



MINERALES PETROGÉNICOS

Lic. Héctor R. Fraga, Ing. Marcelo H. Polare
y Lic. Mariela Antola

2018

Departamento de Ciencias Geológicas "Prof. Dra. Pierina Pasotti"
Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura
Universidad Nacional de Rosario

MINERALES PETROGÉNICOS

MINERAL

Un mineral se define como:

- un elemento o compuesto natural de origen inorgánico y sólido,
- de estructura cristalina,
- con propiedades físicas bien establecidas, y
- con una composición química definida.

El universo físico está compuesto de materia, la que se encuentra organizada según diferentes estados de agregación. En la base de esta escala jerárquica se encuentran las partículas elementales; protones, neutrones y electrones. La agregación de protones y neutrones conforma los núcleos atómicos y mediante la coparticipación de los electrones se originan los átomos de los diversos elementos químicos. Un átomo es la menor porción de un elemento que puede entrar en combinación con otro elemento. Estos pueden permanecer en la Naturaleza en estado libre o bien combinarse entre sí para formar compuestos orgánicos e inorgánicos.

Al definir a los minerales como elementos o compuestos naturales, de origen inorgánico y sólidos se excluye a todas las sustancias iguales o semejantes a los minerales obtenidos, directa o indirectamente, por procesos industriales o de laboratorio.

La materia existe en tres estados, gaseoso, líquido y sólido. En un gas, los átomos están en movimiento rápido e irregular, se mueven independientemente unos de otros y no existe una disposición ordenada debido a que las fuerzas de atracción mutua son menores que la del movimiento: los gases tienen alta movilidad. En un líquido, las fuerzas de atracción entre los átomos son lo suficientemente potentes como para mantenerlos juntos, pero tampoco existe disposición atómica ordenada o bien la hay en forma limitada: los líquidos tienen baja movilidad. En un sólido, las fuerzas atractivas se encuentran equilibradas *manteniendo los átomos en posiciones fijas: los sólidos no tienen movilidad.*

La *estructura atómica de los minerales* consiste en ciertos átomos o grupos de átomos dispuestos en un determinado orden tridimensional que se repite de igual manera formando la masa cristalina. La menor porción del cristal que contiene el número completo de los átomos constituyentes, se denomina celda unitaria o motivo fundamental. El cristal resulta de la yuxtaposición ordenada de celdas unitarias.

En el ejemplo del cloruro de sodio (Cl Na) o sal común, conocida desde el punto de vista mineralógico como Halita, los átomos de cloro y sodio están dispuestos en los vértices de una serie de cubos. La celda unidad contiene cuatro átomos de Cl y cuatro de Na, siempre con igual disposición (Figura 1).

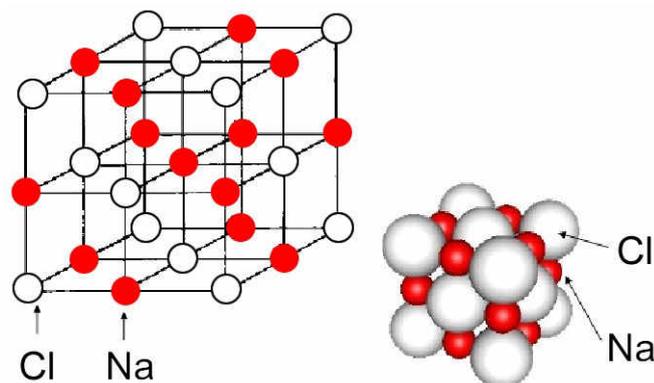


Figura 1 – Estructura del Cl Na (Fuente: modificado de <https://es.slideshare.net>)

Los átomos de las diferentes estructuras cristalinas se mantienen unidos mediante cuatro distintos tipos de enlaces atómicos: el iónico, el covalente, el metálico y el residual. La mayoría de los minerales petrogénicos presentan enlaces iónicos y covalentes.

Enlace iónico o heteropolar: En este tipo de enlace, los átomos se mantienen unidos porque están ionizados, o sea que cada átomo ha perdido o ganado uno o más electrones y en vez de ser eléctricamente neutro adquiere carga positiva (catión) o negativa (anión). Las fuerzas que ligan a los iones son las electrostáticas de atracción entre cuerpos de cargas opuestas. Así, en el cloruro de sodio, mediante la transferencia de un electrón de la capa externa de un átomo de Na, éste se convierte en un ión positivo (catión) y el Cl en un ión negativo (anión) y debido a esto toda la estructura resulta eléctricamente neutra.

Enlace covalente u homopolar: en muchos compuestos, no existe evidencia de que se originen por asociación de los iones de sus elementos químicos dotados de cargas opuestas, sino que el enlace se realiza por la coparticipación de uno o más electrones entre dos átomos: en este caso, se dice que hay enlace covalente u homopolar.

El Diamante, totalmente formado por átomos de carbono, es uno de los mejores ejemplos de estructura covalente.

Algunos minerales poseen ambos tipos de enlaces (el covalente y el iónico); uno de ellos es la Calcita (CO_3 Ca). Los enlaces entre el carbono y los oxígenos del radical carbonato (ión complejo) son covalentes, mientras que las uniones del calcio con el carbonato son iónicas.

Enlace metálico: este enlace es producido por la atracción entre iones positivos y una "nube" de electrones libres provistos por los mismos átomos del compuesto. Difiere del enlace iónico en que se ejerce entre iones metálicos iguales, no entre iones de elementos distintos, produciendo un empaquetamiento denso de átomos del elemento metálico. Este tipo de enlace corresponde a las estructuras de los metales que se hallan al estado nativo, tales como cobre, oro, plata, platino, hierro, etc.

Enlace residual o de van der Waals: este tipo de enlace difiere de los anteriores en que no es la causa única de la cohesión de muchos minerales y se manifiesta asociado con alguno de ellos. Actúa como débil fuerza de atracción entre los iones o átomos, pero su efecto queda completamente enmascarado en las estructuras de enlaces iónicos, covalentes o metálicos.

