

Manual de prácticas de laboratorio de Mineralogía Óptica (mineralogía II)

Autores:

Maria Fernanda Delgado Rueda

Juan José Cáceres Salazar

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA, SANTANDER
2024

Tabla de contenido

	Pág.
Introducción	4
Laboratorio 1: el microscopio de luz transmitida	5
Laboratorio 2: preparación de secciones delgadas.....	9
Laboratorio 3: Introducción a conceptos teóricos sobre la luz y sus interacciones en el microscopio	11
Naturaleza de la luz	11
Laboratorio 4: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada plana (LPP).....	23
Guía laboratorio 4	33
Laboratorio 5: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada cruzada (LPX)	34
Guía laboratorio 5	48
Laboratorio 6: determinación del carácter y signo óptico de un mineral	49
Minerales formadores de roca	59
Laboratorio 7: propiedades ópticas generales de los feldespatos	64
Laboratorio 7a: determinación óptica de la composición de la plagioclasa	67
Laboratorio 7b: propiedades ópticas de los feldespatos alcalino y plagioclasa.....	70
Laboratorio 8: propiedades ópticas generales del olivino, piroxeno y anfíbol	71
Laboratorio 9: propiedades ópticas generales de las micas (biotita y moscovita) y clorita	77
Laboratorio 10: propiedades ópticas generales de los carbonatos	80
Laboratorio 11: descripción de minerales en sección delgada haciendo uso de un software interactivo	82
REFERENCIAS.....	85
Anexo 1	88
Anexo 2.....	90
Anexo 3.....	92
Anexo 4.....	93

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1 Partes del microscopio marca Nikon - modelo ECLIPSE 50i POL usado en el laboratorio para la toma de microfotografías.	5
Figura 2 Comportamiento de la luz en el microscopio petrográfico al atravesar materiales isotrópicos (izquierda) y anisotrópicos (derecha).	6
Figura 3 Anatomía de una sección con cubreobjeto	9
Figura 4 Retardo e interferencia producida entre ondas	12
Figura 5 Reflexión y refracción que ocurre al pasar el rayo de un medio a otro con mayor densidad (aire a agua).....	13
Figura 6 Dispersión de los índices de refracción	14
Figura 7 Indicatriz uniáxica.....	17
Figura 8 Indicatriz biáxica.....	18
Figura 9 Indicatriz biáxica en vista 2D.....	19
Figura 10 Relación entre el relieve y los índices de refracción de los minerales y el medio	20
Figura 11 Desplazamiento de la Línea de Becke	21
Figura 12 Clasificación de las formas de los diferentes minerales	25
Figura 13 Grados de alteración de los minerales	27
Figura 14 Tipos de extinción.....	36
Figura 15 Tipos de maclado más comunes.....	39
Figura 16 Zonación en los minerales.....	40
Figura 17 Partes de una figura de interferencia	49
Figura 18 Representación de las figuras uniáxicas de acuerdo con el eje óptico	50
Figura 19 Representación de las figuras biáxicas de acuerdo con el eje óptico	51
Figura 20 Ángulo 2V de acuerdo con la separación de las isogiras en una figura Bxa centrada.....	52
Figura 21 Ángulo 2V estimado con base en la curvatura de las isogiras	52
Figura 22 Representación de la determinación de signo óptico en minerales uniáxicos usando la placa de yeso	53
Figura 23 Representación de la determinación del signo óptico de minerales uniáxicos usando la placa de cuarzo.....	54
Figura 24 Representación de la determinación de signo óptico en minerales biáxicos usando la placa de yeso	55
Figura 25 Composición de los feldespatos potásicos y las plagioclasas	64
Figura 26 Método de Michel-Levy para la determinación óptica de la composición de la plagioclasea.....	67
Figura 27 Gráfico para la determinación del %An en plagioclasas de acuerdo con el método de Michel-Levy.....	68
Figura 28 Ejemplo del método de las maclas combinadas de albita - Carlsbad.....	69
Figura 29 Gráfico para la determinación del %An en las plagioclasas de acuerdo con el método de las maclas combinadas	70

Introducción

El objetivo del presente Manual de Laboratorio de Mineralogía Óptica es preparar al estudiante de geología en las técnicas y fundamentos de la mineralogía óptica, así como introducir al estudiante en la observación e identificación de minerales formadores de rocas en sección delgada bajo el microscopio de luz transmitida. Por lo tanto, esperamos que al finalizar el curso el estudiante tenga la capacidad de identificar algunos minerales y familiarizarse, gracias a sus propiedades ópticas, con sus características más comunes observadas bajo el microscopio de luz transmitida. Aquí se pretende que el estudiante utilice este material como una guía de laboratorio durante el desarrollo de las prácticas de mineralogía y petrografía junto con algunos de los textos guía de la asignatura. Este material guía está dirigido a estudiantes de pregrado de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, y surge de la necesidad de contar con herramientas pedagógicas útiles para el reconocimiento de minerales en sección delgada.

El presente trabajo contiene información suficiente para la observación de las secciones delgadas con el fin de distinguir una fase mineral a partir de las propiedades ópticas de diagnóstico, así como algunos rasgos texturales de un tipo de roca en particular, aunque sin pretender alcanzar el campo de la petrografía. Junto con este manual se presenta un catálogo con microfotografías acompañadas de descripciones que pretende ilustrar cada uno de los capítulos aquí contenidos.

Para el desarrollo de las prácticas se dispondrá de una colección conformada de secciones delgadas de rocas ígneas, sedimentarias, metamórficas y minerales, así como de otras muestras que el docente considere pertinentes.

