

Las Rocas

Contenido

Preámbulo	2
Introducción	2
Procesos petrogenéticos	4
Rocas sedimentarias.....	5
Un ambiente continental	5
Un ambiente marino.....	7
Un ambiente litoral	8
Rocas ígneas.....	10
La composición de las rocas ígneas	10
Las texturas de las rocas ígneas	12
Las estructuras ígneas	12
Rocas metamórficas	14
Las texturas de las rocas metamórficas.....	14
Metamorfismo regional vs. metamorfismo de contacto	15
Apéndice de clasificación de rocas	16
Tabla 4. Clasificación de rocas sedimentarias.....	16
Tabla 5a. Clasificación de rocas ígneas afaníticas (modificada de Fichter y Poché, 1993)	17
Tabla 5b. Clasificación de rocas ígneas faneríticas (modificada de Fichter y Poché, 1993)	17
Tabla 6a. Clasificación de rocas metamórficas granulares (modificada de Fichter y Poché, 1993).....	18
Tabla 6b. Clasificación de rocas metamórficas foliadas (modificada de Fichter y Poché, 1993).....	19
Glosario.....	20

Preámbulo

La historia de la Tierra ha quedado grabada en las rocas. Todas las rocas que conforman la corteza terrestre son el producto de una enorme diversidad de procesos geológicos. Un estudio detallado de las rocas más antiguas de Groenlandia, por ejemplo, es la evidencia clave para comprender los cambios drásticos de la composición química de la atmósfera terrestre. Los fósiles que se encuentran en estas rocas, y en otras con edades semejantes, nos indican que este cambio en la atmósfera primitiva fue el resultado de la proliferación de organismos primitivos capaces de descomponer el bióxido de carbono atmosférico para capturar carbono y producir oxígeno y energía mediante la fotosíntesis. La incorporación de este oxígeno libre a la atmósfera modificó radicalmente el comportamiento químico de la atmósfera: a partir de ese momento la atmósfera era oxidante.

Evidentemente, las rocas formadas en la superficie terrestre bajo la influencia de la atmósfera son las que registran los cambios químicos y bióticos que ocurren en la faz de la Tierra. Hay también rocas que se forman por debajo de la superficie terrestre y registran otros procesos; procesos que nos permiten comprender el funcionamiento interno de la Tierra. El proceso de enfriamiento de la Tierra, desde su formación hace 4,550 millones de años hasta el presente, no ha sido estático. El interior de la Tierra se ha movido y desplazado y continúa haciéndolo hoy en día. La evidencia de esto se manifiesta mediante cadenas de volcanes en todo el mundo. También tenemos evidencia de este movimiento en los terremotos que cimbran nuestro planeta. Estos procesos asociados ultimadamente al enfriamiento de nuestra Tierra, también han dejado su huella en las rocas.

Las rocas han registrado entonces la historia de la Tierra, no sólo de la Tierra sólida, sino también de sus océanos, su atmósfera y de los seres vivos que la han poblado. Más allá de esto, el registro rocoso es el *único* registro de esta historia, por lo cual su estudio es importante.

Introducción

Las rocas son aglomerados de uno o más minerales. Los procesos que dan lugar a las rocas son distintos, dependiendo de su ubicación en la Tierra. Así como varían los valores de presión (P), temperatura (T) y composición (X) dominantes en diferentes lugares de la Tierra, también varían los procesos que propician el desarrollo de las rocas. Al estudiar las rocas, tratamos de utilizar sus características químicas, físicas y geométricas para acercarnos a comprender los procesos y ambientes que las conformaron. A este estudio le denominamos petrología pues la palabra *petros* en griego significa roca y *logos* significa estudio o ciencia.

Comparemos distintos ambientes de formación de rocas, destacando para cada uno de ellos las diferencias en los materiales que los constituyen y los procesos que los caracterizan. Un buen ejemplo de un ambiente de formación de rocas es una playa; cualquier playa como las de Guerrero, Baja California o Quintana Roo. Algunas de ellas son caracterizadas por arena y en éstas playas la acumulación de arenas se debe a la acción de transporte y depositación por aguas dulces procedentes del continente y por aguas marinas cuyas olas se baten sobre las costas. Si miramos muestras de estas arenas con una lupa común y corriente, veremos que todas comparten ciertas características y se distinguen por otras. En algunos casos, como en el Caribe mexicano por ejemplo, el

material que forma la arena es de color blanco o crema. Si miramos los fragmentos más grandes de la arena, veremos que tienen la textura y el color de conchas de animales marinos como caracoles y almejas, y que en ocasiones tienen una estructura porosa como la de los corales. Sabemos que el clima de esta región de México es cálido y húmedo, lo cual propicia una enorme proliferación de especies tanto terrestres como marinas. Hay tal contribución de material orgánico que el ambiente es propicio para la acumulación de sus esqueletos o partes duras cuando mueren los seres que formaron estos materiales. Conforme se van acumulando estos depósitos metro sobre metro, kilómetro sobre kilómetro, estos fragmentos son cementados por minerales precipitados cuando es exprimida de ellos el agua que los acumuló. Los procesos que intervienen para dar origen a estas rocas son predominantemente orgánicos y les llamamos rocas *biogénicas*.

Al acercarnos con la lupa a la arena de las playas de Guerrero, en cambio, veremos que ésta está formada por fragmentos de distintos minerales de distintos colores: unos granos son incoloros, vítreos y de alta dureza (cuarzo); otros son de forma cuboide y color rosado o gris claro (feldespato potásico y plagioclasa, respectivamente); otros son de color negro o verde oscuro y en forma de hojuelas o pequeños troncos (biotita y hornblenda, respectivamente). Estos minerales han sido obtenidos por la acción destructora de los ríos y del oleaje marino que van desbastando las rocas cristalinas del continente acumulándolos en las pequeñas bahías y caletas de Acapulco, así como en áreas más profundas del Océano Pacífico. A las rocas formadas por estos procesos les llamamos rocas *clásticas* o *detríticas*.

En las lagunas de Ojo de Liebre y de San Ignacio, en Baja California, la principal atracción turística es la presencia de grandes manadas de ballenas grises, que acuden a esas aguas para aparearse y alumbrar a sus crías. Las playas de estas lagunas se caracterizan por la presencia de extensas costras formadas por cubitos de cloruro de sodio (sal de mesa, NaCl) precipitados del agua marina por la fuertísima evaporación que rige en ese ambiente tan seco. Estas costras también son sepultadas por la continua precipitación de capa sobre capa de sal formando de esta manera espesores de varios cientos de metros de rocas *químicas*.

Los tres ambientes de playa descritos anteriormente están ubicados en la superficie de la Tierra y a los depósitos (arenas, gravas, arrecifes coralinos, entre otros) que se derivan de estos procesos les llamamos *sedimentos*. Al conjunto de procesos de compactación, deshidratación y cementación que hacen de partículas no consolidadas (sedimentos) una roca *sedimentaria*, le denominamos *diagénesis*.

Mencionamos en la descripción de los sedimentos clásticos de la costa de Guerrero que los minerales que las constituían provenían de rocas cristalinas preexistentes. Si observamos estas rocas en detalle, veremos que están formadas por mosaicos más o menos regulares de cristales de distintos minerales intercrecidos íntimamente. Dichos arreglos de minerales son formados por la cristalización de un material fundido al ser enfriado lentamente por debajo de su temperatura de fusión. Este proceso de cristalización por enfriamiento es el que caracteriza las rocas *ígneas*.

En México tenemos buenos ejemplos de rocas que han cristalizado a partir de un fundido. Durante la década que inició en 1940, por ejemplo, la comunidad geocientífica del mundo fijó sus ojos e instrumentos en el estado de Michoacán en el occidente de nuestro país. Ahí, el 20 de febrero de 1943 en un lomerío sembrado con milpas, se abrió una grieta en el suelo y empezó a crecer un volcán: el Parícutín. Durante su primer año, el cono volcánico alcanzó una altura de 330 m medidos a partir de su base. Para 1952,

cuando cesó la erupción, habría crecido otros 100 metros en altura y habría destruido dos poblados y una centena de hogares. La destrucción fue causada por la emanación de *lavas* que fluyeron cuesta abajo, incendiando y sepultando o rodeando los obstáculos que se encontraban. Por fortuna, la erupción del Parícutín no tuvo un alto costo en vidas humanas. Las lavas del Parícutín se comportaron de manera suficientemente fluida que no se propiciaban fuertes explosiones, y los flujos de lava se desplazaban a velocidades eludibles a pie. Para la ciencia, el Parícutín representó un umbral; era la primera vez que se lograba estudiar, de manera presencial, el desarrollo de un volcán de principio a fin.