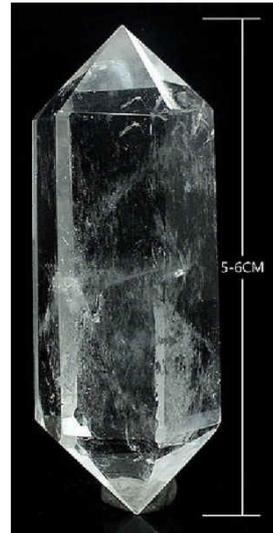
De acuerdo al ordenamiento de los átomos se pueden distinguir dos clases de sólidos: los no cristalinos y los cristalinos.

Los sólidos no cristalinos no poseen disposición ordenada de sus átomos y se denominan mineraloides, por ejemplo el Ópalo. Las sustancias vítreas o vidrios naturales o volcánicos, son líquidos enfriados muy rápidamente y los átomos no han tenido tiempo de alcanzar un orden sistemático, originándose sólidos de formas irregulares. Técnicamente son líquidos sobreenfriados.

Los sólidos cristalinos, por el contrario, se caracterizan por presentar un orden en su disposición atómica interna, con sus átomos que se mantienen a intervalos invariables, dispuestos sistemáticamente en estructuras tridimensionales. Tal disposición caracteriza a las *estructuras cristalinas* (Figura 1). Cuando dicha estructura interna se traduce exteriormente en la formación de sólidos poliédricos bien desarrollados (cubos, prismas, romboedros, octaedros, etc. y sus combinaciones), limitados por caras planas, llamados cristales, se generan los *minerales cristalizados* (Figura 2). En estos, su cristalización (paso del estado fluido al sólido) se ha efectuado en condiciones favorables de tiempo y espacio, desarrollándose cristales bien formados. Cuando durante su cristalización los minerales se han interferido mutuamente, impidiendo el desarrollo de caras planas dando contornos irregulares, se originan los *minerales cristalinos* (Figura 3).



Cristal de Calcita (Fuente: <http://www.gruta.com.ar>)



Cristal de Cuarzo. (Fuente: <https://es.aliexpress.com>)

Figura 2 – Ejemplos de minerales cristalizados



Figura 3 – Minerales cristalinos. Ejemplo: Cuarzo.
(Fuente: <http://www.elguijo.org>)

En consecuencia, respecto de su estructura atómica interna, no existe diferencia alguna entre un mineral cristalizado y otro cristalino.

PROPIEDADES FÍSICAS

Los minerales presentan propiedades físicas escalares y vectoriales bien definidas.

Las primeras son independientes de la estructura atómica interna y se mantienen constantes en todos los puntos de la masa cristalina. La de mayor interés en este tipo de propiedades es el peso específico, cuyo valor diagnóstico en la determinación de especies minerales es importante si la masa mineral es homogénea. Las propiedades vectoriales están subordinadas al orden atómico de la estructura cristalina y no se mantienen uniformes en todas las direcciones de los cristales.

La determinación expeditiva de algunas propiedades físicas vectoriales, resulta una guía importante para el reconocimiento de los minerales en su análisis macroscópico. Si bien no se reparten uniformemente en todas las direcciones de los cristales, se conservan constantes, dentro de ciertos límites, para cada mineral.

Para efectuar una buena determinación debe tenerse en cuenta que muchos minerales expuestos a los agentes atmosféricos durante períodos prolongados, se pueden alterar y como consecuencia algunas de

sus propiedades físicas se modifican. Es por esta razón que deben elegirse las superficies frescas, debiéndose partir la muestra para obtener dichas superficies para su análisis.

Las propiedades físicas se pueden dividir o agrupar en *ópticas* y *mecánicas*.

Propiedades ópticas

Las propiedades ópticas son *color* y *brillo*.

Color: el color de los minerales proviene de la absorción de ciertos rayos o vibraciones cromáticas que componen la luz blanca ordinaria y de la reflexión de otras. Es esta una propiedad muy notable, pero a los fines de la identificación, debe tenerse en cuenta que a veces varía mucho de un ejemplar otro de una misma especie mineral.

Al examinar un mineral debe apreciarse si el color que presenta (color aparente) es propio o accidental. En el primer caso, depende de su composición química; en el segundo, de las impurezas mezcladas íntimamente en su estructura. Se determina el color verdadero mediante la raya que se obtiene al pasar un vértice o arista aguda del mineral sobre la superficie de un trozo de porcelana sin barnizar o reduciéndolo a polvo; el color de la raya o del polvo es el color verdadero del mineral y a veces difiere completamente del que presenta a simple vista (Figura 4).



Figura 4 – Prueba de color

Brillo: el brillo de los minerales depende, tanto en intensidad como en calidad del poder reflector y tipo de reflexión que poseen sus superficies. Esta propiedad debe analizarse en las superficies frescas del mineral y compararlas con el brillo de ciertas sustancias conocidas.

De acuerdo a la intensidad se distinguen las siguientes clases de brillos: intenso, débil y apagado.

De acuerdo a la calidad cabe distinguir los brillos siguientes:

- metálico: semejante al brillo de los metales pulidos.
- vítreo: brillo similar a la superficie de rotura del vidrio.
- nacarado: semejante al brillo intenso del nácar.
- sedoso: como el brillo de la seda.
- resinoso: análogo al brillo de las resinas.
- graso: similar al de las grasas.
- mate: brillo apagado.

Propiedades mecánicas

Las propiedades mecánicas son *dureza*, *clivaje* y *fractura*.

Las partículas de los cuerpos, en el límite de la división mecánica, se encuentran retenidas por una fuerza llamada cohesión, que se opone a la separación de aquéllas. La acción de la presión y otras fuerzas mecánicas pueden modificar el estado de equilibrio de dichas partículas, mantenidas hasta entonces a intervalos invariables, y producir deformaciones temporales mientras actúa la fuerza activa que las produce, o permanentes si se traspasa un cierto límite.