Laboratorio 1: el microscopio de luz transmitida

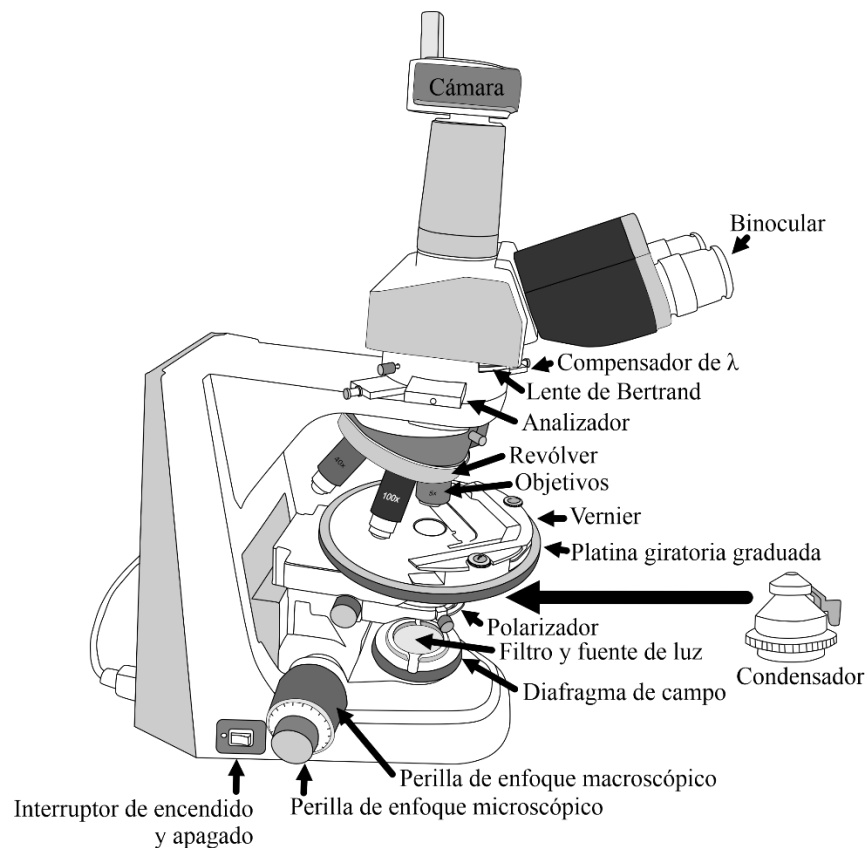
El microscopio de luz transmitida es un instrumento que facilita la observación de imágenes magnificadas (Hamblin & Christiansen, 2003) de objetos diminutos usando una combinación de lentes por los cuales viaja un haz de luz polarizada (Schmidt, 2023); éste es de gran importancia dentro del curso de mineralogía óptica (II), ya que a través de este instrumento se realizarán la mayor parte de las experiencias que le servirán a los estudiantes para alcanzar los objetivos de aprendizaje de la asignatura.

En la actualidad, el Laboratorio de Microscopía de Luz Transmitida de la Escuela de Geología cuenta con dos tipos de microscopios petrográficos: el microscopio binocular de polarización para petrografía, marca Nikon, modelo ECLIPSE 50i POL para toma de fotografías y el microscopio binocular de polarización para petrografía, marca Nikon modelo ECLIPSE E200i POL (Escuela de Geología, UIS, 2023).

Debido a la importancia del microscopio petrográfico, se presenta una breve descripción de este, así como algunas nociones básicas para su manejo y cuidado.

Figura 1

Partes del microscopio marca Nikon - modelo ECLIPSE 50i POL usado en el laboratorio para la toma de microfotografías



Características generales

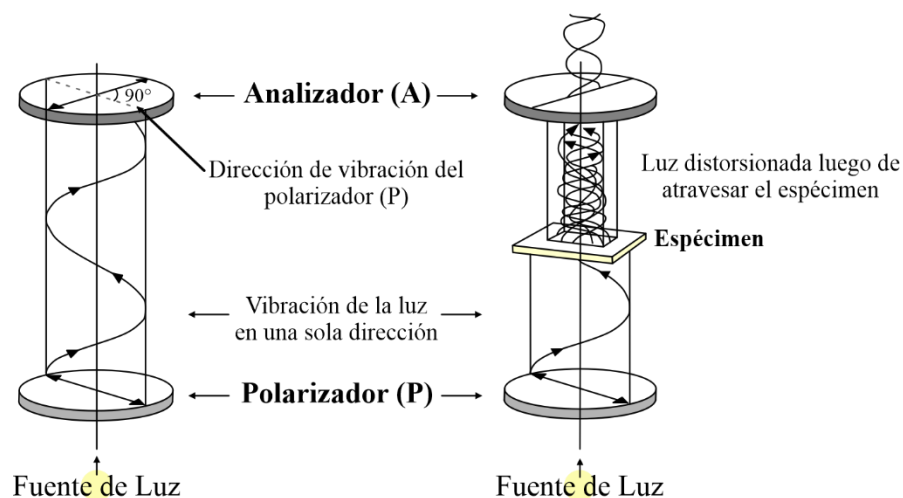
El estudio de rocas en sección delgada usando un microscopio petrográfico es una parte fundamental de cualquier curso de pregrado en Geología. El microscopio de luz transmitida ha sido utilizado universalmente con el fin de estudiar minerales transparentes, particularmente en la determinación de las propiedades ópticas de los mismos, así como en la interpretación de rasgos texturales y relaciones de las sustancias naturales o artificiales tal como aparecen en las secciones delgadas (Microscopios de Luz Transmitida DENIOS, 2023). Actualmente en el Laboratorio de Microscopía de Luz Transmitida se cuenta con el microscopio binocular marca Nikon (Escuela de Geología, UIS, 2023), las descripciones que se presentan a continuación corresponden fundamentalmente a las de este microscopio, aun cuando el sistema básico del microscopio de polarización es similar para los demás modelos existentes.

Dentro de las características más importantes del microscopio de luz transmitida se destaca el polarizador (P) y el analizador (A), los cuales se ajustan a manera que cada uno de estos permita el paso de un haz de luz sintetizado en una sola dirección y cuya vibración sea perpendicular a aquella de la luz que el otro transmite. Estos dispositivos se sitúan respectivamente debajo y encima de la platina giratoria (Schmidt, 2023). El polarizador ajusta la luz de manera que sus vibraciones están todas en una dirección. A menos que exista algo en la trayectoria, la luz alcanza el analizador, sin cambio alguno en la dirección de sus vibraciones. No obstante, como el analizador transmite solo la luz cuyas vibraciones están en la dirección perpendicular a aquellas del polarizador (Gribble & Hall, 1992), la luz no puede pasar a través de esta placa y así no se verá imagen sino oscuridad total (NIKON CORPORATION, s. f.). Si se ubica un mineral anisotrópico en polarizadores cruzados, la luz que viene del polarizador, la cual vibra en una dirección, será distorsionada por el espécimen de manera que ésta entonces vibra en diferentes direcciones y con diferentes niveles de amplitud. De esta luz distorsionada, solo aquella parte que vibra en una dirección que pasa a través del analizador alcanzará al observador, produciendo una imagen del espécimen.

Figura 2

Comportamiento de la luz en el microscopio petrográfico al atravesar materiales isotrópicos

(izquierda) y anisotrópicos (derecha).



Nota. Adaptado de comportamiento de la luz en medios (a) isotrópicos y (b) anisotrópicos, de Nikon ALPHAPHOT-2 POL Instructions, NIKON CORPORATION.

La luz, la cual proviene de la fuente ubicada en la parte inferior del microscopio, es polarizada por el primer dispositivo polarizante ubicado por debajo de la platina (Gribble & Hall, 1992). Esta luz va a interactuar con la muestra que se encuentre en la platina giratoria bajo los objetivos. Dependiendo del interés o de la propiedad óptica que se vaya a determinar se utilizará algunos de los otros dispositivos disponibles (Lente de Bertrand y otros accesorios de retardo).