El Parícutín no es el único volcán del Estado de Michoacán. Por lo contrario no es mas que uno de, literalmente, centenares de volcanes que conforman el campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Este campo volcánico, a su vez, forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano, una cordillera de tamaño continental que se extiende desde Pto. Vallarta, Jalisco, hasta los Tuxtlas, Veracruz. Dicha cordillera alberga los puntos más altos de la República Mexicana, alcanzando más de 5,600 m de altitud en el volcán Citlaltépetl, o Pico de Orizaba. Probablemente en un futuro geológico no muy distante, las rocas ígneas que formaron el Parícutín y los sedimentos de los ríos que fluyen a sus alrededores, serán sepultados por otros productos volcánicos y sedimentarios. Estas rocas se internarán a profundidad en la Tierra y serán sometidas nuevamente a aumentos de presión y temperatura. Estos materiales originalmente formados o acumulados en la superficie de la Tierra se encontrarán otra vez en desequilibrio con sus alrededores y buscarán adaptarse. Esto lo lograrán por medio de reacciones químicas en el estado sólido que formarán nuevos minerales, frecuentemente con texturas distintivas.

A los procesos de recristalización de las rocas en estado sólido que llevan a la formación de nuevos minerales en respuesta a cambios de presión y temperatura, les llamamos colectivamente *metamorfismo*. Las rocas formadas por estos procesos son las rocas *metamórficas*.

Estos tres grandes grupos de rocas conforman nuestro esquema de clasificación. Como podemos deducir de lo expuesto anteriormente, los tres tipos de roca están íntimamente interrelacionados en lo que denominamos el ciclo de las rocas. Las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias pueden ser erosionadas, transportadas, y acumuladas para formar sedimentos y posteriormente rocas sedimentarias. Las rocas ígneas y sedimentarias pueden ser sepultadas y sometidas a cambios de presión y temperatura para desarrollar rocas metamórficas. Si las rocas metamórficas son llevadas a extremos de presión y temperatura tales que son fundidas, a partir de la cristalización de este fundido se formarán nuevamente rocas ígneas. Esto se muestra esquemáticamente en la Fig. 1. Las rocas ígneas y metamórficas son el resultado de procesos originados al interior de la Tierra, mientras que las rocas sedimentarias son formadas por procesos que actúan en su superficie.

Procesos petrogenéticos

Con base en el anterior esbozo de los ambientes que dan lugar a las rocas que encontramos en la Tierra, podemos abordar con más detalle los procesos que las forman y, en particular, como inferir estos procesos a partir de la observación cuidadosa de las mismas. Esta observación la podemos subdividir en dos partes: 1. el contexto geológico y 2. la constitución de la roca.

El contexto geológico comprende una visión amplia. Consiste en reconocer los grandes rasgos de los cuerpos rocosos; es decir sus grandes estructuras y sus relaciones de contacto con las otros cuerpos de roca. El contexto geológico generalmente se ve plasmado en un mapa geológico. La constitución de la roca nos proporciona detalles importantes acerca de la procedencia de las partículas que forman las rocas, y de la historia que han tenido. La constitución de una roca la obtenemos observándola con una lupa, frecuentemente apoyándonos en trabajo de laboratorio que puede incluir análisis químicos y estudios microscópicos, entre otros.

Rocas sedimentarias

Como hemos visto, las rocas sedimentarias son formadas sobre la superficie de la Tierra por materiales acarreados por la gravedad, por algún fluido (aire o agua) o bien precipitados de soluciones acuosas o por seres vivos. En todos estos casos la gravedad juega un papel importante. Por este motivo, las rocas sedimentarias suelen acumularse en depresiones sobre la superficie terrestre a las cuales denominamos *cuencas*. Las cuencas sedimentarias pueden ser enormes como la cuenca del Golfo de México con cientos de miles de kilómetros cuadrados de extensión, o bien pueden ser pequeñas como la cuenca de Montealegre en las faldas del volcán Ajusco al sur de la Cd. de México, cuya extensión es de cinco kilómetros cuadrados.

Las características físicas de una cuenca, como las pendientes de sus laderas, su clima, los tipos de rocas que afloran y los seres que ahí habitan determinarán los procesos sedimentarios dominantes, los cuales definen las características de los ambientes sedimentarios. Los ambientes sedimentarios los podemos clasificar en función de su posición con respecto a la línea de costa. Para fines de la presente discusión presentaremos para cada uno de los ambientes continental, marino y litoral, un ejemplo citando localidades en México donde afloran rocas de dichos ambientes.

Un ambiente continental

Un ambiente sedimentario continental bastante común es el *fluvial*. Como ejemplo actual consideremos el río Pánuco que nace en el altiplano mexicano en los estados de San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro y atraviesa la Sierra Madre Oriental para desembocar en aguas del Golfo de México en el norte del estado de Veracruz.

El alto Pánuco de los estados de Guanajuato y Querétaro está representado por los ríos Santa María y Extorax, respectivamente. Dichos ríos exhiben fluctuaciones en sus caudales que son el reflejo del aporte de agua por precipitación pluvial. En temporada de secas sus caudales son reducidos y ambos fluyen plácidamente aguas abajo acarreado partículas finas que han sido desagregadas mecánicamente de las rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran en su camino. En temporada de lluvias ambos ríos crecen y se convierten en poderosos torrentes de aguas turbias que acarrean lodo, arena y piedras así como restos de animales y plantas atrapados por el caudal que fluye en las barrancas escarpadas. El aspecto turbio es impartido por las partículas de *lodo*, *arena* y *grava* que el río lleva en *suspensión*. Las piedras de tamaño de puño (*guijas*) son transportadas por *saltación*; es decir son suspendidas un tiempo y luego caen al lecho del río para rebotar y ser suspendidas una vez más. Las piedras más grandes (*bloques*) son arrastradas y rodadas sobre el lecho del río por *tracción*.

Tanto en época de estiaje como de lluvias, las partículas acarreadas chocan entre sí y con el lecho del río. Estas colisiones causan abrasión de las partículas y erosión del

fondo y las riberas del río. Al mismo tiempo las partículas más grandes y pesadas tienden a ser depositadas en el lecho del río. Esto tiene como resultado que el tamaño de grano de los materiales disminuya aguas abajo y que el río vaya modificando la forma del paisaje. También es evidente que los materiales más endebles serán desbastados más rápidamente que los materiales más duros.

Conforme se unen más tributarios a estos ríos aguas abajo, aumenta paulatinamente la cantidad de agua. Al aumentar volumen de los ríos disminuye el aspecto turbulento de sus aguas y éstas adquieren un aspecto más apacible así como mayor profundidad y extensión. También sus valles son más amplios y las pendientes de sus laderas disminuyen, impartiendo un aspecto más maduro al paisaje. En estas porciones de los ríos suelen adquirir un carácter trezado; sus lechos son de grava y surcan varios canales dejando pequeñas islas efímeras y alargadas que desaparecerán con las crecientes para ser reemplazadas por otras.

Sobre la planicie costera el aspecto del río es otro totalmente. El valle que ocupa es extenso, con poca topografía y el río traza un cauce sinuoso caracterizado por *meandros*. Este cauce va cambiando paulatinamente, abarcando en distintos momentos distintas porciones de la planicie. Estos cambios dejan a veces pequeños lagos de forma crescética cuando son abandonados algunos meandros durante los cambios del cauce del río. En dichos lagos se acumulan lodos y limos así como abundante materia vegetal. Los sedimentos que deposita el río son arenas de grano fino y bien clasificadas—es decir, los granos son de una granulometría uniforme, sin grandes variaciones en el tamaño de las partículas.

Consideremos ahora cuales serán los resultados de estos procesos fluviales en términos del registro geológico que quedará plasmado por los materiales depositados cuando éstos se consolidan o litifican formando capas y acumulaciones gruesas. En primer lugar, uno de los aspectos sobresalientes de este tipo de depósitos es la variedad de sus texturas. Las diferencias en los tamaños de las partículas acarreados en épocas de lluvias y de estiaje tienen como resultado la interestratificación de materiales gruesos con materiales de grano más fino. La migración lateral del cauce en las planicies aguas abajo también contribuye a esta estratificación, como lo muestra la Fig. 2. Uno de los aspectos de este tipo de depósitos (y de los depósitos detríticos en general) es que el tamaño de los clastos nos da una indicación del régimen energético del agente de transporte.

La parte media del río, la porción trezada, es caracterizada por cambios abruptos en el cauce del río. Dichos cambios contribuyen a cambios frecuentes en las direcciones de flujo, aunque obviamente éste siempre es cuesta abajo. Estos cambios de dirección dejan en el registro sedimentario una estructura que denominamos estratificación cruzada (Fig. 2). Esta estratificación es oblicua a la estratificación principal y es definida por diferencias en los tamaños de grano de los materiales acumulados. Estas estructuras son muy útiles como indicadores de la dirección de la paleocorriente—es decir de la corriente que las produjo. Otras estructuras producidas por las corrientes son las rizaduras. Estas son pequeñas (cm a dm) dunas que se forman en las arenas de los fondos de los ríos, algunas de las cuales también nos pueden indicar las direcciones de las paleocorrientes.