En los gases, líquidos y sólidos no cristalinos, estas deformaciones se ejercen por igual en todas direcciones, debido a que la cohesión es la misma en todos los puntos de sus masas, comportándose como *cuerpos isótropos* (isos igual; tropos: cambio).

Los sólidos cristalinos (en nuestro caso los minerales) por el contrario, presentan diferente cohesión según direcciones determinadas por la estructura cristalina y las deformaciones no se ejercen por igual en todas direcciones, siendo susceptibles de mayor deformación según las direcciones de cohesión mínima, comportándose en consecuencia como *cuerpos anisótropos* (an: negación; isos igual; tropos: cambio).

Dureza: la cohesión se mide usualmente por la dureza; que es la resistencia que oponen los minerales a ser rayados. Siendo la dureza una propiedad dependiente de la cohesión, al variar ésta con la dirección, también variará aquella, si bien dentro de ciertos entornos despreciables en las determinaciones expeditivas.

El grado de dureza de un mineral se aprecia por comparación con la que presentan otros diez, tomados como tipos y que constituyen los términos de la Escala de Mohs (Cuadro 1).

Cuadro 1 – Escalas de dureza

ESCALA EXPEDITIVA	ESCALA DE MOHS (1820)
Se rayan con la uña	1. Talco 2. Yeso
Se rayan fácilmente con un clavo	3. Calcita 4. Fluorita
Se rayan con el vidrio	5. Apatita 6. Ortosa
Rayan al vidrio	7. Cuarzo 8. Topacio 9. Corindón 10. Diamante

Estos diez minerales, según el orden de la Escala de Mohs, cada uno raya al que le precede y es rayado por el que le sigue.

Para determinar la dureza de un mineral, previamente conviene ensayar con la uña, un clavo y un trozo de vidrio, para ver cuál de estos elementos raya al mineral en examen y así incluirlo dentro de alguno de los grupos de la Escala Expeditiva. Se procede luego a rayarlo con los componentes del grupo, determinando cuál es el que tiene la misma dureza o a cuál raya y por quién es rayado, teniendo en este caso, dureza intermedia a la de ellos. Por ejemplos un determinado mineral del que tratamos de averiguar su dureza no es rayado por la uña, pero sí por un clavo, indicando con esto que su dureza está comprendida en el segundo

grupo de la escala expeditiva (3 y 4 de Mohs). Probando luego con éstos, se observa que raya al término 3 (Calcita) y es rayado por el término 4 (Fluorita): su dureza es mayor que 3 y menor que 4; por convención adoptamos 3,5 o bien 3-4.

Para rayar se elegirá un vértice o una arista viva del mineral de la escala (Figura 5). Seguidamente se elimina el polvo producido por la fricción y se observa si ha sido efectivamente rayado, teniendo la precaución de observar que el polvo no proviene del mineral de la escala.



Figura 5 – Prueba de dureza

Si se requiere mayor precisión para la determinación de durezas, se recurre a los esclerómetros, a los ensayos por pulimento (Rosiwal), mediante microscopio (Bernhardt) o ensayos por penetración (Brinell).

La escala de Mohs es de valor aproximado, puramente cualitativo, sirviendo sus términos para establecer un orden de magnitud con vistas a diferenciar unos minerales de otros. Sus términos son sumamente desproporcionados, tal como lo demuestra la comparación de valores obtenidos para la dureza según la Escala de Mohs, con los determinados por Brinell por penetración. (Figura 6).

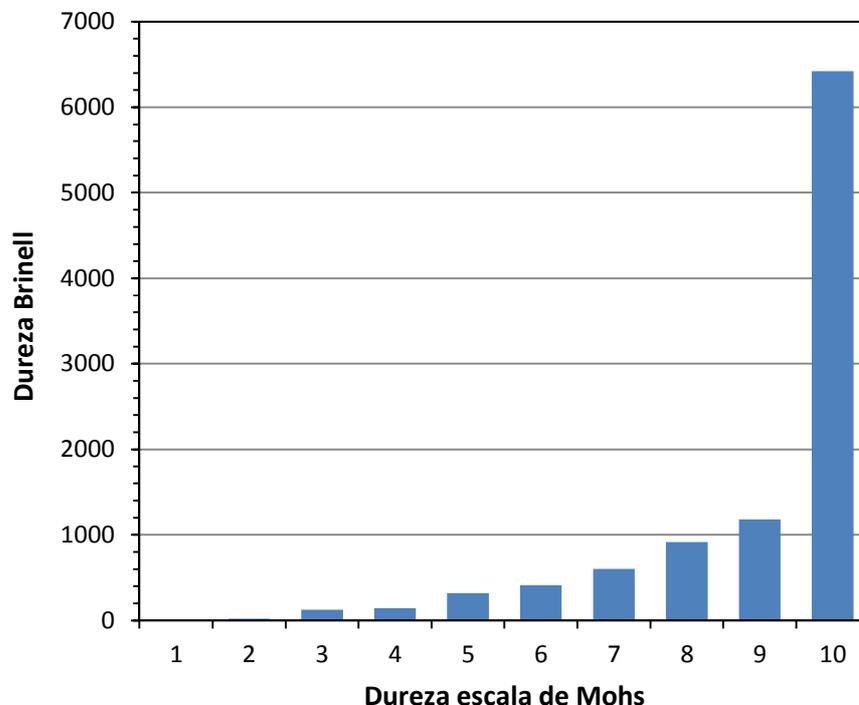


Figura 6 – Comparación de durezas entre Mohs y Brinell

Clivaje o exfoliación: implica que si las acciones que producen las deformaciones temporales rebasan cierto límite, éstas se transforman en permanentes, produciendo la rotura del mineral, según direcciones. En aquellos casos que se producen según direcciones regidas por la estructura cristalina, en las cuales existen discontinuidades en la cohesión, estamos en presencia de planos de clivaje. Es así que muchos minerales

cristalizados tienden a dividirse de acuerdo a dichas direcciones produciendo superficies planas, más o menos brillantes, denominadas planos de clivaje, en una, dos o tres direcciones, según la especie mineral (Figura 7).



