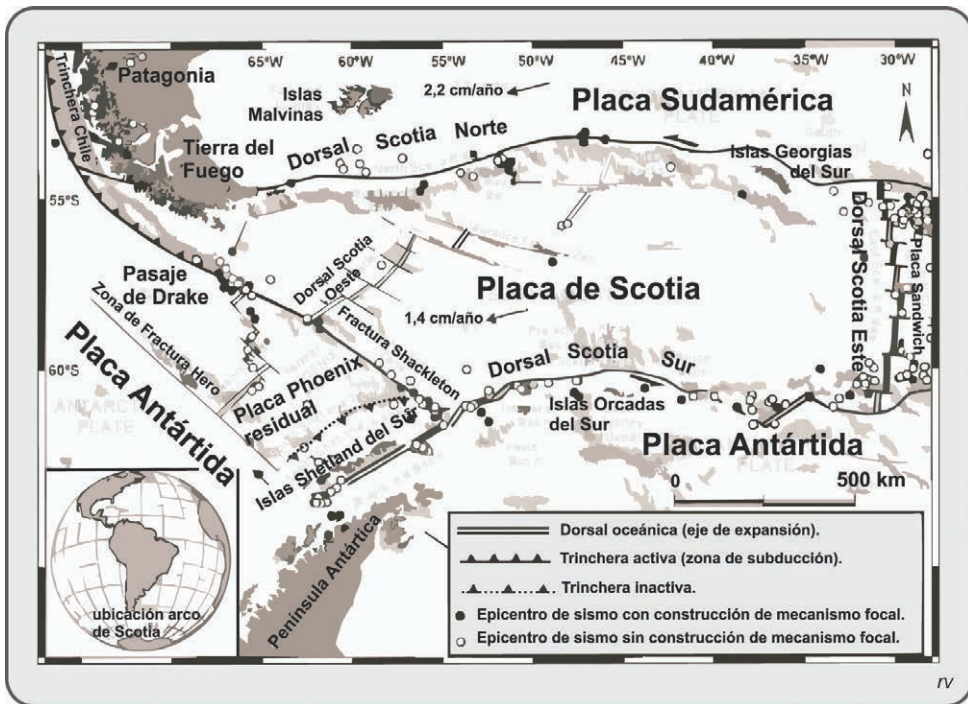


Figura 5.33. Bosquejo geodinámico del arco de Scotia. Modificado de Giner-Robles et al., 2003.

Capítulo 6

Estratigrafía

El nombre de la disciplina proviene de **estrato** (capa), la unidad de disposición de las rocas sedimentarias. Esencialmente estudia las relaciones originales entre los diferentes estratos de las sucesiones sedimentarias, según las direcciones vertical y lateral.

En el **plano vertical**, una sucesión de estratos es función del tiempo y permite una **cronología relativa**. Constituye la estratigrafía propiamente dicha.

En el **plano lateral**, las rocas sufren cambios en función del paleoambiente de sedimentación, dando lugar a diversas **facies sedimentaria**, que permiten la reconstrucción de **paleogeografías**. En efecto, para un determinado tiempo geológico el reconocimiento de facies continentales, mixtas marino-continentales y marinas, permite determinar las áreas ocupadas por continentes y océanos y tanto en unos como en otros, los subambientes desarrollados. En los continentes facies fluviales, lacustres, desérticas, etc.; en los océanos facies litorales, plataformales, de talud, de fondos oceánicos, etc.

Estratigrafía y Paleogeografía son indisolubles y si bien su práctica está restringida a rocas sedimentarias, permiten situar en tiempo y espacio a otros eventos geológicos, a saber, paleontológicos: cambio de faunas y floras; petrológicos: ocurrencia de volcanismo, plutonismo, metamorfismo; tectónicos: deformación de las rocas y formación de cadenas de montaña; morfológicos: creación de formas de erosión y de acumulación. En fin, permiten realizar un seguimiento de la historia de la Tierra, constituyendo el corazón de la Geología Histórica.

El ordenamiento de las rocas de la litosfera por su antigüedad comenzó tempranamente en la práctica de la geología, con el enunciado y uso de simples **leyes o principios**.

Las observaciones de Nicholas Steno (1669) en el Norte de Italia, le permitieron establecer el **Principio de Superposición**. El mismo dice que en una sucesión estratificada no deformada, un estrato dado es más joven que su yacente y más antiguo que el que se le sobrepone (Fig. 6.1).

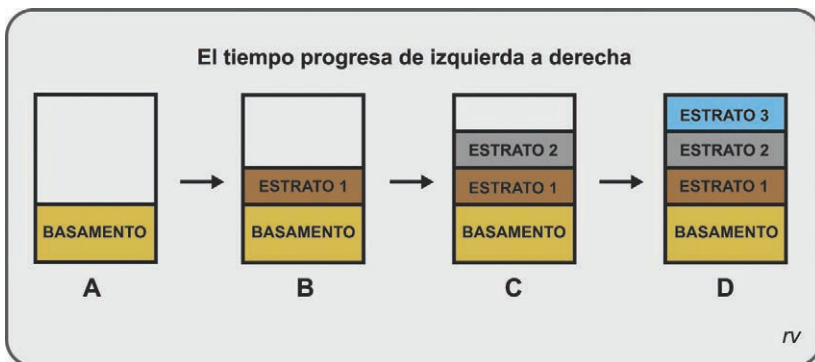


Figura 6.1. Principio de superposición. El estrato 2 es más joven que el Estrato 1, pero más antiguo que el estrato 3.

Hacia fines del siglo XVIII el aporte de James Hutton en Escocia, agregó los **Principios de Relaciones de Corte** y de **Inclusión**. El primero permite relacionar cuerpos de rocas ígneas con su encajonante, al establecer que si un cuerpo de roca corta a otro es más joven que el cuerpo cortado. En el ejemplo (Fig. 6.2), una sucesión de estratos guarda el orden de superposición, siendo el tercero el más joven. El intrusivo granítico (stock), corta a los estratos y por lo tanto es más joven que ellos. El intrusivo diqueforme corta tanto a los estratos como al plutón granítico, por lo que se infiere es el cuerpo de menor edad. Cabe agregar que los intrusivos dejan además, como elemento de observación cronológica, los efectos de metamorfismo térmico en las rocas del encajonante.

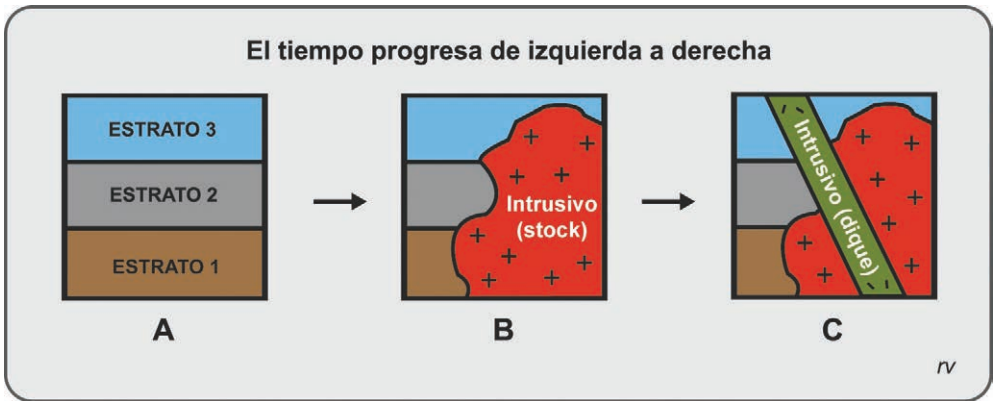


Figura 6.2. Principio de relaciones de corte.

El Principio de Inclusión alude a la mayor antigüedad de un cuerpo de roca que aporta fragmentos que se incorporan en un cuerpo de roca en formación (Fig. 6.3).

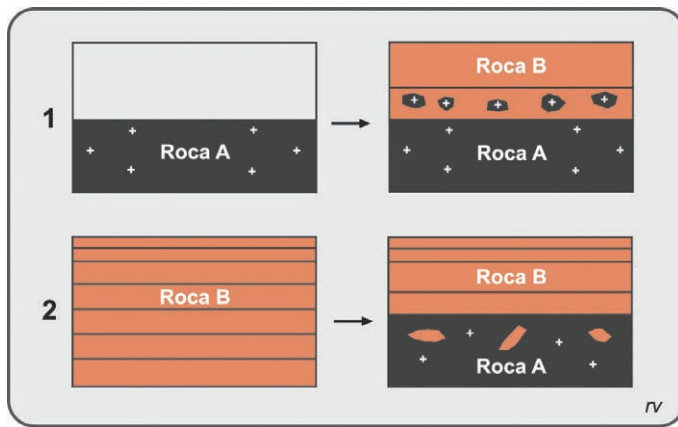


Figura 6.3. Principio de inclusión. A es una roca granítica; B es una roca sedimentaria. En el ejemplo 1 (arriba), la roca A es la más antigua, porque aporta fragmentos durante la formación de la roca B. En el ejemplo 2 (abajo), la roca B es la más antigua y entrega fragmentos a la roca A.

Finalmente el **Principio de la Sucesión de Faunas** surgió en Inglaterra, por las observaciones de William Smith (1769-1839), en las obras de construcción de canales que atraviesan sucesiones sedimentarias. Smith demostró que hay cambios en las formas de vida fósil presentes en la sucesión de estratos de Gran Bretaña, los que ocurren en un orden vertical definido e invariable, en columnas estratigráficas de diferentes lugares y aún de diferentes litologías. Por lo tanto la edad relativa de las rocas puede ser determinada por su contenido fosilífero (Fig. 6.4).

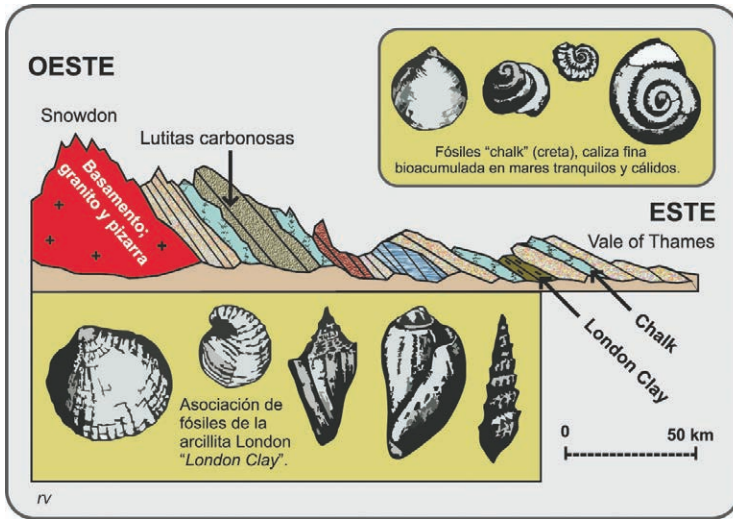


Figura 6.4. Principio de la sucesión de faunas. Sección entre Gales e Inglaterra estudiada por Smith y dos de las asociaciones de fósiles característicos que reconoció. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Concordancia y discordancia

El espesor sedimentario total depositado en las grandes cuencas, tanto continentales como marinas, llega a totalizar varios miles de metros. Dentro de los mismos, generalmente se distinguen secciones, que difieren en composición, granulometría, color, contenido fosilífero, etc. Esas secciones, pueden ser concordantes o discordantes entre sí.

La **concordancia** implica una continuidad del proceso sedimentario y los estratos resultantes en las sucesivas secciones que pueden discernirse tienen la misma disposición estructural.

La **discordancia** implica la interrupción en el proceso de sedimentación. En estos casos puede no haber ocurrido deformación tectónica en el lapso que media entre dos secciones analizadas, por lo que la disposición estructural es la misma, aunque faltando parte del registro temporal. Son denominadas **discordancias erosivas** (Fig. 6.5 A). Si por el contrario, es diferente la actitud estructural de los planos de estratificación a uno y otro lado del plano de discordancia, queda en evidencia la deformación tectónica previa a la depositación de la sección superior. Son llamadas **discordancias angulares** (Fig. 6.5 B).

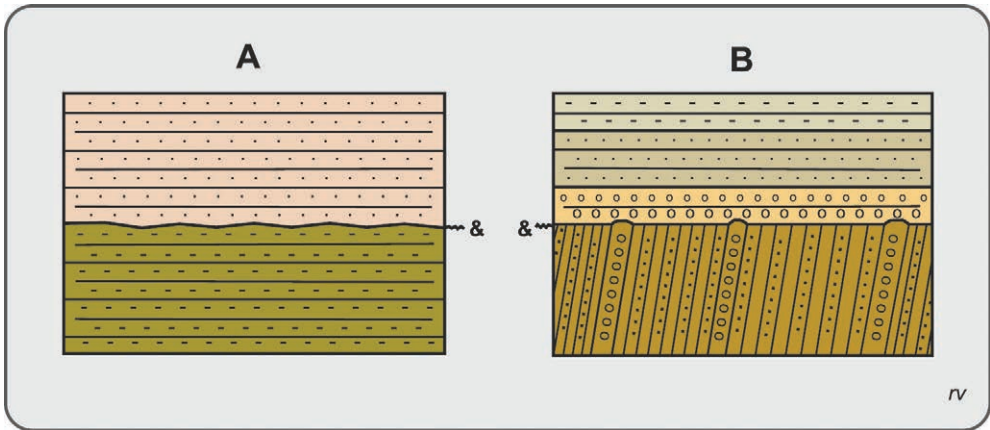


Figura 6.5. Discordancias, ilustradas en sección transversal. A. Discordancia erosiva, relacionando un paquete de pelitas y otro arenoso dispuesto por encima. B. Discordancia angular. Una sucesión donde intercalan estratos conglomerádicos y arenosos de posición próxima a la vertical, es cubierta discordantemente por una sucesión de estratos horizontales formados por conglomerados, arenas y pelitas. Obsérvese la notación utilizada para indicar la línea contenida en el plano de discordancia.

Paleontología

Las evidencias de vida en el pasado geológico, estudiadas por la Paleontología, constituyen un valioso elemento para la asignación de edad relativa a las rocas que las contienen e interpretar las condiciones del medio ambiente en que se formaron.

Esas evidencias son los **fósiles**, que consisten en **petrificaciones** de las partes duras de un individuo vegetal o animal (ej. troncos silicificados; huevos de dinosaurio; esqueletos de mamíferos), **moldes** y/o **calcos** (ej. relleno con sedimentos del interior de caracoles; impresiones de hojas de plantas en barro), o **huellas** de su actividad (ej. pisadas de aves y mamíferos en lagunas; pistas de desplazamiento de gusanos en arenas de playa).

Interesa conocer el **biocron** de una determinada especie o género, que es el tiempo desde su aparición hasta su extinción. Si ese lapso de tiempo es relativamente breve, un Sistema, Serie o Piso, es un **fósil guía** de ese tiempo. Los paleontólogos afinan aún más, trabajando con **asociaciones** de fósiles.

Correlación

Cabe agregar el Principio o Método de **Correlación Geológica**. El uso más simple del Principio se efectúa en distancias moderadas, sin salir del entorno geológico local, comparando litologías, ejemplo granometría y color de estratos de una sucesión sedimentaria. Es frecuente que se disponga de estratos o grupo de estratos que se reconocen con facilidad por su espesor, textura, color, dureza, etc., los que constituyen **niveles guía** para la correlación de afloramientos aislados entre sí, o de mejor acceso y posibles de revisar por el geólogo.

Hay además ciertos procesos, como la erupción y proyección aérea de material volcánico fragmentario (cenizas), que pueden alcanzar enorme distribución, a nivel continental y aún mundial y son tiempo dependientes. Transformadas esas cenizas en rocas piroclásticas (tobas), constituyen excelentes estratos guía para la correlación entre secciones estratigráficas de diferentes lugares.

Otro ejemplo de correlación es el realizado con **varves**, que son pares de estratos o láminas estacionales, ej. verano-invierno en regiones glaciarias, o temporada seca-temporada húmeda de regiones semidesérticas.

En el caso de varves de regiones glaciarias, la depositación se produce en los lagos periféricos, a los que llegan las aguas de derretimiento de los hielos. Además de distinguirse una lámina de verano y una de invierno, los pares sucesivos difieren entre sí, sea en coloración, espesor, granometría, composición mineral, etc., según las condiciones ambientales para los sucesivos años. Eventualmente, condiciones ambientales particulares hacen que en el registro vertical se destaquen algunos varves, que constituyen niveles guía para la correlación.

En el hemisferio Norte el estudio de varves posibilitó datar el proceso de retiro de los hielos de la glaciación pleistocénica, por correlación de varves de sucesivos lagos formados en el retiro de los hielos hacia latitudes altas, en un registro de varios miles de años (Fig. 6.6 A).

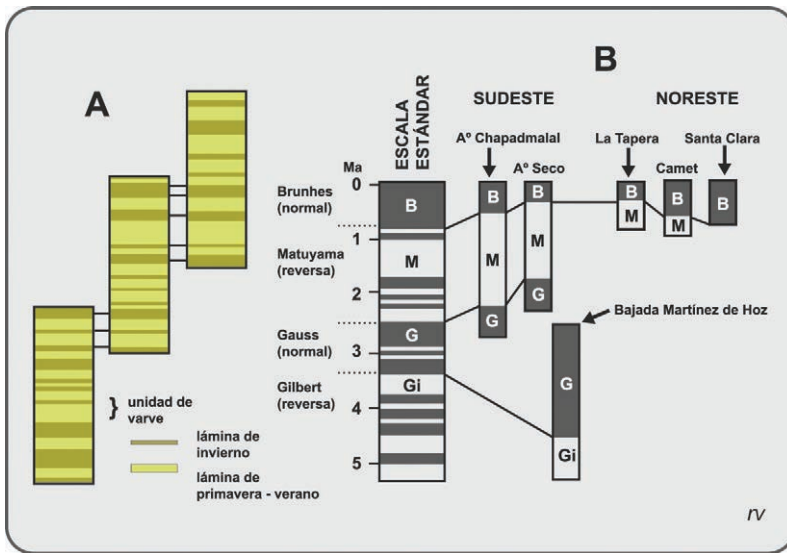


Figura 6.6. A: Correlación por varves. B: Correlación por paleomagnetismo; Épocas de Magnetopolaridad, B: Brunhes (Normal), M: Matuyama (Reversa), G: Gauss (Normal) y Gi: Gilbert (Reversa); modificado de Bidegain et al., 2005.

También se hace correlación por **paleomagnetismo**, a menudo en espesas y monótonas sucesiones sedimentarias continentales, carentes o con escaso contenido fosilífero. El estudio del magnetismo remanente en rocas, revela que en secciones verticales hay intervalos de **polaridad normal** (la vigente actualmente), alternantes con otros de **polaridad reversa** (opuesta a la actual). Además de la correlación entre diferentes perfiles, el método conduce a la confección

de una columna integrada representativa de una cuenca sedimentaria. A mayor escala, los especialistas han construido una Escala Estándar de Magnetopolaridad, que cubre los últimos 250 Ma de la historia de la Tierra (Mesozoico y Cenozoico). Mediante el contraste con la Escala Estándar, se puede valorar la antigüedad de las rocas, en particular de las rocas de una sucesión sedimentaria. Un ejemplo de aplicación en sedimentos cenozoicos de la costa bonaerense entre Santa Clara del Mar y Chapadmalal, determina que los mismos se han depositado en los últimos 5 Ma (Neógeno Tardío y Cuaternario) y permite la asignación de edades y correlación entre las diferentes localidades (Fig. 6.6 B). Otras sedimentitas en la que se ha utilizado el paleomagnetismo como herramienta cronológica y de correlación, son las que integran las espesas sucesiones continentales andinas del tiempo Terciario. Alcanzan espesores de varios miles de metros y tienen profuso desarrollo en el Noroeste y Cuyo, con característicos colores castaños y rojizos, como las estudiadas en Salta por Reynolds et al. (2001) y en Mendoza por Irigoyen et al. (2000).

Tiempo geológico

Cronología relativa

El ordenamiento de los cuerpos de roca por antigüedad relativa, se denomina **cronología relativa**. La síntesis de la cronología relativa, esencialmente lograda por la aplicación de los principios descriptos, son las **Escalas Estratigráficas**.

Hay Escalas Estratigráficas locales, ejemplo para una cuenca de sedimentación. De mayor alcance es la Escala Estratigráfica que representa a una región, que puede categorizar como Zona Morfoestructural o Provincia Geológica. La síntesis puede también conducir a la construcción de la Escala Estratigráfica de un continente.

Cabe destacar que hay diferencias en las Escalas Estratigráficas de diferentes regiones de la Tierra (continentes), ya que ellas conservan rocas que representan registros distintos, sea de distintos tiempos o de iguales tiempos pero diferentes ambientes tectónicos. La correlación e integración de ellas permite arribar a una **Escala Estratigráfica Global**.

Para posibilitar el ordenamiento de los distintos niveles estratigráficos reconocidos, a cualquier escala, se establecieron jerarquías de unidades de dos naturalezas, **unidades geocronológicas** y **unidades cronoestratigráficas**. Hay una sutil diferencia entre ambas, ya que las primeras se refieren al tiempo en que se formaron determinadas rocas y las segundas a las rocas que han sido formadas en un tiempo dado. Cabe destacar que ellas se corresponden uno a uno y que frecuentemente se utilizan indebidamente.

La jerarquía de unidades geocronológicas, de mayor a menor, incluye **Eón, Era, Período, Época** y **Edad**. La unidad esencial es el Período, dos o más de los cuales pueden reunirse en una Era y ellas en un Eón. El Período se divide en Épocas y Edades.

La jerarquía de unidades cronoestratigráficas comprende **Eonothema, Erathema, Sistema, Serie** y **Piso**, siendo el Sistema la unidad esencial.

El enunciado de los Principios Geológicos favoreció el rápido desarrollo de la Estratigrafía. En orden de antigüedad creciente fueron representadas sucesiones sedimentarias consideradas **estratotipos**, a las que se les dio un nombre. A mediados del siglo XIX se contaba con una detallada Escala Estratigráfica, que en su trama fundamental se utiliza actualmente en la tarea geológica (Fig. 6.7).

ERAS	PERÍODOS	ÉPOCAS	PERÍODOS ALTERNATIVOS	TIEMPO (Ma)
CENOZOICO Phillips, 1841	CUATERNARIO Desnoyers, 1829	Holoceno Pleistoceno		2,588
	NEÓGENO Hoernes, 1853	Plioceno Mioceno	TERCIARIO Arduino, 1760	23,03
	PALEÓGENO Naumann, 1866	Oligoceno Eoceno Paleoceno		66,0
MESOZOICO Phillips, 1841	CRETÁCICO d'Halloy, 1822			145,0
	JURÁSICO von Humboldt, 1799			201,3
	TRIÁSICO von Alberti, 1834			252,17
PALEOZOICO Sedgwick, 1838	PÉRMICO Murchison, 1841			298,9
	CARBONÍFERO Conybeare y Phillips, 1822	PENNSYLVANIANO Williams, 1891		358,9
		MISSISSIPPIANO Winchell, 1870		
	DEVÓNICO Murchison y Sedgwick, 1837			419,2
	SILÚRICO Murchison, 1835			443,4
	ORDOVÍCICO Lapworth, 1879			485,4
	CÁMBRICO Sedgwick, 1835			541,0
PRECÁMBRICO				~ 4.600

Figura 6.7. Unidades geocronológicas principales, con autores y fecha de proposición. El tiempo, expresado en millones de años (valores según Tabla Cronoestratigráfica, IUGS 2013), indica el comienzo de la unidad; ejemplo: el Período Devónico comienza a -419,2 Ma y su fin lo marca el inicio del Período Carbonífero a los -358,9 Ma.

Los períodos Cámbrico, Ordovícico y Silúrico fueron creados para rocas de Gales. El primero hace referencia al nombre romano de la región y los otros dos a las tribus que habitaban el lugar. Devónico proviene del nombre de la región Sudoeste de Inglaterra. Carbonífero alude a la presencia, en Inglaterra y en esos niveles, de importantes mantos de carbón. En Norteamérica el Carbonífero se subdivide en Mississippiano y Pennsylvaniano, tomando los nombres del alto valle del río Mississippi y del Estado de Pennsylvania. Pérmico se denomina por referencia a la provincia rusa de Perm.

Los citados Períodos fueron reunidos en la Era Paleozoico, que hace referencia a formas de vida antigua. Cabe además destacar que las rocas que posibilitaron la división descrita son las de sucesiones sedimentarias fosilíferas, que eventualmente se apoyan sobre terrenos de mayor antigüedad, generalmente ígneo-metamórficos, incluidos en el Precámbrico.

El período Triásico debe su nombre a la división en tres secciones en Alemania, Jurásico toma el nombre de los montes Jura de Suiza y Cretácico alude a la presencia de creta (tiza; caliza formada por restos de microorganismos marinos y un cemento calcáreo). Estos tres períodos son reunidos en la Era Mesozoico o de la vida intermedia.

Los períodos Terciario y Cuaternario, toman nombre de su posición respecto al Primario (Paleozoico) y Secundario (Mesozoico). Posteriormente el Período Terciario fue desdoblado en Paleógeno y Neógeno. Terciario y Cuaternario son reunidos en la Era Cenozoico o era de la vida nueva.

Las escalas estratigráficas modernas son actualizadas periódicamente. Puede recurrirse a la confeccionada por la International Union of Geological Sciences (IUGS, 2013), o a la presentada por la Geological Society of America (GSA, 2009). En ellas la jerarquía de Unidades Cronoestratigráficas/Geocronológicas comprende a los Eones Arcaico, Proterozoico y Fanerozoico, los dos primeros para el tiempo Precámbrico. El Eón Fanerozoico incluye a las Eras Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, cada una con los mencionados Períodos y correspondientes subdivisiones en Épocas y Edades.

Cabe destacar que la Tabla de la Sociedad Geológica de América contiene también, para el Mesozoico y Cenozoico, una columna de Polaridades Magnéticas.

Cronología absoluta

La **cronología absoluta**, que también suele denominarse **geocronología** o **radiometría**, se encarga de precisar la cantidad de tiempo transcurrido desde la formación de una roca, es decir su antigüedad. También es capaz de establecer el lapso temporal que insumieron los eventos, por ejemplo la duración de un ciclo sedimentario, la duración de un ciclo orogénico, o el tiempo que insume el emplazamiento y cristalización de un plutón.

La **unidad de tiempo** de mayor entidad utilizada en geología es el Mega-año (Ma), equivalente a un millón de años (10^6 años).

En los estudios que involucran la parte más moderna de la Escala Estratigráfica (Cuaternario), resulta práctico el Kilo-año (Ka), que vale por 10^3 años. En la otra punta de la Escala Estratigráfica (Precámbrico), suele utilizarse el Giga-año (Ga = 10^9 años).

Las primeras tentativas de arribar a respuestas sobre la antigüedad de la Tierra condujeron a valores erróneos. A mediados del siglo XVII los estudios bíblicos la estimaban en aproximadamente 6.000 años. En los siglos XVIII y XIX los geólogos encontraron en las rocas evidencias de mayor antigüedad, pero sin poder precisar valores.

A fines del siglo XIX y comienzos del siglo XX hubo tareas de mayor elaboración. John Jolly (1899) realizó cálculos según el aporte anual de sales que hacen los ríos a los océanos y la salinidad de los mismos, llegando a una edad de 90 Ma. Actualmente sabemos que no hay océanos

antiguos (de más de aprox. 200 Ma) y que las sales de los océanos desaparecidos están en parte en las sedimentitas marinas expuestas en los continentes, las que eventualmente son recicladas y vueltas a los océanos. El método es inaplicable.

Otros resultados, de poca utilidad ya que resultaron variables entre 3 Ma y 1.500 Ma, fueron obtenidos según la relación entre acumulación sedimentaria anual y espesor total de sedimentitas presentes en el registro mundial.

Cabe mencionar también los cálculos de Lord Kelvin, que supuso una Tierra inicial fundida y una pérdida de calor anual constante, arribando a un valor entre 25 y 100 Ma. El desconocimiento del calor radioactivo fue el principal factor de error.

Está claro que si hasta mediados del siglo XX no pudo determinarse la edad de la Tierra, menos podía establecerse la edad de partes reconocidas de la Escala Estratigráfica y el tiempo que transcurrió para la formación de cada una de ellas.

La radioactividad es el fenómeno natural en que se basa la cronología absoluta. Su descubrimiento se debe a Henri Becquerel en 1896, al trabajar con sales de uranio. Siguiéron los aportes para el cabal conocimiento de la estructura atómica, según los trabajos de E.Rutherford en 1911, y el desarrollo del espectrómetro de masas por J.J.Thomson en 1914 y F.W.Aston en 1919. La idea de utilizar el fenómeno de la radioactividad para medir el tiempo geológico se debe a P.Curie en 1902. Las primeras determinaciones fueron comunicadas por Rutherford en 1906, conociendo la cantidad de Helio producida por gramo de Uranio en 1 año, con resultados de 500 Ma y hasta 1.000 Ma en distintas muestras (Allègre, 2008).