Tanto en las porciones trezadas del río, como en las planicies, es común que sean abandonados algunos cauces temporalmente. Cuando esto sucede, normalmente quedan cuerpos de agua estancada que forman charcos. Si las condiciones climáticas son propicias, estos charcos pueden secarse causando que el lodo acumulado en ellos se

agriete. Estas grietas, denominadas grietas de desecación, pueden quedar preservadas al ser cubiertas por otra capa de sedimentos.

Todas estas estructuras—la estratificación, la estratificación cruzada, las rizaduras, las grietas de desecación—son ejemplos de *estructuras sedimentarias primarias*. Su identificación es importante porque nos dicen algo acerca del ambiente donde se formaron las rocas. También pueden ser utilizadas para determinar la edad relativa de las capas sedimentarias, lo cual es útil cuando la geometría original del paquete sedimentario es modificada por deformación.

El material fósil asociado a los ambientes fluviales tiende a preservarse menos que el de otros ambientes sedimentarios. Esto se debe, principalmente, a que es un ambiente bastante energético y químicamente agresivo. El nivel energético contribuye a que los materiales difícilmente pueden ser preservados sin ser dañados, y el carácter oxigenado de las aguas turbulentas contribuye a que los materiales sean fácilmente oxidados. Dicho lo anterior, es posible encontrar material fósil en estos tipos de roca, particularmente material de origen vegetal. Muchas veces la única manera de obtener edades para estos tipos de depósitos es por medio de análisis palinológico—es decir por análisis del polen que se encuentra en ellos. Estos tipos de depósitos también suelen incluir mantos de carbón formados a partir de plantas que se desarrollan en las islas de las porciones trenzadas de los ríos. Desde el punto de vista animal, los depósitos fluviales suelen tener restos de vertebrados e invertebrados, aunque en general difícilmente son preservados animales sin partes duras.

Un ejemplo de depósitos continentales formados en ambientes fluviales en México son las capas terciarias que se observan con frecuencia en el sur de México. Este grueso paquete sedimentario (>3000 m) aflora en la cuenca del Río Balsas y tiene una edad de Paleoceno a Eoceno (?) u Oligoceno (?). Esta potente secuencia de rocas está conformada de estratos de arenas y gravas litificadas con un color pardo rojizo. Este color es impartido por el mineral hematita (Fe_2O_3) que actúa como cementante de los detritos, y es el producto de la oxidación de hierro en este ambiente expuesto al oxígeno de la atmósfera. Por su color rojizo, a las rocas sedimentarias de estos ambientes se les conoce como *lechos rojos* o *capas rojas*. Aquí es importante recalcar que las rocas sedimentarias del Grupo Balsas no son el producto de depositación por el actual Río Balsas. Estas rocas afloran en el amplio valle que este río ha labrado.

Un ambiente marino

Los ambientes marinos se caracterizan por niveles energéticos mucho más bajos que los ambientes continentales. Es decir las corrientes marinas son normalmente mucho menos potentes que las corrientes fluviales, por ejemplo. Esto tiene como consecuencia el hecho de que los sedimentos que ahí se acumulan suelen tener granulometrías (tamaños de grano) mucho más finas, en general.

Los detritos que se acumulan en el fondo del mar abierto consisten, básicamente, en finas partículas de polvo (*arcillas*) acarreadas por el viento y por las corrientes marinas así como de esqueletos o partes duras de animales que viven en las aguas profundas. Si la química de las aguas es propicia, también se acumularán sedimentos por precipitación de carbonatos, fosfatos y/o sílice. Un aspecto importante es que la dinámica de acumulación en los ambientes marinos profundos es mucho más lenta en comparación con un ambiente fluvial, por ejemplo. Esto trae como consecuencia que tarda mucho más

tiempo acumular espesores comparables de sedimentos en un ambiente marino profundo que en un ambiente marino somero o en un ambiente fluvial.

El registro sedimentario de los ambientes marinos profundos claramente es el resultado de los procesos descritos. De esto se desprende que estará compuesto por estratos bien definidos de materiales arcillosos, intercalados con sedimentos químicos (si el ambiente es propicio) así como con material biogénico. En ocasiones ocurren enormes desprendimientos o deslaves de sedimentos clásticos en la plataforma continental. Cuando esto ocurre, estos materiales se desplazan cuesta abajo creando una enorme nube de lodo y arenas finas (el material ahí disponible). Conforme se desplazan estas corrientes de turbidez, los materiales más gruesos son depositados mientras que los materiales más finos quedan en suspensión y son acarreados por distancias que alcanzan decenas o centenas de kilómetros. Este proceso deja en el registro sedimentario finas capas con estratificación gradada, que en conjunto son conocidos como depósitos de turbiditas.

El material fósil de los ambientes marinos profundos está prácticamente restringido a microfósiles. En particular son comunes los microfósiles planctónicos como los foraminíferos, radiolarios y diatomeas, ya que sus esqueletos caen lentamente al fondo oceánico cuando mueren. Son más escasos los macrofósiles porque los animales macroscópicos que viven en estos ambientes son comúnmente de cuerpos blandos, como lombrices y medusas, entre muchos otros. Los cuerpos de los peces, por ejemplo, cuando mueren y caen al fondo del mar son procesados por carroñeros del fondo marino. Sólo llegan a ser preservados cuando suceden eventos fortuitos, como puede ser el que sean cubiertos por un depósito turbidítico, el cual protege al cuerpo del pez de los carroñeros. En algunos ambientes marinos, es muy escaso el oxígeno y el entorno químico es sumamente reductor. En dichos ambientes es más común la preservación de animales de cuerpos blandos que en ambientes oxidantes.

Ejemplos de rocas formadas en estos ambientes los podemos encontrar en la Sierra Madre Oriental. Durante el Cretácico (145-65 Ma), gran parte de lo que hoy es México estuvo por debajo del nivel del mar. En los estados de Querétaro y de Hidalgo, por ejemplo, encontramos espesores considerables (>1,000m) de rocas en capas delgadas constituidas por sedimentos calcáreos y silícicos (Formación Tamaulipas Superior) así como una secuencia de sedimentos finos de origen terrígeno de la Formación Soyatal.

Un ambiente litoral

Los ambientes litorales son extremadamente diversos ya que, por definición, se encuentran en la interfaz entre los ambientes terrestres y los ambientes marinos. Pueden ser dominados por procesos terrestres (flujo de agua dulce, evaporación), por procesos marinos (oleaje, crecimiento de arrecifes coralinos) o bien pueden encontrarse las fuerzas de mar y tierra en relativo equilibrio. Generalmente son ambientes muy ricos en flora y fauna y exhiben muy diversas condiciones energéticas.

Un buen ejemplo de un ambiente litoral es un delta. Un delta se forma en la desembocadura de un río en el mar y es causado por el choque de aguas dulces que fluyen con cierta velocidad contra la enorme masa de aguas marinas. Este choque causa una considerable pérdida de velocidad y los sedimentos acarreados por el río son depositados rápidamente. Esta acumulación paulatina de sedimentos causa que el delta crezca mar adentro. Al ir creciendo el delta el río se ve bloqueado y empieza a surcar distintos cauces llamados distributarios. La palabra “delta” viene del antiguo griego y se debe a la

semejanza entre la forma del delta del río Nilo, en Egipto, y la de la letra Δ del alfabeto griego.

La geometría de un delta depende en las relaciones energéticas entre el sistema fluvial y el sistema marino así como de la carga sedimentaria. Podemos dividir las morfologías de los deltas en tres tipos: en arco, en estero y en pata de pájaro. Las formas en arco son prototípicas y ejemplos de ellas son los deltas del río Nilo, en Egipto, y el del río Balsas, en la frontera entre los estados de Guerrero y Michoacán. Un ejemplo de un delta en estero es la desembocadura del río Usumacinta al Golfo de México. Uno de los deltas más conocidos y estudiados del mundo es el del río Mississippi, EE.UU., que tiene forma de pata de pájaro.

Los delta en arco se forman cuando el río lleva un importante componente de carga en tracción y suspensión, de granulometría más o menos gruesa (grava a arena). Cuando este material es depositado, al ser poroso permite el flujo de agua subterránea hacia el mar. Cuando los sedimentos se saturan, nacen nuevos distributarios que siguen su camino al mar. Los depósitos acumulados forman una cuña amplia cuya punta se ubica aguas arriba y cuya terminación en el mar describe un arco. La forma del arco del delta es determinado por el régimen de oleaje que incide en la costa.

Los delta en estero se forman cuando los ríos llevan una carga menor en proporción a su caudal. Esto tiene como consecuencia que el río desemboca en un ancho estero que labra a partir de sus sedimentos. Como el aporte de material sedimentario es bajo, los sedimentos no suelen acumularse para obstruir el flujo, y éste surca un amplio canal de desembocadura. Los movimientos de las mareas también influyen en el desarrollo de estos deltas.

