

LIC. EN
GEOLOGÍA

MINERALOGÍA I



**Compilado bibliográfico de
cátedra 2023**

Lic. Elisa Achá
(Prof. Adjunto)

Lic. Sofía Sosa
Medina
**(Ayudante
Diplomado)**



INTRODUCCIÓN

La *Mineralogía*, según Dana, es la ciencia que estudia las sustancias cristalinas que se encuentran en la naturaleza, es decir, los minerales. Para Mineralogía I el objetivo principal será el de introducirse en el conocimiento de los minerales, tanto teórico como práctico, más específica y particularmente en los siguientes ejes temáticos: Morfología Cristalina y Mineralogía Óptica, del cual trata el presente compilado bibliográfico de cátedra. El mismo se confeccionó para ser aprovechado como *guía para el estudio*, siempre recomendando complementar la lectura con la bibliografía brindada por la cátedra, y está conformado por dos partes. La primera, capítulos 1 al 4, se aboca a la cristalografía geométrica y a las leyes que rigen la morfología externa de los sólidos cristalinos: Ley de Simetría, Ley de Racionalización de Índices y Ley de Constancia de los Ángulos Diedros, especificando las aplicaciones de cada una de ellas para el estudio de los minerales. La segunda parte, del capítulo 6 al 9, trata sobre la naturaleza de la luz y cómo se comporta ésta dentro de los minerales, reconociendo así las propiedades ópticas que nos permitirán describir e identificar los minerales tanto los transparentes – importantes porque no sirven para el estudio de los distintos tipos de rocas – como los opacos – por su relevancia dentro del estudio de yacimientos minerales metalíferos. Así mismo, al finalizar cada capítulo, se encuentra una serie de preguntas orientadoras, confeccionadas como guía de lectura, cuyo fin específico es lograr identificar los conceptos claves, autoevaluar la comprensión de los temas e inspirar el espíritu investigativo del alumno.

Cabe destacar que este compilado no es ni más ni menos que una versión actualizada del Cuaderno Docente 2015 Mineralogía I, Cristalografía y óptica mineral, publicado por la Mgtr. Ana Ingrid Ovejero, Profesora Asociada de la cátedra por muchos años y egresada de esta facultad y el cual, a su vez, es el resultado del trabajo de compilación de tantos otros que han pasado por Mineralogía I como Jefe de Trabajos Prácticos, Ayudantes Diplomados y Ayudantes Alumnos, desde el inicio de su carrera hasta nuestra generación.

Sin más preámbulos, las docentes actuales de la cátedra, las Licenciadas Elisa Achá (Profesora Adjunta) y Sofía Sosa Medina (Ayudante Diplomado), les dan la bienvenida, esperando que disfruten la lectura y la materia, invitándolos a ser parte de este construir de saberes, con sus aportes y sugerencias.



MÓDULO CRISTALOGRAFÍA

Contenido

CAPÍTULO 1. MINERALOGÍA Y CRISTALOGRAFÍA	4
1.1 CONCEPTOS BÁSICOS...REPASAMOS Y AGREGAMOS UN POCO MÁS DE CONOCIMIENTO	4
Mineralogía y Cristalografía.....	4
Mineral y Cristal	5
Aplicaciones de la Mineralogía	6
Importancia de la Cristalografía.....	9
1.2 INTRODUCCIÓN A LA CRISTALOGRAFÍA	11
Estados de la Materia. Cristalino y Amorfo	11
Crecimiento de un cristal	12
Estructura Interna y redes cristalinas	13
Ejes cristalográficos.....	15
GRANDES INVESTIGADORES DE LA MINERALOGÍA Y LOS DESCUBRIMIENTOS MÁS IMPORTANTES.....	17
1.3 CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES.....	17
Minerales del NOA y de Catamarca	18
Guía de lectura N° 1 Capítulo 1. Mineralogía y Cristalografía	22
Preguntas orientadoras	22
CAPÍTULO 2. MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES.....	23
2.1 LAS LEYES DE LA MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES.....	23
2.2 LEY DE SIMETRÍA.....	24
Elementos y operaciones de simetría	24
Ejes y Parámetros cristalinos	29
Grupos y Sistemas cristalinos	29
Notación de Herman Mauguin	29
Elementos geométricos	32
Forma y hábito	32
Formas abiertas	32
Formas cerradas	32
Formas simples y combinadas.....	32
Clases de simetría	35
Guía de lectura N° 2 Capítulo 2. Morfología de los Cristales	39
Preguntas orientadoras	39
CAPÍTULO 3. LEY DE RACIONALIZACIÓN DE ÍNDICES.....	40
3.1 ÍNDICES DE WEISS	41



3.2 ÍNDICES DE MILLER	41
3.3 ÍNDICES DE MILLER-BRAVAIS	42
Zonas	42
Guía de Lectura 3 Capítulo 3. Racionalización de Índices	42
Preguntas orientadoras	42
CAPÍTULO 4. LEY DE LA CONSTANCIA DE LOS ÁNGULOS DIEDROS	43
4.1 ¿QUÉ SON LOS ÁNGULOS DIEDROS? ¿CÓMO SE MIDEN?	43
Goniómetro de reflexión	44
Goniómetro de contacto	44
4.2 PROYECCIONES CRISTALINAS.....	46
Proyección esférica.....	46
Proyección estereográfica.....	47
4.3 PLANTILLA DE WULFF	51
Ejercitación estereográfica de la simetría y clase cristalina	52
Procedimiento de Resolución practica para la obtención de ángulos, planos:	55
Ejercicios de ejercitación empleando la red de Wulff	55
Guía de Lectura 4 Capítulo 4. Ley de la Constancia de los Ángulos Diedros	56
Preguntas orientadoras	56
BIBLIOGRAFÍA MÓDULO CRISTALOGRAFÍA	56



CAPÍTULO 1. MINERALOGÍA Y CRISTALOGRAFÍA

1.1 CONCEPTOS BÁSICOS...REPASAMOS Y AGREGAMOS UN POCO MÁS DE CONOCIMIENTO

Mineralogía y Cristalografía

La *Mineralogía* es la ciencia que estudia las sustancias cristalinas que se encuentran en la naturaleza, es decir, los minerales (Klein & Hurlbut, 1996). Abarca el estudio de su composición química, estructura cristalina, propiedades físicas y condiciones de su génesis, así como su importancia práctica (Marco Pascual, 2011).

La Mineralogía comprende las siguientes ramas:

Mineralogía Química: Se encarga del estudio de las propiedades químicas de los minerales, útiles para distinguirlos entre sí.

Mineralogía Física: Estudia las propiedades físicas de los minerales como las propiedades mecánicas, ópticas, eléctricas, magnéticas, etc.

Mineralogía Determinativa: Las propiedades físicas de los minerales constituyen una importante ayuda a la hora de identificarlos y caracterizarlos, la mayoría siendo posible reconocerse a simple vista o determinarse por medio de pruebas sencillas.

Mineralogía Sistemática: Se aboca a la clasificación los minerales por la composición química y estructura interna.

Mineralogía Descriptiva: Se ocupa de describir sus propiedades físicas y químicas, caracterización cristalográfica, tipos de yacimientos donde se encuentran y sus aplicaciones.

Mineralogénesis: Se ocupa del estudio de la génesis de los minerales y permite obtener datos de sumo interés para la prospección y valoración de los yacimientos minerales.

Mineralogía aplicada: Se ocupa de describir las aplicaciones de los minerales en la industria, prospección y exploración, etc.

Se relaciona con otras ciencias como la Petrología, para establecer la historia de las minerales y rocas, y la Geoquímica, por conocer la composición química de cada uno de las partes del Universo, especialmente de la corteza terrestre.

Por otro lado, la *Cristalografía* es la ciencia que estudia los sólidos cristalinos y las leyes que gobiernan su crecimiento, forma externa y estructura interna (Klein & Hurlbut, 1996). Se basa en el conocimiento de la *Cristalografía Geométrica*, que se ocupa del estudio de la forma externa de los cristales, las leyes geométricas y representación de la simetría cristalina. Se relaciona con: la *Cristaloquímica*, que estudia la disposición



estructural de los átomos o iones y las uniones entre las partículas de la estructura cristalina; la *Cristalografía Estructural*, que entiende la determinación de la geometría interna con utilización del equipo de difracción de rayos X; y la *Cristalofísica*, que estudia las propiedades físicas de los cristales, intentando relacionarlas con la composición química y la estructura. (Ovejero, 2015), (Marco Pascual, 2011).

Mineral y Cristal

La palabra mineral, deriva del latín *minare*, que significa “practicar la minería”.

Las definiciones varían frecuentemente de un manual a otro, sin resultar alguna decisiva. En este compilado se ha limitado a presentar dos definiciones, consideradas las más importantes.



KLEIN & HURLBUT (1996), DEFINEN MINERAL COMO AQUEL SÓLIDO HOMOGÉNEO, POR NATURALEZA, CON UNA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEFINIDA, GENERALMENTE NO FIJA, CON DISPOSICIÓN ATÓMICA ORDENADA Y NORMALMENTE FORMADA MEDIANTE UN PROCESO INORGÁNICO.

Una expresión muy completa, y se desglosa, a continuación, su significado para su comprensión.

La cualidad de sólidos excluye a líquidos y gases, el carácter homogéneo es una sustancia sólida única, que no puede ser subdividida físicamente en simples componentes químicos, dependiendo de la

escala a la que realizamos la observación, así materiales homogéneos a simple vista pueden estar compuestos de intercrecimientos de varios minerales, a escala microscópica.

La referencia de por naturaleza, expresa un proceso geológico que es natural, lo contrario si se ha producido en el laboratorio e instrumentado por el hombre, por lo cual sería artificial. Por ejemplo, no son minerales: la sal común que se obtiene por cristalización de salmueras en la industria salinera; el azufre comercial, que se obtiene por fusión y recristalización del mineral azufre extraído de los yacimientos; y las gemas de los diamantes, esmeraldas y rubíes sintéticos.

La expresión composición química definida, indica que este puede expresarse mediante una fórmula química específica (por ej.: el rutilo mediante la fórmula TiO_2).

Generalmente no fija indica que, aquellos minerales que no tienen una composición perfectamente definida, sino que la misma oscila en muchos casos entre ciertos límites que abarcan las series que tienen composiciones químicas parecidas y la misma estructura cristalina (isomorfos), u otras sustancias que presentan la misma composición química y estructura atómica diferente (polimorfos).

Ejemplo de Serie isomorfa típica: forsterita $Mg_2(SiO_4)$ – fayalita $Fe_2(SiO_4)$ del olivino $(Mg,Fe)_2(SiO_4)$

Una disposición atómica ordenada refiere a la existencia estructural de un entramado de átomos (o iones) ordenados según un



modelo geométrico regular. Este es el criterio para considerar un sólido cristalino.

La expresión normalmente formada mediante un proceso inorgánico, representa que puede incluirse algunos de los compuestos producidos orgánicamente que se acoplan a la definición de mineral.

La clasificación mineral actualmente vigente (Strunz & Nickel, 2001), establece la definición de la unidad básica de la clasificación, como:

Un MINERAL es un ELEMENTO o un COMPUESTO QUIMICO que normalmente es CRISTALINO y que se ha formado como consecuencia de PROCESOS GEOLOGICOS. (González, 2012).

Se define como cristal a un “sólido homogéneo que posee un orden interno tridimensional de largo alcance”.

Significa que tiene un alto ordenamiento a escala atómica de las partículas que son integrantes, y ello representa externamente a una forma poliédrica, limitado por caras

planas. La expresión de largo alcance hace referencia a las fuerzas de atracción entre átomos, las cuales son de tipo electromagnéticas (gravitacionales), ya que son fuerzas que actúan fuera del campo del núcleo atómico, por interacción de los electrones de las capas externas del átomo.¹

Las caras del cristal constituyen el lugar geométrico *de los puntos donde equilibran las fuerzas que ejerce el cristal para atraer moléculas y repulsión de otra para cristalizar*, en general los cristales no son perfectos y, en su mayoría, están distorsionados con imperfecciones y defectos, pero así mismo son considerados como regulares. (Ovejero, 2015).

Aplicaciones de la Mineralogía

El interés del estudio de los minerales es de particular importancia, porque forman rocas como asociaciones de minerales no metálicos y metálicos.

Desde el punto de vista de los constituyentes de las rocas, se conocen los minerales esenciales, accesorios y secundarios. Los primeros son aquellos necesarios para identificar y caracterizar una roca; los segundos son los minerales cuya presencia o ausencia no afecta sensiblemente el carácter de una roca y se presentan en cantidades pequeñas; y los últimos son el producto de alteración de los

¹ Cuando una fuerza implica contacto directo entre dos cuerpos, como un empujón o un tirón que usted ejerce con la mano sobre un objeto, la llamamos fuerza de contacto (o de corto alcance). Además de las fuerzas

de contacto, también hay fuerzas de largo alcance que actúan, aunque los cuerpos estén separados. La fuerza entre dos imanes es un ejemplo de este tipo de fuerza, así como la gravedad. (Núñez, 2017).

minerales esenciales y/o accesorios.
(Ovejero, 2015). En la Figura 1, se ejemplifica el granito.

Figura 1
Granito: roca formada por tres minerales principales: el cuarzo, los feldespatos potásicos y calco-sódicos, y algún mineral de hierro y/o magnesio, como las micas o los anfíboles. Como minerales accesorios pueden aparecer minerales como el circón, el rutilo o apatita, mientras que los minerales secundarios más comunes son, por ejemplo, cloritas, sericita y caolín.



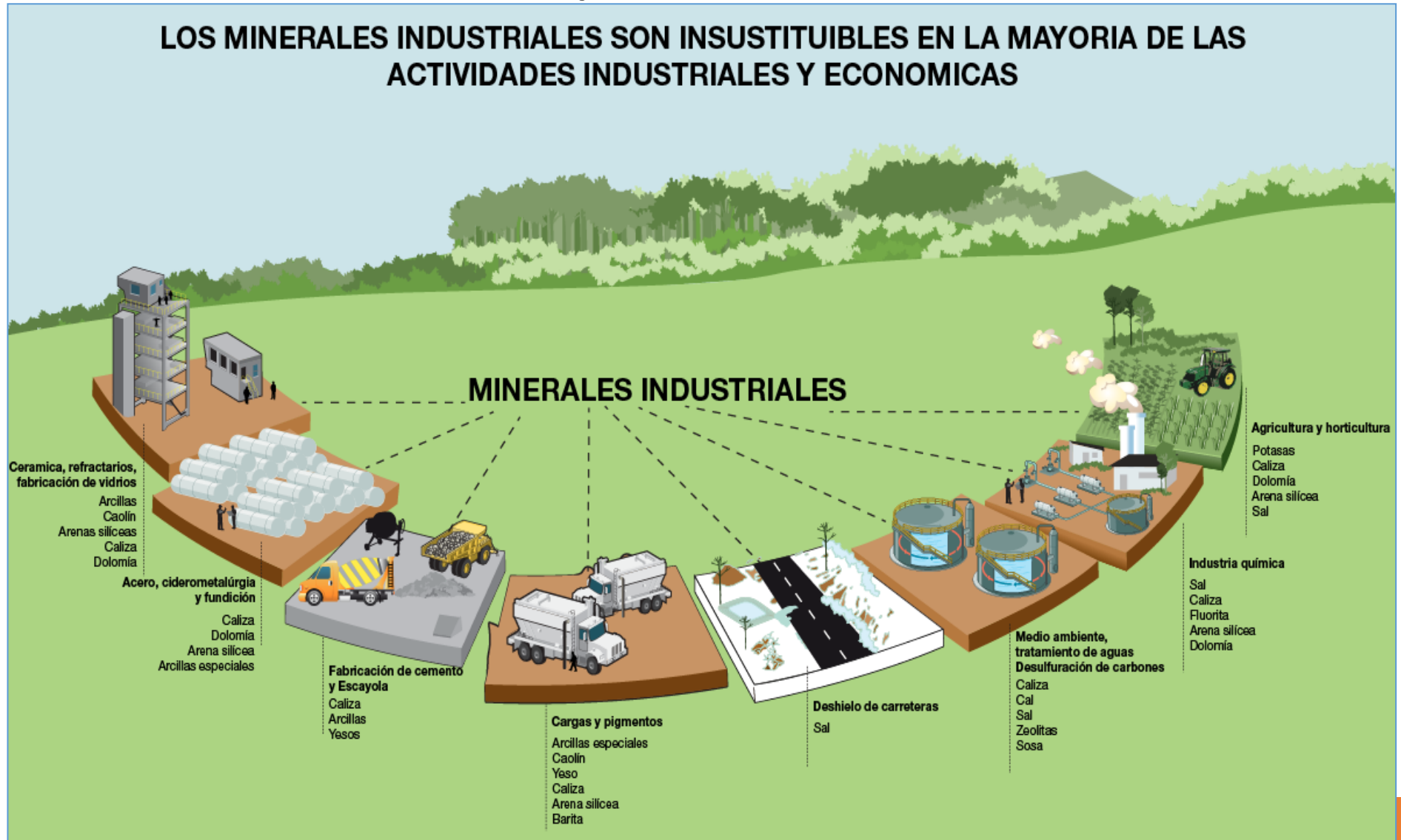
Los minerales de mena, son aquellos de los que se obtiene un beneficio económico. El término se aplica frecuentemente al grupo de minerales metalíferos, pero puede aplicarse también con un significado más general a los minerales de uso industrial. Por el contrario, si un mineral no tiene valor económico recibe el nombre de ganga. (Ovejero, 2015).

Las menas no metálicas o industriales, son los que tienen interés en las distintas industrias, por ejemplo: el yeso y la caliza, en la construcción, como materia prima de cal y cemento; la bauxita, para hacer láminas de aluminio; la hematita y ocre, como pigmentos y para pinturas; distintos tipos de cuarzo y silicatos, para producir vidrio; nitratos y fosfatos son utilizados como fertilizantes; las pedras preciosas o semipreciosas, se destinan para joyas, piezas de colección y ornamentación. (Ovejero, 2015). Figura 2.

Las menas metálicas constituyen la fuente de obtención de los diferentes metales, como base tecnológica de la moderna civilización. Se usan para fabricar múltiples productos, desde herramientas, ordenadores, celulares, etc. Figura 3.

La mayoría de los objetos que tenemos y usamos diariamente se hacen con minerales. Desde el conocimiento de los átomos, iones y moléculas, y como se ordenan en el espacio, le confieren las propiedades específicas físicas y químicas que son aprovechadas para obtener productos comerciales de beneficios y confort para la sociedad. Por ejemplo el cuarzo es utilizado por sus propiedades físicas para obtener cerca de 100 productos diferentes, desde el vidrio y el ferrosilicio hasta las siliconas, la fibra óptica y los paneles de celdas fotovoltaicas (Lavandaio, 2008).

Figura 2. Tomado de SEGEMAR, 2014.



Los usos del Oro

¿Sabías que los usos del oro van mucho más allá de las joyas y los lingotes guardados en un banco? Así es, se usa en diferentes productos que empleamos día a día. El oro está presente en nuestra vida cotidiana y más cerca de lo que se piensa.

JOYERÍA

Un anillo de oro es el símbolo central del compromiso matrimonial, por lo que en muchas culturas no existe una joya con más alto valor sentimental.

En los países asiáticos tales como India, Tailandia y China, el oro es importante para las ceremonias religiosas y para las ocasiones sociales.

Demanda de Oro identificable en 2011*

Toneladas por año

Consumo para joyería	1.962,9
Inversión	1.640,7
Industria y Salud dental	463,5

Fuente: Thomson Reuters GFMS and World Gold Council *Información provisoria

Principales consumidores de Oro

India, China y Estados Unidos son principales consumidores de oro.

INVERSIÓN

El oro es un valor refugio en un escenario de crisis. Mientras que activos tradicionales, como bonos y acciones, a menudo fallan en épocas de tensión e inestabilidad de mercados, el oro ha demostrado mejorar los resultados de portafolios tanto en tiempos de estabilidad como de inestabilidad financiera durante los últimos 5.000 años.

Además, el oro siempre mantendrá su valor a través de una amplia gama de escenarios económicos y esa es una razón por lo cual es tan atractivo durante una recesión económica.

El oro es una inversión de alta liquidez ya que es tanto un activo como una moneda.

ELECTRÓNICA

Una pequeña cantidad de oro se utiliza en casi todos los dispositivos electrónicos. Esto incluye: teléfonos celulares, asistentes personales, calculadoras, unidades de GPS, entre otros.

El oro también se utiliza en muchos componentes de los computadores. La transmisión exacta y rápida de la información a través del computador requiere un conductor eficiente y confiable. Los conectores que se usan para ensamblar el microprocesador y los chips de memoria sobre la placa madre contienen oro, así también los conectores usados para fijar todos los cables.

La mayoría de las aplicaciones electrónicas grandes tales como los televisores también contienen oro.

TECNOLOGÍA

Las bolsas de aire (air bags) que se han instalado en más de 30 millones de automóviles en todo el mundo cuentan con contactos eléctricos bañados en oro para asegurarse de que los dispositivos de seguridad funcionen cuando es necesario.

En las ventanas de los edificios nuevos se usan pequeñas cantidades de oro porque éstas reflejan un alto porcentaje de calor sin disminuir la luz. Las ventanas de la cabina del piloto en los jets modernos están recubiertas de una lámina muy delgada de oro para desviar los efectos dañinos de los rayos solares y resistir temperaturas extremas.

En cientos de naves espaciales, el oro ha sido usado como una película para cubrir muchas partes de su interior. Esta película ayuda a reflejar la radiación infrarroja y a estabilizar la temperatura de la nave espacial. Además, en telescopios—como el Hubble—se ha utilizado oro como revestimiento para aumentar su resistencia a la corrosión y a las conexiones eléctricas.

Más información sobre usos y producción de Oro en barricksudamerica.com

MEDICINA

El uso del oro en la medicina es histórico. Los egipcios lo utilizaban como un elemento que contribuía a la salud, para evitar el envejecimiento, sin saber mucho de qué se trataba. En distintas épocas se fue utilizando y, actualmente, la farmacología lo usa como sales de oro para el tratamiento de la artritis reumatoide.

Recientemente, se ha propuesto el uso de nanopartículas de oro para el tratamiento de enfermedades como cáncer, arteriosclerosis y existen potencialidades para el Alzheimer.

Este tema es algo bastante revolucionario, si bien las primeras nanopartículas de oro fueron obtenidas en 1870, recién en 1951 se desarrolló un método de síntesis muy reproducible.

Investigación

- Nanopartículas de oro**
Tiene la capacidad de absorber energía y también de dispersarla de forma local.
- Una vez en el cerebro se adhiere a las estructuras proteicas tóxicas.
- Después de ser irradiada las nanopartículas, estas destruyen la proteína dañina.

INDUSTRIA AUTOMOTRIZ

Los convertidores catalíticos en autos, camiones y vehículos cada vez más resistentes al uso fuera de rutas tradicionales, utilizan los metales preciosos para catalizar la oxidación de subproductos dañinos en el tubo de escape, reduciendo las emisiones nocivas que pueden contaminar el aire.

Figura 3. El uso del Oro en la tecnología actual. (SEGEMAR, 2014)

Importancia de la Cristalografía

Aunque la cristalografía se desarrolló originalmente como una rama de la mineralogía, es hoy en día una ciencia

aparte que no sólo trata de los minerales, sino también de toda la materia cristalina.

Gracias a ella las ciencias naturales han dado grandes pasos, y aunque sirve de base



a muchos campos de estudio, es relativamente poco conocida.

En palabras del Premio Nobel de Química Max Perutz, la cristalografía muestra "por qué la sangre es roja y el césped verde, por qué el diamante es duro y la cera blanda, por qué el grafito escribe sobre el papel y por qué la seda es fuerte".

Max von Laue, entre 1912 y 1914, y W. H. Bragg, W. L. Bragg (hijo), son considerados como los fundadores de la cristalografía de rayos X (descubiertos por Röntgen en 1895), ya que ellos analizaron la forma en que los cristales se dispersan en patrones, o difractan, sobre platos fotográficos. Hasta entonces y durante unos años más, la Cristalografía no era más que una rama de la Mineralogía. Pero cuando Rosalind Franklin y Maurice Wilkins experimentaron con la difracción de rayos X, el patrón de puntos que obtuvieron, permitió a Francis Crick y James Watson revelar la hermosa estructura de doble hélice del ADN. Estos patrones pueden usarse para entrever las estructuras moleculares tridimensionales del objeto bajo estudio.

Dorothy Hodgkin usó este método para descubrir no sólo la estructura de la penicilina sino también la de la vitamina B12, y más tarde la de la insulina. En 1964 fue galardonada con el Nobel de Química. Otras estructuras como la mioglobina o la hemoglobina también fueron reconocidas con los premios de la Real Academia Sueca de la Ciencias.

"Lo que Braggs y von Laue hicieron nos permitió entender disposición atómica de

esos sólidos. Eso es muy importante si se quieren crear nuevos materiales o entender cómo funcionan" (Grezel, 2014).

La cristalografía ofrece a los científicos un conocimiento útil de la estructura de las proteínas y a partir de allí, pueden desarrollar experimentos para crear nuevos fármacos.

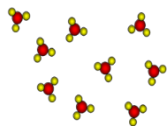
El desarrollo de los fármacos modernos, de la nanotecnología y de la biotecnología se basa en los resultados cristalográficos. Las propiedades de las formas sólidas de los ingredientes farmacológicos activos, depende mucho de su estructura interna. Los experimentos cristalográficos dan base al desarrollo de prácticamente todos los materiales nuevos, desde los cotidianos como pasta de dientes, chocolate, o memoria informática hasta los componentes más avanzados de aeronaves y automóviles. Ha pasado un siglo desde que los cristales mostraron sus secretos a los rayos X (Strickland, 2014). Y hasta el día de hoy, han permitido a los científicos diseñar nuevos materiales y medicamentos.

1.2 INTRODUCCIÓN A LA CRISTALOGRAFÍA

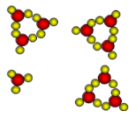
Estados de la Materia. Cristalino y Amorfo

La materia cristalina se considera, como todo aquello que tiene masa y peso, ocupa espacio, requiere la acción de una fuerza para ser movida y está dotada de propiedades físicas y químicas.

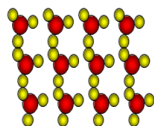
La materia puede presentarse en tres estados: gaseoso, líquido o sólido. La diferencia entre un estado y otro radica en el movimiento de sus partículas componentes (átomos, iones y moléculas) mantengan unos respecto a otros. Figura 4.



Gases: conjunto de partículas desordenadas.



Líquidos; las moléculas tienen orden a corta distancia.



Sólido o materia cristalina; se describe como, aquellos materiales cuyos elementos constitutivos se repiten de manera ordenada y paralela y cuya distribución en el espacio muestra ciertas relaciones de simetría.

Figura 4. Estados de la materia.

Esta característica del estado sólido, es un rasgo accidental que resulta como consecuencia de su peculiaridad más importante, la de presentar una estructura cristalina producto de la repetición periódica de un motivo unidad, constituido por un

átomo o un grupo de átomos y/o moléculas. La presencia de imperfecciones o defectos impide que, en la materia cristalina real, tenga la citada periodicidad y, se produzca de manera perfecta, por lo que más que de cristales, se puede hablar de materia cristalina.

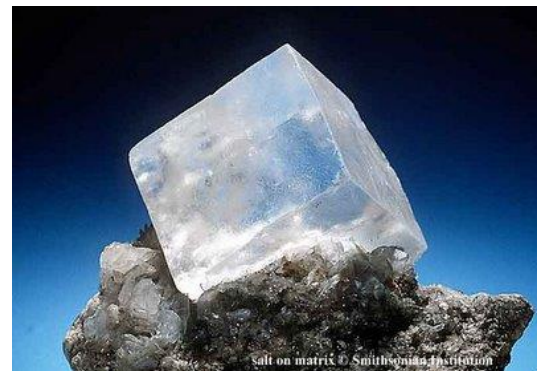
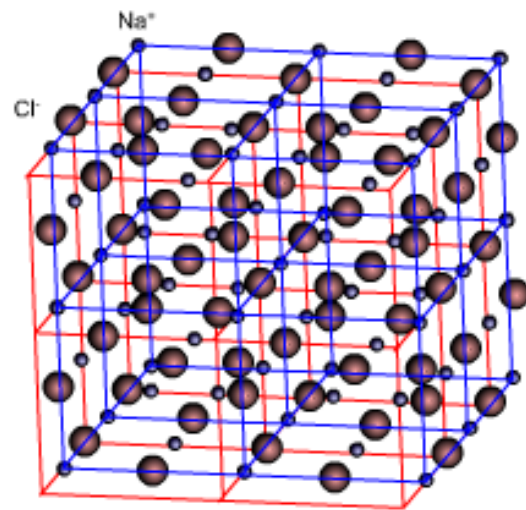


Figura 5. Orden de los átomos de Cloro y Sodio en la halita (NaCl).

Como contraparte al estado cristalino, se reconoce la materia amorfa, definida como mineraloide, caracterizada porque no posee ordenamiento interno, ni cristalización, no

ocupan posiciones fijas en el espacio, las distancias que se separan no son constantes, agrupan a las sustancias líquidas o sólidas en estado amorfo, presentan isotropía (las propiedades no varían con la dirección), desarrollan una forma esférica por un crecimiento libre, adoptan formas arriñonadas y arracimadas. Podemos concluir que la materia amorfa no es periódica, ni simétrica, ni anisótropa y son ejemplos, el ámbar, ópalo, obsidiana, calcedonia, limonitas, mercurio líquido.

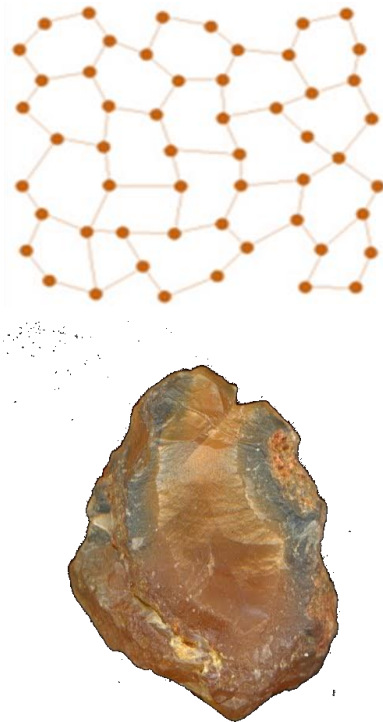


Figura 7. Ordenamiento de los átomos en la materia amorfa.

La propiedad característica y definidora del medio cristalino es ser periódico, es decir tiene distribución simétrica de las partículas a lo largo de cualquier dirección. Otras propiedades son: la homogeneidad, que indica que está conformado por una sola fase, no separable por medios mecánicos en

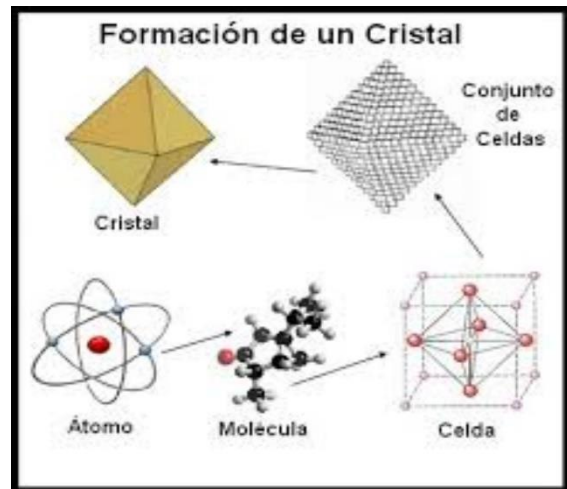


Figura 6. Núcleos de átomos y/o moléculas inician el crecimiento del cristal.

dos o más sustancias; y la anisotropía, ya que sus propiedades varían según la dirección en que se miden.

Crecimiento de un cristal

El proceso por el cual se forma un sólido cristalino se denomina *cristalización*. Puede suceder por distintos caminos: i) mediante solidificación de materiales fundidos a partir de un magma (minerales de cuarzo, ortosa y micas en un granito); ii) por sublimación de un gas (formación de azufre a partir de gases de fumarolas volcánicas); iii) por precipitación de una disolución saturada (sales en salinas y salares); ó iv) formación de cristales a partir de ciertas reacciones químicas. (Ovejero, 2015).

Se observa en la Figura 6, que los sólidos cristalinos adoptan estructuras internas geométricas en líneas rectas y planos paralelos.

El aspecto externo de un cristal depende de una serie de condiciones (Ovejero, 2015):

- Composición química: si el sólido es una sustancia, simple o compuesta, y puede contener impurezas que alteren

la estructura cristalina y otras propiedades como la consistencia o el color.

- Temperatura y presión: ambas variables influyen en la formación de los cristales y su crecimiento. Por lo general, los cristales se forman en condiciones de alta presión y elevadas temperaturas.
- Espacio y tiempo: el crecimiento de un cristal puede verse limitado por ambos, especialmente por el primero, ya que a menudo la falta de espacio es responsable del aspecto imperfecto que ofrecen algunos cristales en su apariencia externa.

En función de cómo se combinan los factores de la cristalización se reconocen distintos tipos de sustancias cristalinas (Ovejero, 2015):

- Criptocristalina: los cristales y la estructura cristalina se reconocen por difracción de Rayos X.
- Microcristalina los cristales se reconocen con microscopio petrográfico.
- Macrocristalina: si los cristales se ven a simple vista, como los que tienen los coleccionistas. La mayor parte de estos cristales son el resultado de depósito químico de una disolución (o de un cuerpo fundido) en un espacio abierto, tal como una cavidad en una formación de rocas. ¿cómo pueden tales cristales bien formados crecer desde formas pequeñas a otras más grandes?

En el video *¿Qué es un cristal?* (hasta el minuto 6:30), se puede ver el proceso de cristalización a partir de una solución saturada de una sal.
<https://www.youtube.com/@PEDECIBA25>

Estructura Interna y redes cristalinas

El orden interno o estructura cristalina de un mineral puede considerarse como la repetición de un motivo sobre una red (distribución periódica de puntos en el espacio). La red comprende la componente de traslación del orden interno (Klein & Hurlbut, 1996).

La teoría reticular, desarrollada por Bravais (1994), ubica los átomos, iones y moléculas en los nudos de una red (enrejado o malla).
Figura 8

Se representa gráficamente en construcciones imaginarias a partir de las cuales los átomos, moléculas o iones se ubican en un arreglo ordenado. (Ovejero, 2015).

Los puntos son denominados nudos de la red, o motivo de la red, (formado por átomos, iones y moléculas) y un trazado de rectas a paralelas auxiliares, dividen el espacio en paralelogramos de tal modo que, si se conoce uno de estos paralelogramos, se puede reconstruir toda la red por traslación de éste nudo a otro.

La construcción de una red, parte de dos nudos a lo largo de una dirección determinada, entre nudo y nudo, igualmente espaciados (t), se realiza una traslación indefinida a intervalos equidistantes y obtiene lo que se denomina fila reticular.

Figura 9.

Se configura celdas en paralelogramos, definidas en dos direcciones ab , que conservan las características generales de toda la retícula, o sea, una red bidimensional. Figura 10.

Según el ángulo γ formado por las direcciones a y b (parámetros) en un plano XY , y del tamaño de a respecto de b , se distinguen 5 redes distintas, únicas formas posibles de distribución periódica de puntos en dos dimensiones. (Klein & Hurlbut, 1996).
 Figura 11.



Figura 8. Motivos atómicos en un arreglo ordenado de una red de puntos (Ovejero, 2015).

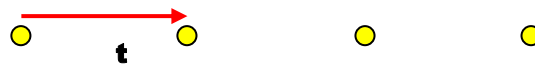


Figura 9. Traslación de un motivo en una sola dirección.

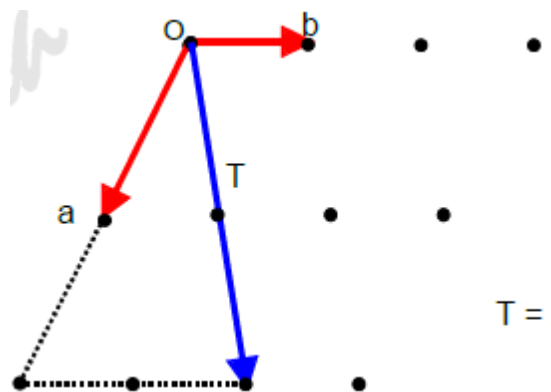


Figura 10. Plano reticular, repetición periódica de puntos en dos direcciones.

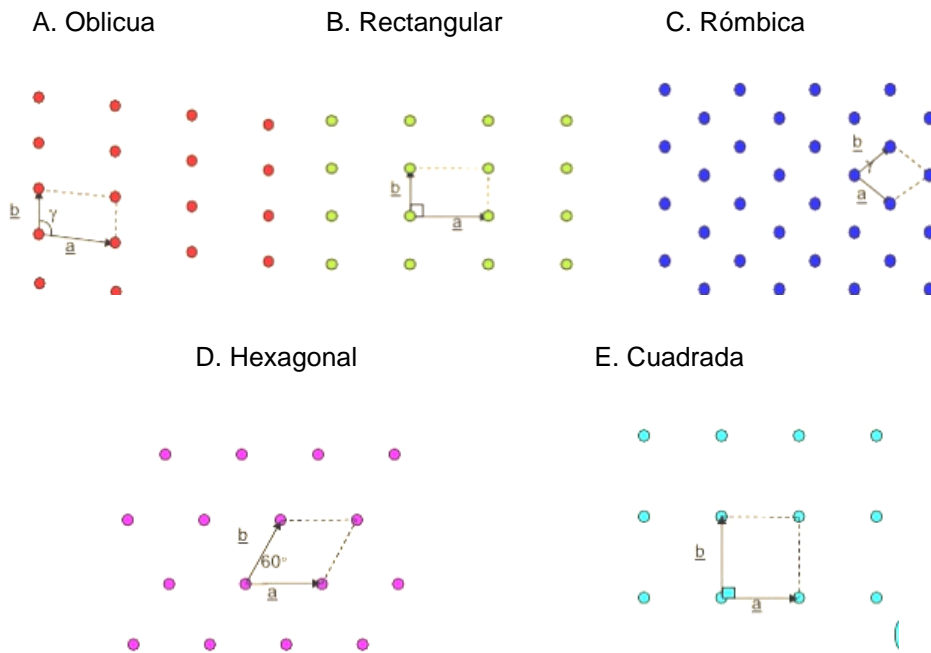


Figura 11. Tipos de Redes Planas. A. Red plana romboidal (oblicua): los parámetros a y b son distintos, y γ es distinto a 90° . B. Red plana rectangular: los parámetros a y b son distintos, y γ es de 90° . C. Red rómbica: los parámetros a y b son iguales, y γ es distinto de 90° , 60° o 120° . D. Red plana hexagonal (rómbica): los parámetros a y b iguales, y γ es igual a 60° . E. Red plana cuadrada: los parámetros a y b son iguales, y γ es igual a 90° .

Ejes cristalográficos

Una red cristalina tridimensional se define en tres direcciones, mediante un vector traslación con una dirección no contenida en el plano definido por la red bidimensional, es la dirección c ; entonces los vectores fundamentales de la red son a , b y c , con direcciones X , Y , Z que unen el origen con los tres nudos más próximos no co-planares.

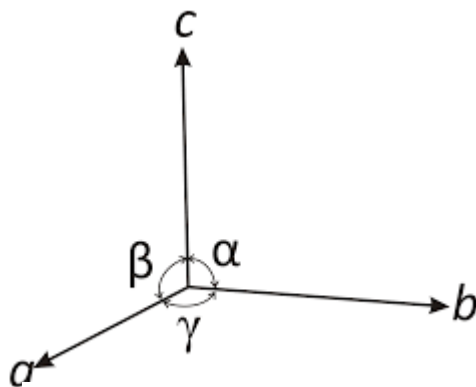


Figura 12. Parámetros de la red cristalina.

Los ángulos, junto a los vectores a , b y c , se denominan “*parámetros de la red*”, y permiten determinar las propiedades geométricas de ésta. Figura 12.

Por apilamiento o por traslaciones sucesivas de redes planas, a través de sus vectores a , b y c , se forman las redes tridimensionales, formando pequeños paralelepípedos los que se denomina indistintamente *celda elemental*, *celda unidad* o *paralelepípedo fundamental*, y es la unidad estructural más pequeña que da lugar a la forma macroscópica de un cristal.

Estas celdas se construyen a partir del ordenamiento de los nodos (átomos o moléculas que forma el sólido cristalino), situándose éstos como vértices de la celda, en el centro de la celda, o en el centro de las

caras de la celda. Dependiendo de esto, hay distintos tipos de celdas elementales.

P: Celda primitiva o simple en la que los nodos se sitúan sólo en los vértices del paralelepípedo.

I: Celda centrada en el cuerpo, que tiene un punto reticular en el centro de la celda, además de los vértices.

F: Celda centrada en las caras, que tiene puntos reticulares en las caras, además de en los vértices. Si sólo tienen puntos reticulares en las bases, se designan con las letras A, B o C según sean las caras que tienen los dos puntos reticulares.

Las redes cúbica y tetragonal se forman por el apilamiento de capas de redes cuadradas; la red ortorrómbica P, por el apilamiento de capas con disposición rectangular simple o red rectangular de diamante; la red ortorrómbica C, I y F, por el apilamiento de capas con disposición rectangular centrada; las redes romboédrica (trigonal) y hexagonal, por el apilamiento de capas con disposición hexagonal; y las redes monoclinica y triclínica por el apilamiento de capas con disposición oblicua.

En función de los parámetros de la celda unitaria, longitudes de sus lados y ángulos se distinguen 14 redes tridimensionales, conocidas como Redes de Bravais. Figura 13.

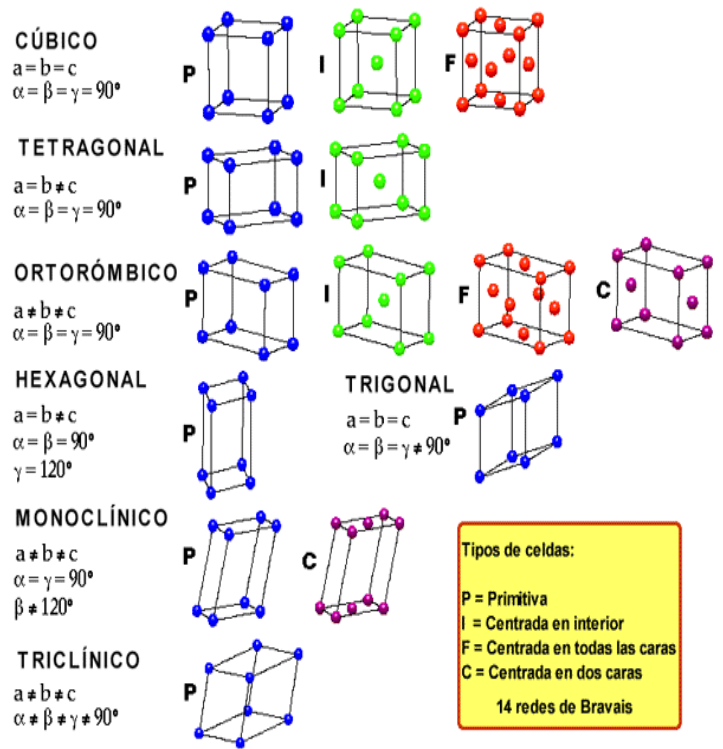


Figura 13. Redes de Bravais

**GRANDES INVESTIGADORES DE LA
MINERALOGÍA Y LOS
DESCUBRIMIENTOS MÁS
IMPORTANTES**

Aunque es imposible trazar sistemáticamente el desarrollo de la mineralogía en unos pocos párrafos, sí podemos señalar los hechos más importantes de este desarrollo. El surgir de la mineralogía como una ciencia es relativamente reciente, pero la práctica de las artes mineralógicas es tan antigua como la civilización humana. (Klein & Hurlbut, 1996).

Mediante la lectura y síntesis del material bibliográfico, se realizó una Línea de Tiempo, donde se encuentran relatados los descubrimientos más importantes relacionados con la mineralogía y sus precursores. Figura 15.

1.3 CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES

En la actualidad se conocen más de 4200 especies minerales y unos 200 son más comunes. Los criterios de clasificación que han sido empleados a lo largo de la historia son:

- Propiedades físicas (muy antiguo)
- Cristalográfico
- Químico
- Estructural
- Genético

A lo largo de la historia, se han desarrollado más de 20 clasificaciones, siendo las modernas y actualmente utilizadas las de **Dana** (perfeccionamiento de la clasificación de Berzelius, de 1819, que fue adecuándose desde 1954 hasta 1997 por Dana (Barthelmy, Mineralogy Database. Dana Classification, 2014), y la de **Nickel-Strunz** (9na edición) (Barthelmy, Mineralogy Database. Nickel-Strunz Classification, 2014).

Para clasificar los minerales se utilizan habitualmente dos criterios: 1) La composición química, que determina en gran medida los grandes grupos en que se dividen los minerales y 2) La estructura de la red cristalina.

A. *La estructura de la red cristalina.* Relaciona los cristales a un sistema de coordenadas de parámetros y ángulos que se reconocen seis o siete sistemas cristalinos: cúbico, tetragonal, Hexagonal, trigonal o romboédrico, monoclinico, ortorrómbico y triclinico. Figura 14. Esta clasificación se desarrollará más adelante.

B. *Por la composición química.* Una de las clasificaciones más utilizadas en mineralogía fue elaborada con algunas modificaciones por Strunz, se encuentra en uso y es universalmente aceptada. Divide a los minerales en 10 clases:

- I. ELEMENTOS
- II. SULFUROS Y SULFOSALES
- III. HALUROS



- IV. OXIDOS (se incluyen hidróxidos, arsenitos, antimonitos, bismutitos, sulfitos, selenitos, iodatos y ciertos vanadatos)
- V. CARBONATOS Y NITRATOS
- VI. BORATOS
- VII. SULFATOS, SELENIATOS, TELURATOS, CROMATOS, MOLIBDATOS Y WOLFRAMATOS
- VIII. FOSFATOS, ARSENIATOS Y VANADATOS
- IX. SILICATOS Y GERMANATOS
- X. MINERALES ORGANICOS DIVERSOS (incluye hidrocarburos, oxalatos, acetatos, cianatos, derivados del benceno, etc.).

creación de lo que en la actualidad constituye la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba, cuya cátedra de geología-mineralogía estuvo a cargo de Alfredo Stelzner.”

Así comienza el prólogo de “[Las especies Minerales de la República Argentina](#)”, editado por la Dra. Milka K. de Brodtkorb (M.K. de Brodtkorb, S. Lagorio, C. Latorre, P. Leal, T. Montenegro, O. Morello, N. Pezzutti, S. Tourn, M.E. Vattuone., 2015). El mismo es un compendio de los minerales de nuestro país, ordenado siguiendo la clasificación de Nickel-Strunz y el formato de descripciones de “Fleischer’s Glossary of Mineral Species” (Mandarino 2009).