Es conocido que la materia que compone las rocas está formada por átomos, que tienen un núcleo que alberga partículas denominados protones, de masa arbitrariamente considerada unitaria y carga eléctrica positiva. El número de protones en el núcleo de un átomo (número atómico), determina la especie química o elemento al que pertenece. Además, en los núcleos hay neutrones, partículas de igual masa que los protones pero desprovistas de carga eléctrica. La suma de protones más neutrones (número másico), identifica a las diferentes especies másicas conocidas, que se denominan núclideos.

Dos núclideos de igual número atómico pero diferente número másico, son isótopos de un elemento químico:

Ejemplo 1; el elemento de número atómico 37, denominado Rubidio, está integrado por dos núclideos (72,15 % de masa 85, con 48 neutrones y 27,85% de masa 87, con 50 neutrones), de lo que resulta para el elemento un peso atómico aproximado de 85,56.

Ejemplo 2; el elemento de número atómico 38 es Estroncio y está integrado por 4 núclideos (0,56% de masa 84, con 46 neutrones; 9,86% de masa 86, con 48 neutrones; 7,0% de masa 87, con 49 neutrones; 82,58% de masa 88, con 50 neutrones), que dan al elemento un peso atómico aproximado de 87,62. Recordamos que los pesos atómicos son relativos y referidos al peso del átomo de Hidrógeno, que se integra con un solo protón y carece de neutrones.

La **geología isotópica** es la disciplina que estudia los isótopos para aportar parámetros de interés geológico. Dos propiedades se utilizan; la primera tiene que ver con **fraccionamientos** que ocurren en procesos naturales, por el diferente peso de los átomos de un mismo elemento; la segunda está ligada a la **desintegración radioactiva** de los átomos y es la base de la radiometría.

La desintegración radioactiva de un átomo es un fenómeno natural, espontáneo, que tiende a una mayor estabilidad de la materia, con liberación de energía a través de la emisión de partículas subatómicas (alfa, beta) y ondas electromagnéticas. La desintegración produce la **trasmutación** en otro nuclídeo.

Cabe ahora distinguir entre **isótopos estables** e **isótopos inestables** o radioactivos. Si volvemos a los ejemplos anteriores, el Rubidio de masa 85 es estable y el Rubidio de masa 87 es inestable, mientras que los cuatro isótopos de Estroncio son estables. Rubidio y Estroncio constituyen un par de elementos utilizados en geocronología, donde Rb^{87} es el nuclídeo Padre o Radioactivo y Sr^{87} el nuclídeo Hijo o Radiogénico. En todo mineral que contiene Rubidio, la cantidad de Rb^{87} decrece con el tiempo, mientras se incrementa la de Sr^{87} .

Desde mediados de siglo pasado son de aplicación rutinaria los métodos de datación K-Ar (Potasio-Argón), Rb-Sr (Rubidio-Estroncio) y U-Pb (Uranio-Plomo), debido a que son elementos comunes que componen los diversos minerales conocidos y a que ciertos parámetros se ajustan a los tiempos a medir.

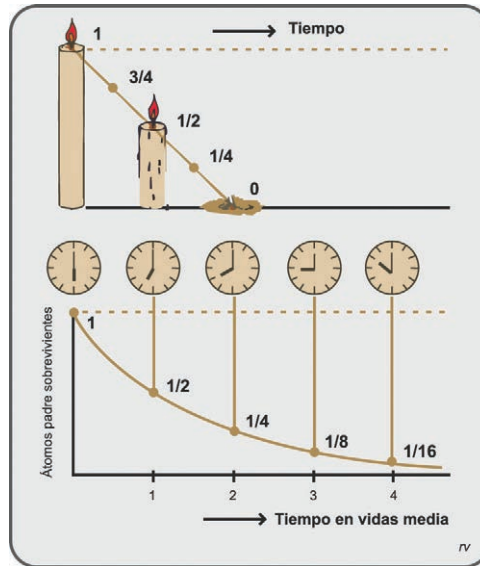


Figura 6.8. Diagrama del significado de vida media. Arriba, en un proceso lineal, la primera mitad de una vela encendida se consume en el mismo tiempo que la segunda mitad. Abajo, en el decaimiento de un nuclídeo radioactivo, una mitad de los átomos remanentes se consume en cada vida media, según una función exponencial respecto al tiempo. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Los átomos de Potasio de masa 40 (K^{40}) se desintegran por **captura electrónica**; el núcleo toma un electrón externo que se neutraliza con un protón dando lugar a un neutrón; el número atómico decrece en 1 y la masa permanece invariable, pasando a Argón de masa 40 (Ar^{40}).

Los átomos de Rubidio de masa 87 (Rb^{87}) sufren la escisión de un neutrón, emiten una partícula beta (partícula negativa similar a un electrón) y se trasmutan en Estroncio de masa 87 (Sr^{87}); el número atómico aumenta en 1 y la masa permanece invariable.

Los átomos de Uranio de masa 238 (U^{238}) emiten en varios pasos 8 partículas alfa (partículas de masa 4 y carga positiva, similares a núcleos de Helio) y se transmutan en Plomo de masa 206 (Pb^{206}). Los átomos de Uranio de masa 235 (U^{235}), emiten 7 partículas alfa y se transmutan en Plomo de masa 207 (Pb^{207}).

La desintegración radioactiva del Isótopo Padre y transmutación en un Isótopo Hijo puede utilizarse para medir el tiempo geológico, porque son procesos espontáneos que se producen regular y únicamente en función del tiempo, no influenciados por otras variables, tales como Presión, Temperatura, etc. El decaimiento es exponencial y en cada **vida media** (T), un parámetro fijo y característico de cada nuclide Padre, la cantidad de ese nuclide queda reducido a la mitad (Fig. 6.8).

La vida media del K^{40} es de $1,25 \times 10^9$ años, la del Rb^{87} $4,88 \times 10^{10}$ años, la del U^{238} $4,468 \times 10^9$ años y la del U^{235} $0,704 \times 10^9$ años.

El carácter de elemento mayoritario y amplia distribución del Potasio en las rocas (ácidas, intermedias y aún básicas), junto al moderado valor del Período (T) del K^{40} , permite la datación de rocas en prácticamente todo el registro geológico. No obstante, el estado gaseoso del Argón facilita su movilidad e impide tener edades ciertas en rocas/minerales que posteriormente a su formación han sido calentadas y/o deformadas.

El Rubidio es un elemento minoritario o traza, relativamente abundante en rocas ácidas, decrece su participación en rocas intermedias y es escaso en rocas básicas. Teniendo en cuenta que la vida media del Rb^{87} es un orden mayor que la del K^{40} , se entiende que su uso no es posible en rocas básicas y en rocas muy jóvenes (cenozoicas).

El Uranio tiene menos presencia en las rocas, aunque es apreciada la posibilidad de datar a las rocas por ambas líneas de decaimiento, la del U^{238} y la del U^{235} . Cabe destacar que en las últimas décadas los avances tecnológicos hicieron posible su aplicación en minerales accesorios comunes que contienen pequeñas cantidades de Uranio, ej. Circón, Monacita y Apatita.

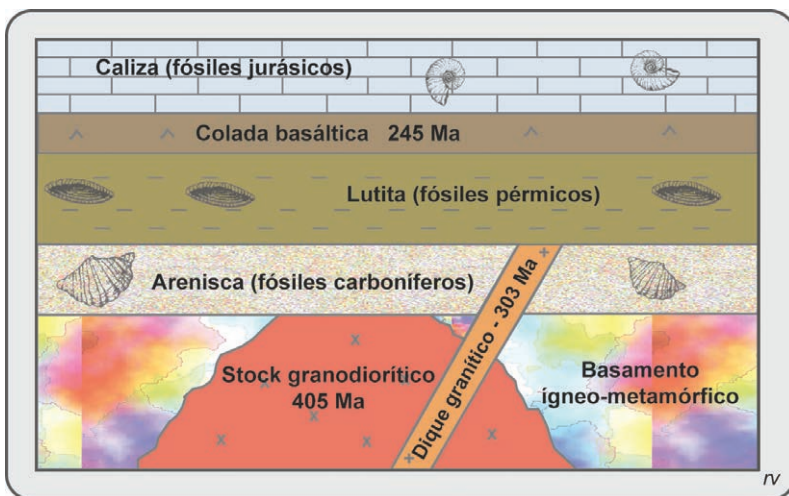


Figura 6.9. Ejemplo de aplicación conjunta de cronología relativa y absoluta.

Por último, sofisticados métodos desarrollados en los últimos años, son los que miden la desintegración de Samario y trasmutación en Neodimio (Sm-Nd) y la desintegración de Lutecio para generar Hafnio (Lu-Hf), los que se aplican intensamente en la investigación geológica.

La utilización conjunta de los Principios de la Cronología Relativa y la Radiometría permiten expresar los valores absolutos, en Ma, correspondientes a las numerosas divisiones de la Escala Estratigráfica. Así por ejemplo, con la información reseñada en un determinado afloramiento (Figura 6.9), se puede establecer, a) que las rocas ígneas y metamórficas del Basamento del lugar son más antiguas que 405 Ma (Devónico Inferior); b) que el Plutón granodiorítico se instaló hace 405 Ma; c) que la edad del paquete de areniscas se sitúa entre 405 Ma y 303 Ma y que la del paquete lutítico tiene entre 303 Ma y 245 Ma; d) que el derrame de lava ocurrió hace 245 Ma y limita la edad máxima de las calizas.

La radiometría, luego de la obtención de decenas de miles de edades en rocas de todos los continentes, ha posibilitado determinar con error aceptable el tiempo en que empiezan y finalizan los eones, eras, períodos, épocas y edades de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (IUGS, 2013). Así por ejemplo, el Eón Fanerozoico comenzó hace $541,0 \pm 1,0$ Ma, la Era Mesozoico hace $252,17 \pm 0,06$ Ma, el Período Cretácico hace 145,0 Ma y la Época Pleistoceno hace 2,588 Ma. La Tabla se perfecciona y corrige periódicamente al evaluarse nuevos datos. Hay algunos límites aún no muy precisos y cabe mencionar que se indican con unos **clavos dorados** a aquellos que corresponden a la datación segura de la base de una Sección Estándar Global.

La datación de rocas terrestres ha expandido notablemente el rango de antigüedad del planeta. En los escudos las rocas más antiguas arrojaron cifras próximas a 3.850 Ma y el análisis puntual de minerales presentes en rocas metamórficas de roca madre sedimentaria alcanza los 4.100 Ma, indicando la probable pre-existencia de rocas más viejas que los 3.850 Ma.

La edad de la Tierra y del Sistema Solar, se estima es la que se obtuvo datando rocas de meteoritos, con un valor algo menor de 4.600 Ma.

Luego de la obtención de algunas decenas de miles de edades radiométricas, cubriendo todo el planeta, se considera que no quedan rocas sobrevivientes del intervalo 4.600-4.000 Ma, denominado **Hadeano** en la Carta Estratigráfica Internacional.

Los **meteoritos** son los únicos materiales a nuestro alcance que pueden brindar información sobre las primeras etapas de la formación de la Tierra y el mismo Sistema Solar. Los meteoritos son materia atraída gravitatoriamente y caída sobre la Tierra, en un proceso que tiene vigencia desde los primeros días de vida del planeta.

Hay dos clases mayores de meteoritos (Zanda, 2004): a) **meteoritos diferenciados**, que provienen de asteroides que sufrieron, al igual que los grandes planetas, fusión y diferenciación en capas concéntricas. Son fragmentos de alguna de esas capas, rocosos (de una corteza) o metálicos (de un núcleo). b) **meteoritos primitivos**, que son parte de cuerpos que nunca sufrieron fusión luego de su temprana formación en la nebulosa solar. Son denominados **condritos**, por estar formados por pequeñas esferas, de un tamaño menor a 1 mm, llamadas **cóndrulos**. Los cóndrulos están ligados entre sí por una fina matriz, conformando una textura similar a la de una roca sedimentaria clástica. La edad isotópica de los condritos es de $4.564,7 \pm 0,6$ Ma y constituye la edad misma del sistema solar. Además, resulta interesante que hay una clase de ellos, denominados **condritos carbonosos**, en los que se ha detectado materia orgánica.

Capítulo 7

Geología Histórica

La descripción del registro de los sucesivos eventos geológicos ocurridos en la Tierra, puede hacerse siguiendo de base a techo la Escala Estratigráfica.

A grandes rasgos, hay una diferencia sustancial entre los terrenos anteriores y los posteriores al deslinde Precámbrico-Cámbrico. En efecto, los **terrenos fanerozoicos** (Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico) se destacan por la abundancia de sucesiones sedimentarias estratificadas, con su preciado contenido de fósiles. Contrariamente, los terrenos precámbricos (Arcaico y Proterozoico), se caracterizan por la gran difusión de rocas ígneas y metamórficas, en mayor parte desprovistas de fósiles. No obstante, cabe tener en cuenta que la anterior no es una regla general. Hay rocas ígneas y metamórficas de cualquier edad estratigráfica (incluyendo prácticamente todo el registro Fanerozoico) y en los **terrenos precámbricos** se conservan algunas sucesiones sedimentarias.

La relación entre ambos conjuntos, Precámbrico y Fanerozoico, suele ser la de un **Basamento Ígneo-metamórfico**, soportando en relación de discordancia angular a una **Cobertura volcano-sedimentaria**.

Precámbrico

Denominación informal de los terrenos ubicados por debajo de las rocas formadas en el Período Cámbrico.

Las rocas precámbricas ocupan los núcleos continentales, marginadas por rocas orogénicas fanerozoicas. Todos los continentes tienen su correspondiente núcleo precámbrico, como los Escudos Canadiense y Amazónico, de Norteamérica y Sudamérica, respectivamente (Fig. 7.1).

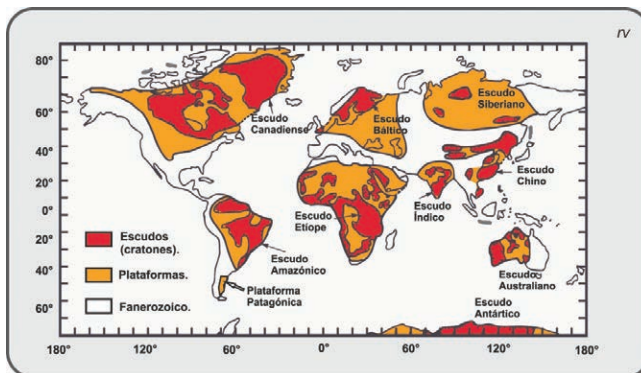


Figura 7.1. Bosquejo de la distribución de los núcleos continentales.

Las rocas de tales núcleos continentales están expuestas, a la vista en superficie, en grandes áreas denominadas **Escudos** o **Cratones**. Además, se extienden considerablemente en subsuelo, a moderada profundidad, cubiertas por sedimentitas no deformadas, constituyendo en conjunto las **Plataformas**.

Otra denominación de las rocas precámbricas, previas al Período Cámbrico, es **Azoico**, atendiendo a las características paleontológicas y en la creencia de que estuvo desprovisto de vida.

El posterior descubrimiento en esos terrenos de formas biológicas fósiles motivó un desdoblamiento. A las rocas de la parte más reciente del Precámbrico se la llama **Proterozoico** (del griego *proteros* = primero) y a la parte más antigua **Arcaico**.

La importancia temporal del Precámbrico surge cuando se contrasta con la duración del Fanerozoico, aproximadamente 540 Ma. Por lo tanto, los aproximadamente 4.600 Ma de antigüedad de la Tierra, dejan a disposición aproximadamente 4.000 Ma. Además, entre otros eventos importantes, se sitúan en el Precámbrico el origen del planeta y de la vida.

La división del tiempo Precámbrico es dificultosa, atendiendo a que casi no puede aplicarse el criterio paleontológico. Es por ello que desde los primeros intentos la distinción de unidades y su ordenamiento se han apoyado en el **criterio orogénico**, consistente en el reconocimiento de los efectos producidos por la acción de sucesivos **ciclos orogénicos**.

El estudio de los ciclos orogénicos ha sido potenciado desde mediados del siglo pasado por la radiometría. No obstante, teniendo en cuenta que los ciclos orogénicos tienen una duración de algunas centenas de millones de años, se entiende que haya un escaso número de divisiones estratigráficas.

Los ciclos orogénicos son productores de metamorfismo y magmatismo y las rocas producidas muestran estructuras de tipos y orientaciones características, lo que hace que por medio del mapeo geológico se pueda distinguir dentro de un cratón varios **dominios** o **provincias**.

Las rocas de cada dominio ocupan superficies de miles de km² y eventualmente pueden ponerse en contacto, dando oportunidad a establecer cuál dominio es más antiguo, por la deformación sobrepuesta a estructuras preexistentes y por relaciones de corte de plutones. La determinación de edades radiométricas de las rocas de los distintos dominios de un cratón permite conocer el tiempo de ocurrencia de los ciclos orogénicos.

La cronología relativa pudo tempranamente ordenar los diversos conjuntos o dominios orogénicos presentes en los Escudos Continentales, definiendo sucesivos ciclos orogénicos. Luego, la obtención de edades radiométricas en rocas de cada conjunto permitió delimitar su ubicación cronoestratigráfica.

Cabe también considerar que una característica de la geología de los cratones, es que en los Escudos de los distintos continentes hay una estratigrafía orogénica propia, que dificulta la correlación intercontinental precisa.

La división mayor da lugar a los Eones Arcaico y Proterozoico, con deslinde entre ellos a los -2.500 Ma. Es un límite más o menos universal, estimándose que probablemente coincida con un cambio drástico de mecanismos geológicos. El marco de la Tectónica Global sería aplicable estrictamente en los Eones Proterozoico y Fanerozoico, en los últimos 2.500 Ma de la historia de la Tierra.

El **Eón Arcaico** se divide en tres **Eras**, **Paleo-** **Meso** y **Neoarcaico** y no ha sido posible establecer divisiones menores de alcance intercontinental.

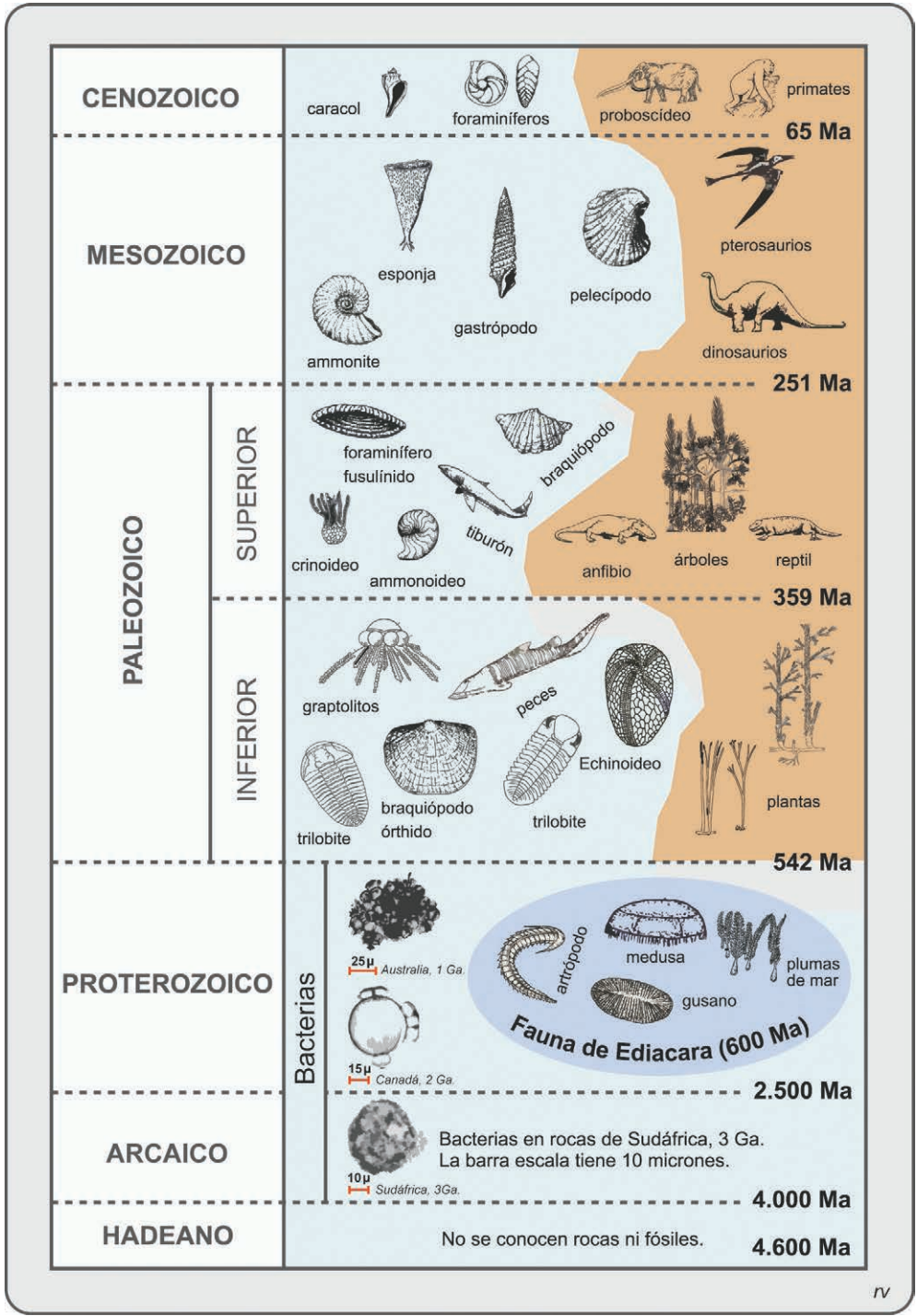


Figura 7.2. Bosquejo de la evolución de la vida durante el tiempo geológico. Celeste medio marino; castaño medio continental.

El Eón Proterozoico también incluye tres Eras, Paleo- Meso- y Neoproterozoico, para cada una de las que se han definido sucesivos Períodos. El Neoproterozoico por ejemplo, dividido en tres Períodos, el más antiguo denominado **Toniano** (alude al estado extensivo de la Corteza al desmembrarse el Supercontinente mesoproterozoico Rodinia), el intermedio llamado **Criogeniano** (por las características paleoclimáticas glaciales) y el más joven llamado **Ediacarano** (por Ediacara, localidad australiana donde se alzan las montañas que albergan la primera fauna conocida de metazoos).

Las primeras formas de vida conocidas, registradas en rocas precámbricas, se conservaron en sedimentos químicos silíceos (chert). Son formas unicelulares microscópicas, bacterias y algas verde-azul, sin núcleo, que provienen de terrenos arcaicos del Oeste de Australia (-3.500 Ma), Sudáfrica (-3.000 Ma) y de rocas proterozoicas del Sur de Canadá (-2.000 Ma).

Una asociación más diversificada de algas, protozoos flagelados y algas verdes con aparente preservación de núcleos celulares, se conservaron en rocas neoproterozoicas de Australia (-900 Ma).

Los primeros seres multicelulares (metazoos), fueron descubiertos en las colinas Ediacara (-600 Ma; Sur de Australia) y consisten en impresiones de cuerpos blandos en sedimentos. Son formas afines a celenterados (medusas, anémonas y corales), gusanos, artrópodos y equinodermos (Fig. 7.2).

Fanerozoico

Los terrenos fanerozoicos constituyen principalmente cinturones orogénicos que se adosaron en las márgenes de los núcleos continentales. También están representados en sucesiones sedimentarias que descansan pasivamente sobre las áreas cratónicas. En el primer caso, tienen el significado de nuevos y sucesivos cinturones orogénicos, en buena parte constituidos por rocas juveniles (mantélicas), eventualmente acompañadas por rocas preexistentes (reseteadas; corticales), resultantes de la interacción de las placas litosféricas.

Las divisiones estratigráficas que se han establecido dentro del Fanerozoico, están fuertemente influenciadas por la sucesión de faunas y floras. No obstante, cabe tener en cuenta que ciertos aspectos, como los paleogeográficos y orogénicos, están íntimamente relacionados con la dinámica de la Tectónica Global.

Paleozoico

Está integrado, en orden de antigüedad decreciente, por los Períodos Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico.

Se acostumbra efectuar una división informal del tiempo Paleozoico, con la posibilidad de considerar **Paleozoico Temprano (Inferior)**, **Paleozoico Medio** y **Paleozoico Tardío (Superior)**. No obstante, la subdivisión no es uniforme en los distintos continentes, reflejo de diferencias en la evolución geológica y límites temporales para el inicio y finalización de los ciclos orogénicos discernidos.

En Europa se incluye en el Paleozoico Temprano a los Períodos Cámbrico, Ordovícico y Silúrico (movimientos tectónicos del **Ciclo Caledónico**) y en el Paleozoico Tardío a los Períodos Devónico, Carbonífero y Pérmico (tectónica del **Ciclo Hercínico** o **Varíscico**).

En otras regiones (o continentes) los estratígrafos prefieren una división tripartita: Paleozoico Temprano (Cámbrico y Ordovícico), Medio (Silúrico y Devónico) y Tardío (Carbonífero y Pérmico).

En Argentina y regiones adyacentes, hay tendencia a una división en dos partes, pero con límites no coincidentes con los del estratotipo Europeo. El Paleozoico Temprano (Cámbrico a Devónico) tiene relación con la **Orogenia Famatiniana**. El Paleozoico Tardío (Carbonífero y Pérmico) está vinculado con el **Ciclo Orogénico Gondwánico**.

La paleogeografía del Paleozoico Temprano estuvo caracterizada por la ubicación en el Hemisferio Sur de la casi totalidad de masas continentales. Se destaca la existencia de una gran masa continental, el Supercontinente **Gondwana**, resultado de la unión de fragmentos de corteza continental precámbrica (núcleos de los actuales continentes Sudamérica, África, Arabia, India, Antártida y partes del Sur de Europa y Sudeste de Norteamérica). Otros núcleos continentales, entre ellos Norteamérica, Europa y Siberia, fueron para ese tiempo fragmentos continentales separados. El **Iapetus** fue un angosto océano que separó Norteamérica de Europa y el océano **Theic** separó Gondwana de las ancestrales Norteamérica y Europa. El **Proto-Océano Pacífico** tuvo grandes dimensiones en el Hemisferio Norte, rodeando escasas masas continentales (Fig. 7.3).

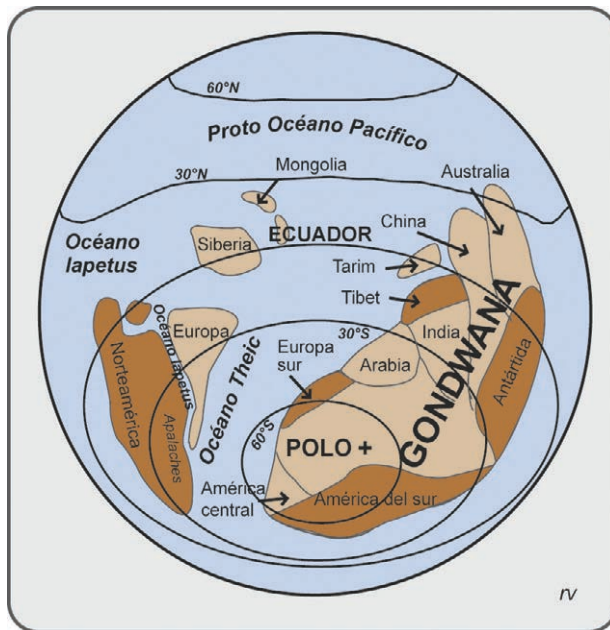


Figura 7.3. Paleogeografía del Paleozoico Temprano. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La paleobiología es uniforme a nivel global. El Paleozoico Temprano se caracteriza biológicamente por la abundancia de variadas formas de invertebrados marinos, pero no tiene buen registro de vida en tierra firme. Los grupos más representativos son corales tabulados, briozoarios, brachiópodos, trilobites y graptolites (Fig. 7.2).

Los corales son construcciones en CaCO_3 que utilizarían como hábitat formas similares a pólipos de los actuales corales.

Los briozoos son formas diminutas, coloniales, que construyen habitáculos ramosos, cuyos restos fosilizados llegan ocasionalmente a formar rocas.

Los brachiópodos tienen un cuerpo blando contenido por dos valvas articuladas, en un tamaño variable de milímetros a algunos centímetros. Las formas fósiles del Paleozoico Inferior son numerosas y tienen importancia estratigráfica.

Un atributo común a trilobites y graptolites es que son formas de vida extinguidas, con numerosos fósiles guía, por lo que son de gran utilidad para fijar edad relativa. Los trilobites son afines a artrópodos modernos y su hábitat era de ambiente marino de aguas poco profundas (costas y plataformas continentales). Los graptolites fueron individuos coloniales diminutos, que construían formas ramosas centimétricas, flotantes en las aguas marinas, por lo que alcanzaron gran dispersión. Los restos de uno y otro grupo pueden eventualmente coexistir en una misma roca, pero la **facies graptolitífera** común es la de lutitas negras y la **facies de trilobites** es normalmente de litología calcárea o arenosa, por lo que se complementan y permiten ubicar estratigráficamente a las sucesiones sedimentarias del Paleozoico Inferior en todo el mundo.