Los delta de pata de pájaro son caracterizados por el desarrollo de canales discretos y alargados que se extienden mar adentro. Los ríos que forman estos deltas llevan una abundante carga en suspensión de granulometría fina así como importante carga en solución. Cuando los ríos depositan este material, forma sedimentos relativamente impermeables que impiden el flujo subterráneo. Los canales distributarios entonces fluyen por encima de estos sedimentos y se extienden mar adentro. Estos deltas también están restringidos a ambientes con una baja influencia de oleaje marino. De otra manera el oleaje destruiría o modificaría la geometría de los depósitos alargados.

El registro sedimentario de los depósitos de un delta consiste, en lo general, en una secuencia que se hace más gruesa hacia arriba. Esto se debe a que los materiales acarreados por el río (los materiales más gruesos) son depositados encima de los materiales marinos (más finos). Concretamente, las rocas formadas por sedimentos arcillosos del ambiente marino son cubiertas por rocas producto de acumulaciones de arenas que hacia arriba exhiben más y más evidencia de depositación en un ambiente fluvial (estratificación cruzada, rizaduras, por ejemplo). Es común que estos estratos estén coronados por mantos de carbón, que representan el desarrollo de un ambiente pantanoso con abundante vegetación. Los depósitos deltáicos representan, básicamente, una transición de un ambiente marino a un ambiente continental.

En términos del contenido fósil los deltas se caracterizan por la preservación de material vegetal y algunos fragmentos de organismos animales como pelecípodos y gasterópodos. Los ambientes deltaicos son principales blancos de exploración de yacimientos de carbón, ya que las planicies deltaicas suelen formar grandes extensiones de pantanos que desarrollan abundante vegetación, si el clima es favorable. Un ejemplo de

depósitos deltaicos en México lo constituyen los gruesos paquetes clásticos de edad cretácica en el estado de Coahuila, en los cuales se alojan los yacimientos carboníferos más importantes de nuestro país.

Rocas ígneas

Las rocas ígneas son aquellas formadas por la cristalización de minerales al enfriarse un fundido. En su génesis intervienen, entonces, los procesos de fusión parcial que originan el material fundido, así como los procesos de cristalización. Como las rocas sedimentarias, las rocas ígneas tienen su desarrollo en distintos ambientes caracterizados por temperaturas, presiones y composiciones químicas específicas. Queda fuera del alcance del presente capítulo una discusión completa de dichos ambientes. Sin embargo, apelaremos a los conocimientos generales previos de los lectores, y a un voto de confianza de su parte, para abordar el tema de la petrogénesis de este importante grupo de rocas, esbozando de manera general los ambientes donde se generan las rocas ígneas.

Cuando vemos una fotografía de la Tierra tomada desde el espacio, vemos un rasgo característico de nuestro planeta y de ningún otro del sistema solar: Vemos grandes regiones continentales que se yerguen por encima de vastos océanos de agua. Esto se debe a que la *corteza terrestre*, la capa sólida exterior de la Tierra, no es homogénea. Al contrario, está formada por distintos tipos de roca, y estas rocas tienen distintas propiedades físicas y químicas. En términos generales, la corteza terrestre la podemos subdividir en corteza oceánica y corteza continental. La razón por la cual los continentes están por encima del nivel del mar es que las rocas que los conforman son menos densas que las rocas de la corteza oceánica. Esto tiene como consecuencia que flotan a un nivel más elevado que estas últimas. Pero, ¿sobre qué flotan?

Como se verá detalladamente en un capítulo posterior, la Tierra tiene una estructura interna de capas concéntricas definidas por diferencias tanto químicas como físicas. Las capas son el reflejo de una diferenciación por densidad; es decir las capas más densas se encuentran hacia el centro de la Tierra y las capas externas son de menor densidad y flotan encima de aquellas que les subyacen. La capa rígida externa de la Tierra, que incluye a la corteza, se denomina *litosfera* y no es continua en un sentido lateral, sino está subdividida en unos doce o quince casquetes relativamente rígidos que flotan sobre la *astenosfera* que es una capa plástica de la Tierra a unos 200 km de profundidad. Los casquetes, llamados *placas tectónicas*, se mueven uno con respecto al otro encima de la astenosfera. Los movimientos relativos entre placas sobre la superficie esférica de la Tierra causan que unas placas se acerquen una a otra o converjan, que otras se separen o diverjan y que otras simplemente se deslicen una junto a otra. Estas relaciones de movimiento entre placas tectónicas generan entonces tres tipos de límites tectónicos: límites convergentes, límites divergentes y límites transformantes. De estos límites, los convergentes y los divergentes son importantes ambientes para la petrogénesis de rocas ígneas.

La composición de las rocas ígneas

Los fondos oceánicos tienen enormes cordilleras volcánicas submarinas (como la dorsal Meso-Atlántica) formadas por la separación de placas tectónicas. Esta separación provoca ascenso del manto superior que subyace la litosfera y este ascenso causa que se fundan las rocas del manto por descompresión. Las rocas que forman el manto de la Tierra son ricas en hierro y magnesio y tienen poco silicio, aluminio, calcio y metales

álcalis. A estas composiciones les denominamos *ultramáficas*. La fusión parcial de estas rocas produce un magma de composición *máfica* y deja un residuo en el manto más refractario. La cristalización de estos magmas resulta en rocas compuestas de los minerales plagioclasa cálcica, olivino y piroxeno. Estos son los minerales que forman las rocas ígneas de la corteza oceánica.

La corteza oceánica formada en estos límites divergentes se convierte en el piso oceánico y es alejada de las dorsales oceánicas hidratándose, enfriándose y haciéndose más densa hasta chocar con otra placa (cosa que tendrá que suceder ya que la Tierra es esférica). Cuando colisionan dos placas, una de ellas tiende a sumergirse debajo de la otra, según su densidad relativa. Al ser sumergida una placa por debajo de otra, es calentada nuevamente y sometida a aumentos de presión. Estos factores contribuyen a que las rocas máficas que forman la corteza oceánica sean fundidas parcialmente, formando magmas de composición intermedia. Estos magmas ascienden a través de la litósfera y la corteza, enfriándose para cristalizar minerales como plagioclasa, hornblenda, biotita y poco cuarzo. Estas rocas forman grandes arcos de corteza terrestre, denominados arcos magmáticos (como la Cordillera de los Andes o el Cinturón Volcánico Mexicano). Los arcos magmáticos forman corteza continental, cuya densidad, como ya habíamos visto, es menor a la densidad de la corteza oceánica.

Si una vez formada una corteza continental continuara la actividad ígnea, las rocas continentales serían calentadas por el magmatismo hasta provocar su fusión parcial. Una vez más serían fundidos sus componentes más volátiles y quedaría un residuo refractario. Estos magmas formados por fusión parcial de rocas de composición intermedia están enriquecidos en elementos como aluminio, silicio, potasio y sodio así como en elementos volátiles como halógenos, boro y litio. Al cristalizar dichos magmas forman minerales como plagioclasa sódica, feldespato potásico, muscovita y cuarzo formando rocas de composición félsica.

Esta evolución composicional, desde rocas ultramáficas pasando por rocas máficas a intermedias y a rocas félsicas representa un proceso de destilación a gran escala que se está llevando a cabo en la Tierra desde sus orígenes. Esta destilación es la responsable tanto de la estructura interna de la Tierra como de su apariencia en superficie con rocas predominantemente félsicas arriba del nivel del mar y rocas predominantemente máficas por debajo de éste. En cada etapa de fusión parcial y cristalización disminuye la temperatura. Los magmas máficos cristalizan a temperaturas cercanas a los 1100°C mientras que sus contrapartes félsicas cristalizan a unos 700°C.

Las variaciones en la composición de los magmas y de las rocas no sólo exhiben diferencias en sus temperaturas de cristalización y sus densidades. Los magmas máficos, tanto por sus temperaturas más altas como por el número de enlaces químicos del sílice en ellos, contribuyen a que sean más fluidos (menos viscosos) que los magmas félsicos. Esto tiene como resultado que, en la superficie terrestre, cuando los magmas son extravasados y forman lavas, las lavas máficas fluyen largas distancias antes de cristalizar. Por otro lado, los magmas félsicos sólo pueden fluir distancias muy cortas. En los magmas máficos, los gases disueltos pueden fácilmente formar burbujas que flotan hacia la superficie de la lava, mientras que los magmas félsicos son tan viscosos que impiden la formación y migración de burbujas, provocando explosiones. Las explosiones provocan la ruptura de la roca, provocando la formación de material fragmentado, comúnmente conocido como ceniza volcánica, o más técnicamente como material *piroclástico*.

Retomando brevemente la erupción del volcán Parícutín, como ejemplo, y comparándola con la actividad actual del volcán Popocatepetl, notaremos varias diferencias. El evento del Parícutín fue un evento efusivo, mientras que el Popocatepetl exhibe un comportamiento explosivo. Estas diferencias en su actividad se deben en gran medida a las diferencias en la viscosidad de los distintos magmas así como al contenido de gases disueltos.