La identificación de un mineral con el microscopio petrográfico puede realizarse usando luz transmitida a través del mineral paralelo al tren óptico del microscopio, lo cual resulta en una observación ortoscópica que proporciona una imagen virtual con un campo plano del objeto sobre la platina del microscopio. Este es un método de observación similar a la observación de campo brillante (en la cual las imágenes son magnificadas por el objetivo y luego por el ocular), pero con elementos de polarización (polarizador y analizador) (Schmidt, 2023). En este método, la luz linealmente polarizada desde el polarizador es “distorsionada (o modificada)” por las características de polarización del mineral. Entonces esta luz distorsionada alcanza el analizador y el observador ve una cierta parte de esta. Además de los polarizadores, la disposición óptica en la observación ortoscópica incluye un sistema de concentración de la luz y un condensador debajo de la platina. Por otra parte, una observación conosópica permite la observación de imágenes denominadas figuras de interferencia, las cuales son creadas por rayos de luz que vienen desde varios ángulos en el espécimen. El color y brillo de tales figuras depende del retardo de la parte que ha transmitido la luz y de la dirección de las vibraciones de la luz. La configuración de este método de observación es el sistema óptico para el método anterior, más la lente de Bertrand (Gribble & Hall, 1992), pero con la placa $1/4\lambda$. También debería usarse un objetivo de mayor aumento, normalmente (40x).

Partes del microscopio de luz transmitida

A continuación, se describen brevemente las principales partes de un microscopio de luz transmitida (Nesse, 2003) y (Gribble & Hall, 1992):

- Oculares: tubos ubicados en la parte superior del microscopio, en los cuales se ubican los lentes (ocular y de campo).
- Lente de Bertrand: lente que se encuentra por debajo de los oculares y antes del analizador. Esta es móvil y, por lo tanto, se puede introducir y sacar del tren óptico, se requiere en la trayectoria óptica cuando se realiza microscopía conosópica para llevar al plano del ocular las figuras de interferencia. Por otra parte, es posible ver la apertura y caída del diafragma de apertura sobre el condensador, observando desde el ocular a través de esta lente.
- Analizador: lámina polarizadora montada en el tubo del microscopio, sobre los objetivos, cuya función es polarizar la luz que ya ha interactuado con el mineral. El plano de vibración del analizador se ubica por lo general perpendicular al del polarizador.
- Objetivos: lentes encargados de ampliar la imagen, siendo esto uno de los principales propósitos del sistema óptico del microscopio.
- Platina giratoria: La platina giratoria se usa para rotar el espécimen y para determinar su orientación de acuerdo con su propósito. Cuando se rota el espécimen, el centro de rotación debería mantenerse dentro del campo de visión ajustando el centrado.
- Condensador: es un dispositivo que se encuentra ubicado debajo de la platina giratoria, el cual permite concentrar los rayos de luz en una pequeña área en la sección delgada, siendo de gran utilidad para la determinación de las figuras de interferencia.

- Polarizador: es una lámina polarizadora ubicada por debajo de la platina giratoria, cuya función es polarizar la luz proveniente de la fuente. Esta puede estar situada a cualquier ángulo con respecto al analizador, pero en general se utiliza perpendicular al plano de polarización del analizador.
- Distorsión del sistema óptico: las distorsiones en el sistema óptico dificultan la observación, resultan de la variación del aumento lateral debida principalmente a la distancia al eje óptico. Con el objetivo de corregir estas distorsiones los microscopios de polarización utilizan accesorios condensadores (láminas auxiliares, compensador de Berek, entre otros).

Recomendaciones de manejo y cuidado del microscopio de luz transmitida

Familiarícese con el microscopio petrográfico. Tenga en cuenta que otros estudiantes también hacen uso del mismo microscopio que se encuentra a su disposición, de modo que, por favor, déjelo al final del laboratorio en el mismo estado en el que lo encontró al comienzo de la actividad programada. Evite tocar con sus dedos los objetivos y si necesita cambiar de objetivo hágalo moviendo el revolver que sostiene a estos mismos; también tenga cuidado de no ponerlos en contacto con la sección delgada ya que podría ocasionar un daño. La platina del microscopio debería centrarse fácilmente, pero usted deberá asegurarse que el polarizador y el analizador estén en su correcta posición.

Para un desarrollo satisfactorio de la práctica es importante destacar dos aspectos: (1) si usted va a cambiar de objetivos es importante en primer lugar bajar la platina, y luego proceder a realizar el cambio de objetivo girando el revolver, y (2) si usted va a utilizar los objetivos de mayor aumento, proceda de la siguiente manera: con la perilla de enfoque macrométrico suba lentamente el tubo del microscopio hasta que se proyecte una imagen en los oculares, con la perilla de enfoque micrométrico afine el enfoque hasta que observe la imagen lo más nítidamente posible, y, como a mayor aumento menor luminosidad, es conveniente insertar el condensador abatible y mover todo el sistema de condensación hacia abajo o hacia arriba, hasta que la luminosidad y el enfoque sean lo más claro posible.

El microscopio petrográfico es un instrumento de alto valor, por lo que se recomienda usarlo con mucho cuidado para evitar su deterioro. Como todo instrumento delicado, deben tomarse ciertas precauciones en su uso, como por ejemplo: después de su uso cubrirlo con su respectiva funda para protegerlo contra el polvo, mantener ubicados los equipos en lugares frescos sin incidencia directa de la luz solar, evitar el contacto con sustancias como acetona, soluciones con compuestos nitrados, ácidos y cualquier otro tipo de sustancias químicas, limpiarlo externamente solo con agua o alcohol (internamente su limpieza solo se realiza por personal especializado) y evitar manipular el sistema óptico interno del microscopio.

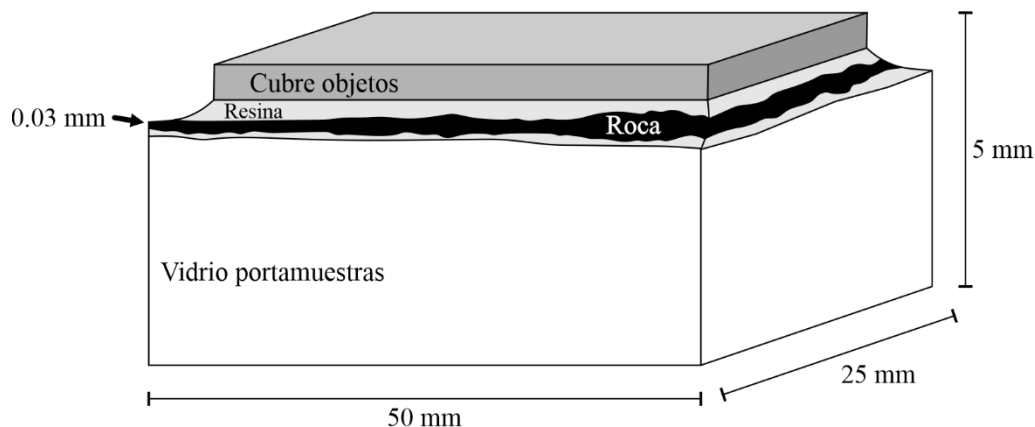
Laboratorio 2: preparación de secciones delgadas

El material usado para el desarrollo de estas prácticas corresponde en su mayoría con secciones delgadas de rocas, sin embargo, también es posible que se le asignen secciones de minerales para observar características específicas. De manera general las secciones delgadas presentan un espesor normal de 30 micrómetros y son cubiertas y montadas haciendo uso del bálsamo de Canadá ($n_{\text{Canadá}} = 1.54$) (Eberspächer et al., 2015).