Figura 7 – Esquema de direcciones de clivaje. (Fuente: <http://www.ugr.es>)

La tendencia a dividirse según ciertos planos de orientación definida (planos de clivaje) está íntimamente relacionada con la estructura atómica interna. Si el mineral no se rompe en forma repetitiva y paralela según una, dos o tres direcciones, esto implica que el mineral no tiene planos de clivaje. En todo mineral cristalizado, el o los planos de clivaje son paralelos a una o varias caras existentes o posibles del cristal, para las cuales las redes atómicas son más densas. Según estas direcciones existe la máxima cohesión y en consecuencia es mínima para las direcciones normales a las de clivaje donde los enlaces son iónicos. Debido a esta discontinuidad es que muchos minerales pueden dividirse según planos orientados (Figura 7).

Para no confundir un plano de clivaje con una cara del cristal es necesario observar detenidamente, a veces con el auxilio de lupas, el aspecto de la superficie analizada. Si se presenta lisa y unida es cara del cristal; si se observan laminillas paralelas escalonadas y con un brillo más intenso que el resto de las caras, es un plano de clivaje.

A pesar de que no todos los minerales poseen clivaje y sólo unos pocos lo presentan de manera evidente, esta propiedad física, constante para cada especie mineral, constituye un excelente medio de identificación.

En las figuras 8 a 10 se muestran ejemplos de minerales que presentan de manera muy clara las direcciones de clivaje anteriormente analizadas.

- Un plano de clivaje

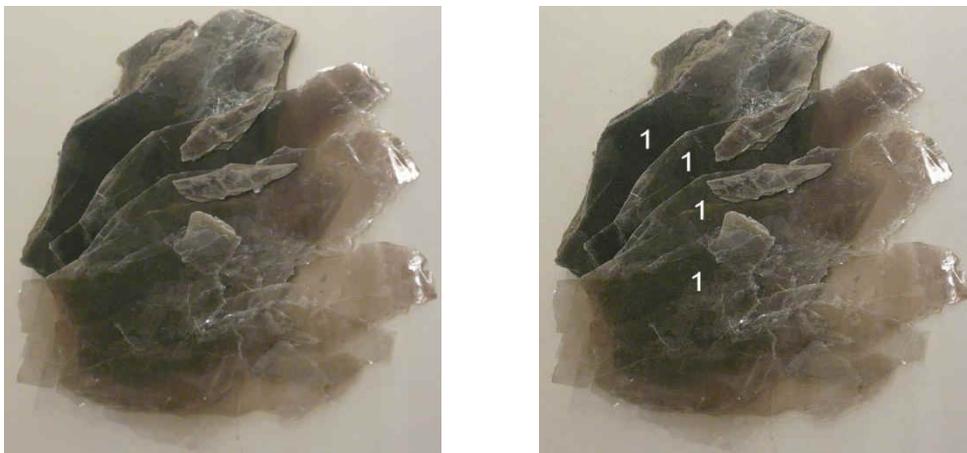


Figura 8. Ejemplo: Mica Muscovita.

- Dos planos de clivaje

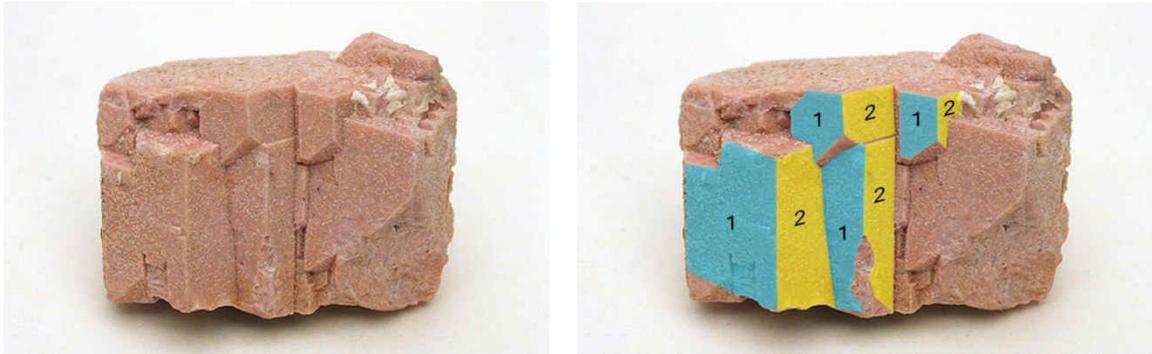


Figura 9. Ejemplo: Ortosa.

- Tres planos de clivaje

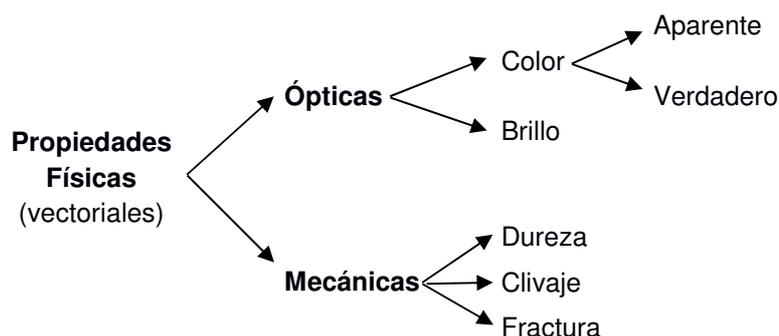


Figura 10. Ejemplo: Calcita.