Las texturas de las rocas ígneas

En sus ascenso hacia la superficie terrestre por flotación, los magmas se van enfriando paulatinamente. Si el ascenso de un magma se detiene cuando aún se encuentra a profundidad en la Tierra, el magma se enfriará lentamente. El proceso de cristalización y el desarrollo de cristales individuales requiere de tiempo. Si el enfriamiento y la cristalización son lentos, los cristales que se forman tendrán tiempo para crecer y alcanzarán tamaños tales que serán visibles a simple vista. En cambio, si el ascenso y enfriamiento son súbitos, los cristales no tendrán tiempo de desarrollarse y formarán una pasta de cristales microscópicos. A las texturas de rocas ígneas formadas por cristales visibles a simple vista les denominamos *faneríticas*. Por otra parte, a las texturas de cristales microscópicos les denominamos *afaníticas*.

Hay también rocas ígneas conformadas por cristales visibles en una matriz de cristales microscópicos. Esta textura acusa una historia de enfriamiento en dos fases: un enfriamiento lento seguido de un enfriamiento rápido. A los cristales grandes se les conoce como *fenocristales*, y a la textura de estas rocas se le denomina *porfídica*.

Las rocas ígneas las podemos agrupar, genéticamente, en dos grandes grupos: las rocas extrusivas y las rocas intrusivas. Las primeras son aquellas que terminan su proceso de cristalización en la superficie terrestre. Las segundas son rocas cristalizadas en su totalidad por debajo del nivel de erosión. En vista de la discusión anterior acerca de las texturas de las rocas ígneas, las rocas extrusivas tienden a tener texturas afaníticas, mientras que sus contrapartes intrusivas tienden a tener texturas faneríticas. Las rocas porfídicas pueden ser tanto extrusivas como intrusivas emplazadas a profundidades someras, donde su última fase de cristalización es rápida.

Las estructuras ígneas

Tanto las rocas intrusivas como las extrusivas suelen formar estructuras típicas. De las rocas extrusivas las estructuras más comunes y conocidas son los edificios volcánicos, o, simplemente, volcanes. Éstos adquieren distintas geometrías dependiendo de su composición química y, consecuentemente, de su estilo eruptivo. Las lavas de composición máfica son de muy baja viscosidad y fluyen grandes distancias antes de cristalizar, formando volcanes escudo. Ejemplos de éstos son el Mauna Loa y Mauna Kea, en Hawaii. Los conos compuestos, o estratovolcanes, son comunes en los arcos magmáticos asociados a zonas de subducción. Su composición química es intermedia y consisten en estratos alternados de lavas y materiales piroclásticos. Ejemplos de éstos son el Pico de Orizaba, el Popocatepetl, en México, y el Monte Fuji, en Japón. Las lavas de composición félsica, por su alta viscosidad, casi no fluyen y forman edificios de pequeñas dimensiones y de forma cómica, a los que denominamos domos.

Curiosamente, los procesos eruptivos no siempre están asociados a un volcán. En ocasiones la actividad efusiva, particularmente la de composición máfica, se concentra a lo largo de grandes fracturas y al ser extravasadas las lavas forman enormes planicies. A esta actividad, le denominamos volcanismo fisural. Ejemplos de este tipo de volcanismo

los encontramos en el Deccan, en la India, y en el altiplano del río Columbia, en el noroeste de los Estados Unidos, donde fueron acumulados miles de metros de espesor de rocas máficas hacia fines del Cretácico. Esta actividad volcánica intensa se ha intentado asociar con la extinción masiva de organismos al final del Periodo Cretácico, pero aún hay mucha discusión al respecto.

La Sierra Madre Occidental está formada por miles de metros de rocas volcánicas producto de actividad explosiva. Esta Sierra es posiblemente la provincia de magmatismo explosivo más grande de la Tierra, y está formada por capa sobre capa de *ignimbritas* o materiales piroclásticos que se depositan aún incandescentes, de tal manera que las cenizas se soldan. Su enfriamiento es tan súbito que los átomos no tienen tiempo de organizarse para formar cristales y el resultado es una roca de vidrio volcánico o *vitrofido*. Las ignimbritas son formadas por enormes explosiones causadas por la cristalización de magmas félsicos en cámaras magmáticas someras. Conforme avanza la cristalización y los átomos compatibles se van incorporando a los minerales que se están formando, los átomos de los elementos y compuestos volátiles, como agua, CO₂, boro, cloro y fluor, entre otros, se van enriqueciendo en el magma residual. Al irse enriqueciendo en el magma, va aumentando su presión hasta que ésta es catastróficamente liberada por eventos explosivos. Estas explosiones son las responsables de la liberación del material piroclástico incandescente que forma las ignimbritas. Asociadas a este tipo de actividad volcánica encontramos grandes estructuras denominadas *calderas*. Estas son depresiones circulares de fondo plano con diámetros de kilómetros a decenas de kilómetros formadas por el colapso de la superficie terrestre al vaciarse una cámara magmática de poca profundidad.

Las rocas ígneas intrusivas forman estructuras o cuerpos de diversos tamaños y de geometrías variadas. Distinguimos dos grandes clases de estructuras: concordantes y discordantes. Las primeras son aquellas que se emplazan de manera paralela a la estratificación de las rocas encajonantes y las segundas cortan o atraviesan la estratificación. Los cuerpos intrusivos más comunes son tabulares y pueden tener espesores de centímetros a cientos de metros (raras veces miles de metros). Si dichos cuerpos son discordantes les llamamos *diques* y si son concordantes les llamamos *diquestratos* (o *sills*, por su término en inglés).

Otros estructuras intrusivas más o menos frecuentes son lacolitos y lopolitos. Ambos son alimentados en su parte inferior por un dique alimentador y ambos son concordantes. Se distinguen porque los lacolitos tienen una forma abombada hacia arriba (como una ampolla) mientras que los lopolitos tienen una forma de embudo. Aunque no forma parte de su definición, los lacolitos tienden a ser más pequeños y de composición intermedia a félsica, mientras que los lopolitos suelen ser de mayores dimensiones y de composición máfica. Estos últimos están también asociados a yacimientos minerales de platino, cromo, níquel y cobre.

El plutonismo es para las rocas intrusivas lo que el volcanismo es para las rocas extrusivas. Un *plutón* es una masa de magma en forma de enorme burbuja formada por la acumulación de material fundido. Los plutones tienden a ascender en el manto superior y en la corteza debido a su menor densidad. Un *batolito* es un cuerpo ígneo de grandes dimensiones (<100 km²) formada por la coalescencia de distintos plutones. Como se muestra en la Fig. 3, la superficie de un batolito no es regular, sino que tiene salientes, llamados apófisis. Cuando uno de estos apófisis es expuesto a la superficie por la erosión, le denominamos tronco o *stock*.

En México tenemos muchos ejemplos de rocas ígneas. Hemos mencionado ya el Cinturón (o Eje) Volcánico Mexicano que atraviesa el país de oeste a este y pasa por la capital. Obviamente para encontrar rocas ígneas intrusivas, tenemos que buscar alguna localidad donde las rocas hayan sido exhumadas por algún proceso tectónico o erosivo. Un ejemplo lo encontramos a lo largo de la costa pacífica de México, entre Acapulco, Guerrero, y Salina Cruz, Oaxaca. A lo largo de esta franja costera aflora una serie de troncos y batolitos de composición intermedia a félsica y de edades que van desde 40 a 17 millones de años. Los estudios geológicos de estas rocas nos indican que éstas cristalizaron a profundidades entre 10 y 23 kilómetros y que han sido traídas a la superficie por la colisión de la placa de Cocos con la placa de Norteamérica.

Rocas metamórficas

Como vimos en la Introducción, las rocas metamórficas son formadas por procesos de recristalización de rocas pre-existentes. Esta recristalización es debida a cambios en las condiciones de presión y temperatura en las cuales se encuentran las rocas. Como antecedente, el Principio de Le Chatelier (1850-1936) sostiene que si un sistema en equilibrio es sometido a un cambio de presión o temperatura, el sistema se modificará de tal manera que el cambio sea minimizado. Para nuestros fines, un sistema se refiere a un conjunto de minerales; es decir una roca. Por ejemplo, si una roca es sometida a un aumento de presión, se modificará el arreglo de sus átomos de tal manera que ocupe menos espacio; de esta manera, el sistema trata de disminuir el efecto del aumento de presión. Este reacomodo de átomos lleva a la formación de nuevos minerales y, consecuentemente, a la formación de nuevas rocas. Como lo hemos mencionado antes, el reacomodo de átomos para la formación de minerales metamórficos no requiere de cambios de estado. Es decir que no es necesaria la fusión de una roca para que un átomo rompa o modifique su enlace químico con otro y se combine con un tercero.