La técnica de preparación va a depender de la naturaleza del material. El procedimiento de pulir secciones delgadas de rocas compactas es un proceso que debe seguir una rutina; las rocas poco compactas o fracturadas deben ser cementadas con una sustancia aglutinante antes de pretender hacer el montaje en un portaobjetos. Las secciones delgadas son preparadas pegando pedazos delgados de roca a un portaobjetos de cristal, y desbastando cuidadosamente usando carburo de silicio para producir una delgada capa de roca, cuyo espesor estándar debe ser de 30 micrómetros (Eberspächer et al., 2015), el cual se estima haciendo uso de los colores de interferencia de minerales conocidos en sección delgada. Es posible alcanzar dichas estimaciones del espesor de una sección delgada observando el color del cuarzo (blanco como su color de interferencia máximo) (MacKenzie & Adams, 1997). Un cubreobjetos es finalmente cementado a la parte superior de la sección delgada.

Figura 3

Anatomía de una sección con cubreobjeto



Nota. Adaptado de anatomía de una sección delgada, de Hibbard, 1995, Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall.

A continuación, se describen los pasos que deben seguirse para la preparación de una sección delgada (Kemet, s.f.).

1. Escoger la muestra de mano, identificar y marcar la dirección en la que se debe realizar el corte.
2. Cortar la muestra de roca transversalmente a la dirección de la estratificación o foliación, según sea el caso, y llevarse hasta tener una tableta con dimensiones aproximadas de 25mm de ancho x

50mm de alto x 5mm de espesor (estas dimensiones pueden variar de acuerdo con el laboratorio que prepare la muestra).

3. Realizar un desgaste de la tableta resultante con abrasivo (carburo de silicio) 240 hasta que desaparezcan las marcas de la cortadora, es imprescindible continuar con abrasivos 400, 600 y 1000, este es el procedimiento general, sin embargo, según las características de la roca, puede variar. Hecho de esta manera, se obtendrá una tableta pulida de manera sucesiva hasta conseguir una superficie especular sin diferencias significativas en el relieve.
4. Biselar un portaobjetos con abrasivo 600, puliendo en forma circular sobre una placa de vidrio plano.
5. Calentar la tableta y el portaobjetos en la plancha de pegado a una temperatura de 150°C entre 10 a 15 minutos.
6. Preparar el cemento con la mezcla adecuada con el fin de adherir la tableta al portaobjetos.
7. Presionar la superficie pulida de la tableta sobre la superficie biselada del portaobjetos, importante realizar este paso con precaución para evitar la formación de burbujas.
8. Dejar enfriar durante aproximadamente ocho horas en la plancha de pegado.
9. Desgastar la muestra con abrasivo 240 hasta conseguir un espesor de 150 micrómetros, desapareciendo las marcas de la cortadora, y continuando con abrasivo 400 hasta obtener un espesor de 80 micrómetros, luego con abrasivo 600 conseguir un espesor de 30 micrómetros. Esto debe realizarse en la pulidora con disco de bronce. Es importante cerciorarse que el desgaste del espesor en toda la lámina se mantenga uniforme.
10. Recortar cuidadosamente la muestra resultante con una navaja hasta obtener un área de aproximadamente 2cm x 4cm, es decir, un tamaño menor al del portaobjetos utilizado.
11. Lavar la muestra con agua y jabón con el fin de eliminar el abrasivo adherido, y ubicarla sobre la plancha de pegado en el lado frío (40°C) y deje secar.
12. Aplicar el bálsamo de Canadá y ubicar el cubreobjetos sobre la muestra, se debe realizar una leve presión para extraer posibles burbujas.
13. Sujetar la muestra con un gancho de madera y dejarla en un horno de secado a una temperatura de 80°C durante 12 horas.
14. Apagar el horno y dejar enfriar la sección delgada hasta que llegue a temperatura ambiente.
15. Remover con una cuchilla el bálsamo de Canadá sobrante en los bordes (este debe estar cristalizado) teniendo cuidado de no levantar el cubreobjetos.
16. Lavar la sección con agua y jabón, marcándola con tinta a prueba de agua.

Laboratorio 3: Introducción a conceptos teóricos sobre la luz y sus interacciones en el microscopio

Naturaleza de la luz

La luz visible está compuesta de todas las longitudes de onda entre 380nm (violeta) y 760nm (rojo), el cual representa una pequeña parte de todo el espectro electromagnético (Schmidt, 2023). Para entender el comportamiento dual de la luz, a lo largo de la historia se han propuesto diferentes teorías; a continuación, se describen brevemente las teorías corpuscular y ondulatoria.

- **Teoría corpuscular** (*Isaac Newton, 1704*): un rayo de luz consiste en una corriente de partículas, denominadas “corpúsculos”, emitidas en línea recta y a gran velocidad por una fuente cualquiera de luz, como por ejemplo el sol.
- **Teoría ondulatoria** (*Christian Huygens, 1678*): supone que la luz es una onda electromagnética que se propaga en línea recta con un movimiento ondulatorio transversal (vibra en ángulo recto con la dirección de propagación). Las ondas tienen propiedades eléctricas y magnéticas, es decir, presentan variaciones electromagnéticas. La teoría ondulatoria describe efectivamente fenómenos tales como polarización, reflexión y refracción e interferencia, los cuales representan la base para la mineralogía óptica.

La radiación electromagnética

La teoría de la radiación electromagnética de la luz permite comprender la manera en la que ésta interactúa con la materia. En la mineralogía óptica se considera únicamente el componente eléctrico (vector eléctrico), definiendo la dirección de vibración del rayo de luz. La dirección de la vibración del vector eléctrico es perpendicular a la dirección de propagación de la luz. El comportamiento de la luz que atraviesa un mineral es el resultado de la interacción del vector eléctrico del rayo de luz con el campo eléctrico del mineral, el cual está asociado a la red cristalográfica de la sustancia química (Nesse, 2003).