Fractura: se puede observar cuando no existen discontinuidades marcadas en la cohesión, el mineral se rompe según superficies no planas independientes de las direcciones de clivaje. Se distinguen los siguientes tipos de fractura:

- concoide: el mineral se rompe en superficies curvas, cóncavas o convexas. En este tipo de fractura aparecen, por lo general, estrías concéntricas sucesivamente menos marcadas en torno al punto de percusión. Propia de minerales de cohesión homogénea.
- desigual: la superficie es irregular, debido a pequeñas elevaciones y depresiones. La mayor parte de los minerales presenta este tipo de fractura.
- astillosa: semejante a la madera astillada. Característica en minerales de aspecto fibroso.
- radiada: la superficie presenta estrías radiales convergentes al centro de percusión.
- terrosa: la superficie se desgrana en pequeñas partículas. Propia de minerales de débil cohesión.

En resumen, las *propiedades físicas* son:



Es importante recordar que cuando se describe expeditivamente un mineral se deben analizar todas las propiedades físicas del mismo, pero al momento de determinarlo, dos propiedades mecánicas, dureza y clivaje, son las que tendrán mayor peso, por ser ellas las que permanecen prácticamente constantes en cada especie mineral en particular dado que dependen de su estructura cristalina. El color (aparente) y el brillo pueden variar mucho en diferentes muestras de un mismo mineral. Si tomamos como ejemplo el Cuarzo, su color aparente puede ser blanco, rosado, violeta, amarillo, negro, verde, etc., y hasta ser transparente, pero independientemente de su color, siempre presentará dureza 7 y no tendrá planos de clivaje.

Los minerales poseen una composición química definida y pueden estar constituidos por la unión de un mismo elemento químico (Azufre, Oro, Plata) o ser el resultado de la combinación de varios de ellos según leyes determinadas (Calcita), formando en este caso, compuestos químicos inorgánicos. Si bien los minerales no se presentan casi nunca puros, su composición química puede considerarse constante, por cuanto oscila dentro de los límites conocidos para cada especie mineral, y por esta razón pueden ser representados mediante una única fórmula química.

Las propiedades físicas de los minerales pueden servir como medio para su identificación expeditiva y para muchas especies minerales ellas bastan por sí solas. Para definirlos plenamente se debe determinar su composición química mediante un análisis de laboratorio.

CLASIFICACIÓN CRISTALOQUÍMICA DE LOS MINERALES

- I. Elementos Nativos
- II. Sulfuros y sulfosales
- III. Halogenuros (fluoruros y cloruros)
- IV. Oxidos e hidróxidos
- V. Nitratos, carbonatos y boratos
- VI. Sulfatos, cromatos, molibdatos y wolframatos
- VII. Fosfatos, arseniats y vanadatos
- VIII. Silicatos
 - Nesosilicatos
 - Sorosilicatos
 - Ciclosilicatos
 - Inosilicatos
 - Filosilicatos
 - Tectosilicatos

Silicatos

Los silicatos constituyen el grupo más grande e importante de minerales en la Naturaleza. Están presentes en todos los tipos de rocas (Ígneas, Sedimentarias y Metamórficas). Tienen tanta importancia en la industria como en obras de Ingeniería Civil. Como ejemplos de silicatos podemos citar a la piedra partida para hormigón que proviene de rocas ígneas formadas principalmente por silicatos, y a las arenas cuyo componente principal es el Cuarzo.

Los silicatos son minerales de composición compleja y solamente han podido ser clasificados por sus estructuras atómicas estudiadas mediante rayos X.

Tales estructuras tienen como motivo fundamental un grupo de átomos (iones), formado por uno de silicio y cuatro de oxígeno. Los cuatro aniones O ocupan los vértices de un tetraedro regular virtual, y en su centro queda encerrado el catión Si.

Estos grupos SiO_4 pueden estar aislados o bien combinarse entre sí, mediante los átomos de oxígeno de muy diferentes maneras, originando estructuras cristalinas de suma complejidad, en las cuales los cationes (Fe, Na, Ca, Al, etc.) se acomodan entre los tetraedros, de acuerdo a su tamaño (radio iónico) y a sus cargas electropositivas (valencias).

NESOSILICATOS (silicatos de tetraedros aislados)

NESO: isla SiO_4
1:4

Los tetraedros están distribuidos de manera regular por toda la, estructura y ligados unos con otros por cationes divalentes que se sitúan entre ellos (Figura 11).

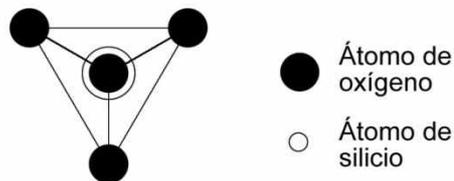


Figura 11 – Nesosilicatos.

La Olivina es un mineral que pertenece a este grupo de silicatos. Considerando las valencias que componen el grupo SiO_4 , el silicio tiene cuatro valencias positivas y cada oxígeno dos negativas; luego el grupo tiene un exceso de cuatro valencias negativas. Para equilibrar la estructura, cada tetraedro se enlaza con dos cationes divalentes (en este caso el Mg y el Fe), cada uno de los cuales lleva dos cargas positivas, de modo que la agrupación que representa la fórmula de la Olivina $\text{SiO}_4(\text{Mg, Fe})_2$ es eléctricamente neutra.

Otros minerales de composición química muy variable que responden a este tipo de estructura atómica, son los que integran los grupos de los granates. Los Nesosilicatos se presentan en cristales equidimensionales y de alta dureza, sin clivaje marcado.

SOROSILICATOS (silicatos de tetraedros en cadenas cerradas)

SORO: pareja Si_2O_7
2:7

Están formados por la unión de dos tetraedros los cuales comparten un oxígeno entre sí. Los demás pares de tetraedros se unen mediante cationes (Figura 12).

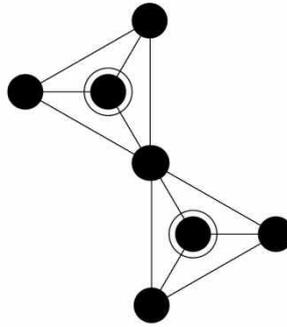


Figura 12 – Sorosilicatos.