Las texturas de las rocas metamórficas

Las rocas metamórficas frecuentemente se desarrollan en ambientes donde la presión no es igual en todas direcciones. Al contrario, la norma es que la presión sea dirigida, lo cual causa que las rocas sean acortadas en unas direcciones y alargadas en otras. Esto favorece una difusión preferencial de átomos en las direcciones de extensión. Que los átomos se desplacen de zonas de alta presión a zonas de menor presión conduce a que las rocas metamórficas adquieran texturas planares o lineales que las distinguen de las rocas ígneas. Si pensamos, por ejemplo, en una bola de nixtamal en una prensa al ser apachurrada, es claro que la masa fluye de la zona de alta presión a las zonas de menor presión. La consecuencia es la bien conocida forma de tortilla. Si nos imaginamos una roca que consiste en un aglomerado de granos de geometría más o menos regular y pensamos que ésta es sometida a un aplastamiento, es lógico concluir que tendríamos una roca formada por minerales de forma aplastada u oblada.

La forma oblada de los minerales imparte a las rocas metamórficas una textura planar que se acentúa conforme avanza el proceso metamórfico. A una textura planar de este tipo le denominamos *foliación*. La foliación se manifiesta de distintas maneras. Puede ser simplemente la tendencia de una roca a romperse en láminas. También puede llegar a manifestarse como una alternancia composicional además de mostrar un crecimiento paralelo de minerales tabulares o micáceos.

Hay ambientes donde las rocas no son aplanadas como en una prensa para tortillas, sino que son estiradas. Esto trae como consecuencia que los minerales crecen con una textura predominantemente lineal. A este rasgo lineal causado por la extensión preferencial en una dirección le llamamos *lineación*.

Si bien la lineación o la foliación son rasgos texturales comunes en las rocas metamórficas, es posible que una roca sea sometida a una recristalización en un régimen donde no hay una presión dirigida. En estos ambientes las rocas recristalizadas no exhiben ni foliación ni lineación.

Metamorfismo regional vs. metamorfismo de contacto

En el ámbito metamórfico reconocemos rocas cuya recristalización se encuentra restringida en el espacio y asociada a cuerpos de rocas ígneas intrusivas. En vista de lo expuesto anteriormente, el metamorfismo de rocas próximas a estructuras intrusivas lo podríamos asociar a los efectos térmicos del intrusivo en las rocas que han sido intrusionadas. Si tenemos una secuencia de rocas sedimentarias que son posteriormente intrusionadas por un plutón, el calor del fundido será transmitido a las rocas encajonantes por conducción y éstas recristalarán para adaptarse a sus nuevas condiciones ambientales. A este tipo de metamorfismo le denominamos *metamorfismo de contacto*.

El metamorfismo de contacto se caracteriza no sólo por su restringida extensión y estrecha asociación con rocas ígneas, sino también por su ausencia de foliación y por el gran tamaño de los cristales que componen estas rocas. También asociado al metamorfismo de contacto tenemos con frecuencia yacimientos minerales, principalmente de tungsteno, plomo, cobre y zinc.

El metamorfismo regional, por otra parte, se caracteriza por grandes extensiones de rocas foliadas y/o lineadas cuya recristalización no es fácilmente atribuible a algún cuerpo intrusivo. Al contrario, este tipo de metamorfismo evidencia una recristalización que es producto de cambios en P y T que abarcan grandes porciones de la corteza terrestre. Los ambientes generales de formación de rocas metamórficas se muestran en la Fig. 4.

Apéndice de clasificación de rocas

La clasificación de las rocas considera, en general, tanto la mineralogía de los componentes, como su tamaño y disposición geométrica (su *textura*). Siguiendo el orden establecido en la Introducción, describiremos mediante el uso de tablas las bases para la clasificación de las principales rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas.

Tabla 4. Clasificación de rocas sedimentarias

Rocas biogénicas	Textura	Constituyentes	Minerales	Roca
	bioclástica y no clástica	CaCO ₃ (carbonato de calcio)	calcita, aragonita	caliza
	bioclástica y no clástica	SiO ₂ (sílice)	ópalo, calcedonia, cuarzo, pedernal	pedernal
	no clástica	restos de plantas		carbón
Rocas químicas	no clástica	CaCO ₃ (carbonato de calcio)	calcita, aragonita	caliza
	no clástica	CaMg(CO ₃) ₂ (carbonato de calcio y magnesio)	dolomita	dolomía
	no clástica	SiO ₂ (sílice)	ópalo, calcedonia, cuarzo, pedernal	pedernal
	no clástica	NaCl, KCl (cloruro de sodio y cloruro de potasio)	halita, silvita	sal de roca
	no clástica	CaSO ₄ ·2H ₂ O (sulfato de calcio)	yeso	yeso o anhidrita
	no clástica	Ca ₃ (PO ₄) ₂ (fosfato de calcio)	apatito	fosforita
	no clástica	Fe ₃ O ₄ , Fe ₂ O ₃		
	óxidos de hierro	magnetita, hematita	formación de hierro bandeado	
Rocas clásticas	Nombre de partícula	Tamaño (mm)	Nombre del sedimento	Roca
	bloque	>256	grava	conglomerado de bloques
	guija	de 64 a 256	grava	conglomerado de guijas
	guijarro	de 2 a 64	grava	conglomerado de guijarros
	arena	de 1/16 a 2	arena	arenisca
	limo	de 1/256 a 1/16	limo	limolita
	arcilla	<1/256	arcilla	lutita

Tabla 5a. Clasificación de rocas ígneas afaníticas (modificada de Fichter y Poché, 1993)

Color	Observaciones	Roca
Blanco, gris claro o rosado	Puede presentar fenocristales de biotita o anfíbol	Riolita
Gris medio, gris verdoso, verde	Puede presentar fenocristales de biotita, anfíbol o piroxeno	Andesita
Gris oscuro, negro	Puede ser vesicular, intemperiza a tonos marrones y rojizos	Basalto

Tabla 5b. Clasificación de rocas ígneas faneríticas (modificada de Fichter y Poché, 1993)

Mineralogía			Color	Roca
Cuarzo >20%	Máficos <10%	Ortoclase > plagioclasa	Blanco, gris claro, rosado o rojizo	Granito
	Máficos <10%	Plagioclasa ≥ ortoclase	Aspecto de 'sal y pimienta', blanco > negro	Granodiorita
Dominan feldespatos Cuarzo 0-20%	Ortoclase > plagioclasa	Puede presentar anfíbol	Gris claro, rosado o violáceo	Syenita
	Plagioclasa > ortoclase	Puede presentar piroxeno	Gris oscuro, verdoso, rojizo	Monzonita
Dominan plagioclasa y máficos Cuarzo 0-5%	Plagioclasa de color claro	Usualmente presenta biotita o anfíbol	Aspecto de 'sal y pimienta', blanco > negro	Diorita
	Plagioclasa de color oscuro	Presenta piroxeno u olivino	Gris oscuro o verde	Gabro
Casi 100% plagioclasa	Plagioclasa alargada y tabular	Puede presentar olivino o piroxeno	Blanco a gris oscuro o con colores iridescentes	Anortosita

Máficos 90-100% Feldespatos 0-5%	Domina piroxeno	Trazas de olivino o anfíbol	Verde oscuro, marrón o negro	Piroxenita
	Piroxeno + anfíbol	Típicamente acompañado de olivino	Verde oscuro a claro	Peridotita
	Domina olivino	Típicamente acompañado de cromita	Verde pálido, cristales vítreos	Dunita

Tabla 6a. Clasificación de rocas metamórficas granulares (modificada de Fichter y Poché, 1993)

	Apariencia	Mineralogía	Observaciones	Roca
Raya vidrio	Cristales negros de lustre vítreo	Anfíbol, plagioclasa		Anfibolita
	Granate rojo; piroxeno color verde claro	Granate en masas equidimensionales	Cuarzo, cianita o micas se pueden presentar	Eclogita
	Cristales de lustre vítreo, fractura concoidal y colores pálidos	Granos de cuarzo fusionados		Cuarcita
	Colores opacos, oscuros	Variada	Densa, compacta con fractura concoidal	Hornfels o corneana
No raya vidrio	Efervesce en ácido clorhídrico	Calcita, eventualmente granate, piroxeno, olivino	Efervesce sin pulverizar	Mármol de caliza
		Dolomita, eventualmente, tremolita, olivino	Efervesce sólo pulverizada	Mármol dolomítico
	NO Efervesce en ácido clorhídrico	Talco	Se raya con la uña	Jaboncillo
		Serpentina	NO se raya con la uña	Serpentinita
		Clorita, epidota, actinolita	NO se raya con la uña	Roca verde

Tabla 6b. Clasificación de rocas metamórficas foliadas (modificada de Fichter y Poché, 1993)

Grano fino	Color negro, gris, verde; a veces con colores rojizos o pardos	Lustre opaco, repica al ser golpeada con el martillo	Crucero pizarroso—se parte en láminas delgadas	Pizarra
		Lustre brillante, con cristales apenas visibles	Crucero pizarroso o esquistosidad incipiente	Filita
	Tonos azulados o moráceos	Cristales alargados o fibrosos		Esquisto azul
Minerales visibles a simple vista	Cristales de clorita	Minerales de baja dureza y hábito tabular		Esquisto verde
	Dominan biotita y muscovita	Cuarzo/feldespato/micas íntimamente intercrecidos	Puede presentar cristales de granate, estauroлита, sillimanita o cianita	Esquisto
		Cuarzo y feldespato en láminas claras alternando con láminas de minerales oscuros		Gneis
	Mica ausente o en baja proporción	Anfíbol y plagioclasa	Foliación débil	Anfibolita
Lentes de cuarzo y feldespato		Puede presentar granate, piroxeno o cianita	Granulita	

Glosario

Anión. Ion con carga negativa.