Una onda luminosa se describe en términos de velocidad, frecuencia y amplitud. La velocidad (v) y la longitud de onda (λ) están relacionadas por la siguiente ecuación:

$$f = v/\lambda$$

donde,

f (frecuencia) es el número de crestas de onda que pasan por un punto de referencia por segundo, y se expresa como ciclos/segundo o Hertz (Hz). En mineralogía óptica la frecuencia se asume como una constante sin importar la sustancia a través de la cual viaja la luz, de manera que, si la velocidad de la luz cambia, entonces la longitud de onda debe cambiar para mantener la frecuencia constante. La amplitud (A) es la altura de la onda.

Frente de ondas y normal de ondas

La luz no consiste en una sola onda sino de un número infinito de ondas, provenientes de una misma fuente, las cuales viajan juntas. A partir de esto, según Nesse, 2003

:

- **Frente de ondas:** es una superficie paralela que conecta puntos equivalentes en ondas adyacentes.
- **Normal de onda:** representa la dirección del movimiento de la onda.
- **Rayo de luz:** es una línea perpendicular al frente de ondas y representa el sentido de propagación de la onda.

Retardo

El término **retardo** hace referencia a la distancia a la que un rayo se retrasa con respecto a otro, es decir, al número de longitudes de onda que una onda se retrasa con respecto a otra (Nesse, 2003). Este se representa con la letra Δ y se expresa en nanómetros.

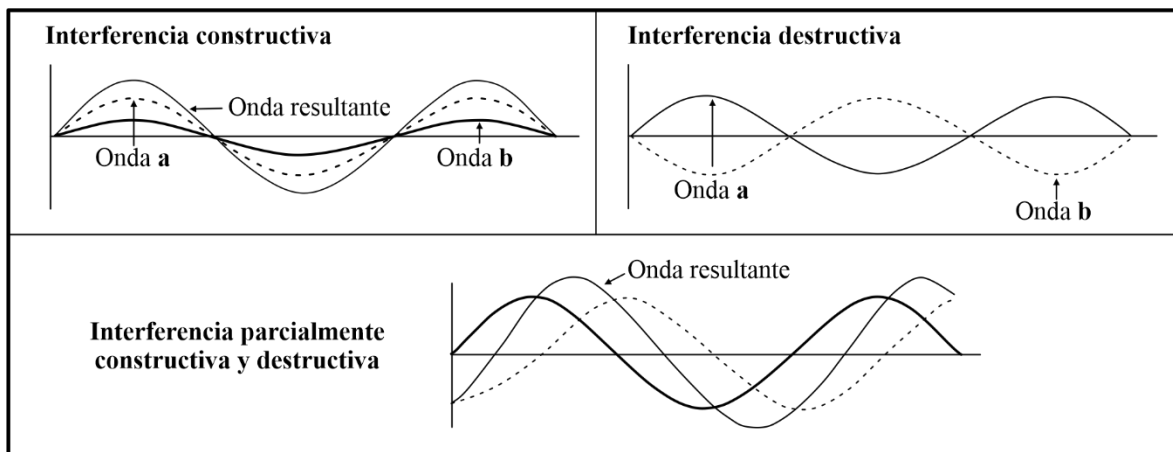
Si el retardo es de 1, 2, 3... longitudes de onda, las ondas A y B están en fase, de manera que las ondas interfieren constructivamente y producen la onda resultante (R) (Nesse, 2003).

Si el retardo es de $\frac{1}{2}$, $2\frac{1}{2}$, $3\frac{1}{2}$... longitudes de onda, las ondas A y B están fuera de fase. Las amplitudes de estas ondas son iguales pero opuestas, por lo tanto, se cancelan (interferencia destructiva) entre sí y la onda R no presenta ni amplitud ni longitud de onda (Nesse, 2003).

Las ondas pueden encontrarse: (1) en fase, con una interferencia parcialmente constructiva y (2) fuera de fase, con una interferencia parcialmente destructiva, obteniendo como resultado una onda R que sería la suma de las dos ondas.

Figura 4

Retardo e interferencia producida entre ondas



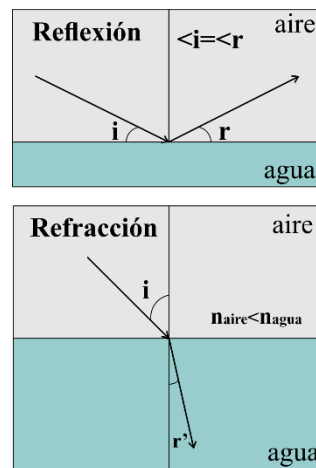
Nota. Modificado de Clase digital 6. Reflexión y superposición de ondas. Ondas estacionarias; superposición de ondas de UGTO.

Reflexión y refracción

Cuando un rayo de luz pasa de un medio, como el aire, a otro medio más denso, como un mineral, parte de él se refleja (reflexión) por la superficie del mineral hacia el aire y otra parte pasa (refracción) al mineral (Gribble & Hall, 1992).

Figura 5

Reflexión y refracción que ocurre al pasar el rayo de un medio a otro con mayor densidad (aire a agua).



Nota. Adaptado de óptica de reflexión y refracción, del Departamento de física y química, IES La Magdalena.

El rayo reflejado obedece a las leyes de la reflexión, las cuales establecen que; el ángulo de incidencia i es igual al ángulo de reflexión r' , y que los rayos incidente y reflejado están en el mismo plano. La luz que entra al mineral experimenta un cambio en su trayectoria original (la trayectoria del rayo de luz incidente), debido al arreglo ordenado de los átomos dentro de la estructura cristalina, y, por lo tanto, se dice que es refractada. El ángulo de refracción depende del ángulo de incidencia y de las densidades relativas de los dos medios. Por lo tanto, a mayor ángulo de incidencia y diferencia de densidades, mayor es la refracción del rayo de luz a través del mineral. El comportamiento de la luz que entra al mineral está principalmente controlado por la estructura cristalina, y el arreglo atómico lo que determina cómo la luz interactúa con el mineral, lo cual establecerá la cantidad de refracción que la luz experimenta mientras atraviesa el mineral, esto se conoce como **índice de refracción** (Departamento de física y química, IES La Magdalena, s. f.).

Los minerales pueden ser identificados con base en su(s) índice(s) de refracción (n), mismo que se define como:

$$n = v/V,$$

donde;

v es la velocidad de la luz en el vacío (o aire), y V es la velocidad de la luz en la sustancia.

En el vacío se considera $n=1$ (el bálsamo de Canadá tiene un índice de refracción de 1.537), para otros materiales $n>1$. La mayoría de los minerales tienen valores de n entre 1.4 y 3.2 (Servicio Geológico

Mexicano, 2017). Un alto índice de refracción indica una baja velocidad para el rayo de luz que atraviesa un medio en particular (Gribble & Hall, 1992).