Minerales del NOA y de Catamarca

“Los primeros aportes al conocimiento de nuestros minerales se inician en 1869 con la

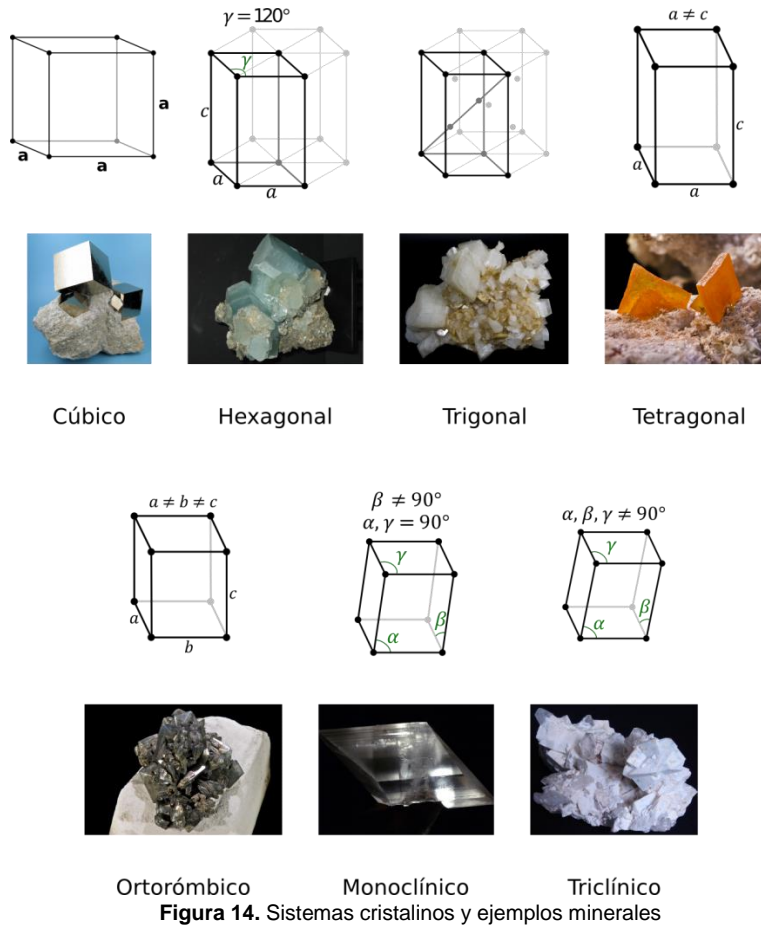


Figura 14. Sistemas cristalinos y ejemplos minerales



Figura 15. Línea de tiempo Historia de la Mineralogía

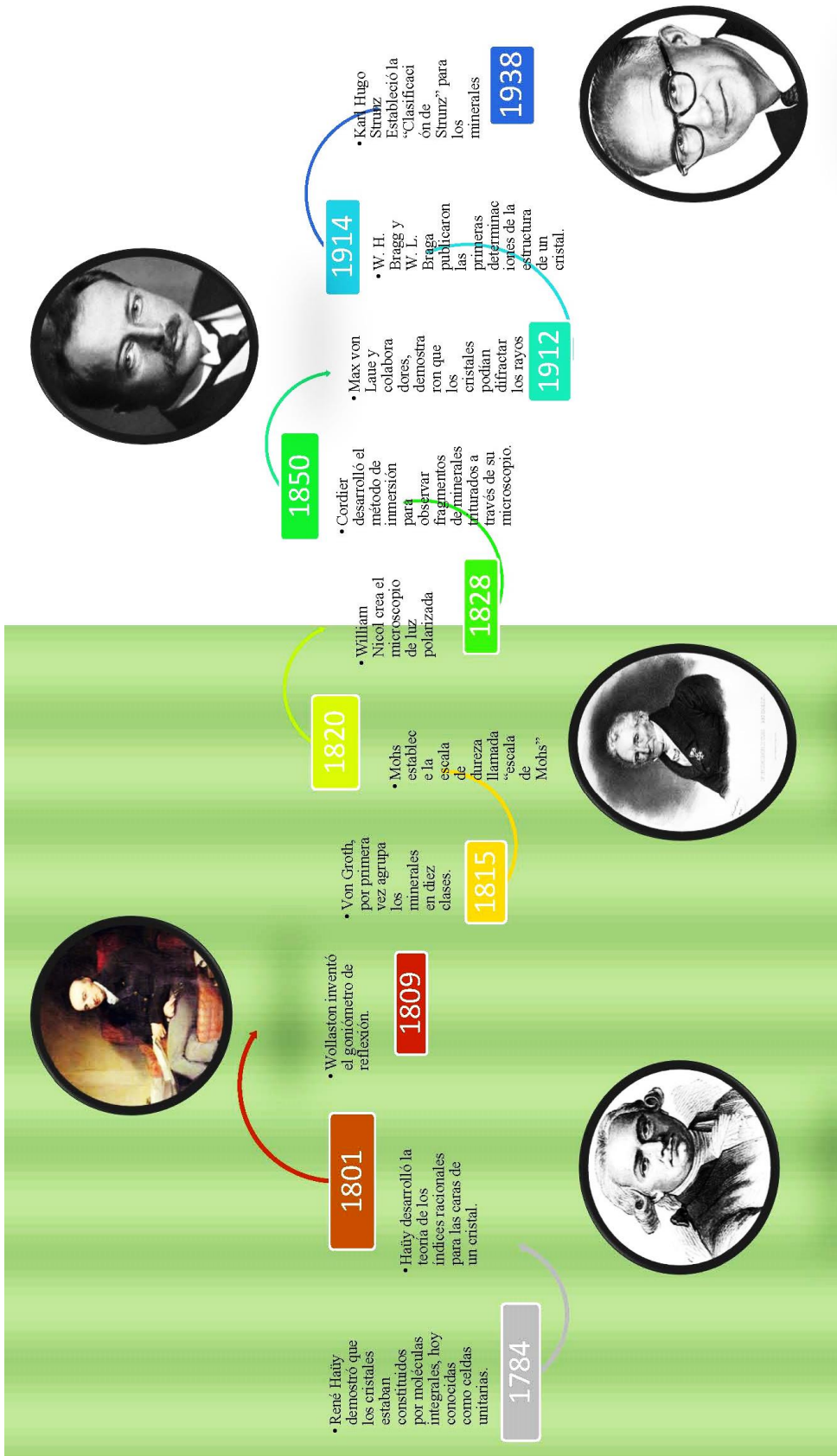


Figura 16. (cont.) Línea de tiempo Historia de la Mineralogía



Guía de lectura N° 1 Capítulo 1. Mineralogía y Cristalografía

A continuación, se encontrarán con una serie de preguntas orientadoras, que les servirá para identificar los contenidos más importantes del primer capítulo, es decir, para estudiar. Vuelve a leer, buscando las respuestas. Algunas preguntas te invitan a investigar o a desafiar lo que ya conoces sobre el tema. A partir de estas preguntas, se realizarán los debates introductorios en clase, antes de seguir con el tema siguiente ¡Adelante!

Preguntas orientadoras

1. ¿Cuál es el concepto de Mineralogía? ¿y de Cristalografía? ¿Cuál sería para vos las diferencias, similitudes y utilidades de ambas ciencias?
2. ¿Qué es mineral y qué es Cristal? ¿En qué se diferencian ambos?
3. Además del Oro ¿qué otros elementos extraídos de los minerales conoces como muy importantes para la industria y/o la vida diaria? ¿Sabes de dónde se extrae?
4. ¿Cuál es la diferencia entre estado amorfo y cristalino?
5. ¿Cómo se forma un cristal? ¿Qué factores influyen en el crecimiento del mismo?
6. ¿Qué se entiende como estructura interna? ¿Qué es una red cristalina, cuántos tipos hay y quién desarrolló este concepto? ¿Cómo se manifiesta en un mineral el ordenamiento interno?
7. ¿Qué se toma de referencia para orientar en el espacio una red cristalina?
8. ¿Qué es celda unidad? ¿Cuántas son y cómo se clasifican?
9. ¿Quién te parece que es el científico que más aporte realizó a la Cristalografía y por qué?

CAPÍTULO 2. MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES



René-Just Haüy
(1743-1822),
mineralogista francés
considerado como el
fundador de la
cristalografía,

estableció que los minerales exhiben una organización atómica o molecular que puede reflejarse en la forma externa del cristal, siguiendo leyes de simetría espacial. Los cristales que crecen con forma de cubos pertenecen obviamente al sistema cúbico. Sin embargo, puede ser que un cristal, perteneciente al sistema cúbico, no se desarrolle bajo la forma de un cubo y la celda unidad puede apilarse para formar un octaedro, o un tetraedro, etc. La experiencia de un estudio morfológico ha demostrado que sólo muy ocasionalmente los cristales se desarrollan con la misma forma que su celda unidad, las diferentes formas cristalinas, o hábitos que adoptan los cristales, dependerán de determinados

factores químicos y físicos, dado por el proceso de cristalización.

La estructura cristalina interna constituida por partículas que guardan entre sí relaciones y distancias fijas, dichos parámetros internos se determinan mediante rayos X con valores absolutos, en angstrom, mientras que los parámetros externos definen valores relativos morfológicos.

El estudio de la morfología de los cristales, conocida como Cristalografía Geométrica, trata de la descripción de formas cristalinas en función de la simetría, la medición de ángulos y su representación en dibujos de proyecciones.

2.1 LAS LEYES DE LA MORFOLOGÍA DE LOS CRISTALES

El estudio morfológico de cristales, o de la disposición interna de átomos y/o moléculas, se ha formulado según las siguientes tres leyes fundamentales.



LEY DE LOS ÁNGULOS DIDROS (Romé de l'Isle, 1772-1783)

- Los ángulos diedros que forman las caras equivalentes de diversos cristales de una sustancia son iguales y característicos de ella, sea cual sea la forma del cristal.

LEY DE LA SIMETRÍA (Haüy, 1803)

- Todos los cristales de una misma sustancia poseen la misma simetría, sean cuales sean las caras que presenten

LEY DE LA RACIONALIDAD DE LOS ÍNDICES (Haüy, 1781)

- Las aristas intersección de tres caras de un cristal permiten definir un sistema de ejes de coordenadas. La distancia a la que una cara corta a cada eje se le considera la unidad de medida sobre este eje. Todas las restantes caras del cristal cortan a dichos ejes a unas distancias cuya razón con las longitudes definidas como unidades son números racionales y en general sencillos

Estas leyes nos brindan el marco de estudio de los minerales y para cada uno de ellas se desarrolló una metodología específica para una representación gráfica y simbólica universalmente aplicada.

A continuación, se desarrollan en orden de complejidad.

2.2 LEY DE SIMETRÍA

Elementos y operaciones de simetría

Una distribución ordenada, es debido una repetición de los nodos de las redes, bidimensionales o tridimensionales, a distancias uniformes y posiciones equivalentes simétricamente. Esta repetición se visualiza como motivos simétricos, es decir que un orden interno ordenado tiene simetría.

El lugar geométrico que ayuda a la visualización de la simetría de una

distribución ordenada recibe el nombre de elemento de simetría. Estos pueden ser ejes de simetría, planos de simetría y centros de simetría. La rotación alrededor de un eje, la reflexión a través de un plano, o la inversión alrededor de un punto central, se denominan colectivamente operaciones de simetría. (Klein & Hurlbut, 1996).

La definición de cada elemento de simetría y la notación que se emplea para identificarlos se describen a continuación:

- Eje de simetría: línea imaginaria alrededor de la cual puede girar un motivo patrón y repetirse a sí mismo apareciendo una o varias veces durante una rotación completa. Se identifica con el número que indica la cantidad de veces que se visualiza la repetición del motivo, según un ángulo de rotación constante. Tabla 1.

Notación	Símbolo	Nombre	Ángulo de rotación
1	●	Monario	360°
2	◐	Binario	180°
3	▲	Ternario	120°
4	■	Cuaternario	90°
6	⬠	Senario	60°

Tabla 1. Tipos de ejes de simetría y su notación.

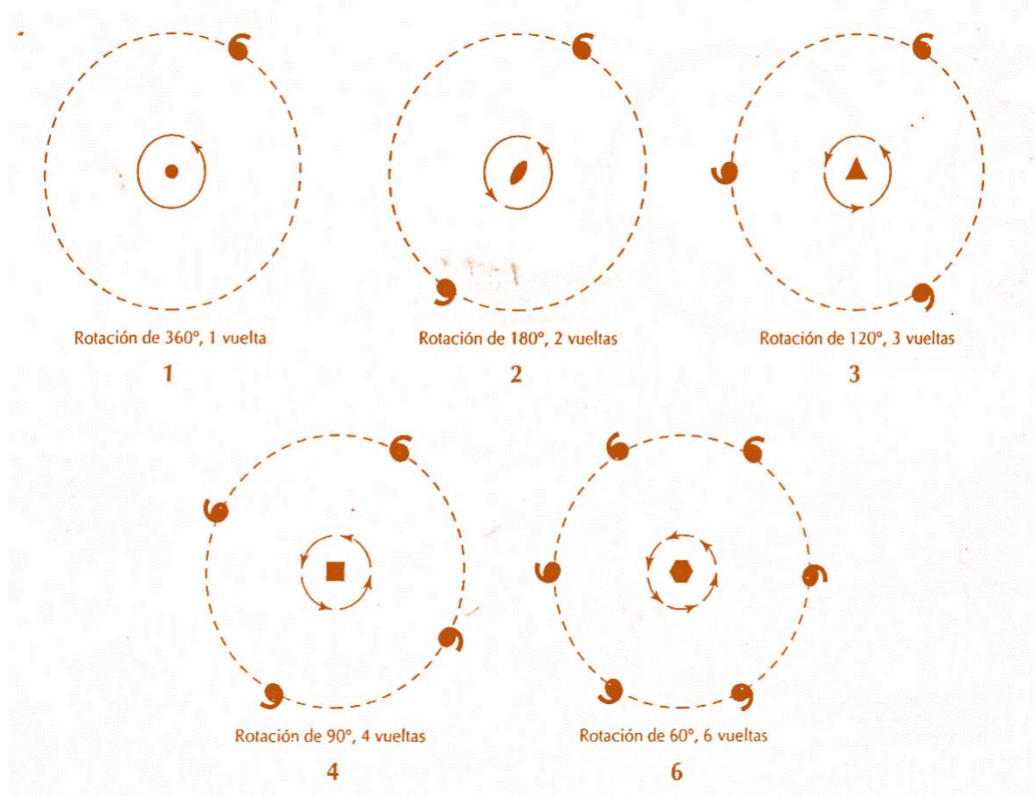
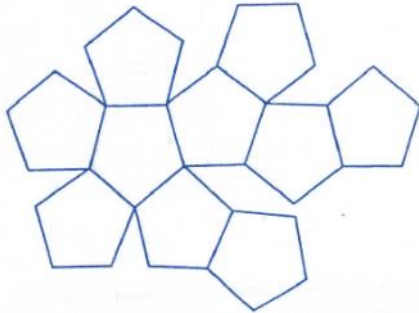


Figura 17. Representación en planta de los ejes de simetría.

¿Por qué no existen ejes de simetría de orden 5 y 7?

Los ejes de orden 5, 7 o superior no son posibles. Tiene su explicación geométrica (Klein & Hurlbut, 1996. Capítulo 3, Pág. 126), pero intuitivamente, se hace evidente cuando se intenta cubrir una superficie plana con un motivo de cinco lados, tal como un pentágono, quedando indefectiblemente entre los motivos irregularidades y huecos. Esto no se da en las estructuras cristalinas ordenadas de los minerales. (Klein & Hurlbut, 1996)



- Plano de simetría: Plano a través del cual se produce una imagen especular de un motivo. Se lo identifica con la letra **m**.

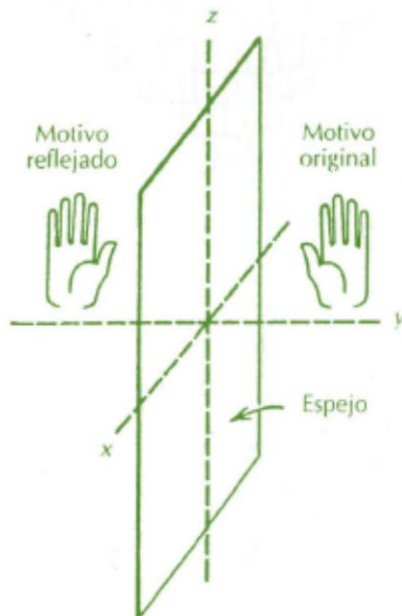


Figura 18. Representación del plano de simetría y operación de reflexión.

- Centro de simetría: punto imaginario a través del cual se produce una inversión de la posición de un objeto. Una

inversión implica el dibujo de líneas imaginarias trazadas desde cada punto del objeto que, pasando por el centro de inversión, alcanzan distancias iguales al otro lado de dicho centro. El objeto invertido se "recrea" conectando los puntos extremos de estas líneas. Se lo identifica con la letra **i**.

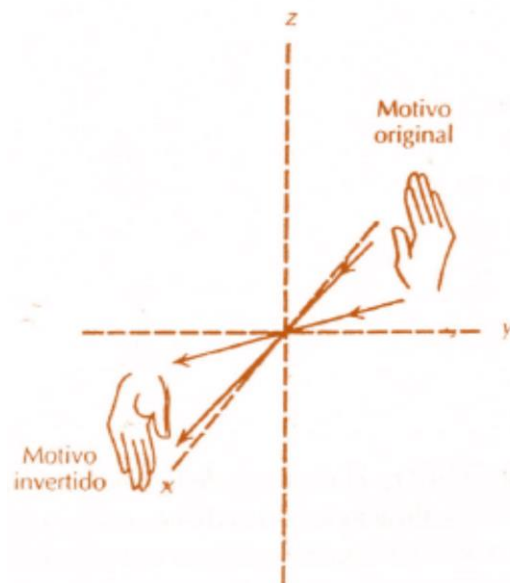


Figura 19. Representación del centro de inversión.

Los motivos bidimensionales no contienen elementos de simetría en el plano del mismo, sin embargo, pueden contener un cierto número de elementos de simetría perpendiculares al plano del dibujo. En este caso, en lugar de plano de simetría, poseen líneas de simetría, con operación de reflexión equivalente. También pueden poseer eje de rotación (de orden 1, 2, 3, 4 y

6). Existen sólo diez posibles contenidos de simetría en motivos bidimensionales que, mediante una traslación regular, pueden llegar a formar parte de modelos ordenados bidimensionales (Klein & Hurlbut, 1996). Éstos pasan por un punto del objeto, formando lo que se denomina grupo puntual de simetría del objeto. Figura 20.

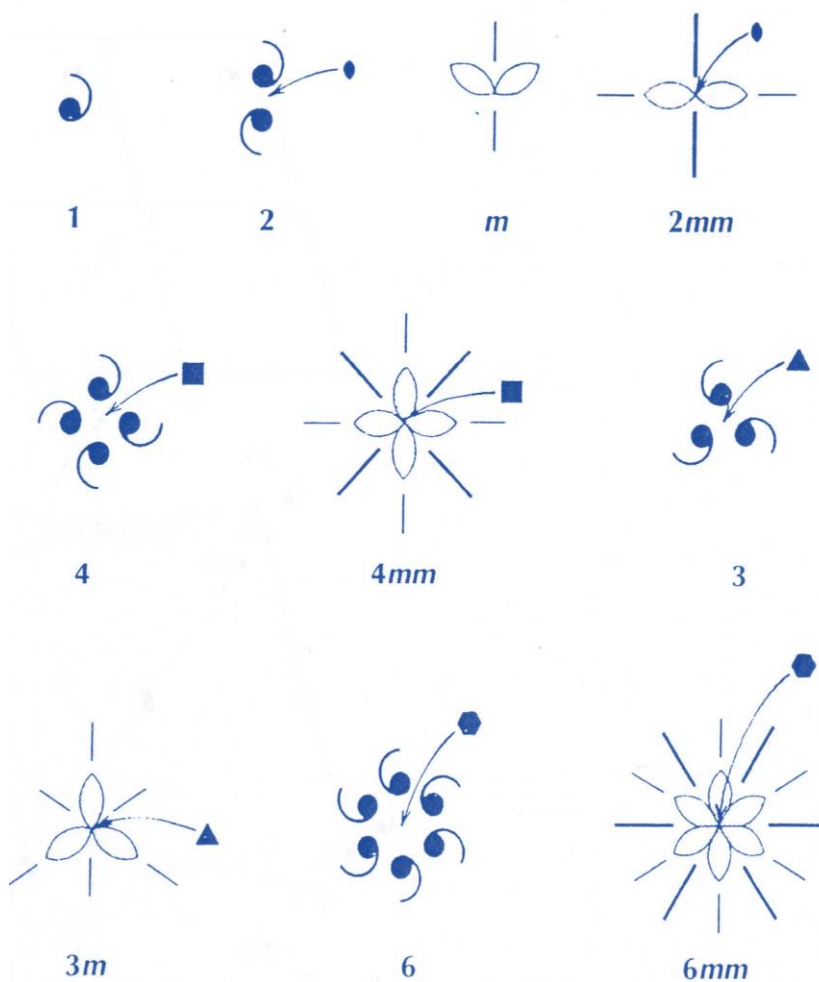


Figura 20. Grupos puntuales de simetría bidimensional

Además del orden simétrico engendrado por los ejes de rotación, existen rotaciones de orden 1, 2, 3, 4 y 6 que pueden combinarse

con inversiones, elementos de simetría conocidos como *ejes de rotoinversión*. En

este caso, los ejes de rotoinversión se denominan según se indica en la Tabla 2.

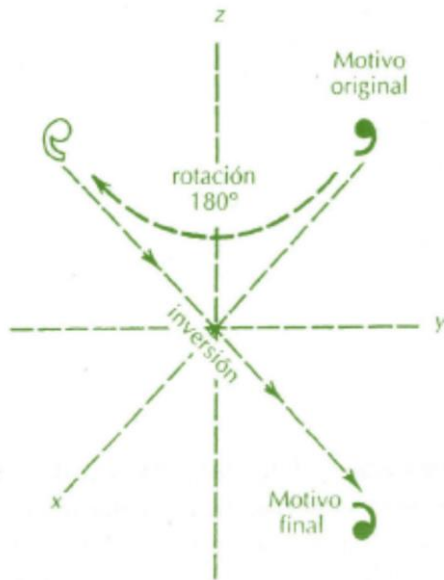


Figura 21. Operación de inversión en planta.

Las operaciones de reflexión, inversión y rotoinversión, son operaciones sin traslación.

En las distribuciones periódicas tridimensionales podemos encontrar dos elementos de simetría que combinan una operación de simetría (rotación o reflexión en un plano de simetría) con una componente de traslación. Una operación rotacional con traslación paralela al eje de rotación se denomina *operación helicoidal* y una reflexión en un plano de simetría con una componente de traslación se llama *operación de deslizamiento* (Klein & Hurlbut, 1996).

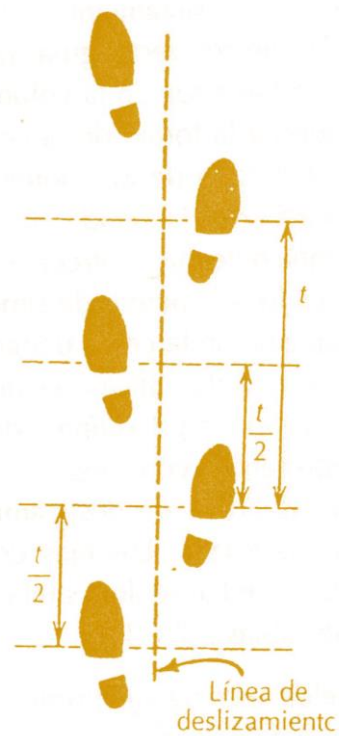
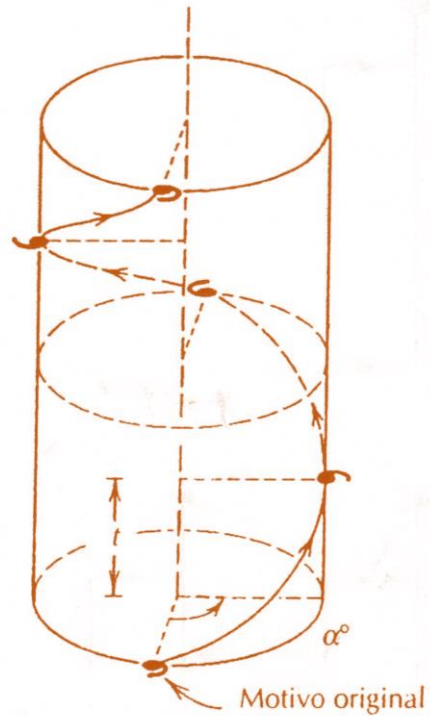


Figura 22. Operaciones de simetría con traslación: helicoidal (arriba) y deslizamiento (abajo) (Klein & Hurlbut, 1996)




Orden	Símbolo	Operación	Equivalencia
$\bar{1}$	NA	rotoinversión primaria	Un centro de simetría
$\bar{2}$	NA	Rotación de 180°, más inversión.	Un espejo plano
$\bar{3}$		Rotación de 120°, más inversión.	Un eje ternario y una inversión
$\bar{4}$		Rotación de 90°, más inversión.	Única (no posee equivalencia)
$\bar{6}$		Rotación de 60°, más inversión.	Un eje ternario con un plano especular perpendicular al eje.

Tabla 2. Operaciones de rotoinversión.

Ejes y Parámetros cristalinos

Los ejes cristalográficos son ejes de referencia o coordenadas que sirven para situar caras o puntos en un cristal y se orientan paralelos a aristas reales o posibles del cristal y no necesariamente tienen que ser perpendiculares entre sí.

Los parámetros son las distancias, que se designan como a, b y c, que permiten definir un sistema de ejes de referencia en direcciones x, y, z. Se distinguen: a, el eje que se ubica en la posición anteroposterior (dirección x), es decir que se dirige de atrás a delante; b, el transverso (dirección y), que se dirige de derecha a izquierda; y c, el vertical (dirección z), que se dirige de arriba abajo.

Los extremos de cada eje se designan con el signo más o menos (+ o -). El extremo frontal de a, el extremo derecho de b y el extremo superior de c son positivos, mientras que los opuestos son negativos.

Cuando los ejes se cortan, forman la cruz axial, cuyos ángulos se representan como alfa, para el que forman los ejes transverso y vertical; beta, para el que forman los ejes anteroposterior y vertical; y gamma, para el ángulo formado entre los ejes transverso y anteroposterior.

Grupos y Sistemas cristalinos

Cada Sistema Cristalino tiene sus propios ejes cristalográficos de acuerdo a sus características peculiares y se toman paralelos a las aristas de las caras cristalinas principales. Se caracterizan según la relación axial. Figura 23.

Notación de Herman Mauguin

Entre las notaciones de simetría propuestas, las de Hermann-Mauguin es la más aceptada y mediante la cual es posible expresar la simetría externa de los cristales. Según la mencionada simbología, los elementos de simetría se expresan de la siguiente

manera, algo ya mencionado en precedentemente:

- los ejes de simetría se indican con los números 2, 3, 4 y 6.
- los ejes de giro inversión se indican con barras encima $\bar{1}$, $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$ y $\bar{6}$.
- los planos de simetría se indican con la letra m.
- un eje con un plano de simetría normal a él se indica $2/m$, $3/m$, $4/m$ y $6/m$.

Estos símbolos pueden contener 1, 2 o hasta 3 términos según el caso y cada uno de ellos representa la simetría a lo largo de una dirección cristalográfica ideada conforme las necesidades de cada uno de los sistemas. Puede expresar no solo la simetría externa (grupo puntual), sino que también la simetría interna (grupo espacial).

❖ *Sistema Isométrico:*

La simbología consta de tres signos. El primero indica la simetría contenida a lo largo de los ejes cristalográficos. El segundo signo indica la simetría de las direcciones diagonales, que no están contenidos en los planos axiales. El tercer signo representa la simetría de las direcciones diagonales contenidos en los planos axiales y los planos de simetría normales a estos ejes.

❖ *Sistema Hexagonal:*

El símbolo de cada clase consta de tres signos. El primero indica la simetría del eje cristalográfico c y del plano normal al mismo. El segundo, señala la simetría a lo largo de los ejes laterales (a, b y d). y el tercero, muestra la simetría a lo largo de las bisectrices de los ejes laterales.

❖ *Sistema Tetragonal:*

El primer signo señala la simetría del eje C y del plano horizontal. El segundo signo, la simetría a lo largo de los ejes a y b. El tercer signo, indica la simetría a lo largo de las bisectrices de los ejes cristalográficos laterales.

❖ *Sistema ortorrómbico:*

El primer signo indica la simetría a lo largo del eje a y del plano normal a él. El segundo signo, la simetría a lo largo del eje b. El tercer signo, le corresponde a la simetría a lo largo del eje c.

❖ *Sistema monoclinico:*

El símbolo de la clase es un único signo que señala la simetría a lo largo del eje cristalográfico b.

❖ *Sistema triclinico:*

El único símbolo señala la presencia o ausencia de centro de simetría.

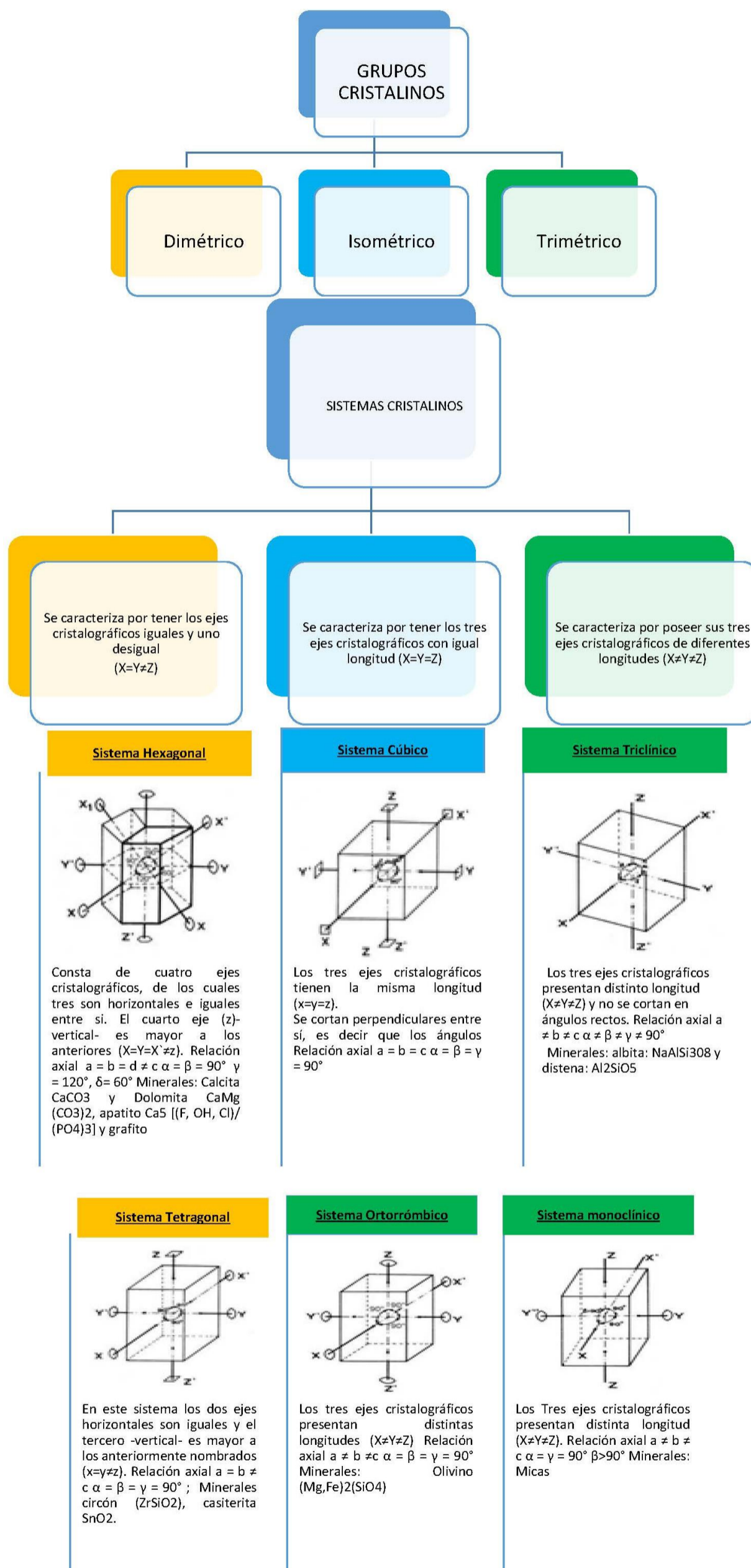


Figura 23. Clasificación de los grupos y sistemas cristalográficos, según sus relaciones parametrales y angulares.



Elementos geométricos

Al observar un modelo cristalino diferenciamos (Ramírez, 2010):

Caras: son los planos que determinan la forma y que constituyen la repetición indefinida de su estructura interna.

Aristas: son el resultado de la intersección de dos caras.

Vértice: corresponden a la intersección de dos o más aristas.

El teorema de Euler Descartes dice que el número de caras más el número de vértices es igual al número de aristas más dos.

$$C + V = A + 2$$

Forma y hábito

De manera vulgar el vocablo **forma** se usa para dar idea del aspecto externo, sin embargo, en cristalografía, la forma externa se designa con la palabra hábito, mientras que *forma constituye un grupo de caras cristalinas, las cuales tienen todas la misma relación con los elementos de simetría y exhiben las mismas propiedades físicas y químicas, pues todas tienen debajo los mismos átomos en el mismo orden geométrico.* El número de caras que pertenecen a una forma viene determinado por la simetría de la clase cristalina.

Aunque las caras de una forma pueden tener diferentes tamaños y conformaciones debido a la mala formación del cristal, la semejanza es evidenciada por estrías naturales, corrosiones o crecimientos. Estas diferencias pueden verse luego de aplicar ácido sobre el cristal.

Formas abiertas

Las formas abiertas son caras o conjuntos de caras equivalentes que conforman planos infinitos y que por sí solas no cierran el espacio. Su existencia solo es concebible en asociación con otras formas que las puedan cerrar. Son formas abiertas: pedión, pinacoide, domo, esferoide, prismas y pirámides.

Formas cerradas

Un grupo de caras equivalentes constituyen una forma cerrada si en conjunto cierran el espacio y aunque pueden combinarse con otras, por si solas, pueden constituir un cristal. Son formas cerradas: bipirámides, biesferoides, romboedro, trapezoedro, escalenoedros y todas las presentes en el sistema cúbico.

Formas simples y combinadas

Una forma es simple cuando constituye por si misma un cristal y deberá ser una forma cerrada. Si en cambio se asocian dos o más formas, cerradas o abiertas, con idéntica simetría, éstas se consideran como combinadas. Algunas combinaciones son características para ciertos cristales, como ser el cuarzo que presenta una asociación de romboedro, trapezoedro diagonal y prisma hexagonal.

En conjunto hay 47 tipos diferentes de formas cristalinas (poliedros) que pueden distinguirse por las relaciones angulares de sus caras.

En los sistemas de *simetría inferior* son posibles las siguientes (Figura 24):

- a) *Monoedro* (pedión): forma que comprende una sola cara.
- b) *Pinacoide*: forma formada por dos caras paralelas.
- c) *Domo*: dos caras no paralelas, simétricas con relación a un plano de simetría.
- d) *Esfenoide*: dos caras no paralelas, simétricas con relación a un eje de simetría.
- e) *Prisma rómbico*: 4 caras que son paralelas al uno de los ejes binarios; el corte es el rombo.
- f) *Pirámide rómbica*: forma compuesta de 4 caras no paralelas entre sí que se cortan en un punto.
- g) *Bipirámide rómbica*. Forma cerrada de 8 caras que puede considerarse como formada por reflexión de una pirámide mediante un plano de simetría horizontal.
- h) *Biesfenoide* (tetraedro rómbico). Forma de cuatro caras en la que las dos caras del esferoide superior alternan con las dos caras del esferoide inferior.

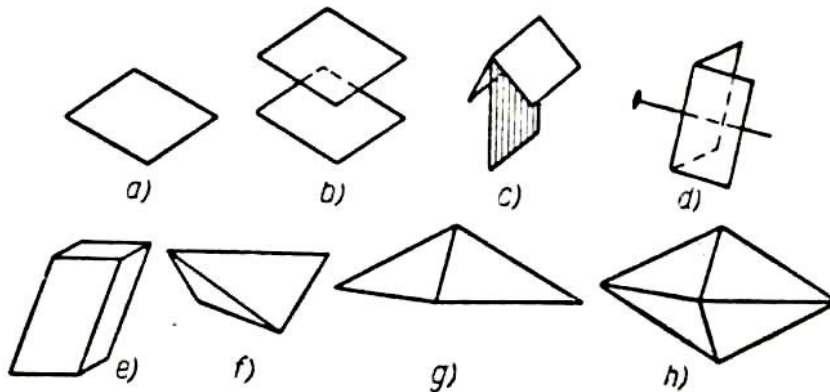


Figura 24. Formas simples de los sistemas de simetría inferior

Entre las formas simples de los sistemas de *simetría mediana*, encontramos mayor variedad en lo que se refiere al aspecto exterior y número de caras que constituyen la forma simple.

Pirámide: formas compuestas de 3, 4, 6, 8 o 12 caras no paralelas entre sí que se cortan en un punto del eje principal.

Bipirámide: formas cerradas de 6, 8, 12, 16 o 24 caras.

Romboedro: una forma cerrada de 6 caras idénticas. Difiere del cubo en que las aristas de intersección de las caras no son normales entre sí.

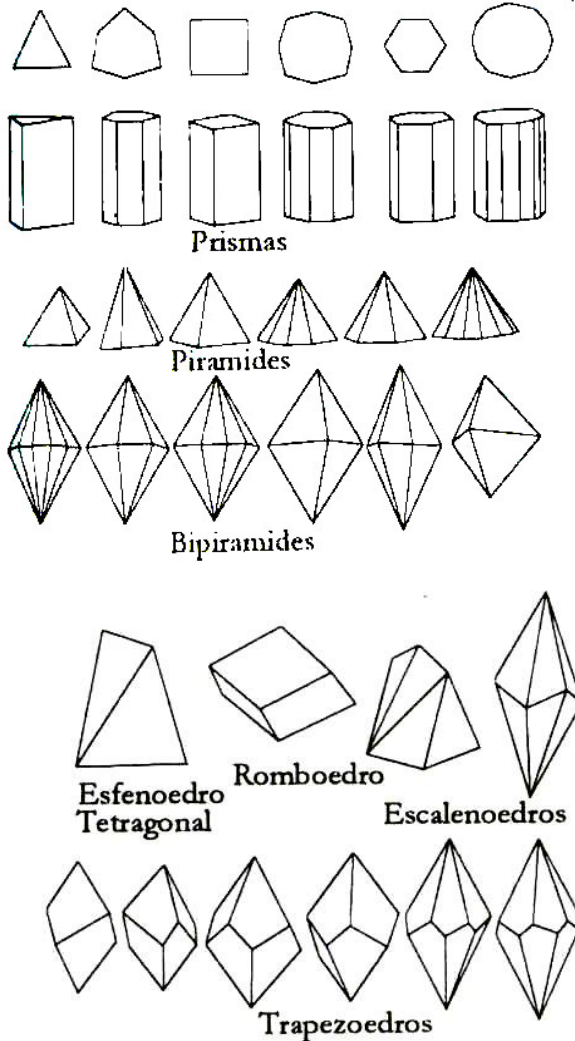
Tetraedro tetragonal (biesfenoide). Forma cerrada de 4 caras triangulares isósceles,

que cortan a los tres ejes cristalográficos, con intersecciones iguales en los dos ejes horizontales.

Escalenoedro. Forma cerrada de 8 (tetragonal) o 12 (hexagonal) caras en triángulos escalenos, con las caras agrupadas en pares simétricos. En las formas de 8 caras aparecen dos pares de caras arriba y dos pares abajo, en posición alterna. En las formas de 12 caras, tres pares de caras arriba y tres pares abajo, en posición alterna.

Trapezoedro. Forma cerrada de 6, 8, 12 (trigonal, tetragonal, hexagonal) caras en trapezoides, con 3, 4 o 6 caras superiores

Figura 25. Formas Simples de simetría mediana



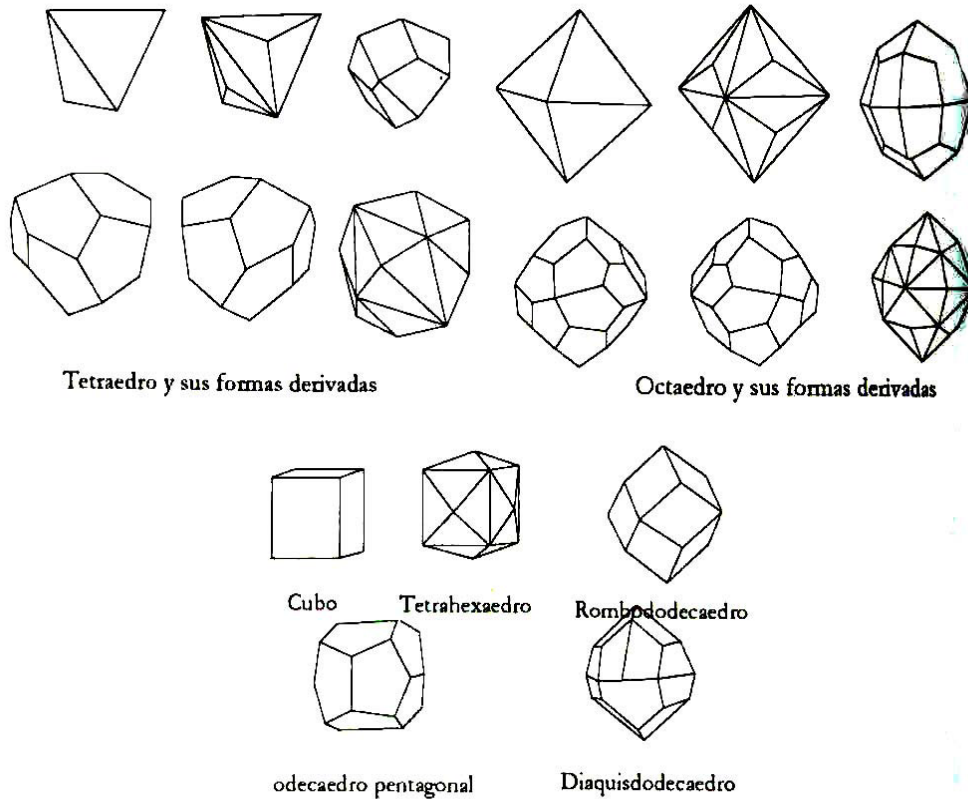
En total, en sistemas de mediana simetría hay 25 formas simples.

Las formas simples del sistema cúbico de simetría superior se observan en la Figura 25. Las más difundidas son las formas de tetraedro, cubo (hexaedro), octaedro, dodecaedro pentagonal, trapezoedro (triaquisoctaedro tetragonal). La última forma es la forma derivada del octaedro, en que hay de triple número de caras que tienen la forma de tetrágonos.

Tetraedro es una forma integrada por 4 caras triangulares equiláteras. Se puede considerar como derivado del octaedro por la omisión de las caras alternantes y por la extensión de las restantes.

giradas con respecto de las 3, 4 o 6 caras inferiores (Figura 24).

Figura 26. Formas simples del sistema cúbico



Cubo es una forma constituida por 6 caras cuadradas que forman ángulos de 90° entre sí.

Tetrahexaedro es una forma limitada por caras constituidas por cuadrados regulares entre sí, cada una de las cuales tiene 4 caras triangulares.

Octaedro es una forma compuesta por 8 caras triangulares, equiláteras, cada una corta por igual los 3 ejes cristalográficos.

Clases de simetría

La suma de elementos de simetría que un cristal posee, se le llama clase de simetría o grupo puntual. De los elementos de simetría derivan las 32 clases de simetría o 32 grupos puntuales y se agrupan en cada uno de los 7 sistemas cristalinos.

Entre las muchas notaciones de simetría propuestas para las clases de simetría, los símbolos de Herman-Mauguin han sido ampliamente aceptados y por ello su uso es esencialmente universal. Puede expresar no solo la simetría externa (grupo de puntos) sino también la simetría interna (grupo espacial). Tabla 3.

La clase de simetría o grupo puntual se obtienen de las redes de Bravais y de la combinación de los elementos de simetría (ejes, planos y centro).

La simetría de clases permite agrupar las mismas en:

- Enantiomórficas: clases que no contienen ni planos de reflexión, ni centro de inversión.



- Centrosimétricos: clases que poseen centro de inversión.
- Sin planos ni centro de inversión: Clases con planos de reflexión, pero sin centro de inversión.

Tabla 3. Las 32 clases de simetría cristalina y el contenido de la simetría (Rodríguez, 2010)

CLASE	NOMBRE	CLASE	NOMBRE
Sistema Triclínico		Sistema Hexagonal (división romboédrica)	
1	Pedial	3	Piramidal trigonal
$\bar{1}$	Pinacoidal	$\bar{3}$	Romboédrica
Sistema Monoclínico		3 2	Trapezoédrica trigonal
2	Esfenoidal	3 m	Piramidal ditrigonal
m	Domática	$\bar{2}/m$ 3	Escalenoédrica hexagonal
2/m	Prismática	Sistema Hexagonal (división hexagonal)	
Sistema Ortorrómbico		6	Piramidal hexagonal
2 2 2	Biesfenoidal rómbica	$\bar{6}$	Bipiramidal trigonal
m m 2	Piramidal rómbica	6/m	Bipiramidal hexagonal
2/m 2/m 2/m	Bipiramidal rómbica	6 2 2	Trapezoédrica hexagonal
Sistema Tetragonal		6 m m	Piramidal dihexagonal
4	Piramidal tetragonal	$\bar{4} m 2$ 6	Bipiramidal ditrigonal
$\bar{4}$	Biesfenoidal tetragonal	6/m 2/m 2/m	Bipiramidal dihexagonal
4/m	Bipiramidal tetragonal	Sistema Isométrico	
4 2 2	Trapezoédrica tetragonal	2 3	Tetartoédrica
4 m m	Piramidal ditetragonal	2/m 3	Diploidal
$\bar{4}$ 2 m	Escalenoédrica tetragonal	4 3 2	Giroédrica
4/m 2/m 2/m	Bipiramidal ditetragonal	$\bar{4}$ 3 m 4	Hexaquisotetraédrica
		4/m $\bar{2}/m$ 3	Hexaquisoctaédrica



En cada sistema, la clase que presenta el mayor número de elementos de simetría se llama *Clase Holoédrica*. Por extensión, la forma de la clase holoédrica que presenta el mayor número de caras en cada sistema se llama *Forma Holoédrica*.

Ej.: en el sistema isométrico, la clase hexaquisoctaédrica es la clase holoédrica y el hexaquisoctaedro la forma holoédrica.

La desaparición de determinados elementos de simetría se conoce como *Clase Meroédrica*, dentro de ellas, la reducción que da lugar a formas generales que tengan la mitad del número de caras en relación, o *Hemiedrías*, y *Tertartoedría*, si tienen solo la cuarta parte.

Las Hemiedrías pueden dividirse en:

- Hemiedrías Enantiomórficas o Enantiomorfas: Son clases hemiédricas que carecen de plano y centro de simetría, conservando los ejes de simetría de la holoedría. Se comportan como la mano derecha con respecto a la izquierda. Ej.: La clase giroédrica es la hemiedria enantiomórfica del sistema isométrico y el giroedro podrá ser derecho o izquierdo. Las clases trapezoédrica tetragonal y hexagonal.
- Hemiedrías Hemimórficas o Hemimorfias: Son clases que poseen ejes de simetría polares, pueden tener planos de simetría verticales, pero carecen de plano horizontal y de centro de simetría. Sus formas correlacionadas son congruentes y se difieren en

positivas y negativas o en superiores e inferiores. Ej.: la clase dihexagonal piramidal es la clase hemimórfica del sistema hexagonal y la pirámide dihexagonal es la forma hemimórfica que puede ser superior o inferior.

- Hemiedrías Paramórficas o Paramorfias: Son clases que conservan sólo los ejes de simetría principales y los planos de simetría normales a los ejes principales, tienen centro de simetría. Sus formas correlacionadas son congruentes. Ej.: la clase tetragonal bipiramidal es la clase paramórfica del sistema tetragonal y la bipirámide tetragonal la forma paramórfica del sistema.

Grupos espaciales (Klein & Hurlbut, 1996)
Éstos representan las diversas formas en que los motivos (tales como átomos en los cristales) pueden disponerse en el espacio en una distribución homogénea (es decir que cada motivo unitario soporta una relación similar con el resto del diagrama). Los grupos espaciales reflejan el tipo de red, la simetría del grupo puntual y la presencia de elementos de simetría traslacionales como los ejes tipo “tornillo” y “planos de deslizamiento”. Figura 22.

Una combinación de un eje de rotación y una traslación (t) paralela al eje se denomina eje tipo tornillo. Los ejes binarios, ternarios, cuaternarios y senarios pueden combinarse con una traslación de este tipo. Un eje de rotación primaria, combinado con una traslación, es equivalente a una sola



traslación. Estas operaciones de eje tornillo afectan a los motivos unitarios en tres dimensiones. Como en todo movimiento helicoidal, los ejes tipo tornillo pueden ser a *derechas* (en el sentido de las agujas del reloj) o a *izquierdas* (en el sentido contrario a las agujas del reloj). Los símbolos de los ejes de rotación (2, 3, 4 y 6) seguidos de un subíndice que representa la fracción de la traslación (t) inherente a la operación del eje tornillo (por ej.: 2_1 significa que la traslación correspondiente es $1/2t$; par enantiomórfico 3_1 a derechas y 3_2 a izquierdas, etc.). Los ejes tipo tornillo se dice que son *isogonales* con los ejes apropiados de rotación, es decir que los ejes tornillo 3_1 y 3_2 producen la rotación del motivo a través del mismo ángulo que el eje de rotación ternario (120° en ambos casos).

Además de la repetición de un motivo por una reflexión especular se puede engendrar un diagrama regular por una combinación de una reflexión especular y una traslación, denominada *plano de deslizamiento* o *reflexión con deslizamiento*. Una reflexión con deslizamiento da lugar a que un motivo unitario se refleje a través de un espejo y sea trasladado paralelamente al mismo. La dirección de deslizamiento se indica según los parámetros cristalográficos (a, b o c), cuando la componente de deslizamiento se desarrolla paralelamente a éstos, pero el deslizamiento también puede ser *diagonal* (n), cuando el deslizamiento es en dos direcciones axiales y paralelo a una tercera (por ej. $a/2+b/2$, $a/2 + c/2$ ó $b/2+c/2$), o en *diamante* (d) representándose como $a/4+b/4$, $b/4+c/4$ ó $a/4+b/4$.

En definitiva, la combinación de los elementos de simetría, con y sin traslación, pueden combinarse con las redes planas y así se obtienen los Grupos Espaciales que son 230 en total, los cuales tienen las siguientes características:

1. Son isogonales con uno de los 32 grupos puntuales: Los ejes de rotación y tornillo con la misma repetición rotacional tienen el mismo ángulo de rotación (por ej. 60° en una rotación senaria o un eje senario tipo tornillo).
2. Están basados en una de las 14 redes de Bravais que es compatible con el grupo puntual específico.

La designación de un grupo puntual específico consta de una serie de elementos de simetría, tal como $2/m\ 2/m\ 2/m$. Para cada uno de los elementos de simetría del grupo puntual específico existe un elemento del grupo espacial posible. Por ej., en lugar de un plano especular perpendicular al primer y segundo eje de rotación binario, existen en su lugar planos de deslizamiento que se simbolizan en la forma de $2/b\ 2/a\ 2/m$. El símbolo del grupo espacial viene además precedido de una letra que designa el tipo de la red general (P, A, B, C, I, F o R). El símbolo completo de un grupo espacial que es isogonal con $2/m\ 2/m\ 2/m$ sería $P\ 2_1/b\ 2_1/c\ 2_1/a$ y así sucesivamente.

Otros ejemplos: Sistema monoclinico, las distintas combinaciones binarias para formar los distintos grupos espaciales serían: $P2$, $P2_1$, Pm , $P2/m$, $P2_1/m$. (Martínez, 1985).