CICLOSILICATOS (silicatos de tetraedros en cadenas cerradas)

CICLO: anillo Si_nO_{3n}
1:3

Los ciclosilicatos están formados por anillos de tetraedros enlazados entre sí, compartiendo dos de sus oxígenos con tetraedros próximos. (Figura 13). Según los casos, pueden estar asociados tres, cuatro o seis tetraedros, superpuestos en dirección vertical. Debido a esta disposición estructural los minerales cristalizados son prismáticos y alargados.

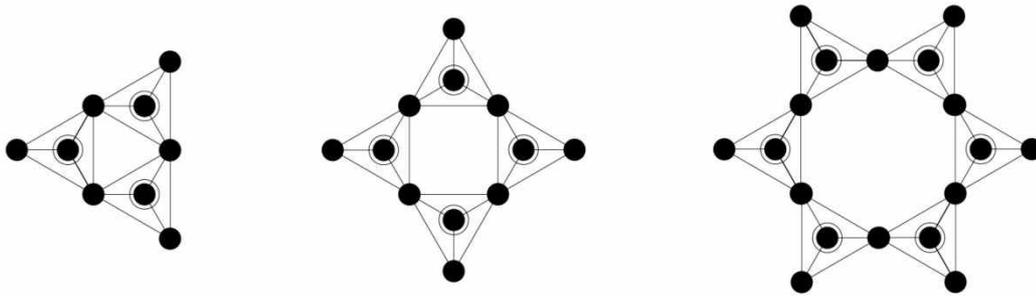


Figura 13 – Ciclosilicatos.

En el Berilo (Si_6O_{18}) Al_2Be_3 , los anillos de seis tetraedros están colocados unos sobre otros formando columnas, unidos entre sí vertical y lateralmente por los iones berilio y aluminio. Se presenta cristalizado en prismas hexagonales, que a veces pueden ser de grandes dimensiones.

La Turmalina es un silicato complejo que corresponde también a esta clase estructural, presentando cristales prismáticos de tres o seis lados,

INOSILICATOS (silicatos de tetraedros en cadenas abiertas)

INO: cinta

Esta clase de silicatos está integrada por un conjunto de minerales que, a pesar de variar ampliamente en composición química, guardan relaciones muy estrechas en sus propiedades físicas.

En cadenas simples (*piroxenos*): el enlace de tetraedros es semejante al de los Ciclosilicatos, pero en forma de cadenas rectas simples que agrupan a una variedad importante de minerales constituyentes de las rocas denominados piroxenos. Las cadenas consisten en series paralelas, teóricamente ilimitadas, de tetraedros SiO_4 con dos oxígenos compartidos. Los vértices libres quedan alineados en filas de la misma dirección que la del crecimiento de las cadenas y que están unidas lateralmente por cationes divalentes (Figura 14).

El principal o más típico de los piroxenos es la Augita, aluminosilicato generado por sustitución parcial de silicio por aluminio.

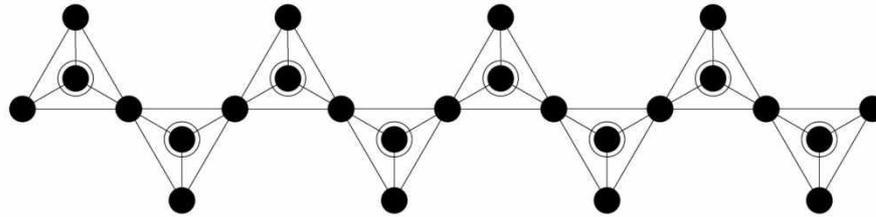


Figura 14 – Inosilicatos (cadena simple).

En cadenas dobles (*anfíboles*): cuando dos cadenas simples se unen lateralmente con los vértices libres alineados y de trecho en trecho hay con regularidad un oxígeno compartido que las enlaza, se forma una cadena doble (Figura 15). Este tipo de estructura se encuentra en los anfíboles, grupo de numerosos silicatos petrogénicos. Todos ellos contienen oxhidrilos (OH^-) como parte esencial y se sitúan en los espacios cerrados que deja la estructura. Las cadenas dobles, teóricamente también de longitud infinita, se unen lateralmente unas a otras, mediante el enlace con cationes divalentes.

Cuando el aluminio reemplaza a algunos silicios de la cadena se constituyen los aluminosilicatos, como por ejemplo la Hornblenda.

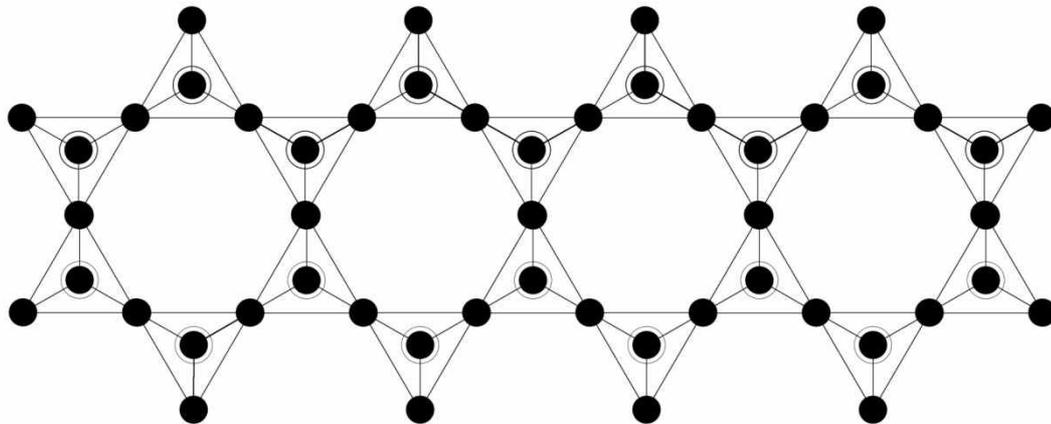


Figura 15 – Inosilicatos (cadena doble).