La ley de Snell expresa la relación entre el ángulo de incidencia y el ángulo de refracción, y establece que para los dos medios la relación $\text{sen}(i)/\text{sen}(r)$ es constante, es decir, $\text{sen}(i)/\text{sen}(r) = n$, en donde la constante n es el índice de refracción (Schmidt, 2023).

Teniendo en cuenta que la velocidad de la luz está dada por;

$$v = f * \lambda$$

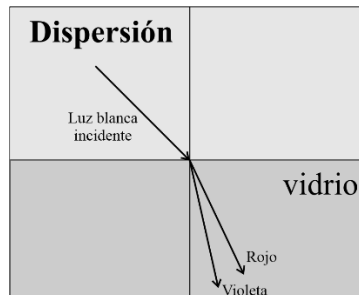
Donde; f es la frecuencia, y λ , la longitud de onda.

cuanto más larga sea la longitud de onda mayor será la velocidad de la luz. Por ejemplo, la luz roja, con su longitud de onda más larga, tiene una velocidad mayor que la luz violeta, y debido a la relación inversa que existe entre la velocidad y el índice de refracción, n es menor para la luz roja que para la luz violeta (Gribble & Hall, 1992).

Un cristal puede tener diferentes índices de refracción para distintas longitudes de onda, este es un fenómeno que se conoce como dispersión de los índices de refracción y debido a él se utiliza luz monocromática para la determinación precisa del índice de refracción (Schmidt, 2023).

Figura 6

Dispersión de los índices de refracción



Nota. Adaptado de Dispersión de los índices de refracción, de Hulburt & Klein, 1982.

Con base en la interacción del rayo de luz que viaja a través del mineral por su red cristalográfica que lo mantiene unido, los minerales pueden dividirse en dos clases: los **minerales isotrópicos**, que comprenden las sustancias no cristalinas, tales como gases, líquidos y vidrio (natural y sintético), así como también los cristales que pertenecen al sistema cúbico. En estas sustancias la normal de onda y el rayo de luz son paralelos, y la velocidad de la luz es la misma en todas las direcciones, debido a que el arreglo cristalino es similar en cualquier dirección. Por otra parte, los **minerales anisotrópicos** comprenden las sustancias cristalinas que pertenecen a los sistemas tetragonal, hexagonal, ortorrómbico, monoclinico y triclinico. En estas sustancias la normal de onda y el rayo de luz no son paralelos, y la velocidad de la luz varía según el orden de su estructura debido a las diferencias en la red cristalina de estos minerales. Cuando la dirección del rayo de luz atraviesa una zona con un empaquetamiento de mayor densidad, la velocidad será inferior que cuando atraviesa una zona con un empaquetamiento menor densidad (Nesse, 2003).

Polarización de la luz

La onda electromagnética que constituye la luz se compone de una onda magnética y una eléctrica, las cuales oscilan de manera simultánea y perpendicular entre sí, a su vez estas son transversales a la dirección de la propagación (Sámano, 2020). Para que se dé la polarización requerida en mineralogía óptica el movimiento de la onda electromagnética se lleva a un solo plano y que se conozca la dirección de vibración del rayo, para esto se hace uso de filtros de polarización (Schmidt, 2023).

Las tres principales formas de polarización de la luz son por: doble refracción, absorción y reflexión (Nesse, 2003). La doble refracción se da en ciertos materiales cristalinos, como la calcita, cuando el rayo de luz incide se divide en dos rayos que tendrán distintas velocidades de propagación y diferentes ángulos de refracción, también se le conoce como birrefringencia cristalina (Schmidt, 2023). La polarización de la luz por absorción aprovecha una propiedad física llamada dicroísmo, algunos materiales tienen la capacidad de absorber solo una de las componentes del campo eléctrico que conforman una onda electromagnética, esta absorción selectiva se puede observar en cristales de turmalina. Por último, en el caso de la reflexión, la luz reflejada por una superficie lisa no metálica (como el agua de un lago) está parcialmente polarizada con las direcciones de vibración paralelas a la superficie reflectante, y el grado de polarización dependerá del ángulo de incidencia y del índice de refracción de la superficie reflectante (Nesse, 2003).

En resumen, el microscopio petrográfico se utiliza la luz de polarización plana, cuyo vector eléctrico es orientado para que vibre en un único plano (línea recta), produciendo una onda sinusoidal (periódica) simple con una dirección de vibración en el sentido del plano de polarización, esto se denomina plano de luz polarizada.

Clasificación óptica de los minerales

Los minerales se pueden dividir en dos grandes grupos según el paso de la luz en sección delgada; minerales opacos, que tienen una estructura cristalina que no permite el paso de la luz, y minerales transparentes; que sí permiten el paso de la luz y que a su vez se dividen en isotrópicos y anisotrópicos con base en el comportamiento de la luz transmitida al pasar por los polarizadores del microscopio.

Minerales opacos

Los opacos son aquellos que no permiten el paso de la luz a través de ellos en sección delgada. La forma de los minerales opacos puede ser de gran utilidad en su identificación, aunque no se pueda distinguir ninguna otra característica óptica. Si se dispone de un iluminador portátil, se puede distinguir entre minerales como pirita y magnetita, pero los opacos requieren de un microscopio de luz reflejada.

Minerales isotrópicos

En sustancias isotrópicas (p.e. la fluorita y el granate) la luz se mueve en cualquier dirección con igual velocidad y vibra en todas las direcciones formando un ángulo recto con la dirección de propagación, además presentan un sólo índice de refracción al momento que la luz incide en el mineral. Los enlaces químicos son iguales en todas las direcciones, por lo tanto, no se interponen a la

luz que pasa a través del material. Desde el punto de vista cristalográfico, estos son los minerales que cristalizan en el sistema cúbico (isométrico). Si un mineral isométrico se deforma, provocando que algunos de los enlaces químicos de la red cristalina se compriman y se alarguen, el mineral pasará a exhibir un comportamiento anisotrópico (Nesse, 2003).

Indicatriz isotrópica: para examinar como la luz viaja a través de un mineral se utiliza una indicatriz, la cual es una figura geométrica tridimensional en donde los índices de refracción de un mineral y la dirección de vibración de la luz, que viaja a través de este, están relacionados. La indicatriz isotrópica se construye de modo que los índices de refracción se dibujan como líneas desde el origen, paralelas a la dirección de vibración. En un mineral isotrópico el índice de refracción es el mismo en cualquier dirección, lo que conlleva a que la figura geométrica que se genera sea una esfera, por lo tanto, no es necesario establecer la indicatriz. Este concepto se introduce mejor al aplicarlo a sustancias anisotrópicas, ya que para estos minerales la dirección del índice de refracción sí varía constituyendo una elipse (Nesse, 2003).