Guía de lectura N° 2 Capítulo 2. Morfología de los Cristales

Preguntas orientadoras

1. ¿De qué se trata la Morfología Cristalina?
2. ¿Cuántas y cuáles son las leyes de la Morfología Cristalina? ¿Qué comprendes de lo que cada una de ellas dice?
3. ¿Sabés que es un Ley Científica y para qué sirve? ¿Qué otro ejemplo de Ley conocés?
4. ¿Qué entiendes por simetría?
5. ¿Qué son las operaciones y elementos de simetría? ¿Cuáles son éstos? ¿Te acordás de algún ejemplo de la vida cotidiana que represente a estos elementos y operaciones de simetría?
6. ¿En base a qué clasificamos las formas cristalinas en Grupos y Sistemas Cristalinos?
7. ¿Para qué nos es útil reconocer y describir la simetría de un modelo cristalino?
8. ¿Qué es la notación de Herman Mauguin? ¿Cómo se define para cada Sistema Cristalino?
9. ¿Cómo se define Forma cristalina, qué tipos hay y qué partes la constituyen? ¿Cómo se clasifican según la cantidad de elementos de simetría que poseen?
10. ¿Qué es holoedría, meroedría y hemiedría?
11. ¿Cuántas clases de simetría existen y a partir de qué se definen?
12. ¿Cuántos grupos espaciales existen y a partir de qué se definen?

CAPÍTULO 3. LEY DE RACIONALIZACIÓN DE ÍNDICES

Esta ley fue establecida por René Haüy, y determina la relación o posición de las caras con respecto a los ejes cristalográficos expresados por números enteros, sencillo o cero.

La elección de tres ejes de referencias o coordinados (X, Y, Z) y de una de las caras se conoce como unidad fundamental y con ello se determina la orientación del cristal. Sólo con rayos X se puede medir con exactitud las dimensiones una celda unidad, en Armstrong ($1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm}$).

La intersección **relativa** de las caras sobre un cristal se define según si éstas cortan o son paralelas a sus ejes cristalográficos. Por

ej.: en el caso de un cristal isométrico, Figura 27, se observa que hay tres caras que cortan un solo eje, como hay otras tres que cortan dos ejes y una cara que corta a los tres ejes. La cara unidad generalmente es la mayor en el caso en que haya diversas caras que cortan los tres ejes y a sus valores positivos.

Así una cara se expresará con índices y símbolos cristalográficos que determinan la posición de cualquier cara o de la cara unidad o cara fundamental. Recordar que los parámetros indicados son valores estrictamente relativos y no indican longitudes de corte reales.

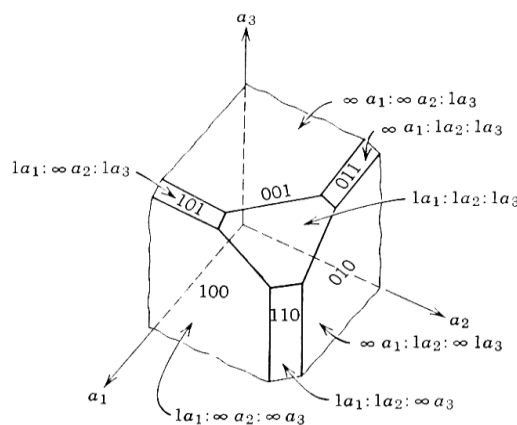


Figura 27. Intersecciones e índices de Miller en algunas caras de un cristal del sistema isométrico. (Klein & Hurlbut, 1996).

Cuando los parámetros se asignan a las caras de un cristal sin conocimiento de las dimensiones de la celda unitaria, una cara que corta a los tres ejes recibe la asignación arbitraria de los parámetros unitarios 1a; 1b; 1c. Es generalmente la mayor en el caso que haya diversas caras que cortan los tres ejes. (Klein & Hurlbut, 1996).

Se utilizaron muchos métodos de notación, para explicar la intersección de las caras cristalinas con los ejes cristalográficos este es conocido como Weiss, que parte de la relación parametral.

Sin embargo, más utilizado son los índices de Miller, que tiene más ventajas que los parámetros de Weiss. Los planos



crystalográficos se expresan por los *índices de Miller*.

3.1 ÍNDICES DE WEISS

Consideremos los parámetros de Weiss que son una forma de ubicar caras o puntos en un cristal con respecto a sus intersecciones con los ejes cristalográficos.

- Seleccionar un plano que no pase por el origen en (0,0,0)
- Determinar las interacciones del plano en base a los ejes x, y, z cristalográficos para un cubo unitario, estas interacciones pueden ser fraccionarias.

Por ejemplo la Figura 26, tomamos la cara cuyas intersecciones con los ejes es 1a, ∞b, ∞c. Dicha simbología es el Índice de Weiss.

3.2 ÍNDICES DE MILLER

Los índices de Miller de una cara consisten en una serie de números enteros deducidos de sus parámetros Weiss por la inversión. Los índices de una cara están dados de forma que los tres números se refieren a los ejes a, b y c, (y d para el sistema hexagonal) respectivamente y, por consiguiente, las letras que definen a los ejes se omiten, fracciones y comas. Para obtenerlo, a partir de las intersecciones (índices de Weiss), se debe:

- Primero construir los recíprocos de estas intersecciones.
- Despejar fracciones y determinar el conjunto más pequeño de números enteros que estén en la misma razón que las intersecciones.
- Esos números enteros son los índices de Miller de un plano

cristalográfico y se encierran entre paréntesis sin usar comas.

- La notación (hkl) se usa para indicar índices en sentido general, donde h, k, y l son los índices de Miller para un plano de un cristal de ejes x, y, z respectivamente.

Siguiendo el ejemplo de la Figura 26, la cara de intersección ∞a; 1b; ∞c. Los recíprocos serían:

$\frac{1}{\infty} \frac{1}{1} \frac{1}{\infty}$, resolviendo las fracciones, el índice de Miller resultante sería (010).

En resumen, los índices de Miller se caracterizan por:

- Las fracciones se convierten en enteros.
- Es una expresión simplificada de tres y cuatro números que son inversamente proporcionales con respecto a la distancia de corte, el menor índice corresponde a una mayor distancia.
- Si una cara es paralela a un eje, el índice de Miller es cero, si la corta se designa por uno.
- Cuando se desconocen las intersecciones exactas en número, se utiliza el símbolo general (hkl).
- En las caras que cortan los extremos negativos de los ejes, se sitúa una línea sobre el índice correspondiente.
- Si una cara corta a dos ejes y es paralela al otro eje, el símbolo sería (0kl), (h0l) y (hk0).
- Las caras se agrupan según conjuntos equivalentes por simetría; y se simboliza por {hkl}.
- Multiplicar o dividir los índices de Miller por una constante no tiene ningún efecto en la orientación del plano.

- Las comas sólo se utilizan en caso que los índices resultasen de más de un dígito.
- Índices de Miller son casi siempre pequeñas.

3.3 ÍNDICES DE MILLER-BRAVAIS

Para el caso de las formas del sistema hexagonal, los índices son 4, (hkil), siendo el índice *i* correspondiente al parámetro extra *d*.

Para obtener el mismo debe cumplirse que $h+k+i+l=0$. De esta fórmula despejamos *i*.

Zonas

En muchos cristales es apreciable su común disposición de un grupo de caras, en las que sus aristas son mutuamente paralelas. En conjunto, estas caras cuyas aristas son paralelas entre si se denominan zonas y la línea a través del centro del cristal, también paralela a dichas aristas, es el eje de zona. Una zona se puede simbolizar de manera similar a los índices de Miller. Su expresión general es [uvw]. ¿Cómo la identificamos? Tomando dos caras no paralelas, se multiplican sus índices de Miller repetidos dos veces, de manera cruzada y se sustraen entre sí, como se muestra en la Figura 28.

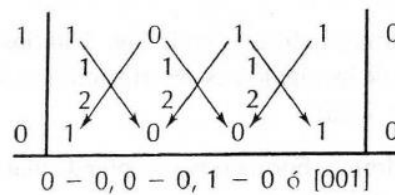


Figura 28. Obtención del Índice de Miller del eje de la zona definida entre (110) y (010).

Guía de Lectura 3 Capítulo 3. Racionalización de Índices

Preguntas orientadoras

1. ¿Qué dice la Ley de Racionalización de Índices?
2. ¿Qué son los índices y para qué nos sirve determinarlos?
3. ¿Cuántos tipos de índices hay? ¿Cuáles son y cómo se determinan para cada sistema?

CAPÍTULO 4. LEY DE LA CONSTANCIA DE LOS ÁNGULOS DIEDROS

En el año 1669 Steno establece que los ángulos de caras equivalentes de la misma sustancia son constantes (deducido de la observación, midiendo los ángulos entre dos caras consecutivas). Un siglo más tarde la *Ley de Steno* o *Ley de Constancia de Ángulos*, nos dice que:



“En los cristales de igual especie cristalina, tamaño y distancias que se encuentran las caras puede ser distinta pero que los ángulos diedros que forman caras homologas son iguales”.



Entendiendo como homologas a la posición de caras en el espacio bajo las mismas

propiedades físicas y químicas. A igual distancia le corresponde igual morfología, se traduce de la constancia de los ángulos. Por lo tanto, el estudio de la simetría y medida de los ángulos que forman entre sí las caras de un cristal es importante, ya que determina el tipo de mineral o sustancia química a que dicho mineral pertenece.

4.1 ¿QUÉ SON LOS ÁNGULOS DIEDROS? ¿CÓMO SE MIDEN?

Un ángulo diedro es el ángulo formado por dos planos que se cortan. El ángulo diedro se corresponde con el espacio que limitan ambos planos, llamados caras, unidos en una recta de intersección, llamada arista. A diferencia de un ángulo común, el cual está formado por dos semirectas, llamadas lados, unidas en un vértice. (Morelli, 2012).
Figura 29.

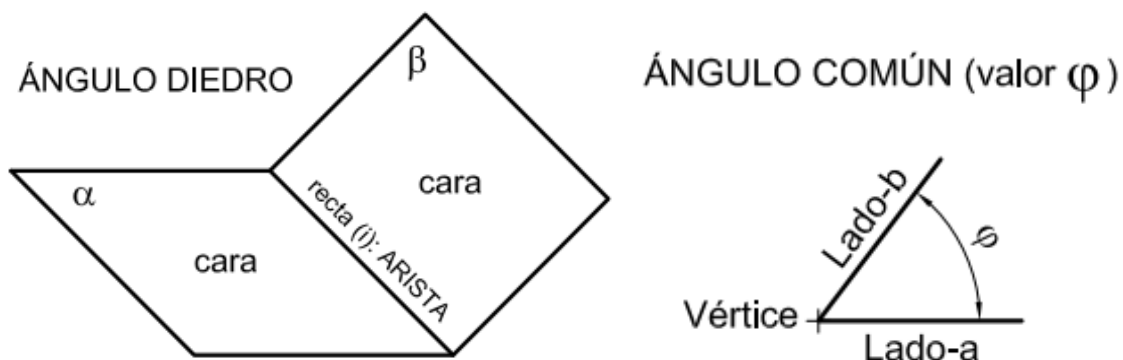


Figura 29. Representación de un ángulo diedro y de un ángulo común.

La goniometría se conoce a la ciencia y técnica de la medición de ángulos. Históricamente, el método de goniometría de cristales, junto con los principios del análisis químico, eran los primeros métodos

de estudio precisos de sustancias cristalinas (Ovejero, 2015).

La medición de los ángulos formados entre las caras cristalinas caracteriza un cristal y

deben medirse cuidadosamente (Klein & Hurlbut, 1996).

La medición de ángulos diedros se realiza con goniómetros de reflexión y de contacto. Con estos instrumentales se miden los ángulos complementarios, es decir los ángulos que forman las perpendiculares de las caras y recibe el nombre de ángulo polar. El instrumento de medición se conoce como goniómetro y su elección va a depender de: el tamaño del cristal; el número de sus caras y la precisión de la medida que pretendemos obtener. A continuación, se describen los instrumentos en orden de mayor a menor precisión.

Goniómetro de reflexión

Se basa en la determinación de las coordenadas de las caras del cristal. El cristal se fija en el cruce de dos ejes perpendiculares giratorios. Estos ejes, perpendiculares uno respecto a otro, tienen dos discos con escalas para facilitar la lectura de las coordenadas. El eje c del cristal se ajusta para coincidir con uno de los ejes giratorios del goniómetro. Luego el cristal se gira por dos ejes, apuntándose las posiciones cuando sus facetas producen reflejos al tubo ocular del equipo. A partir de las coordenadas de las facetas obtenidas se calculan los símbolos (hkl) de todos los tipos de formas que posee el cristal de estudio. Figura 30.



Figura 30. Goniómetro de reflexión (Quiñones Monteverde, 2014).

Una variedad de éste es el goniómetro de reflexión de doble círculo, con el cual el cristal se gira en dos ejes. Figura 31.

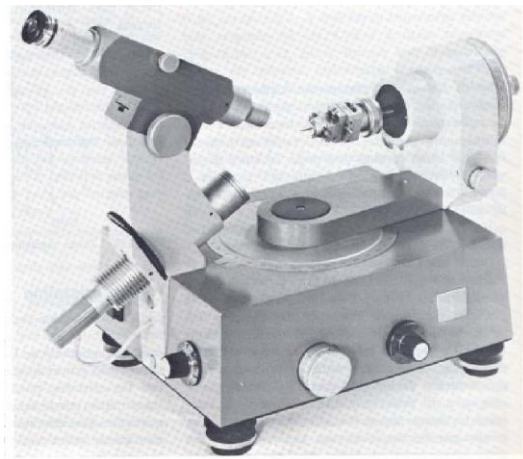


Figura 31. Goniómetro de reflexión de doble círculo (Klein & Hurlbut, 1996).

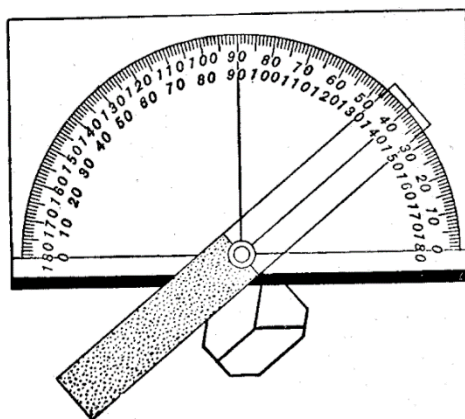
Goniómetro de contacto

Es un modo sencillo y se utiliza para medir ángulos entre caras de cristales de tamaño grandes, la medida obtenida es menos precisa que el goniómetro de reflexión. Para medir es imperativo que el plano determinado por los dos brazos del goniómetro esté exactamente en ángulo recto con la arista entre las caras a medir.

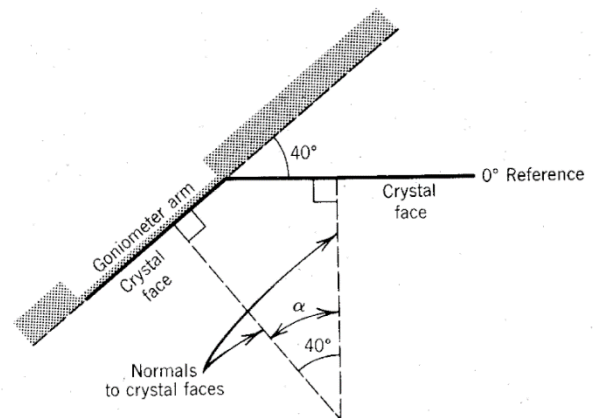
¿Para qué nos sirven entonces los ángulos diedros?

La medición de ángulos es de aplicación en la proyección en cristalografía, para representar gráficamente las caras de los cristales y poder determinar la medida directa de los ángulos cristalinos, ya que mantiene su verdadera magnitud tras la proyección (Ovejero, 2015).

Recordando que el que se registra es el ángulo interno. Figura 32.



(a)



(b)

Figura 32. Goniómetro de contacto y esquema del ángulo interno, el cual se debe registrar como ángulo diedro (Klein & Hurlbut, 1996).

Ejemplos de medidas de ángulos diedros (Ovejero, 2015):

- El ángulo entre dos caras contiguas del cubo es de 90°
- El ángulo entre dos caras contiguas del octaedro es de $70^\circ 32'$ minutos.
- El ángulo entre dos caras contiguas del dodecaedro es de 60° .
- El ángulo entre la cara (100) del cubo y la (111) de un octaedro es $54^\circ 44'$.
- El ángulo entre la cara (100) del cubo y la (110) de un dodecaedro es de 45° .
- El ángulo entre la cara (111) de un octaedro y la (110) de dodecaedro es de $35^\circ 16'$.



4.2 PROYECCIONES CRISTALINAS

Una proyección de un cristal es un medio de representar un cristal tridimensional en una superficie plana bidimensional. Las proyecciones en cristalografía permiten conocer la simetría del cristal y la clase cristalina. Debido a que el tamaño y forma de las distintas caras de un cristal son accidentales del proceso de crecimiento, se desea reducir a un mínimo este aspecto en la proyección del cristal. Al mismo tiempo es importante realzar la relación angular entre las caras. Mediante este tipo de proyección situamos las caras de acuerdo con sus relaciones angulares y sin consideraciones de su forma o tamaño.

Proyección esférica

La proyección esférica es una proyección en tres dimensiones y las estereográficas que transfieren un objeto de tres dimensiones a una superficie de dos dimensiones (papel). La aplicación principal de una proyección es representar las caras (no su desarrollo) y el ángulo entre ellas.

La ejecución de la proyección se ha basado en una metodología a seguir:

1. Se da al cristal la orientación que corresponde a sus ejes cristalográficos y se

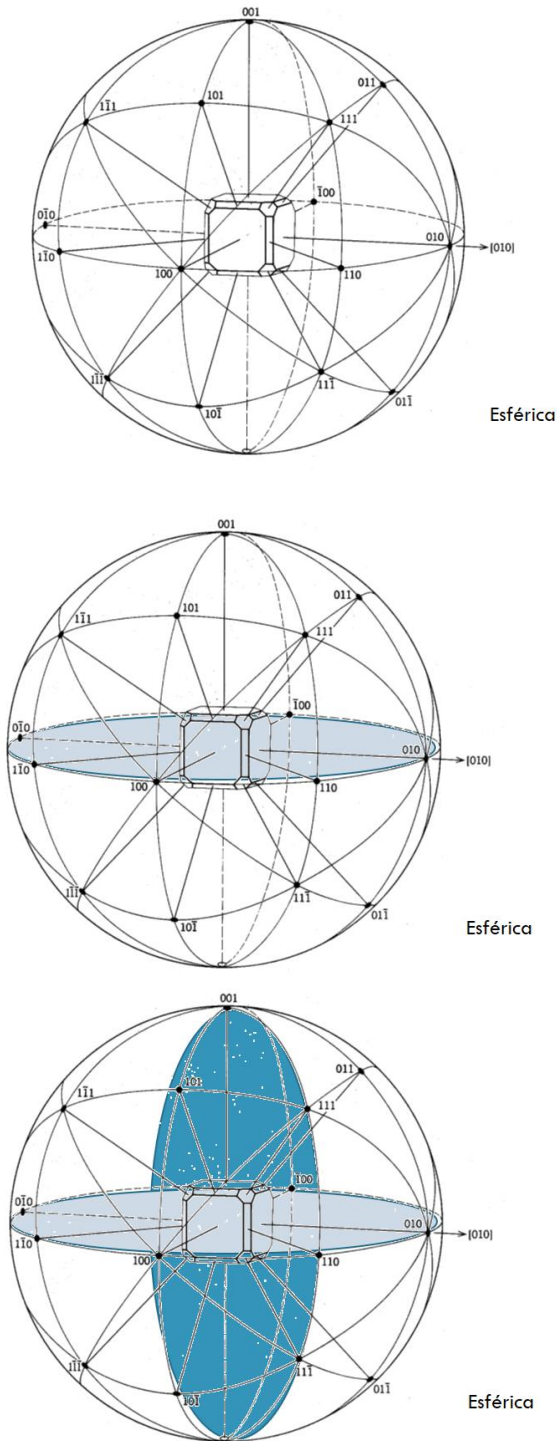
lo imagina inscrito en la esfera, donde el centro geométrico del cristal coincide con el centro de la esfera.

2. Se traza la perpendicular a la cara prolongando hasta la superficie de la esfera y queda representada la cara del cristal en un punto. El punto se le llama "polos de las caras", que es el punto de intersección entre la perpendicular y la esfera. El conjunto de todos los polos de un cristal se le denomina figura polar.

3. Los polos obtenidos en la mitad superior son unidos con el sur de la esfera también llamado punto de vista de la proyección. Los puntos de intersección de esas líneas de unión con el plano ecuatorial constituyen la proyección estereográfica.

4. La proyección de la mitad superior se señala con puntos y los de la mitad inferior con círculos.

5. La proyección de un cristal en la proyección esférica, los polos y los círculos máximos se obtienen al interceptar las superficies de los cristales y los vectores normales a las caras con el hemisferio norte o superior de la esfera.



Proyección estereográfica

Para obtener la proyección estereográfica ubicamos el punto de vista en el hemisferio sur o inferior con el ojo puesto en el polo sur, se observan los polos de las caras cristalinas situadas en el hemisferio norte de la proyección esférica. Figura 34.

La proyección estereográfica es la mitad de la proyección esférica llevada a un plano ecuatorial de la esfera y el círculo primitivo (que limita a la proyección. Las intersecciones de las visuales con el plano ecuatorial obtendrían los polos correspondientes en la proyección estereográfica.

Para ello trazamos líneas desde el polo sur a los polos de las caras en el hemisferio norte, o poniendo el ojo en el polo sur. Los polos correspondientes en la proyección estereográfica se sitúan en los puntos donde estas líneas cortan al plano ecuatorial (plano sombreado) o círculo primitivo. Figura 35.

Figura 33. Representación estereográfica de una forma isométrica. La unión de los polos (caras) nos marca los círculos máximos, indicados en azul oscuro (Meridiano, N-S) y celeste (Ecuador, E-W).

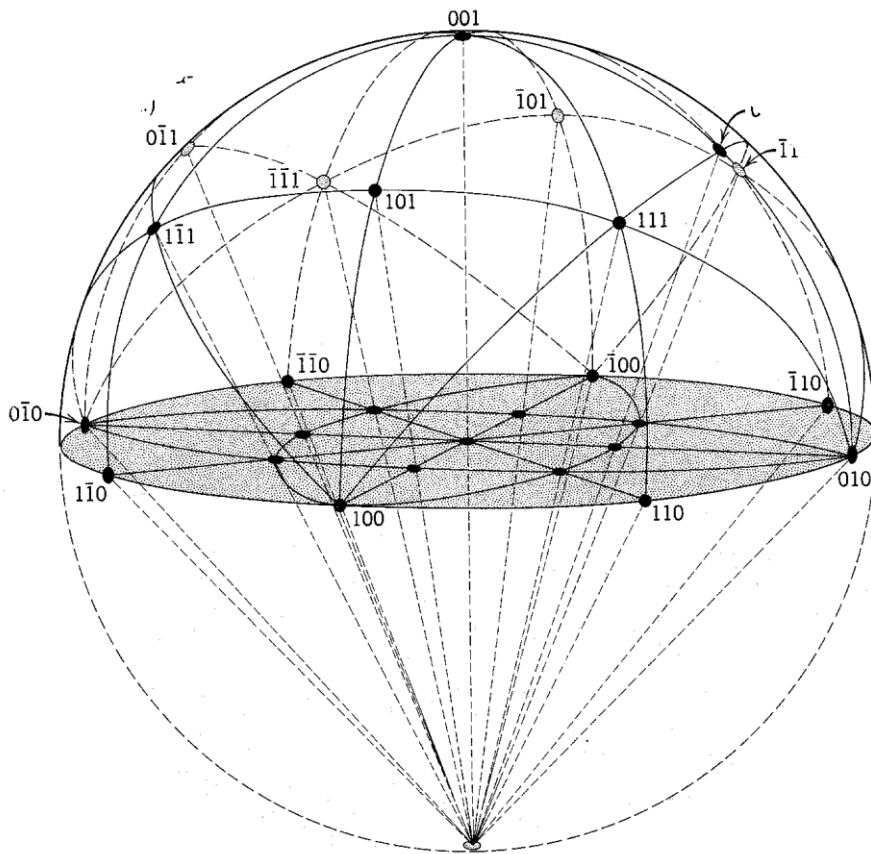


Figura 34. Relación entre la proyección esférica y la estereográfica, según Wahlstrom en (Klein & Hurlbut, 1996).

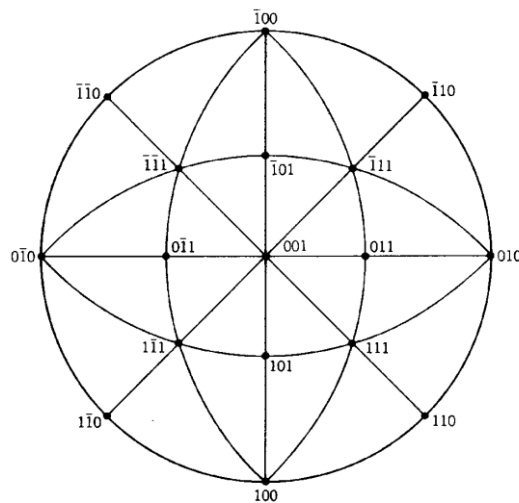


Figura 35. Proyección estereográfica de las caras de una forma isométrica (Klein & Hurlbut, 1996).

La posición de cada polo y por tanto sus relaciones angulares pueden fijarse mediante sus coordenadas angulares en la esfera. Esto se lleva a cabo de manera

similar a la localización de puntos en la superficie terrestre por medio de la longitud o distancia polar (ϕ) y latitud o acimut (ρ).

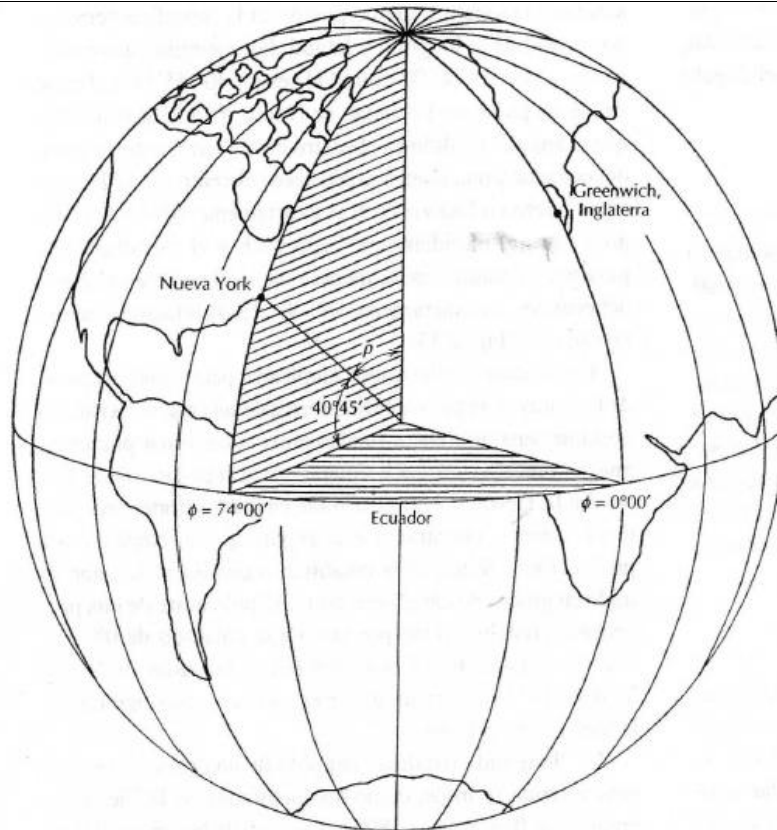


Figura 36. Representación de las coordenadas polares ϕ y ρ .

La latitud o distancia polar (ρ) es la distancia que hay desde un punto de la superficie terrestre al Ecuador, contada por los grados de su meridiano. La longitud o acimut (ϕ) es la distancia de un lugar respecto al primer meridiano, contada por grados en el Ecuador, es el que corresponde al plano cristalográfico frontal, es decir, el formado por los ejes y, z y el meridiano que corta a este en el plano horizontal. El meridiano origen se medirá en el sentido de las agujas

del reloj, será positivo y podrá variar 180° . Puede ser negativo en sentido contrario. Para determinar las distancias estereográficas en relación con los ángulos de la proyección esférica. Se puede observar una sección vertical a través de la proyección esférica de un cristal. Consideremos la cara (011): OD es la perpendicular a la cara (011) y D es el polo de esta cara en la proyección esférica.

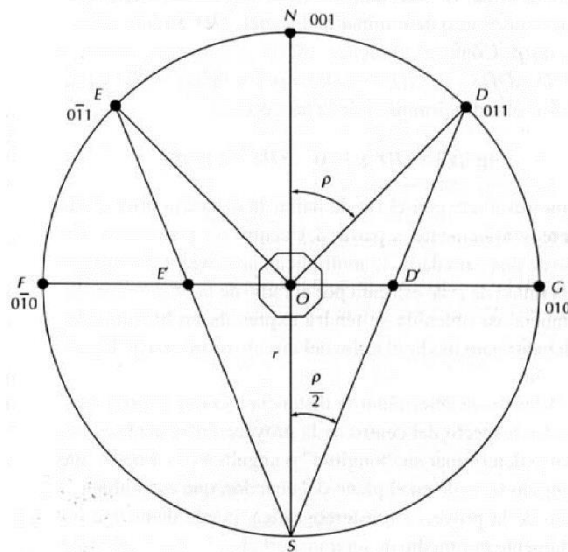


Figura 37. Sección de la esfera de proyección mostrando la relación de los polos esféricos a los estereográficos

La línea trazada desde el polo sur, SD corta la línea del plano del ecuador FG en el punto D, el polo estereográfico de (011). El ángulo NOD se conoce como ángulo D (ρ). Con el fin de situar D' directamente en la proyección estereográfica, es necesario determinar la distancia OD' en función del ángulo D. Como el triángulo SOD es isósceles, se puede deducir la tangente trigonométrica que es igual a la mitad de la distancia polar

$$\operatorname{tg} D/2 = OD'/r \text{ o } OD' = r \operatorname{tg} D/2$$

Así, con el fin de hallar la distancia proyectada estereográficamente partir del centro de proyección del polo de una cara dada, se multiplican las tangentes naturales de la mitad de D de esa cara por el radio de la proyección.

Además de determinar la distancia a la del polo, debe situarse respecto del centro de la

proyección por lo que es también necesario determinar su longitud o ángulo ϕ . Puesto que el ángulo se mide en el plano del ecuador, que es también el plano de la proyección estereográfica, puede deducirse directamente por medio de un transportador de ángulos.

Es necesario fijar primero la posición del meridiano cero situando un punto sobre el círculo primitivo que representará el polo de (010).

Con la arista del transportador a lo largo de esta línea y el punto central situado en el centro de la proyección, puede marcarse el ángulo ρ . Marcando la línea recta trazada desde el centro de la proyección pasando por este punto se encuentran todos los posibles polos de las caras que tienen el ángulo ρ especificado.

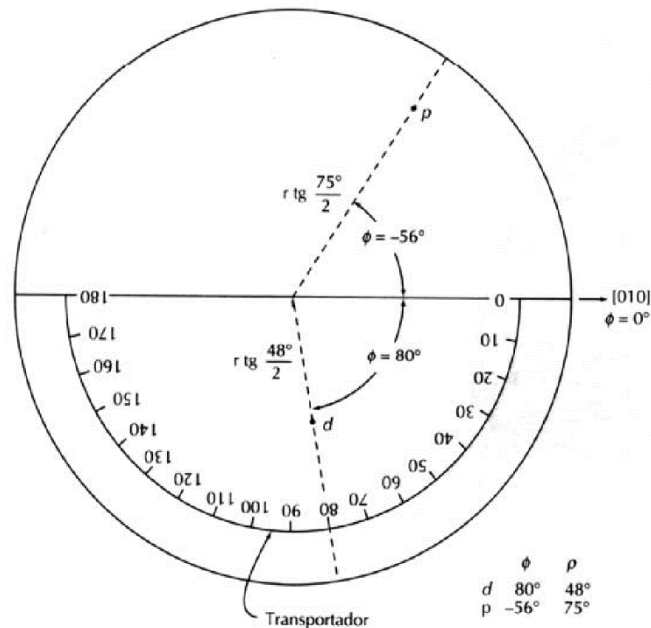


Figura 38. Determinación del ángulo ρ y ángulo ϕ .

Para los ángulos ϕ positivos se sitúan en sentido de las agujas del reloj a partir de (010); los negativos lo hacen en sentido opuesto.

4.3 PLANTILLA DE WULFF

La plantilla estereográfica se denomina también de Wulff, en honor de G.V. Wulff, cristalógrafo ruso (1863-1925) (Klein & Hurlbut, 1996). Es una hoja milimetrada, que

llevan impresas, círculos de cinco a diez centímetros de radio. Sobre estos, están proyectados meridianos y paralelos, distancias angulares de 1° a 2° . Figura 39.

En la plantilla, podemos situar cualquiera de las coordenadas polares, realizando la proyección esférica. Esto sin tener que utilizar ninguna fórmula.

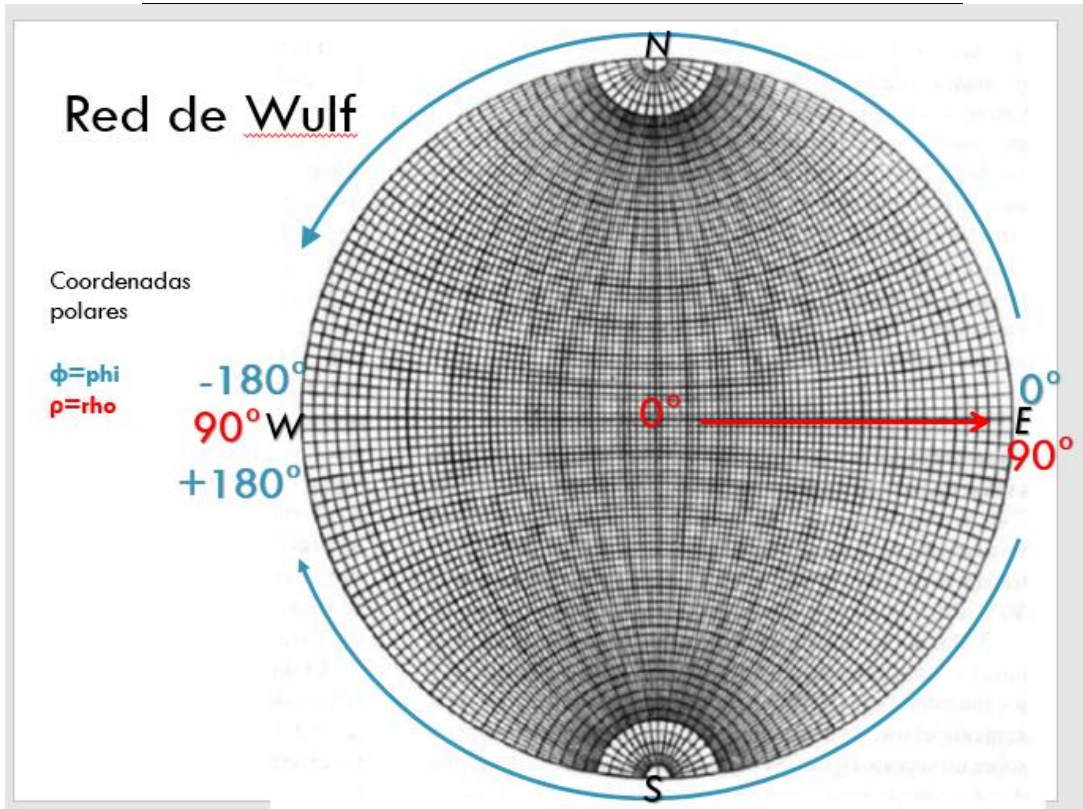


Figura 39. Proyección estereográfica.

Ejercitación estereográfica de la simetría y clase cristalina

Para representar la simetría en función de planos y ejes de simetría de las formas generales y que dan el nombre a la clase. El

Reglas básicas:

- Una circunferencia primitiva de la proyección indica un plano horizontal. Figura 40.

estereograma de un cristal (a, b) presenta un plano de simetría horizontal en ángulo recto con cada uno de los ejes binarios de rotación y los cuatro ejes ternarios de inversión rotatoria.

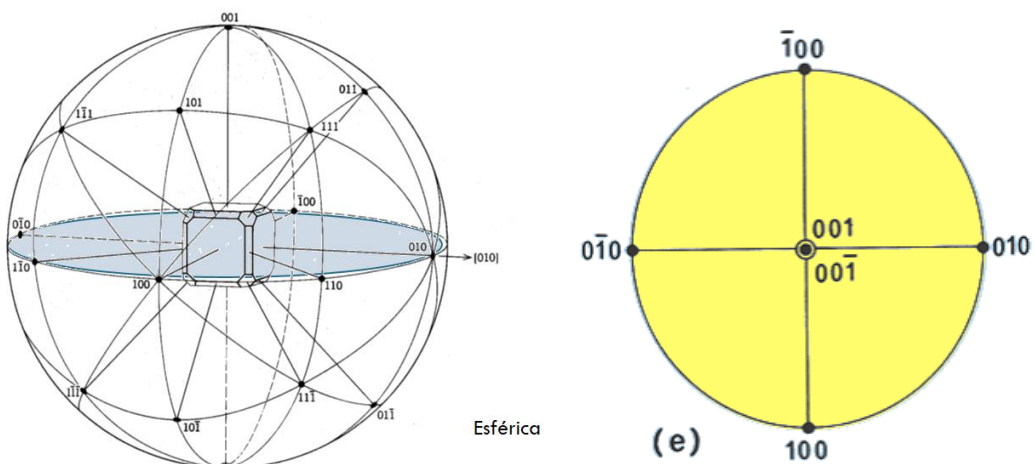


Figura 40

- Una circunferencia a trazos indica la falta de este elemento de simetría. Figura 41.

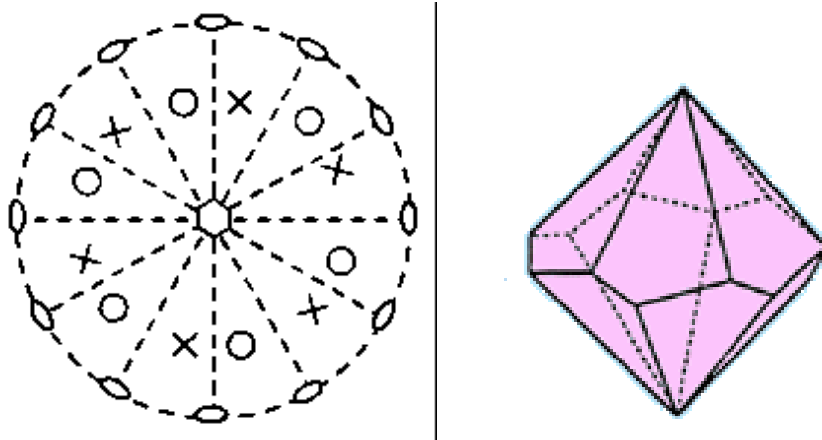


Figura 41

- Una línea continua que represente un círculo máximo (vertical u otro cualquiera) indica un plano de simetría. Figura 42.

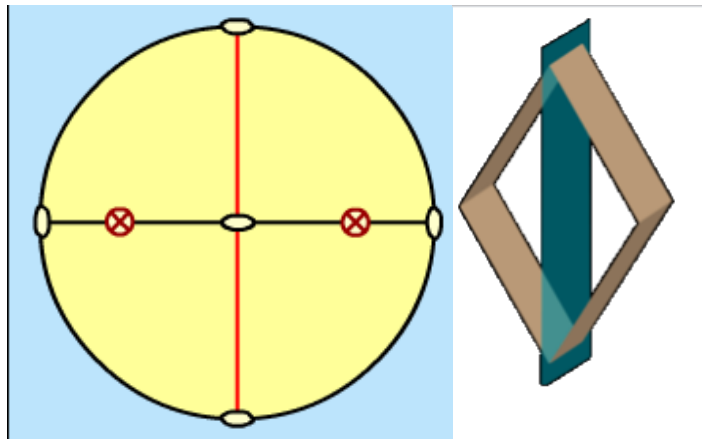


Figura 42

- Líneas rectas a trazos indican la posición de los ejes cristalinicos o ejes de simetría. Figura 43.

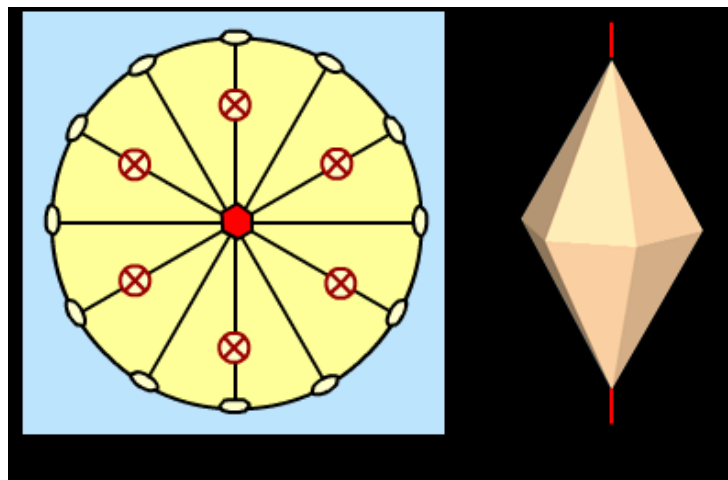


Figura 43

- Los ejes cristalográficos se indican por a, b o c, mientras que los ejes de simetría se denotan por los símbolos siguientes situados en los extremos de estas líneas ▲ - eje ternario, ■ - eje cuaternario, etc. Figura 43.
- Los ejes de inversión rotatoria se indican con símbolos en blanco. Figura 44.

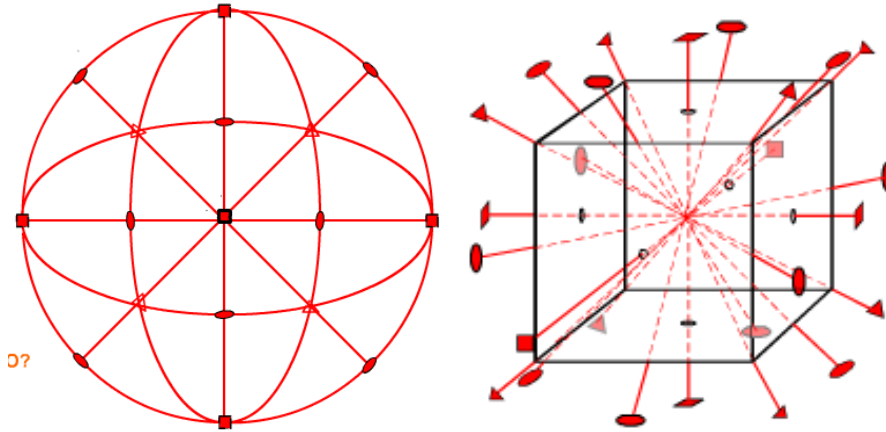


Figura 44

- Dos caras superpuestas por un círculo y un punto (o cruz) adentro. Figura 45.

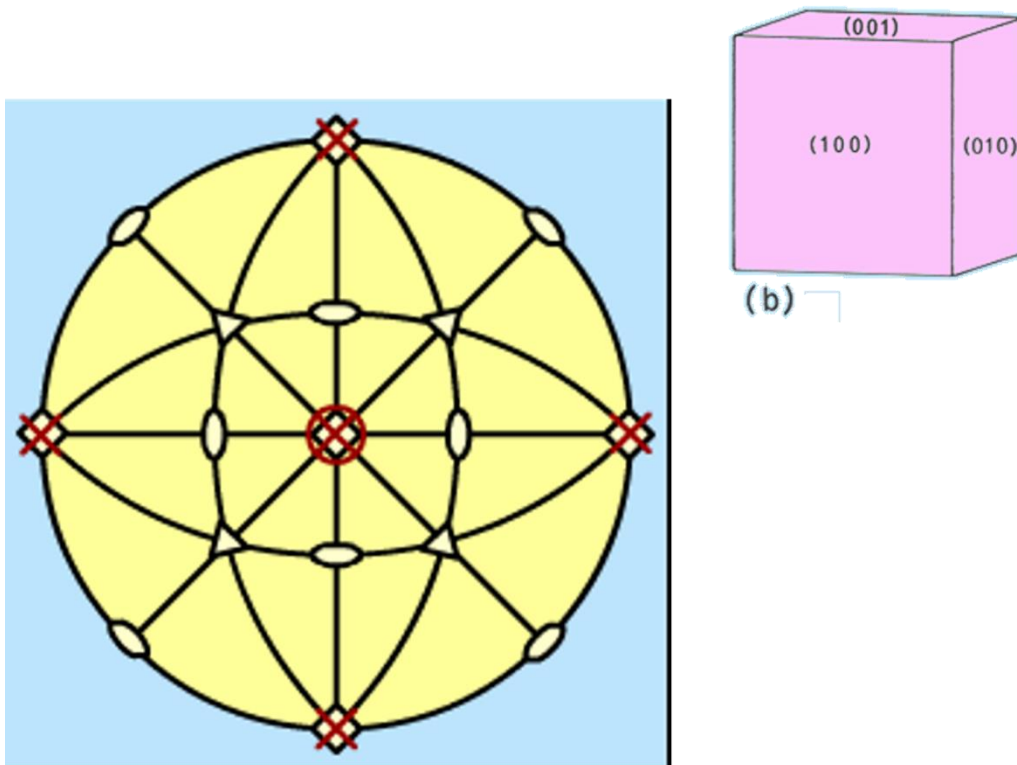


Figura 45

En el siguiente video se puede observar cómo se proyectan distintas formas, de manera interactiva [Stereographic Projection: Animation Test. https://www.youtube.com/@doppelplusnarf](https://www.youtube.com/@doppelplusnarf)

Procedimiento de Resolución práctica para la obtención de ángulos, planos:

Se perfora con una chinche el centro de la plantilla estereográfica actuará de pivote alrededor del cual puede girar una hoja de papel transparente. La figura 39 muestra esta superposición de una hoja transparente sobre la plantilla estereográfica. Se traza el círculo exterior (primitivo) sobre la cubierta y se marcan las direcciones E-O y N-S. El extremo oriental de la línea E-O se marcará con $\phi = 0^\circ$; el extremo meridional de la N-S se marcará con $\phi = 90^\circ$ y el extremo septentrional de la misma línea con $\phi = -$

90° . De este modo, los ángulos ϕ pueden representarse directamente a lo largo del círculo primitivo en el sentido de las agujas del reloj (+) o en el sentido contrario (-).

Cualquier cara que se proyecta sobre el centro de la proyección (en la posición de la chinche es igual a 0°). Cualquier cara que se encuentre sobre el perímetro exterior del círculo primitivo tiene un ángulo $D=90^\circ$. Por tanto, cualquier ángulo entre 0° y 90° viene representado hacia fuera desde el centro de la proyección (alejándose de la posición de la chinche) a lo largo de las direcciones E-O o N-S.

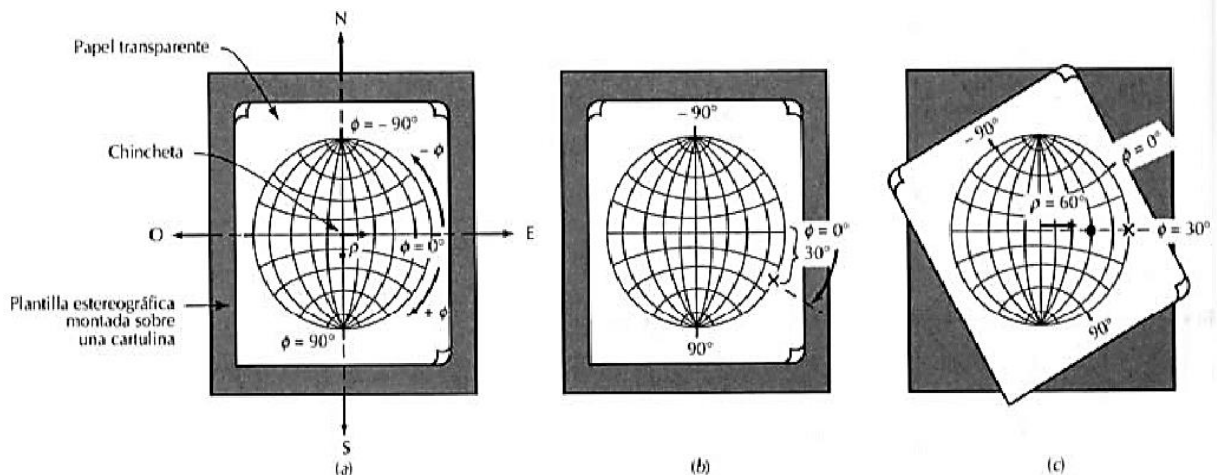


Figura 46. Ilustración del uso de la plantilla estereográfica

Ejercicios de ejercitación empleando la red de Wulff

En vez de medir los ángulos ϕ y ρ , se mide usualmente ángulos interfaciales. Como se dijo anteriormente, primero calculamos el acimut (ϕ) y luego la distancia polar (ρ). La localización del polo

ϕ sobre la circunferencia, girando la hoja de papel transparente con las líneas E-O de referencia al origen de referencia tomado con el eje b (010). El ángulo ρ se representa directamente usando la graduación disponible sobre la plantilla estereográfica subyacente.

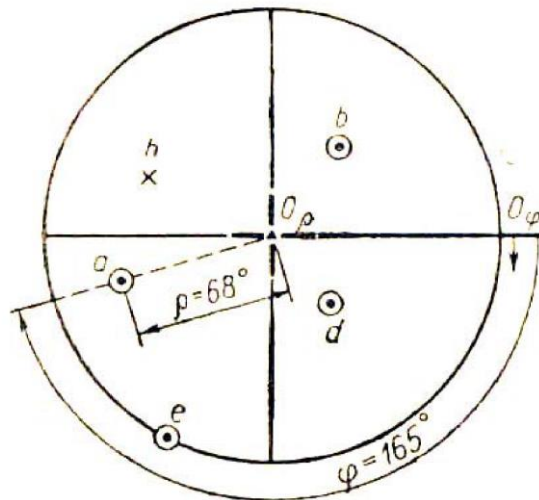


Figura 47. Ilustración del uso de la plantilla estereográfica: Proyecciones estereográficas de las caras a ($\varphi=165^\circ$, $\rho=68^\circ$), b (309°, 55°), d (51°, 37°), e (122°, 90°) y h (205°, 124°).