Catión. Ion con carga positiva.

Clasto. Fragmento de roca que se incorpora a un sedimento.

Colada. Estructura de forma tabular o alargada formada por un flujo de lava cristalizada.

Félsico. Adjetivo referente a la composición de un magma o una roca caracterizada por un alto contenido de feldespato alcalino y cuarzo. Las rocas de los continentes tienden a ser félsicas.

Granulometría. Referente al tamaño de los granos que conforman una roca.

Ion. Átomo con una carga electrostática positiva o negativa. Dicha carga es adquirida por el átomo al tener un número de electrones distinto al número de protones. Es fundamental para el modelo del enlace iónico, en el cual un átomo neutro cede uno o más electrón(es) a otro, generando dos iones con cargas opuestas que se atraen mutuamente.

Lava. magma que fluye sobre la superficie de un planeta.

Máfico. Adjetivo referente a la composición de un magma o una roca caracterizada por un alto contenido de magnesio y hierro (de ahí el origen del término). Las rocas de la corteza oceánica tienden a tener una composición máfica.

Magma. Mezcla de roca fundida, roca sólida y gases que se encuentra por debajo de la superficie de un planeta.

Petrogénesis. Proceso mediante el cual se forma una roca.

Roca ígnea. Roca cristalizada a partir de un fundido.

Roca metamórfica. Roca formada por la recristalización de una roca preexistente. Aunque se refiere a un proceso del estado sólido, pueden participar fluidos como agua o bióxido de carbono en los procesos de recristalización.

Roca sedimentaria. Roca formada por la acumulación de partículas por gravedad sobre la superficie de un planeta.

Sílice. Término genérico que se refiere a la molécula SiO₂.

Textura. Arreglo geométrico y granulométrico de los cristales o clastos que forman una roca.

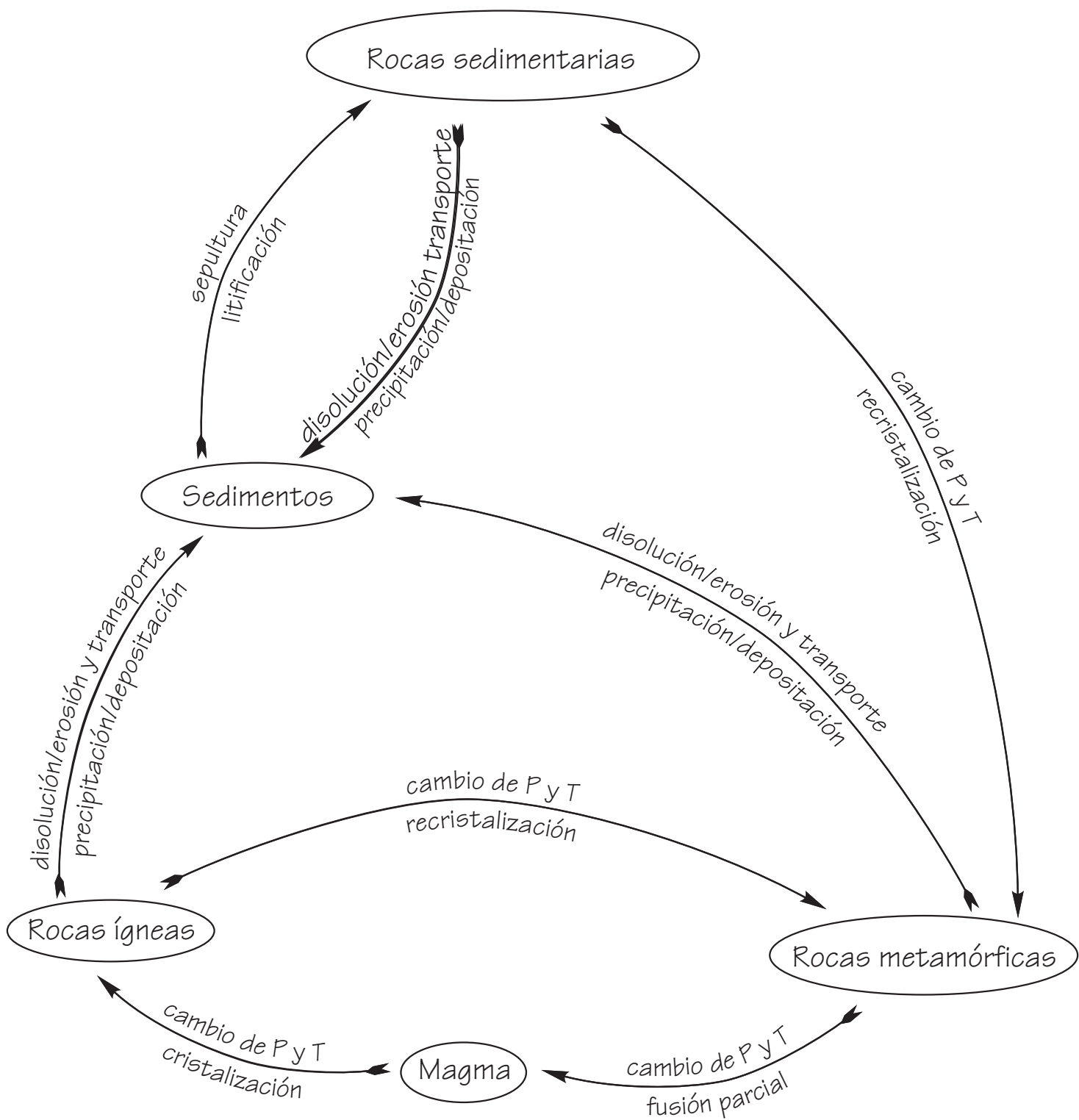


Fig. 1. El ciclo de las rocas

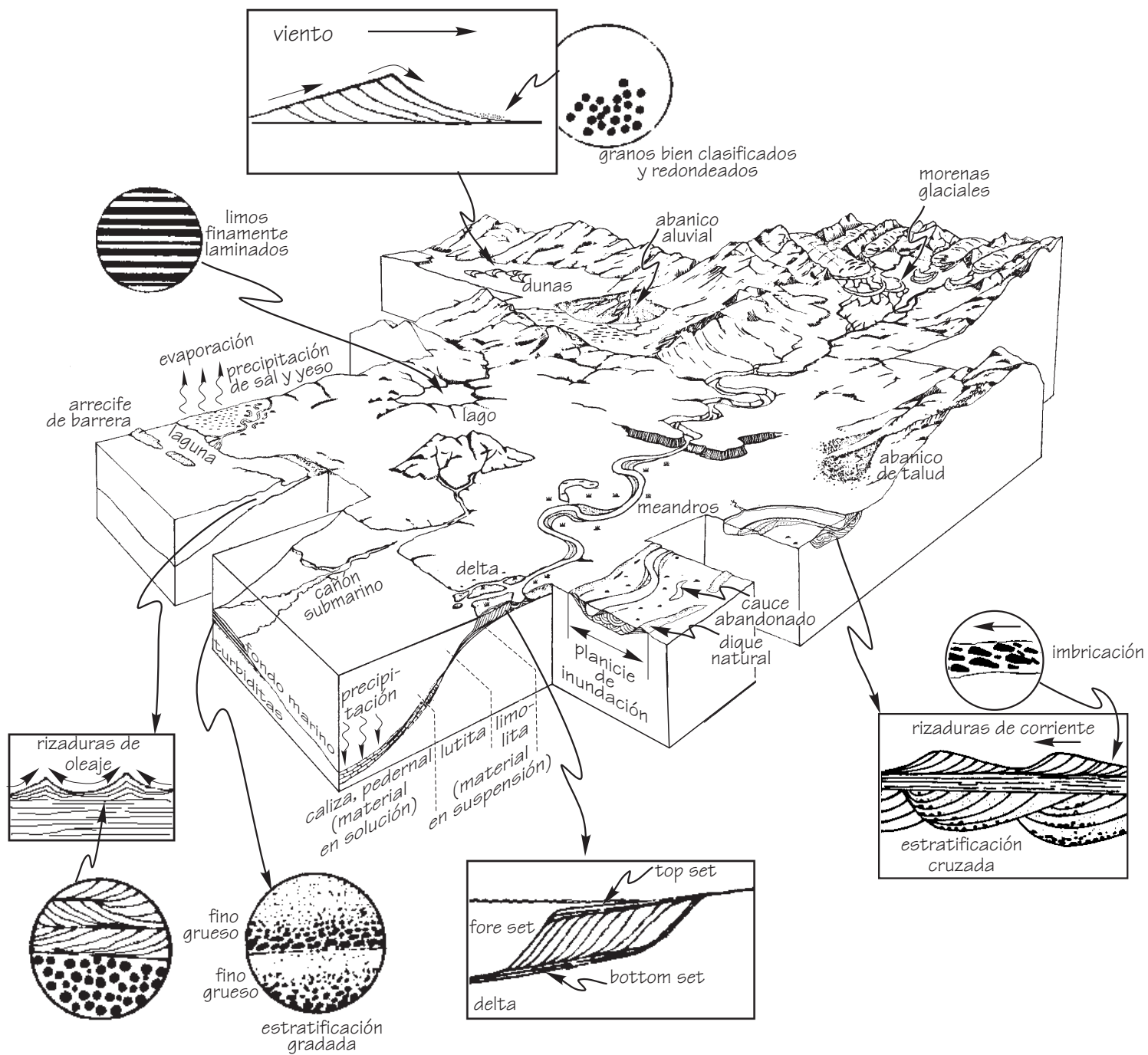


Fig. 2. Bloque esquemático que muestra unos ejemplos de ambientes sedimentarios, resaltando detalles de algunos ambientes (modificado de Romano y Pizzuto, 1990).