Minerales anisotrópicos

Los minerales anisotrópicos se diferencian de los isotrópicos, ya que en los primeros la velocidad de la luz varía de acuerdo con la dirección de propagación a través del mineral, afectada por la disposición de los enlaces químicos. Estos incluyen minerales tales como el cuarzo, la calcita, las micas, los feldespatos, anfíboles, piroxenos, entre muchos otros más, los cuales exhiben diferentes propiedades ópticas en diferentes direcciones. Sin embargo, la velocidad (índice de refracción) del haz es la misma en la dirección del eje del cristal, en otras palabras, es posible determinar la dirección del eje axial encontrando la dirección en la cual las velocidades son las mismas. En los minerales anisotrópicos hay una o dos direcciones a través del mineral donde la luz se comporta como si el mineral fuera isotrópico, las cuales se denominan ejes ópticos, y con base en esto las sustancias anisotrópicas se dividen en dos subgrupos: minerales uniáxicos, los cuales presentan un solo eje óptico (sistemas hexagonal, romboédrico y tetragonal) y minerales biáxicos, los cuales presentan dos ejes ópticos (sistemas ortorrómbico, monoclinico y triclinico).

Cuando la luz polarizada entra a un cristal anisotrópico, esta se divide en dos rayos con diferentes velocidades cuyas direcciones de vibración son perpendiculares entre sí y paralelas a los ejes mayor y menor de la sección elíptica de la indicatriz del cristal, la cual es normal al rayo incidente. Uno de los haces separados vibra en un plano que contiene tanto la trayectoria de propagación como el eje del cristal (*rayo extraordinario*), mientras que el otro vibra en el plano que es perpendicular al anterior (*rayo ordinario*). Los dos rayos tienen diferentes velocidades y, por lo tanto, los minerales uniáxicos presentarán dos índices de refracción, cada uno de los cuales está asociado a una dirección de vibración. El índice de refracción relacionado con la vibración a lo largo del rayo ordinario se designa ω (omega), mientras que aquél asociado con la vibración a lo largo del rayo extraordinario se designa ϵ (épsilon). La diferencia entre los dos índices de refracción es la birrefringencia. Por otra parte, la luz que atraviesa los minerales biáxicos, excepto en la dirección de un eje óptico, viajará como dos rayos con vibraciones perpendiculares entre sí, cuyas velocidades son diferentes y varían según la dirección cristalográfica. Las direcciones de vibración de los rayos más rápido (X) y más lento (Z) son perpendiculares entre sí; la dirección perpendicular al plano definido por X y Z se designa como Y . Por lo tanto, los cristales biáxicos presentan tres índices de refracción debido a que los rayos vibran en cada una de estas direcciones. Los índices de refracción pueden denotarse así:

mínimo (a) en la dirección X ; intermedio (b) en la dirección Y ; máximo (g) en la dirección Z . La diferencia entre los dos índices de refracción máximo y mínimo es la birrefringencia.

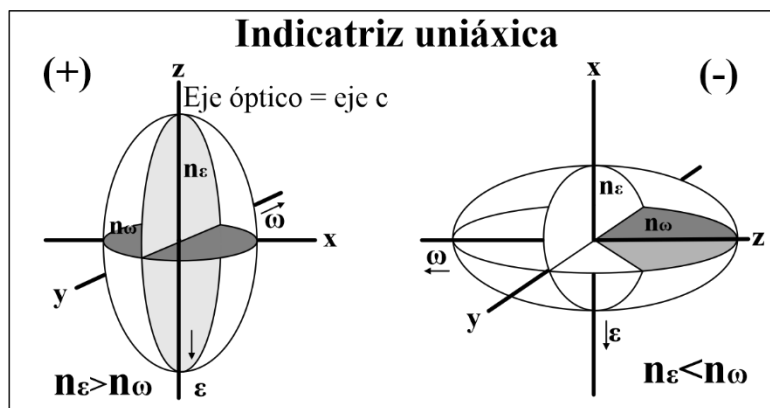
La Indicatriz Uniáxica

La indicatriz uniáxica es una figura geométrica que ayuda a visualizar la relación de los índices de refracción y sus direcciones de vibración que son perpendiculares al sentido de propagación de la luz a través del cristal. En los minerales uniáxicos ω (omega) y ϵ (épsilon) no son iguales y, por lo tanto, la indicatriz es un elipsoide, cuya forma dependerá de su orientación con respecto al eje óptico. En un mineral uniáxico positivo, el eje de la indicatriz Z es paralelo al eje cristalográfico c y la indicatriz es un elipsoide alargado según el eje óptico, mientras que, en un mineral uniáxico negativo, el eje de la indicatriz X es paralelo al eje cristalográfico c y la indicatriz es un elipsoide aplastado según el eje óptico.

La luz que viaja a través del eje Z (eje óptico) tiene un índice de refracción ω (omega) si esta vibra paralelo a los ejes X o Y o en cualquier dirección en el plano XY . La luz que viaja a lo largo del eje X se divide en dos rayos (ordinario y extraordinario). Si ω (omega) vibra paralelo al eje Y , ω (omega) se dibuja a lo largo del eje Y , mientras que si ϵ (épsilon) vibra paralelo al eje Z , ϵ (épsilon) se dibuja a lo largo del eje Z . Los planos XZ y YZ a través de la indicatriz representan elipses con ω (omega) y ϵ (épsilon) como sus ejes, con los radios de las elipses igual a la magnitud del índice de refracción para el rayo.

Figura 7

Indicatriz uniáxica



Nota. Adaptado de Indicatriz uniáxica positiva e Indicatriz uniáxica negativa, de Greg Finn, Uniaxial Optics I: Covered in Chapter 6 of Nesse, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

La relación entre los índices de refracción será ω (omega) $<$ ϵ (épsilon) en un mineral uniáxico positivo y ω (omega) $>$ ϵ (épsilon) en un mineral uniáxico negativo. En cada caso, la **sección circular** de la indicatriz, cuyo radio es igual a w , será perpendicular al eje óptico, mientras que el radio de la indicatriz a lo largo del eje óptico será igual a e . Por lo tanto, cualquier sección a través de la indicatriz que incluya al eje óptico se denominará **sección principal**, la cual corresponde a una elipse con ejes ω y ϵ . Por otra parte, una sección al azar a través de la indicatriz corresponderá a una elipse cuyos ejes serán ω y ϵ' .