Guía de Lectura 4 Capítulo 4. Ley de la Constancia de los Ángulos Diedros

Preguntas orientadoras

1. ¿Qué es un ángulo diedro?
2. ¿Qué dice la ley de constancia de los ángulos diedros? ¿Con qué otro nombre se conoce y por qué?
3. ¿Cómo se demostró empíricamente?
4. ¿Qué instrumento se emplea para medir los ángulos diedros? ¿Cuántos tipos hay y qué diferencia hay entre ellos?
5. ¿Qué utilidad tiene medir los ángulos diedros de un cristal?
6. ¿Qué es una proyección cristalina? ¿Cuántos tipos hay y cuáles son?
7. ¿Qué es una proyección estereográfica? ¿Qué se puede representar en la misma?
8. ¿Qué son las coordenadas polares? ¿Cómo se ubican los polos en un estereograma, según éstas?

BIBLIOGRAFÍA CRISTALOGRAFÍA

Asociación Argentina de Cristalografía. (2019). Taller de Capacitación Docente sobre Cristalografía y crecimiento de cristales Edición 2019-Parte 2 Crecimiento de cristales.

MÓDULO

Barthelmy, D. (2014). *Mineralogy Database. Dana Classification*. Obtenido de <http://webmineral.com/danaclass.shtml#.XboK51VKjcc>

Barthelmy, D. (2014). *Mineralogy Database. Nickel-Strunz Classification*. Obtenido de <http://webmineral.com/strunz.shtml#.XboLMFVKjcc>



- González, A. (2012). *Historia de la Mineralogía*. Recuperado el 2017, de ACADEMIA: <https://www.academia.edu>
- Grezel, M. (2014). *Cristalografía, el arma secreta de la ciencia*. (M. Hogenboom, Entrevistador) BBC. Obtenido de https://www.bbc.com/mundo/noticias/2014/01/131231_enero_cristalografia_100_aniversario_np
- Klein, C., & Hurlbut, C. (1996). *Manual de Mineralogía (Basado en la obra de J. Dana)* (4ta ed.).
- Lavandaio, E. (2008). *Conozcamos más sobre minería*. SEGEMAR.
- M.K. de Brodtkorb, S. Lagorio, C. Latorre, P. Leal, T. Montenegro, O. Morello, N. Pezzutti, S. Tourn, M.E. Vattuone. (2015). *Compendio de las Especies Minerales de la República Argentina*. Asociación Mineralógica Argentina-Fundación EMPREMIN.
- Marco Pascual, C. (2011). *Open Course Ware Universidad de Oviedo*. Obtenido de <http://ocw.uniovi.es/course/view.php?id=94>
- Morelli, R. D. (2012). *Ficha apunte de clase Tema: Ángulo Diedro, Aplicación de cambio de plano para la determinación de su valor*. Obtenido de UNIVERSIDAD NACIONAL DE ROSARIO. Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Departamento de sistemas de representación: https://www.fceia.unr.edu.ar/dibujo/Angulo_diedro.pdf
- Núñez, T. (03 de marzo de 2017). *GTOOLS*. Obtenido de Fuerzas e Interacciones - Dinámica Básica: <https://www.electrontools.com/Home/WP/2017/03/03/fuerza-e-interacciones/>
- Ovejero, A. I. (2015). *Mineralogía I Cuaderno Docente 2015*. Universidad Nacional de Catamarca.
- Quiñones Monteverde, C. (2014). *Slideshare*. Obtenido de <https://es.slideshare.net/MarcoAntonio235/3-medicin-de-los-cristales>
- Ramírez, A. N. (2010). *Apuntes de Mineralogía-Módulo I: Cristalografía*. Universidad Nacional de San Luis.
- Rodríguez, N. A. (2010). *Clases de Simetría*. En N. A. Rodríguez, *Cristalografía - Módulo 1*.
- SEGEMAR. (2014). *segemar-intemin-bibliotecaagro*. Obtenido de <http://segemar-intemin-bibliotecaagro.blogspot.com>
- Strickland, P. (2014). *Cristalografía, el arma secreta de la ciencia*. (M. Hogenboom, Entrevistador) BBC. Obtenido de https://www.bbc.com/mundo/noticias/2014/01/131231_enero_cristalografia_100_aniversario_np
- Strunz, H., & Nickel, E. (2001). *Strunz Mineralogical Tables* (9na ed.).



MÓDULO MINERALOGÍA ÓPTICA

Contenido

CAPÍTULO 5. MINERALOGÍA ÓPTICA.....	3
5.1 LA LUZ A TRAVÉS DEL MINERAL	3
Repasemos algunos conceptos de Física Óptica	3
Luz Natural y Luz Polarizada Plana	5
5.2 EL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO	6
Partes del microscopio petrográfico	6
Trayectoria de los rayos en el microscopio (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).....	15
5.3 CRISTALES TRANSPARENTES Y OPACOS.....	17
5.4 CRISTALES ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS	18
5.5 FENÓMENO DE BIRREFRINGENCIA O DOBLE REFRACCIÓN	19
CAPÍTULO 6. ELIPSOIDES ÓPTICOS.....	22
6.1 LA INDICATRIZ ÓPTICA DE LOS MINERALES ISÓTROPAS.....	22
6.2 LA INDICATRIZ ÓPTICA DE LOS MINERALES ANISÓTROPAS.....	22
La indicatriz de un cristal uniáxico	22
La indicatriz en los cristales biáxicos.....	23
CAPÍTULO 7. ¿QUÉ OBSERVAMOS A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO?.....	25
7.1 OBSERVACIONES SIN ANALIZADOR O CON LUZ PARALELA (PPL)	25
Morfología.....	25
Clivaje	26
Partición y Fractura.....	28
Color	29
Pleocroísmo.....	29
Índice de Refracción	31
Relieve	33
Alteraciones	34
7.2 OBSERVACIÓN CON ANALIZADOR (PPX)	34
Isotropía o Anisotropía Óptica	34
Color de Interferencia o de Polarización	35
Extinción	40
Signo de elongación	43
Macla	45
_Toc129331262	
Otras Propiedades Observables bajo el microscopio	49
CAPÍTULO 8. OBSERVACIONES CONOSCÓPICAS.....	51



8.1 OBSERVACIÓN DE LA LUZ CONVERGENTE	51
Análisis del pasaje de las ondas Luminosas	51
Aplicaciones de las Figuras de Interferencia	52
8.1 CARÁCTER ÓPTICO	53
Figura de interferencia uniáxica.....	53
Figuras de interferencia Biáxicas.....	54
8.2 SIGNO ÓPTICO DE MINERALES	57
Laminas compensadoras.....	57
Determinación del signo óptico minerales uniáxicos	57
CAPÍTULO 9. ¿CÓMO ESTUDIAMOS LOS MINERALES OPACOS?	60
9.1 INTRODUCCIÓN	60
9.2 MICROSCOPIO CALCOGRÁFICO.....	60
Platina giratoria (1):	61
Objetivos (2):.....	61
Oculares (3):	61
Sistema de iluminación (4):	62
El reflector (5):	62
Polarizador (6) y Analizador (7):.....	64
9.3 ÓPTICA DE LOS MINERALES OPACOS	64
Absorción	64
Reflexión de la luz natural y de la luz polarizada	65
Birreflexión	66
9.4 PREPARACIÓN DE MUESTRAS CALCOGRÁFICAS	67
Corte con sierra	67
Inclusión con resinas (montaje y embutido)	68
Pulido	68
9.5 ESTUDIO DE LOS MINERALES OPACOS.....	69
Propiedades observadas sin analizador	70
Propiedades observadas con analizador.....	77
9.6 TEXTURAS	80
9.7 ANEXO FICHA GUÍA DE MINERALES Y RECONOCIMIENTO POR FICHAS DE COLORES	81
BIBLIOGRAFÍA MÓDULO MINERALOGÍA ÓPTICA	81

CAPÍTULO 5. MINERALOGÍA ÓPTICA

5.1 LA LUZ A TRAVÉS DEL MINERAL

Este capítulo comprende el análisis de la trayectoria de la luz polarizada en distintos medios minerales y su instrumental de trabajo.

El estudio de las propiedades físicas que presentan los minerales cuando son analizados ya sea con un microscopio petrográfico, de luz polarizada transmitida, como con un microscopio calcográfico, de luz polarizada reflejada, es de gran importancia en el estudio de minerales y rocas, según se describe a continuación.

Repasemos algunos conceptos de Física Óptica

En 1675 Newton propuso la teoría corpuscular en base a la propagación rectilínea de la luz y poco después, en 1678, Huygens sugirió su naturaleza ondulatoria. La luz es una forma de energía radiante, y aunque su naturaleza requiere complejas teorías físicas, todos los fenómenos relativos a la óptica mineral pueden ser correctamente explicados considerando exclusivamente su naturaleza ondulatoria, así, se considerará que la luz se propaga como consecuencia de una *vibración de partículas*.

En la figura siguiente muestra como a partir de un nivel de reposo se produce una progresiva vibración de partículas que como consecuencia originan *una onda que se propaga en dirección perpendicular a la de vibración*. Por tanto, el resultado de la vibración de partículas adyacentes es una

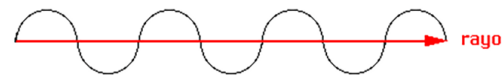
propagación de la onda resultante. Para la explicación de las propiedades ópticas de los cristales es importante tener siempre en cuenta que las direcciones de vibración y de propagación son perpendiculares.

Esto es estrictamente cierto para todos los medios isótropos, pero en determinadas condiciones de los anisótropos, el ángulo puede ser diferente de los 90 grados, sin embargo, se puede considerar que ambas ondas son siempre perpendiculares.

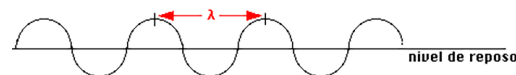
Onda: Es el movimiento sinusoidal causado por un grupo de partículas vibrando.



Rayo: Es el camino rectilíneo seguido por la onda (camino recorrido por la luz).



Longitud de onda: Es la distancia entre dos puntos en fase (siendo puntos en fase aquellos que encuentran vibrando de la misma manera, a igual distancia del nivel de reposo y moviéndose en la misma dirección).



Las ondas de diferente longitud de onda producen, cuando son recogidas por el ojo humano, sensaciones fisiológicas correspondientes a los diferentes colores. Estos valores son, aproximadamente los que se muestran en la Tabla 4. Valores de

longitudes de onda del espectro visible.

Tabla 4.

Tabla 4. Valores de longitudes de onda del espectro visible

Color	λ (Longitud de onda)	Unidades
violeta	410	milimicras
azul	480	milimicras
verde	530	milimicras
amarillo	580	milimicras
naranja	620	milimicras
rojo	710	milimicras

Dispersión: es el fenómeno por el cual un haz de luz blanca se separa en sus colores componentes al atravesar un medio de mayor índice de refracción (Figura 48). El grado de separación angular entre dos rayos luminosos de dos longitudes de onda diferentes depende de las diferencias entre los dos índices de refracción para esas longitudes de onda. La diferencia entre los índices en una sustancia para los rayos azul y rojo, se conoce como coeficiente de dispersión. Este coeficiente tiene un valor característico para cada material. (Chifir Rivera, 2010)

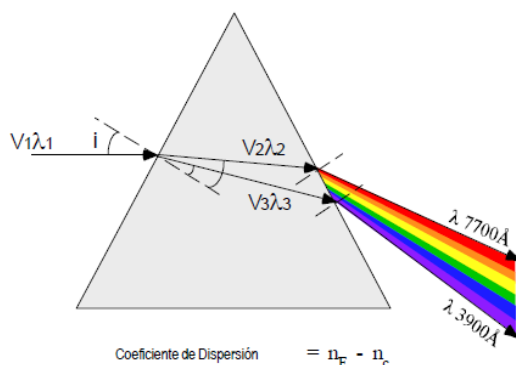


Figura 48. Dispersión de un rayo luminoso al atravesar un medio de índice de refracción mayor a uno (Chifir Rivera, 2010)

Frecuencia: Es el número de oscilaciones por segundo, siendo una oscilación la parte

de onda comprendida entre dos puntos en fase. La frecuencia regula la velocidad de propagación.

Velocidad de propagación: Es una característica del medio en que se propaga la luz y es medida por el índice de refracción (n) que representa la relación entre la velocidad de la luz en el vacío (c) y la del medio considerado. $n=c/v$ Por esta razón, el “ n ” de los minerales es siempre mayor de 1 (varían entre 1,43 y 3,22; siendo los valores más normales alrededor de 1,6). El índice de refracción del aire es considerado como 1. De lo anteriormente expuesto se desprende que la velocidad y el índice de refracción son valores inversos (a alta velocidad le corresponderá un índice pequeño y viceversa). En los medios anisótropos, como son la mayoría de los minerales, la velocidad (y por tanto el índice de refracción) varían con la dirección de vibración de la luz.

Absorción de la luz y color de Transmisión: Absorción luminosa es la pérdida de la intensidad de luz al pasar a través algún medio material. Esta pérdida se debe a que parte de la energía luminosa se transforma en calorífica durante el paso.

El grado de absorción de la luz depende considerablemente del espesor del material. El debilitamiento de la energía sigue la ley de Lambert:

$$I = I_0 \cdot e^{-4pkd/\lambda_0}$$

donde I es la intensidad de la luz a una distancia « d » de recorrido dentro del material desde la superficie de incidencia, I_0 es la intensidad inicial, k es el coeficiente de



absorción y λ_0 la longitud de onda de la luz en el vacío.

La absorción luminosa es más acentuada en algunos medios que en otros. Muchas sustancias poseen una absorción general para todas las longitudes de onda de la luz visible; otros muestran absorción selectiva o específica, donde determinados rangos de longitudes de onda son absorbidos más marcadamente. El vidrio azul de una ventana, por ejemplo, absorbe con preferencia las longitudes de onda rojas de la luz solar incidente, mientras que la luz azul del espectro solar es transmitida (color de transmisión).

En los cristales se dice que el color es idiocromático si se produce por una absorción selectiva del mismo mineral y alocromático si es el resultado de la absorción selectiva de la luz por pequeñas impurezas dispersas dentro del mineral. (Chifir Rivera, 2010).

Luz Natural y Luz Polarizada Plana

La *luz natural*, es la procedente del sol, vibra en cualquier momento en todas las direcciones del espacio (algo difícil de imaginar), posee pues infinitas direcciones de vibración y su eje coincide con el rayo.

Estas direcciones se pueden representar vibrando dentro de un plano perpendicular a la dirección de propagación. La luz

polarizada vibra en una sola dirección para cada momento, pero la dirección de vibración cambia con el tiempo. Figura 49.

Si consideramos que se trata de ondas planas, este movimiento implica habitualmente una vibración en todas las direcciones contenidas en un plano perpendicular a la dirección de propagación (Figura 50, izquierda); en este caso, la luz no está polarizada, y esto es lo que sucede cuando se transmite en cristales ópticamente isotropos (cúbicos). Sin embargo, cuando se trata de cristales anisotropos, las ondas se producen mediante una vibración a lo largo de una dirección constante, perpendicular al rayo considerado (Figura 50, derecha) y que, a lo largo de éste, define un plano que contiene la dirección de propagación; se dice, en este caso, que se trata de luz polarizada plana. Las consecuencias de la polarización de la luz son sumamente importantes para la identificación microscópica de los minerales.

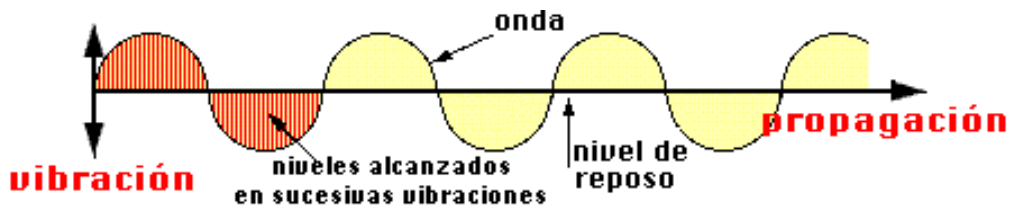


Figura 49. La luz natural, según la Teoría del Movimiento Ondulatorio.

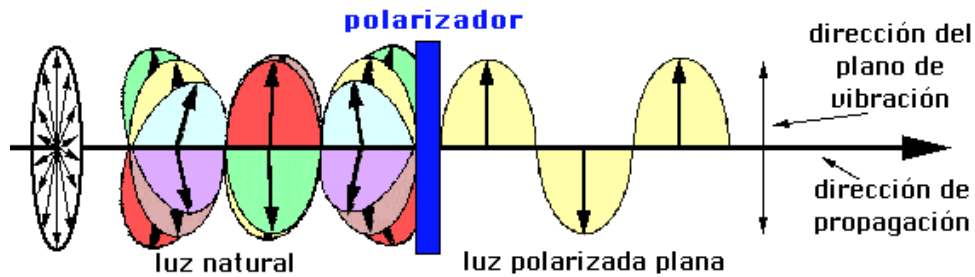


Figura 50. A la derecha, la luz no polarizada y a la izquierda, luz polarizada plana.

Teniendo bien presentes todos estos conceptos, estaremos preparados para comprender el funcionamiento del instrumento que empleamos para estudiar los minerales a escala microscópica: el microscopio petrográfico.

5.2 EL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO

Es un microscopio compuesto basado en la combinación de dos sistemas de lentes convergentes (ocular y objetivo). El objetivo forma una imagen real del objeto estudiado situada a menor distancia del ocular que la distancia focal de éste, de manera que el ocular forma una imagen virtual, aún más aumentada, en una posición por debajo de la platina del microscopio (Gil-Crespo, 2021).

Cuando el condensador no está incorporado los rayos recorren todos caminos paralelos y se habla de *iluminación ortoscópica*. Por el contrario, cuando el condensador se

encuentra incorporado *la iluminación es convergente y se la denomina conoscópica*.

El tamaño límite para que los minerales sean visibles en este microscopio es del orden de 10 micras. Por debajo de este límite la identificación de materiales se realiza por las técnicas submicroscópicas, tales como los microscopios electrónicos.

El microscopio petrográfico utiliza luz polarizada (producida por una lámina polaroide llamada polarizador), a este tipo de luz se le denomina PPL (luz polarizada plana), para determinadas propiedades se emplea una segunda lámina polaroide (llamada analizador), se representa como XPL (luz polarizada cruzada).

Partes del microscopio petrográfico

A continuación, se describen las partes y sus respectivas funciones de los dos tipos de microscopios que empleamos en la

cátedra: microscopio monocular Enosa y microscopio triocular Biotraza.

Sistema de iluminación

El sistema de iluminación está en la base de los microscopios (1 en Figura 50a y 50b). En los equipos más modestos se trata simplemente de una bombilla, mientras que en los microscopios de investigación la fuente de iluminación conlleva un complejo sistema de filtros y lentes.

La luz procedente de una bombilla pasa a través de un sistema de filtros que

concentran la luz en un haz de rayos paralelos. Un filtro anticalorífico evita que el calor se propague a través del microscopio. La correcta coloración se consigue por unos filtros cromáticos. Finalmente, mediante un espejo se conduce a los rayos en la dirección correcta (Figura 52).

La intensidad del haz luminoso se regula mediante un diafragma de tipo iris, llamada diafragma de campo luminoso, que se regula desde una perilla, situada a la parte inferior izquierda del microscopio.

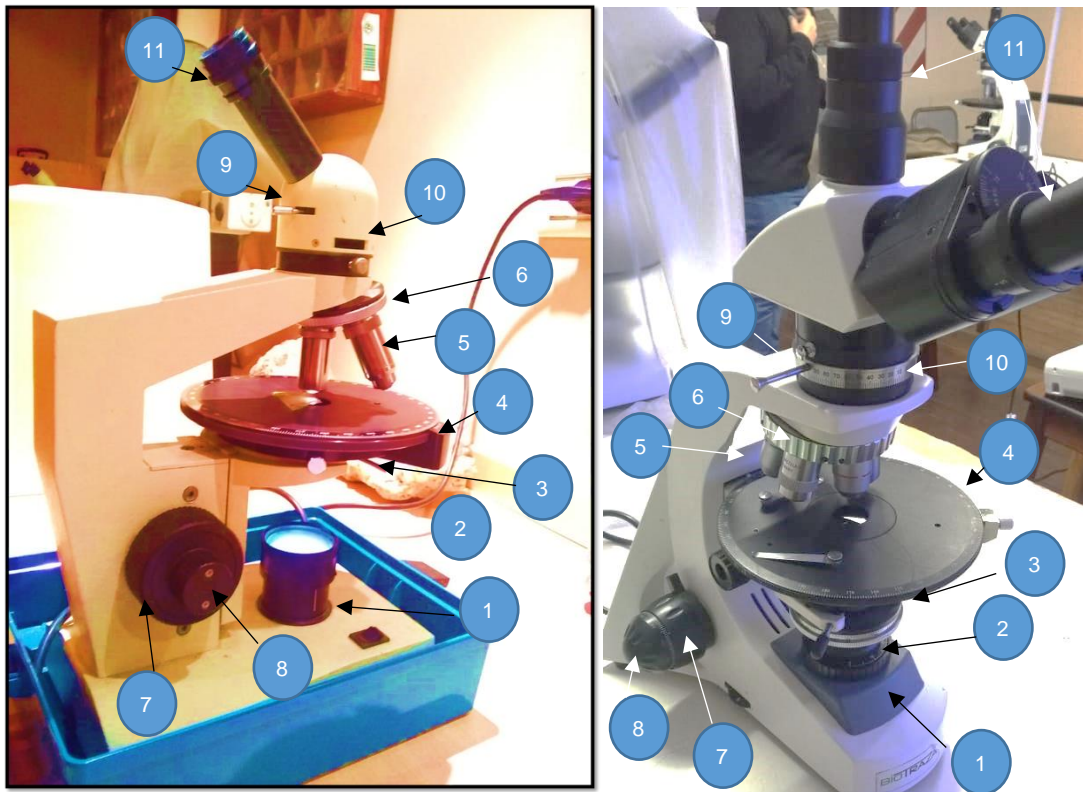


Figura 51. a. Microscopio monocular Enosa. b. Microscopio triocular Biotraza.

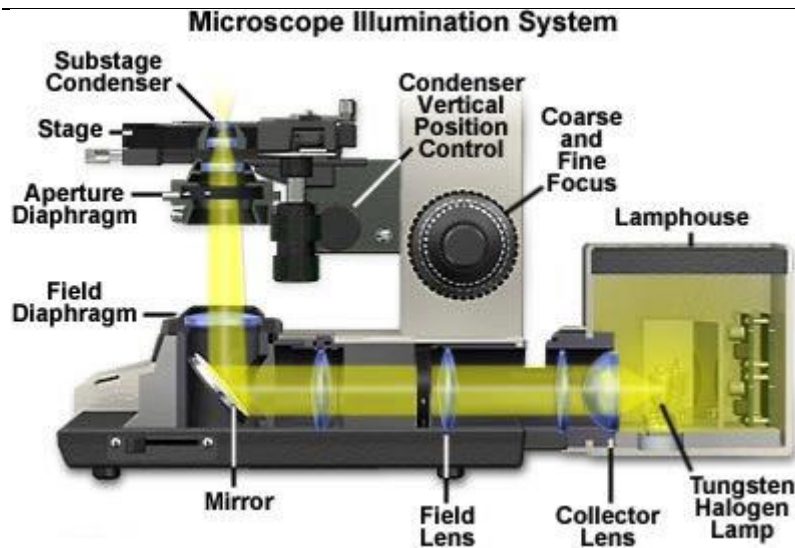


Figura 52. Sistema de iluminación de microscopios de investigación.

Polarizador

Se encuentra situado inmediatamente encima del sistema de iluminación y por debajo del condensador (2 en Figura 50a y 50b). Su función es convertir la luz que sale del sistema de iluminación en luz polarizada plana (Figura 50). En el microscopio petrográfico el polarizador está siempre incorporado en el camino de los rayos luminosos.

En los actuales microscopios el polarizador está constituido por una simple lámina polaroide, pero en los primitivos equipos la polarización se conseguía por un ingenioso sistema de prismas de calcita descrito por W. Nicol y conocido como nicoles.

Condensador

Se encuentra situado entre el polarizador y la platina (3 en Figura 50a y 50b). En su parte superior tiene una lente frontal removible que puede ser intercalada o no en el camino de los rayos luminosos. Cuando esta lente se encuentra retirada de la marcha de los rayos luminosos, estos salen recorriendo caminos paralelos y se habla de iluminación ortoscópica. Cuando la lente se encuentra incorporada, los rayos convergen en el plano de la preparación microscópica y a esta iluminación se le denomina conoscópica (Figura 50). Un diafragma iris, conocido como diafragma de apertura, permite regular la intensidad del haz luminoso (Figura 54).

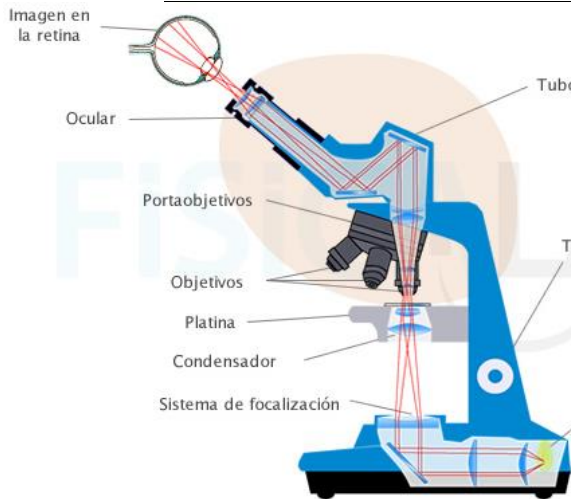


Figura 53. Trayectoria de la luz con el condensador incorporado

Platina

Sirve como soporte para las preparaciones microscópicas, o láminas delgadas, que van a ser estudiadas (4 en Figura 50a y 50b). Puede estar dotada de un carro para sujetar las láminas (Figura 55) y frecuentemente dispone de unos tornillos para desplazarlas gradualmente (Figura 56).



Figura 54. Diafragma de apertura.

En el microscopio petrográfico la platina es circular y rota sobre su punto central. Su borde está graduado con una escala en grados sexagesimales, de 0° a 360°, subdividida en el orden de 1°, y dispone de un nonio fijo para medir ángulos con precisión. Figura 56.



Figura 55. Platina graduada con carro y tornillos para sostén y movimiento de la muestra.



Figura 56. Platina graduada sólo con los tornillos para sostén y ajuste de la muestra.

Objetivos

Son unas lentes diseñadas para ampliar la imagen de los objetos situados en la platina del microscopio (5 en Figura 50a y 50b). La imagen real (e invertida) que forman se amplía con el sistema óptico del ocular. Figuras 56 y 57.

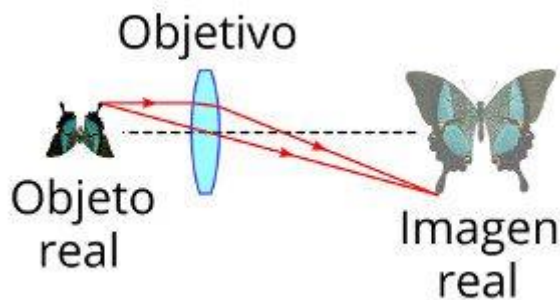


Figura 57. Efecto óptico del objetivo.



Figura 58. Interior del objetivo

<https://www.mundomicroscopio.com/objetivo/>

Normalmente se usa una combinación de cuatro (x4, x10, x25, x50) o cinco objetivos (x 2,5, x5, x10, x25, x50). Al multiplicar este aumento con el aumento aportado por el ocular se obtiene el aumento total del microscopio.

El otro parámetro importante es la apertura numérica. Este parámetro se puede entender como el tamaño del cono a través del cual llega luz al objetivo. Es decir, los objetivos con una apertura numérica baja tienen un cono de entrada de luz más pequeño que los objetivos con una apertura numérica alta. La resolución de un objetivo depende de la longitud de onda de la luz y de la apertura numérica del objetivo. La relación exacta entre estos parámetros es la siguiente:

$$\text{Resolución} = \frac{\text{Longitud de onda}}{2 \cdot \text{apertura numérica}}$$

Aplicando esta fórmula se puede deducir que mediante un objetivo de alta apertura numérica se pueden apreciar más detalles que con un objetivo de baja apertura numérica. Figura 59.

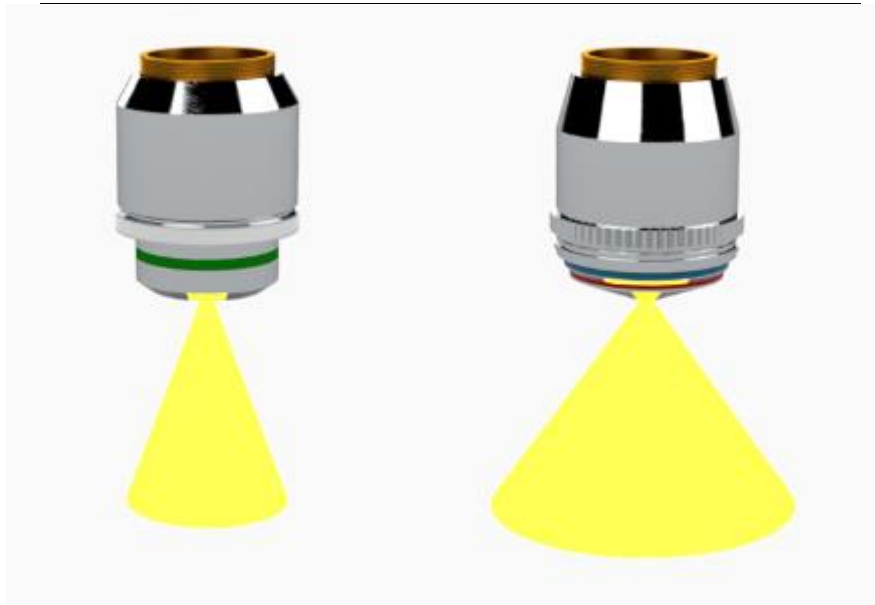


Figura 59. A la izquierda, objetivo de baja apertura numérica y a la derecha, objetivo de alta apertura numérica.

Existen dos tipos básicos de objetivos: los objetivos secos y los objetivos de inmersión. Estos dos tipos de objetivos se diferencian en función del medio situado entre la muestra y la lente del objetivo. En el caso de los objetivos secos, no hay ningún medio entre la muestra y el objetivo aparte del aire. Los objetivos de inmersión, en cambio, están diseñados para observar la muestra a través de una capa de medio de inmersión que normalmente consiste en aceite. Esto significa que es necesario colocar la

cantidad justa de aceite entre el cubreobjetos que protege la muestra y la lente del objetivo. Figura 60. La ventaja principal de utilizar objetivos de inmersión es que la luz que llega al objetivo no necesita atravesar el aire. Esto se traduce en un aumento en la calidad de imagen ya que reduce la refracción de la luz incidente. En consecuencia, los objetivos de inmersión son utilizados en aplicaciones donde se requiere un gran poder de aumento y alta resolución.

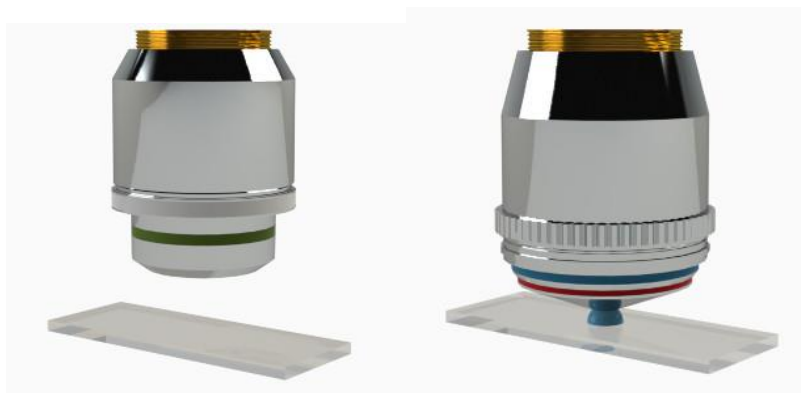


Figura 60. A la izquierda, objetivo seco y a la derecha, objetivo de inmersión.

Para un fácil intercambio de aumento, los objetivos se montan muy frecuentemente en un tambor (6 en Figura 50a y 50b). Existen dos tipos principales de revólveres para microscopio, los de objetivo fijo y los de objetivo intercambiable. En los revólveres de objetivo fijo los objetivos y el revólver forman una sola pieza. Este es el caso más habitual en los microscopios más básicos. Estos microscopios permiten utilizar objetivos de distinto aumento, pero no permiten desenroscar los objetivos para

instalar nuevos objetivos con características distintas.

Los revólveres de objetivo intercambiable son los más avanzados. Esta es la opción más adecuada para una mayor versatilidad. Con un revólver de objetivo intercambiable podemos instalar en él los objetivos que más nos convengan para un tipo determinado de muestras. Ya sean objetivos de bajo aumento, alto aumento o de inmersión. Figura 61.



Figura 61. Revólver portaobjetivos tipo fijo.

Enfoque

El enfoque de la imagen en el microscopio se realiza separando el objeto a estudiar de los objetivos. Mediante unos tornillos (7 y 8 de Figura 50a y 50b) se puede subir y bajar la platina para buscar el foco (en los microscopios antiguos la platina permanece fija, siendo los objetivos los que se desplazan). En este microscopio existe un tornillo "macro" de desplazamiento brusco (7), para aproximar el enfoque, y uno, llamado "micro" (8), para ajustarlo.

Analizador

O segundo polarizador (9 de la Figura 50a y 50b). La mayoría de los microscopios modernos llevan láminas polaroides. El plano de polarización del analizador está orientado de E-W, aunque en los microscopios de investigación puede ser girado 90° de esa posición (González Bonorino, 1976). Para comprobar la posición correcta de los dos polarizadores: encendemos el microscopio, y sin utilizar ninguna muestra, cruzamos el segundo polarizador. En esta posición debemos observar el campo visual totalmente

oscurecido. En el caso contrario, si el campo está parcialmente iluminado (de color gris) debemos corregir la posición de los polarizadores hasta que se encuentren a 90° uno del otro. Lo más frecuente es ajustar el polarizador inferior (polarizador) en su posición correcta (Gil-Crespo, Atlas de mineralogía óptica, 2021).

A diferencia del polarizador, el analizador no está siempre incorporado, pudiéndose poner o quitar de la marcha de los rayos (unas propiedades lo necesitan mientras que otras no). Figura 62.

Cuando está incorporado produce en los minerales unos colores anormales producidos por una interferencia de las ondas polarizadas a la salida de los cristales anisótropos, que no guardan relación con los colores que aparecen al trabajar sólo con el polarizador (en este caso el color se debe a una absorción selectiva de las ondas).

Si en el campo microscópico no existe ningún mineral que descomponga la luz esta no puede pasar a través del analizador (viene del polarizador vibrando en dirección perpendicular a la permitida en el analizador) y se ve oscuridad, se dice que hay extinción.

Ranura

Está situada inmediatamente encima del objetivo y por debajo del analizador (10 en Figura 50a y 50b). Forma un ángulo de 45° con las direcciones de vibración del polarizador y del analizador. Sirve para introducir las láminas auxiliares y los compensadores.

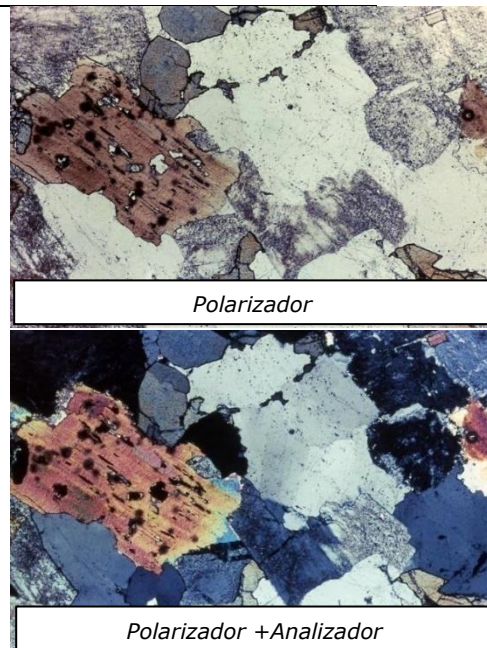


Figura 62. Imagen de minerales transparentes. Polarizador (en el cual entra la luz) y analizador (analiza la luz que pasa por el polarizador)

Láminas auxiliares y compensadores

Las láminas auxiliares y compensadores están construidas de sustancias transparentes, incoloras y anisótropas incluidas en un marco metálico. Figura 63. Están montadas de tal manera que sus dos direcciones de vibración son paralelas a los dos lados de la lámina. El componente rápido coincide con la dirección más larga y el lento con la corta.

Su espesor está calculado para que al introducirlo en el microscopio bajo iluminación XPL (nicoles cruzados, es decir con el analizador incorporado) produzcan un determinado retardo entre sus ondas (lo que se traducirá en un determinado color de interferencia). Se usan para analizar el color de interferencia y la figura de interferencia.

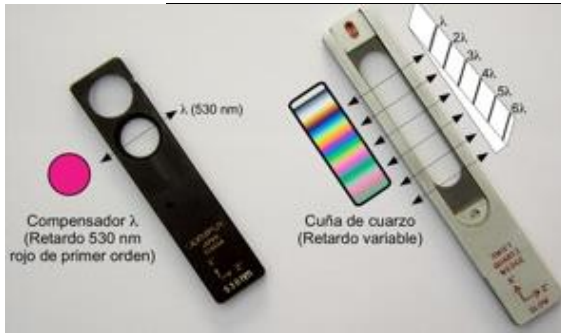


Figura 63. Placas compensadoras más empleadas. Izq. Compensador de Yeso (1λ) y mica ($1/4 \lambda$). Der. Cuña de cuarzo.

Lente de Bertrand Amici

Se encuentra situada inmediatamente debajo del ocular. Puede estar incorporada o removida. Se utiliza sólo para ver la propiedad llamada Figura de Interferencia. La lente de Bertrand-Amici no produce la figura de interferencia, sólo mejora su visión. Con el ocular, forma un sistema óptico que enfoca la imagen producida por el objetivo y la amplía.



Figura 64. Ubicación de la Lente de Bertrand Amici en los microscopios empleados en clase.

Oculares

Son un sistema de lentes, acopladas en la parte superior del tubo del microscopio (11 en Figura 50a y 50b), cuya función es formar

una imagen virtual y ampliada de la imagen real creada por el objetivo.

El ocular contiene dos hilos reticulares, orientados en las direcciones norte-sur y este-oeste, que coinciden con las direcciones de vibración de la luz en el polarizador y el analizador. Figura 65.



Figura 65. Reticulo del ocular.

La mayoría de los oculares son de x8 y x10 aumentos. Los elementos básicos dentro de un ocular son como mínimo dos lentes y un diafragma. Las dos lentes son necesarias ya que con una sola lente sería imposible corregir la aberración cromática. La lente situada en la parte superior, es decir, cerca del ojo, se denomina lente ocular. La lente situada en la parte inferior se denomina lente colectora o de campo. Figura 66.

El diafragma está situado en el plano focal del ocular y su función es minimizar las reflexiones de luz producidas por la misma superficie del ocular.

En función del número de oculares presentes en un microscopio puede distinguirse entre distintos tipos de microscopios:

- Microscopio monocular: Dispone de un solo ocular y, por lo tanto, la

muestra solo puede ser observada con un ojo. Figura 52a.

- Microscopio binocular: Dispone de dos oculares. Esto permite observar la muestra simultáneamente con los dos ojos y resulta por lo tanto mucho más cómodo para observaciones de larga duración.

- Microscopio trinocular: Dispone de tres oculares. Dos de ellos son utilizados para observar la muestra con los dos ojos mientras que el tercero está disponible para conectar una cámara. De este modo pueden capturarse imágenes de la muestra observada. Figura 50b.

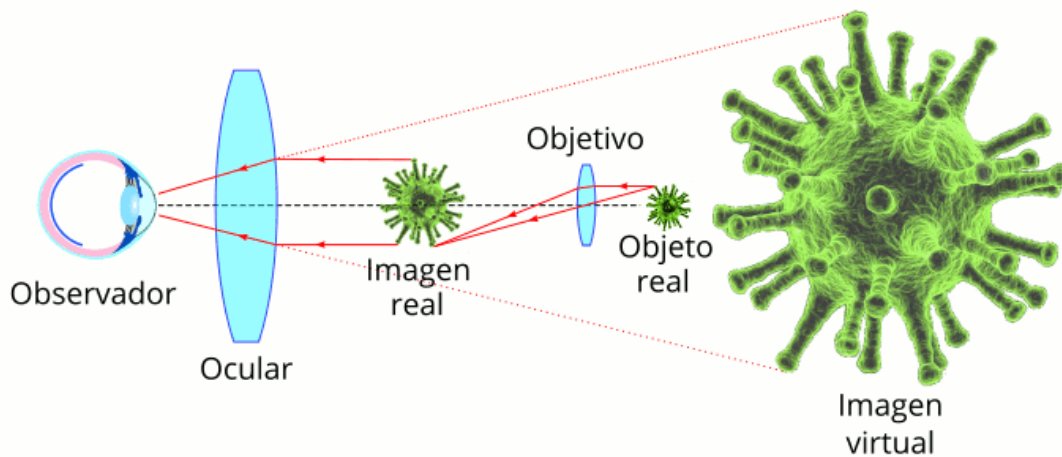


Figura 66. Efecto de la combinación de oculares y objetivo.

Trayectoria de los rayos en el microscopio (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012)

La iluminación de Köhler se basa en una geometría específica de la trayectoria de los rayos de luz en la porción sub-platina del microscopio y es lograda mediante un arreglo definido de fuente de luz, lente colectora, diafragma de campo, diafragma de apertura y lente condensadora (Figura 67). Este modo particular de iluminación asegura una iluminación uniforme del campo observado del objeto (campo iluminado) y además permite el ajuste independiente de la apertura y del tamaño del campo iluminado.

La iluminación de Köhler posibilita el examen óptico de los minerales anisótropos bajo dos modos diferentes:

Modo ortoscópico

Los rayos divergentes de luz que emanan de cada punto del espécimen son enfocados en el plano de la imagen intermedia creando una imagen real del espécimen. En un mineral ópticamente anisótropo, la luz viaja a través del cristal con diferente velocidad y en parte además con diferente amplitud (absorción). Las ondas de luz se superponen en cada punto de la imagen del objeto. Por ello, durante la observación ortoscópica de un único grano mineral no se obtiene información sobre el



comportamiento óptico de la luz en las diferentes direcciones posibles dentro del mineral.

Cuando se reduce la apertura del cono de iluminación, cerrando el diafragma iris, los fenómenos ópticos observados en la imagen intermedia están dominados por las propiedades de las ondas de luz que pasan a través del grano mineral a ángulo recto con el plano de visión: modo ortoscópico. Por ello las propiedades ópticas de un mineral anisótropo en lámina delgada, que son dependientes de la dirección, deben ser deducidas examinando varios granos cortados según diferentes orientaciones cristalográficas.

En los microscopios de longitud de tubo finita, el objetivo produce una imagen real invertida del espécimen (imagen intermedia) que es después vista a través del ocular, produciendo magnificación adicional (Figura 67, A-2). En los microscopios corregidos al infinito el objetivo proyecta la imagen del espécimen al infinito y una segunda lente, ubicada en el tubo del microscopio, forma la imagen intermedia que es después vista a través del ocular (Figura 67, A-1). Este diseño óptico permite insertar componentes accesorios como analizadores, compensadores o divisores de haz en el camino paralelo de los rayos, entre el objetivo y la lente de tubo, produciendo sólo efectos mínimos en la calidad de la imagen.

Modo conoscópico

Cuando se genera un cono de luz fuertemente convergente (por ej. insertando la lente frontal del condensador en el camino de los rayos de luz) haces de rayos de luz

paralelos con un amplio rango de direcciones pasarán a través del grano mineral. Los rayos de luz paralelos son enfocados en el plano focal posterior del objetivo donde los rayos con diferente inclinación en relación al eje del microscopio, producen puntos de imagen en diferentes posiciones (Figura 67, B). Esta imagen entonces permitirá examinar el comportamiento de los rayos de luz los cuales se propagan al mismo tiempo según diferentes direcciones en un grano: modo conoscópico. Cuando se observa usando polarizadores cruzados, se generan figuras de interferencia características que reflejan la simetría y las propiedades ópticas de los minerales anisótropos. La figura conoscópica de interferencia registra solamente aquellas direcciones ópticas que están representadas en el cono de apertura. Es necesario que la apertura del condensador y del objetivo sean grandes, de modo de maximizar el rango de direcciones en un cono tan abierto como sea. Se puede observar una imagen ampliada de la figura de interferencia insertando una lente auxiliar, la lente de Amici-Bertrand, en el tubo entre el analizador y el ocular (Figura 67, B). La imagen de interferencia puede enfocarse ajustando la distancia del ocular a la lente de Amici-Bertrand si el microscopio permite tal ajuste. Algunos microscopios poseen además mecanismos especiales para centrar y enfocar la lente de Amici-Bertrand. Alternativamente la figura de interferencia puede ser observada directamente dentro del tubo del microscopio si se remueve el ocular y se

coloca un diafragma fijo de muy pequeña apertura (*pinhole*). La imagen aparece más pequeña, pero con mejor contraste que

cuando se observa a través de la lente de Amici-Bertrand.

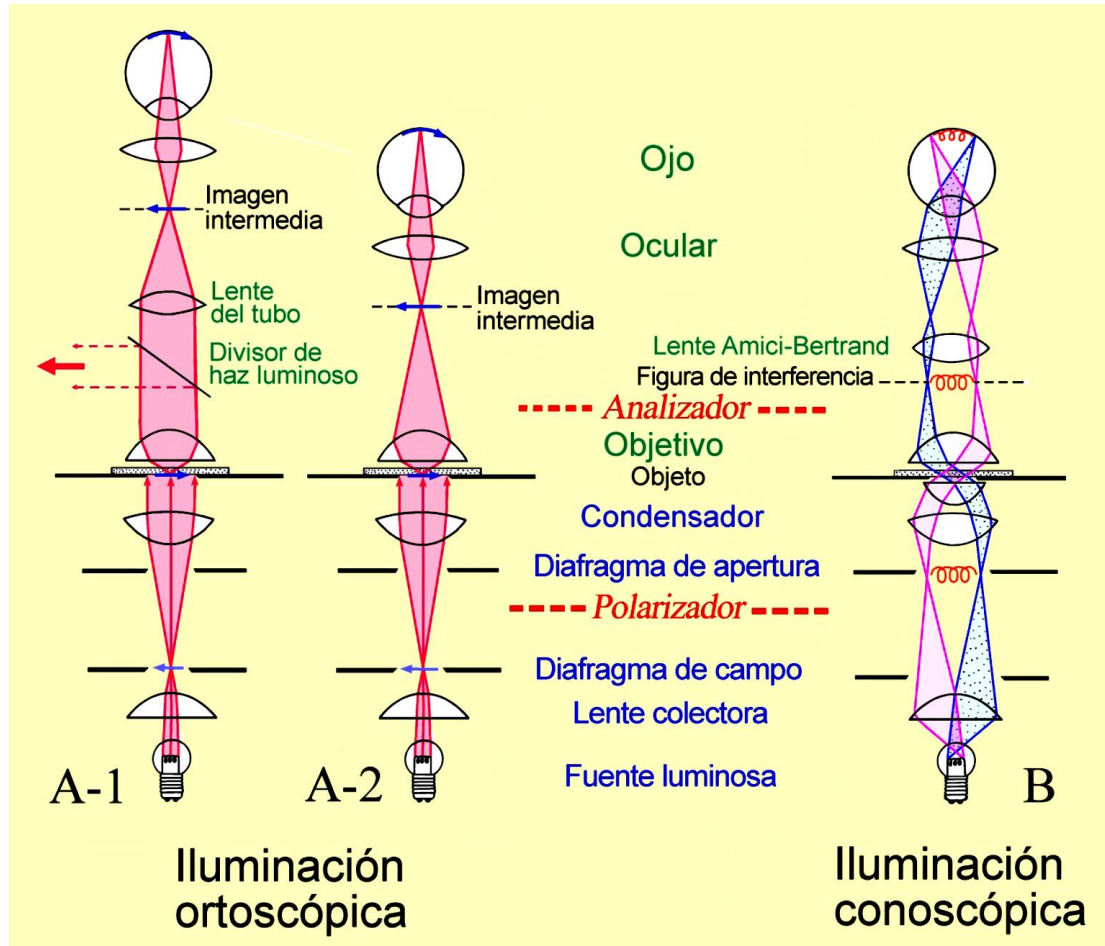


Figura 67. Trayectorias de los rayos en el microscopio de acuerdo al modo de iluminación

5.3 CRISTALES TRANSPARENTES Y OPACOS

En mineralogía microscópica se consideran cuerpos transparentes y translúcidos a aquellos que con un espesor de 30 μm dejan pasar la luz. En ellos el coeficiente de absorción es bajo ($k < 10^{-4}$ en los transparentes y $k \approx 10^{-4}$ en los translúcidos), el índice de refracción es bajo (n entre 1,4 y 2,4) y la reflectancia es baja ($< 17\%$). En el estudio microscópico de minerales transparentes y translúcidos el índice de

refracción juega un papel muy importante y la reflectancia no es relevante.

Minerales o cuerpos opacos son aquellos que, con un espesor de 30 μm no dejan pasar luz. En ellos la absorción es alta (k entre 10^{-4} y 10^{-1}), el índice de refracción es por lo general mayor a 2,4 y la reflectancia es alta. En el estudio microscópico de minerales opacos la reflectancia es una propiedad muy importante. (Chifir Rivera, 2010).

A la salida del cristal, se ve negro y se dice que es opaco, mientras que si parte de las

radiaciones atraviesan el cristal se habla de material transparente.

Con la óptica de refracción observarse los minerales transparentes y con la óptica de los minerales opacos. (Ovejero, 2015).