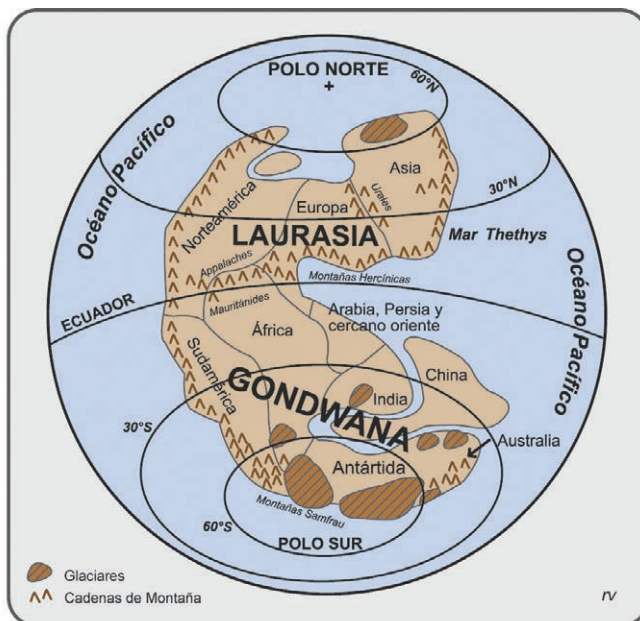


Figura 7.4. Paleogeografía del Paleozoico Tardío. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En el Paleozoico Tardío la actividad tectónica condujo a la conformación del Supercontinente **Pangea**, que reunió prácticamente a toda la corteza disponible para ese tiempo (Fig. 7.4).

Gondwana, que se amalgamó a fines del Proterozoico, persistió como una gran masa continental a lo largo de todo el Paleozoico. Un rasgo distintivo es que durante parte del Carbonífero y Pérmico tuvo un extremo próximo al Polo Sur y experimentó glaciaciones.

Laurasia (Norteamérica-Europa-Asia) es un producto del Paleozoico Superior, originado en el proceso de uniones colisionales que instaló los Montes Hercínicos y Urales.

La colisión de Laurasia y Gondwana integró la Pangea, con la amplia bahía tropical del Mar Tethys. En las márgenes de Pangea también hay orógenos que devienen de la subducción de corteza oceánica, como los **Montes Samfrau** (contracción de Sudamérica-África-Australia). Partes del Samfrau, ahora fragmentado, son la Sierra de la Ventana en la provincia de Buenos Aires y el Sistema del Cabo en Sudáfrica.

En los mares del Paleozoico Tardío la vida siguió diversificándose y son comunes y de importancia estratigráfica los foraminíferos, tetracorales, briozoarios, brachiópodos, ammonoideos, crinoideos y equinodermos, con la aparición de los peces (primeros vertebrados), entre ellos los tiburones (Fig. 7.2).

Los foraminíferos son pequeños y numerosos organismos unicelulares, que construyen un caparazón donde viven y sus restos llegan a formar rocas. En el Pérmico fueron importantes las fusulinas, cuyos exoesqueletos son parecidos en forma y tamaño a granos de trigo.

Los ammonoideos, aparecieron en el Paleozoico Tardío, aunque alcanzaron gran auge en el Mesozoico. Vivían en celdas tabicadas, donde la unión entre ellas (sutura), son de variadas formas y complejidad, dándoles valor clasificatorio.

En ambiente continental, los primeros registros de invertebrados y plantas se conocen a partir del Silúrico Tardío, aunque fue en el Carbonífero y Pérmico donde prosperaron (Fig. 7.2).

Los peces, que invadieron la tierra a fines del Devónico, permitieron la evolución hacia primitivas formas de anfibios y reptiles. La flora alcanzó gran importancia en el Carbonífero, incluyendo a las Gimnospermas o plantas con semilla, que en parte son grandes árboles y es el origen de los depósitos de carbón que caracterizan al período.

Mesozoico

Las reconstrucciones paleogeográficas muestran que en el Mesozoico se produjo en sucesivos pasos la ruptura de la Pangea, con la apertura de Océanos que continúan actualmente en expansión. La fragmentación generó episódicamente los actuales continentes del Hemisferio Austral. En el Hemisferio Boreal nace el Atlántico Norte. En el borde oriental pacífico los fenómenos orogénicos comienzan la formación de una larga cadena de montañas, incluyendo las Rocallosas (*Rocky Mountains*), Sierra Nevada y los Andes (Fig. 7.5).

La vida marina mesozoica muestra abundancia de espongiarios y hexacorales en los mares tropicales. Los moluscos constituyeron un grupo dominante, con diversas formas de gasterópodos, bivalvos y cefalópodos. Algunos grupos de reptiles vuelven a los mares, incluyendo tortugas, lagartos y formas afines a delfines (ichthyosauros) y serpientes (plesiosauros; Fig. 7.2).

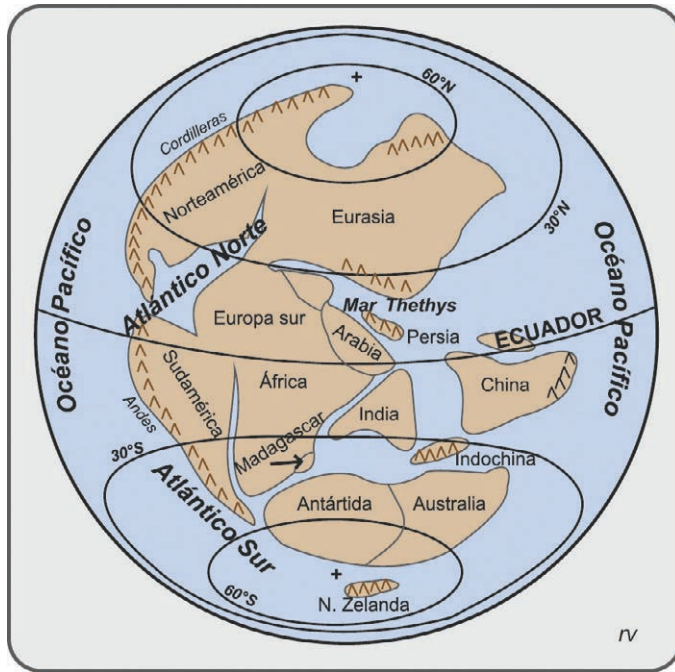


Figura 7.5. Paleogeografía del Mesozoico. Fragmentación de la Pangea. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La vida terrestre de la Era fue dominada por los reptiles. Cabe destacar que en el Período Triásico aparecieron los reptiles mamíferoides, ancestros de los verdaderos mamíferos. En los períodos Jurásico y Cretácico tuvieron auge los dinosaurios y hay formas que evolucionaron hacia las primeras aves. Hacia fines de la Era, los reptiles decayeron en importancia y los dinosaurios se extinguieron. En la flora el hecho más significativo es la aparición en el Cretácico de las Angiospermas o plantas con flores (Fig. 7.2).

Cenozoico

Durante la Era los continentes y océanos fueron paulatinamente acercándose a la configuración actual.

El acontecimiento orogénico más notable es el acercamiento y colisión con Eurasia de fragmentos continentales correspondientes a Turquía, Persia, India y China, originando los Montes Himalaya. En Europa Occidental es un elemento significativo la estructuración de los Alpes.

En el Hemisferio Sur, Australia se separa de Antártida y en el borde pacífico la subducción continuada construyó los Andes. El registro de paleoclimas destaca las glaciaciones cuaternarias (Fig. 7.6).

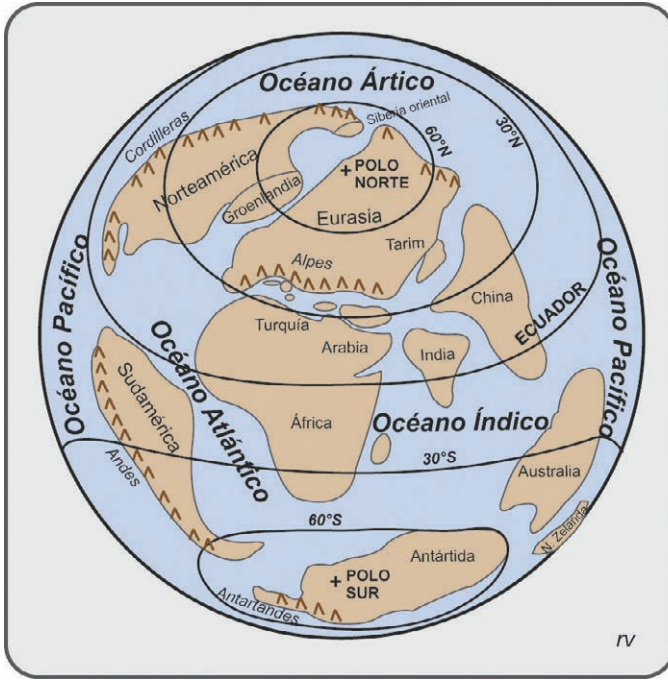


Figura 7.6. Paleogeografía del Cenozoico. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En la vida de los mares cenozoicos se destaca en aguas abiertas la abundancia de formas unicelulares planctónicas (suspendidas pasivamente en la masa de agua), incluyendo diatomeas, radiolarios y foraminíferos. En aguas someras próximas a los continentes, entre las formas bentónicas (habitan el fondo marino), se destacan los moluscos y especialmente los pecicípodos, acompañados por otras formas exitosas como echinoideos y peces óseos (Fig. 7.2).

La vida terrestre cenozoica está distinguida por los mamíferos y las plantas angiospermas. En el grupo de los Primates surgió y evolucionó en el Neógeno, probablemente en África, la familia de los Homínidos, propagándose luego por todo el mundo (Fig. 7.2).

Capítulo 8

Mapa geológico

La tarea de campo denominada **mapeo geológico**, consiste en la representación en un mapa de los distintos cuerpos de roca que componen un terreno.

Para el reconocimiento en el terreno y su posterior mapeo, cabe tener en cuenta que las rocas según naturaleza (ígneas: plutónicas y volcánicas; sedimentarias: clásticas, carbonáticas, evaporitas; metamórficas: grados bajo, medio y alto), forman en la corteza terrestre cuerpos rocosos de diferentes formas, que suelen ser característicos de uno u otro tipo de roca.

Cuerpos de rocas ígneas plutónicas

Los cuerpos formados por rocas ígneas plutónicas pueden ser de forma **globosa** o **laminar**. Los mismos están contenidos en otro/s cuerpos de roca, que se denominan **caja** o **encajonante**. La instalación del cuerpo de roca ígnea produce en el encajonante aureolas de metamorfismo térmico, de variado grado de desarrollo.

Cuerpos ígneos globosos

Los cuerpos ígneos globosos se denominan **plutones**. Puede considerarse sinónimo el término *stock*, que es bastante utilizado. Los plutones son generalmente de forma subcircular en planta, con superficie de hasta algunas centenas de km². Teniendo en cuenta que se instalan y consolidan en el interior de la Corteza y que alcanzan tamaños considerables, experimentan luego de instalados, un enfriamiento lento y provocan importantes efectos térmicos en la roca de caja.

Es destacable que los plutones son siempre cuerpos consolidados en profundidad y que aquellos que pueden estudiarse directamente han sido, junto con su encajonante, llevados a superficie por procesos orogénicos o epirogénicos. La erosión se encarga de remover las rocas que los cubrían, en casos algunos cientos de metros y en otros varios kilómetros en sentido vertical.

Cada plutón se concibe como una cámara magmática congelada, es decir un espacio en el interior de la corteza que estuvo ocupado por líquido con cristales en suspensión.

Una asociación de plutones constituye un **batolito**. Hay dos grandes tipos de batolitos, que destacan el ambiente tectónico de la corteza en la que se instalan; **batolitos orogénicos** son los que tienen clara relación con procesos de subducción y dan entidad a los conocidos arcos magmáticos; **batolitos anorogénicos** son aquellos desarrollados en intraplaca, como los asociados a estructuras rift.

Los batolitos orogénicos son los que adquieren mayor desarrollo, como el caso del Batolito de los Andes peruanos, formado por centenas de plutones, emplazados durante el Cretácico y Cenozoico, en un lapso de 70 Ma. Entre otros batolitos conocidos, en territorio argentino, se

puede mencionar al Batolito de Colangüil en la Cordillera de San Juan, constituido por 23 plutones instalados en el Pérmico, en un lapso de 25 Ma. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas es un ejemplo de la sierra de San Luis, y el Batolito de Achala de la sierra de Córdoba.

Una importante categorización de plutones se efectúa teniendo en cuenta el momento de instalación con relación a la acción de una determinada actividad orogénica. Son **plutones preorogénicos = pretectónicos = precinemáticos**, los instalados con anterioridad a dicha orogenia. Normalmente conservan evidencias de su original carácter discordante, aunque atenuadas por adquirir posteriormente y junto con su encajonante, estructuras tectónicas en común (esquistosidad; foliación). Son **plutones sinorogénicos = sintectónicos = sincinemáticos**, los emplazados durante la orogenia considerada y en ellos se verifica alto grado de concordancia con las estructuras del encajonante. Generalmente tienen forma alargada en la dirección de la esquistosidad o foliación de la roca de caja. Son **plutones posorogénicos = postectónicos = poscinemáticos**, los emplazados posteriormente a la orogenia en cuestión, netamente discordantes con las estructuras tectónicas del encajonante y en casos muy posteriores temporalmente y sin relación con la orogenia de referencia.

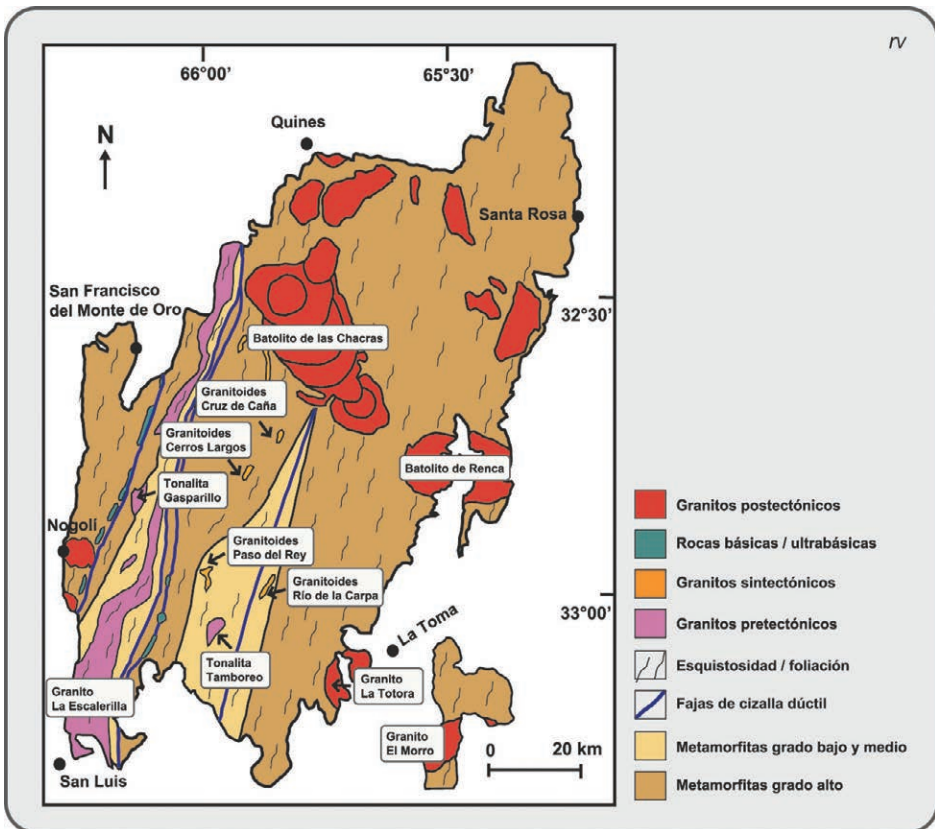


Figura 8.1. Mapa geológico de la sierra de San Luis, simplificado de Sato et al. (2003).

La sierra de San Luis es un buen ejemplo de la ocurrencia de los tres tipos de plutones mencionados. Los movimientos orogénicos de referencia en el caso son los de la Orogenia Famatiniana, ocurrida en el borde Suroeste del Supercontinente Gondwana durante el Paleozoico Inferior, más precisamente en el Cámbrico Tardío y Ordovícico Temprano-Medio, aproximadamente 490-470 Ma (Fig. 8.1).

Los granitoides pretectónicos de la sierra de San Luis incluyen un subgrupo de pequeños plutones de composición granodiorita-tonalita, y otro formado por plutones de composición granito, algunos alargados en la dirección de la esquistosidad regional. Están caracterizados químicamente como granitos de arco magmático (subducción). Los más notorios se han instalado en sedimentitas ahora transformadas en pizarras y filitas (grado metamórfico bajo), aunque se conserva la aureola de metamorfismo térmico. La relación de contacto con el encajonante revela que ambos están afectados por la esquistosidad famatiniana, de rumbo NNE, muy bien desarrollada en los metasedimentos y si bien menos acentuada y heterogénea, con continuidad en los cuerpos ígneos. Las edades radiométricas los ubican en el entorno de 510 Ma.

Los granitoides sintectónicos de la sierra de San Luis tienen desarrollo en las rocas de grado metamórfico medio y alto. Son pequeños y numerosos, alargados en la dirección de las estructuras metamórficas, destacándose que tanto el contacto con la metamorfita de caja, como las foliaciones de una y otra unidad tienen la misma actitud. No hubo contraste térmico importante entre el intrusivo y la caja, por lo que no hay desarrollo de aureola de contacto ni borde de grano fino en la periferia del plutón (Fig. 8.2). En la composición de estos plutones predomina una granodiorita con granate, biotita y moscovita (leucogranodiorita). Los análisis químicos los definen como magmas formados a expensas de la fusión de rocas de corteza. Las edades radiométricas obtenidas los ubican entre 470 y 450 Ma.

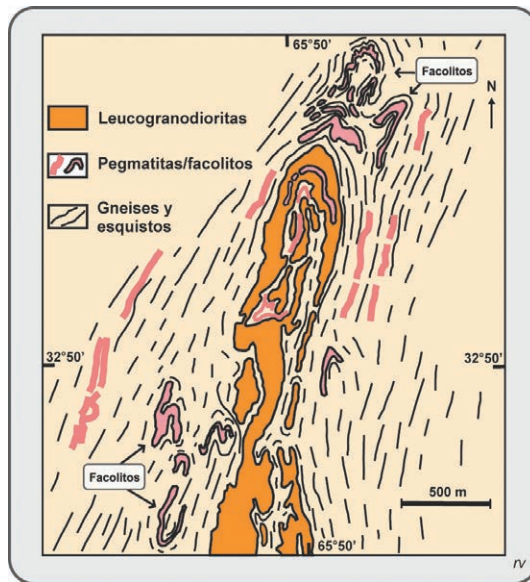


Figura 8.2. Mitad septentrional del Plutón sinorogénico Cerros Largos, sierra de San Luis. Nótese como el plutón, las pegmatitas y facolitos se adaptan a la esquistosidad regional. Simplificado, tomado de Llabías, 2008.

Los granitoides posttectónicos de la sierra de San Luis son de forma subcircular y gran tamaño, frecuentemente asociados para constituir batolitos, como el de las Chacras (Fig. 8.1). La foliación regional (NNE) es interrumpida por los plutones, claramente discordantes, que contrariamente se alinean con rumbo SSE. Las edades radiométricas son de 420 Ma a 390 Ma.

Cuerpos ígneos laminares

Los cuerpos ígneos laminares son de forma tabular, con relación largo/potencia muy mayor a 1. Se denominan **diques** si son discordantes con las estructuras del encajonante y **filones capa** si son concordantes con ellas. En ambos casos el rápido enfriamiento no favorece el desarrollo de metamorfismo térmico significativo en la roca de caja.

Los diques generalmente ocupan fracturas producidas en la roca hospedante. Son cuerpos de centímetros a decenas de metros de potencia, aunque pueden tener recorridos de decenas de kilómetros. Los diques en ocasiones son numerosos y paralelos entre sí, constituyendo **enjambres**.

Un ejemplo de enjambre de diques se tiene en Uruguay. El encajonante es un basamento gnésico-migmático, datado en aproximadamente 2.200 Ma (Proterozoico Inferior), cuyas estructuras metamórficas tienen rumbo ENE-OSO. Los diques son numerosos, integrados por microgabros, de rumbo N70°E, subverticales, con espesor variable desde pocos centímetros hasta 80 m y longitudes que alcanzan hasta 26 km. La datación radiométrica de la roca de dique es de aproximadamente 1.750 Ma. La instalación del magma básico que compone los diques fue respuesta a una distensión que sufrió el basamento en la ruptura de un supercontinente del Proterozoico Inferior. Cabe agregar que los microgabros son utilizados como roca de aplicación, conocida con el nombre comercial de granito negro (Fig. 8.3).

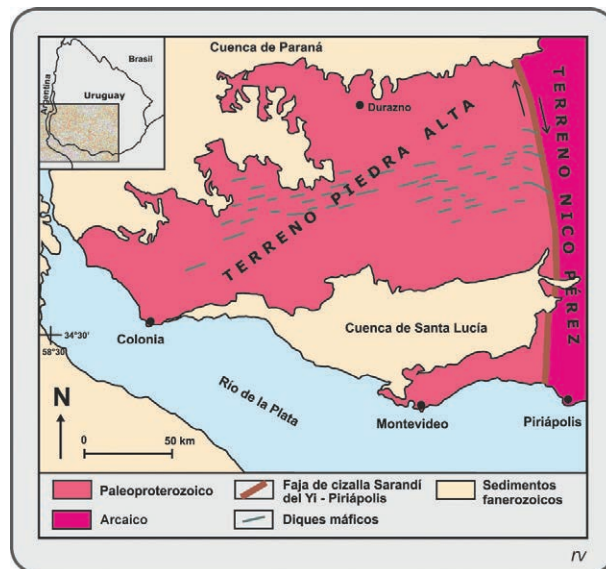


Figura 8.3. Enjambre de diques máficos (microgabros) en Uruguay. Simplificado, modificado de Oyhantçabal (2010).

El otro tipo de cuerpos laminares, los filones capa, se instalan preferentemente en sucesiones estratificadas subhorizontales, sedimentarias o volcano-sedimentarias. Comúnmente forman enjambres, con cuerpos a diferentes niveles estratigráficos, que pueden estar interconectados entre sí. La potencia varía de pocos centímetros a decenas de metros y lateralmente pueden extenderse por decenas de km.

Los cuerpos llamados **lacolitos** pueden confundirse con filones capa. En ambos tanto piso como techo son concordantes con la roca de caja, pero en los lacolitos el techo se ajusta a la superficie convexa desarrollada en las sedimentitas a causa de la intrusión (Fig. 8.4).

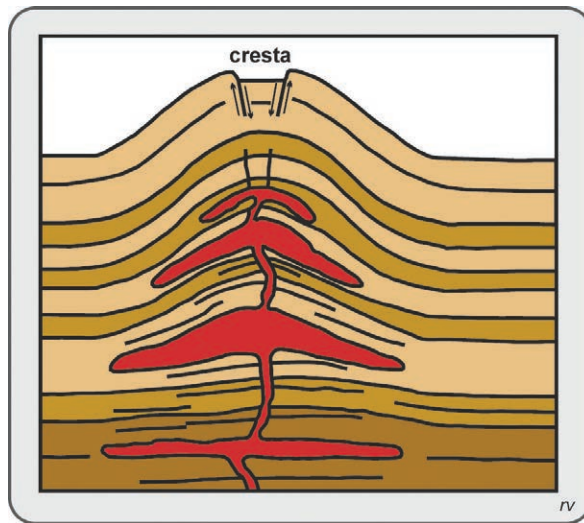


Figura 8.4. Lacolitos, superpuestos a distintos niveles estratigráficos, con una alimentación en común. Modificado de Llambías, 2008.

Otra forma de cuerpo concordante de rocas ígneas, se denomina **facolito**. Se encuentran en sucesiones plegadas inyectadas, preferentemente metamórficas, donde ocupan las charnelas de los pliegues, adelgazándose y desapareciendo en los limbos (Fig. 8.2).

Cuerpos de rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias constituyen cuerpos de roca formados por una acumulación de estratos. La forma general de los cuerpos la determina la cuenca sedimentaria que los contiene, que puede corresponder a ambiente continental o marino.

En los continentes las cuencas sedimentarias son cerradas, elongadas si se asocian a ambiente orogénico y subcirculares si están implantadas en áreas estables de plataformas y cratones.

En ambiente marino las cuencas de sedimentación son abiertas y un límite de referencia lo constituye la línea de costa.

El espesor total de sedimentitas acumuladas en una cuenca sedimentaria es un parámetro importante y varía desde cientos de metros a algunos miles de metros. En todos los casos, la arquitectura interior del relleno cuencal permite identificar cuerpos de roca esencialmente uniformes, denominados **litosomas**, normalmente interdigitados con otros de distinta litología, sea conglomerádicos, arenosos, lutíticos, carbonáticos, etc.

La continuidad de un litosoma y el pasaje (lateral y vertical) de uno a otro, es otra característica que está relacionada con el ambiente de sedimentación.

Cuencas continentales

En ambiente orogénico hay varios tipos de cuencas continentales, que por su ubicación respecto al arco magmático se denominan **cuenca de antearco**, **cuenca de intraarco** y **cuenca de retroarco**.

Las cuencas de retroarco son las más frecuentes y las de mayor desarrollo. Pueden ser espacios de acumulación sedimentaria producidos en un retroarco en estado de extensión o de compresión. El primer tipo es clasificado como **cuenca rift** y el segundo como **cuenca de antepaís**.

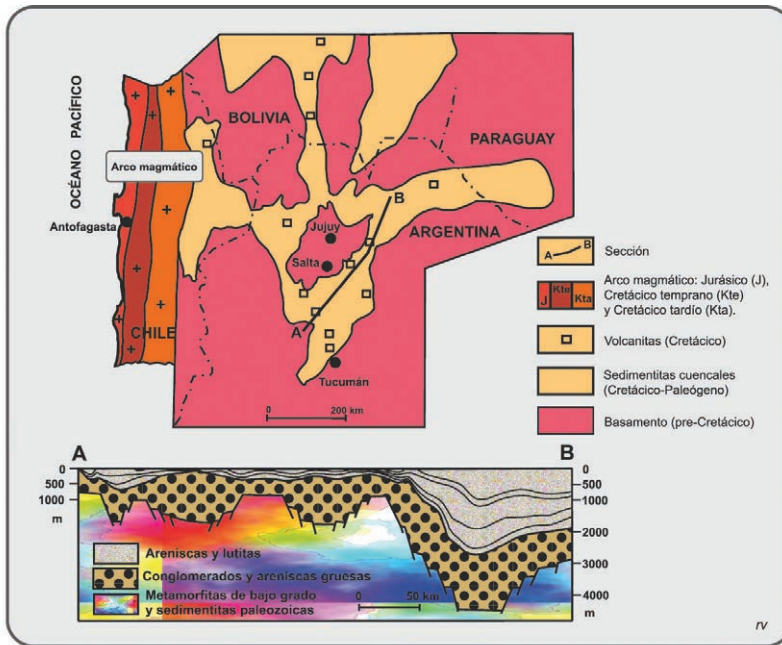


Figura 8.5. Bosquejo geológico y sección de la cuenca Cretácico-Eocena del Noroeste argentino.

En las **cuencas rift en retroarco** el estado extensional es motivado por ascenso astenosférico, del que resulta un adelgazamiento cortical y colapso por fallamiento directo. El relleno inicial es grueso, con abundante aporte desde los terrenos altos y consiste esencialmente de conglomerados y arenas gruesas, entre las que se intercalan algunas coladas y filones capa de volcanitas, entre ellas basaltos. La

frecuente reactivación del sistema de fallas, en un proceso que puede durar varias decenas de millones de años, permite la acumulación de espesores del orden de 3.000-4000 m. Agotado el proceso tectónico (subsistencia tectónica), sucede un proceso de subsidencia regulado por enfriamiento y reajuste de la relación litosfera-astenosfera (subsistencia termal). Los materiales de éste hemiciclo son mayormente arenas y pelitas, que en un tiempo de algunas decenas de millones de años totalizan espesores del orden de 1.000-2.000 m. Visto en conjunto el modelo origina sucesiones granodecrecientes de base a techo. Un ejemplo completo es el de la Cuenca Cretácico-Eoceno del Noroeste argentino, con expansión al Norte hacia Bolivia y Perú (Fig. 8.5).