Relaciones entre piroxenos y anfíboles

Los minerales de estructura en cadena simple (piroxenos) y cadena doble (anfíboles), tienen similitudes en sus propiedades físicas y químicas: tienen dos planos de clivaje paralelos a la dirección de crecimiento de las cadenas. Los planos pasan entre las cadenas; en realidad son superficies quebradas por pequeñísimos escalones. Debido a la diferencia de ancho que hay entre la cadena simple y la doble, el ángulo entre los dos planos de clivaje es de 87° en los piroxenos y de 124° en los anfíboles.

Los piroxenos se presentan en cristales prismáticos cortos de ocho caras y los anfíboles en cristales prismáticos largos de seis caras, a veces aciculares.

Este tipo de estructura, resulta cuando los tetraedros SiO₄ se unen por tres oxígenos compartidos, situados en un mismo plano, formando una red bidimensional u "hoja" de trama hexagonal (Figura 16).

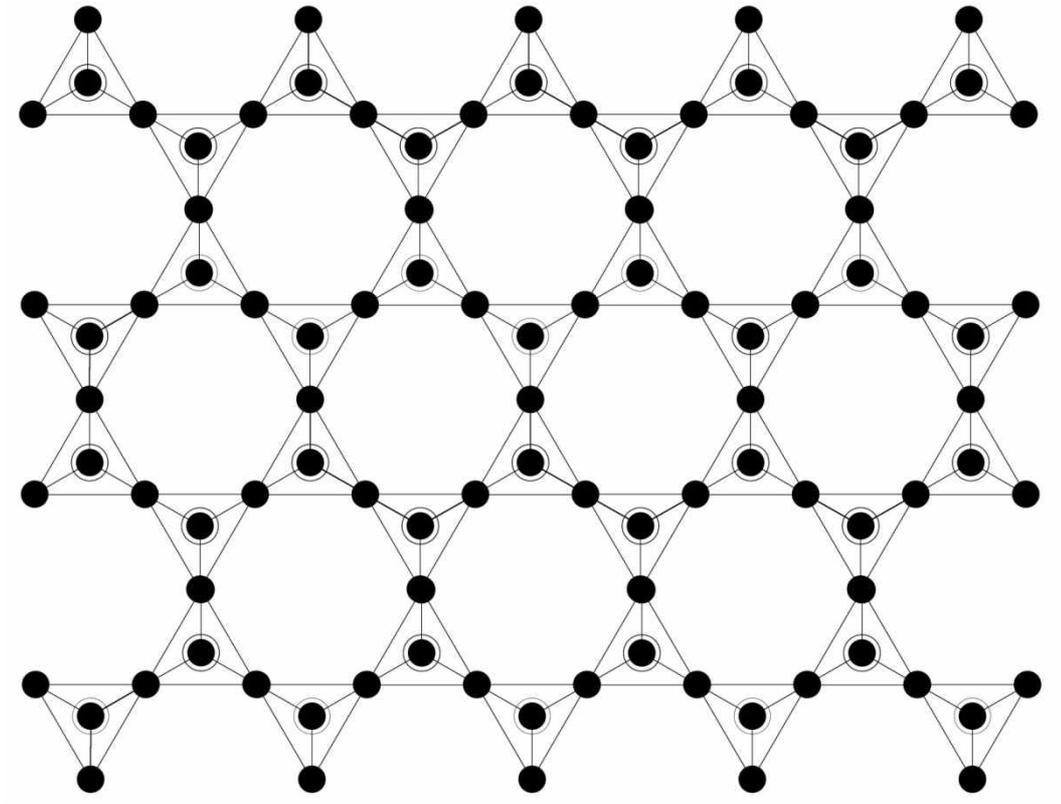


Figura 16 – Filossilicatos.

Las distintas formas en que pueden unirse dichas hojas, mediante diversos iones, origina un conjunto numeroso de minerales que se clasifican en Grupos:

Grupo del talco: la estructura elemental está formada por dos hojas de tetraedros SiO₄, con sus vértices libres enfrentados y unidas entre sí por iones de magnesio combinados con oxhidrilos (OH)⁻.

Grupo de las micas: las micas poseen la misma estructura elemental del talco, pero un átomo de silicio tetravalente de cada cuatro tetraedros es sustituido por uno de aluminio trivalente. La valencia librada por esta sustitución es saturada por un ión positivo de K. En la Mica Muscovita (mica blanca), las dos hojas de tetraedros están unidas por las caras internas mediante iones de aluminio. Entre dos pares de hojas, por las caras externas, se colocan iones de K, unidos a las hojas mediante un enlace más débil que el interno de los pares de hojas. De aquí resulta que son separables fácilmente, dando origen al clivaje en una dirección, inmediato y eminente a través de la capa potásica, paralela a las hojas de la estructura, que caracteriza a la Mica Muscovita. En otras micas, como la Biotita (mica negra), el enlace es producido por iones de magnesio o hierro.

Grupo de las arcillas: Los minerales arcillosos pertenecen a dos grupos contrastados. Uno, el grupo de la caolinita, se caracteriza por tener una estructura elemental en dos capas: una de tetraedros conteniendo silicio está asociada a una capa octaédrica de hidróxidos de aluminio. Este tipo de estructura no aumenta su volumen con el agua.

El otro grupo se caracteriza por tener una estructura elemental de tres capas, similar a las micas. Entre dos capas tetraédricas que contienen silicio se intercala una capa de octaedros de hidróxidos de aluminio.

Varios minerales arcillosos pertenecen a este grupo, de los cuales la montmorillonita y la illita son los principales. En la montmorillonita estas unidades estructurales están débilmente enlazadas entre sí, con agua molecular entre ellas. La cantidad de agua incorporada hace que el espesor de la unidad puede variar entre 10 y 21 angstroms. Este tipo de mineral arcilloso es el que más otorga la capacidad de expansión y contracción a algunos tipos de arcillas. Se hinchan por absorción de agua y se contraen por expulsión al secarse.