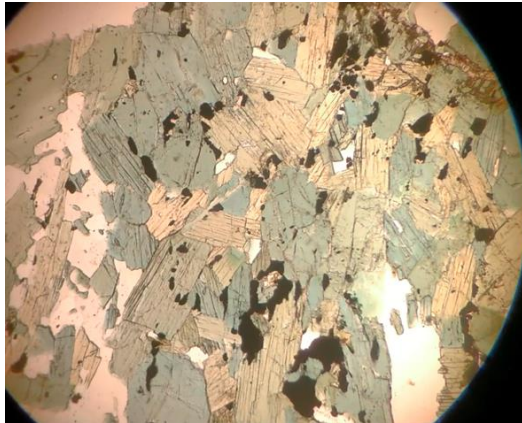


Figura 68a. Microfotografías de minerales opacos (negros) y transparentes (verdes), sin analizador.

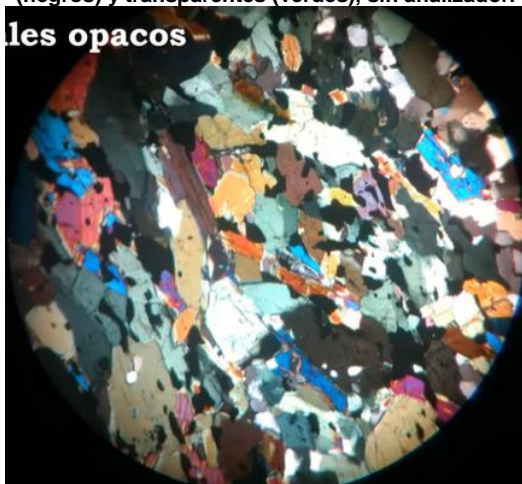


Figura 67b. Microfotografías de minerales opacos (negros) y transparentes (con fuertes color de interferencia), con analizador.

5.4 CRISTALES ISÓTROPOS Y ANISÓTROPOS

Se reconocen dos tipos básicos de comportamiento óptico: Las sustancias isótropas presentan siempre el mismo comportamiento independientemente de la dirección, mientras que en las anisotrópicas las propiedades varían con la dirección. Más adelante nos explayaremos en la explicación física de este fenómeno y cómo

se representa el comportamiento de la luz, según sean minerales isótropos o anisótropos.

Son sustancias isótropas aquellas que carecen de organización interna (minerales amorfos) o presentan una organización regular (cristales del sistema isométrico). Ante la luz, los isótropos tienen igual índice de refracción y velocidad en todas las direcciones.

En esta categoría se encuentran los materiales vítreos y los cristales isométricos granate, fluorita, óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita). Aparecerán como un poco de sombra del color (marrón claro a marrón) cuando se observa bajo la luz polarizada plana, pero no presentarán ningún color de interferencia cuando se ve bajo polarizadores cruzados, extinción constante al girar la platina. En cambio, los Óxidos de Fe-Ti son negros sin y con polarizadores cruzados.

Los minerales anisótropos presentan diferente índice de refracción y velocidad de la luz varía dependiendo de las diferentes direcciones cristalográficas. En los cristales anisótropos la luz se descompone en dos rayos de vibración perpendicular y de velocidades diferentes debido a las diferencias en los índices de refracción, se denominan N (rayo lento) y n (rayo rápido). La diferencia entre los índices de refracción extremos (N-n) se denomina *Birrefringencia* o doble refracción Es una propiedad característica de cada cristal y esencial para el análisis óptico de los minerales.

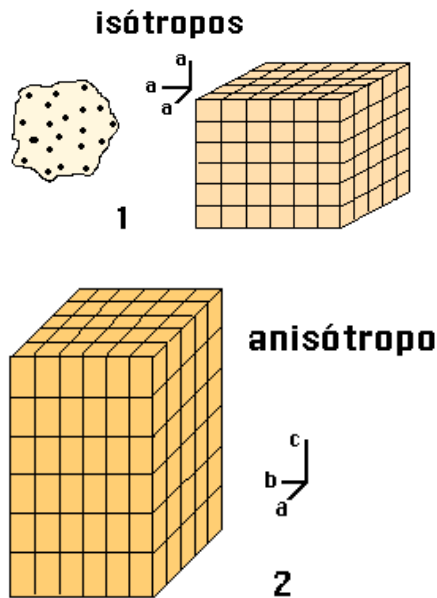


Figura 69. Dimensiones características de cristales isótropos y anisótropos.

Las direcciones de la estructura cristalina, para las cuales no se produce doble refracción, paralelo al eje cristalográfico *c*; reciben el nombre de «*ejes ópticos*». Los minerales anisótropos ópticamente pueden ser *uniáxicos* (un eje óptico) caracterizados por dos índices de refracción y dos velocidades de vibración (sistemas tetragonal y hexagonal). *Biáxicos* (dos ejes ópticos) caracterizado por tres índices de refracción (sistemas triclinico, monoclinico y ortorrómbico).

5.5 FENÓMENO DE BIRREFRINGENCIA O DOBLE REFRACCIÓN

La birrefringencia, o doble refracción, es un fenómeno que se presenta en la calcita y en otros cristales no cúbicos. En la mayoría de los materiales la velocidad de la luz es la misma en todas las direcciones, estos materiales se consideran isótropos. Otros, debido a su estructura atómica, se

comportan birrefringentes o anisótropos. La velocidad de la luz depende de su dirección de propagación a través del material. Estos rayos están polarizados en direcciones mutuamente perpendiculares y se propagan con diferentes velocidades. Existe una dirección particular en un material birrefringente en que ambos rayos se propagan con la misma velocidad. Esta dirección particular se denomina eje óptico del material. Cuando la luz se propaga a lo largo del eje óptico no ocurre nada inusual. Sin embargo, cuando la luz está incidiendo en ángulo con respecto a dicho eje óptico, los rayos se propagan en distintas direcciones y emergen separados en el espacio. Si se hace girar el material, el rayo extraordinario gira en el espacio.

Las muestras de calcita siendo su forma tridimensional un romboedro y cada cara de él un paralelogramo cuyos ángulos son $78^{\circ} 5'$ y $101^{\circ} 55'$ (Figura 70). El eje óptico (comportamiento isótropo) pasará siempre por una de las esquinas obtusas.

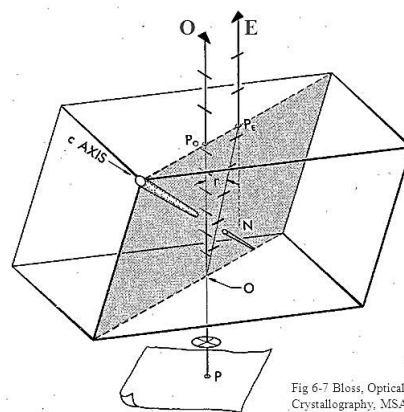


Fig 6-7 Bloss, Optical Crystallography, MSA

Figura 70. Eje óptico de la calcita (Ayala, 2016)

En un cristal de espato de Islandia las imágenes que miramos a través de él no muestran, como en el caso de otros cuerpos

transparentes, una imagen refractada única, sino que aparecen dobles. Si giramos el cristal una de las imágenes permanecerá fija, mientras que la otra rotará siguiendo el movimiento del cristal. Los rayos luminosos que forman la imagen fija se llaman rayos **O** (ordinarios) y, los que se comportan rotando con el cristal, se llaman rayos **E** (extraordinarios) (parte b de la Figura 71).

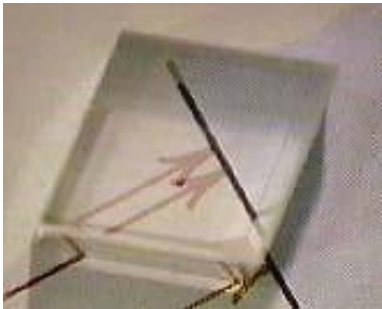


Figura 71. Doble refracción en un cristal romboédrico de calcita (Hyperphysics, 2009)

El microscopio polarizante para la transformación de la luz ordinaria a la luz polarizante se usan los prismas de Nicol o los productos artificiales (Polaroides). Para los prismas de Nicol (nicoles) se utiliza la calcita incolora completamente transparente (el espato de Islandia) fracturado según el plano de exfoliación, el paralelepípedo de forma alargada se talla y pule según la pequeña diagonal de modo que forman un ángulo de 68° con las laterales, se pegan de nuevo las dos partes según la superficie del tallado con bálsamo del Canadá. Al penetrar en el prisma la onda corriente se descompone en dos ondas planos polarizados, ordinaria (**o**) y extraordinaria (**e**). La primera onda, que tiene en la calcita un índice constante de refracción $N= 1.658$, al llegar a la capa de bálsamo del Canadá, que tiene un índice de refracción $n=1.54$,

sufrirá una reflexión interna completa. Figura 72.

La onda extraordinaria tiene un índice variable de refracción. En dirección paralela a las aristas grandes del prisma es de 1.516. Al pasar de la calcita a la capa de bálsamo del Canadá y otra vez a la calcita, la onda extraordinaria casi no se refracta, ya que las de onda extraordinaria casi no se refracta, ya que las magnitudes 1.516 y 1.54 son casi iguales. Por lo tanto, del nícol sale solamente la onda extraordinaria plano polarizado.

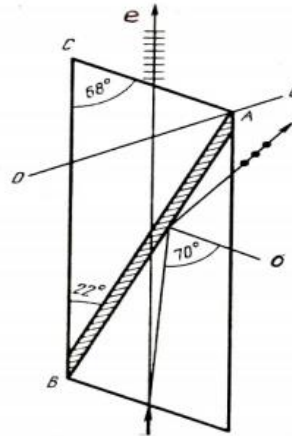


Figura 72. Propagación de la luz en el prisma Nicol.

Guía de lectura 5. Capítulo 5 Mineralogía óptica

Preguntas orientadoras

1. ¿Qué es la luz?
2. ¿Qué otras teorías físicas sobre la luz, además de la corpuscular de Newton, existen y quiénes son sus autores?
3. ¿Cuáles son las características que definen a una onda luminosa?



4. ¿Qué diferencia existe entre la luz natural y la luz polarizada? ¿Por qué precisamos luz polarizada para observar los minerales?
5. ¿Alguna vez utilizaste un microscopio? ¿De qué tipo?
6. ¿Qué tipos de microscopios empleamos para el estudio de minerales y rocas? ¿Para qué escala de observación los empleamos (unidad de medida)?
7. ¿Qué es un polarizador y qué es un analizador?
8. ¿Cuál es la diferencia entre minerales opacos y transparentes?
9. ¿Cuál es la diferencia entre minerales isótropos y anisótropos?
10. ¿Qué es la birrefringencia?

CAPÍTULO 6. ELIPSOIDES ÓPTICOS

Las representaciones más usuales que describen la propagación de la luz en medios isótropos y anisótropos es la Indicatriz Óptica. Es una superficie cuyo segmento o longitud es proporcional al índice de refracción en la dirección de vibración de las ondas definidas.

6.1 LA INDICATRIZ ÓPTICA DE LOS MINERALES ISÓTROPOS

Se representa con una esfera, la luz que se propaga verticalmente, en la dirección del eje óptico y coincide con el eje de mayor simetría cristalográfica, el eje cuaternario. En esa dirección vibra en cualquiera de las direcciones representadas por los diámetros de la circunferencia ecuatorial, y por tanto igual índice "n" de valor "ω".

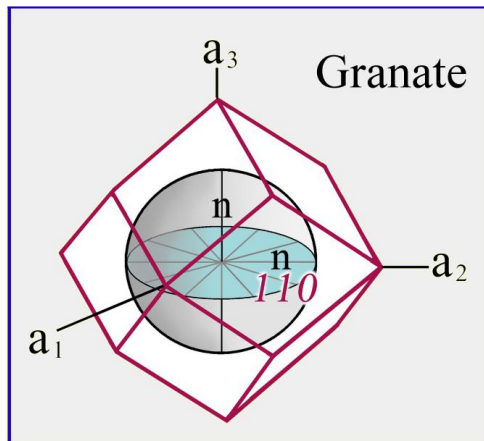


Figura 73. Indicatriz Óptica Isótropa (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012)

6.2 LA INDICATRIZ ÓPTICA DE LOS MINERALES ANISÓTROPOS

En los minerales anisótropos, la indicatriz es un elipsoide. Sus semiejes n_1 , n_2 y n_3 son los índices principales de refracción y los tres planos definidos, uno por cada par de ejes, son los planos principales.

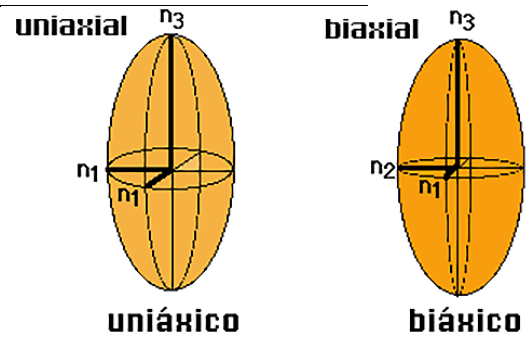


Figura 74. Indicatriz óptica cristales anisótropos

El valor del índice de refracción varía, si es uniaxico o biaxico. Se designa por ϵ y ω para los minerales uniaxicos; γ , β y α para minerales biaxicos.

La indicatriz de un cristal uniaxico

Es un elipsoide de revolución. Presenta dos valores principales que son iguales, uno corresponde al radio de la sección circular del elipsoide y es igual a (ω) (sección isótropa) y la otra dirección, designado por ϵ (ϵ es el índice de refracción extremo asociado al rayo extraordinario), su magnitud y orientación corresponden al eje del elipsoide (perpendicular a la sección circular) y define el eje óptico (coincide con el eje de mayor simetría del cristal). Figura 75.

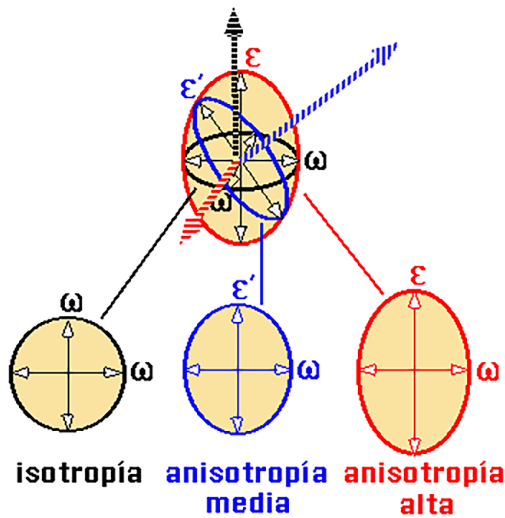


Figura 75. Posición de anisotropía: representa los índices "omega" y "epsilon" en vez de "n omega" y "n epsilon" como en realidad corresponde. En negro la posición de isotropía. La flecha rayada representa la dirección de propagación mientras que los diámetros horizontales representan las direcciones de vibración, con valor del índice constante, igual a "n omega".

El valor absoluto de la diferencia de índices $\epsilon - \omega$, define la birrefringencia (δ) del cristal. En consecuencia, si $\epsilon > \omega$, el cristal es ópticamente positivo y la indicatriz es un elipsoide revolución alargado; si $\epsilon < \omega$, el cristal es negativo y la indicatriz es un elipsoide de revolución aplastado; prolado y oblado; positivo y negativo respectivamente. Figura 76.

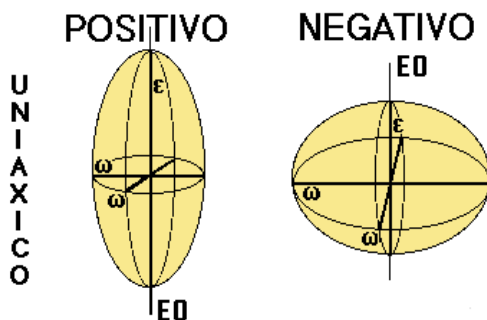


Figura 76. Indicatrices uniaxiales según el valor de los índices de refracción.

La indicatriz en los cristales biáxicos

Los tres índices principales de refracción son distintos, la indicatriz es un elipsoide

escaleno y sus tres semiejes se denotan habitualmente como α , β y γ ($\alpha < \beta < \gamma$), que corresponden respectivamente a los semiejes X, Y y Z del elipsoide (Figura 77. Elipsoide biáxico). En este caso, existen siempre dos secciones circulares que contendrán el eje principal intermedio (de índice de refracción β), siendo éste, por tanto, el radio de las dos secciones. En éstas, el índice de refracción tiene el mismo valor en todas las direcciones, tratándose por tanto de secciones isótropas. Las direcciones perpendiculares a estas secciones son los ejes ópticos y los cristales reciben el nombre de *cristales biáxicos*.

Los cristales correspondientes a los sistemas ortorrómbico, monoclinico y triclinico se comportan como ópticamente biáxicos.

El plano que contiene a ambos ejes ópticos es el XZ y se denomina *plano óptico*, corresponden a los índices α , γ . Los ejes de la indicatriz son ejes de simetría óptica, que no coinciden necesariamente con los ejes de simetría cristalina. El ángulo agudo que forman los ejes ópticos se designa por $2V$; el valor de $2V$ depende de los valores de α , β y γ , aunque varía algo con la temperatura y con la composición química, es una característica óptica importante de los minerales. La normal óptica corresponde a beta.

La birrefringencia δ viene dada en este caso por la diferencia entre los índices principales de refracción máximo y mínimo, es decir, $\delta = \gamma - \alpha$.

En los cristales biáxicos, cuando la dirección de γ es la bisectriz aguda de los ejes ópticos,

el cristal es positivo, y cuando la dirección de α es la bisectriz aguda, el cristal es negativo (Figura 78).

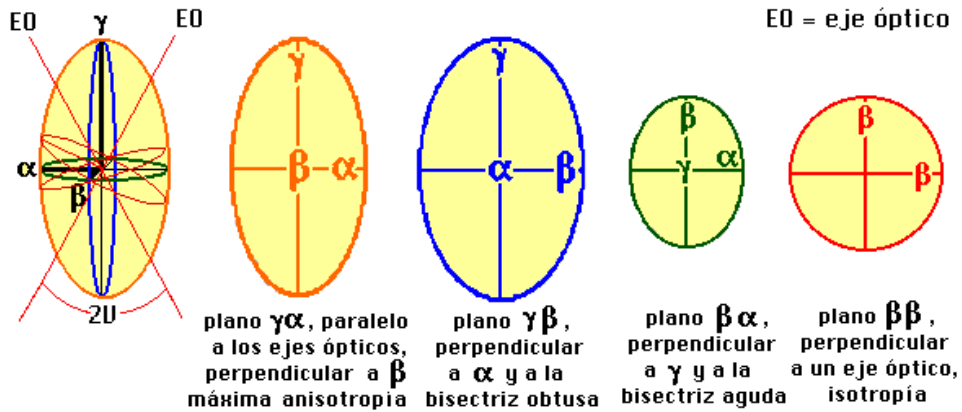


Figura 77. Elipsoide biáxico

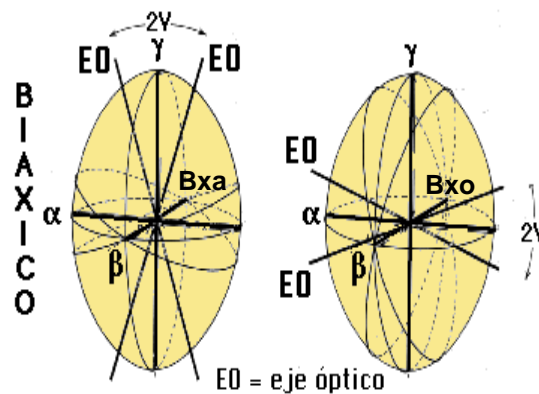


Figura 78. Sección realizada a través de las Indicatrices ópticas siguiendo el plano óptico para un cristal biáxico positivo y negativo. Bxa es la bisectriz aguda y Bxo es la bisectriz Obtusa.

Guía de lectura 6 Capítulo 6. Elipsoides Ópticos

Preguntas orientadoras

1. ¿Qué representa la indicatriz óptica?
2. ¿Cuál es la diferencia entre las indicatrices ópticas de minerales isométricos, dimétricos y trimétricos? ¿Cómo se llama cada una, geoméricamente y ópticamente?
3. ¿De qué depende su forma y signo?



CAPÍTULO 7. ¿QUÉ OBSERVAMOS A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO?

El estudio de minerales con el microscopio de polarización es una especialidad notoriamente diferente al estudio macroscópico.

Algunas propiedades macroscópicas de minerales son diferentes bajo el microscopio de polarización, como el color, mientras que otras, como el relieve, pueden ser determinadas exclusivamente con dicho equipo.

En la Tabla 5 se indican las propiedades que se estudian con ayuda del microscopio petrográfico.

7.1 OBSERVACIONES SIN ANALIZADOR O CON LUZ PARALELA (PPL)

Morfología

El término morfología se usa para indicar el aspecto externo general de un cristal, que se caracteriza con dos parámetros: forma y hábito.

La Forma es un rasgo importante en la identificación de minerales al microscopio y caracterización de texturas de la roca. Se clasifica en función del desarrollo de las caras cristalinas (Figura 79):

- **Idiomórficos o euhédricos:**
Secciones que muestran todos los bordes bien desarrollados.
- **Xenomórficos o anhedrales:**
Secciones que muestran no haber desarrollado caras propias de la especie mineral a la que pertenece el grano.

- **Hipidiomorfos o subhédricos:**
Representan una situación intermedia entre los dos tipos anteriores.

La forma, al igual que la exfoliación, puede observarse también con luz polarizada y analizada. (Ovejero, 2015).

La forma de los cristales depende en gran medida de las condiciones del medio en que éstos se han desarrollado y, por lo tanto, no es una característica distintiva del mineral. (Chifir Rivera, 2010).

El Hábito es la tendencia de los minerales a presentarse bajo una determinada forma geométrica, como resultado de su estructura interna. Se expresa en diferentes correlaciones de su largo, ancho y espesor. En función de eso se distinguen tipos y variedades morfológicos de minerales. Los cristales o granos isométricos tienen iguales dimensiones en todas las tres direcciones. Los cristales minerales de aspecto no isométrico tienen dimensiones desiguales en diferentes direcciones. El hábito se expresa en términos explicativos de la forma de los cristales, tales como prismático, hexagonal, fibroso etc. El hábito puede observarse macroscópicamente, sin necesidad de ningún equipo óptico, o con el microscopio. Figura 80.

Aspecto general de la forma externa, puede ser:

- Prismático, (anfíboles, piroxenos, turmalina)
- Tabular (feldespatos)
- Acicular (fibrolita)
- Laminar (micas)



- Equidimensional (granate, magnetita) (etc).

La calidad del clivaje la podemos calificar como perfecta, buena, mediana, mala, imperfecta o ausente. Para el estudio de esta propiedad se debe indicar tanto la calidad como las direcciones; para ello es conveniente buscar cortes perpendiculares al plano de clivaje, esto es, cortes con trazas de clivaje nítidas y finas. Figura 81 (Chifir Rivera, 2010).

Clivaje

Es la tendencia que muestran los minerales a fracturarse según planos regulares. Estos planos corresponden a direcciones privilegiadas de la estructura cristalina. Son planos reticulares con una alta densidad de átomos, fuertemente unidos por enlaces.

En cortes delgados el clivaje se manifiesta como grietas rectas más o menos continuas, unas veces gruesas y abiertas, otras finas y cerradas. (Ovejero, 2015)

Tipo de iluminación	Propiedades	Nicoles paralelos (sin analizador)	Nicoles Cruzados (con analizador)
Luz ortoscópica	Estructurales y morfológicas	Forma Hábito Clivaje	
		Fracturas	Maclas Zonamiento Intercrecimientos
	Ópticas	Color Pleocroísmo Relieve Alteraciones	Color de interferencia Birrefringencia Ángulo de Extinción Signo de Elongación
Luz conoscópica	Ópticas	-	Carácter óptico Signo óptico Ángulo 2V

Tabla 5. Propiedades mineralógicas que se estudian con el microscopio de polarización petrográfico (adaptado de (Chifir Rivera, 2010).

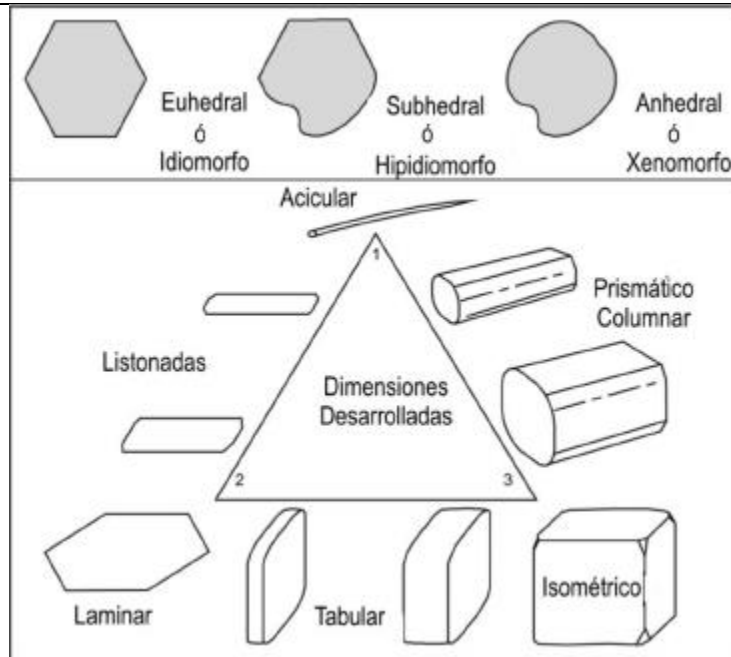


Figura 79. Esquema gráfico de interpretación para clasificación de los granos minerales según el desarrollo de su forma y hábito. (Chifir Rivera, 2010).

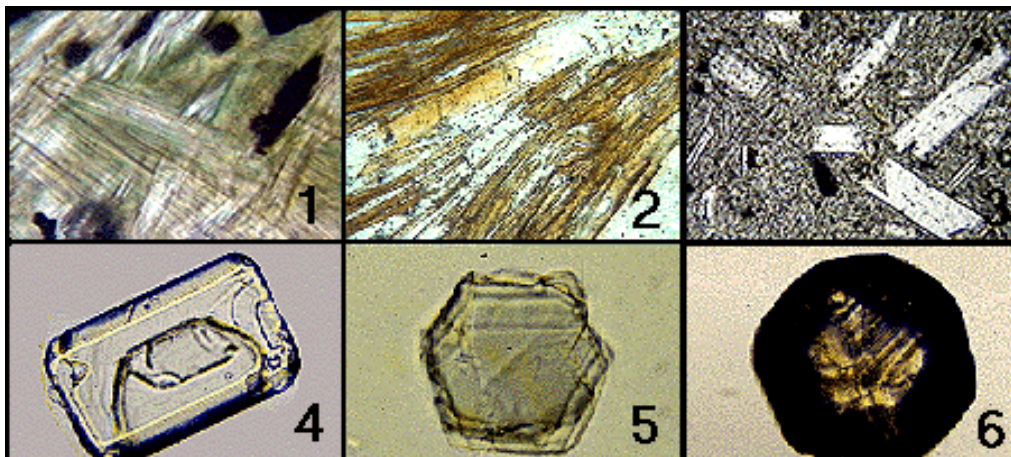


Figura 80. Ejemplos de hábitos de minerales al microscopio: Cristales fibrosos, para el talco (1). Tabulares para la actinolita (2). Prismáticos, típicos de los feldespatos (3) y del apatito (4). Laminar, muy representativo de todas las micas y cloritas (5). Las formas redondeadas, como la de los granates (6) son características de los minerales de los sedimentos (forma sobreimpuesta por el transporte en agua).

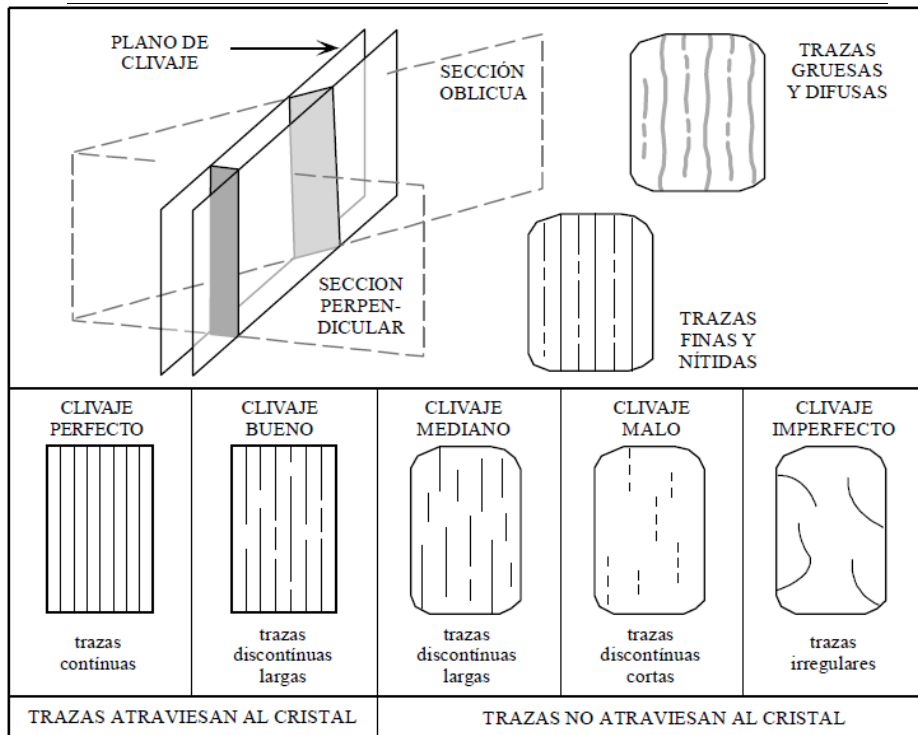


Figura 81. Arriba. Nitidez de las trazas de clivaje. Abajo. Tipos de clivaje. (Chifir Rivera, 2010)

Partición y Fractura

Las fracturas son líneas de fractura irregulares no relacionadas con planos reticulares, mientras que la partición se observa como líneas de fractura de

tendencia irregular relacionadas con planos reticulares.

Se observa al microscopio como grietas o aberturas, sin orientación y forma definida en relación con la morfología del cristal.

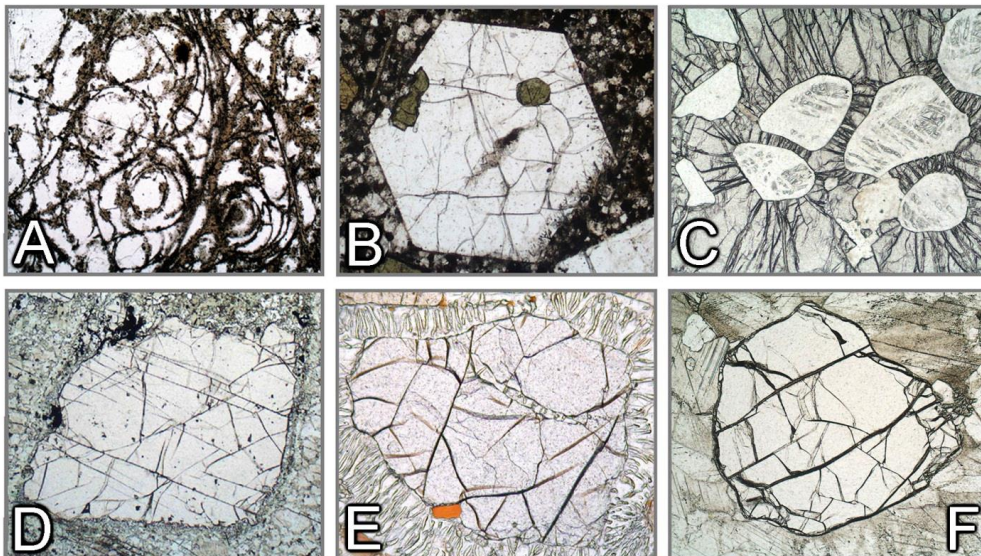


Figura 82. Ejemplos de tipos de fracturas: A. Perlita, B. Nefelina, C. Piropo, D y E. Granate, F. Olivino. (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).



Color

El color de un mineral en lámina delgada depende de la absorción que experimentan los rayos luminosos al atravesar la sección del mineral depende de las propiedades ópticas del mineral y del espesor de la lámina.

Las observaciones de color se realizan sin analizador, pudiéndose establecer si se trata de minerales incoloros o coloreados.

En el caso particular de los minerales coloreados isótropos, el color se mantiene constante en toda la superficie del cristal, mientras que en los minerales coloreados anisótropos se debe explorar si se observa un cambio de intensidad o de tonalidad al girar la platina del microscopio.

Pleocroísmo

En los minerales anisótropos, la absorción puede ser diferente dependiendo de la orientación del corte de la sección del mineral y de la dirección de vibración de los rayos dentro de ella. Como consecuencia, cuando se observan muchos minerales al microscopio con luz polarizada y no analizada, se constata que sufren cambios de color, cuando se gira la platina del microscopio. Este fenómeno recibe el nombre de «pleocroísmo» y es una propiedad muy útil en la identificación de algunas especies minerales anisótropas. Los minerales isótropos no presentan pleocroísmo. En el caso de los minerales uniáxicos y pleocroicos la definición de esta propiedad se realiza analizando el color para las diferentes direcciones de vibración de los rayos ϵ y ω . En el caso de

algunas turmalinas, el pleocroísmo se define por ω = verde oscuro y ϵ = verde claro. En los minerales biáxicos es necesario especificar los colores asociados a las direcciones de vibración de la luz paralelas a los tres ejes de la indicatriz. Así, para el anfíbol denominado hornEsfalerita el pleocroísmo está definido por: X = amarillo verdoso, Y = verde oliva y Z = verde oscuro a pardo. La mica negra (biotita) ofrece otro buen ejemplo de pleocroísmo intenso (Figura 83), definido por colores claros (verde, pardo o crema) en la dirección X, y colores mucho más oscuros para las direcciones Y y Z.

¿Por qué ocurre? De igual manera que el índice de refracción de un mismo cristal puede cambiar con la dirección, también la absorción de las ondas luminosas en un mineral anisótropo puede variar con la dirección de vibración, y por consiguiente modificar su coloración. La explicación de esto se puede observar en el ejemplo de la Figura 82.

Lo que se acaba de explicar ocurre cuando se utiliza luz natural, pero cuando se usa luz polarizada se está introduciendo un nuevo factor. Aparte del corte del mineral, ahora interviene también la dirección de vibración de la luz polarizada en el cristal. Figura 84. El pleocroísmo se puede manifestar de dos maneras: cambio del color, por ejemplo, el mineral es azul en una posición y rojo en otra cambió de la intensidad del color, por ejemplo, pasa de un azul claro a un azul oscuro.

Esta propiedad se debe la absorción diferencial de los rayos cuando se pasa a

través de ellos luz polarizada, presentándose coloraciones diferentes según su posición con respecto al plano de vibración de luz. Por ejemplo, un prisma de

turmalina muestra una tonalidad pardo claro, cuando luz vibra paralela al eje c y pardo oscuro o negro cuando vibra perpendicular ha dicho eje.

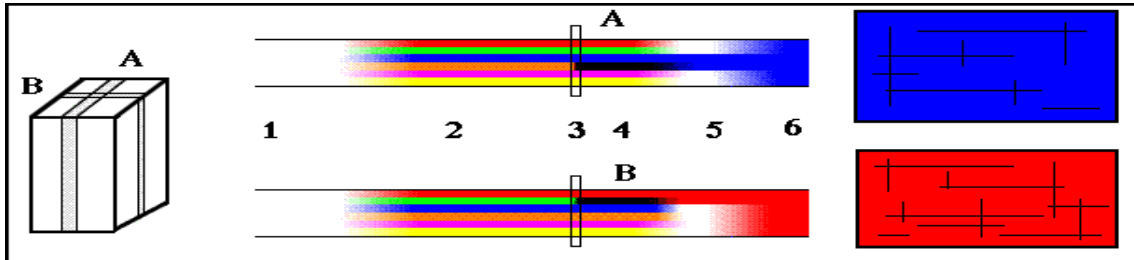


Figura 83. Se muestran dos láminas cortadas con diferente orientación (A y B) en un mismo cristal. Su color es diferente (A = azul; B = rojo). Cuando la luz incidente (1) compuesta de seis colores fundamentales (2), alcanza la lámina del cristal las radiaciones del naranja en A o del verde en B son absorbidos (3), permitiendo pasar al resto de las radiaciones (4). Los pares complementarios dan luz blanca (5) y sólo se ve el color cuyo complementario queda ausente (6).

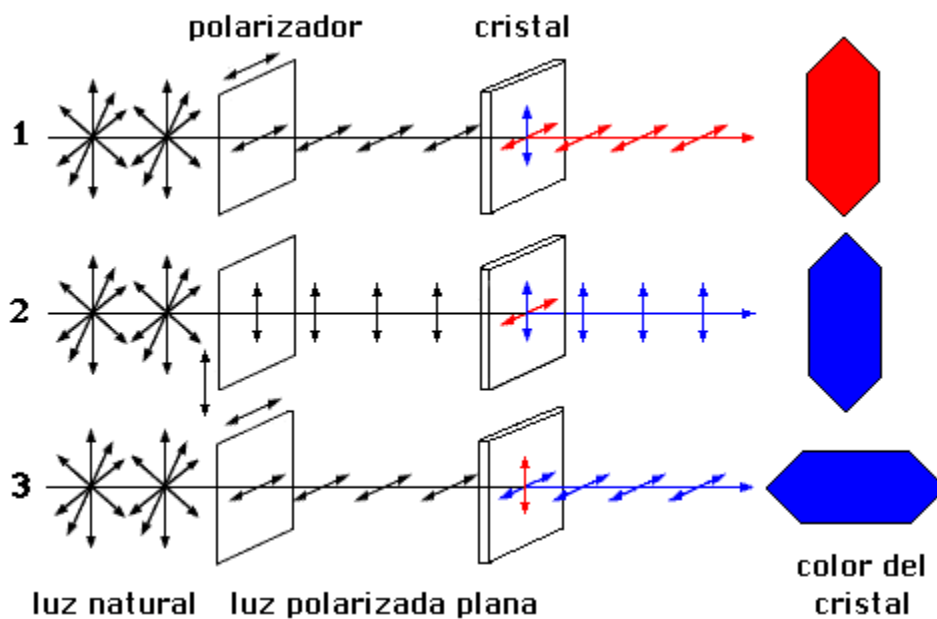


Figura 84. La luz polarizada llega al cristal vibrando en el plano horizontal y el mineral se vuelve de color rojo (1). Para esta dirección de vibración el mineral absorbe sólo las radiaciones correspondientes al verde. Si dejamos el mineral quieto y giramos la dirección de vibración 90 grados (el plano de vibración está ahora colocado verticalmente) al llegarle esta luz el mineral aparece azul (habrá absorbido las radiaciones correspondientes al naranja). En condiciones normales de trabajo, el polarizador permanece fijo y el mineral es el que gira al mover la platina del microscopio (3). El resultado es el mismo del caso anterior.

¿Cómo se observa en el microscopio?

Un mineral pleocroico cambia de coloración cuando lo giramos en el microscopio petrográfico, trabajando sólo con el

polarizador. Por tanto, para saber si un cristal es o no pleocroico, basta con girarlo en la platina del microscopio. En los minerales coloreados dimétricos (Hexagonal y tetragonal) o uniaxiales, se



determinan dos colores: Dicroísmo; mientras que, en los minerales, trimétricos (Rómbico, Monoclínico y Triclínico), puede haber tres intensidades o tonalidades distintas, una para cada eje del elipsoide. Las intensidades máximas o de mayor absorción corresponden a las secciones paralelas al eje c, lo que es lo mismo a la dirección de vibración del rayo más lento y el índice de refracción mayor.

¿Como se determina el pleocroísmo?

- 1.-Se debe buscar secciones paralelas por lo menos a uno de los ejes del elipsoide, (sección paralela al eje c);
- 2.- Se orienta el mineral, determinando las direcciones de vibración correspondiente a los rayos más lentos y a los rayos más veloces. Cuando se dijo precedentemente, la dirección de vibración de los rayos más lentos, corresponde al mayor índice de refracción y mayor intensidad de color
- 3.- Se anota el color observado en esa posición.
- 4.- Se gira la platina a 90° y se anota el nuevo color, correspondiente a los rayos más veloces y de menor índice de refracción.

Se debe recordar que en las secciones basales de los minerales anisótropos, el eje cristalográfico c, es perpendicular al plano del microscopio, lo que significa que al observar y hacer girar la platina, el mineral coloreado no cambia de intensidad de color y al colocar el analizador (minerales anisótropos uniaxiales), esta sección se comporta como isótropa.

Índice de Refracción

Los Índices de refracción son las constantes ópticas que conducen más directamente a la identificación de un mineral.

El problema consiste en determinar épsilon y omega (ϵ, ω) o alfa, beta y gamma, o sus valores aproximados, según el objetivo buscado.

En el caso de cortes delgados, el único recurso es comparar el o los Índices de refracción con los de los minerales adyacentes o con el líquido cementante, usualmente Bálsamo de Canadá. (IR= 1,554)

Línea de Becke

Es el método más difundido en mineralogía; la observación se efectúa con la ayuda de sustancias de índice de Refracción conocido para comparación con el mineral investigado. Se basa en el fenómeno estudiado por primera vez por Becke, 1893, consiste en una línea luminosa que se forma en el contacto entre dos minerales o sustancias de distinta refringencia, cuando se examinan con el microscopio, sin analizador.

Fenómeno

La luz llega desde abajo en rayos levemente convergentes, considerando solo aquellos que inciden en la superficie de contacto, de dos minerales de distinto índice de refracción.

En consecuencia, se produce una concentración de rayos del lado del mineral de mayor refringencia, que siguen, su camino alejándose de la normal a la sección en la línea de separación de los medios.

Subiendo y bajando el tubo del microscopio, se advierte que la línea luminosa así formada, que se prolongan a lo largo de todo el contacto, se traslada hacia uno y otro lado, de acuerdo con la siguiente regla: "Al elevar o desenfocar el plano focal del microscopio la línea de Becke, se traslada hacia la sustancia de mayor índice de Refracción".

La traslación de la línea de Becke, permite determinar cuál de dos cristales contiguos tiene mayor índice de refracción cuando el

Índice es igual en ambos, no se forma línea de Becke y el contorno del mineral, si este es incoloro y límpido, desaparece. Para comparar el Índice del mineral con el del bálsamo ($n = 1,554$) se busca alguna grieta, clivaje abierto o rotura y se explora en el borde de la sección hasta encontrar un cristal cuyo contorno límite con el bálsamo. Luego se compara con los otros minerales contiguos de la sección.

Este fenómeno puede apreciarse en el siguiente video [Línea de Becke Video 1](#).

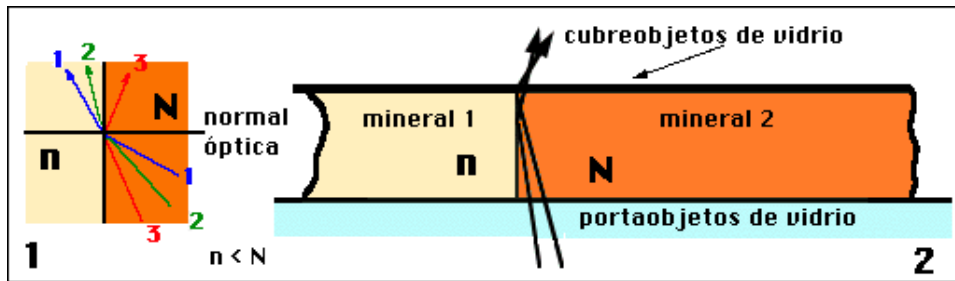
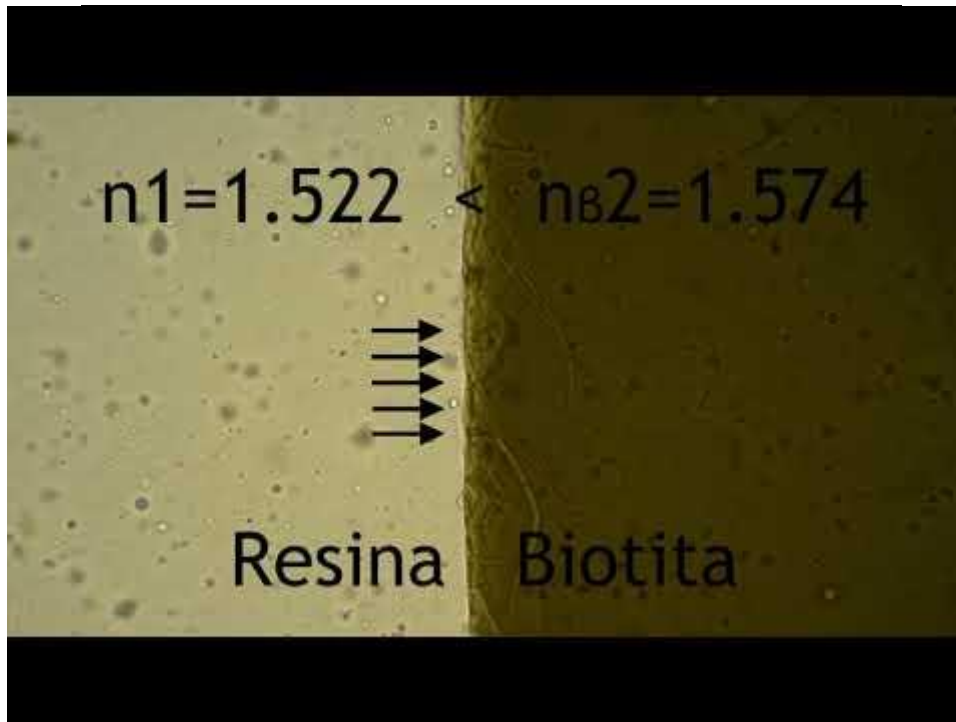


Figura 85. Representa una sección transversal de un corte delgado. En ella aparecen dos medios de distinto índice de Refracción, $n_1 < n_2$.

Se comprueba que todos los rayos que pasan del mineral de menor índice de Refracción (n_1) al de mayor Índice de Refracción (n_2) atraviesan la superficie refractándose, mientras que entre los que, inciden desde el más refringente (n_2), solamente pasan los que, forman un ángulo mayor que el crítico, pues los más rasantes sufren reflexión total.



Video 1. Video explicativo para determinar el índice de refracción en los siguientes casos:

- 1- Resina-Biotita. Biotita con relieve bajo, la línea de Becke se desplaza al interior del mineral con mayor índice de refracción, en este caso la biotita.
 - 2- Resina-Biotita en contacto. Biotita con relieve medio-bajo, la línea de Becke se desplaza al interior del mineral con mayor índice de refracción, en este caso la biotita.
 - 3- Resina-Biotita en contacto. Biotita con relieve medio, la línea de Becke se desplaza al interior del mineral con mayor índice de refracción, en este caso la biotita.
 - 4- Epidota-cuarzo. Epidota con relieve alto, la línea de Becke se desplaza al interior del cristal de epidota.
 - 5- Zircón-cuarzo. Zircón con relieve muy alto, la línea de Becke se desplaza al interior del cristal de zircón.
- <https://www.youtube.com/@user-tb3cy7mp9d>

Relieve

Es la diferencia de índice de refracción del mineral y el bálsamo de Canadá (sensación de volumen entre el mineral y el pegamento usado para adherir la lámina delgada o los granos adyacentes que produce la observación de un determinado grano mineral).

Si esta diferencia es grande, el mineral destaca mucho, mientras que si esta diferencia es pequeña el mineral destaca poco y presenta sus contornos poco definidos.

Por consiguiente, la diferencia entre los índices de refracción del mineral y del pegamento nos da una medida del relieve

-Si la diferencia es superior a 0,12 el relieve es alto

-Si está comprendida entre 0,04 y 0,12 el relieve es moderado

-Si es inferior a 0,04 el relieve es bajo.

El relieve de un mineral anisótropo varía al girar la platina del microscopio, tanto más cuanto mayor es su birrefringencia.

Si el mineral tiene un índice de refracción mayor que el líquido en la que se encuentra inmerso o mayor índice que los minerales circundantes, el relieve manifestando la formación de sombras y luces, siendo en



este caso positivo. Si el índice de refracción del mineral considerado es menor que el medio circundante, el relieve es negativo.

En el caso que el índice de refracción del mineral y del líquido sean iguales, la luz incidente no se observa y la superficie aparece iluminada en forma pareja, en este último caso si el fragmento mineral es líquido y no coloreado, es difícil incluso reconocer su presencia en el líquido.

Relieve (+): $n > 1.54$ (los granos parecen destacarse del bálsamo)

Relieve (-): $n < 1.54$ (los granos parecen sumirse en el bálsamo).

Alteraciones

Es un proceso (hidratación, oxidación, etc.) generalmente tardío y superficial, que transforma un mineral en otro (u otros). Los tipos de procesos de alteración son múltiples y complejos, varían dependiendo del tipo de mineral y tienen lugar por cambios de temperatura, cambios químicos, exposición atmosférica con abundancia de agua y oxígeno, cambios de pH. Por ejemplo, la desferrización de biotita, conduce a la presencia de minerales opacos y de otros minerales por ejemplo clorita. La caolinización y sericitización de los feldespatos es muy frecuente. Alteración de una biotita (marrón), con transformación a clorita (verde) a lo largo de los planos de exfoliación.

Estos procesos pueden comenzar en las zonas de borde de los cristales, planos de exfoliación, o fracturas, y pueden llegar a transformar completamente al mineral original. Es interesante indicarlo cuando son muy importantes o en aquellos casos en

los cuales el tipo de alteración puede ayudarnos a identificar el mineral original.

7.2 OBSERVACIÓN CON ANALIZADOR (PPX)

Cuando los dos nicols están cruzados, puede verse cómo la luz emerge del polarizador vibrando en un solo plano al atravesar ésta la lámina delgada, sale de ella vibrando en dos planos perpendiculares que corresponden a los rayos ordinario y extraordinario. Finalmente, al atravesar los dos rayos el analizador, emergen de él vibrando ambos en un solo plano, pero con una diferencia de fase, lo cual da lugar a fenómenos de interferencia de ondas.