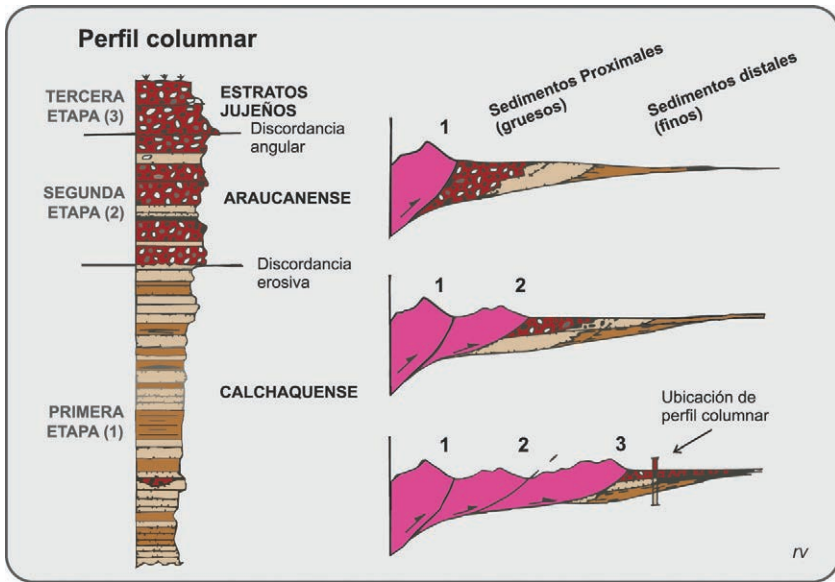


Figura 8.6. Esquema de cuencas de antepaís en el Terciario del Noroeste de Argentina. Modificado de Ramos, 1999.

En las **cuencas de antepaís** el acortamiento tectónico crea relieve y al mismo tiempo carga tectónica por fallamiento inverso dirigido hacia el interior continental (antepaís), de lo que resulta una cuenca alargada paralela a la serranía nascente. El transporte de los sedimentos por desgaste de los terrenos altos, mayormente por sistemas fluviales, deja una sucesión de litosomas de granometría decreciente hacia el exterior, que puede finalizar en ambiente lagunar. La propagación episódica del proceso hacia el antepaís motiva sucesivos desplazamientos del eje de cuenca y los límites entre litosomas. El modelo genera sucesiones granocrecientes de base a techo; en la base de la sucesión predominan sedimentos finos (alternancia de estratos de lutitas y areniscas finas) y hacia el techo lo hacen los sedimentos gruesos (alternancia de conglomerados y areniscas gruesas). Los cambios más notables ocurren en la base de paquetes conglomerádicos, que suelen ser discordantes y marcan los eventos denominados **fases tectónicas**. Un buen ejemplo es el de las sucesiones terciarias del Noroeste argentino, con un desarrollo en respuesta a tres eventos tectónicos, que generan sucesivamente los paquetes sedimentarios denominados informalmente Calchaquense, Araucanense y Estratos Jujeños (Fig. 8.6).

Cuencas marinas

La sedimentación en cuencas marinas genera cuerpos de roca de distintas formas, tamaños y característicos patrones, respuesta al ambiente tectónico. Si partimos de la apertura de un océano por ruptura de una masa continental, el primer paso, como lo expone el Ciclo de Wilson, es la generación de una cuenca “rift”. La misma recibe sedimentos continentales, que acumula cientos a algunos miles de metros de espesor, esencialmente clásticos y de granometría decreciente de base a techo (conglomerados; areniscas; lutitas; eventualmente acompañados por diques y coladas basálticas).

El continuo proceso de extensión produce repetidas entradas de aguas saladas, seguidas por desecamientos, generando importantes niveles de evaporitas. Luego, la masiva y permanente inundación separa los estadios denominados de “rifting” (ruptura) y “drifting” (deriva). El océano en crecimiento recibe la sedimentación conocida como de “margen pasivo”, de plataforma continental hasta el talud oceánico y de aguas profundas hacia las profundidades abisales (Fig. 8.7).

Las cuencas de margen pasivo son importantes por la potencial generación de hidrocarburos, como las comprobadas en el litoral de Brasil, en cuencas cretácicas formadas en la apertura del océano Atlántico.

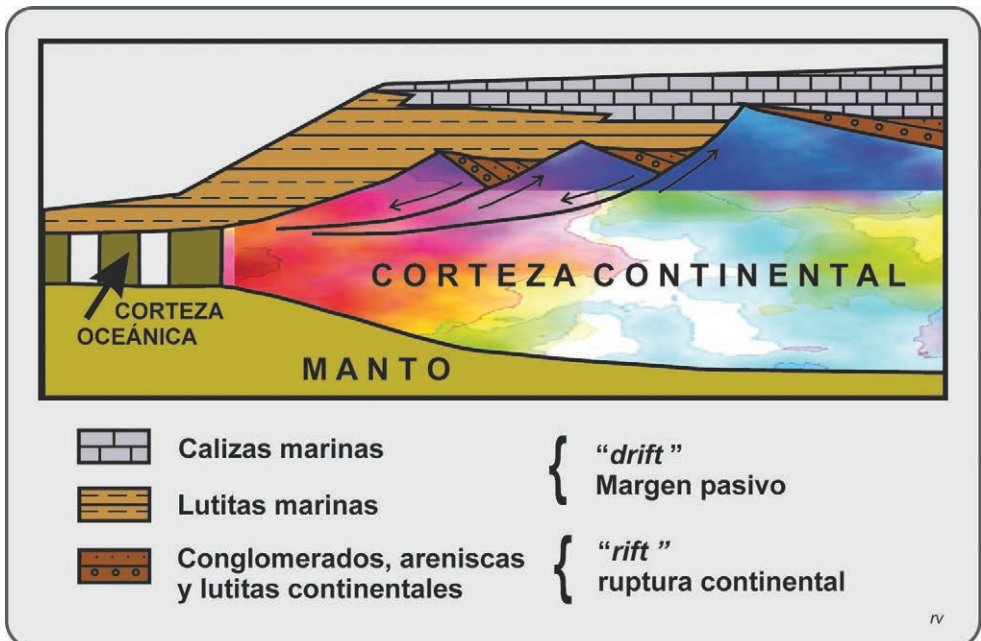


Figura 8.7. Esquema de cuenca sedimentaria en margen pasivo. Nótese la discordancia existente entre las rocas de basamento y la base de la sucesión sedimentaria, que comienza con conglomerados. El proceso de hundimiento de bloques de corteza ante los esfuerzos extensivos y fallamiento normal, provoca a su tiempo la discordancia entre los sedimentos de rift y de margen pasivo. La nueva corteza oceánica muestra franjas alternantes de polaridad normal y inversa.

Las cuencas de sedimentación marinas pueden tener una vigencia que supera la duración de uno o varios períodos geológicos. El análisis de la ruptura del supercontinente Gondwana, es un ejemplo en el que se forman varios océanos, como el Índico y el Atlántico, y procesos incipientes como la apertura del mar Rojo y los “rift” del oriente africano, insumiendo el tiempo ocurrido a partir del Triásico (250 Ma) hasta la actualidad.

El análisis de los cuerpos sedimentarios en cuencas marinas, muestra que en general hay mayor continuidad lateral de los litosomas y un cambio ordenado de litologías relacionadas con la profundidad de aguas. Dentro de un mismo ciclo sedimentario, los pasajes verticales suelen ser concordantes, sin interrupciones en el registro temporal y obedecen a cambios en el nivel de las aguas, que produce traslados transgresivos o regresivos en la línea de costa.

Una **sucesión transgresiva** acusa un desplazamiento de los litosomas hacia el interior continental. La sucesión, analizada verticalmente en un determinado lugar, es granodecreciente de base a techo (Fig. 8.8).

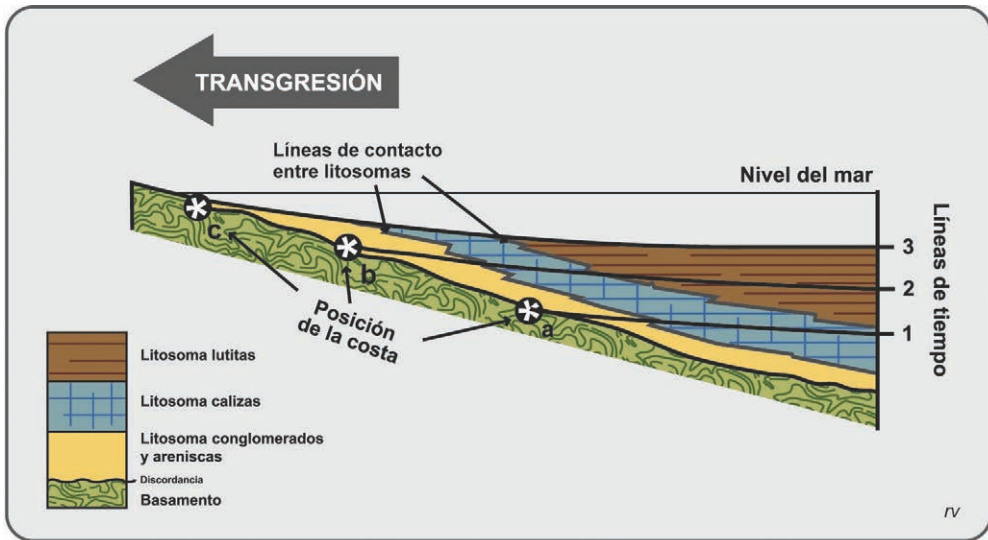


Figura 8.8. Sucesión transgresiva. Es notorio que los litosomas cortan las líneas de tiempo (= diacronismo). Modificado de Camargo Mendes, 1984.

Opuestamente, una sucesión regresiva muestra un desplazamiento de los litosomas hacia el mar. La sucesión es granocreciente de base a techo (Fig. 8.9).

En sucesiones sedimentarias marinas aparentemente continuas en sentido vertical, el estudio bioestratigráfico detallado puede poner en evidencia interrupciones (una o varias), con falta de registro de variable magnitud (del orden de un Piso, una Serie, un Sistema). En estos casos el deslinde entre dos secciones consecutivas constituye un plano de discordancia erosiva. Frecuentemente coinciden con un cambio en la litología y eventualmente pueden estar señalados por un conglomerado de base en el inicio de la sección superior.

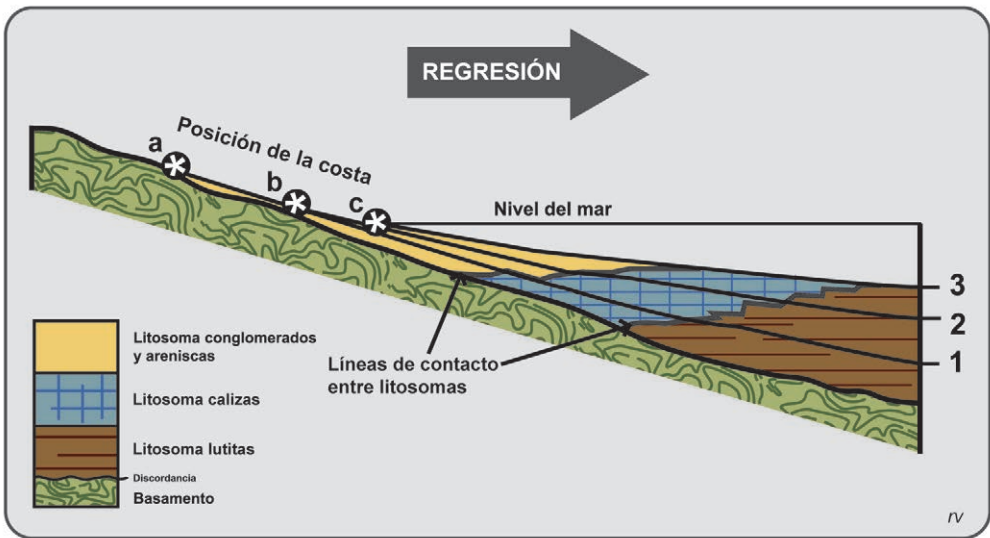


Figura 8.9 Sucesión regresiva. La línea de costa se retira hacia el interior marino. Un corte vertical es de granometría granocreciente. Modificado de Camargo Mendes, 1984.

La relación de sucesiones sedimentarias de diferentes ciclos sedimentarios, con frecuencia se hace mediante un plano de discordancia angular. El paquete de estratos más antiguo ha sido deformado, con desarrollo de pliegues y fallas; con posterioridad fue llevado a superficie y sometido a erosión. La instalación en el lugar de una nueva cuenca de sedimentación posibilita la deposición de sedimentos, que naturalmente lo hacen en estratos horizontales, que a la base pueden ser de granometría gruesa y conformar un conglomerado basal.

Base topográfica y escala

El mapeo geológico es una práctica de gran importancia para el estudio e interpretación de la Tierra y su historia. Básicamente es la representación en planta (dos dimensiones) de los diversos cuerpos de roca observables en superficie. A las rocas expuestas se las denomina **aflorescencias**, por emerger a menudo de sedimentos modernos que las cubren.

El mapa geológico utiliza una **base topográfica** para asentar los datos tomados en el terreno. Ese mapa se vale de **curvas de nivel** (o **rastras**) para denotar los altos y bajos del terreno, con representación de ríos y cordones montañosos, ciudades, estancias, trazado de caminos y vías de ferrocarril. En todo mapa debe señalarse el Norte, la escala gráfica, proyección utilizada y las líneas de referencia que corresponden a coordenadas geográficas, meridianos y paralelos u otra cuadrícula utilizada.

Actualmente se prefiere utilizar una base elaborada a partir de imágenes satelitales, como la Carta de Imagen Satelitaria a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar.

La **escala** de un mapa indica la relación que hay entre distancias en el terreno y en el

mapa. La **escala grande** (1:1.000, 1 cm en mapa = 10 m en el terreno; hasta 1:10.000, 1 cm en mapa = 100 m en el terreno) es utilizada en **Geología Aplicada**, para el mapeo muy detallado de rocas y estructuras en lugares donde será realizada una obra de ingeniería, o en un distrito de interés minero.

La **escala media** (1:25.000, 1 cm en mapa = 250 m en el terreno; hasta 1:250.000, 1 cm en mapa = 2,5 km en el terreno) es adecuada para el trabajo geológico convencional, ya que se ajusta a las dimensión natural de los diferentes cuerpos de roca y de las estructuras tectónicas. Su objetivo es representar las litologías y sus estructuras, la relación entre los cuerpos de roca mapeados y la cronología relativa, ordenándolos por antigüedad en una **columna estratigráfica** integrada que se ofrece en un lateral del mapa. Además, usualmente el mapa geológico va acompañado de una o varias **secciones** o **perfiles**, que revelan las condiciones en profundidad.

El mapa geológico de la escala media permite además esbozar una **historia geológica** o sucesión de eventos acaecidos en la región, lo que se hace en un **boletín** o texto explicativo del mapa. En nuestro país el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) confecciona a escala 1:250.000 las Hojas Geológicas de Argentina, dividiendo el territorio mediante una cuadrícula de 1,5° de longitud por 1° de latitud, por lo que cada una abarca una superficie aproximada de 15.000 km².

La **escala chica** o **regional** (1:500.000, 1 cm en mapa = 5 km en el terreno; hasta 1:5.000.000, 1 cm en mapa = 50 km en el terreno) es utilizada para tareas de síntesis de los rasgos geológicos de un país o de un continente. El SEGEMAR prepara mapas provinciales a escala 1:500.000 o 1:750.000 y el Mapa Geológico de Argentina, escalas 1:2.500.000 y 1:5.000.000.

La escala más chica, ejemplo 1:10.000.000 (1 cm en mapa = 100 km en el terreno) y menores, es apta para la Geotectónica (Tectónica Global), para la representación de continentes y océanos y los accidentes correspondientes a dorsales oceánicas, trincheras de subducción, sistemas transcurrentes, etc.

La distinción en el terreno de los cuerpos de roca que se mapearan es una importante tarea, que requiere de un geólogo con amplia experiencia de campo. También es fundamental establecer las relaciones entre los distintos cuerpos distinguidos, aplicando los principios o leyes de la cronología relativa. Si se trata de sucesiones sedimentarias, incluyendo también a las afectadas por bajo grado metamórfico, se aplicará el principio de superposición. Las relaciones de corte y aureolas de metamorfismo de contacto son excelentes recursos para determinar las relaciones entre cuerpos de rocas ígneas respecto a cuerpos de roca sedimentaria.

Unidades litoestratigráficas

La denominación de los cuerpos de roca distinguidos sigue ciertas normas, establecidas en los Códigos de Nomenclatura Estratigráfica, según la jerarquía para **Unidades Litoestratigráficas**.

La unidad fundamental es la **Formación**. Dos o más Formaciones pueden reunirse en un **Grupo** y la Formación puede dividirse en **Miembros**.

Una Formación reúne un conjunto de rocas de litología característica, propiedad que permite diferenciarla de su entorno. Preferentemente se utiliza en rocas sedimentarias y pueden consistir en un solo tipo textural (ej. conglomerados, areniscas, o pelitas), o una alternancia de areniscas y pelitas, o enteramente capas de caliza, etc. Los códigos fijan además la condición de que constituyan cuerpos de dimensiones suficientes para que sean mapeables a escala 1:25.000 o menor.

Las rocas volcánicas a menudo permiten separar Formaciones dentro de una sucesión groseramente estratificada. En todos los casos el color es un atributo que ayuda a la individualización.

La denominación de las unidades litoestratigráficas se hace agregando a la jerarquía un topónimo. Ejemplos, Formación Balcarce, para las sedimentitas arenosas blancas expuestas en Balcarce y Mar del Plata (Buenos Aires) y Grupo Ventana, para las sedimentitas que constituyen la Sierra de la Ventana (Buenos Aires), integrado con cuatro formaciones.

En ocasiones la litología dominante reemplaza a la jerarquía, ejemplo Caliza San Juan para un paquete de calizas de la provincia homónima. Para los cuerpos de roca ígnea también se prefiere reemplazar la jerarquía por la litología característica, ejemplo Granito El Morro (San Luis).

También hay cuerpos de roca en los que se entremezclan variadas litologías, generalmente ígneas y metamórficas, a los que se categoriza como **Complejo**, ejemplo Complejo Buenos Aires en las sierras de Tandil (Buenos Aires).

En el área de mapa que ocupa una unidad litoestratigráfica se indican las estructuras presentes, incluyendo la actitud de la estratificación en sedimentitas, existencia de pliegues, distintos tipos de falla y diaclasas, orientación de esquistosidad y foliación en rocas metamórficas.

También debe surgir de la observación del mapa la relación entre unidades litoestratigráficas. En el caso de sucesiones sedimentarias, dos formaciones en contacto pueden ser **concordantes** o **discordantes** entre sí.

La concordancia alude a que no hay una interrupción en el registro, por lo que ambas corresponden a un mismo ciclo sedimentario y deben sus diferencias litológicas a un cambio de la facies sedimentaria. Ejemplo, una sucesión de paleoambiente marino, donde de base a techo se dispone una Formación integrada por pelitas, sucedida por otra de litología arenosa. Los estratos de pelitas y de arenisca tienen la misma disposición estructural, en un registro de tiempo continuo, sin interrupciones.

La discordancia entre unidades es marcada por un plano de desgaste por erosión, que constituye el plano de discordancia. Se llama **discordancia erosiva** a aquella en la que es igual la actitud estructural de los estratos de la unidad inferior y superior. Puede ser causada por movimientos epirogénicos o por cambios ocurridos en el nivel de los mares. En cambio en una **discordancia angular**, difiere la actitud estructural de los estratos por abajo y por arriba del plano de discordancia, evidenciando la ocurrencia de movimientos tectónicos y el desgaste erosivo antes de la depositación de la unidad superior. En toda discordancia se denomina **hiatus estratigráfico** al tiempo faltante por no depositación o erosión.

Capítulo 9

Geología Regional Sudamericana

Sudamérica es el continente (litosfera continental = litosfera granítica) que junto a la litosfera oceánica contigua al Este, hasta la dorsal medio-oceánica del Atlántico Sur, componen la Placa Sudamérica. Al Norte y Sur los cierres de la Placa son el arco del Caribe y el arco de Scotia, que constituyen el nexo con la Placa Norteamérica y Antártida, respectivamente (Fig. 9.1).

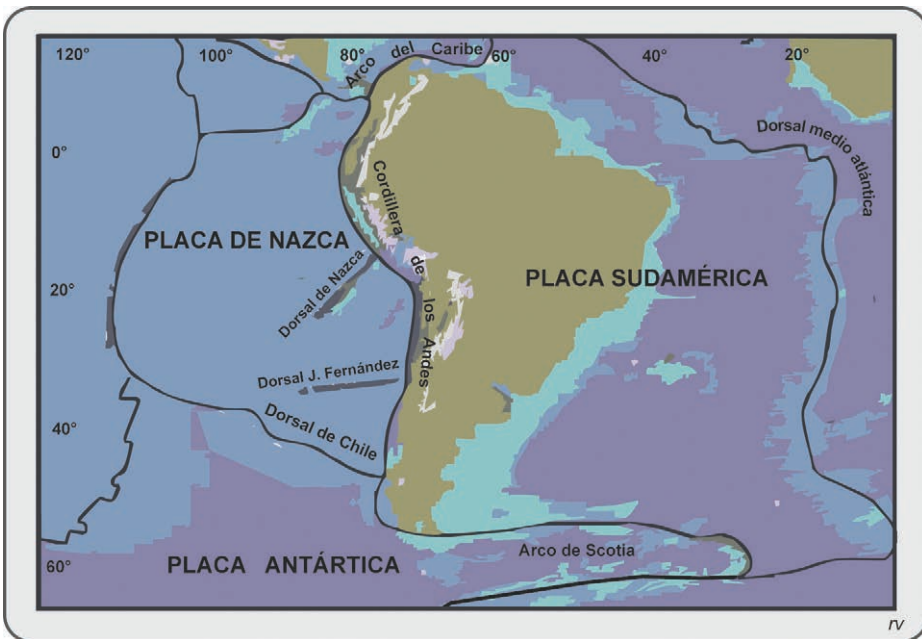


Figura 9.1. Placa Sudamérica y relación con las placas vecinas. La altimetría está esbozada por la tonalidad y en la Placa Sudamérica se destacan la altura de los Andes, la monotonía del área continental de Plataforma, el desarrollo de una importante Plataforma Marina, la profundidad abisal oceánica y la elevación del Rift medio-oceánico.

Unidades geotectónicas mayores

En el Continente se distinguen tres unidades geotectónicas mayores: **Plataforma Sudamericana**, **Plataforma Patagónica** y **Cadena Andina** (Fig. 9.2).

La Cadena Andina contiene los productos del Ciclo Orogénico Andino, en desarrollo durante el Mesozoico y Cenozoico y actualmente activo. Las Plataformas son áreas estables y resultado de la actividad de varios Ciclos Orogénicos extintos, cuyos productos (rocas, fósiles, estructuras tectónicas, metamorfismos y magmatismos) se ubican estratigráficamente en el Precámbrico y Paleozoico.

Las Plataformas se diferencian porque han consolidado a diferentes tiempos. La Plataforma Sudamericana es estable desde fines del Proterozoico y contiene a los cratones, con las rocas más antiguas del continente. Por el contrario, en la Plataforma Patagónica las rocas ígneo-metamórficas de su Basamento Cristalino se han formado durante el Paleozoico y es estable recién a partir del Triásico Medio.

Cratones y ciclos orogénicos

Los cratones sudamericanos son núcleos en los que sobrevive litosfera granítica antigua, del Arcaico, Proterozoico Inferior y Proterozoico Medio, rodeados y unidos entre sí por cinturones orogénicos del Proterozoico Superior.

Se diferencian dos áreas cratónicas mayores, Cratón Amazónico y Cratón de San Francisco, más los fragmentos cratónicos de San Luis, Luis Alves y en el extremo Sur el Cratón del Río de la Plata (Fig. 9.2).

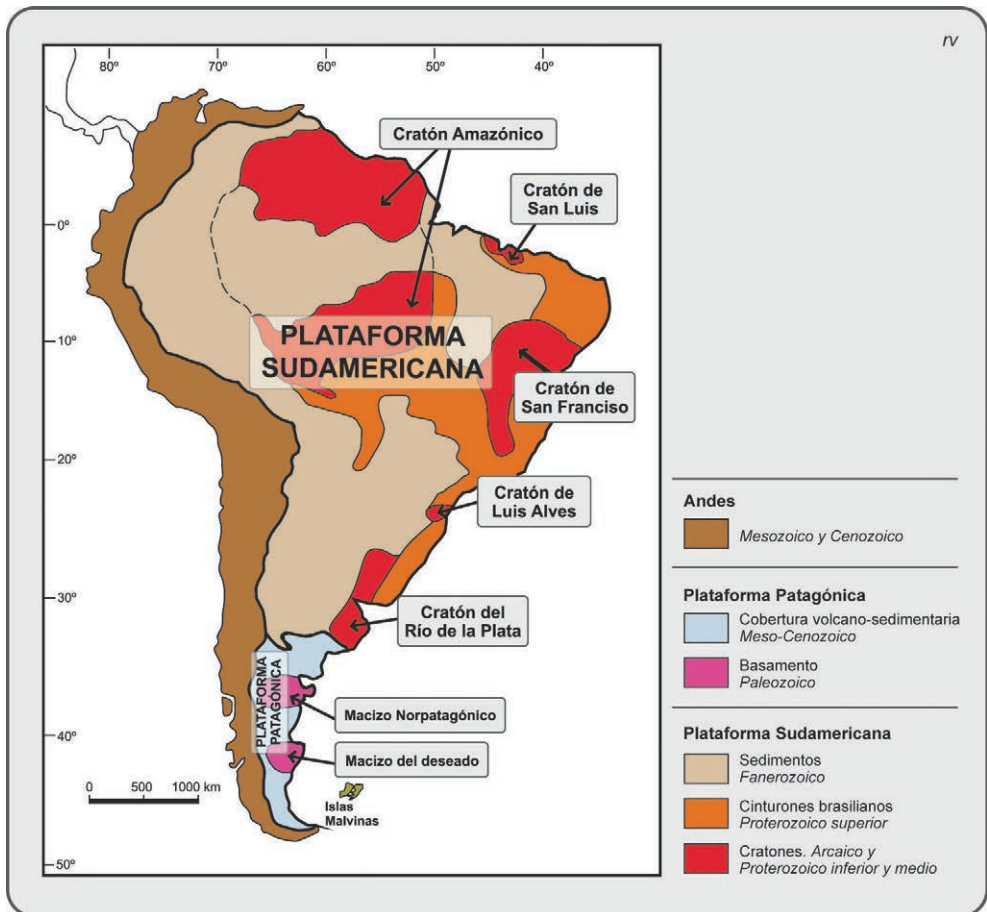


Figura 9.2. Unidades geotectónicas mayores de Sudamérica.

En los cratones se puede reconstruir los procesos ocurridos en los ciclos orogénicos precámbricos, que en Sudamérica y en orden de antigüedad decreciente se denominan Ciclo Jequié, Ciclo Transamazónico, Ciclo Grenville y Ciclo Brasiliano.

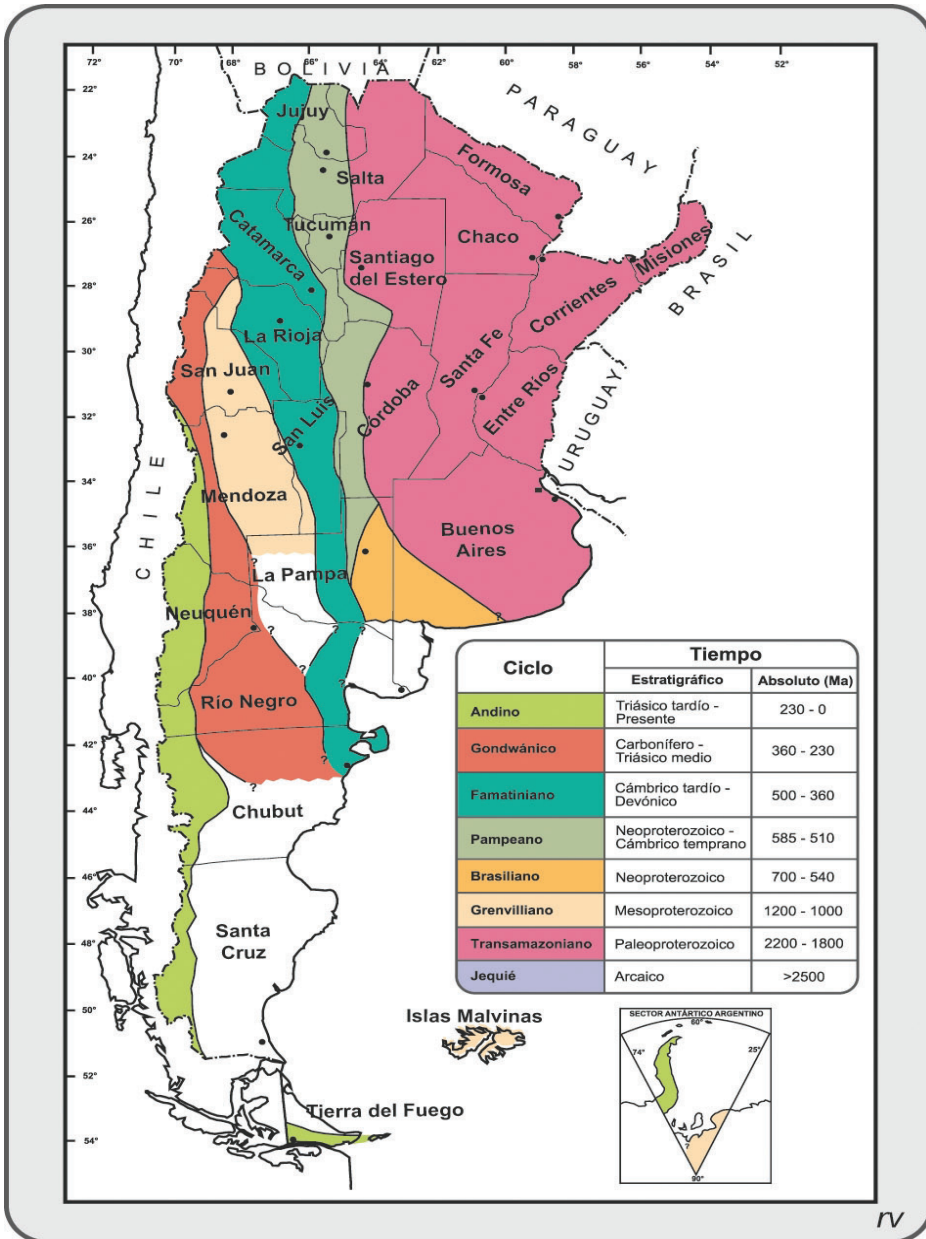


Figura 9.3. Mapa de Ciclos Orogénicos. En la representación se ha eliminado la cubierta sedimentaria meso-cenozoica de la Llanura Oriental. En la Patagonia extra-andina (Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego), la cubierta volcano-sedimentaria meso-cenozoica (en blanco) oculta las rocas de ciclos anteriores.