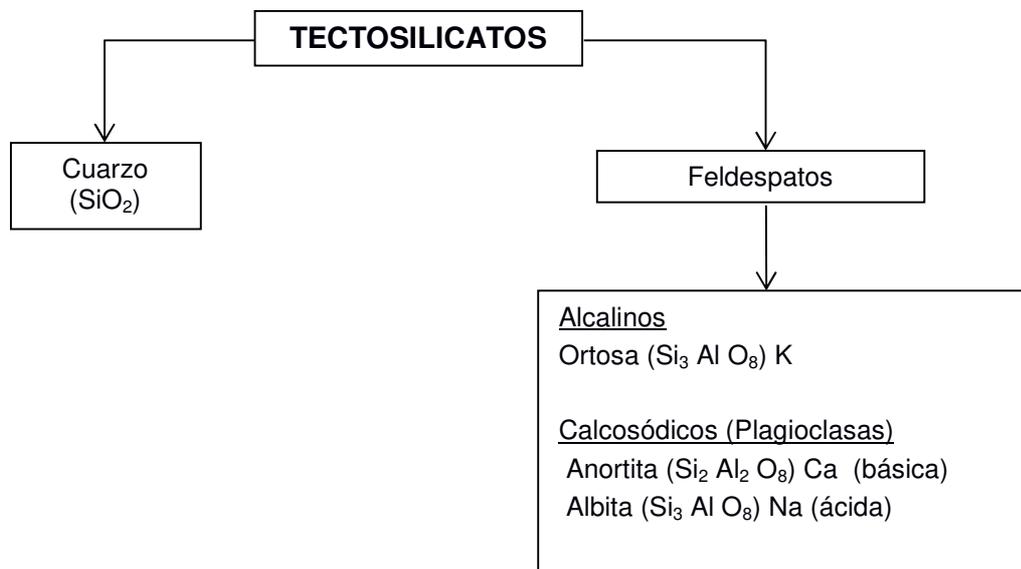
En la illita, las unidades de tres capas se mantienen unidas entre sí por iones de potasio, ligando la estructura de manera tan fuerte que es imposible su agrandamiento.

TECTOSILICATOS (silicatos de tetraedros en edificios tridimensionales)

TECTO: almacón SiO₂
1:2

Se forma un almacón tridimensional cuando cada tetraedro se une a los contiguos por sus cuatro vértices, de manera que cada oxígeno es común a dos tetraedros. Entre los minerales que poseen esta trama están el Cuarzo y el grupo de los feldespatos, en los cuales parte del silicio es siempre reemplazado por el aluminio y las valencias libradas por tal sustitución son saturadas por cationes de potasio, sodio o calcio, esto da origen a dos tipos fundamentales de feldespatos: los feldespatos alcalinos o potásicos, representados por la Ortosa (Si₃ Al O₈) K, y las plagioclasas o feldespatos calcosódicos, con diferentes minerales resultantes de las distintas relaciones de calcio y sodio que se presentan en su composición química. Comprendidos estos entre un extremo cálcico o básico la Anortita, (Si₂ Al₂ O₈) Ca y otro sódico o ácido la Albita, (Si₃ Al O₈) Na.

Los feldespatos poseen un gran número de propiedades comunes. Si no están alterados, son en general de color blanco, aunque la Ortosa puede presentarse coloreada de rojo en diversos tonos debido a la inclusión de óxidos de hierro. Poseen dos planos de clivaje y su dureza en la Escala de Mohs es 6. En los feldespatos alcalinos como la Ortosa (orto: recto, clava: rotura) los dos planos de clivaje se cortan según direcciones normales entre sí. En los calcosódicos se cortan según un ángulo oblicuo mayor de 90° y se los denomina *plagioclasas* (plagio: oblicuo).



Las propiedades físicas de los silicatos en relación con la estructura atómica.

Los silicatos presentan cambio general de ciertas propiedades a través de las distintas estructuras, desde la simple red formada por tetraedros aislados (nesosilicatos) a la compleja armazón tridimensional (tectosilicatos). El peso específico decrece a medida que la estructura se hace más compleja, desde el valor 3,2 (Olivina) a 2,6 (Cuarzo). El orden de complejidad estructural se corresponde, en cierto modo, con la temperatura de formación de los silicatos, pues los de estructura sencilla son los primeros en cristalizar en una fusión a temperatura relativamente elevada (aproximadamente 1500°C), ejemplo la Olivina, mientras que los de estructuras más complejas tienden a formarse a temperaturas más bajas (aproximadamente 500°C), ejemplo el Cuarzo.

La dureza depende de la fuerza de enlace (cohesión) dentro de la estructura cristalina. Los silicatos tienen, por lo general, considerable dureza, excepto cuando un tipo de enlace más débil se presenta en parte de la estructura, como ocurre en el talco, que tiene enlaces iónicos entre las capas dobles.

El clivaje se produce según planos entre los cuales la unión es débil (cohesión mínima). Esto se comprueba en el caso de las estructuras en hojas (filosilicatos), como se observa en las micas. Los silicatos de estructura en cadenas abiertas (inosilicatos) tienen dos planos de clivaje, paralelos a la dirección de crecimiento de las cadenas. Las estructuras en armazón (tectosilicatos) presentan dos aspectos distintos en cuanto al clivaje. En el caso del Cuarzo, carece de clivaje debido a que los enlaces están distribuidos con igual intensidad en todas direcciones (cohesión homogénea), no existiendo planos entre los cuales haya unión débil. De aquí resulta que el Cuarzo tenga fractura concoide, pero no clivaje. En el caso de los feldespatos, el armazón tridimensional consta de un complicado motivo estructural que resulta en la presencia de dos planos de clivaje.