El color de interferencia es un fenómeno en el que dos o más ondas se superponen para formar una onda resultante de mayor o menor amplitud. En estas condiciones, se pueden observar propiedades como la isotropía o anisotropía, colores de interferencia, direcciones de extinción, signo de alargamiento óptico (o de elongación), maclas, etc.

Isotropía o Anisotropía Óptica

Cuando la luz emerge del polarizador vibrando en la dirección E-W, atraviesa un mineral isótropo sale de este sin haber alterado la dirección de vibración después esta luz el analizador, las componentes de vibración en la dirección N-S, que es la única que admite el analizador son nulas, lo cual significa que no surgen ondas luminosas del analizador, por lo que solo observaremos oscuridad.

El fenómeno sigue siendo el mismo y se continúa observando oscuridad, aunque

giremos la platina del microscopio. El efecto es igual que si no existiera mineral sobre la platina. Este hecho permite distinguir los minerales del sistema cúbico y las sustancias amorfas de todos los demás, siendo esta oscuridad de los minerales isotropos un carácter distintivo muy importante para identificarlos.

Color de Interferencia o de Polarización

El color resultante de atravesar los nicoles cruzados recibe el nombre de color de interferencia o de polarización. El color de interferencia se obtiene, con analizador y a 45° fuera de la posición del polarizador y analizador, con máxima iluminación.

Al observar cristales uniáxicos, sólo veremos extinción cuando la luz incide paralelamente al eje c, z del cristal, o eje óptico.

En los cristales biáxicos existen dos direcciones en las cuales la luz se propaga sin birrefringencia, dos ejes ópticos, donde veremos extinción y en los minerales isotropos pasa paralelamente sin manifestar cambios. Entonces el color de interferencia es el resultado de la anisotropía del mineral por tanto varía con las direcciones de vibración, pero en su máxima iluminación.

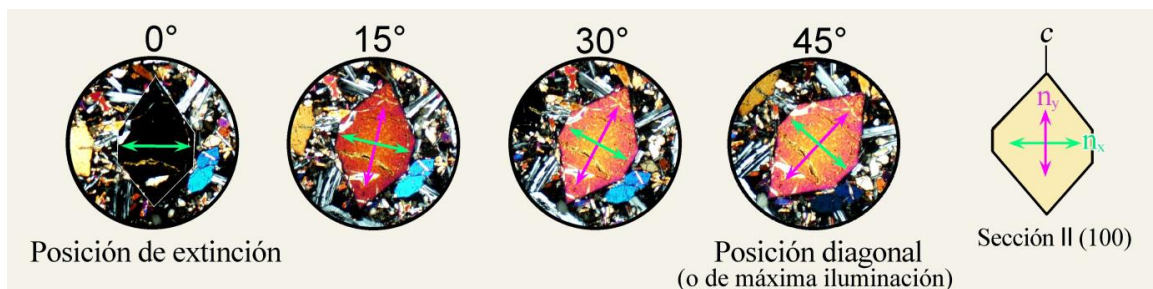


Figura 86. Color de interferencia (XPL) en minerales anisótipos y/o birrefringente para un cristal de forsterita al girar la platina desde la posición de extinción hasta la posición diagonal a 45° .

Factores del color de interferencia

La diferencia de magnitud o retado, depende del espesor del cristal, la birrefringencia y la orientación del cristal.

Espesor: Cuando los rayos que atraviesan el cristal entran en el analizador, cada uno se desdobra en un rayo ordinario (ω) y otro extraordinario (ϵ), cuyas direcciones de vibración concuerdan con las del analizador. Puesto que ambos rayos vibran en el mismo plano del analizador, interfieren entre sí.

Al observar cristales uniáxicos, sólo veremos extinción cuando la luz incide

paralelamente al eje c, z del cristal, o eje óptico.

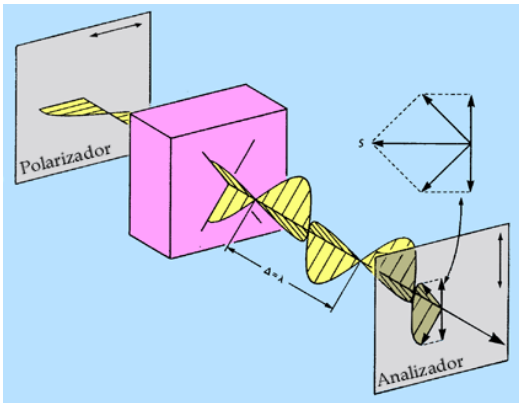
En los cristales biáxicos existen dos direcciones en las cuales la luz se propaga sin birrefringencia, dos ejes ópticos, donde veremos extinción y en los minerales isotropos pasa paralelamente sin manifestar cambios. Entonces el color de interferencia es el resultado de la anisotropía del mineral por tanto varía con las direcciones de vibración, pero en su máxima iluminación.

El retardo representa la distancia a la que un rayo viaja respecto a otro. Se mide en nanómetros, $1\text{nm} = 10^{-7}\text{cm}$, o el número de

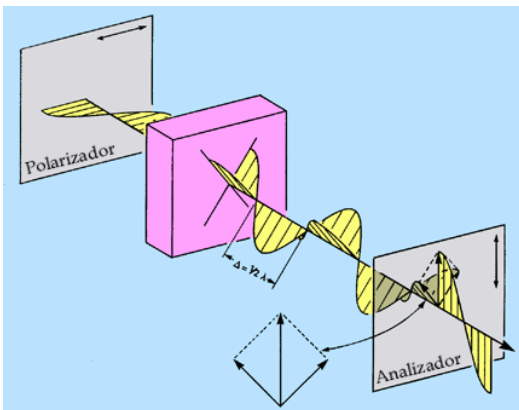
longitudes de onda que una onda se retrasa respecto a otra.

A 45° de la posición de extinción, la relación entre estos rayos y su interferencia es:

1. Si el retardo es un número entero (0, 1, 2, 3, etc.) de longitudes de onda, las dos ondas A y B, interfieren destructivamente, anulándose en el analizador.



2. Cuando el retardo es una fracción de longitud de onda = 1/2, 1 1/2, 2 1/2 longitudes de onda, las dos ondas interfieren constructivamente, atravesando el analizador.



Otro factor, es la Birrefringencia, relación entre (n_l - n_r) que es característica de cada mineral, en minerales anisótropos. Si la luz viaja a través del eje óptico, el cristal exhibe birrefringencia cero. En otras trayectorias muestran la máxima birrefringencia y

generalmente, se muestran birrefringencias intermedias.

La combinación de longitudes de onda que pasan el analizador produce los colores de interferencia, que dependen del retardo entre el rayo rápido y lento.

El color de interferencia producido depende de la longitud de onda de la luz que atraviesa el analizador y de las longitudes de onda que son anuladas. Así se produce un gran rango de colores. Esta tabla de colores se conoce como la Tabla de Michel Levy. Figura 87. Carta de colores de interferencia Γ-d, de Michel-Lévy. Los valores de birrefringencia de las líneas radiales en la carta de colores son correlacionados con minerales formadores de roca comunes. El uso de la carta de colores para la identificación mineral y para determinar el espesor del cristal.

La repetición de la secuencia de colores cambia de rojo a azul a retardos de 550, 1100, y a 1650 nm. Estas fronteras separan la secuencia de colores en primer, segundo y tercer orden. En el cuarto orden, retardos > 2200 nm, los colores aparecen tan lavados que llegan a ser cremas.

Desde la línea horizontal de 30 mm (espesor normal de la lámina delgada), y con un color de interferencia conocido, podemos leer sobre la línea diagonal correspondiente la birrefringencia. Esta propiedad ya sabemos que es muy específica de cada tipo de cristal y, por tanto, muy útil para identificarlos. Alternativamente, para una birrefringencia conocida, buscamos a través de la línea diagonal su intersección con la línea de



espesor 30 mm y buscamos así el color de interferencia en un cristal dado.

Como el espesor estándar de los cristales es de 30 μm ., la birrefringencia del cristal se obtiene despejando en la ecuación:

$$D = d (n_l - n_r)$$

En consecuencia, los colores de interferencia variarán de intensidad al girar la platina del microscopio hasta desaparecer en las posiciones de extinción.

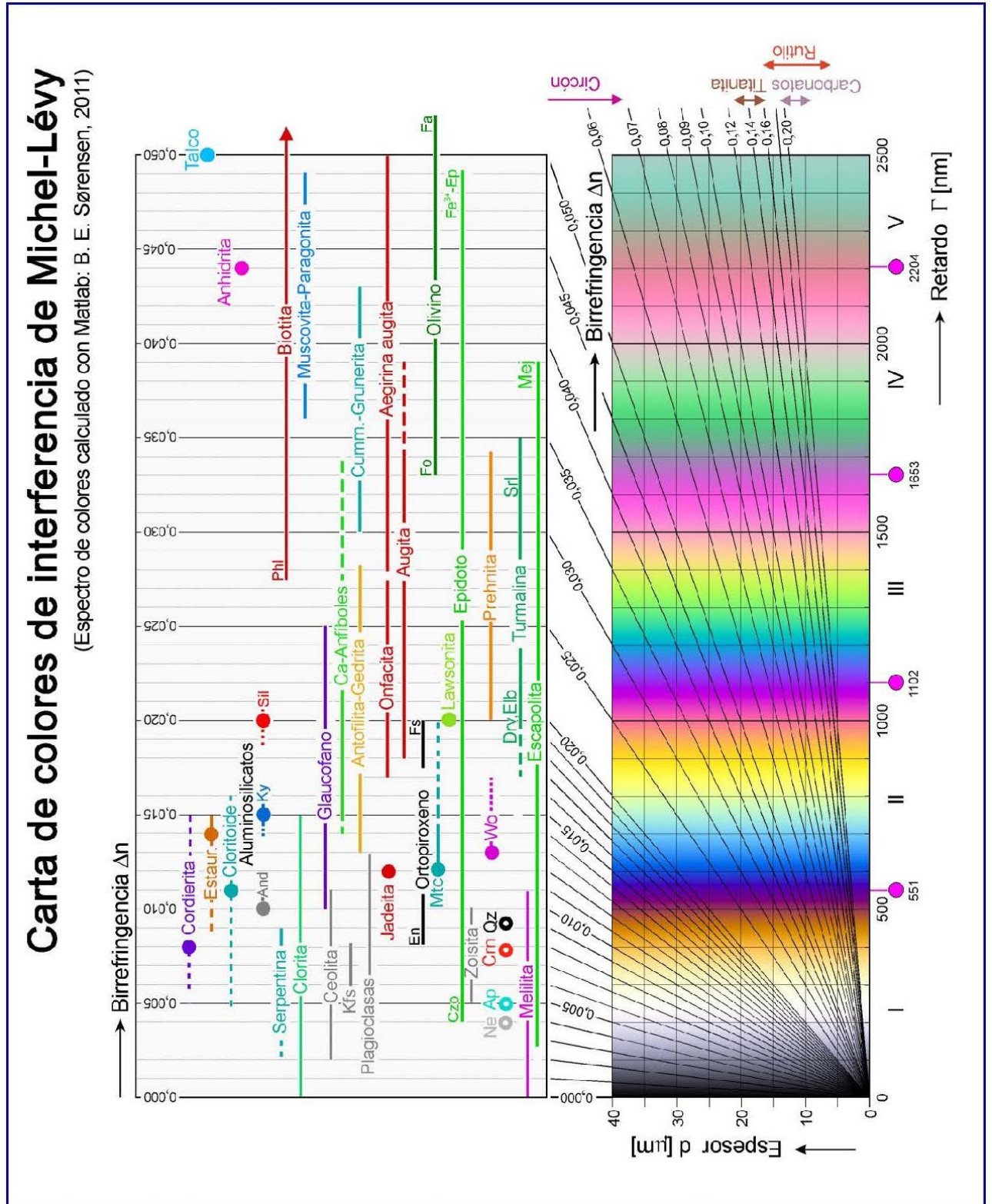


Figura 87. Carta de colores de interferencia Γ - d , de Michel-Lévy. Los valores de birrefringencia de las líneas radiales en la carta de colores son correlacionados con minerales formadores de roca comunes. El uso de la carta de colores para la identificación mineral y para determinar el espesor del cristal. (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012)

Asimismo, la birrefringencia varía dependiendo de la sección del cristal que se considere, de forma que la intensidad del color de interferencia será máxima cuando la sección observada sea el plano principal que contiene los índices de refracción máximo y mínimo (birrefringencia máxima) y será nula cuando la sección observada sea perpendicular a un eje óptico (birrefringencia nula). La birrefringencia máxima es la que se usa como una propiedad característica de cada mineral, y es una de las usadas para la identificación de minerales en lámina delgada. El reconocimiento del orden del color de interferencia mostrado por cada tipo de cristal llega con la práctica y uso de las placas accesorias utilizadas con el microscopio de polarización, se producen

interferencias en cantidad conocida y por tanto colores predeterminados que nos permiten evaluar el orden del color de interferencia del que se parte.

Esta gráfica es de gran utilidad para calcular la birrefringencia de los minerales a partir del color de interferencia.

Su manejo es muy simple. Desplazándose por la línea horizontal correspondiente al espesor de la preparación microscópica (normalmente entre 20 -30 μ) se busca la banda de color de interferencia que presenta el mineral y ascendiendo por la línea inclinada, que pase por ese color, obtendremos el valor de birrefringencia del mineral problema. Figura 88. Gráfica de colores de interferencias, birrefringencias y retardos.

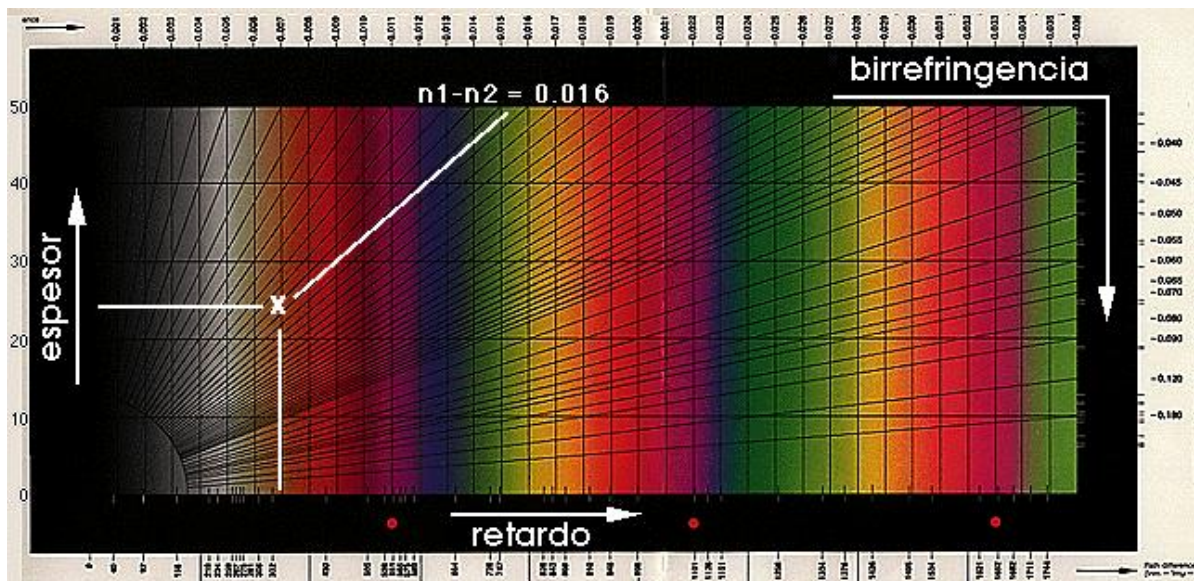


Figura 88. Gráfica de colores de interferencias, birrefringencias y retardos.

Orientación del cristal

Un cristal uniáxico puede ir cambiando el color de interferencia según se va inclinando el plano de corte. El color de interferencia varía desde ser nulo para sección horizontal (perpendicular al eje óptico) hasta su

máximo valor representado por la sección vertical (paralela al eje óptico), pasando por una serie de colores intermedios correspondientes a las secciones inclinadas (a mayor inclinación color más fuerte). Figura 89.

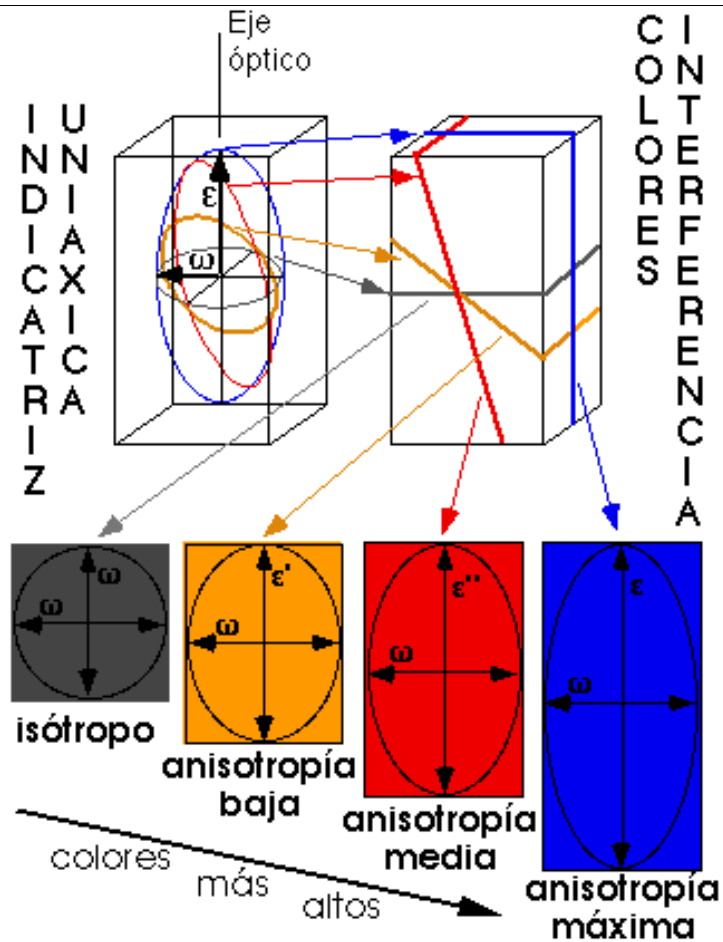


Figura 89. Color de interferencia y orientación óptica.

Extinción

La Extinción se produce cuando las direcciones de vibración del mineral coinciden con el polarizador y el analizador. En el mineral analizado existen algunas líneas de referencia, tales como líneas de intersección de caras, líneas de exfoliación o intersecciones de planos de macla, o algún rasgo morfológico del cristal y las direcciones de extinción nos permiten conocer las direcciones de vibración de las ondas luminosas dentro del cristal.

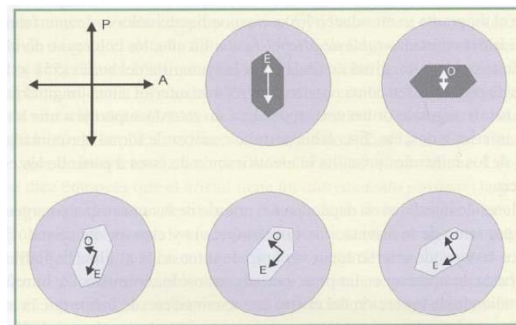


Figura 90. Direcciones de vibración en el polarizador (P) y el analizador (A) y diversas posiciones de un cristal de cuarzo. Obsérvese dos de las posiciones de extinción del cristal. O: rayo ordinario; E: rayo extraordinario. (Klein & Hurlbut, 1996).

Existen cuatro posiciones de extinción separadas por ángulos de 90° para las cuales la dirección de vibración E-W de las ondas que emergen del polarizador coincide

con la dirección de vibración de uno de los rayos, ordinario o extraordinario, asociados al paso de la luz por el cristal. En tal caso, la amplitud de las ondas del otro rayo del cristal, que debía vibrar en la dirección N-S, se anula, de tal forma que la luz emerge del cristal e incide en el analizador vibrando en la dirección E- W. Esto se explica, como consecuencia, esta vibración se anula en el analizador, al ser la dirección de polarización de éste la N-S, y, por ello, no llega ningún rayo luminoso al observador.

Angulo de Extinción

Se denomina ángulo de extinción, a la relación del ángulo que forma el eje cristalográfico c y la dirección de vibración más próxima. El eje cristalográfico c tomado como referencia, debe coincidir con una dirección morfológica del cristal: una cara bien desarrollada, una línea de clivaje, etc. Para medir el ángulo de extinción se orienta el mineral determinando las direcciones de vibración. Figura 91

3. Se coloca la sección del mineral, de manera que la dirección morfológica elegida, por ej: una línea de clivaje sea paralela al hilo vertical del retículo (N-S).
4. Se toma nota de la lectura del limbo.
5. Se gira la platina hasta la posición de extinción más próxima y se vuelve a leer el limbo de la platina.
6. La diferencia con la lectura anterior es el ángulo de extinción buscado.

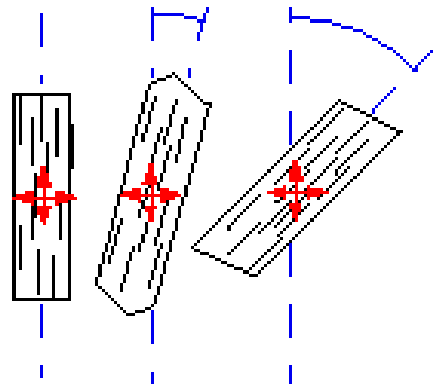


Figura 91. Medición del ángulo de extinción.

Tipos de extinción

Si cuando el mineral se encuentra en una posición de extinción, una línea de referencia determinada del cristal forma un ángulo de 0 o 90° con uno de los hilos del retículo del ocular se dice que la extinción es recta.

La Extinción oblicua es el ángulo que forma la dirección de las líneas de referencia en una posición de extinción con uno de los hilos del retículo.

Cuando el ángulo de extinción es el mismo con relación a dos conjuntos de líneas de referencia (exfoliación) se dice que la extinción es simétrica, es decir, en la posición de extinción las líneas de referencia del cristal son simétricas respecto a los hilos del retículo. Figura 92.

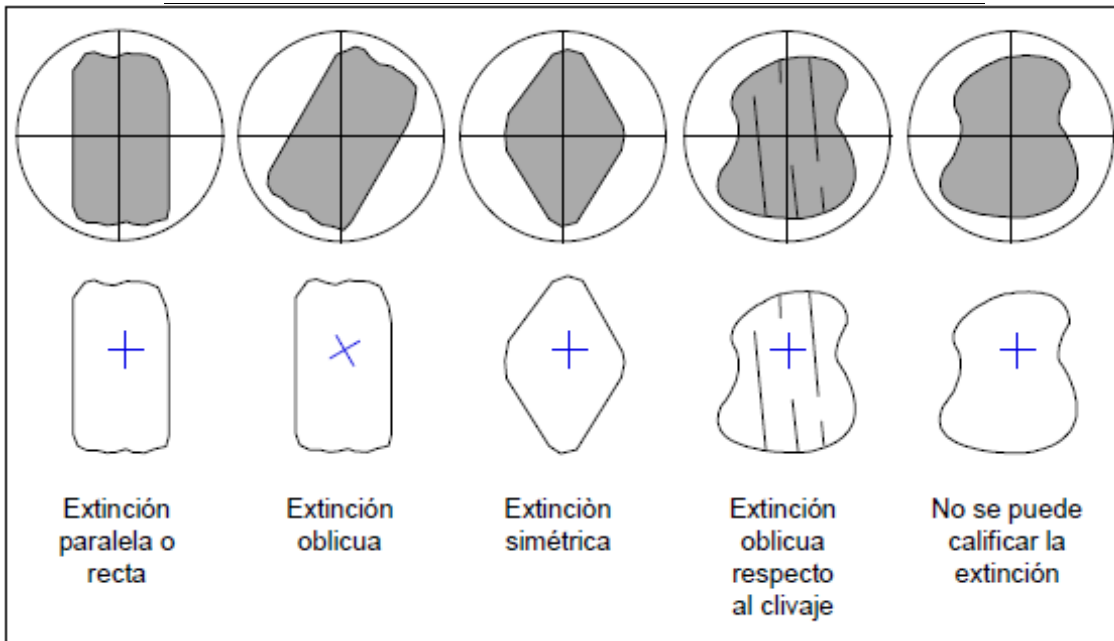


Figura 92. Tipos de extinción. Arriba. Representación de cristales en posición de extinción, tal como se observan en el microscopio. Abajo. Representación de las relaciones entre la forma del cristal y las direcciones de los índices de refracción.

Existen algunos tipos especiales de extinción, como son la extinción ondulante y la extinción en ojo de pájaro. La primera (Figura 93) se produce cuando en una sección de un cristal la posición de extinción varía ligera y gradualmente de unas partes a otras del mismo; se debe en la mayoría de los casos a pequeñas deformaciones de la estructura cristalina, que dan lugar a orientaciones ópticas ligeramente diferentes de las distintas partes del cristal; es particularmente frecuente en el cuarzo.

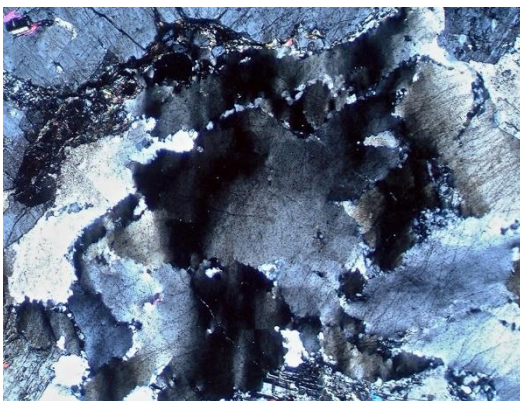


Figura 93. Extinción ondulosa en el cuarzo. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

La segunda se refiere al aspecto moteado que presentan algunos minerales, como la biotita, cuando se encuentran en una posición próxima a la de extinción, este tipo de extinción es muy común en las micas.

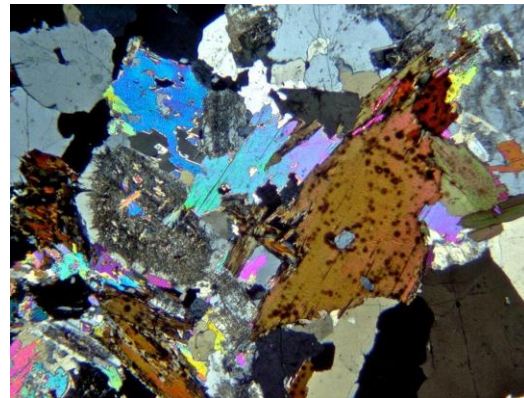


Figura 94. Extinción ojo de pájaro (u ojo de perdiz o moteada) de la biotita. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

El tipo de extinción es una característica del mineral que depende de su simetría. Así, por ejemplo, la mayoría de las secciones de los minerales uniáxicos (romboédricos, tetragonales y hexagonales) presentan extinción recta, ya que suelen ser alargados



en la dirección del eje óptico o el alargamiento es usualmente según la zona prismática paralela a C que coincide con la dirección de vibración de uno de los rayos extraordinario; por el contrario, los cristales monoclinicos v triclinicos tienen predominantemente extinción oblicua.

En anfíboles y piroxenos, las secciones basales (perpendiculares al eje c), el clivaje forma un rombo en los primeros y un cuadrado en los segundos, característica que sirve además para reconocerlos; no obstante, no se debe medir el ángulo de extinción en estas secciones, sino como se explicó con anterioridad se debe hacerlo en secciones con líneas de exfoliación clivaje paralelo; así mismo Gamma o la dirección de vibración más próxima debe estar también paralelo. Un procedimiento consiste en medir varios cristales, cuyo eje C, sea paralelo y tomar el valor máximo. Un método más seguro consiste en aprovechar el plano de macla que presentan a menudo anfíboles y piroxenos: Se busca una sección de un cristal en que el clivaje y plano de macla aparezcan paralelos entre si y ambos individuos de la macla de extinción simétrica, es decir que la extinción se produzca a giros iguales pero opuestos, a partir de la posición en que la traza del plano de macla es paralelo al hilo vertical del retículo.

Signo de elongación

La Elongación es la relación entre las dimensiones principales del cristal y la magnitud de los índices de refracción correspondientes a ellas.

Una característica importante es la posición de la dirección de referencia (dirección con mayor longitud del cristal o dirección de la exfoliación), con respecto a la dirección de vibración del rayo de menor velocidad de propagación (rayo lento). Cuando un mineral no tiene una dirección de referencia bien definida o no tiene extinción recta o casi recta, el concepto de signo del alargamiento carece de sentido. Figura 95.

Determinación del signo de elongación: placas auxiliares

Para determinar el signo de elongación se emplean las placas auxiliares, siendo las más frecuentes la de yeso y la de mica.

La placa (o lámina) de yeso (o de onda completa) se talla con un espesor tal (0,055 mm) que produce un color de interferencia rojo de primer orden, por lo cual se ha denominado también placa roja de primer orden. La placa (o lámina) de mica se talla con un espesor tal (0,022 nm) que da lugar a un retardo de las ondas que emergen de ella de un cuarto de onda para la luz amarilla, por lo cual se ha llamado también placa cuarto de onda; el color de interferencia que se produce en este caso es un gris azulado de primer orden.

Estas placas vienen montadas en un armazón metálico en el que se indican las direcciones de vibración de mayor y menor índice de refracción (generalmente la dirección de vibración de mayor índice de refracción es paralela a la arista de menor longitud de la placa). Para su utilización, las placas se introducen, al igual que la cuña de cuarzo, con sus direcciones de vibración formando 45° con las de los nicols;

presentan un espesor, birrefringencia, y retardo conocido.

Una de las aplicaciones de estas láminas es la determinación del signo de alargamiento del cristal, en minerales con hábito alargado o una exfoliación bien desarrollada.

Para medir la elongación, se intercala la placa de yeso o de mica en el sistema óptico

del microscopio y se coloca el mineral en cuestión con su dirección de referencia paralela a la dirección de vibración del rayo lento de la citada placa, es decir, formando 45° con la dirección N-S.

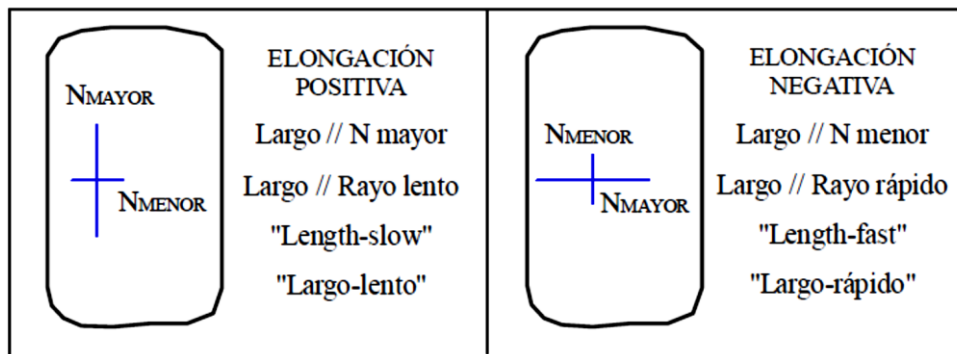


Figura 95. Tipos de elongación. Después de analizar la posición de adición o sustracción en relación al largo del cristal, podemos llegar a uno de los siguientes casos:

- Elongación positiva (índice de refracción mayor del mineral paralelo al largo).
- Elongación negativa (índice de refracción mayor del mineral perpendicular al largo). (Chifir Rivera, 2010).

En esta posición, si la dirección de vibración del rayo lento del cristal analizado coincide aproximadamente con la del rayo lento de la placa auxiliar, los retardos de ambas láminas se suman y se obtiene un color de interferencia de orden más alto en la tabla de Michel-Lévi que el del cristal; se dice entonces que el cristal tiene un alargamiento positivo (largo-lento). Si, por el contrario, la dirección de vibración del rayo lento de la placa auxiliar coincide con la del rayo rápido del cristal, los retardos se restan y se obtiene un color más bajo en la tabla de Michel-Levi; se dice entonces que el cristal tiene un alargamiento negativo (largo-rápido). Si ambos retardos son iguales y se restan, se anula el retardo resultante y se producirá oscuridad; a este fenómeno se lo denomina «compensación».

La cuña de cuarzo, al producir un retardo creciente a medida que aumenta su espesor, permite obtener siempre la compensación para un mineral cualquiera, por lo cual dicha cuña se denomina también compensador. Cuando se produce compensación, el correspondiente color de interferencia de la cuña, en ausencia del mineral, es el color de interferencia de este último. La compensación permite por tanto, obtener el color de interferencia de un mineral determinado. Figura 96.

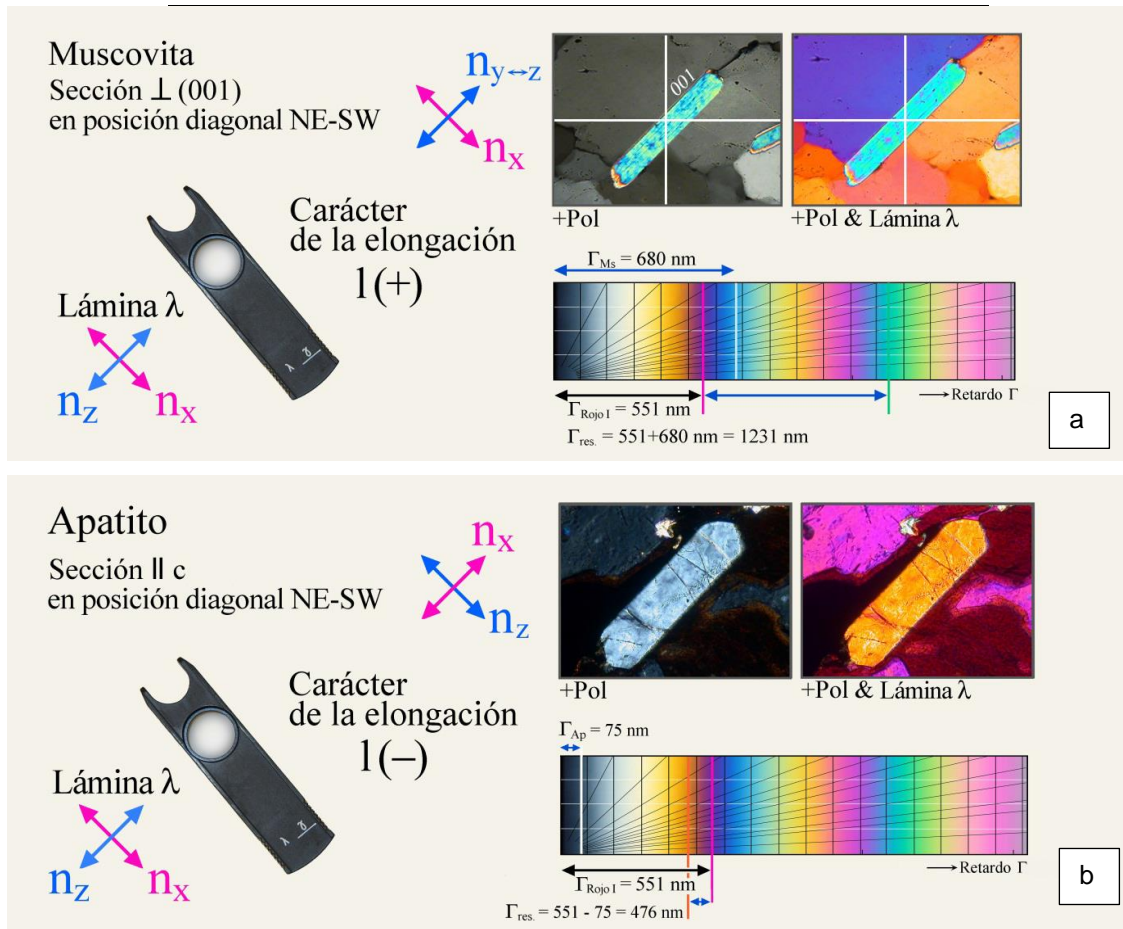


Figura 96. a. Muscovita tabular mostrando elongación de signo positivo. En la muscovita y en la lámina auxiliar rojo de primer orden, las ondas rápida (n_x) y lenta ($n_{y \leftrightarrow z}$) vibran con idéntica orientación. Por lo tanto los retardos se suman y los colores de interferencia aumentan ($\Gamma_{res} = \Gamma_{rojol} + \Gamma_{Ms} = 1231 \text{ nm}$; azul-verde de segundo orden). b. Apatito prismático mostrando elongación de signo negativo. En el apatito la onda rápida vibra paralela a la onda lenta de la lámina auxiliar rojo de primer orden, y la onda lenta del apatito vibra paralela a la onda rápida de la lámina auxiliar rojo de primer orden. Por lo tanto el retardo se reduce y se produce sustracción ($\Gamma_{res} = \Gamma_{rojol} - \Gamma_{Ap} = 476 \text{ nm}$; amarillo-naranja de primer orden) (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).

Macla

Las maclas son asociaciones de cristales de la misma naturaleza regidas según leyes geométricas precisas, ligadas a los elementos de simetría del sistema cristalino considerado. Una macla se puede desarrollar por contacto de una cara definida o por interpenetración de cristales.

Los Feldespatos, en sección delgada, se caracterizan por presentar maclado, de hecho, dado que se observa con tanta frecuencia, se utiliza universalmente para su

identificación. Entre los principales tipos de macla están:

Macla Albita

Se forma por una repetición sucesiva de individuos superpuestos. Si el corte pasa paralelo al plano que contiene $\{010\}$ y $\{001\}$ es posible que la macla no sea observada. Es característica de las Plagioclasas (Feldespatos de la Serie Calco-Sódica) Figura 97.



Figura 97. Imagen tomada con polarizadores cruzados. Maclas polisintéticas en cristales subautomorfos de plagioclasa. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

Macla Polisintética

Está compuesta por una sucesiva repetición de maclas tipo Albita y Periclina. Es una forma tardía en el crecimiento del cristal Figura 97.

Macla Periclina

Con sucesiva repetición de individuos, representa el paso de la Macla Albita a la Macla Polisintética (de Plagioclasa a Microclino). Figura 98.

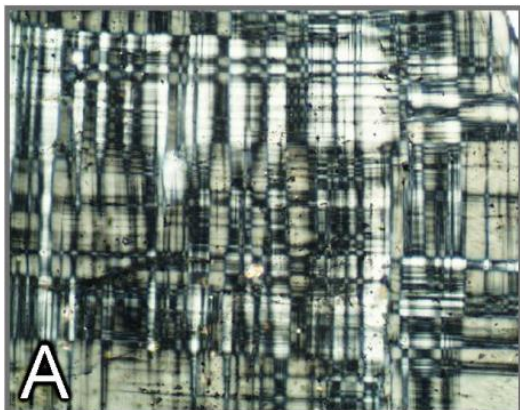


Figura 98. Microclina, con el característico maclado en enrejillado (sección aproximadamente paralela a (001)) (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).

Macla Carlsbad

Involucra la repetición simple y la interpenetración de dos individuos. Es común de la Ortosa (Feldespatos Alcalinos),

pero puede presentarse en el Sanidina (Feldespatos Alcalinos) y en las Plagioclasas asociada a maclas Albita. Figura 99.

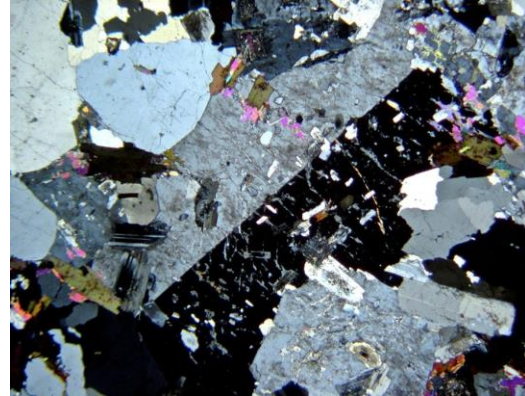


Figura 99. Imagen tomada con polarizadores cruzados. Se aprecia la textura peritítica y la macla de Carlsbad.

Macla Baveno

Formada por la repetición simple y la interpenetración de dos individuos, el plano de composición (cuya traza se observa en sección fina) es diagonal a la longitud de los cristales. Figura 100.

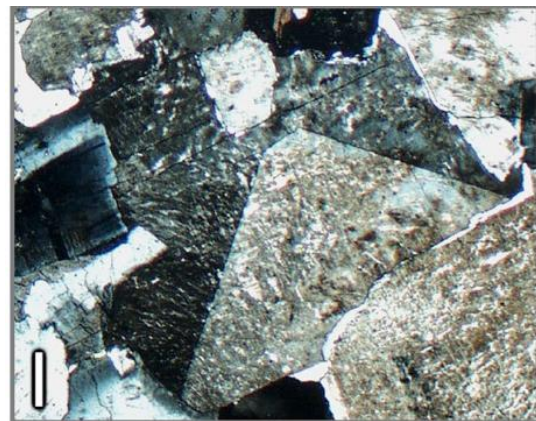


Figura 100. Feldespato potásico, macla de crecimiento de Baveno. (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).

Los mecanismos de formación son diferentes:

- i. Macla formada durante el crecimiento cristalino: Se forma un nuevo individuo sobre la superficie del otro que crece conservando una

especial relación cristalográfica (epitaxia).

- ii. Macla de transformación: Al cambiar las condiciones iniciales se produce un cambio de fase. El cuarzo de alta temperatura cambia al cuarzo de baja temperatura en esa transformación se puede producir un maclado aunque poco común.
- iii. Macla por deformación o cizallamiento: se forma debido a la presión ejercida por el medio como ejemplo la calcita. Figura 101.

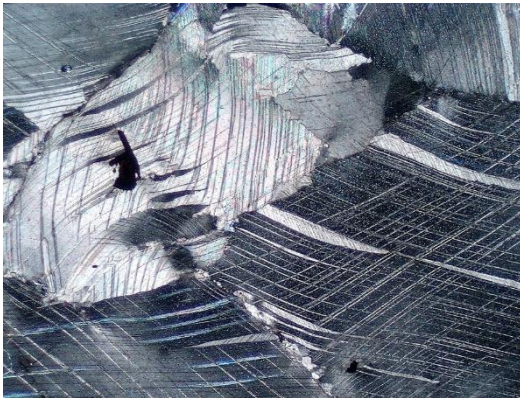


Figura 101. Cristales de calcita, deformados en un mármol (con grafito), vista con nicols cruzados. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

Con los nicols cruzados se pueden observar las maclas de un mineral.

La presencia de maclas da lugar a partes del cristal con distinta orientación óptica, lo cual se refleja por las distintas posiciones de extinción de unas partes del cristal respecto a las otras. Estas partes se encuentran separadas por líneas muy nítidas.

Determinación de la composición de las plagioclasas usando el método de Michel-Levy.

Este método es el procedimiento más simple para determinar la composición de las plagioclasas. Se usa el máximo ángulo de extinción de la macla de la albita. El procedimiento consiste en:

- I. Seleccionar plagioclasas con macla polisintética donde:
 - los planos de macla se vean con claridad
 - los individuos de la macla tengan un color uniforme (iluminación uniforme) con nicols cruzados (todos deben estar iluminados)
 - los ángulos de extinción sean iguales cuando la platina se rota hacia la izquierda o hacia la derecha
- II. Una vez encontrada una buena sección se procede a:

Orienta la macla N-S y anote la medida del vernier de la platina.

- A partir del N gire la platina hacia la izquierda y anote el ángulo de extinción izquierdo. Vuelva al N y gire hacia la derecha obteniendo el ángulo de extinción derecho
- La diferencia entre ambos ángulos deberá ser menor que 6° (si esto no sucede, la sección no es buena)
- El promedio de los ángulos de extinción izquierdo y derecho, se lleva a la gráfica de Michel-Lévy obteniéndose la composición de la plagioclasa
- Si el ángulo de extinción de macla obtenido es menor que 20° , deberá

además medirse el índice de refracción y el signo óptico de la plagioclasa. Las plagioclasas con composición An0- An21 tienen $n < n_{\text{bals}}$ y son ópticamente positivas. Las plagioclasas An21 - An38 tienen $n > n_{\text{bals}}$ y son ópticamente negativas.

Nota: este método es estadístico, para que sea válido se deberán medir de 8 a 10 cristales diferentes y obtener un promedio de los ángulos de extinción obtenidos en la tabla de Michel Levy.

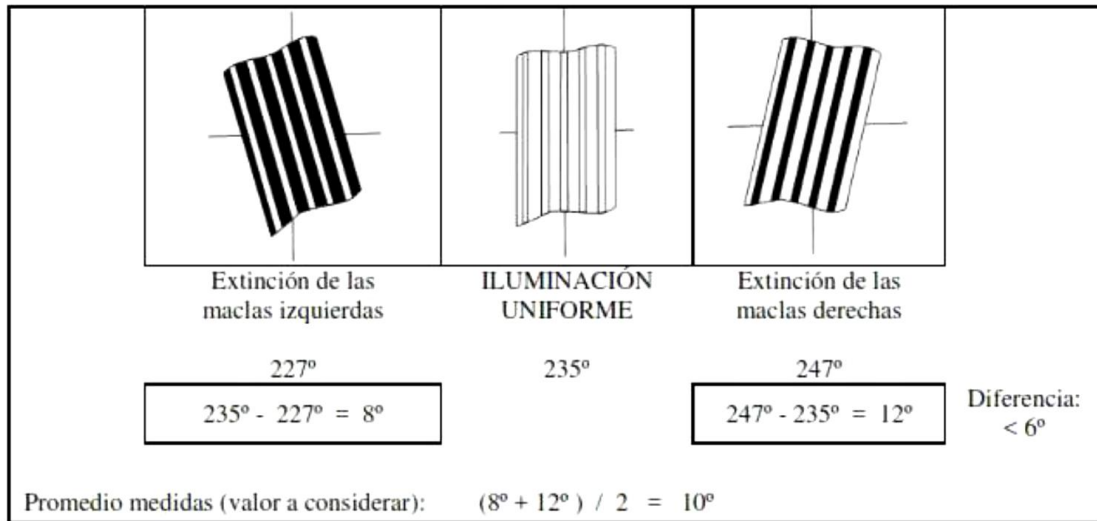


Figura 102. Método de Michel Levy para determinación de composición de plagioclasa. (Ovejero, 2015).

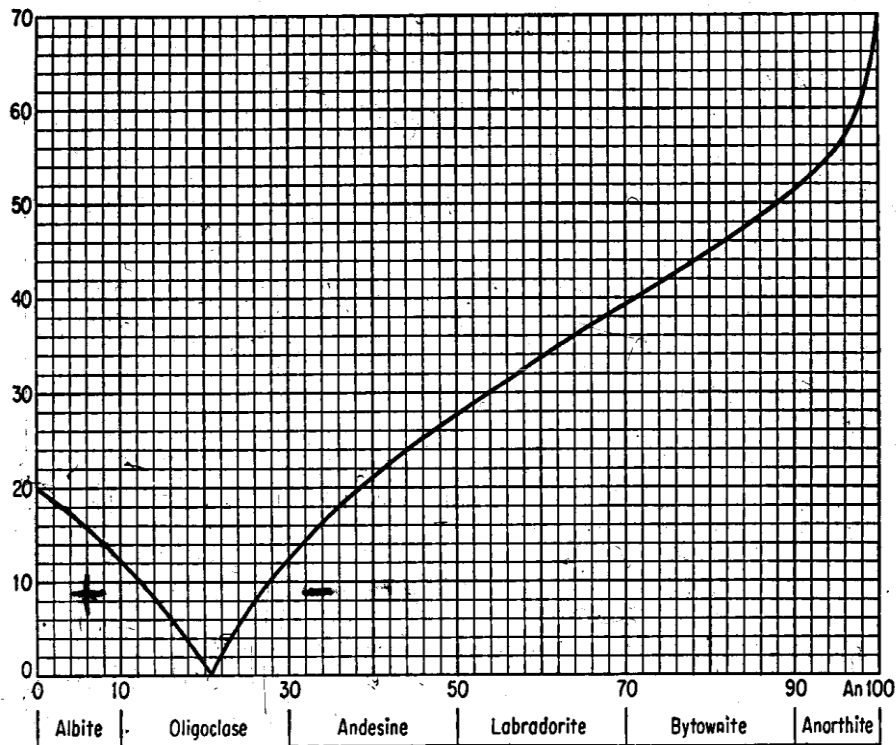


Figura 103. Curva que muestra el máximo ángulo de extinción para maclas de Ab-An. Método de Michel Levy. (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976)

MÁS SOBRE MACLAS

El universo de las maclas es inmenso, lo cual supera el alcance de este curso. Sin embargo, si te interesa profundizar más sobre este tema, te recomendamos leer el capítulo 3 del Manual de Mineralogía, pág. 181-183 (Klein & Hurlbut, 1996), como también consultar las siguientes páginas de internet:

- <https://www.geologiaviva.info/mineralogia/que-son-las-maclas-guia-practica/>
- <https://www.foro-minerales.com/forum/view-topic.php?t=2330>

Y los distintos tipos de maclas que podemos ver en microscopio, las puedes investigar en el libro Guía para la Microscopía de Minerales de Raith, Raas & Reinhardt (2012).



Otras Propiedades Observables bajo el microscopio

Existen algunas propiedades de minerales que se pueden observar en parte con luz

polarizada y no analizada. Una de ellas es el zonado (o zonación), que consiste en una variación de la composición de un mineral de unas partes a otras de un mismo cristal. Se manifiesta por cambios, generalmente del centro a los bordes del cristal, en el color natural (sin analizador).



Figura 104. Zonaciones concéntricas en un cristal automorfo de augita. Luz polarizada plana, arriba; nicoles cruzados, abajo. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022)

Otro rasgo destacable es la presencia de inclusiones, es decir, de pequeños cristales o fluidos que han quedado atrapados dentro de un cristal de mayor tamaño; se trata de rasgos visibles al microscopio y cuya presencia puede facilitar en algunos casos la identificación de minerales.