Los acontecimientos orogénicos fanerozoicos, luego de consolidada la Plataforma Sudamericana, también han construido orógenos, ya finalizados y en vías más o menos avanzada de estabilidad (orógenos fósiles), que finalizaron aproximadamente hace 350 Ma (Ciclos Pampeano y Famatiniano) y 250 Ma (Ciclo Gondwánico). Los procesos del Ciclo Andino están en desarrollo. Cabe tener en cuenta que en la Plataforma Sudamericana se pueden estudiar ampliamente las rocas producidas en los Ciclos Jequié, Transamazónico, Grenville y Brasiliano. En territorio argentino no se conocen rocas arcaicas y las rocas de los ciclos Transamazónico, Grenville y Brasiliano tienen menor importancia que las homólogas de la región central-norte de la Plataforma Sudamericana. Por el contrario son significativas las actividades orogénicas separadas con la denominación de Ciclos Pampeano, Famatiniano, Gondwánico y Andino (Fig. 9.3).

Orógenos activos y orógenos fósiles

La diferencia entre orógenos activos y orógenos fósiles es que los primeros están en desarrollo, produciendo terremotos y erupciones volcánicas y de acuerdo al grado de evolución forman una cadena de montaña, que puede elevarse algunos miles de metros sobre el nivel del mar. Por el contrario los orógenos fósiles han muerto como tales y pierden la actividad y altura que caracteriza a los primeros. No hay volcanes en actividad y el terreno va perdiendo altura por erosión, acercándose inexorablemente al nivel del mar. En tal condición se van integrando a las áreas estables o plataformas, que contienen a los cratones y constituyen la mayor parte de la superficie de los continentes. En tales plataformas, los orógenos fósiles se disponen marginando a los cratones preexistentes y los geólogos pueden demostrar fehacientemente que fueron parte de un orógeno.

En un orógeno activo se tiene a la vista la superficie del mismo y es frecuente que predominen las rocas volcánicas, junto a variada cantidad de sedimentos. En los orógenos fósiles, el desgaste erosivo muestra virtuales secciones de subsuelo de lo que fueron en vida. Algunos de ellos, completamente ajustados a las condiciones de fósil (seniles), exponen en superficie rocas que experimentalmente se determina se han formado a profundidades del orden de 20-30 km y aún más. Otros, en etapa intermedia (maduros) muestran rocas graníticas formadas a profundidades de algunos kilómetros. Esta evolución es de gran ayuda, porque los geólogos pueden examinar directamente, en superficie, los materiales producto de procesos ocurridos en el pasado en subsuelo, que emulan las condiciones de lo que ahora ocurre en orógenos activos a profundidades variables.

Provincias geológicas

La distinción de Provincias Geológicas en un territorio es una de las vías que permite la sistematización regional de sus rasgos geológicos. La combinación de litologías y ordenamiento temporal, estructuras tectónicas y relieve permite separar regiones con categoría de Provincias Geológicas.

Una **Provincia Geológica** tiene una **estratigrafía distintiva**, **condiciones estructurales** propias y **formas de relieve** características, que son la expresión de una particular **historia geológica**. Los límites entre provincias geológicas pueden ser netos o transicionales, caso éste último en el que se establece arbitrariamente.

Provincias geológicas argentinas

El territorio argentino se divide en una veintena de **provincias geológicas** clásicas, que exponen sus rocas en superficie y constituyen áreas de relieve positivo. Además hay una decena de **cuenclas de sedimentación**, unidades de subsuelo rellenas en distintos tiempos con espesores sedimentarios del orden de algunos miles de metros.

Para un desarrollo simplificado del tema separamos regiones con afinidad en su historia geológica, a saber: a) Llanura Oriental; b) Noroeste; c) Región Central; d) Patagonia (Fig. 9.4).

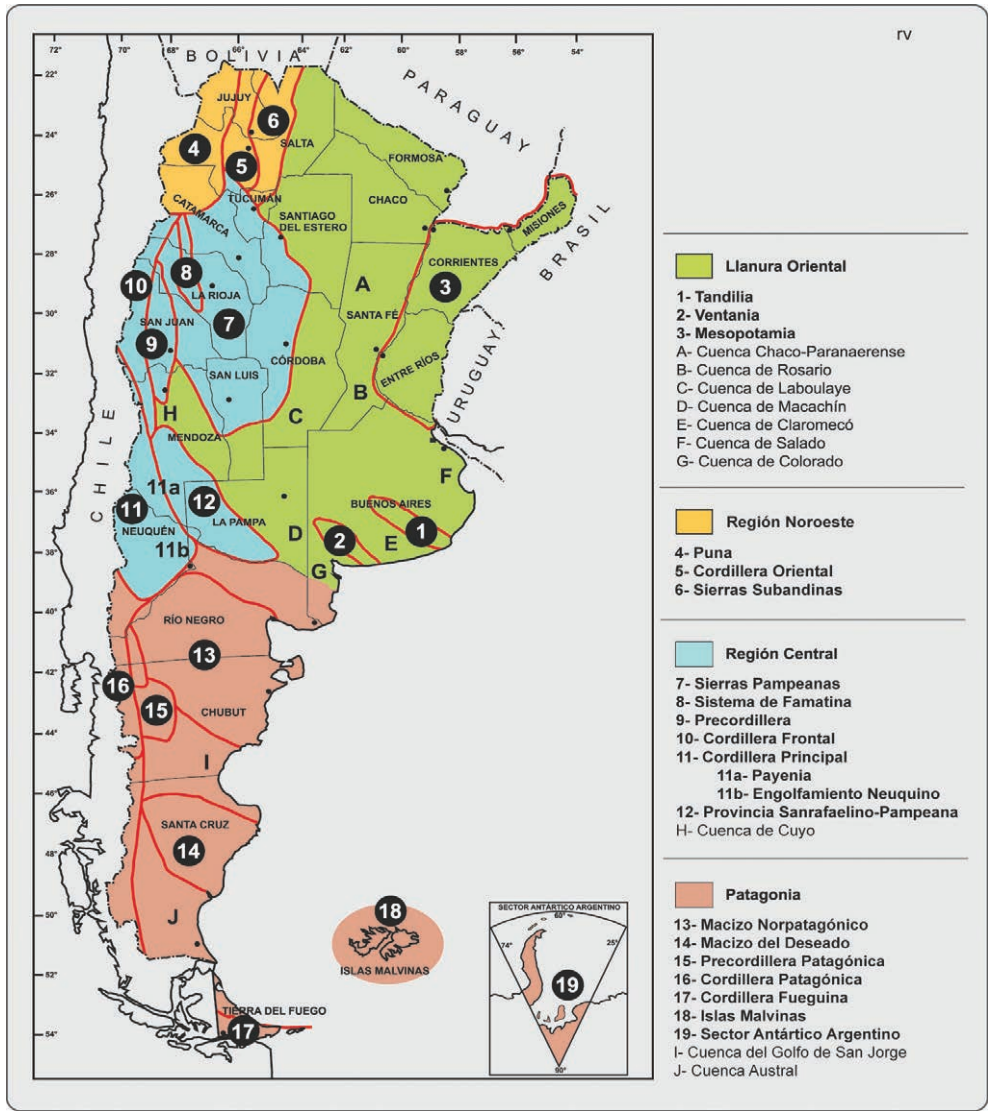


Figura 9.4. Mapa de Provincias Geológicas del territorio argentino.

Para algunas de las Provincias geológicas se presentan columnas estratigráficas simplificadas y con fines comparativos (correlación) se ofrecen eventualmente en conjunto para una determinada región.

Las columnas estratigráficas constituyen una reseña de la composición de una superficie de terreno, en éste caso el que cubre una provincia geológica. Las unidades distinguidas se disponen verticalmente, en orden de antigüedad decreciente de base a techo. La litología se representa con rastras de uso convencional y el tiempo involucrado está indicado por los colores adoptados en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional por la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, 2013).

a) Llanura Oriental

Es una extensa comarca, que va desde el límite con Paraguay, Brasil y Uruguay por el Norte y Este, hasta el curso de los ríos Colorado y Negro por el Sur. Por el Oeste el límite es tajante y coincide con el levantamiento de las estructuras de montaña que se desarrollan hasta el límite con Chile.

En el esquema regional sudamericano, la comarca incluye en la franja oriental a la extensión más austral de la Plataforma Sudamericana. El sustrato de rocas precámbricas aflora en la isla Martín García y en las serranías bonaerenses. En subsuelo se lo ha comprobado en varias perforaciones profundas, por debajo de la cobertura volcano-sedimentaria, aunque en la mayoría de los casos las rocas ígneo-metamórficas extraídas en las perforaciones se identificaron como basamento cristalino, sin una ubicación temporal precisa.

La mayor parte de la superficie es llana (Llanura Chaco-Pampeana), con desarrollo de suelos sobre sedimentos cuaternarios y altura de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar. Las unidades positivas que emergen de la llanura son Tandilia, Ventania y Mesopotamia. En subsuelo se ha identificado varias cuencas de sedimentación, entre ellas las denominadas Chaco-Paranaense, Rosario, Laboulaye, Macachín, Claromecó, Salado y Colorado (Fig. 9.4).

Tandilia

Constituye la exposición más austral del área cratónica de la Plataforma Sudamericana. Es parte del Cratón del Río de la Plata, que por el Norte tiene los mayores afloramientos en Uruguay y Sur de Brasil.

La faja serrana tiene orientación ONO-ESE y se extiende por unos 300 km entre Olavarría y Mar del Plata, con un ancho máximo de aproximadamente 60 km en la zona central, a la altura de Tandil.

En su composición se diferencian claramente un Basamento Cristalino y su cobertura sedimentaria, separados por discordancia angular (Fig. 9.5).

Los gneises, granitoides y migmatitas del Basamento, a la vista en Balcarce, Tandil, Azul y Olavarría, previenen sobre el alto grado metamórfico de sus rocas, que tienen edades radiométricas de aproximadamente 2.200 Ma y son asignadas al Ciclo Transamazónico (Fig. 9.6).

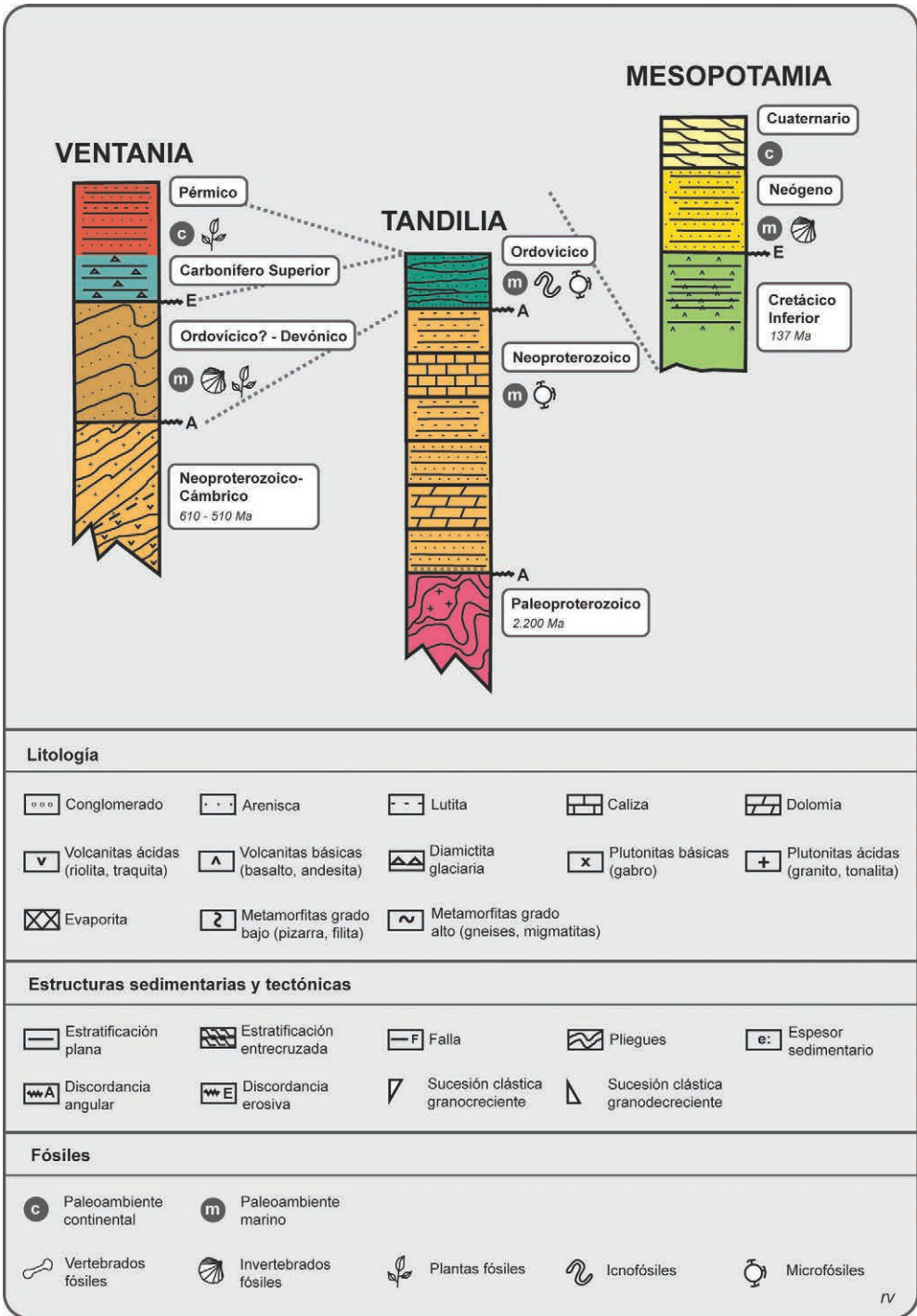


Figura 9.5. Columnas estratigráficas y correlación de las provincias geológicas de la Llanura Oriental.



Figura 9.6. Gneis aflorante en cerro El Triunfo, Balcarce. La actitud de los planos de foliación (metamorfismo) se aprecia en el detalle del ángulo superior izquierdo. Los planos más destacados en la imagen general (aproximadamente perpendiculares a la foliación), son diaclasas de una tectónica frágil posterior al metamorfismo.

La cobertura sedimentaria se integra con dos paquetes superpuestos de sedimentitas marinas, uno Neoproterozoico y otro Paleozoico Inferior, separados por discordancia erosiva.

El primero tiene perfiles tipo en la proximidad de las localidades de Olavarría y Barker, con varios niveles diferenciados con jerarquía litoestratigráfica de Formaciones, incluyendo areniscas, dolomías, arcilitas con microfósiles y calizas (Fig. 9.7 A, B y C). Son rocas de importante valor económico, como las calizas utilizadas en la elaboración de cales y cementos, las dolomías usadas para fabricar cementos especiales y como roca de aplicación en pisos y revestimientos, y las arcilitas para la industria cerámica.

Las sedimentitas paleozoicas son las areniscas cuarzosas de Balcarce y Mar del Plata, conocidas como *pedra Mar del Plata*. Contienen pistas de desplazamiento de invertebrados marinos, conservadas en los sedimentos blandos formados en los fondos de aguas someras (*icnofósiles*), que ubican en el Ordovícico a Silúrico Temprano (Fig. 9.7 D).

La estructura externa destacada en Tandilia son las fallas, que dividen el terreno en numerosos bloques que constituyen cerros aislados por sedimentos modernos. El relieve apenas supera los 500 m.s.n.m. y consiste en formas redondeadas en el frente Norte, donde afloran las rocas de basamento y tabular en el frente Sur, dado por las sedimentitas de actitud subhorizontal.

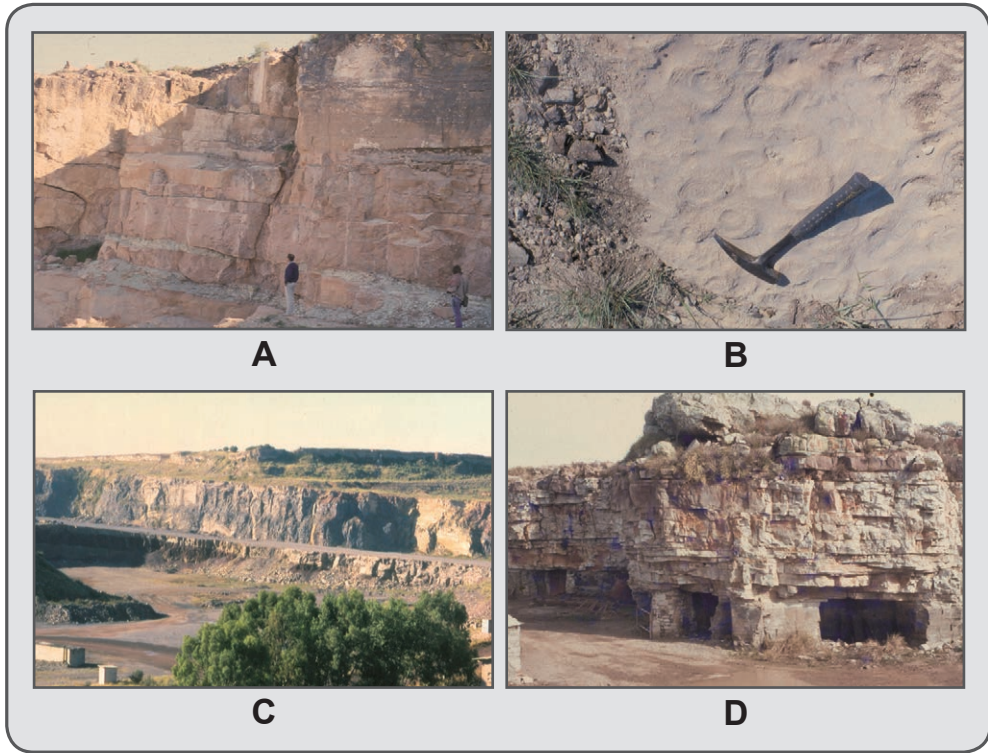


Figura 9.7. Cobertura sedimentaria de Tandilia. a, b y c pertenecen a sedimentitas del Neoproterozoico de las proximidades de Olavarría; A) dolomía, tonalidad castaño, intercalando pelitas, de tonalidad verdosa. B) vista en planta de las estructuras algales (estromatolitos) que contienen las dolomías. C) arcilitas, tonalidad rojiza, sobrepuestas por calizas, tonalidad gris. D) ortocuarcitas del Paleozoico Inferior aflorantes al Este de Barker. En la base del afloramiento se destacan las labores para la extracción de un nivel de arcilitas.

Ventania

Arco de sierra en el Sur bonaerense, de rumbo NO-SE y aproximadamente 175 km de longitud, extendido entre Pigüé y las proximidades de Bahía Blanca. Al centro tiene unos 70 km de ancho.

En el sector Sudoeste hay afloramientos menores de un Basamento Cristalino, formado por granitos y riolitas. Las edades radiométricas lo ubican en el Neoproterozoico-Cámbrico, sugiriendo su relación con el Ciclo Orogénico Brasileño (Fig. 9.5 y 9.8 A).

Es importante la cobertura sedimentaria, marina y clástica, con fósiles devónicos y pérmicos, incluyendo además a las diamictitas glaciarias carboníferas, características del supercontinente Gondwana.

Se inicia con un conglomerado de base (Fig. 9.8 A), destacándose que los altos cordones occidentales de las sierras de Curamalal y de la Ventana están formados casi exclusivamente por cuarcitas, roca muy resistente a la erosión (Fig. 9.8 B). El flanco oriental de sierra está a menor altura (Fig. 9.8 C) y se compone de areniscas feldespáticas con invertebrados fósiles y plantas devónicas, seguidas por diamictitas glaciarias, rematando con una monótona alternancia de areniscas finas y pelitas con flora fósil de edad Pérmico. Es notorio la fuerte esquistosidad que afecta a las areniscas y diamictitas (Fig. 9.8 D).

La característica estructural sobresaliente es el plegamiento (Fig. 9.8 B), acompañado por numerosas fallas inversas, conjunto que en el rumbo adopta la forma de un arco de circunferencia, notablemente visible entre las localidades de Pigüé y Tornquist. Las estructuras son atribuidas a Movimientos del Ciclo Gondwánico. El relieve es de largos y altos cordones orientados NO-SE, con mayores alturas en la sierra de la Ventana y culminación en el cerro Tres Picos, de aproximadamente 1.250 m.s.n.m.

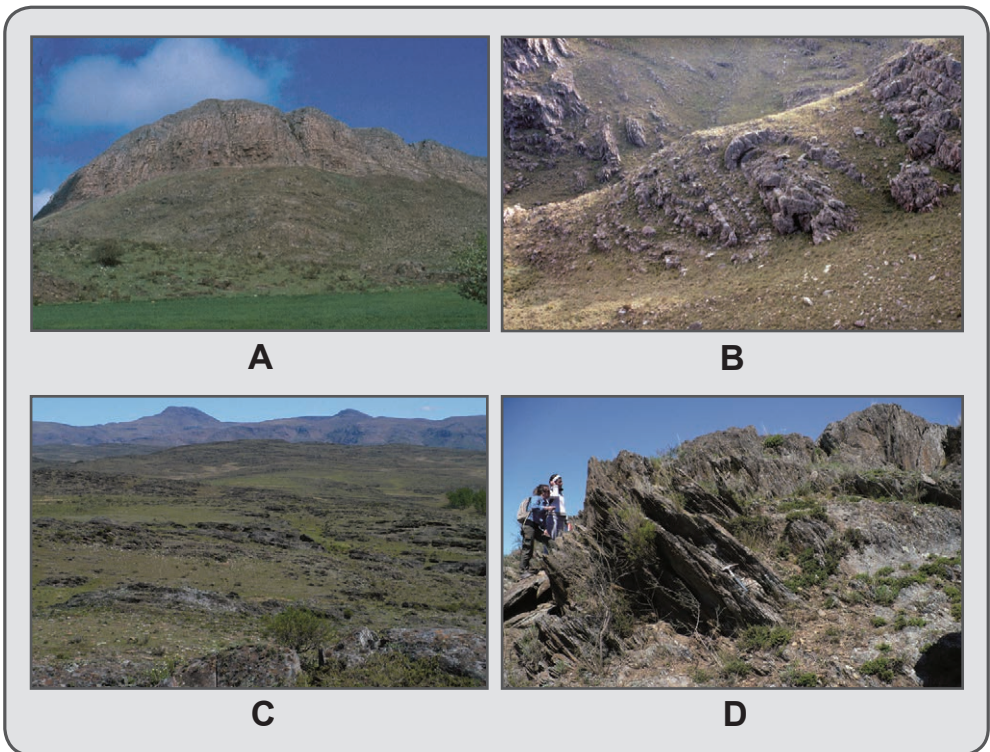


Figura 9.8. A) Relación de discordancia angular en el cerro Pan de Azúcar, entre unidades del Basamento (abajo) y conglomerados de inicio de la cobertura sedimentaria (arriba); el contacto está marcado por el cambio de tonalidad y el quiebre de pendiente. B) cuarcitas gris-blanquecinas de los cordones occidentales, con pliegues asimétricos-volcados. C) Vista al SO, mostrando al fondo la línea de altos cordones occidentales y el cerro Tres Picos y en primer plano y a menor altura las areniscas feldespáticas del faldeo oriental de sierra. D) Vista al SSE de las areniscas feldespáticas, afectadas por fuerte esquistosidad, inclinada al SO.

Mesopotamia

En la composición se destacan las espesas coladas basálticas de la Formación Serra General, como las expuestas en las Cataratas del Iguazú, datadas radiométricamente en el rango 137-127 Ma (Cretácico Inferior). La efusión de los basaltos se relaciona con la ruptura del supercontinente Gondwana, proceso episódico iniciado en el Triásico, hace 250 Ma y aún en marcha. En la Cuenca de Paraná, Sur de Brasil y Uruguay, alcanzan en subsuelo espesores de hasta 1.720 m. Sedimentitas marinas fosilíferas del Neógeno afloran en las barrancas del río Paraná en Corrientes y Entre Ríos.

La geomorfología distingue la meseta misionera, los esteros del Iberá y las onduladas cuchillas entrerrianas. En el Cuaternario se destaca la construcción del Delta del Paraná (Fig. 9.5). Detallada información en Aceñolaza (2007).

Cuencas Sedimentarias de la Llanura Oriental

La Cuenca Chaco-Paranaense es un amplio espacio al Este de las sierras del Noroeste y Centro-Oeste, hasta el Alto de la Mesopotamia. El ambiente tectónico es de Cuenca Intracratónica. La estratigrafía, reconstruida mediante perfiles de perforaciones, muestra que depositados sobre Basamento Cristalino hay dos componentes mayoritarios, uno del Paleozoico Inferior (sedimentitas marinas plataformales) y el otro del Paleozoico Superior (incluyendo sedimentitas continentales glaciarias). Al tope sedimentos cenozoicos.

La Cuenca de Claromecó, ubicada en territorio bonaerense entre los sistemas de Tandilia y Ventania, se expande al naciente por la Plataforma Continental. El ambiente tectónico es de Cuenca de Antepaís, generado por carga tectónica al estructurarse Ventania por movimientos del Ciclo Gondwánico. Su relleno es Pérmico y tiene aproximadamente 7.000 m de espesor máximo, que se afina y apoya al NE contra Tandilia.

Las Cuencas de Salado y Colorado, en Buenos Aires y Plataforma Continental contigua, responden al tipo de rift o aulacógeno, vinculado con la apertura del Océano Atlántico. El relleno es Cretácico y Terciario, alternadamente continental y marino, a la base con intercalación de lavas basálticas. Fueron exploradas por hidrocarburos con resultado negativo.

Las Cuencas de Rosario, Laboulaye y Macachín completan el anillo de cuencas mesozoico-cenozoicas que rodean al *Positivo Bonaerense* de Tandilia-Ventania.

b) Noroeste

Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas son las provincias geológicas del Noroeste (Fig. 9.4). Dos rasgos cabe señalar, primero que son continuidad hacia el Sur de las cadenas andinas bolivianas y segundo que están relacionadas genéticamente entre sí, con evolución cortical que tuvo etapas constructivas mayores en los Ciclos Pampeano, Famatiniano y Andino.

Cordillera Oriental

La estratigrafía de Cordillera Oriental incluye un Basamento y su cobertura sedimentaria (Fig. 9.9).

El Basamento está conformado por sedimentos marinos, plegados y afectados por bajo grado de metamorfismo (metasedimentos), que conservan formas fósiles del Neoproterozoico Tardío a Cámbrico Temprano. Se completa con plutones graníticos posttectónicos, datados en 535-520 Ma. El conjunto es el prototipo del Ciclo Pampeano (Fig. 9.10 A).

La cubierta sedimentaria característica, apoyada sobre Basamento en relación de discordancia angular, es una espesa sucesión, en total unos 7.500 m, de sedimentitas marinas fosilíferas plataformales del Cámbrico Superior y Ordovícico (Fig. 9.10 B y C). Además, la Cordillera Oriental comparte con Sierras Subandinas y Puna, las sedimentitas del Cretácico y Cenozoico, respuesta a los procesos de distensión (rift; Fig. 9.10 D) y contracción (cuencas de antepaís), del Ciclo Andino.