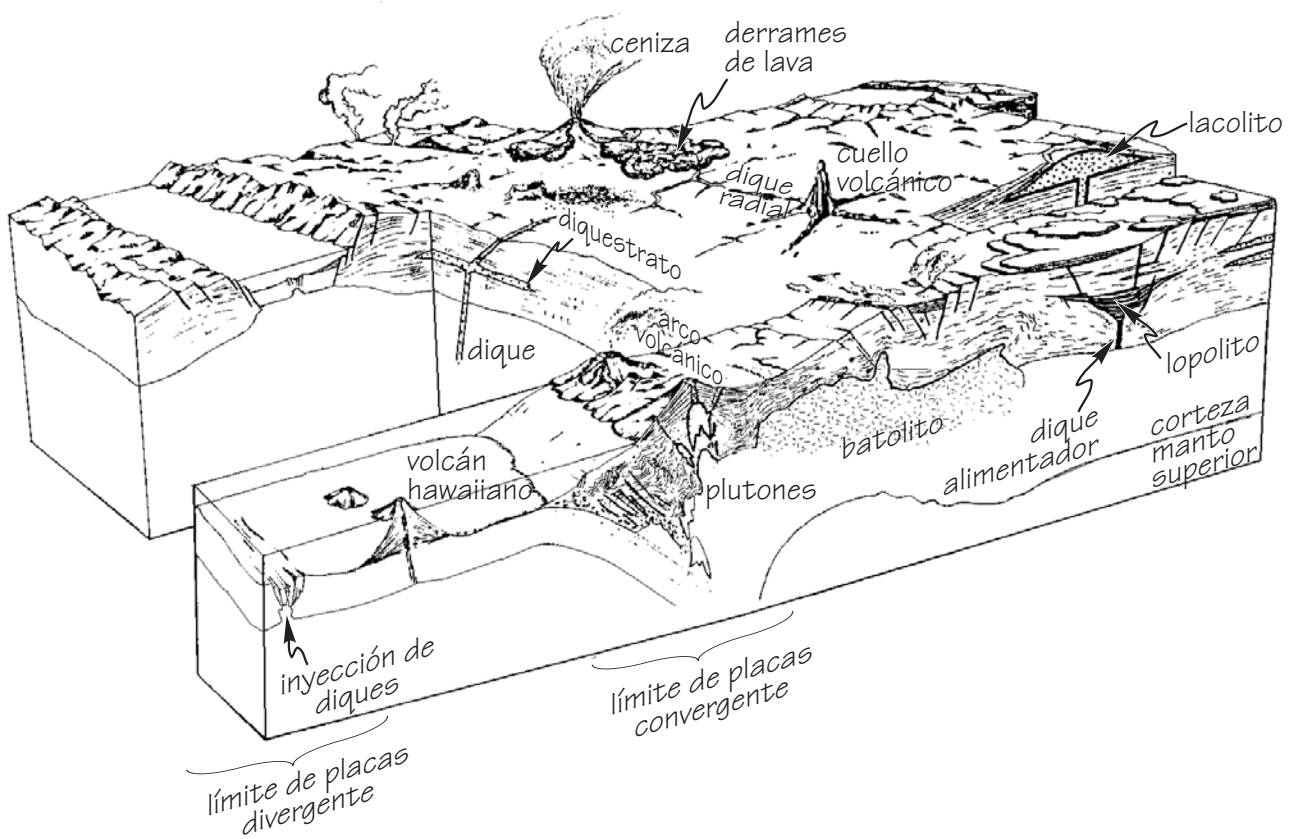


Fig. 3. Bloque esquemático que muestra unos ejemplos de ambientes ígneos así como algunas estructuras características de estas rocas (modificado de Romano y Pizzuto, 1990).

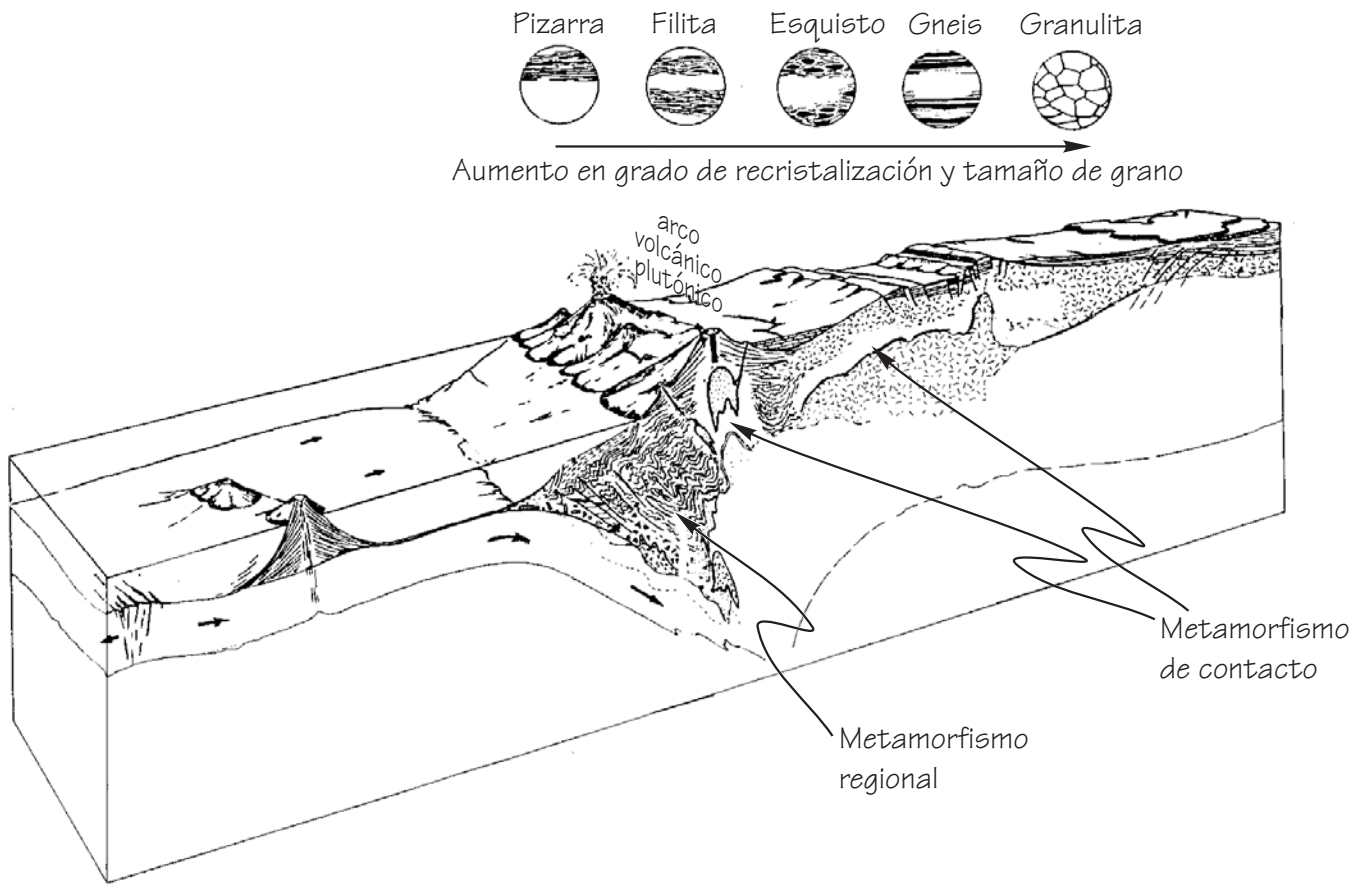


Fig. 4. Bloque esquemático que muestra unos ejemplos de ambientes metamórficos (modificado de Romano y Pizzuto, 1990).