Figura 105. Inclusiones de pequeños cristales de circón (con el halo negro característico) en un cristal de biotita. Luz polarizada plana. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

Las exsoluciones (o desmezclas), son transformaciones de un mineral en dos de composición diferente, de forma que el minoritario aparece creciendo en el interior del mayoritario. El proceso consiste en que un mineral de composición AB da lugar a dos minerales diferentes, Mineral A + Mineral B, generalmente por procesos de cambio en las condiciones de temperatura (no confundir con los procesos de alteración). Un ejemplo muy común son las pertitas, exsoluciones de plagioclasa en el interior de un feldespato potásico.



Figura 106. Micropertitas en un feldespato tipo microclina. Polarizadores cruzados. (Gil-Crespo, Atlas de Mineralogía Óptica, 2022).

Guía de lectura 7 Capítulo 7. ¿Qué observamos a través del microscopio?

Preguntas orientadoras

1. ¿Cuántos tipos de observaciones al microscopio podemos realizar y cómo se llaman? ¿Qué diferencia hay entre ellas?
2. ¿Cuáles son muy similares o idénticas a las descripciones macroscópicas?
3. ¿A qué se debe el cambio de color según la orientación del mineral? ¿Cómo se llama esa propiedad?
4. ¿A qué se debe que algunos minerales se ven con más relieve que otros? ¿Cómo se llama esa propiedad? ¿Cómo se llama el método para determinarla y cuál es el fundamento físico del mismo?
5. ¿A qué se debe el color de interferencia de un mineral?
6. ¿Qué dice la ley de Arago Fresnel? ¿Qué propiedad determinamos a partir de ésta?
7. ¿Qué es el signo de elongación? ¿Para qué minerales es aplicable?
8. ¿Qué son las maclas? ¿Para qué minerales es aplicable?

CAPÍTULO 8. OBSERVACIONES CONOSCÓPICAS

8.1 OBSERVACIÓN DE LA LUZ CONVERGENTE

Para la observación con luz convergente requiere tener intercalados en el sistema óptico del microscopio los elementos del polarizador, analizador, lente de Bertrand y el condensador. Se requiere además utilizar un objetivo de gran aumento y tener perfectamente centrada la platina. Con el dispositivo convergente, se pueden observar las figuras producidas por la interferencia de las ondas que emergen del analizador. Las deducciones más frecuentes que se realizan a partir de dichas figuras, hacen referencia al carácter (uniáxico o biáxico) y el signo óptico de los cristales.

Análisis del pasaje de las ondas Luminosas

La

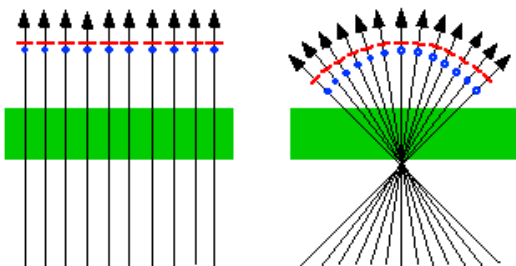


Figura 107, muestra de manera simplificada, la trayectoria de los rayos. En la imagen de la izquierda atraviesan el mineral según trayectorias paralelas sin condensador y a la derecha se observa con condensador adonde los rayos cambian la trayectoria del recorrido y las direcciones de vibración.

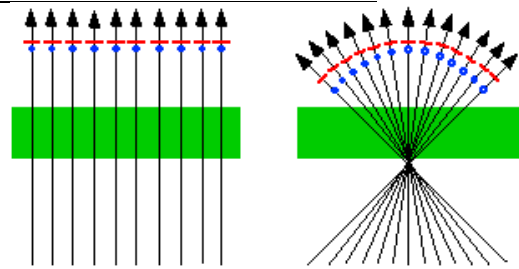


Figura 107. Trayectoria de la luz paralela (izquierda), con condensador (derecha) un corte mineral perpendicular al eje óptico en un cristal uniáxico.

En la imagen de la izquierda, la trayectoria de la doble refracción será igual para todos ellos y llevarán el mismo desfase. La componente rápida (representada en el dibujo por "-") le habrá sacado la misma ventaja a la componente lenta (representada por ".") en todos los rayos. El cristal, por tanto, tendrá el mismo color de interferencia en todas sus zonas.

A la derecha, la imagen muestra lo que sucede al colocar el condensador. Se producen una serie de conos de luz con diferentes inclinaciones que convergen exactamente en el plano de la preparación microscópica.

Lo que sucede con los rayos es lo siguiente: En un sector, donde los rayos se vuelven más inclinados conforme se van separando del eje central, sus recorridos dentro del cristal aumentan progresivamente y así también lo harán los retardos entre las dos ondas que vibran propagándose por cada rayo (es como si el espesor del cristal fuese cada vez más grueso).

Al ir cambiando la inclinación también cambia la birrefringencia del mineral. La birrefringencia del mineral, es la diferencia entre los índices de refracción de las dos ondas, será distinta para cada cono de rayos. Como resultado de ambos efectos,

camino recorrido y birrefringencia, cada cono de rayos presentará el mismo color de interferencia que será distinto al de los otros conos de luz. Figura 108.

De esta manera en la figura de interferencia resultante, aparecerán una serie de curvas concéntricas con diferentes colores, estas curvas de colores se conocen como isocromáticas.

Las isocromáticas constituyen el primer elemento formador de la figura de interferencia y se definen como el lugar geométrico de todos los puntos de igual desfase.

Cuanto más birrefringente sea un mineral más isocromático presentará, mientras que un mineral muy poco birefringente puede que no muestre ninguna isocromática.

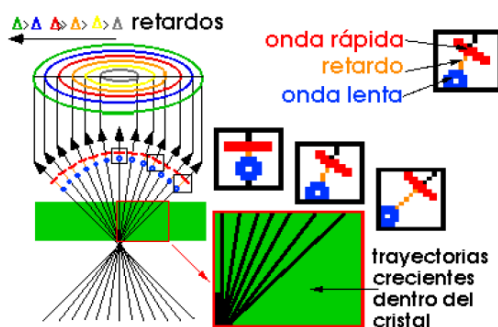


Figura 108. Formación de las isocromas a partir del cono de rayos de luz.

Al ir cambiando las direcciones de vibración dentro de cada cono ocurrirá que unos rayos se encuentran en posición general (sus direcciones de vibración no coinciden con las del polarizador y analizador) y mostrarán un color de interferencia correspondiente al retardo que lleven las ondas. Otros rayos, por el contrario, se encontrarán en posición de coincidencia (sus direcciones de vibración sí coinciden con las del polarizador y analizador), se encuentran en posición de

extinción y se presentarán por tanto oscuros.

Esto significa que las isocromáticas se encontrarán interrumpidas por áreas oscuras, las cuales se llaman isogiras, las que representan el lugar geométrico de todas las ondas cuyas direcciones de vibración coinciden con las del polarizador y analizador. Figura 109.

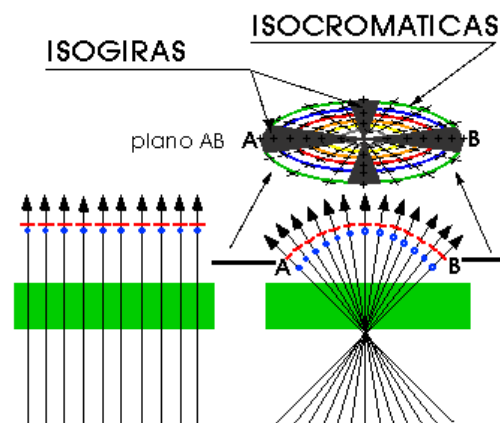


Figura 109. Formación de las isogiras.

Aplicaciones de las Figuras de Interferencia

¿En qué casos aplicamos estas figuras obtenidas a partir de la observación conoscópica?

Las FI se emplean principalmente para determinar, en los minerales el carácter óptico de minerales anisótropo (uniáxico o biáxico), dado que tanto el cristal uniáxico como el biáxico presentan distintivas figuras de interferencia. Los minerales isótropos son descartados para emplear esta técnica, dado que el mineral isótropo no muestra figura de interferencia.

También es aplicable para determinar la posición de mayor longitud del mineral (orientación del corte del mineral en la

preparación), esto debido a que cada orientación del mineral presenta una figura de interferencia característica, de manera que a partir de ella se puede deducir la orientación de la lámina mineral que la ha producido.

Otra de las aplicaciones es definir el signo óptico. Con la ayuda de compensadores es posible determinar, sobre la figura de interferencia, el signo óptico de los minerales.

El ángulo $2v$, en el caso de los cristales biáxicos es posible medirlo o estimarlo aproximadamente, a partir de la figura de interferencia. Dicho ángulo, recordemos, es el que forman los ejes ópticos de la indicatriz óptica biáxica.

8.1 CARÁCTER ÓPTICO

Figura de interferencia uniáxica

En un cristal uniáxico, la figura de interferencia está formada por dos brazos extinguidos que se cruzan perpendicularmente formando una cruz de ángulos rectos (isogiras) y unos anillos de colores dispuestos de forma concéntrica con la cruz y que se vuelven de colores cada vez más altos conforme se van desplazando hacia la periferia del campo.

Cuando estas direcciones de vibración coincidan con las direcciones este-oeste, y norte-sur se encontrará en oscuridad y fuera de esta posición mostrara color de interferencia, Figura 110. Las curvas isocromáticas aparecen en función de la birrefringencia del mineral.

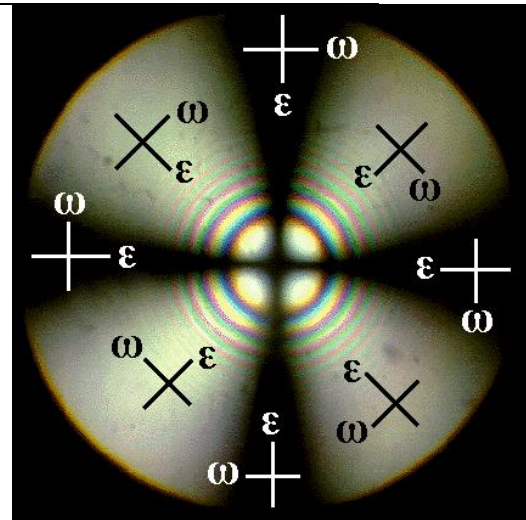


Figura 110. Figura de interferencia uniáxica, con la indicación de la dirección de vibración de los rayos ordinario y extraordinario.

Es posible conocer si en un punto cualquiera las ondas vibran en direcciones de coincidencia o no con las direcciones del polarizador y analizador. El componente extraordinario (épsilon) vibrará en la dirección radial mientras que el ordinario (omega) lo hará en dirección tangencial al círculo que pase por ese punto.

Dependiendo del corte del mineral, las figuras de interferencia pueden ser de los siguientes tipos, según se muestran en la Figura 111:

- a) Figura perpendicular al eje óptico

La característica distintiva es que el centro de la cruz isogira coincide con el centro del campo del microscopio. Al girar permanece sin cambios (ni se desplaza, ni se deforma). Esta figura de interferencia es adecuada para reconocer a un mineral uniáxico.

b) Figura inclinada

Como la figura anterior, pero ahora el centro de la cruz de la isogira se encuentra desplazado del centro del campo. Cuando mayor sea la inclinación más se desplazará el centro de la cruz isogira hacia la periferia del campo.

c) Figura muy Inclinada o corte muy inclinado al eje óptico

Similar a las anteriores, pero en este caso la figura de interferencia está formada por una cruz isogira con su centro situado fuera del campo de observación. Al girar, la figura se observa una sola rama isogira que se desplaza por el campo de observación hasta salir fuera de él. En unas ocasiones entra en el campo la rama vertical de la cruz isogira y en otras ocasiones la hace la rama horizontal. Teóricamente con esta figura se podría diferenciar a un cristal uniáxico siempre que las ramas se desplacen rectas, sin curvarse, al salir del campo.

d) Figura Paralela al Eje Óptico

Cuando el corte es paralelo al eje óptico (el eje óptico cae en el plano de la preparación) se forma una figura denominada flash. Se caracteriza por una cruz isogira de ramas extraordinariamente anchas que ocupan prácticamente todo el campo de visión. Basta girar un pequeño ángulo (< 5 grados) para que desaparezcan completamente del campo visible. Los cristales biáxicos

presentan esta misma figura y por tanto no sirve para distinguir un cristal uniáxico de otro biáxico.

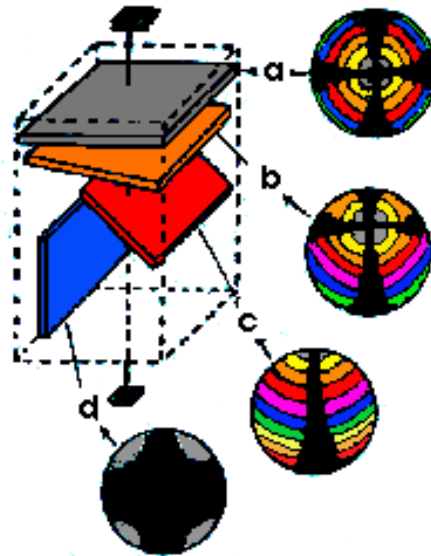


Figura 111. Un cristal uniáxico según orientaciones en el cristal (Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

Figuras de interferencia Biáxicas

La isogira está formada por una cruz de ramas perpendiculares que al girar se rompe en dos ramas de hipérbola y al seguir girando se vuelve a cerrar en una cruz. Las ramas de la cruz son asimétricas, siendo una netamente más ancha que la otra (hecho no siempre distinguible en la práctica). La rama más estrecha muestra unos puntos de estrechamiento máximo que corresponden con los puntos de incidencia de los ejes ópticos, a estos puntos se les conocen como "melatopos" (representados en la figura por color rojo). Figura 112.

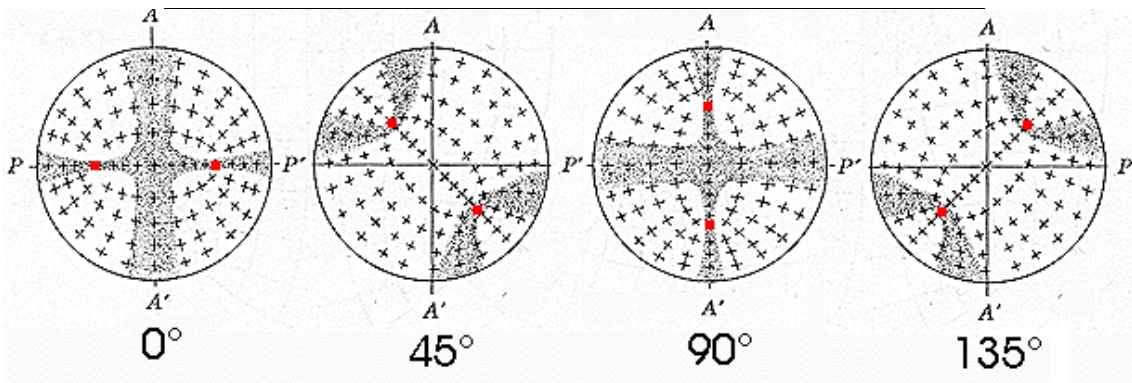


Figura 112. Figura de interferencia biáxica en distintas posiciones de la platina, indicándose las direcciones de vibración de numerosos puntos (los melatopos se resaltan en color rojo) (Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

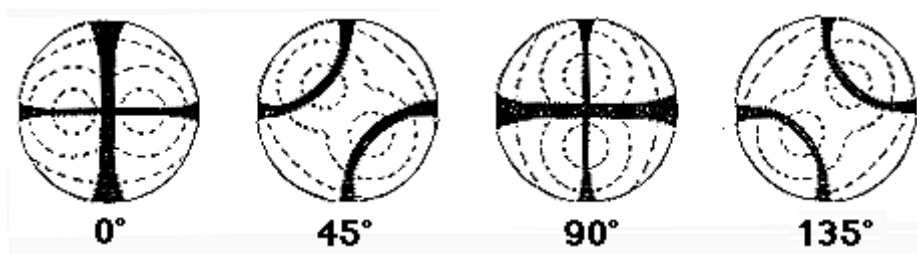


Figura 113. Superficies de Bertin o lemniscatas (Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

Como se trata de cristales biáxicos, la presencia de dos ejes ópticos hace que las isocrómicas sean de forma más compleja de lo que ocurría en los uniáxicos. En la Figura 113 aparecen círculos, elipses y formas más complejas, que recuerdan al número ocho. Se les llama superficies de Bertin o lemniscatas.

Se puede conocer las direcciones de vibración de las ondas en cualquier punto del campo y conocer de antemano la figura de interferencia. Se une el punto considerado ("N", en la figura) con los melatopos y se formará un ángulo. Una onda vibrará en la dirección bisectora de este ángulo ("d", en la figura) y la otra onda lo hará en dirección perpendicular ("c"), Ley de Biot Fresnel, Figura 114.

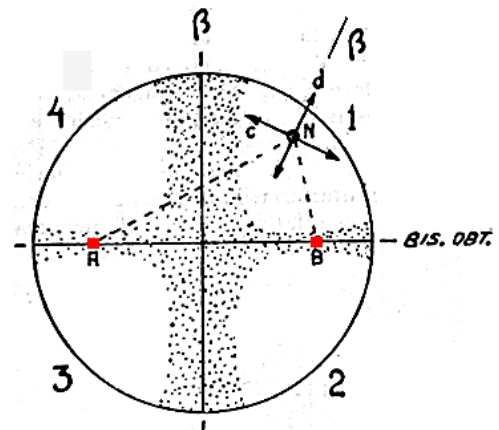


Figura 114. Equidromos de direcciones de vibración. Ley de Biot Fresnel (Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Díaz, Dorrnsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

En un cristal biáxico se pueden diferenciar cinco orientaciones principales que se destacan en el siguiente dibujo: a, b, c, d y e.

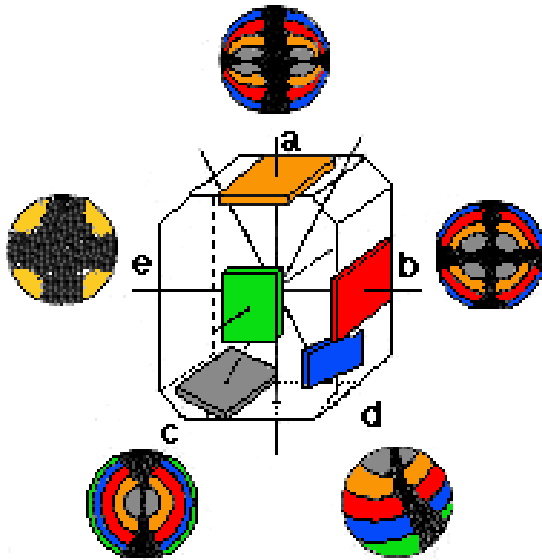


Figura 115. Figuras biáxicas según distintas orientaciones (Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

- a) Figura perpendicular a la bisectriz aguda:

La figura es similar a la anterior, pero las ramas al abrirse se separan tanto que llegan a desaparecer durante unos momentos del campo de observación.

- b) Figura perpendicular a la bisectriz obtusa:

La figura está formada por una sola isogira situada en el centro del campo. Al girar se dobla, permaneciendo en el centro y mostrando su concavidad para los distintos cuadrantes del campo (es similar a la figura perpendicular a la bisectriz aguda pero se ve sólo una rama).

- c) Figura perpendicular a un eje óptico:

La figura de interferencia está formada por una cruz isogira con su centro situado fuera del campo de observación. Al girar, la figura se observa una sola rama isogira que se desplaza por el campo de observación hasta salir fuera de él. En ocasiones entra en el campo la rama vertical de la cruz isogira y

en otras ocasiones la hace la rama horizontal. En ocasiones es una rama recta (horizontal o vertical) y en otras se curva (inclinada). Las bandas no permanecen rectas al abandonar el campo de observación.

- d) Inclinada, posición general:

La figura de interferencia está formada por una cruz isogira con su centro situado fuera del campo de observación.

Al girar, la figura se va viendo por partes. Se observa una sola rama isogira que se desplaza por el campo de observación hasta salir fuera de él. En unas ocasiones entra en el campo la rama vertical de la cruz isogira y en otras ocasiones la hace la rama horizontal. En ocasiones es una rama recta (horizontal o vertical) y en otras se curva (inclinada). Las bandas no permanecen rectas al abandonar el campo de observación.

- e) Figura paralela al eje óptico:

Cuando el corte es paralelo al plano de los ejes ópticos (los ejes ópticos caen en el plano de la preparación) se forma una figura denominada flash. Se caracteriza por una cruz isogira de ramas extraordinariamente anchas que ocupan prácticamente todo el campo de visión. Basta girar un pequeño ángulo (<5 grados) para que desaparezcan completamente del campo visible. Los cristales biáxicos presentan esta misma figura y por tanto no sirve para distinguir un cristal uniáxico de otro biáxico.



8.2 SIGNO ÓPTICO DE MINERALES

Laminas compensadoras

Son varios los compensadores que se usan, según las características de la figura de interferencia.

I. Compensador rojo de primer orden rojo de primer orden.

El uso de este compensador es muy recomendado para figuras de interferencia que carecen de isocromáticas.

La sustracción (compensación de componentes, rápido-lento y lento-rápido) está representada por un color amarillo de primer orden, mientras que el azul de 2º orden (o el verde) representa refuerzo (coincidencia de los componentes, rápido-rápido y lento-lento).

Cuando hay isocromáticas, en vez de analizar los cambios de coloración de un cuadrante determinado, lo que se hace es comparar los colores de dos cuadrantes contiguos (por ejemplo, 1º frente al 2º) y se observara como en uno predominan los verdes y azules mientras que en el otro cuadrante lo harán los amarillos y los naranjas.

Para minerales de moderada birrefringencia, junto al centro de la cruz, los cuadrantes muestran una estrecha zona de color gris (correspondiente a la primera isocromática) en la que resulta fácil observar si al introducir el compensador rojo el color sube a azul o baja a amarillo.

II. Compensador de mica de retardo 1/4 de longitud de onda

Su uso está muy recomendado para figuras de interferencia con isocromáticas.

El compensador de mica introduce un retardo de 1/4 de longitud de onda. Con este compensador en los cuadrantes en los que hay coincidencia rápido-rápido y lento-lento las isocromáticas se desplazan hacia el centro (al recibir el refuerzo del compensador, las ondas necesitan recorrer un camino más corto dentro del cristal para producir el mismo retardo), mientras que donde se produce sustracción (rápido-lento y lento-rápido) las isocromáticas se desplazan hacia la periferia del campo.

En los cuadrantes en los que se produce sustracción aparecen unos puntos oscuros en el centro del campo que son fácilmente reconocibles.

III. Compensador de cuña de cuarzo

Este compensador está recomendado para figuras de interferencia con numerosas isocromáticas (minerales muy anisótricos).

Al introducir progresivamente este compensador, en forma de cuña, en los cuadrantes en los que se produce refuerzo las isocromáticas se desplazan hacia el centro, mientras que en los que se produce sustracción las isocromáticas se desplazan hacia el exterior.

Determinación del signo óptico minerales uniáxicos

Las secciones adecuadas para determinar el signo óptico en minerales uniáxicos son las que son perpendiculares al eje óptico o, en su defecto, las inclinadas, pero no tanto como para que el centro de la cruz se mantenga dentro del campo de observación (posición a y b de la Figura 111).

También hay que tener en cuenta que el campo de observación se divide en cuadrantes, tal como se muestra a continuación.



Figura 116. Cuadrantes de la figura de interferencia uniaxial

También puede tomarse el criterio de cuadrantes según puntos cardinales (1.NE, 2. SE, 3.SO y 4. NO).

La sustracción (compensación de componentes) entre las componentes del mineral y las del compensador está representada por un color amarillo de primer orden (o también el naranja), mientras que el azul de 2º orden (o el verde) representa refuerzo (coincidencia de los componentes lentos y rápidos).

Se introduce la lámina compensadora "rojo de primer orden". La isogira se volverá de color rojo (ya que aquí las ondas del mineral no han introducido ningún retardo y sólo actuarán las del compensador).

En unos cuadrantes tendremos compensación mientras que en los otros habrá sustracción. Si en los cuadrantes 1º y 3º se vuelven azules (y los 2º y 4º amarillos) el mineral es de signo óptico positivo. Si ocurre lo contrario (azul en 2º y 4º; amarillo

en 1º y 3º) el cristal es negativo.

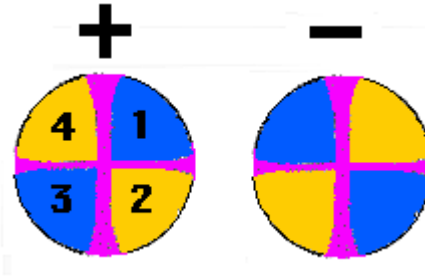


Figura 117. Signo óptico uniaxial (Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Díaz, Dorronsoro Fdez, & García Navarro, s.f.)

En el caso de que existan isocromáticas, se debe usar la lámina de mica o la cuña de cuarzo. También puede usarse el compensador rojo de primer orden y comparar los efectos producidos entre cuadrantes vecinos.

Veamos el porqué de estos cambios cromáticos, el componente omega vibra en dirección siempre tangencial, mientras que epsilon lo hace en dirección radial. Al introducir el compensador el primer cuadrante de la figura presenta color azul. Como la lámina ha introducido un color rojo, si ahora aparece azul es porque el color ha subido, ha habido refuerzo, lo que quiere decir que a la componente rápida del mineral le ha correspondido también la rápida del compensador (y al lento el lento). En el primer cuadrante el componente rápido del compensador vibra en posición tangencial y el lento en la radial, luego en el mineral será omega el rápido y epsilon el lento. Por tanto, omega es el índice de refracción pequeño y epsilon es el grande, es un cristal uniaxial positivo.

Esta misma situación se mantiene en el tercer cuadrante, pero se invierte en el 2º y 4º. En esto últimos cuadrantes el

componente rápido del compensador vibra ahora en dirección radial mientras que el lento lo hace en dirección tangencial. Como consecuencia el cuadrante 2º y 4º están en

situación de sustracción (rápido-lento) y el color de interferencia baja a amarillo.

En los cristales uniaxiales negativos los colores se invierten: 1º y 3º amarillos, y 2º y 4º azules.

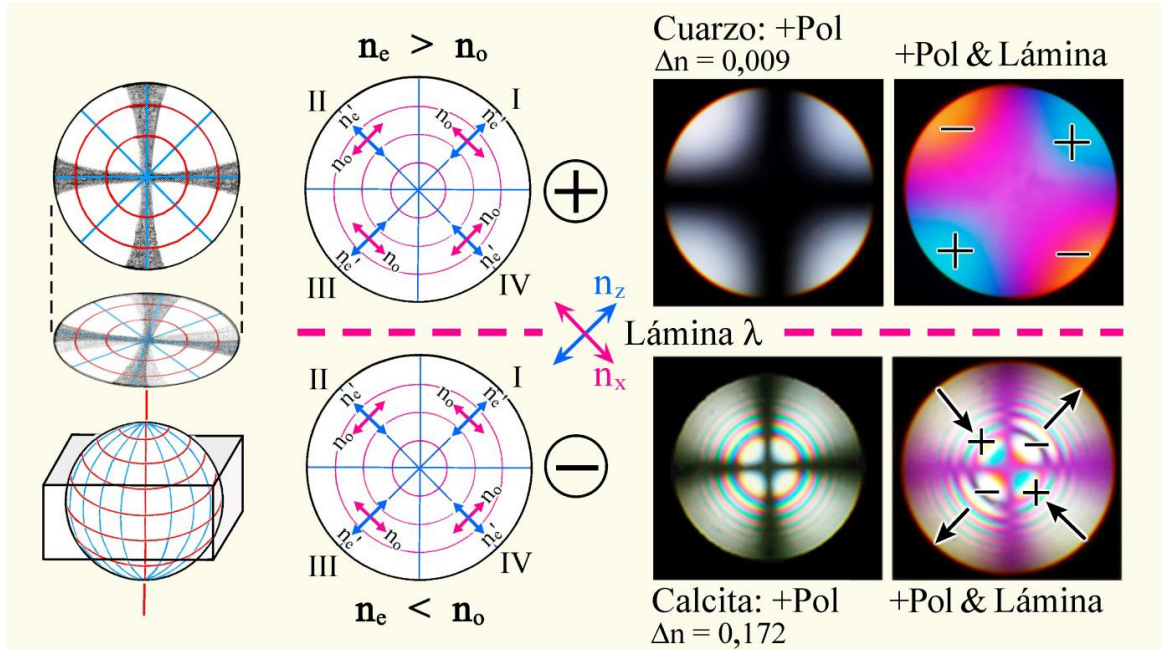


Figura 118. Determinación del signo óptico de un cristal uniaxial. La distinción entre signo óptico positivo y negativo es realizada en secciones perpendiculares al eje óptico observando los fenómenos de adición y sustracción causados al insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden. (Raith, Raase, & Reinhardt, 2012).

Guía de lectura 8 Capítulo 8. Observaciones Conoscópicas

Preguntas orientadoras

1. ¿De qué se trata el tipo de observación con luz conoscópica?
2. ¿Qué observamos de mineral en esta modalidad de estudio?
3. ¿Para qué minerales es aplicable?



CAPÍTULO 9. ¿CÓMO ESTUDIAMOS LOS MINERALES OPACOS?

9.1 INTRODUCCIÓN

Dentro de las variadas técnicas de estudio de los minerales opacos, se encuentra la **calcografía**, cuyo nombre deriva del vocablo griego *calco*, que significa *cobre*, uno de los metales más buscados y valiosos de dicha civilización, y con el cual se relacionaban todos los materiales metálicos conocidos hasta esa época. Luego se mantuvo tradicionalmente para darle nombre a esta técnica, que se utiliza para la identificación y descripción de las propiedades ópticas de los minerales opacos, en su mayoría de mena, importantes por su valor económico. Para ellos se emplea el microscopio de luz polarizada que, a diferencia de los minerales transparentes, posee un sistema de reflexión de la luz.

Tiene aplicaciones importantes, sobre todo en estudios mineros de beneficio de minerales, ya que permite observar detalles que pueden perjudicar la recuperación de la mena, tales como la presencia de algún mineral problema o cómo se encuentran interrelacionados los distintos minerales (texturas); también en geología, aporta a interpretar la historia genética de un yacimiento, con la identificación de minerales que integran una mena, determinación de paragénesis mineral y de las especies participantes como la geometría, texturas, inclusiones, intercrecimientos, entre otras características.

La calcografía no se limita al estudio de las propiedades ópticas, sino que incluyen también de otros fenómenos que son observables a escala microscópica, como corrosión, dureza, ensayos microquímicos, etc., los cuales complementarán información a la hora de identificar un mineral, como así también para definir la aplicación del mismo en base a todas sus propiedades.

Al igual que con los minerales transparentes, en este capítulo abordaremos los conceptos relacionados con los principios de la reflexión; las propiedades ópticas de los minerales opacos que precisamos conocer para lograr la identificación y reconocimiento de minerales de mena más comunes; y la metodología que se emplea para obtener las muestras pulidas a espejo que se observan bajo el microscopio.

9.2 MICROSCOPIO CALCOGRAFICO

El microscopio calcográfico es el instrumento básico para el estudio de los minerales de mena y opacos. Es similar al microscopio petrográfico en el sistema de lentes, polarizador, analizador y diafragmas, pero difiere en que la fuente de luz proviene desde arriba de la muestra, para permitir la observación de la luz reflejada en la superficie pulida de ésta (Craig & Vaughn, 1994).

Existe variedad de microscopios comerciables de luz reflejada, con algunas diferencias entre sus partes y funciones, sin embargo, los componentes básicos de éstos se describen a continuación, tomando de referencia el microscopio que se emplea en

la cátedra, modelo Laborlux 12 POL, marca Leitz (actualmente Leica).

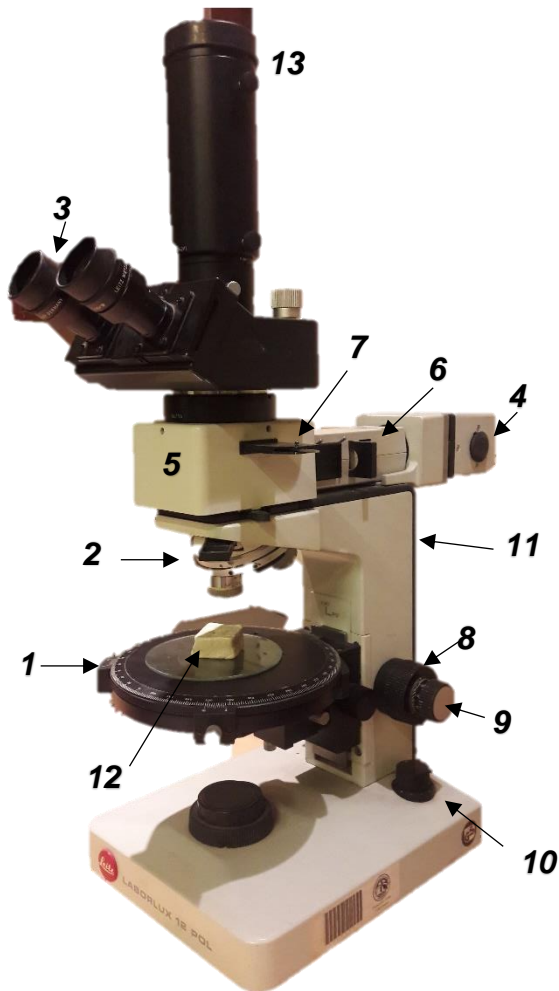


Figura 119. Microscopio calcográfico de cátedra. (1) Platina giratoria; (2) Objetivos; (3) Oculares; (4) Fuente de iluminación; (5) Reflector; (6) Polarizador; (7) Analizador; (8) Tornillo macrométrico; (9) tornillo micrométrico; (10) Control de iluminación; (11) Estativo, (12) portamuestra; (13) trío para cámara fotográfica.

Platina giratoria (1):

Plato en el cual se posiciona la muestra pulida y puede rotar libremente. Se encuentra perpendicularmente al eje de la luz transmitida y centrada relativamente a los objetivos. Permite además realizar mediciones angulares, dado que se encuentra graduada entre 0° a 360° y posee un vernier. La mayoría de los microscopios posee un sistema mecánico que permite

mover la platina en los sentidos X e Y, para una examinación sistemática o conteo de puntos de granos en las muestras.

Objetivos (2):

Existe amplia variedad de objetivos, permitiendo una clasificación de éstos dependiendo de sus características y respectivos usos. Sin embargo, lo que más nos importa en este curso es su magnificación, es decir el grado en que la imagen de nuestra muestra es aumentada cuando la luz pasa a través del objetivo.

Así tenemos objetivos de 5x, 10x, 20x, etc., hasta por encima de los 125x.

En calcografía empleamos además objetivos de inmersión, cuando se requiere alta magnificación y alta resolución. Tales lentes cuentan con una gota de aceite (con un índice de refracción de 1,515) entre la muestra y el objetivo., o a veces agua. La presencia del medio de inmersión reduce la reflectancia de los minerales, pero mejora el contraste de colores, reduce la dispersión de la luz difusa y, generalmente, permite la observación de la leve anisotropía y birreflectancia, lo cual no es visible con objetivos sin líquido de inmersión. Todos los objetivos de inmersión tienen muy corta distancia de trabajo; además debe tenerse mucho cuidado en el uso para no dañar el objetivo con la muestra.

Oculares (3):

El ocular o sistema ocular del microscopio sirve para agrandar la imagen primaria formada por el objetivo y para hacerla visible al ojo. La mayoría de los microscopios están equipados con oculares "huygenianos", de

entre 5x y 12x de aumento, los que consisten en dos lentes y un diafragma intermedio acoplado. El diafragma normalmente contiene retículos perpendiculares, pero en su lugar puede estar equipado con un disco micrométrico o una rejilla con un patrón rectangular fijo que es útil para medir o estimar el tamaño de las partículas. Los microscopios de alta resolución para investigación, puede tener oculares de campo amplio para observar un campo más grande y claro.

Sistema de iluminación (4):

Dos tipos principales de lámparas son comúnmente utilizadas. Para trabajo rutinario, especialmente en microscopios de estudio, la lámpara de filamento incandescente de tungsteno es adecuada. El rango de estas lámparas es de 6-12 V y 15-100 W, con una vida media de 100-300 horas. La lámpara debe proveer iluminación adecuada, bien distribuida a través del campo visible, sin ser incómodo a los ojos. Normalmente se inserta un filtro azul pálido entre la lámpara y el sistema de iluminación para proveer un color de temperatura más similar al día. Las leves variaciones en el color del mismo mineral, cuando se emplean distintos microscopios, son debidas en parte a las pequeñas diferencias en el color de temperatura efectivo de la fuente luminosa. El color de temperatura de la lámpara no es importante en la examinación de muestras pulidas de rutina, pero si es importante en fotomicroscopía, por los requerimientos específicos de las imágenes. También es importante cuando durante la medición cuantitativa del color, ya que el color

observado es en parte función de la fuente luminosa.

El sistema de iluminación estándar contiene dos lentes, dos o tres diafragmas y un polarizador, además de la fuente luminosa. La apertura del diafragma es utilizada para reducir la dispersión de la luz. El diafragma controla el ángulo del cono de luz incidente en la muestra y debe configurarse para encerrar el campo de visión; esto restringe la luz a la posición más paralela de rayos, minimizando la polarización elíptica y maximizando el contraste. En muchos microscopios un tercer diafragma ayuda a acentuar la imagen. Figura 120.

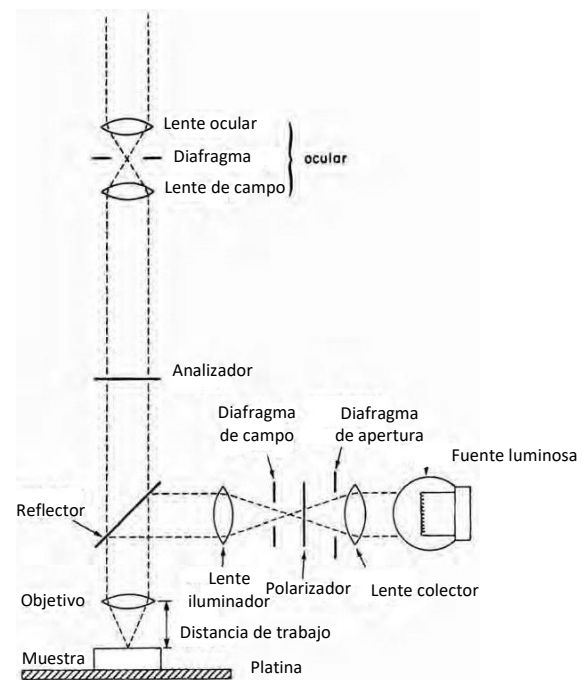


Figura 120. Ilustración esquemática de componentes esenciales y camino de la luz a través del sistema, empleando un cristal plano como reflector. (Craig & Vaughn, 1994)

El reflector (5):

Es un componente crítico del microscopio petrográfico, a partir del cual la luz incide verticalmente en la superficie de la muestra pulida. Son de tres tipos: reflector de vidrio

plano de 45° revestido, el reflector Smith y el prisma de reflexión total.

Cuando el reflector de vidrio plano de 45° (Figura 121) es empleado, parte de la luz proveniente del iluminador es reflejada hacia abajo a través del objetivo sobre la muestra, y parte de la luz pasa a través del reflector y se pierde. La luz que llega a la muestra es luego reflejada por la superficie pulida de ésta y vuelve a través del objetivo hasta alcanzar el reflector de nuevo. En este punto, parte de la luz pasa a través del reflector hacia arriba del tubo del microscopio hasta el ocular y parte se refleja nuevamente a través del iluminador y se pierde.

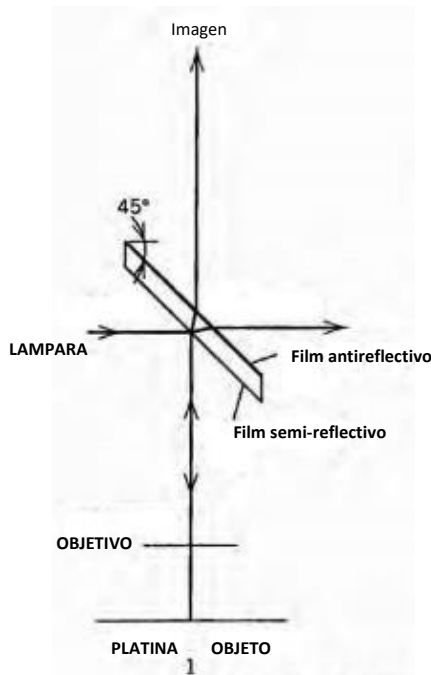


Figura 121. Ilustración esquemática del reflector de vidrio plano 45° (Craig & Vaughn, 1994)

En el reflector Smith (Figura 122) la luz ingresa para caer sobre un espejo en un ángulo de 22.5°, desde el cual se refleja en el mismo ángulo sobre una placa de vidrio. Esta placa funciona de la misma manera

que el reflector recubierto de vidrio plano de 45°, aunque su eficiencia como reflector es ligeramente menor.

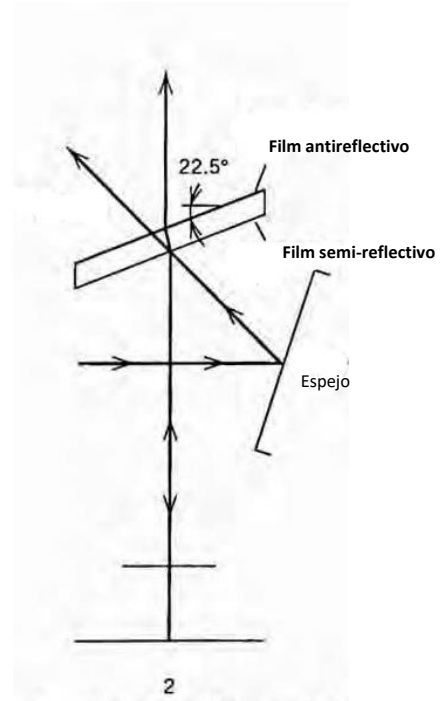


Figura 122. Ilustración esquemática del reflector Smith (Craig & Vaughn, 1994)

En el sistema de prisma de reflexión total (Figura 123) la luz es reflejada hacia abajo a través de la mitad de la apertura del objetivo, alcanza la muestra, es reflejada nuevamente hacia arriba, a través de la otra mitad del objetivo y pasa por detrás del prisma en su camino hasta el ocular. En esta situación, la luz incide oblicuamente sobre el mineral.

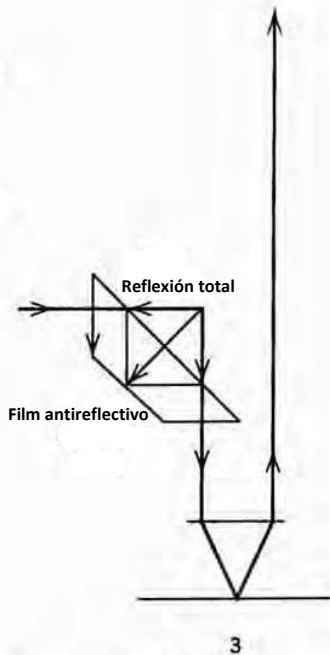


Figura 123. Ilustración esquemática del Prisma de reflexión total (Craig & Vaughn, 1994)

La mayoría de los expertos consideran que el reflector plano es el más adecuado o superior para trabajos de rutina, y es con el que cuenta el microscopio del laboratorio de la cátedra.

Polarizador (6) y Analizador (7):

En un microscopio estándar el polarizador es usualmente posicionada dentro del sistema de iluminación, entre la lámpara y el lente colector, pero puede ser situado entre los diafragmas. Es un prisma de calcita o, más comúnmente, una lámina polaroide que permite solamente el paso de la luz en un plano, usualmente en una orientación N-S. Muchos de los microscopios calcográficos los efectos de la polarización son mejor observados si los polos se encuentran a unos cuantos grados desde la posición ortogonal, especialmente en los minerales de anisotropía muy débil e incluso en

algunos minerales moderadamente anisótopos, si se encuentran en una matriz de anisotropía fuerte. El ajuste de la posición entre analizador y polarizador se logra con un analizador rotativo o por un ajuste del polarizador.

El giro de la platina no siempre es efectivo para observar la anisotropía y la extinción, debido a la combinación del movimiento y el anisotropismo de los granos adyacentes. Alternativamente se puede mantener la platina estacionaria e ir ajustando el analizador hacia adelante y hacia atrás, para observar la posición de extinción, eliminando la distracción del movimiento de los minerales y permitiendo una determinación más exacta de la presencia o ausencia de anisotropía.

9.3 ÓPTICA DE LOS MINERALES OPACOS

Absorción

A diferencia de los minerales transparentes, en los que observamos como se transmite la luz, en los minerales opacos esta propiedad física es mucho más relevante. Esto se debe a que la absorción consiste en la disminución progresiva de la amplitud de las ondas luminosas y está ligada directamente a la conductividad eléctrica: Cuanto mejor conductor sea el cuerpo, más impermeable será a la luz. Por consiguiente, los minerales ricos en elementos metálicos son opacos a la luz. (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

En todos los medios, transparentes u opacos, existe una relación entre su absorción y el índice de refracción, siendo



éste último el más relevante en los medios transparentes. Pero no es así en los opacos. Veamos esta relación de la siguiente forma.

$$k=H.n$$

Siendo k =coeficiente de absorción, n =índice de refracción y H =índice de absorción (N = índice de refracción complejo, según Jenkins y White en Craig y Vaughn, 1994). En los minerales transparentes coloreados, k tiene valores insignificantes ($k \approx 10^{-4}$). A medida que la opacidad aumenta, la absorción aumenta ($k \approx 10^{-1}$), dado que la influencia del coeficiente de absorción modifica sustancialmente las propiedades ópticas. Este comportamiento “anómalo” de las propiedades ópticas comienza a observarse ya en minerales que son opacos en espesores desde 10μ , en los cuales se observa ya brillo metálico o submetálico. (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

La onda que se propaga dentro de un mineral absorbente va perdiendo gradualmente intensidad, por lo que también pierde amplitud proporcionalmente al recorrido y al número de oscilaciones por unidad de tiempo (frecuencia). Las ondas cortas son más absorbidas que las largas, ya que, en virtud de su mayor frecuencia, ellas tienen que vencer mayor resistencia de parte del retículo cristalino.

Gracias a este efecto de absorción, es que también se produce el color de los objetos. Esta sería la explicación simplificada del fenómeno de absorción y el porqué de su importancia en los minerales opacos. Para profundizar en la deducción físico matemática del mismo, consultar González

Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976 (pág. 198-200).

Reflexión de la luz natural y de la luz polarizada

La propiedad de los cuerpos de reflejar la luz que alcanza su superficie se llama reflectividad, y su poder se mide por la relación de intensidades entre la luz reflejada (I_r) y la luz incidente (I_i). En los minerales transparentes depende exclusivamente del índice de refracción. Por ej, en un mineral isótropo la relación es la siguiente (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976):

$$R = \frac{I_r}{I_i} = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2}$$

De acuerdo con esta ecuación, el granate refleja apenas 7% de la luz, y la fluorita 3%. A ello se debe que estos minerales, vistos con el microscopio de reflexión, aparezcan oscuros.

En los cuerpos absorbentes interviene, además, del coeficiente de absorción k :

$$R = \frac{I_r}{I_i} = \frac{(n-1)^2 + k^2}{(n+1)^2 + k^2} \quad (1)$$

A medida que aumenta k , la influencia del índice de refracción disminuye y la reflectividad tiende a la unidad. El valor de n en la ecuación es con respecto al índice del medio en contacto con la superficie, que es generalmente aire ($n=1$). Cuando se emplea un líquido de inmersión, n tiene el valor de índice del mineral respecto al aire, dividido por el índice del líquido.

La influencia de n predomina hasta en los cuerpos semitransparentes; en los más opacos, y en particular en los metales, k es

el factor principal en la reflexión. La máxima reflectividad corresponde a la plata, con 95% (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

La reflectividad depende además de la oblicuidad de la luz. Cuando aumenta el ángulo de incidencia a partir de 0° , el poder reflectivo medio se mantiene constante hasta un ángulo más o menos grande y luego crece rápidamente hasta alcanzar 100% cuando $i=90^\circ$ (i =incidencia rasante).

La oblicuidad también tiene efecto sobre el estado de polarización, dado que la luz reflejada se polariza parcialmente en la dirección normal al plano de incidencia. De todas las vibraciones que componen un haz de luz natural oblicuo, aquellas que son normales al plano de incidencia son reflejadas con mayor intensidad y, como consecuencia, la luz reflejada tiene las características de la luz elípticamente polarizada (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976), es decir que, en vez de contar con una polarización lineal (una onda electromagnética plana), que es el caso de secciones isótropas de mineral, obtenemos dos ondas perpendiculares de amplitudes desiguales y con una diferencia de fase de 90° (Hyper Physics, 2005). Figura 124.

La polarización elíptica indicaría dos situaciones posibles: a) presencia de un mineral anisótropo, o b) la superficie de la muestra no se encuentra normal a la marcha de los rayos, sino oblicua, por lo que siempre hay que verificar la horizontalidad de la muestra.