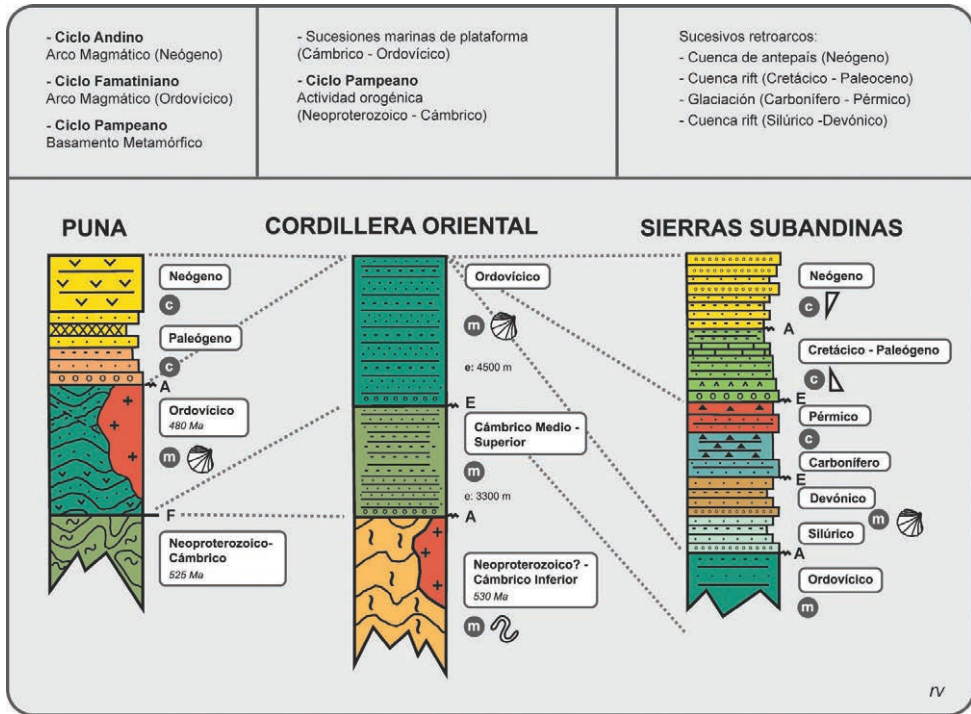


Figura 9.9. Columnas estratigráficas y correlación para las Provincias Geológicas del Noroeste. En el recuadro superior ambiente tectónico y ciclos involucrados. Ver referencias en Fig. 9.5.

Puna

En la Puna son importantes las sedimentitas, volcanitas y plutonitas ordovícicas, relacionadas con un arco magmático (470 Ma; Ciclo Famatiniano). Otro componente destacado son las sedimentitas continentales y volcanitas del Paleógeno y Neógeno (45 a 5 Ma; Ciclo Andino). (Fig. 9.9).

Sierras Subandinas

En las Sierras Subandinas el registro sedimentario característico es marino para el Silúrico-Devónico, continental glaciario en el Carbonífero-Pérmico, sobrepuestos por depósitos continentales de los sucesivos ciclos sedimentarios Cretácico-Paleógeno y Neógeno (Fig. 9.9).

En la región, las unidades antiguas tienen internamente estructuras tectónicas del Paleozoico Temprano. La estructuración morfogenética o externa, responde al acortamiento del Ciclo Andino, principalmente ocurrido en el Terciario, que instaló a la Puna como un altiplano a 4.000 m.s.n.m., definió los altos cordones montañosos de la Cordillera Oriental y la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas.

La mitad austral del Sistema Subandino puede separarse con el nombre de Sistema de Santa Bárbara, que se destaca por las sedimentitas del Cretácico-Paleógeno y acortamiento mediante estructura de bloques.

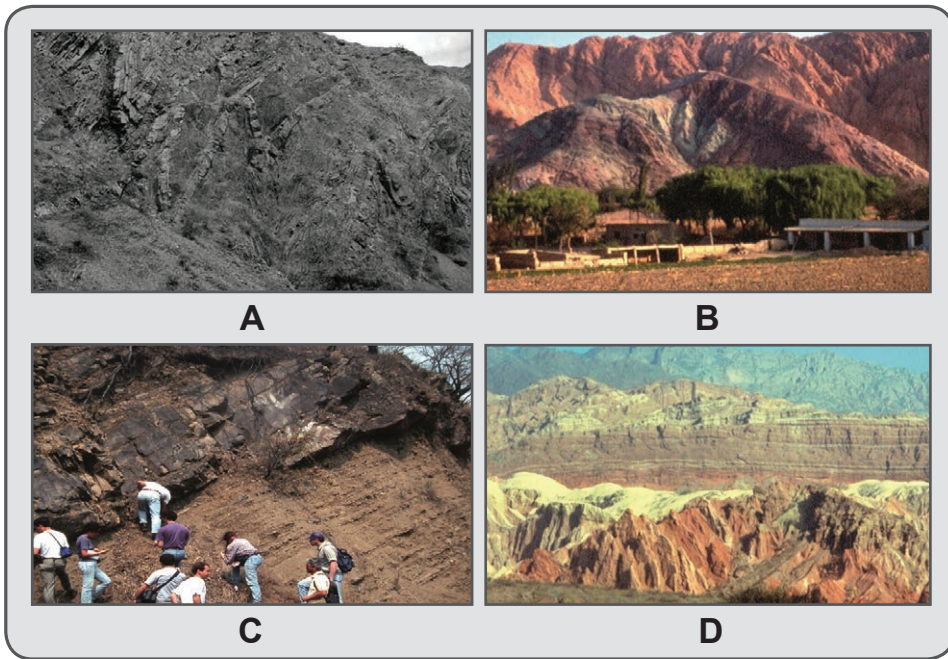


Figura 9.10. Principales unidades de Cordillera Oriental. A) Basamento; metasedimentos en finos estratos fuertemente plegados. B) Sedimentitas cámbricas varicolores en Purmamarca, quebrada de Humahuaca, Jujuy. C) Detalle en el cerro San Bernardo, Salta, de la alternancia de paquetes de pelitas y areniscas que caracterizan al Ordovícico. D) Sedimentitas continentales del Cretácico-Paleógeno en la quebrada de las Conchas, Salta; al fondo, Sur, rocas ígneo-metamórficas de las Sierras Pampeanas.

c) Región Central

Incluye a la comarca montañosa Oeste del país. Se destaca que entre los paralelos 27°S y 33°S hay una importante proyección hacia el Este de las montañas y/o sierras, que alcanzan hasta el meridiano de la ciudad de Córdoba, distante unos 800 km de la trinchera (fosa oceánica chilena), donde se inicia la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamérica (Fig. 9.1).

La mencionada proyección tiene causas geotectónicas, ya que coincide con un segmento de bajo ángulo de subducción (menor de 10°), contrastante con los valores normales (aproximadamente 30°), comprobados en los segmentos andinos antiguos al Norte y Sur.

La actual configuración de placas se produjo hace aproximadamente 10-15 Ma atrás (Neógeno) y las consecuencias incluyen el “silencio volcánico” y la alta compresividad, con actividad sísmica e importante estructuración que sufre el segmento. Hay desarrollo de fajas plegadas y corridas en la alta cordillera (incluye al cerro Aconcagua), faja plegada y corrida de la Precordillera cuyana e instalación de las Sierras Pampeanas.

Las provincias geológicas involucradas en el segmento de bajo ángulo de subducción (*flat slab* pampeano) son las Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y tramo norte (mendocino) de la Cordillera Principal. Al Sur de los 33° de latitud, fuera del *flat slab*, se desarrollan el tramo sur (neuquino) de la Cordillera Principal y la Provincia Sanrafaelino-Pampeana (Fig. 9.4).

Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina

Conjunto de serranías y valles interpuertos. Los bloques de sierra exponen un Basamento con variada gama de rocas ígneas y metamórficas. La cobertura sedimentaria es de varios ciclos sedimentarios y rellena los valles interserranos, eventualmente aflorando en los flancos serranos (Fig. 9.11).

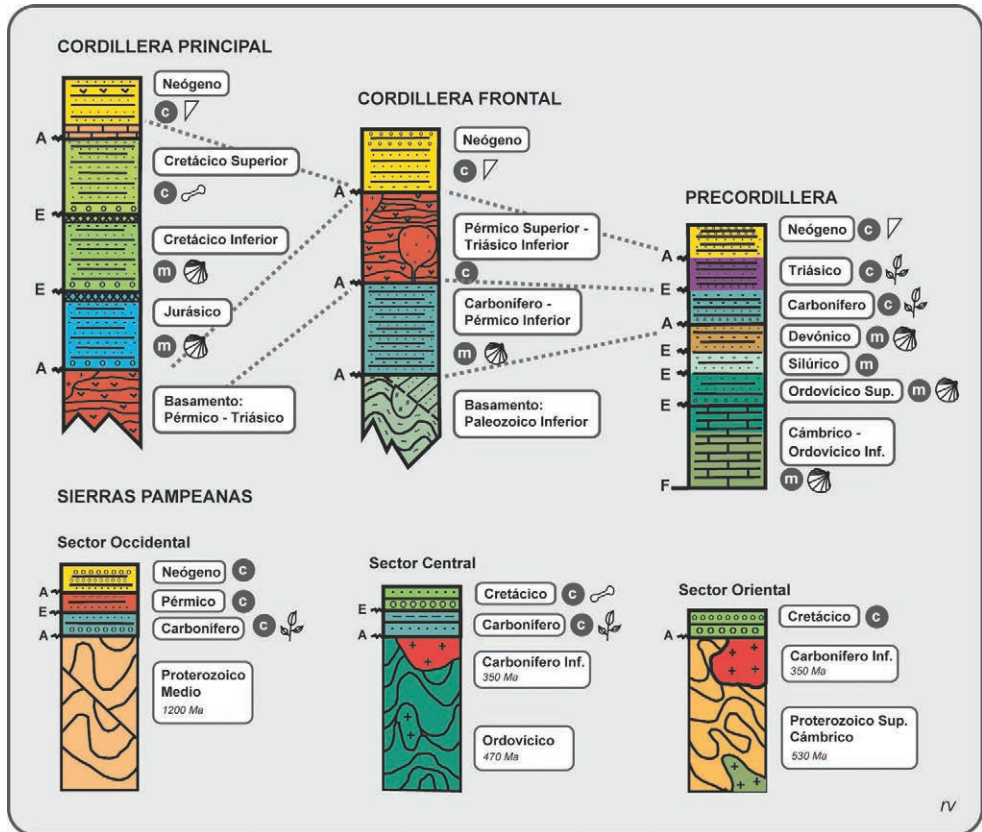


Figura 9.11. Columnas estratigráficas y correlación para las provincias geológicas de la Región Central. Ver referencias en Fig. 9.5.

Las Sierras Pampeanas incluyen un sector oriental o cordobés, con rocas ígneas y metamórficas de 550-530 Ma (Ciclo Pampeano; Fig. 9.12 A), un sector central puntano-riojano de 490-470 Ma (Ciclo Famatiniano) y un sector occidental o sanjuanino de 1200-1100 Ma (Ciclo Grenville; Fig. 9.12 C y D).

Importantes fajas de cizalla dúctil (metamorfismo dinámico) y grandes plutones graníticos discordantes (ejemplo batolito de Achala, Córdoba; batolito de las Chacras, San Luis), procesos datados en 400-350 Ma, son atribuidos a un ciclo de actividad denominado Ciclo Achaliano.

El Sistema de Famatina es esencialmente un bloque de basamento interpuerto entre las serranías de los sectores central y occidental. En el mismo predominan los granitoides ordovícicos (Ciclo Famatiniano; Fig. 12 B y F), pero el rasgo distintivo es que contenga retazos de sedimentitas marinas fosilíferas y volcanitas del Ordovícico.

La cobertura sedimentaria de las Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina se localiza en los bolsones intermontanos, con espesor de algunos miles de metros en subsuelo y afloramientos en los flancos de los bloques de Basamento. Es esencialmente continental, producto de varios ciclos sedimentarios, con flora fósil e intercalación de basaltos y/o tobas que han permitido fijar su edad. En orden de antigüedad decreciente hay sedimentitas del Carbonífero-Pérmico (Fig. 9.12 E), Triásico, Cretácico y Terciario (Fig. 9.12 F), las tres primeras pertenecientes a ciclos sedimentarios en sucesivas cuencas rift y el último en cuenca de antepaís.

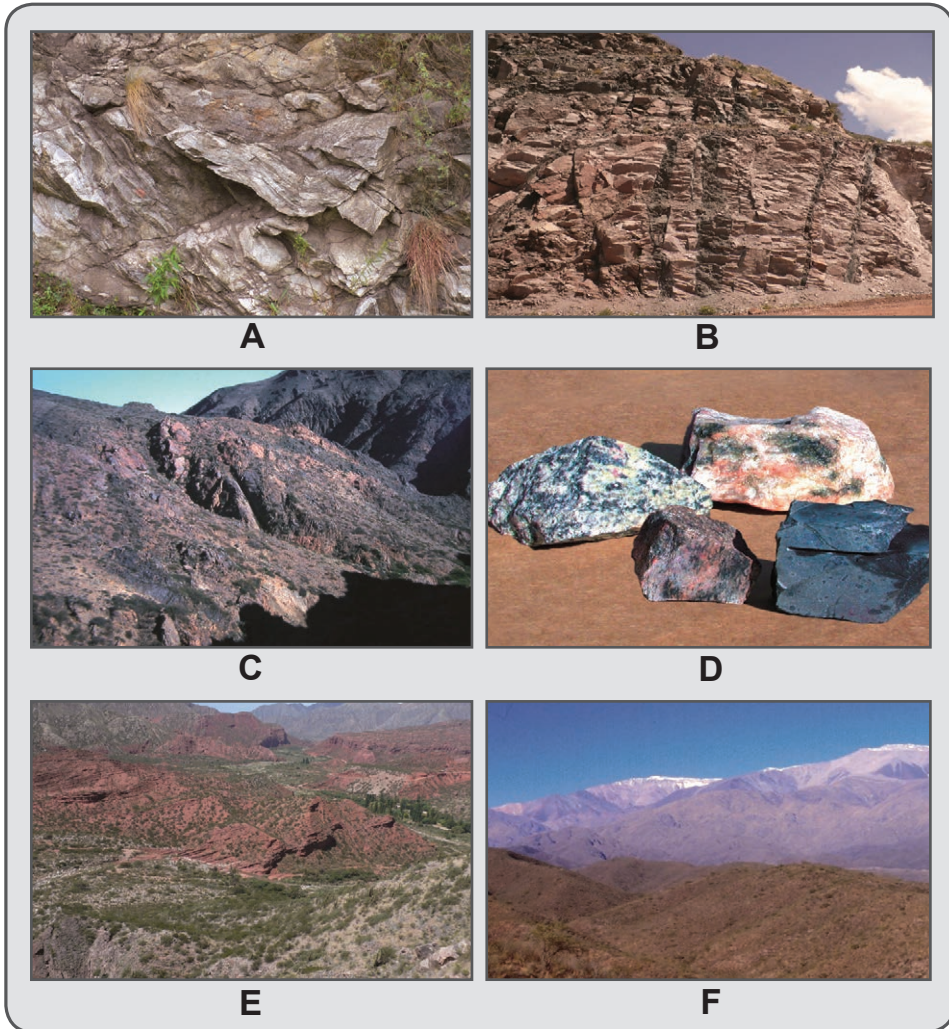


Figura 9.12. Fotografías de afloramientos de Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina. A) Rocas metamórficas y migmatitas del Ciclo Pampeano, Sierra Chica de Córdoba. B) Granitos de los plutones famatinianos ordovícicos (rosado), cortados por diques de lamprófiros del mismo magmatismo (negro), Cuesta de Miranda, La Rioja. C) Ortogneises y metabasitas del Ciclo Grenville en la sierra de Umango, La Rioja. D) Muestras de mano de ortogneises graníticos y de una metabasita (a derecha), de la sierra de Umango. E) Sedimentitas rojas pérmicas en el valle del río Miranda, La Rioja. F) En primer plano sedimentitas terciarias del faldeo oriental de la sierra de Famatina; al fondo los granitoides ordovícicos y Nevados del Famatina, en las cercanías de Chilecito, La Rioja.

Precordillera

Ubicada en el Oeste de las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, limita al Este con los bloques de Basamento Cristalino de las Sierras Pampeanas y al Oeste con los cordones montañosos de la alta Cordillera (Fig. 9.4).

La característica estratigráfica distintiva reside en la completa sucesión de sedimentitas marinas fosilíferas del Cámbrico hasta Devónico (Fig. 9.11).

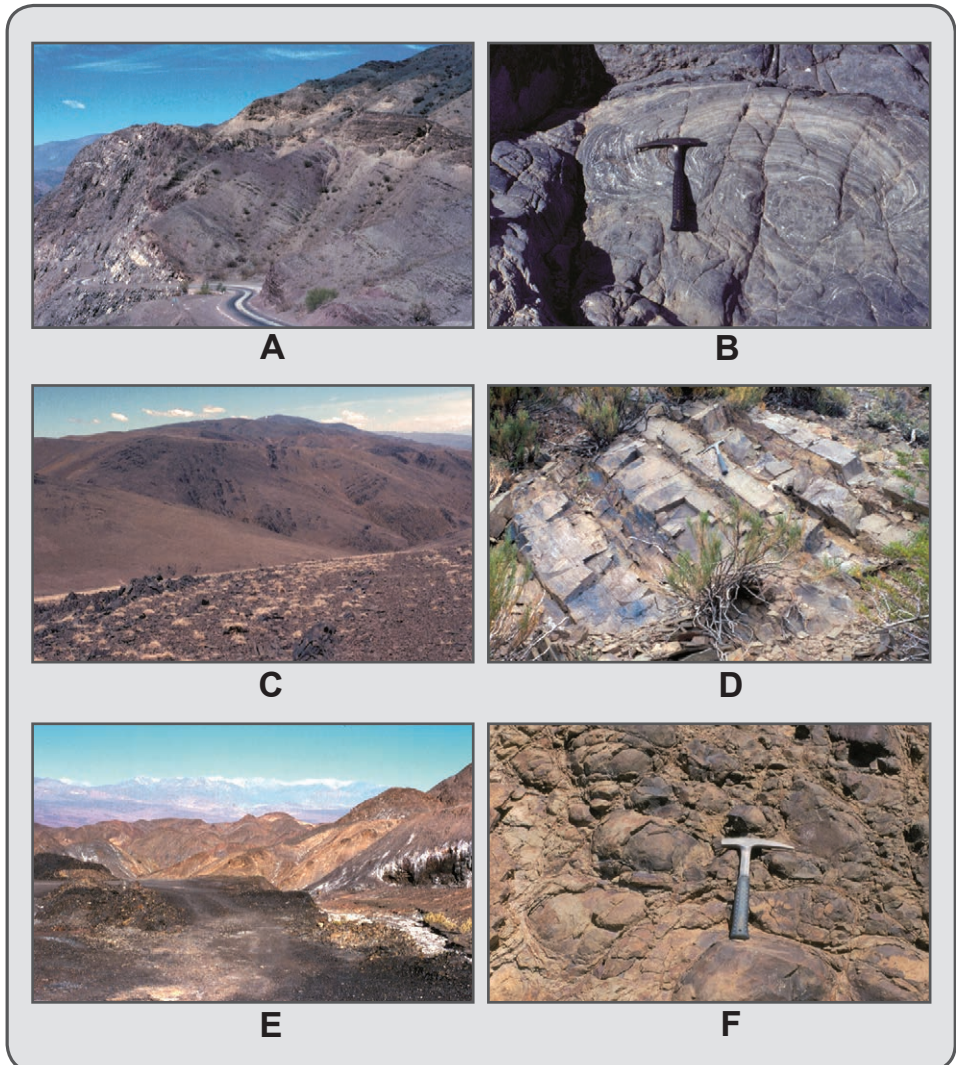


Figura 9.13. Fotografías de Precordillera. A) Calizas, abajo en tonalidad gris, sobrepuestas por areniscas y lutitas silúrico-devónicas. B) Estructura algal (estromatolito) en calizas cámbricas. C) Sucesión alternante de grauvacas y pelitas del Ordovícico Superior. D) Detalle de la sucesión grauvaca-lutita. E) Vista de las lutitas negras y areniscas amarillentas de Precordillera Occidental. F) Basaltos contenidos en las sedimentitas de Precordillera Occidental.

Las diferentes facies sedimentarias permiten dividir en tres franjas longitudinales: Precordillera Oriental, Central y Occidental. En la Precordillera Oriental se destaca la facies de calizas con trilobites, abarcando Cámbrico y Ordovícico Temprano, por lo que también se la conoce como Precordillera Calcárea (Fig. 9.13 A y B). En la Precordillera Central es característica la sucesión clástica del Ordovícico Medio y Tardío, Silúrico y Devónico (Fig. 9.13 C y D), conteniendo braquiópodos, pelecípodos y graptolitos. Por su parte la Precordillera Occidental se distingue por facies de lutitas negras graptolitíferas, conteniendo basaltos (Fig. 13 E y F).

El Basamento Cristalino de la cobertura descrita se conoce solamente por xenolitos gnéissicos, llevados a superficie en la erupción de lavas neógenas. La edad radiométrica de las rocas que componen los xenolitos es de aproximadamente 1.100 Ma y tentativamente se correlaciona con el Basamento aflorante en el sector occidental de las Sierras Pampeanas.

La sucesión sedimentaria se completa con espesas formaciones, mayormente continentales, de edades Paleozoico Superior, Triásico y Neógeno. Las respectivas cuencas de sedimentación son compartidas con el espacio ocupado por las Sierras Pampeanas.

En la escala de la geotectónica, cabe destacar la interpretada interacción de placas ocurrida en el Paleozoico Inferior, con subducción y colisión entre un aloctono que se caracteriza por corteza del Ciclo Grenville (Precordillera y sector occidental de Sierras Pampeanas) y un autóctono de corteza del Ciclo Pampeano (sectores central y oriental de Sierras Pampeanas). Las rocas y estructuras producidas por tal interacción dan entidad al Ciclo Famatiniano.

La estructura morfogénica de Precordillera consiste en pliegues y fallas de una faja plegada y corrida, generada en el Neógeno por la tectónica del Ciclo Orogénico Andino, que condiciona una morfología de largos y angostos cordones orientados Norte-Sur.

Cordillera Frontal

Hay un Basamento pre-Carbonífero integrado por varias unidades, algunas de litología ígneo-metamórfica y otras sedimentaria, plegadas y falladas.

Los términos estratigráficos característicos son los del Ciclo Gondwánico, que incluyen productos sedimentarios e ígneos (Fig. 9.11).

Sedimentitas marinas fosilíferas fueron depositadas en una cuenca de retroarco durante el Carbonífero y Pérmico Temprano.

Una importante fase de contracción ocurrida al finalizar el Pérmico Temprano, es denominada Fase Orogénica San Rafael. El principal efecto fue el cierre de la cuenca sedimentaria marina y estructuración de las sedimentitas carbonífero-pérmicas.

Acto seguido se produjo ascenso regional con arrasamiento erosivo (isostasia), e instalación de los productos ígneos del denominado Magmatismo Choiyoi. El mismo consta de derrames volcánicos andesíticos a riolíticos, en sucesiones estratificadas que superan los 1.000 m de espesor, y numerosos plutones granodioríticos y graníticos que componen importantes batolitos. Las edades radiométricas van desde 270 Ma a 250 Ma.

La estructuración del Ciclo Andino consiste en una vigorosa reactivación tectónica contraccional, formadora del relieve de alta montaña y algunas cuencas sedimentarias. Las alturas superan los 6.000 m.s.n.m. en los altos cordones del límite argentino-chileno del Norte de San Juan, La Rioja y Catamarca.

Cordillera Principal

Es la denominación del Orógeno del Ciclo Andino, que en el sur de San Juan, Mendoza y Neuquén constituye la Cordillera del límite. Hacia el Norte, tiene desarrollo exclusivo en territorio chileno y la divisoria de aguas la constituye la Cordillera Frontal.

La paleogeografía muestra vinculación con el Océano Pacífico, en un escenario de subducción de corteza oceánica por debajo del Sudoeste de Gondwana (ahora Sudamérica). La vertiente argentina de la montaña se identifica mayormente con las cuencas de sedimentación en retroarco, receptáculo de secuencias marinas fosilíferas completas del Jurásico y Cretácico Temprano. La etapa de estructuración, vigente a partir del Cretácico Tardío, originó depósitos continentales importantes, como los Estratos con Dinosaurios neuquinos (Fig. 9.11).

En el Oeste montañoso, la estructura destacada es la de fajas plegadas y corridas. Opuestamente, la mitad oriental de Neuquén está poco perturbada tectónicamente y constituye la Cuenca Neuquina o Engolfamiento Neuquino. El Engolfamiento es importante por las reservas de hidrocarburos y puede categorizar como subprovincia.

Provincia Sanrafaelino – Pampeana

Faja de terreno orientada NO-SE, desde San Rafael en el Centro-Sur de Mendoza, hasta Pichi Mahuida en el Sur de La Pampa (Fig. 9.4).

El elemento estratigráfico común y característico es el magmatismo permo-triásico o magmatismo Choiyoi (Ciclo Gondwánico; Fig. 9.14 B y C), precedido por sedimentitas del Carbonífero-Pérmico (Fig. 9.14 A), lo que la relaciona con el eje orogénico de la Cordillera Frontal.

La orientación diagonal (NO-SE) provoca diferencias en la composición y edad del Basamento. En el NO (San Rafael), incluye rocas ígneo-metamórficas de 1.200 Ma (Mesoproterozoico; Ciclo Grenville) y sedimentitas marinas fosilíferas del Paleozoico Inferior, por lo que es comparable con la estratigrafía de Precordillera. En el SE (La Pampa) está formado por rocas ígneo-metamórficas de 525-475 Ma (Paleozoico Temprano; Ciclos Pampeano y Famatiniano), similares a las de Sierras Pampeanas en los sectores oriental y central.

La Cuenca de Cuyo se ubica en Mendoza al pie de la Cordillera, entre las unidades positivas de Precordillera al Norte y Bloque de San Rafael al Sur. El ambiente tectónico es propio de cuenca rift al inicio del Ciclo Andino. El sustrato lo compone una sucesión sedimentaria similar a la aflorante en Precordillera. El relleno principal es del Triásico y Terciario. Es productora de hidrocarburos.

En el Sur de Mendoza y Norte Neuquino, a expensas de las construcciones volcánicas basálticas acaecidas en el Cuaternario, se puede diferenciar con categoría de subprovincia a la zona conocida como Payenia (Fig. 9.14 D).

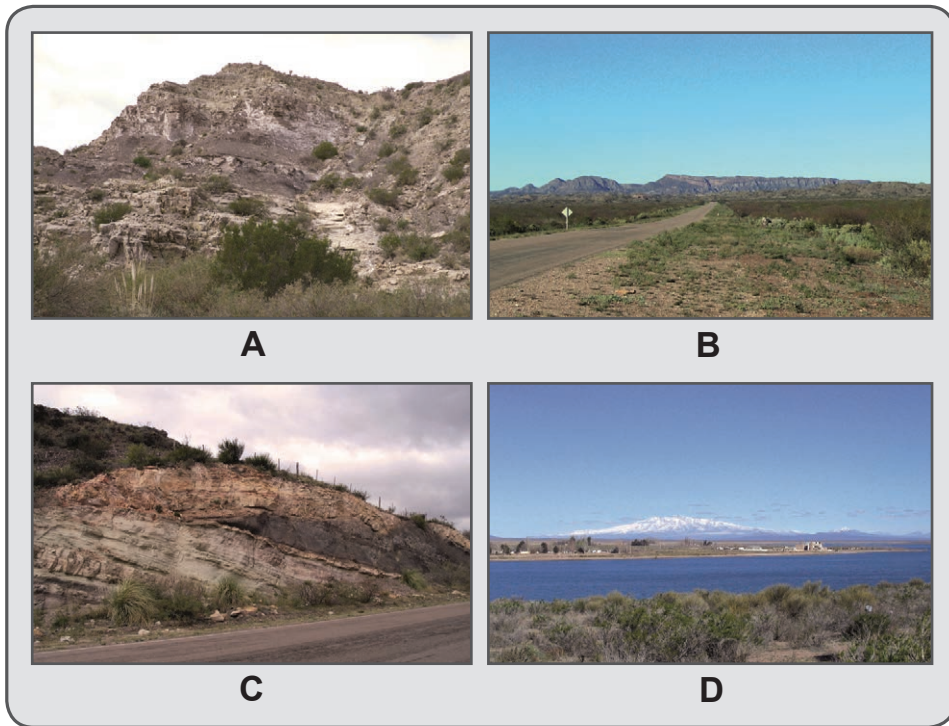


Figura 9.14. Fotografías del Bloque de San Rafael y Payenia. A) Areniscas y lutitas negras del Carbonífero-Pérmico, en la sección del río Atuel. B) Magmatismo Pérmico, a izquierda se aprecia un cuerpo subvolcánico (domo) y a derecha la sucesión volcano-sedimentaria estratificada. C) Detalle del interior de la sucesión volcano-sedimentaria: abajo capas de tobas y areniscas tobáceas, en tonalidad clara; las tobas son sobrepuestas por un nivel de un flujo denso (oscuro) y al tope por una lengua ignimbítica (castaño-rojizo). Las volcanitas se apoyan sobre rocas de Basamento, expuestas al fondo de la vista. D) Vista al Sur del lago Nihuil del cerro Nevado (estratovolcán) y numerosos conos volcánicos menores de la Payenia.

d) Patagonia

La comarca que se extiende al Sur de los 39°S tiene características geológicas y morfológicas distintivas, que tempranamente propiciaron su separación. Los Andes de estas latitudes tienen algunas características distintivas, pero no son el motivo principal del contraste con la geología al Norte de los 39°S. Las mencionadas diferencias son propias de la región extra-andina, al sur de la zona deprimida de los valles de los ríos Colorado y Negro, región conocida con el nombre de Patagonia. Se desprende de lo anterior, que la evolución de la Corteza patagónica extra-andina es la clave para diferenciar la Plataforma Patagónica respecto a la Plataforma Sudamericana.

En la Plataforma Patagónica hubo actividad orogénica durante el Paleozoico y la estabilidad queda acreditada a partir del Triásico Medio. Ese es el criterio que se utiliza para la separación de la Plataforma Sudamericana, que es estable desde fines del Precámbrico.

Las diferencias en la geología de los Andes al Sur de los 39°, respecto a la de los Andes al Norte, son explicadas satisfactoriamente estableciendo las condiciones que fija la segmentación andina (edad de la corteza oceánica involucrada en la subducción; ángulo de subducción; dorsales oceánicas que arriban a la trinchera; ángulos de incidencia y velocidad de subducción).

Considerando todo el territorio, las Provincias Geológicas reconocidas son: Macizo Norpatagónico, Macizo del Deseado, Precordillera Patagónica, Cordillera Patagónica y Cordillera Fueguina. Las cuencas sedimentarias mayores son la del Golfo de San Jorge y la Austral o Magallánica. Arbitrariamente incluimos en este apartado a las Islas Malvinas y al Sector Antártico Argentino (Fig. 9.4).

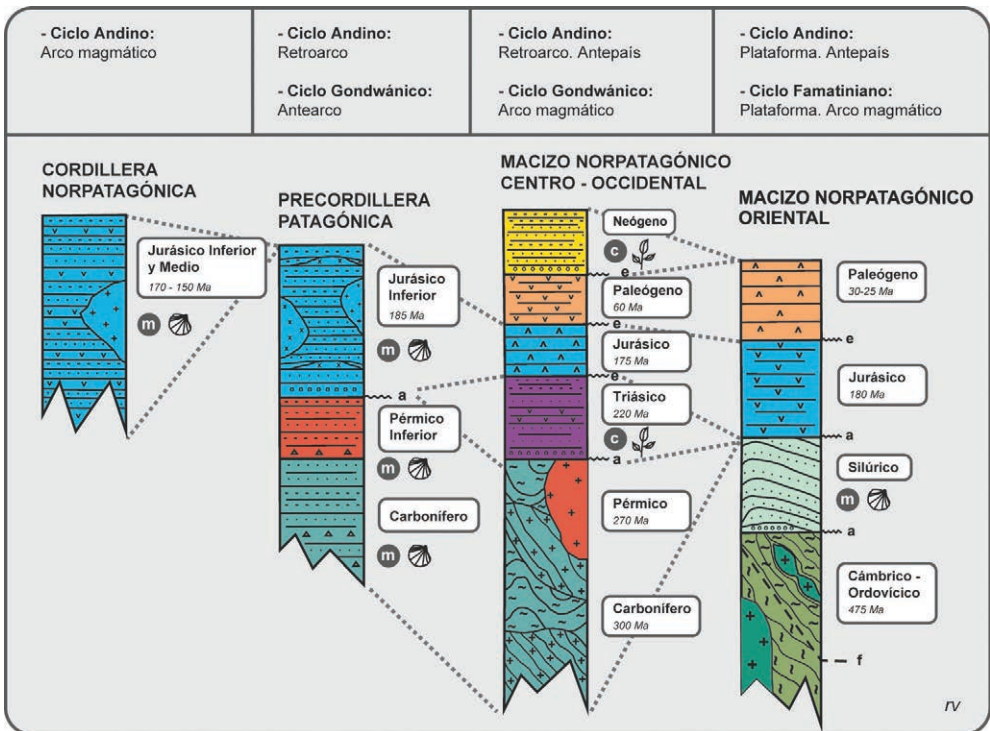


Figura 9.15. Columnas estratigráficas y correlación para algunas Provincias Geológicas del Norte de Patagonia. Ver referencias en Fig. 9.5.

Macizo Norpatagónico

Ocupa totalmente la región extra-andina de la provincia de Río Negro y Norte de Chubut, entre los ríos Negro por el Norte y Chubut por el Sur. La estratigrafía distingue un Basamento Cristalino y una cobertura volcano-sedimentaria. Además, por diferencias en el Basamento Cristalino cabe separar una región Oriental o Atlántica y una región Centro-Occidental (Fig. 9.15).

El basamento de la región Oriental es principalmente resultado de actividad orogénica durante el Paleozoico Inferior. Incluye rocas metamórficas de alto grado (con granitos sinorogénicos) y de bajo grado metamórfico (con granitos posorogénicos), separadas por falla (Fig. 9.16 A y B). El conjunto es

abierto en relación de discordancia angular por sedimentitas marinas fosilíferas silúricas, con niveles ferríferos de importancia económica, explotados en el yacimiento de Sierra Grande (Fig. 9.16 C).

El basamento de la región Centro-Occidental se debe esencialmente a la acción del Ciclo Gondwánico (Paleozoico Superior). Mayoritariamente son rocas gnéissicas de protolito granítico (ortogneises), datados radiométricamente en alrededor de 300 Ma (Fig. 9.16 D). Se completa con plutonitas y volcanitas ácidas posttectónicas datados en 270-250 Ma.

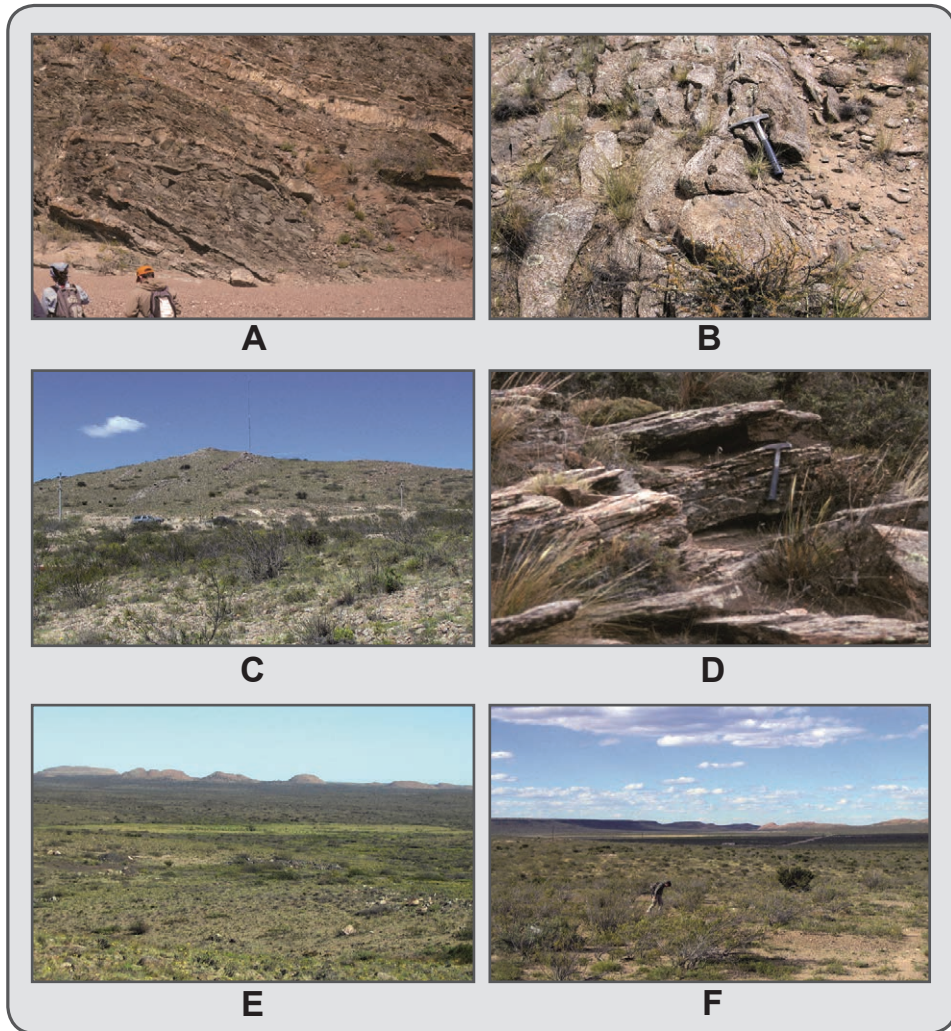


Figura 9.16. Fotografías de afloramientos del Macizo Norpatagónico. A) Rocas metamórficas cámbricas de bajo grado (pizarras y filitas) del Basamento de la región oriental. B) Rocas metamórficas del Neoproterozoico?-Cámbrico de alto grado (ortogneises) del Basamento de la región oriental. C) Zona Mina de Hierro Sierra Grande; a derecha granitos posttectónicos ordovícicos; a izquierda sedimentitas silúricas con niveles ferríferos. D) Ortogneises fuertemente foliados, del Carbonífero-Pérmico del Basamento de la región Centro-Occidental. E) Afloramientos al sur de Sierra Grande; en primer plano Basamento de la región oriental; al fondo, en tonos rosados, cobertura volcánica riolítica jurásica. F) Afloramientos en Pailemán; en primer plano rocas del Basamento de la región oriental; al fondo a derecha volcanitas riolíticas jurásicas y a izquierda basaltos terciarios de la Meseta de Somoncura.

En la cobertura del Macizo Norpatagónico participan sedimentitas y volcanitas del Mesozoico y Cenozoico. Son importantes sedimentitas continentales con flora fósil del Triásico, el plateau volcánico ignimbrítico jurásico (Fig. 9.16 E) y las mesetas basálticas terciarias (Fig. 9.16 F).

Las estructuras en el Basamento son complejas y contrastan con la disposición subhorizontal de la cobertura. La morfología distintiva es la de extensas mesetas, formadas tanto por volcánicas basálticas como por los sedimentos de agradación fluvial del Cuaternario, conocidos como Rodados Patagónicos.

Macizo del Deseado

Constituye el antepaís andino de la Patagonia austral (Santa Cruz y Tierra del Fuego). Hay un Basamento pre-Jurásico muy poco expuesto, que incluye unidades ígneo-metamórficas del Paleozoico Inferior y sedimentitas continentales fosilíferas y plutonitas Pérmico-Triásicas.

La cobertura volcano-sedimentaria cubre prácticamente toda la Provincia y esencialmente pertenece al plateau ignimbrítico jurásico, que permanece subhorizontal. En el Cenozoico hubo construcción de mesetas basálticas, atribuidas a la subducción de una dorsal oceánica pacífica.

Precordillera Patagónica

Está desarrollada en la provincia de Chubut, inmediatamente al Este de la cadena andina. La estratigrafía distintiva la dan sucesiones sedimentarias fosilíferas marinas y continentales del Carbonífero y Pérmico (Ciclo Gondwánico), en parte relacionadas con el glaciario del Supercontinente Gondwana.

Se completa la estratigrafía con sedimentitas marinas del Jurásico Inferior que son intruidas por plutones básicos y ácidos del arco magmático andino (Fig. 9.15).

Las secciones paleozoicas están afectadas por pliegues y fallas y el conjunto está cortado por un sistema de fallas inversas terciarias.

La morfología proviene del modelado maduro de los cordones N-S elevados en el Terciario, separados por valles fluviales longitudinales.

Cordillera Patagónica

Los Andes Patagónicos suelen dividirse en dos tramos, Cordillera Norpatagónica (Sur de Neuquén hasta los lagos La Plata-Fontana, aprox. 45° LS) y Cordillera Surpatagónica (Sur de Chubut y Santa Cruz).

La Cordillera Norpatagónica expone volcano-sedimentitas marinas jurásicas de arco y gran cantidad de plutones jurásico-cretácicos del llamado Batolito Andino (Fig. 9.15).

La Cordillera Surpatagónica tiene un sustrato de rocas metamórficas del Paleozoico Superior, seguidas por volcanitas jurásicas y sedimentitas marinas cretácicas de la Cuenca Austral o Magallánica.

Las estructuras más destacadas son las del tramo sur, que desarrolló una faja plegada y corrida andina a fines del Cretácico.

El relieve es juvenil, aunque de relativa baja altura. No obstante la alta latitud favorece el desarrollo del campo de hielos permanentes.

Cordillera Fueguina

El rasgo más notable es el cambio de rumbo, desde N-S en Río Negro-Chubut-Santa Cruz a E-O en Tierra del Fuego. La estratigrafía es similar a la de Cordillera Surpatagónica: sustrato Neopaleozoico, vulcanitas Jurásicas y sedimentitas cuencales del Cretácico Inferior.

La estructuración del Ciclo Andino produjo, a partir del Cretácico Superior, el cierre de la cuenca de sedimentación, con el paulatino retiro de los mares y construcción de la faja plegada y corrida fueguina.

Un accidente estructural destacado es la curvatura andina denominada Oroclino Patagónico, desde donde nace el Arco del Scotia, limitado por fallas de rumbo que tienen desplazamientos de centenas de kilómetros y relacionan la Placa Sudamericana con la Placa Antártica.

Islas Malvinas

Emergentes en el Sur de la Plataforma Continental Argentina, coincidente con una importante proyección al Este de la corteza continental. Dos islas mayores y numerosos islotes.

Hay un pequeño afloramiento de Basamento Cristalino en el extremo Sur de la Isla Gran Malvina, ubicado en el Mesoproterozoico por edades radiométricas de aproximadamente 1.100 Ma y asignado al Ciclo Grenville.

Una extensa cobertura sedimentaria paleozoica incluye, en orden ascendente, areniscas y lutita marinas con invertebrados fósiles devónicos, sedimentitas glaciarias carboníferas y areniscas y lutitas con vegetales fósiles. Es correlacionable con la de Ventania.

La estructura de plegamiento fue generada durante el Ciclo Gondwánico y el relieve es de colinas redondeadas que apenas sobrepasan los 1.000 m.s.n.m. Un haz de diques básicos de 190 Ma (Jurásico Inferior), ubica un episodio de la ruptura de Gondwana y el desprendimiento de la Plataforma Malvinas desde el Sudeste africano, en el marco del inicio de la apertura del Atlántico Sur.

Sector Antártico Argentino

Ubicado al Sur del paralelo de 60° LS y comprendido entre los meridianos de 25° y 74° LO, con vértice en el Polo Sur. Incluye por el naciente algunos afloramientos de rocas del Proterozoico, típicas de la Antártida Oriental o Cratónica, sobre las que se apoyan calizas fosilíferas cámbricas.

En la Península Antártica la estratigrafía se asemeja a la de los Andes Patagónicos, por lo que se suele utilizar el nombre de Antartandes. Hay un basamento ígneo-metamórfico Carbonífero-Triásico y sedimentitas y plutonitas del Ciclo Andino.

La estructuración es poco conocida, lo que se debe a la dificultad de transitar la región y escasez de afloramientos (denominados *nunataks*). Además, la capa de hielo proyectada sobre los mares, en parte oculta la real forma del continente. Un accidente destacado es la estructura rift generada en la franja deprimida entre las escotaduras de los mares de Weddell y de Ross, con volcanismo activo en los últimos 7 Ma.

Cuenca del Golfo de San Jorge

Desarrollada en el oriente de Chubut y Plataforma Continental contigua. Tiene relleno Jurásico Superior-Cretácico-Terciario y es productora de hidrocarburos. Espacios cuencales menores ubicados enteramente sobre Plataforma Marina son las Cuencas de Valdés, Rawson y San Julián.

Cuenca Austral o Magallánica

Se ubica en las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego, por fuera del frente orogénico andino, cerrando al NE contra el Macizo del Deseado. Tuvo una etapa de relleno de cuenca marginal (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y otra de relleno en sucesivas cuencas de antepaís durante la estructuración andina (Cretácico Superior-Terciario).

Cuenca de Ñirihuau

Es un espacio menor, en retroarco de la tectónica andina, en el sur de Neuquén, Río Negro y Chubut. Tiene relleno volcánico-sedimentario, con etapas de activación en el Paleógeno y Neógeno.

Capítulo 10

Campo de aplicación de la Geología: recursos naturales geológicos y medio ambiente

Los fundamentos de geología delineados en los precedentes capítulos tienen diverso grado de aplicación en apoyo de la actividad humana, parte de lo cual se menciona sintéticamente en los siguientes párrafos.

Suelos

Teniendo en cuenta que las comunidades se asientan sobre la superficie de la Tierra, el **suelo** constituye un elemento de gran importancia para su desarrollo. Su estudio es abordado por la disciplina denominada **pedología** (o edafología) y en ella participan principalmente geólogos e ingenieros agrónomos.

En los suelos hay varios componentes, en diverso grado entremezclados, incluyendo a) fragmentos de roca y granos minerales de la fracción arena y limo, constituyendo un almacén o esqueleto; b) sustancias al estado coloidal (plasma), tanto inorgánicas como minerales del grupo de las arcillas (argilominerales) y orgánicas que reciben el nombre de **humus**, resultado de la destrucción por microorganismos de restos vegetales y animales ; c) compuestos solubles, carbonatos, sulfatos, nitratos, etc.; d) fluidos, agua y aire.

La observación en sentido vertical de un suelo bien desarrollado, pone en evidencia la existencia de **horizontes**, denominados de arriba hacia abajo A, B y C, que constituyen el **perfil** de ese suelo. El horizonte A, es un nivel húmico, **eluvial** (de lavado). La parte superior del mismo contiene, si hay disponibles, cantidad de desechos orgánicos vegetales y animales, descompuestos o en vías de descomposición. Por debajo es más homogéneo, de tonalidad oscura y contiene tanto fragmentos de minerales como materia orgánica. Del horizonte A se extraen nutrientes que se movilizan hacia el horizonte B, en solución química o suspensión fluida, incluyendo sales solubles de calcio y sodio, sílice y argilominerales. El horizonte B es **iluvial** (de acumulación) y recibe por acción gravitacional el plasma movilizado desde el horizonte superior. Normalmente la precipitación de esos materiales provoca endurecimiento del nivel, que puede llegar a desarrollar costras de compuestos cálcicos (toscas), de hierro, etc. El pasaje al horizonte C es gradual y el mismo constituye una zona de parcial alteración de la roca o sedimento sobre la que se desarrolla el suelo, que también gradualmente pasa hacia abajo a la roca madre, el material original inalterado. El límite inferior puede ser de difícil establecimiento y suele fijarse arbitrariamente a la profundidad donde deja de observarse actividad biológica, mayormente arraigamiento de las raíces de plantas (Fig. 10.1).

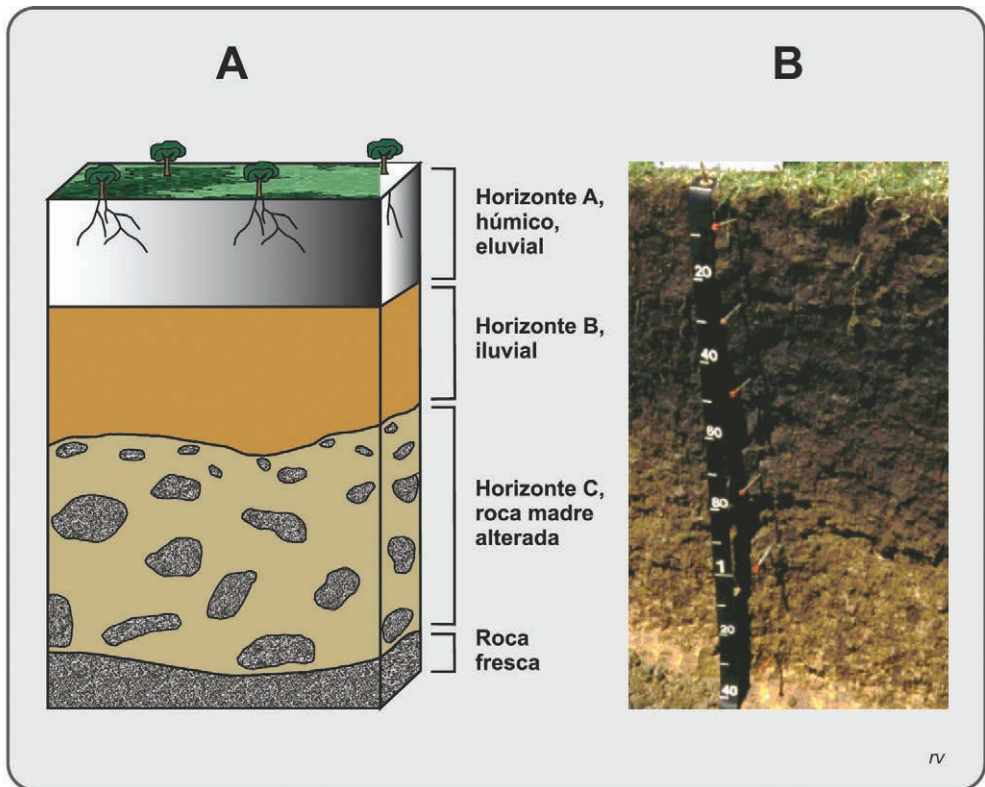


Figura 10.1. A) Esquema de un perfil de suelo. B) Perfil natural de un suelo bien desarrollado, fértil, con Horizonte A rico en humus (negro) y Horizonte B arcilloso (castaño), fotografía tomada de www.fagro.edu.uy.

Como es de prever, la distinta calidad de materiales (rocas y sedimentos), condiciones del relieve y variables condiciones climáticas (temperatura, humedad, vientos, régimen de lluvias, etc.) sobre la superficie terrestre, dan lugar a distintos tipos de suelos. La clasificación de suelos es compleja. Puede basarse en un esquema humedad-temperatura (Teruggi, 1984). a) Clima frío-seco (**serozem**; suelo desértico gris). b) Clima frío-húmedo (**podzol**; delgado nivel húmico oscuro, seguido de característico nivel blanco-ceniciento y un horizonte B iluvial gris oscuro-castaño oscuro que concentra los coloides húmicos y los hidratos de hierro y aluminio). c) Clima cálido-seco (suelo desértico rojo). d) Clima cálido-húmedo (**latosol**; suelo que por intensa eluviación pierde los materiales solubles, con un remanente insoluble enriquecido en óxidos de hierro y de aluminio). e) Clima de condiciones óptimas de humedad-temperatura (intermedias), con grandes superficies cubiertas por sedimentos finos y buen drenaje, como las praderas de la llanura Chacopampeana; se desarrollan los fértiles suelos negros llamados **brunizem** y **chernozem**.

Actualmente, son utilizadas las clasificaciones propuestas por el Servicio de Suelos de Estados Unidos de Norteamérica (Séptima Aproximación) y FAO (Organización de las

Naciones Unidas, ONU, para la alimentación y la agricultura. En Argentina el INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria), utiliza la Séptima Aproximación en el estudio y mapeo de suelos, que incluye 10 órdenes (Morrás, 2008): **Entisoles** (suelos castaños) tienen poco desarrollo y baja fertilidad. **Vertisoles** (suelos arcillosos), de poca aptitud agrícola pueden ser buenas áreas pastoriles. **Inceptisoles** (suelos pardos), son suelos incipientes, aptos para cultivos. **Aridisoles**, son suelos de regiones áridas, de colores claros, vulnerables a erosión y escasa fertilidad. **Molisoles** (suelos blandos, negros), muy fértiles, equivalente de los brunizem y chernozem. **Spodosoles** (suelos ácidos), de áreas boscosas, poco aptos en agricultura. **Alfisolos** (suelos grises), arcillosos, húmedos de baja permeabilidad, bajo a medio contenido de materia orgánica, no aptos para agricultura. **Oxisoles** (lateríticos), de clima subtropical húmedo, rojizos con alto contenido de hierro, poco fértiles. **Histosoles** (turberas y mallines), muy ricos en materia orgánica, aunque poco descompuesta y pantanosos, sin valor agrícola. **Litosoles**, suelos esqueléticos formados sobre cascajo y arena por desagregación de rocas duras en superficies inclinadas del faldeo de sierras, sometidos al desplazamiento hacia abajo por movimientos de reptación-solifluxión, carentes o con escasa materia orgánica y fácilmente erosionables.

Aguas subterráneas

La disponibilidad de agua dulce es un factor preponderante para el desarrollo del hombre. Del agua disponible en la Tierra, el 97,2% es agua salada de mares y océanos quedando un remanente menor (2,8%) para las aguas dulces. Para las últimas y referido al total, 2,15% está retenida en los casquetes polares y glaciares. Lagos y ríos contienen cantidades insignificantes, aproximadamente 0,0091%. La cantidad de agua dulce alojada en suelos se calcula es un 0,005% y en reservorios de subsuelo se contabiliza la significativa cantidad de 0,62% del total. Es notorio que por la atmósfera pasa cíclicamente una gran cantidad de agua, pero instantáneamente alcanza solo el 0,001% del total de agua del planeta.

En la variada temática que encierra el conocido ciclo hidrológico (evaporación en los océanos, precipitación sobre los continentes, infiltración-escurrecimiento y retorno a los océanos), tiene clara injerencia geológica el tramo que ocurre sobre los continentes, tanto en superficie como subterráneamente (**hidrología**) y con énfasis en las aguas de subsuelo que es motivo de estudio de la **hidrogeología**. La precipitación de nieve introduce algunas particularidades y da lugar a una especialidad denominada **nivología**.

Caída el agua como lluvia sobre la superficie de los continentes, una parte **escurre en superficie**, sea en manto o canalizada en torrentes, arroyos y ríos. El agua que **infiltra** en el terreno, en suelo y subsuelo, migra tanto lateral como verticalmente y define una **zona de aereación**, donde la porosidad de los materiales no es totalmente ocupada y por debajo una **zona de saturación**, en la que hay total ocupación de espacios vacíos. La superficie que limita las zonas de aereación y saturación constituye el **nivel freático**, que se destaca por su movilidad en el tiempo, tanto ascendente como descendente (Fig. 10.2).

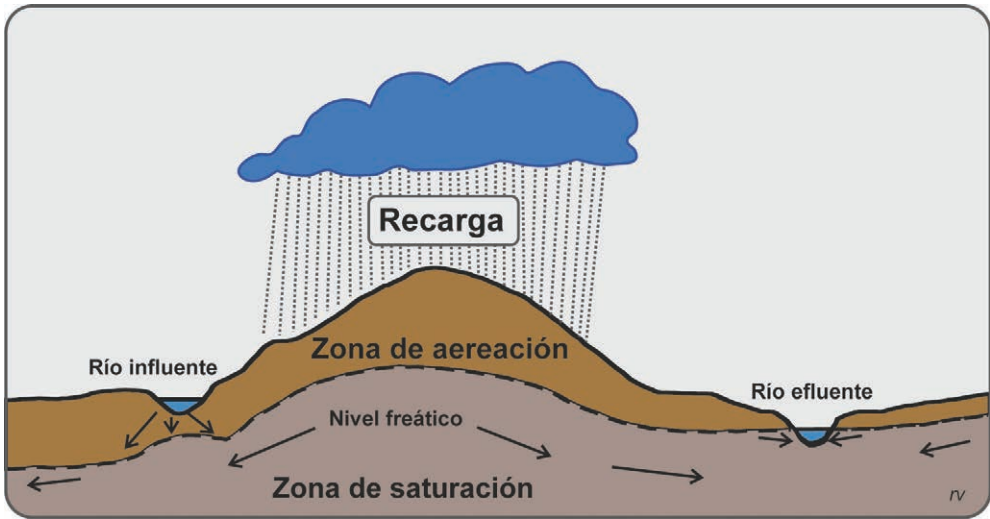


Figura 10.2. Esquema mostrando la relación entre zonas de aereación-saturación y nivel freático. También se aprecia la interacción entre aguas superficiales (arroyos y ríos) y subterráneas.