Birreflexión

En la sección de todo mineral anisótropo hay dos direcciones de vibración, con sus correspondientes índices de refracción y coeficientes de absorción (n_1, k_1) y (n_2, k_2). La birreflexión del mineral puede expresarse como:

$$\Delta R = R_1 - R_2$$

La superficie del mineral muestra una iluminación variable entre dos posiciones extremas situadas a 90° entre sí. En minerales isótropos y secciones normales a los ejes ópticos, la birreflexión es nula. También se denomina pleocroísmo de reflexión (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

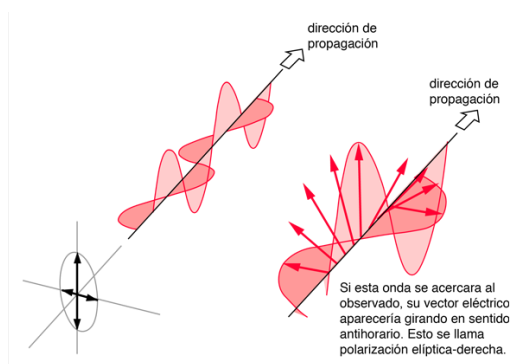


Figura 124. Luz polarizada elíptica (Hyper Physics, 2005)

9.4 PREPARACIÓN DE MUESTRAS CALCOGRÁFICAS

La preparación de superficies pulidas, libres de rayas, modificaciones térmicas y mecánicas y de relieves es esencial para la observación, identificación e interpretación textural de minerales opacos con microscopio de luz reflejada. Muestras pulidas pueden ser preparadas en distintos tipos de materiales con relativo poco esfuerzo, empleado una amplia variedad de procedimientos, tanto manuales como mecánicos. Sin embargo, las muestras calcográficas presentan frecuentemente problemas debido a que consisten en sulfuros suaves y maleables, o incluso metales nativos íntimamente intercrecidos con otros minerales más duros, y a veces frágiles, como silicatos, carbonatos, óxidos u otros sulfuros. Intemperismo puede complicar el problema, por remoción de cementos y minerales intersticiales, dejando muestras friables y porosas. Rellenos delicados de huecos también causan problemas con sus espacios abiertos y pobre soporte de los cristales. Aleaciones y productos del proceso de beneficio presentan sus propias dificultades a causa de la presencia de fases mezcladas de variadas propiedades y granulometría. El procedimiento general se puede representar según el esquema siguiente. Figura 125.

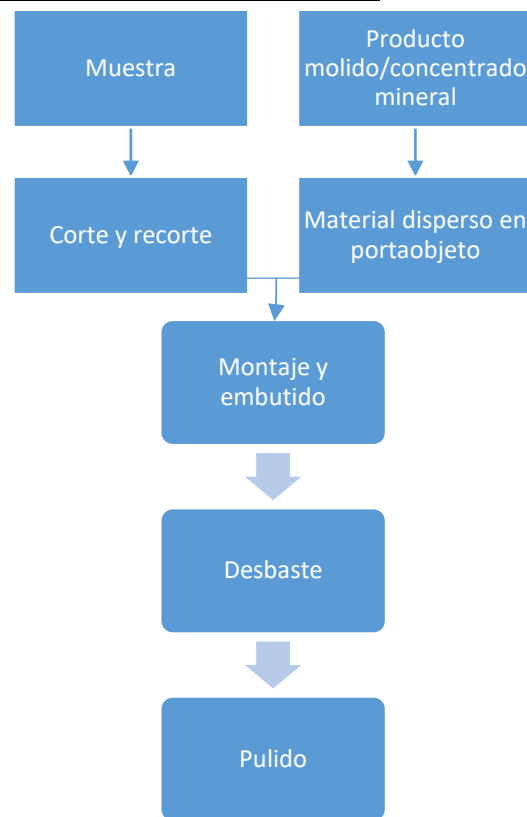


Figura 125. Secuencia del proceso de preparación de secciones pulidas, pasos principales (adaptado de Craig & Vaughn, 1994 y López Soler & Bosch Figueroa, 1971)

Corte con sierra

La obtención de una sección pulida de un mineral requiere muchas veces una operación previa: la selección de una porción y el corte con sierra para separarlo del resto de la muestra. Esta operación de corte debe realizarse con sumo cuidado evitando en todo momento la producción de calor que es provocado por el rozamiento, y podría dar lugar a una alteración de la microestructura del mineral. Es recomendable el empleo de sierras que lleven acoplado un sistema de refrigeración permanente. (López Soler & Bosch Figueroa, 1971).



Inclusión con resinas (montaje y embutido)

Con el empleo de resinas del tipo que polimerizan a la temperatura ambiente, se logra que el mineral no sufra ningún efecto secundario, evitando los que se pueden provocar al utilizar otros tipos de plásticos para su polimerización, es necesario elevar la temperatura hasta 110°C.

Las secciones cortadas, después de limpias y bien secas, se colocan en moldes de plástico de 4 cm de diámetro y 1 cm de profundidad, con la superficie que se va a pulir apoyada en el fono de l molde. Es recomendable poner en el interior del molde, la identificación de la muestra que se está preparando. Actualmente se emplea la resina epoxi cristalina, en frío.

Después del tiempo de enfriado requerido por el producto empleado, igualmente es conveniente dejarla en reposo durante 24 hs. Con ello se logra el total y perfecto endurecimiento del plástico y se evita producir grietas o fisuras al intentar despegar el plástico del molde.

Pulido de la sección de la muestra

Si se trata de una muestra que contenga varios minerales de distinta dureza, presupone un pulido específico para cada uno de los constituyentes, y alcanzar un pulido perfecto es difícil.

Existen numerosos materiales que son empleados como abrasivos¹. Carborundum, carburo de boro, alúmina, óxido de magnesio, óxido de cromo, pasta de diamante, etc., la mayor parte de ellos en diferentes tamaños de grano.

Como lubricantes se utilizan: agua, aceite mineral puro y algunos tipos de siliconas con cierta viscosidad. Las operaciones previas de pulido, denominadas de desbaste, suelen realizarse con polvo de carborundum de diferentes tamaños de grano, sobre placa de vidrio o con tiras de papel con polvo de carborundum adherido, finalizando este proceso con polvo malla 600 (López Soler & Bosch Figueroa, 1971). Estas operaciones pueden realizarse a mano, pero también puede contarse con una pulidora automática, si se cuenta con los discos abrasivos correspondientes.

Después del desbaste se sigue con el pulido, que comprende varias operaciones. Las muestras con la superficie apoyada sobre el disco horizontal, con pulidoras de manera individual. Aunque también existen pulidoras con soportes para pulir varias muestras a la vez (hasta 18 ejemplares!). Este tipo de pulidoras asegura el pulido parejo en toda la muestra, lo cual no es posible en aquellas en las que se realiza individualmente y por un operador, quien le puede ejercer presiones diferenciales durante el pulido. Es por ello que los siguientes factores influyen en la calidad y perfección del pulido final: a) Velocidad de rotación del disco (>120 rpm); b) clase de material del disco; c) abrasivos empleados (320, 400 y 600 #); y d) presión efectuada sobre la muestra (1300 Kg).

Pulido

Empleando pasta de diamante, se empieza con una sesión de tamaño de grano 14 o 6 μ , con un mínimo de una hora. Continuando con otra sesión empleando pasta de



diamante de tamaño menor a 3 o 1 μ , de la misma duración que la anterior y se finaliza con sesiones de 30 minutos o solamente 10 minutos con las pastas de tamaño de grano inferior a la micra: 1/4 y 1/10 μ . (López Soler & Bosch Figueroa, 1971).

Para ensayos cuantitativos deben eliminarse los relieves, lo cual no es relevante para las observaciones cualitativas, que es lo que se realizarán en esta materia.

Después de cada sesión la muestra debe limpiarse cuidadosamente y observarla con el microscopio calcográfico, para comprobar el estado de la superficie. La limpieza debe ser perfecta al pasar de un proceso a otro, empelando cualquier aparato de ultrasonidos, con agua o gasolina. Para las muestras ya pulidas el mejor método es utilizar papel kleenex impregnado con tetracloruro de carbono, frotando con toda suavidad (López Soler & Bosch Figueroa, 1971).

Cabe señalar que actualmente se emplean los cortes delgados pulidos, los cuales son cortes delgados sin cubreobjetos, para poder observar tanto minerales transparentes como opacos, y realizar sobre estas muestras distintos ensayos y determinaciones químicas.

9.5 ESTUDIO DE LOS MINERALES OPACOS

El estudio de los minerales opacos, mediante microscopio de luz reflejada, abarcan dos tipos de métodos: cuantitativo y cualitativo.

Dentro de los cuantitativos, el objetivo principal es la medición de la Reflectancia,

cuyo objetivo es la identificación de un mineral opaco, considerando dicha medida como el parámetro más útil y rápidamente obtenible (Craig & Vaughn, 1994) (siempre y cuando se cuente con el equipo adecuado). La reflectancia, además, se relaciona con el color y con la estructura interna. Cuantitativamente, la medida se realiza mediante microfotómetros o células fotoeléctricas. Los diseños varían con las marcas de fábrica. Por lo general, es un sistema óptico doble que permite visualizar desde un ocular con dos hemisferios. Un hemisferio presenta la intensidad de la luz proveniente de la fuente luminosa, el otro hemisferio recoge la luz reflejada en la muestra.

Regulando convenientemente la intensidad del hemisferio fuente (a través de filtros o sistemas de polarización) hasta igualar la luminosidad del campo total, puede calcularse la reflectividad (%) de la muestra. Otro parámetro que se determina cuantitativamente es la microdureza, la cual se define como la resistencia de un material a la penetración, y para lo que se emplea un microdurómetro o esclerómetro. En mineralogía se utilizan los test de dureza de Vickers y de Knoop. El ensayo de microdureza es aplicable a granos minerales de hasta 10 micrones de diámetro. (Ovejero, 2015). La escala de dureza de los minerales ha sido establecida en el primer lugar por Talmage (1925), quien reunió los minerales por su dureza en siete grupos, cuyos representantes típicos, en grado creciente, son: A) Argentita, B) Galena, C) Calcopirita, D) Tetraedrita; E)

Niquelina; F) Magnetita; G) Ilmenita (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

Los métodos cualitativos, en cambio, se ocupan de la identificación de los minerales opacos a través de la determinación cualitativa (o descriptiva) de sus propiedades, las cuales Craig & Vaughn (1994) las clasifican en cuatro grupos: 1) Propiedades ópticas, 2) Propiedades que dependen de la dureza, 3) Propiedades dependientes de la estructura y la morfología de fases, y 4) texturas mineralógicas.

Para lo que concierne a la materia, se abordarán solamente las propiedades 1 a 3, organizadas como ya se vieron para los minerales transparentes: observaciones sin analizador y con analizador. En ambos casos la observación puede hacerse en aire o en aceite de inmersión usando los objetivos adecuados. En el cuadro siguiente, se puede ver la marcha sistemática que se realiza para observar los minerales opacos con microscopio, describiendo a continuación cada una de las propiedades. Figura 126.

Propiedades observadas sin analizador

Color

El color de los minerales opacos en luz reflejada es una de las propiedades más usadas en el reconocimiento y una de las más difíciles de tipificar con exactitud por presentar colores distintivos y definidos (azules: Covelina; amarillos: Oro, Pirita, Calcopirita; y rosados: Bornita), pero la mayoría aparecen como débilmente

coloreados y pueden parecer al principiante como grises a blancos, ya que reflejan un porcentaje mayor de la luz incidente (15 a 90%).

Afortunadamente la sensibilidad del ojo humano permite diferenciar ligeros matices de color. El reconocimiento adecuado de los minerales en función del color presupone una considerable experiencia que solo se logra con la práctica.

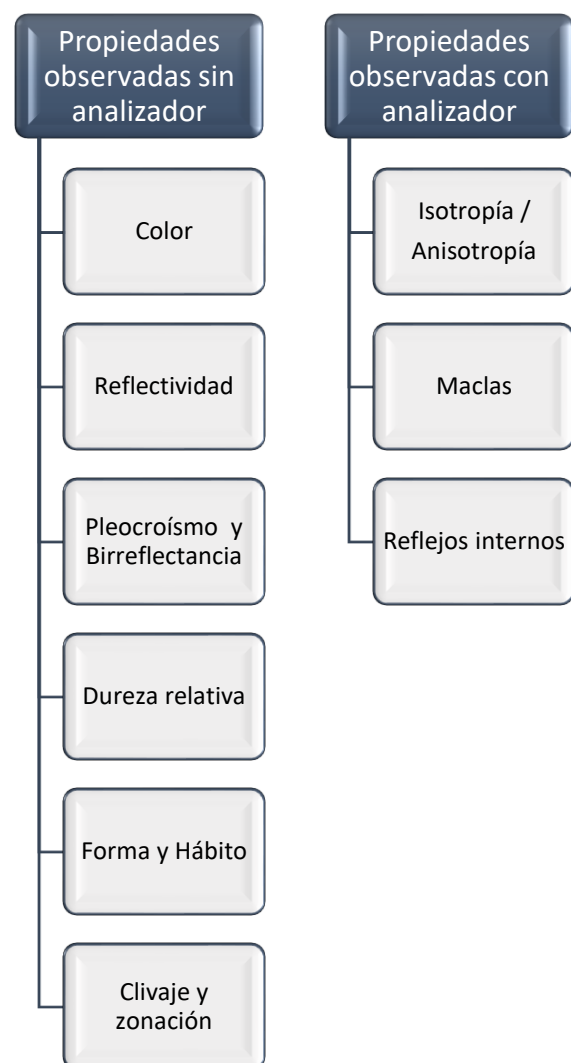


Figura 126. Marcha sistemática de observación de minerales opacos bajo microscopio.

Dos observadores pueden describir en términos diferentes un mismo color, quizás,

sin problemas fisiológicos apreciables (daltonismo, astigmatismo, etc.), pues en última instancia la diferencia sutil de tonalidad es una percepción personal intransferible de un sujeto a otro. En este aspecto se ha intentado estandarizar una nomenclatura base descriptiva en tablas más actualizadas y completas de Uytendogaardt W. & E.A. Burke (1985), "Tables for microscopic identification of ore minerals". En ellas figuran también el color aparente, tanto en tono como en intensidad, que adquiere un determinado mineral cuando se halla rodeado de otros minerales de colores diferentes. En este caso, el color del mineral observado puede variar notablemente en función del mineral acompañante, generando una interferencia mutua (Márquez Zavalía, 2019). Figura 127. El color también varía con las diferentes ópticas, con el uso de filtro azul, por intemperismo Figura 128, por procedimientos incorrectos de pulido, etc.

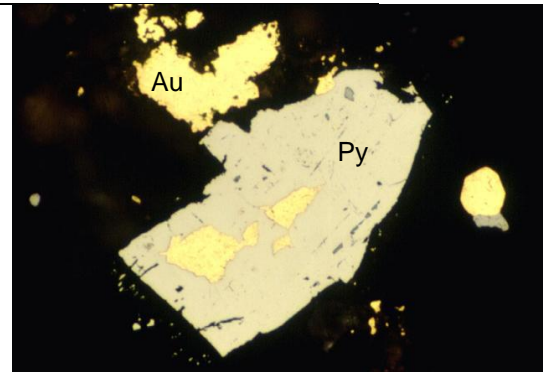


Figura 127. En la foto de arriba, puede verse pirita (Py) amarilla, acompañada con calcopirita (Ccp) y bornita (Bn), entre otros. Mientras que abajo, la pirita adquiere un color blanco grisáceo más pálido, cuando es acompañada por oro (Au), mucho más reflectivo que la pirita. (Márquez Zavalía, 2019)

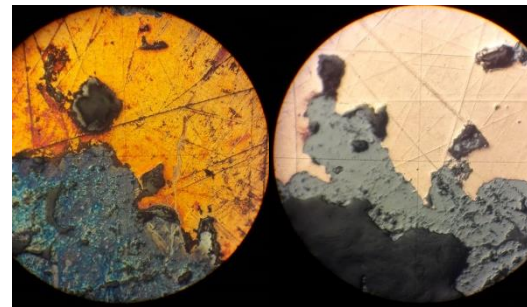
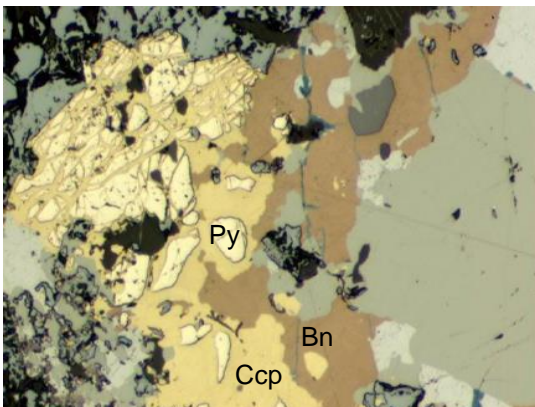


Figura 128. Cobre nativo, a la derecha "sucio", por efecto de la interacción con la humedad ambiente. A la izquierda la misma muestra luego de una limpieza de la muestra.



El calcógrafo debe usar las tablas, solo a los fines orientativos, para abordar el reconocimiento de nuevas especies o diferentes asociaciones. Es conveniente desarrollar una colección de patrones con minerales comprobados o paragénesis clásicas que sirvan en todo momento de material comparativo.

La experiencia es la única solución a este problema.

El color de los minerales es también función del índice de refracción del medio de inmersión. Los tonos son apreciablemente diferentes en aire o en aceite (o sea el medio interpuesto entre la lente frontal del objetivo

y la superficie del mineral observado). Si bien las diferencias pueden ser mínimas en ciertos minerales, en otros, como la Covelina (Figura 129), son extremos. Tabla 6.

Tabla 6. Color de la covelina, Sección (0001) según el medio de inmersión

Medio	n	Color
Aire	1,000	Azul profundo
Agua	1,333	Azul violáceo
Aceite de cedro	1,515	Rojo violáceo
Monobromonaf-taleno	1,558	Rojo escarlata
Yoduro de metileno	1,742	Naranja rojizo
Yoduro de metileno S	1,930	Amarillo naranja

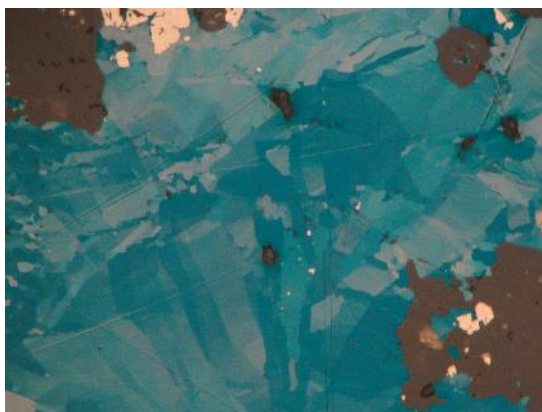


Figura 129. Color de la covelina al aire, azul profundo. (Parcejus, 2008)

Reflectividad

Es la cantidad de luz que, al incidir sobre la superficie pulida de un mineral, se refleja hacia el observador. Es una propiedad que puede ser medida mediante equipamiento adherido al microscopio estándar y se expresa en porcentaje, mediante la relación (Craig & Vaughn, 1994):

$$R (\%) = \frac{\text{Intensidad de Luz reflejada}}{\text{Intensidad de luz incidente}} * 100$$

Aunque el ojo humano no puede medir la reflectividad, se puede establecer una serie de comparación estándar visual (ej. Mgt R% 20%, Py R% 55%, Gn R% 43, Q 5%), con la cual se pueden ir contrastando para estimar la reflectancia de los desconocidos.

La reflectividad varía ampliamente desde los metales nativos (Ej. Plata: 95% Figura 130) hasta los minerales transparentes de bajo índice de refracción (Ej. Fluorita: 1%). En microscopía de opacos se trabaja con minerales de reflectividad 10%, por debajo de este valor se encuentran los minerales transparentes que reflejan muy poca luz. Los minerales transparentes de índice de refracción alto tienen, comparativamente, reflectividades más elevadas (Ej. Circón: 9-10%).

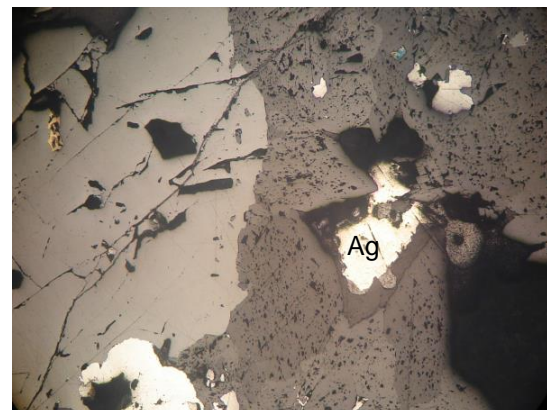


Figura 130. Reflectividad de la plata.



Una escala descriptiva de reflectividad, de uso aceptado es como sigue (Tabla 7):

Tabla 7. Escala descriptiva de la reflectividad

Extremadamente alta > 60%	Plata 95%, Oro 70%, Bismuto 65%.
Muy alta 60-50%	Pirita 54%, Niquelina 53%, Pentlandita 51%.
Alta 50-35 %	Galena 41%, Calcopirita 41%, Marcasita 49%.
Medianamente alta 35-30%	Molibdenita 33%, Wittichenita 32%.
Media 30-20%	Calcosina 20-27%, Magnetita 21%, Enargita 22%.
Baja 20-10%	Cromita 14%, Wolframita 16%, Casiterita 11%.
Muy baja < 10%	Cerusita 8%, Circón 9-10%, Cuarzo 2%.

La reflectividad en aire, para un mismo mineral, será mayor que la reflectividad en aceite de inmersión (Ej. Galena en sistema seco: $n = 1,000$; $R = 43,3\%$. Galena en aceite de cedro: $n = 1,515$; $R = 28,8\%$).

Birreflectancia y pleocroísmo de reflexión

El fenómeno es análogo al pleocroísmo o dicroísmo de los minerales transparentes, y obedece a una absorción diferencial de la luz polarizada reflejada en dos, o tres, direcciones diferentes de una sección mineral anisótropa (9.3 ÓPTICA DE LOS MINERALES OPACOS Absorción).

La birreflectancia se identifica como un cambio de reflectancia cuando se gira una sección en el microscopio, mientras que al cambio del color se llama pleocroísmo de reflexión. La birreflectancia es función de la orientación cristalográfica del mineral y del índice de refracción del medio de inmersión. La máxima birreflectancia se obtiene en secciones paralelas al eje o ejes ópticos del mineral (eje c en dimétricos). Las secciones perpendiculares a los ejes ópticos poseen birreflectancia nula (secciones isótropas). La intensidad de estos cambios se clasifica como muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte. Los ejemplos de minerales con birreflectancia y/o pleocroísmo de reflexión fuerte son: Grafito, Molibdenita, Covelina, Estibina; birreflectancia moderada: Marcasita, Hematites, Niquelina, Cubanita, Pirrotina; birreflectancia débil: Ilmenita, Enargita, Arsenopirita.

Las mejores observaciones de pleocroísmo requieren una iluminación bien centrada, de alta intensidad (alzar voltaje en transformador y abrir diafragma iris), y un objetivo de poco aumento. Si es posible, que la sección observada incluya varios granos del mineral problema, con distintas orientaciones. Cuando se logra reconocer claramente la birreflectancia de la pirrotina y la arsenopirita puede confiar en su entrenamiento para el trabajo de rutina.

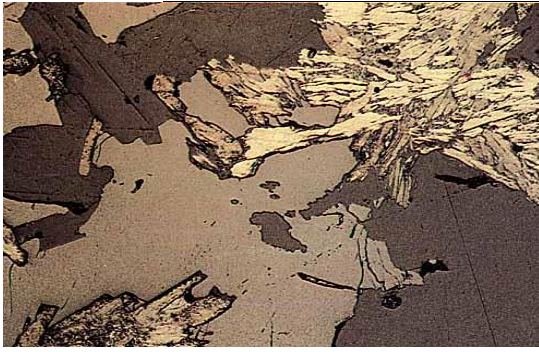


Figura 131. Casiterita de grano grueso (gris clara, izquierda) está en intercrecimiento con listones radiales de Molibdenita que muestran birreflectancia y pleocroísmo de reflexión (café a gris, arriba derecha). Los silicatos principales son Micas blancas de grano grueso, con clivaje (arriba izquierda) y Cuarzo (abajo derecha). Las áreas negras son hoyos resultantes del pulido. (Ovejero, 2015)

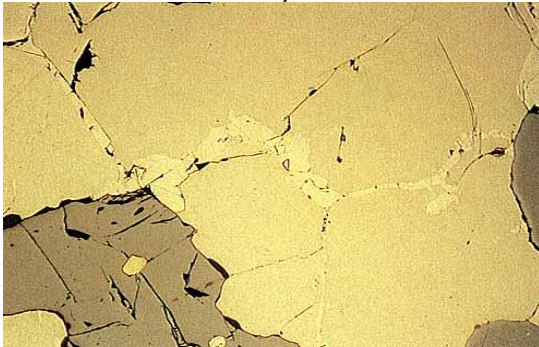


Figura 132. Cristales de Pirrotita (café clara), presentan cristales granulares de Pentlandita (café clara, alta reflectancia, centro izquierda) a lo largo de sus bordes, pero están libres de Pentlandita de exsolución. La Magnetita (gris, abajo izquierda) encierra un cristal de Calcopirita (amarilla, abajo derecha). Las áreas negras son huecos resultantes del pulido (Ovejero, 2015)

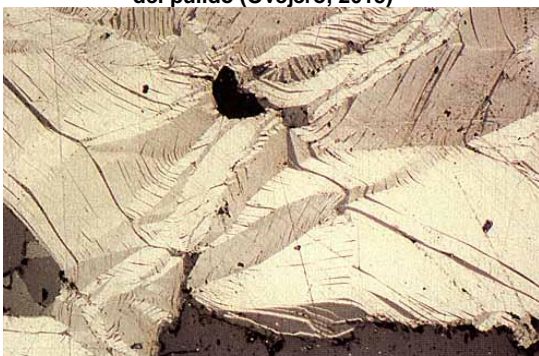


Figura 133. Hojas gruesas y listones de Molibdenita muestran fuerte birreflectancia y pleocroísmo de reflexión. El fuerte clivaje basal de la Molibdenita (izquierda), paralelo al plano (0001), es claro, así como los efectos de deformación similares a bandeamiento (centro). El área gris oscura (abajo) es cuarzo. Cuatro cristales triangulares de carbonato, muestran birreflectancia y son más oscuros que la Molibdenita (abajo izquierda). Las áreas negras son huecos resultantes del pulido. (Ovejero, 2015)

Relieve o dureza relativa

La dureza es una propiedad compleja en un mineral. En calcografía se refiere a varios fenómenos. Tres tipos de dureza son particularmente importantes: a) Dureza de pulido, b) Dureza de rayado y c) microdureza (Craig & Vaughn, 1994). Esta última se mide cuantitativamente, mientras que las dos primeras se pueden determinar cualitativamente.

El desgaste diferencial se manifiesta en un corte pulido que contiene dos o más minerales por el relieve. El mineral más duro sobresale con respecto al más blando (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976).

a) Dureza de pulido

Es la resistencia del mineral a la abrasión durante el proceso de pulido (Craig & Vaughn, 1994). Utilizando un microscopio estándar se puede aprovechar como una propiedad de ayuda en la identificación mineral, por comparación relativa con la dureza de fases adyacentes. Por ejemplo, menos duro, igual de duro o más duro que Galena, Calcopirita o Pirita, que son minerales bastante frecuentes en una asociación mineral (Ovejero, 2015).

Se determina ópticamente como una línea luminosa, llamada línea de Schneiderhöhn (González Bonorino, Mineralogía Óptica, 1976), o de Kalb (Craig & Vaughn, 1994). Al igual que la línea de Becke, se desplaza lateralmente al variar la distancia de trabajo en el microscopio. La regla para este movimiento nos dice:

“Al aumentar la distancia de trabajo, la línea de Schneiderhöhn se desplaza hacia el mineral más blando”.

La explicación de este fenómeno es muy simple, si bien totalmente diferente de la línea de Becke en cuanto al principio físico. Los rayos luminosos que inciden verticalmente desde el objetivo sobre la muestra se reflejan por igual sobre la superficie horizontal de los minerales, blandos o duros, pero así también sobre el diminuto plano inclinado que se forma en el límite intergranular. En el primer caso, los rayos se reflejan sin desviación alguna y regresan al objetivo verticalmente. En el segundo caso, los rayos reflejados que regresan al objetivo, forman un haz oblicuo que penetra hacia el mineral blando. Al enfocar con el mando micrométrico se aprecian sucesivamente planos superpuestos del haz luminoso lo que da lugar, en planta, al movimiento lateral aparente de la línea de Schneiderhöhn Figura 134. Sección esquemática mostrando el origen la línea de Schneiderhöhn o Kalb, por el contacto de dos minerales de diferente dureza. Este movimiento obedece a la regla enunciada precedentemente.

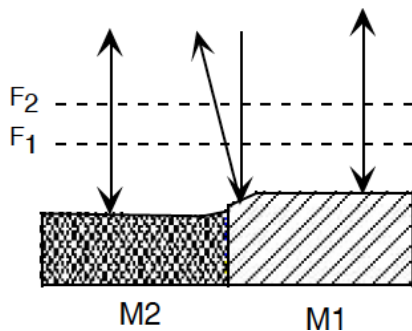


Figura 134. Sección esquemática mostrando el origen la línea de Schneiderhöhn o Kalb, por el contacto de dos minerales de diferente dureza.

El método precedente tiene mucha aplicación, pero su alcance es limitado, puesto que el número de minerales presentes en un corte para comparación es generalmente reducido. Presenta, por tanto, los mismos inconvenientes y ventajas que el uso de la línea de Becke en los cortes delgados. La resistencia al rayado, puede ser medida de modo cuantitativo, como ya se mencionó en la introducción de este apartado.

b) Dureza de rayado

Aunque la superficie perfectamente pulida se encuentre libre de rayas, en la práctica la superficie de una sección siempre conserva algo de rayado. La cantidad relativa de superficie rayada y su profundidad puede ser empleada en circunstancias favorables, para estimar la dureza relativa. Algunos minerales blandos pueden adquirir un pulido suave y brillante (covelina, bismutina), otros conservan siempre una apariencia rayada (grafito, molibdenita, oro, plata). Algunos minerales duros adquieren un pulido liso (arsenopirita, ilmenita, nicolita), mientras que otros requieren mucho tiempo de pulido (magnetita, wolframita, pirita), aunque esto también depende de la orientación cristalográfica de la sección pulida. Una raya que se extiende a cruzando el borde entre dos minerales puede indicar una dureza relativa, si se observa una incisión mas profunda en el mineral más blando. Sin embargo, esta prueba debe ser aplicada con precaución, porque las rayas profundas de un paso de pulido previo, pueden permanecer en una fase dura (pirita, marcasita), incluso después de haber sido

removida en los minerales adyacentes más blandos (Craig & Vaughn, 1994).

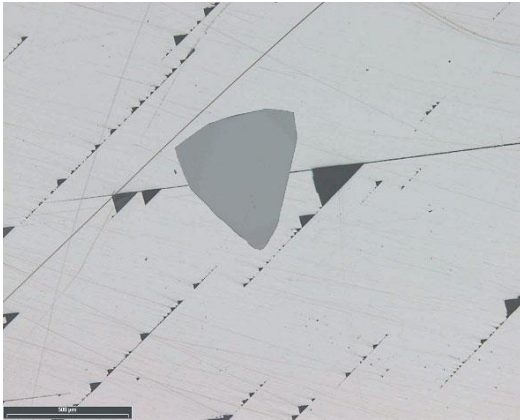


Figura 135. Ejemplo de dureza de rayado como un rayado se extiende de un mineral más suave (galena) a través de uno más duro (tetraedrita) y vuelve al más blando (Hach-Alí, Gervilla Linares, & Fernández, s.f.).

Forma y hábito

Las formas cristalográficas y el hábito en el crecimiento de los minerales son propiedades descriptivas importantes que eventualmente pueden guiar la identificación de la especie.

Minerales con poder de cristalización alto tienen a desarrollar contornos idiomorfos característicos (Ej. Pirita, Magnetita, Wolframita, Cromita, Arsenopirita, Cobaltita, Millerita, entre otros). Los minerales blandos y de cristalización tardía tienden a adaptarse a los espacios libres y muestran contornos anhedrales, salvo excepciones como Molibdenita, Grafito, Covelina y Enargita, en donde el clivaje perfecto define límites geométricos. Los contornos de los minerales idiomorfos siempre dependen de la orientación de la sección pulida respecto de los cristales originales. Cubos pueden dar secciones triangulares, rectangulares o cuadradas. Prismas hexagonales dan secciones hexagonales o rectangulares.

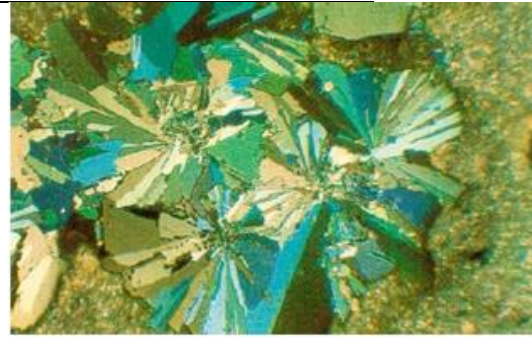


Figura 136. Microfotografía con nicoles cruzados de Marcasita, donde se aprecia el hábito radiado y los colores de polarización verdes y azules característicos de este mineral. (Ovejero, 2015)

Esencialmente, la descripción de la forma y el hábito se realiza de la misma manera que para los minerales transparentes (Ver 7.1 OBSERVACIONES SIN ANALIZADOR O CON LUZ PARALELA (PPL) Morfología 25). Algunos ejemplos comunes de hábito son (Craig & Vaughn, 1994):

Acicular: hematita, stibnita, jamesonita, rutilo.

Listonado: Ilmenita, hematita.

Tabular: Covelina, molibdenita, grafito, hematita.

Rómbico: arsenopirita, marcasita.

Esqueletal: magnetita, galena.

Formas isométricas: Cúbico (galena, pirita); octaédrico (cromita, espinela, pirita, magnetita, galena); dodecaedro pentagonal (pirita, bravoita).

Clivaje y zonación

En mineralogía, las trazas del *clivaje* no tienen una resolución tan buena como en sección delgada. Muchos minerales de buen clivaje pueden no mostrar ningún indicio del mismo, especialmente si se han logrado pulidos muy buenos. Sin embargo, las orientaciones preferenciales de huecos, saltaduras o "pits", suelen revelar la

presencia de clivaje. Son muy característicos los “pits” triangulares de Galena Figura 137, Clausthalita, Magnetita, Pentlanditas u otros minerales con clivajes cúbicos, octaédricos o dodecaédricos. Los clivajes pinacoidales tienden a presentarse como tramas o figuras elongadas.

La meteorización puede revelar las líneas de clivaje o partición, pues los productos de alteración tienden a desarrollarse en esas direcciones (Ej. “Martirización” de Magnetita en Hematita a lo largo de la partición octaédrica o la formación de Cerusita y Anglesita a lo largo del clivaje cúbico de la Galena, Figura 138). Es habitual que alguno de los clivajes cristalográficos, no se muestren en las secciones pulidas.

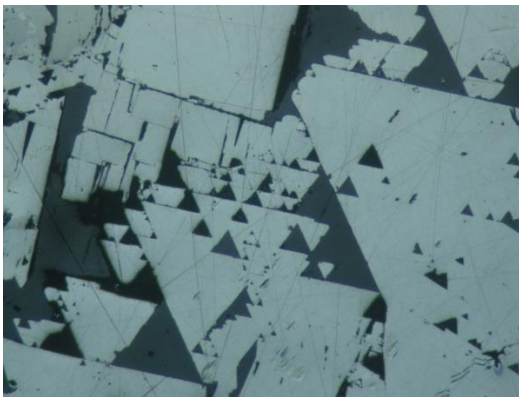


Figura 137. Pits característicos del clivaje cúbico de la galena.



Figura 138. Galena reemplazada por Cerusita a lo largo del clivaje cúbico.

A menudo las variaciones en la composición química de un mineral se reflejan en su color y pueden observarse sin necesidad de ensayos de corrosión. Esto se conoce como zonación. Un ejemplo muy frecuente es el de esfalerita que exhibe diferencias de color (y de frecuencia y coloración de sus reflejos internos) en función de la cantidad de Fe presente en su estructura (Márquez Zavalía, 2019) (Figura 139).

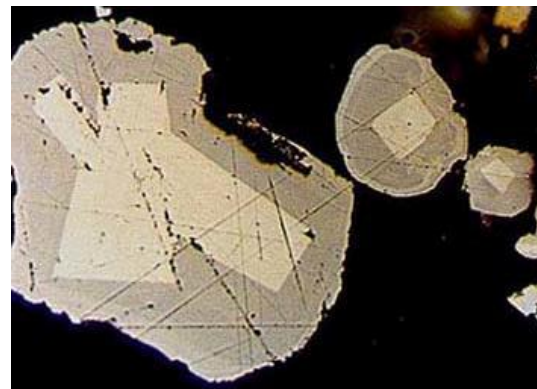


Figura 139. Zonación en esfalerita, por cambio composicional (Márquez Zavalía, 2019)

Propiedades observadas con analizador

Isotropía/Anisotropía

Los cristales cúbicos isótropos, entre nicols cruzados, permanecen extinguidos durante un giro completo de la platina o, si no están totalmente oscuros, no cambian el color. Los de otros sistemas se comportan como anisótropos (a excepción de las secciones basales del tetragonal y hexagonal) mostrando variaciones en el brillo o el color, o ambos.

Si los nicols se encuentran exactamente cruzados, se observan cuatro posiciones de extinción y cuatro posiciones de máxima iluminación en un giro completo de platina. De acuerdo con la sección de corte, un mineral anisótropo puede presentar



secciones de diferente anisotropía entre la sección isótropa (corte perpendicular al eje óptico) y la sección de máxima birreflectancia (corte paralelo al o los ejes ópticos).

Una buena observación de la anisotropía requiere el empleo de un objetivo de bajo poder, iluminación intensa y el espejo reflector plano. Conforme a las características distinguimos:

1) *Anisotropía de intensidad*: El mineral, a nicoles cruzados, solo muestra cambios en la intensidad de la iluminación durante el giro de la platina y el color permanece invariable, es la llamada anisotropía de intensidad (Ej. Ilmenita, Mackinawita, Grafito, Wolframita, Psilomelano, etc.)

2) *Anisotropía de color*: El mineral, a nicoles cruzados, presenta colores característicos denominados colores de polarización. Al girar la platina los colores cambian en las respectivas posiciones de máxima iluminación, fenómeno conocido como anisotropía de color (Rammelsbergita, Luzonita, Klockmannita, Umanguita, del Afossita, etc.).

En algunos minerales los colores de polarización son característicos y constituyen un elemento definitivo de diagnóstico. (Ej. Los colores azul oscuro-blanco rosáceo de la Molibdenita la separan inmediatamente del Grafito, Bismutina y Antimonita). Los colores de polarización no se utilizan extensamente en la identificación pues existen varias limitaciones, a saber:

1) Los colores de polarización son constantes solo cuando los nicoles están exactamente cruzados.

2) Los colores de polarización parecen diferentes a distintos observadores, lo cual dificulta una terminología precisa al definir los mismos.

3) La intensidad y el tono de los colores de polarización varían de un microscopio a otro. En los microscopios antiguos, los colores de polarización muestran mala resolución y a menudo son indeterminables.

4) Se requiere iluminación constante para obtener resultados iguales.

5) Se deben utilizar objetivos libres de stress, pues las deformaciones de las lentes tensionadas producen colores de polarización anómalos.

De todos modos, los colores de polarización y la naturaleza de la anisotropía son datos valiosos que todas las tablas determinativas traen. Una observación importante puede ser el ángulo de extinción, es decir la relación existente entre una dirección cristalográfica (clivaje, macla o contorno cristalino) y las posiciones de extinción. Si bien no reviste la importancia que tiene en microscopia por transparencia, es posible distinguir extinción recta o paralela y extinción oblicua, generalmente con relación a clivajes. Ej. Covelina y Molibdenita, muestran extinción recta respecto del clivaje (0001) MB. La anisotropía es una propiedad que alcanza también a ciertos minerales transparentes de índices de refracción elevados, los cuales reflejan parte de la luz incidente (Esfena, Circón, Anglesita, Cerusita, Calcita, Dolomita, Siderita, Rutilo, etc.).



Figura 140. Microfotografías con nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados de Covelina masiva. Puede apreciarse el elevado pleocroísmo en tonos azules del mineral, así como los colores de polarización característicos en tonos anaranjados-cobrizos

Reflejos internos

Cuando se observan al microscopio de reflexión, minerales de opacidad intermedia, la luz penetra en ellos y se refleja a partir de fracturas, huecos, exfoliaciones, etc. del interior del cristal dando zonas de difusión de la luz que reciben el nombre de reflexiones internas. La observación se favorece con nicoles cruzados y en aceite y usando objetivos de mayor aumento, en los bordes de grano o en pequeños granos. Ej. La Casiterita da color amarillo o marrón amarillento, mientras que el Cinabrio da color rojo rubí.

Muchos minerales son suficientemente transparentes como para que la luz incidente penetre profundamente en ellos. Parte de esta luz regresa, al reflejarse en

fracturas u otras anomalías internas, bajo el aspecto de una iluminación difusa localizada, de colores característicos, que se conocen como reflejos internos.

Estos reflejos internos se observan solo en una limitada cantidad de especies que se caracterizan por su baja reflectividad y son elementos valiosos de diagnóstico.

Los reflejos internos se aprecian mejor con objetivos de alto poder (x40 o x50) e iluminación intensa. No todos los granos de un mineral con reflejos internos pueden presentarlo. Hay casos en que uno de cada diez granos muestra el fenómeno. Los granos de gran tamaño tienen mayores posibilidades de exhibir reflejos internos que las inclusiones o granos pequeños. Variaciones en la composición afecta la abundancia de reflejos internos (Ej. Esfalerita pobres en hierro muestran muchos reflejos internos, los cuales están casi ausentes en las férricas).

Blancos y grises: Circón, Rutilo, Anatasa, Esfalerita (Blenda miel), Pirocloro, Casiterita, Espinelo, Perowskita, Stilleita, Branerita.

Amarillos, Amarillos verdosos: Casiterita, Greenockita, Oropimente, Rutilo, Monacita, Esfalerita, Wurtzita, Pirocloro, Brookita.

Rojos, Pardo rojizos: Cinabrio, Cuprita, Proustita, Pirargirita, Hematita, Wolframita, Columbita, Tantalita, Lepidocrosita, Zincita, Rejalgar, Rutilo.

Pardos, Pardo amarillentos: Casiterita, Cromita, Esfalerita, Hausmannita, Columbita-Tantalita, Goethita, Pirocloro, Rutilo, Groutita, Espinelo, Wolframita.

Verdes Alabandina: Manganosita, Espinelo.

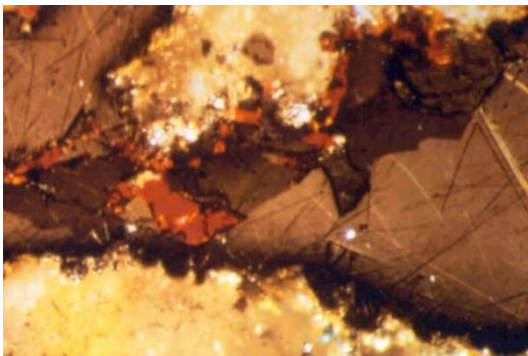
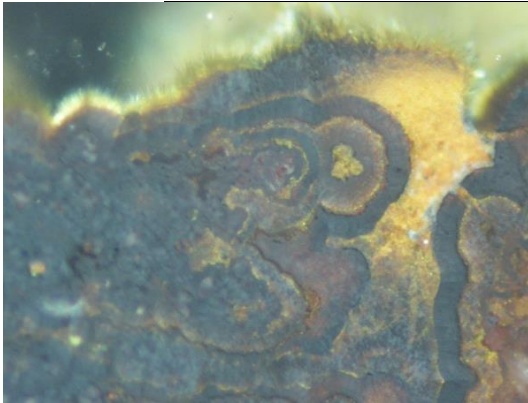


Figura 141. Reflejos internos de la Gohetita

Maclas

Los principios teóricos de maclas y los distintos tipos que podemos observar en microscopio, ya se han visto en 7.2 OBSERVACIÓN CON ANALIZADOR (PPX) Macla. En el caso de los minerales opacos, tanto maclas, como intercrecimientos y deformaciones, también pueden ser observados, aunque no generalmente en minerales isótropos. En minerales anisótropos las maclas se observan mejor. Las maclas pueden evidenciarse por un cambio abrupto en la orientación del clivaje, manifestado por variaciones visibles de la extinción o en los colores de polarización. En algunos minerales ciertos tipos de maclas son característicos y de considerable valor para la identificación del mineral (Craig & Vaughn, 1994). Las maclas más comunes son: simple de contacto o de

penetración; polisintética o lamelar; cíclica, etc. Algunos minerales que generalmente presentan maclas son: marcasita, famatinita, bournonita y estannita, entre otros. (Márquez Zavalía, 2019).

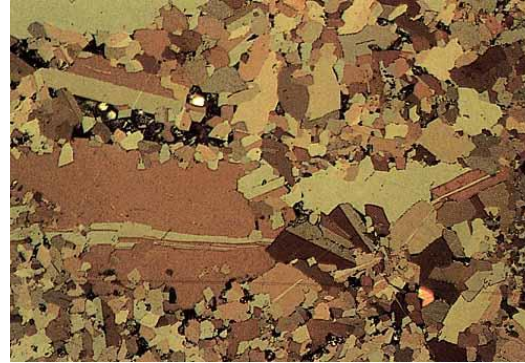


Figura 142. Maclas lamelares de marcasita.

9.6 TEXTURAS

La calcografía incluye, además de la identificación de los minerales individualmente, la interpretación de las texturas de los minerales opacos, es decir, la relación espacial entre los granos minerales. Barton (1991) llegó a notar astutamente que “la interpenetración de texturas es uno de los aspectos más importantes, pero, simultáneamente, más difíciles, en el estudio de las rocas y menas”. Las texturas pueden proveer evidencia de la naturaleza de los procesos deposicionales, postdeposicionales, metamórficos, deformacionales, de alineamiento y meteóricos. Su reconocimiento e interpretación. Su reconocimiento e interpretación, adicionalmente provee información para la molienda y el beneficio mineral (Craig & Vaughn, 1994).

Se clasifican en primarias y secundarias, siendo las primeras aquellas que se formaron en el mismo momento de



depositación de las menas, mientras que las segundas son resultado de la alteración o reemplazo de los minerales originales.

9.7 ANEXO FICHA GUÍA DE MINERALES Y RECONOCIMIENTO POR FICHAS DE COLORES

Es un procedimiento de observación macroscópica y microscópica, relativamente empleado para reconocimiento rápido de minerales. Este método es uno de tantos que pueden emplearse.

Las fichas de colores que se encuentran en el anexo son autoría de la Mgtr. Ana Ingrid Ovejero, profesora de la cátedra de Mineralogía I hasta el año 2018, y quien dedicó gran parte de su carrera profesional en esta especialidad, dejando este importante legado para los alumnos de la carrera, así como la base de este compilado bibliográfico.

Guía de lectura 9 Capítulo 9. ¿Cómo estudiamos los minerales opacos?

Preguntas orientadoras

1. ¿Qué es la calcografía? ¿Qué diferencia hay entre ésta y el estudio microscópico de minerales transparentes?
2. ¿Qué diferencia principal existe entre un microscopio calcográfico y petrográfico?
3. ¿Cuál es la propiedad física más importante en los minerales opacos y semiopacos?
4. ¿Cómo debe ser la muestra para observar en microscopio calcográfico?
5. ¿Qué propiedades cuantitativas son importantes para identificar minerales opacos?

6. ¿Qué diferencias y similitudes existen entre el análisis de minerales transparentes y opacos, mediante microscopio?
7. ¿A qué se debe la diferencia de relieve entre dos minerales? ¿Cómo es el método para determinarla y cómo se llama?
8. ¿Qué son los reflejos internos? ¿Para qué sirven?

BIBLIOGRAFÍA MÓDULO MINERALOGÍA ÓPTICA

- 105116, P. (2019). Línea de Becke. Obtenido de https://www.youtube.com/watch?v=cE9HiU2uOt4&t=37s&ab_channel=PAPIME105116
- Ayala, M. R. (2016). *slideplayer*. Obtenido de <https://slideplayer.es/slide/5183726/>
- Chifir Rivera, L. H. (2010). *Microscopía óptica de minerales*. Lima, Perú: Ministerio de Energía y Minas de Perú.
- Craig, J. R., & Vaughn, D. J. (1994). *Ore microscopy and ore petrography* (2da Edición ed.). USA: John Wiley & Sons, IC.
- Dorronsoro Díaz, C., Dorronsoro Díaz, B., Dorronsoro Fdez, C., & García Navarro, A. (s.f.). *OpticalMine MINERALOGIA OPTICA ESTUDIO DE LOS MINERALES CON EL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO*. Recuperado el 03 de 06 de 2022, de <http://edafologia.ugr.es/optmine/xplconos/fu tall.htm>
- Gil-Crespo, P. P. (2021). *Atlas de mineralogía óptica*. Obtenido de <http://www.ehu.eus/mineralogiaoptica/el-microscopio-petrografico.html>.
- González Bonorino, F. (1976). *Mineralogía Óptica*. Buenos Aires: Eudeba.



Hyper Physics. (2005). Obtenido de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/phyopt/polclas.html#1>

Hyperphysics. (2009). *hyperphysics.phy-astr.gsu.edu*. Obtenido de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/>

López Soler, A., & Bosch Figueroa, J. (1971). Obtención de las secciones pulidas utilizadas en los métodos cuantitativos. *Acta Geológica Hispánica*, 74-77.

Márquez Zavalía, M. F. (2019). Examen microscópico de minerales opacos. Principales propiedades. *Cátedra de Mineralogía y Petrología Universidad de Cuyo*. Mendoza, Argentina.

Ovejero, A. I. (2015). *Mineralogía I Cuaderno Docente 2015*. Universidad Nacional de Catamarca.

Parcejus, B. (2008). *The Ore Minerals Under the Microscope An Optical Guide*. Elsevier.

Raith, M. M., Raase, P., & Reinhardt, J. (2012). *Guía para la MICROSCOPIA DE MINERALES EN LÁMINA DELGADA*. (P. Oyhançabal, Trad.)

SEGEMAR. (2014). *segemar-intemin-bibliotecaagro*. Obtenido de <http://segemar-intemin-bibliotecaagro.blogspot.com>