El agua subterránea se aloja en los espacios vacíos de las rocas. El medio más importante son los sedimentos y rocas sedimentarias clásticas y los espacios vacíos son los poros entre los clastos, que constituyen la **porosidad** de la roca. La porosidad es mayor cuanto menor es el tamaño de los clastos y también varía en función de la madurez textural, aumenta cuando es homogéneo el tamaño de los granos y disminuye ante la existencia de matriz dispuesta entre los clastos mayores. También los cementos ligando clastos reduce la porosidad. En sedimentos y en promedio, la porosidad es de 45% en arcillas, 35% en arenas y 25% en gravas; en sedimentitas son frecuentes valores de 15% en areniscas y 5% en limolitas y arcilitas. En rocas compactas, como granitoides y calizas, la capacidad de contener agua está determinada por la existencia de diaclasas abiertas y oquedades producidas por disolución.

Teniendo en cuenta que sedimentos y rocas pueden contener agua en subsuelo, resulta de gran importancia el parámetro denominado **permeabilidad**, que es la capacidad de permitir el movimiento de la misma. Se valora por la cantidad de agua que pasa por una sección del sedimento/roca y se mide en $\text{m}^3/\text{día}/\text{m}^2$. Está controlada por el grado de interconexión entre los poros y/o fisuras del sedimento/roca. Las arcillas/arcilitas pueden contener mucha agua, pero retardan o impiden el tránsito por ella, constituyendo un **acuicludo**. En cambio, las arenas/areniscas tienen relativamente buenos valores de porosidad y permeabilidad, por lo que almacenan y permiten el movimiento de agua, lo que da lugar a los **acuíferos**.

Hay una relación a tener en cuenta entre agua subterránea y de escurrimiento superficial por ríos y arroyos. El caso general es que los acuíferos tengan una **zona de recarga** en terrenos altos, sea por lluvias o derretimiento de nieve y hielo. Definido un nivel freático, los ríos pueden aportar agua al acuífero y ser **ríos influentes**, o por el contrario extraer agua del mismo siendo entonces **ríos efluentes** (Fig. 10.2).

En un determinado lugar y en profundidad, también cabe distinguir entre **acuífero libre** o **freático** y **acuífero/s confinado/s**. El primero es de posición superior, inmediatamente por debajo del nivel freático, en comunicación con la atmósfera y por abajo es limitado por un acuicludo. De acuerdo con ello la ubicación de su techo varía estacionalmente; el nivel freático puede subir tanto como para anegar la superficie del terreno, o descender y aún secar el acuífero libre. Su conexión con superficie es causa de que sus aguas estén sujetas a contaminación. Por su parte, los acuíferos confinados están limitados en base y techo por acuicludos; desde superficie puede accederse a ellos mediante perforaciones; al estar sometida a presión, el agua asciende por las perforaciones, determinando un **nivel piezométrico**; eventualmente el agua puede llegar a superficie sin necesidad de bombeo, constituyendo un **pozo artesiano**. Otra característica es que al estar aislados, son recursos de agua no contaminada (Fig. 10.3).

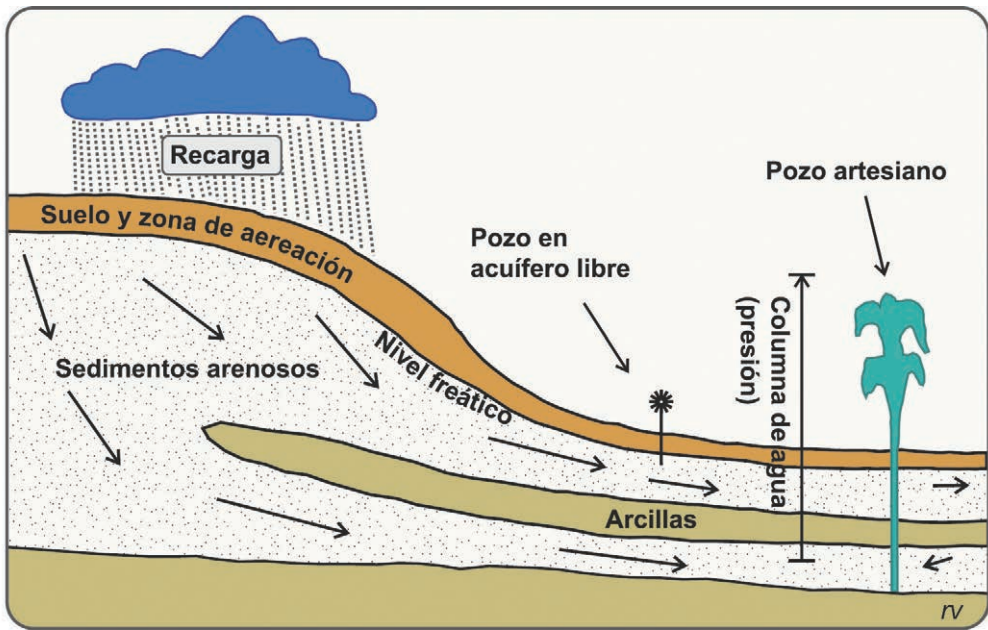


Figura 10.3. Esquema de un acuífero confinado con un pozo artesiano. Puede apreciarse la diferencia respecto a un pozo en acuífero libre, que extrae agua mediante un molino de viento.

Otro aspecto a tener en cuenta es la calidad química de las aguas que contienen los acuíferos. Normalmente contienen en solución aniones carbonato, sulfato, cloruro, fluoruro y variados cationes, como calcio, sodio, magnesio, hierro, arsénico, etc. La incorporación de sales y elementos procede normalmente de los sedimentos o rocas por las que circulan y alojan. Mediante análisis químicos se determina con precisión su calidad y aptitud.

La composición química del agua puede alterarse por la actividad del hombre, comúnmente por contaminación desde superficie por productos de uso industrial o agrario. Otra causa, que provoca salinización, puede deberse a la explotación de acuíferos en lugares próximos al litoral marino, que moviliza la invasión por aguas saladas.

Ejemplo de acuífero de importancia económica es el Acuífero Puelche. Cubre una superficie de aproximadamente 92.000 km² y se extiende en subsuelo por el NE de la provincia de Buenos Aires, con extensión a las provincias de Entre Ríos, Santa Fe y Córdoba. Es un manto de arenas cuarzosas blanquecinas de 20 a 30 metros de espesor y origen fluvial, depositado durante el Plioceno tardío (~ 3 Ma), cuyo techo se dispone a profundidad variable de 30 a 50 m. Por arriba soporta los limos y loess del Grupo Pampa, la conocida **tierra colorada** sobre la que se desarrollan los suelos de la llanura pampeana. Por debajo las arenas se apoyan sobre arcilitas verdes, marinas, de la Formación Paraná (Mioceno tardío) con características de acuícludo. Teniendo en cuenta que se ha comprobado la intercomunicación con la atmósfera y recarga a través de los sedimentos del Grupo Pampa, se lo considera un acuífero semiconfinado. El agua del Puelche es bicarbonatada sódica. Numerosas ciudades se alimentan de agua del Puelche y un ejemplo es la ciudad de La Plata (700.000 habitantes), único recurso utilizado hasta el año 1957, para con posterioridad compartir con agua potabilizada extraída del río de la Plata (Auge, 2005).

Otro gran sistema es el Acuífero Guaraní, que tiene una extensión aproximada de 1.200.000 km², en el SE de Brasil, NO de Uruguay, SE de Paraguay y NE de Argentina. El agua está contenida en areniscas continentales de paleodesiertos, de edad Triásico-Jurásico (aproximadamente 200 Ma de antigüedad), que en Brasil se denominan Formación Botucatu, en Uruguay Formación Tacuarembó y en Argentina Areniscas de Misiones. El manto arenoso está a profundidades variables, desde 50 m en los bordes de cuenca en Brasil, hasta 1500 m hacia el Sur, donde es cubierto por volcánicas cretácicas (140-120 Ma de antigüedad), como las que están a la vista en la meseta misionera. Es un acuífero confinado y puede alumbrar en superficie, en pozos artesianos, aguas a temperaturas de 33° a 65°C, por lo que se explota también en centros termales recreativo-curativos.

Un ejemplo de uso de agua proveniente de un acuífero libre es el del Partido de la Costa, en el litoral marino, desde San Clemente a Mar de Ajó. El agua se aloja en la arena de los médanos y cordones costeros, en una franja paralela a la costa, de 2 a 4 kilómetros de ancho, sobre la que se asienta la población. El espesor de arena varía de 5 a 15 metros y se apoyan sobre arcillas de albufera. El agua es extraída desde numerosas perforaciones someras domiciliarias y la contaminación limita su uso como agua potable, a causa de lo que ha prosperado el comercio de agua potabilizada, envasada en botellas y bidones (Carretero y Kruse, 2010).

Geología aplicada

Las construcciones que realiza el hombre, sea en superficie o subsuelo, requieren del conocimiento geológico de los sitios donde serán emplazadas, estableciendo un campo de acción donde participan geólogos e ingenieros, en una actividad que suele denominarse **geología aplicada**. Intenta asegurar la estabilidad de obras tan diversas como edificios, calles, rutas, pistas de aterrizaje, diques y embalses de agua y tendido de acueductos- gasoductos- oleoductos.

La disciplina utiliza prácticamente todos los recursos geológicos convencionales, destacándose que lo hace a escala de detalle (1:1000 a 1:10000), en la que se efectúa el relevamiento y mapeo de litologías, estructuras sedimentarias/ígneas/metamórficas y estructuras tectónicas (fallas, pliegues y diaclasas).

Cabe también mencionar la interacción entre naturaleza y actividad humana en el límite continente-mar, donde la **geología de costas** aporta para el mejor uso de puertos, playas y desarrollo de ciudades.

Recursos naturales geológicos

La necesidad de materiales para el desarrollo acompaña a la humanidad desde tiempos prehistóricos, como queda acreditado por la utilización de rocas y minerales en la construcción y confección de herramientas, seguida por el uso de metales y la energía proveniente de los depósitos de carbón, hidrocarburos y uranio. La alta sofisticación actual de la ingeniería y electrónica requiere además elementos químicos poco abundantes, del grupo de los minoritarios y tierras raras. A lo largo de ese proceso se han desarrollado especialidades, como las conocidas con el nombre de **geología de yacimientos** y **geología del petróleo**.

Geología de yacimientos

La exploración y explotación de rocas y minerales para su uso en la construcción e industria es un tema de variada índole. El bien a aprovechar puede ser una roca en su totalidad, uno o varios minerales concentrados en cuerpos discretos por procesos naturales, o minerales que en pequeñas cantidades están dispersos en la roca.

La roca o cuerpo que constituye o aloja el material de interés, puede ser del dominio ígneo, sedimentario o metamórfico. Para la etapa exploratoria resulta indispensable el conocimiento de la estratigrafía regional, acompañado del relevamiento minucioso de estructuras tectónicas desarrolladas en las rocas.

La zona de interés constituye un distrito minero y normalmente cuenta con varios yacimientos o minas. Además, es frecuente que haya zonas con más de un mineral o roca de interés minero, en el mismo o a distintos niveles estratigráficos, a veces de diferentes orígenes y desprovistos de relación entre ellos.

La estratigrafía juega un papel fundamental cuando la roca o mineral explotable está vinculado a una roca sedimentaria. Hay casos relativamente sencillos, como es el aprovechamiento a cielo abierto (canteras) de calizas, dolomías y arcilitas en Olavarría, provincia de Buenos Aires, donde la sucesión de estratos se dispone subhorizontalmente. Otros distritos presentan diferentes grados de complejidad; un ejemplo puede ser la explotación de hierro en Sierra Grande, provincia de Río Negro, donde los estratos de areniscas ferríferas motivo de la actividad minera, están inclinados por efecto de pliegues y fallas, lo que obliga al laboreo en galerías subterráneas y a un permanente control de los frentes en explotación por la discontinuidad provocada por numerosas fallas.

En rocas ígneas los yacimientos suelen tener hábito laminar, bajo la forma de diques o filones mineralizados, contenidos en plutonitas o volcanitas. Ejemplo diques de pegmatita en granitoides de las sierras de Córdoba, San Luis y otros bloques de Sierras Pampeanas, explotados por micas, cuarzo, turmalina. También diques de fluorita en volcanitas de Río Negro.

Los yacimientos contenidos en rocas metamórficas pueden estar condicionados por la alta

complejidad estructural, como los yacimientos de plomo, zinc y plata en esquistos del Distrito Minero Gonzalito, Río Negro. Varias fases de deformación superpuestas generaron una compleja estructura, en la que los niveles mineralizados son discontinuos, con forma de discos de posición subvertical, espesor de algunos metros y continuidad en el rumbo por algunos cientos de metros, separados por niveles de esquistos y gneises estériles (Fig. 10.4 A).

Los yacimientos diseminados, contenidos en rocas ígneas en pequeñas cantidades (partes por millón), permiten obtener cobre, oro, plata y otros metales, removiendo grandes volúmenes de roca con explosivos y grandes máquinas, que se tritura y somete a tratamientos físico-químicos para concentración de los metales. Se explotan a cielo abierto, en enormes labores subcirculares, que ganan profundidad escalonadamente. Mina La Alumbra, en funcionamiento en Andalgalá (Catamarca), remueve por día 340 toneladas de roca y obtiene por año 190.000 kg de concentrado de cobre y 23.000 kg de oro. En el proceso utiliza gran cantidad de agua y “sopas ácidas” para extraer los metales, acusadas de contaminar suelo y agua.

En la provincia de San Juan, la Mina Veladero es otra explotación a cielo abierto. Ubicada en la alta cordillera 320 km al NO de la ciudad capital, extrae oro y plata con utilización de cianuro. En la misma provincia, el proyecto Pascua Lama, compartido con Chile, también por oro y plata, será uno de los más grandes del mundo. Es resistido por la contaminación de los glaciares en los que se alumbró el agua utilizada en los valles sanjuaninos. Igual situación ocurre con la proyectada explotación de oro y plata de la sierra de Famatina, en La Rioja. En la provincia de Santa Cruz, el yacimiento Cerro Vanguardia explota oro y plata a cielo abierto utilizando cianuro (Fig. 10.4 B).

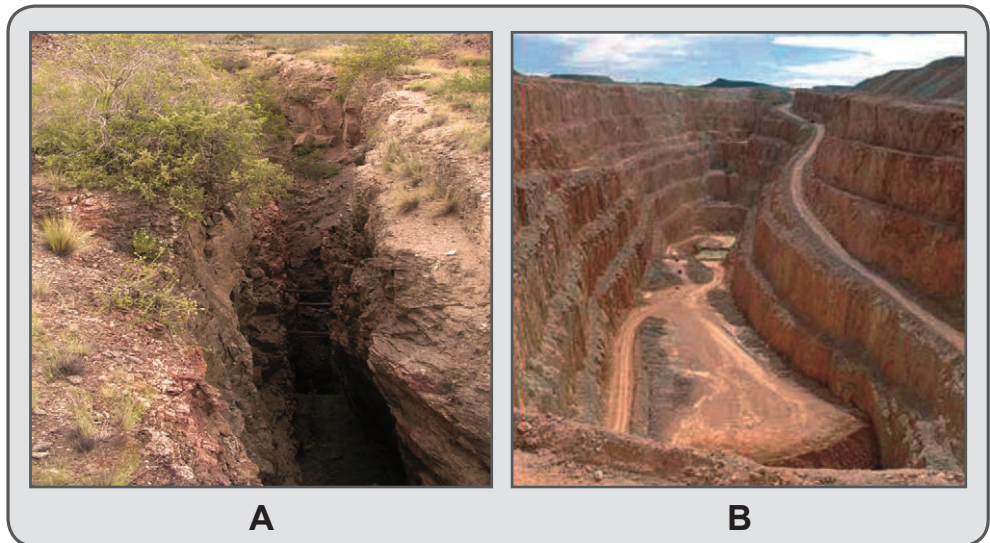


Figura 10.4. Ejemplo de explotaciones mineras. A: Labor en Mina Gonzalito, Río Negro. Son gneises y esquistos cámbricos, de los que se ha extraído el nivel mineralizado; piques de ingreso y galerías subterráneas dan continuidad en subsuelo. B: Cerro Vanguardia, Santa Cruz, labor a cielo abierto en rocas volcánicas jurásicas.

Geología del petróleo

Es conocido que en los continentes hay regiones con grandes afloramientos rocosos, a veces sobresaliendo pocos metros sobre el nivel del mar, otras formando serranías y montañas elevadas desde pocos cientos de metros hasta miles de metros sobre el nivel del mar. En Sudamérica las elevaciones del terreno son prominentes en la franja occidental (Pacífico), merced a la instalación del orógeno activo andino. La franja oriental o atlántica tiene las elevaciones cratónicas, expuestas discontinuamente con alturas modestas, como en los escudos Amazónico, de San Francisco y del Río de la Plata. Interpuesta entre ambos ambientes rocosos se dispone la franja central de los grandes llanos (Beni, Iquitos, Pampas).

En las grandes extensiones tapizadas por sedimentos, la exploración de subsuelo permite ubicar áreas en las que el espesor de sedimentos acumulados es significativo (depocentros; cientos a varios miles de metros, separados por altos o umbrales de subsuelo), que constituyen cuencas sedimentarias. Algunos de esos depocentros son cuencas intracratónicas, como las de Amazonas, Parnaíba, Paraná y Chaco-paranaense. Otras son cuencas subandinas de antepaís, en los contrafuertes de los Andes, desde Venezuela a Tierra del Fuego, de Norte a Sur depocentros de Barinas, Los Llanos, Oriente, Madre de Dios, Chaco, Cuyo, Neuquén, Río Mayo y Magallanes. Otras cuencas, asentadas parte en continente y parte en plataforma continental, tuvieron origen en la apertura del Atlántico, como las de Campos, Santos, Pelotas, Punta del Este, Salado, Colorado y San Jorge.

Ubicado un depocentro, el éxito en la exploración y explotación de hidrocarburos requiere conocer la evolución estratigráfica y estructural del relleno. Establecida la secuencia depositacional (columna estratigráfica) es posible presumir cuales pueden ser las rocas madre (rocas generadoras de hidrocarburos; sedimentos de alto contenido de materia orgánica), cuales las rocas reservorio (sedimentos porosos y permeables capaces de albergar petróleo y gas) y cuales las rocas sello (sedimentos impermeables que impiden la pérdida de los hidrocarburos acumulados en la roca reservorio). También es necesario conocer el estilo tectónico, para imaginar las posibles trampas de hidrocarburos, consistentes en determinado arreglo estructural (pliegues; fallas) o estratigráfico (facies; cambio lateral de litologías), (Allen y Allen, 2005).

Las rocas madre o generadoras son aquellas capaces de generar y expeler petróleo, que deben además integrar un modelo de migración junto a una roca reservorio. Son sedimentos marinos o lacustrinos ricos en materia orgánica por la actividad fotosintética de algas, a lo que puede sumarse el aporte de plantas desde el continente. La materia orgánica debe ser enterrada por otros depósitos y protegida de ambientes oxidantes que la destruyan.

La materia orgánica insoluble contenida en los sedimentos es llamada *kerógeno* y se puede transformar (metamorfismo) en hidrocarburos mediante un proceso físico-químico que requiere ciertas condiciones de temperatura y presión. Conocido es que el gradiente geotérmico medio es de 1° C por cada 30 metros de profundidad. A un rango de 100°-150°C el kerógeno genera petróleo y a 150°-220°C la ruptura de moléculas (cracking) produce gas.

La expulsión de los hidrocarburos de la roca madre se debe a la presión por sobrecarga (presión litostática). Es un proceso concomitante, temperatura alcanzada por enterramiento a cierta profundidad y presión resultante de la carga de la pila sedimentaria sobre el nivel de sedimentos

con materia orgánica. Cabe tener en cuenta que la migración hacia niveles superiores se produce por la menor densidad de los hidrocarburos respecto a la del agua contenida en los poros del sedimento reservorio. También en los lugares donde madura y se expele petróleo, se producen gradientes de presión, que pueden ser laterales y aún dirigidos hacia abajo, favoreciendo la circulación por fisuras-microfisuras hacia sedimentos porosos y permeables.

La roca sello ideal es un paquete de lutitas, transgresivo sobre una sucesión suavemente inclinada, formada por paquetes alternantes de sedimentitas arenosas y arcillosas.

Las trampas de petróleo son de tipo estructural o estratigráfico. Las de mayor frecuencia son las primeras y de ellas se han extraído los grandes volúmenes consumidos en la era industrial. Un anticlinal es la trampa estructural por excelencia (Fig. 10.5 A), adquiriendo mayor complejidad el caso de combinación de pliegues asociados con fallas. Las fallas por si solas suelen también constituir trampas, al interrumpir la continuidad lateral de las arenas reservorio y yuxtaponerlas con estratos arcillosos u otras rocas sello (Fig. 10.5 B). Actualmente se acentúa la exploración de otros reservorios no convencionales, como los producidos por discordancias (Fig. 10.5 C), diapiros salinos y sucesiones de plataformas continentales producidas en los tiempos de ruptura de continentes y activación de cuencas rift.

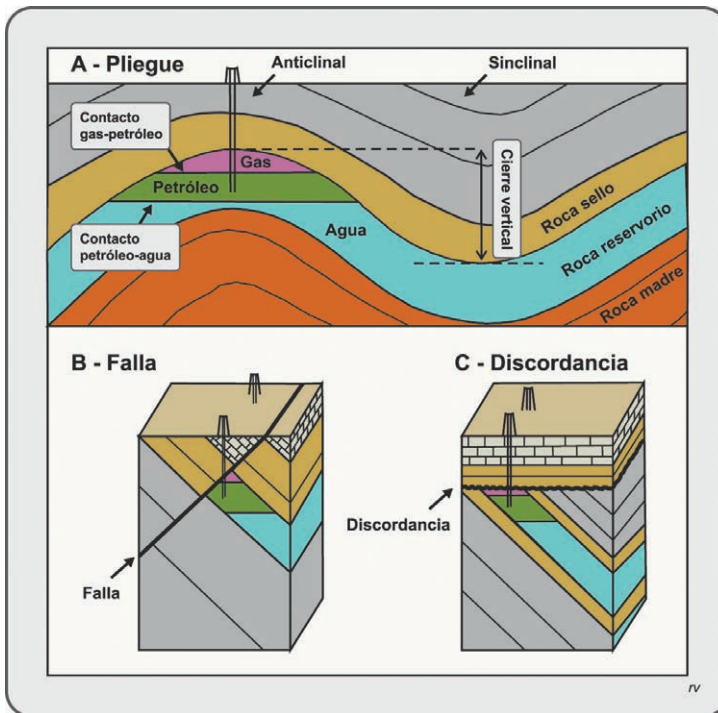


Figura 10.5. Yacimientos de petróleo y variedad de trampas. A: Petróleo y gas son retenidos en la cresta de un anticlinal. B: Los hidrocarburos están alojados en una sedimentita arenosa, que es interrumpida por el desplazamiento provocado por una falla y la yuxtaposición con un nivel impermeable formado por lutitas. C: El conjunto muestra una sección inferior, dislocada y arrasada por erosión, y una sección superior subhorizontal, depositada en un segundo ciclo de sedimentación; la relación entre ambas secciones es de discordancia angular. Los fluidos agua-petróleo-gas contenidos en areniscas porosas y permeables son retenidos por las lutitas sobre el plano de discordancia.

Geología ambiental – Geología urbana

Por último, ha cobrado relevancia en las últimas décadas la temática relacionada con la actividad humana, en lo referente a utilización de la tierra, riesgos naturales y contaminación de aire, suelo y aguas. Los problemas se acentúan en los asentamientos de grandes conglomerados poblacionales y en las regiones de actividad minera o agropecuaria de gran escala. La temática puede referirse en conjunto como **geología ambiental**.

Ante el desarrollo de nuevas actividades, está capacitada para determinar el impacto ambiental que pueden provocar en la atmósfera, agua y suelo/subsuelo y la forma de evitarlas o atenuarlas. Incluye además la evaluación y diagnóstico del grado de contaminación de una región, los procedimientos para la remediación y recuperación de suelo/subsuelo y aguas, así como la forma de evitar nuevas contaminaciones.

Entre los riesgos geológicos en relación con las poblaciones, la **geología urbana** contribuye a evitar y remediar problemas de las grandes ciudades, como destino de basura, tratamiento de efluentes, efectos del uso masivo de pesticidas y fertilizantes, manejo del drenaje pluvial para evitar inundaciones y en áreas montañosas prevención de deslizamientos en masa y efectos de sismicidad y volcanismo.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. 2007. Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia Argentina. INSUGEO, *Serie Correlación Geológica* 22. Tucumán. 160 pp. En línea www.insugeo.org.ar
- Allègre, C.J. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press. New York. 512 pp.
- Allen, P.A. y Allen, J.R. 2005. *Basin analysis. Principles and applications*. Second Edition. Blackwell Publishing, Malden, USA. 549 pp.
- Aubouin, J., Brousse, R. y Lehman, J.P. 1980. *Tratado de Geología, 3: Tectónica, tectonofísica, morfología*. Ediciones Omega. Barcelona. 642 pp.
- Auge, M.P. 2005. *Hidrogeología de La Plata, provincia de Buenos Aires*. 16 Congreso Geológico Argentino, Relatorio. La Plata. 293-311 pp.
- Bidegain, J.C., Osterrieth, M.L., Van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2005. Geología y registros magnéticos entre arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 599-604.
- Billings, M.P. 1963. *Geología estructural*. Editorial Universitaria de Buenos Aires. Buenos Aires. 564 pp.
- Bjerg, E.A., Ntafos, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C.H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 125-145.
- Burchfiel, B.C., Foster, R.J., Keller, E.A., Melhorn, W.N., Brookins, D.G., Mintz, L.W. & Thurman, H.V. 1982. *Physical Geology*. Ch.E.Merrill Publishing Co. Columbus, USA. 501pp.
- Camargo Mendes, J. 1984. *Elementos de estratigrafía*. Biblioteca de Ciências Naturais 12. Editora da Universidade de São Paulo (T.A. Queiroz, editor). San Pablo. 566pp.
- Carretero, S. y Kruse, E. 2010. Modificaciones en las áreas de recarga del acuífero freático en los médanos costeros de San Clemente del Tuyú, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 466-474.
- Condie, K.C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Fourth edition. Butterworth-Heinemann. Oxford. 282 pp.
- Condie, K.C. 2002. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? *Journal of African Earth Sciences* 35: 179-183.
- Folguera, A. y Spagnuolo, M.G. 2009. *De la Tierra y los planetas rocosos. Una introducción a la tectónica*. Ministerio de Educación de la Nación. Instituto Nacional de Educación Tecnológica. Buenos Aires. 136pp. Versión digital en <http://sites.google.com/site/andresfolgueradivulgacion>.
- Geological Society of America 2009. *Geologic Time Scale*.
- Giacosa, R.E. y Márquez, M.J. 1999. *Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica*. En Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29. Buenos Aires. 444-459 pp.
- Giner-Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S. y García Cuevas, C. 2003. A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 179-191.

- Irigoyen, M.V., Buchan, K.L. y Brown, R.L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat. 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 112: 803-816.
- International Union of Geological Sciences (IUGS) 2013. *Tabla Cronoestratigráfica Internacional*. www.stratigraphy.org ; Chart/Time Scale ; Chart Spanish (v2013/01).
- Llambías, E.J., 2008. *Geología de los Cuerpos Ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B N° 29 e Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15. Buenos Aires. 222 pp.
- Moorbath, S., 2005. Oldest rocks, earliest life, heavy impacts, and the Hadean-Archaeon transition. *Applied geochemistry* 20: 819-824.
- Morrás, H.J.M. 2008. El suelo, la delgada piel del planeta. *Ciencia Hoy* 18(103): 22-27. Versión digital en www.inta.gob.ar/documentos.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* DOI 10.1007/s00531-010-0580-8
- Ramos, V.A., 1999. *Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina*. En Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29. Buenos Aires. 651-682 pp.
- Read, H.H. y Watson, J. 1973. *Introduction to Geology. Volume I Principles*. Second Edition. The Macmillan Press Ltd. London. 693 pp.
- Reynolds, J.H., Hernández, R.M., Galli, C.I. e Idleman, B.D. 2001. Magnetostratigraphy of the Quebrada La Porcelana section, Sierra de Ramos, Salta Province, Argentina: age limits for the Neogene Orán Group and uplift of the southern Sierras Subandinas. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 681-692.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, S.I.A., Zanetti, A., Vannucci, R. y Cingolani, C.A. 2004. The backarc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 121-152.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 487-504.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Review* 12: 1-33.
- Teruggi, M.E. 1980. *Clasificación de las rocas ígneas*. Ediciones Científicas Argentinas LIBRART. Buenos Aires. 34pp.
- Teruggi, M.E. 1982. *Diccionario sedimentológico. Volumen I, rocas clásticas y piroclásticas*. Ediciones Científicas Argentinas LIBRART. Buenos Aires. 104 pp.
- Teruggi, M.E. 1984. *Diccionario sedimentológico. Volumen II, rocas aclásticas y suelos*. Ediciones Científicas Argentinas LIBRART. Buenos Aires. 105-236 pp.
- Toselli, A.J. 2010. *Elementos básicos de petrología ígnea*. INSUGEO Miscelánea 18. Tucumán. 344 pp. En línea www.insugeo.org.ar
- Zanda, B. 2004. Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 1-17.