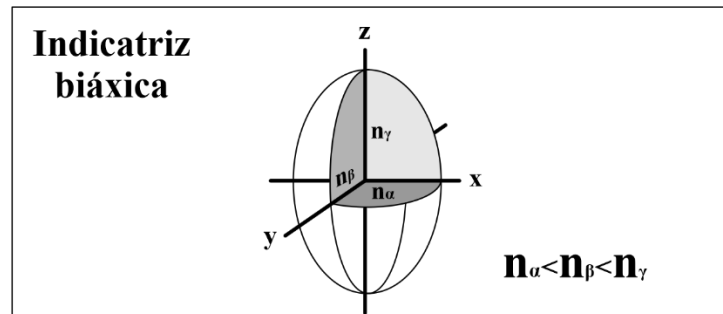
La Indicatriz Biáxica La indicatriz biáxica es una figura geométrica similar a la indicatriz uniáxica, excepto que en la primera existen tres índices de refracción. La indicatriz biáxica se construye

dibujando los índices de refracción a lo largo de tres ejes perpendiculares entre sí, de la siguiente manera n_a a lo largo de X, n_b a lo largo de Y, n_γ a lo largo de Z, donde $n_a < n_b < n_\gamma$, de manera que $X < Y < Z$. La indicatriz es un elipsoide triaxial elongado a lo largo del eje Z y aplastado a lo largo del eje X. Esta indicatriz tiene tres secciones principales, las cuales representan elipses:

- Sección XY, cuyos ejes son n_a y n_b
- Sección XZ, cuyos ejes son n_a y n_γ
- Sección YZ, cuyos ejes son n_b y n_γ

Figura 8

Indicatriz biáxica



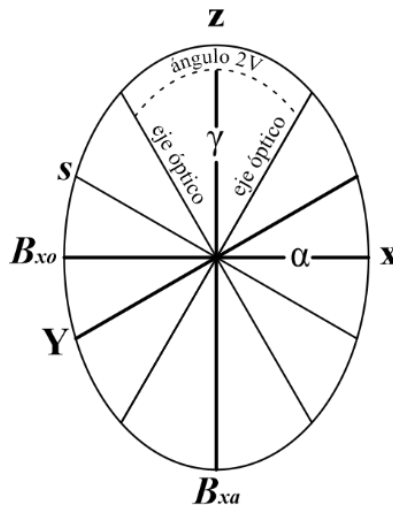
Nota. Adaptado de Indicatriz biáxica, de Greg Finn, Biaxial Optics Covered in Chapter 7 of Nesse, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

Secciones orientadas al azar a través de la indicatriz también formarán elipses. La indicatriz biáxica presenta dos **secciones circulares** con radios iguales a n_b , las cuales se interceptan a lo largo del eje de la indicatriz Y, el cual también tiene un radio igual a n_b . Por ejemplo, obsérvese que en la sección XZ, los ejes de la elipse son n_a y n_γ , el radio varía de a a través de n_b a n_γ , es decir, un radio igual a n_b debe estar presente sobre el plano de referencia, teniendo en cuenta que $n_a < n_b < n_\gamma$. La longitud de la indicatriz a lo largo del eje Y es también igual a n_b , de manera que el eje Y y el radio n_b en el plano XZ definen una sección circular, cuyo radio será igual a n_b .

En la indicatriz biáxica las direcciones perpendiculares a las secciones circulares se denominan ejes ópticos, y el plano que los incluye se denomina plano óptico. El ángulo agudo entre los planos ópticos se denomina ángulo óptico ($2V$). El eje de la indicatriz ya sea X o Z, el cual biseca el ángulo $2V$ es la bisectriz aguda (Bxa), mientras que el eje de la indicatriz ya sea X o Z, el cual biseca el ángulo obtuso entre los planos ópticos es la bisectriz obtusa (Bxo). El eje Y es perpendicular al plano óptico y forma la normal óptica.

Figura 9

Indicatriz biáxica en vista 2D



Nota. Adaptado de Indicatriz biáxica, de Hulburt & Klein, 1982.

En resumen...

Para determinar si la sustancia mineral que observamos en el microscopio de luz transmitida es isotrópica o anisotrópica se usa el analizador, se debe considerar que los minerales isotrópicos aparecerán oscuros y así permanecerán al rotar la platina, y que los minerales anisotrópicos permitirán el paso de luz, exceptuando algunas orientaciones específicas (ángulo de extinción).

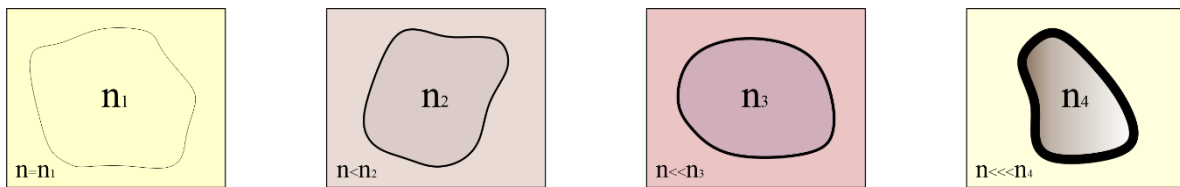
Los minerales isotrópicos se mantienen oscuros debido a que no les afecta la dirección de polarización de la luz que ha pasado a través del polarizador y a que la luz que pasa a través del mineral es absorbida por el polarizador superior. ¿Por qué los minerales anisotrópicos no aparecen oscuros y permanecen oscuros a medida que se rota la platina? Los minerales anisotrópicos afectan la polarización de la luz que pasa a través de ellos por lo tanto algunos de los componentes de la luz posiblemente pasen a través del polarizador superior, los minerales anisotrópicos aparecerán oscuros (posición de extinción) cada 90° de rotación de la platina del microscopio, cualquier grano que esté extinto se aclarará de nuevo, bajo polarizadores cruzados cuando la platina se rota, alcanzando su máxima brillantez a 45° de la posición de extinción.

Refractometría

El índice de refracción (IR) es una característica óptica de los minerales, que sirve como herramienta para la distinción de ciertos minerales de otros que ópticamente son similares. La refractometría implica la determinación de los índices de refracción de los minerales, usando el método de inmersión. Esta técnica consiste en introducir un mineral de índice de refracción desconocido en un líquido (aceite) de índice de refracción conocido, siendo un método de comparación. Por lo tanto, si el IR del mineral es igual al de la sustancia líquida en el cual éste está sumergido, la luz que pasa a través del contacto entre el mineral y el líquido, no se refracta, por lo cual no se diferencia nada, mientras que, si el IR del líquido es mayor o menor que el del mineral, la luz que pasa a través de su contacto se refracta y el mineral exhibirá su relieve de manera más prominente (Nesse, 2003).

Figura 10

Relación entre el relieve y los índices de refracción de los minerales y el medio



Nota. Representación de la relación entre el relieve y el índice de refracción; siendo el índice de refracción del medio (n) y el de cada uno de los minerales (n_x), mostrando además que a mayor índice de refracción mayor será el relieve del mineral (bordes más marcados).

El Relieve de un mineral es el grado de intensidad de la sombra en el borde de un grano o cristal al compararse con el material que lo rodea (otro mineral o bálsamo de Canadá) (Nesse, 2003).

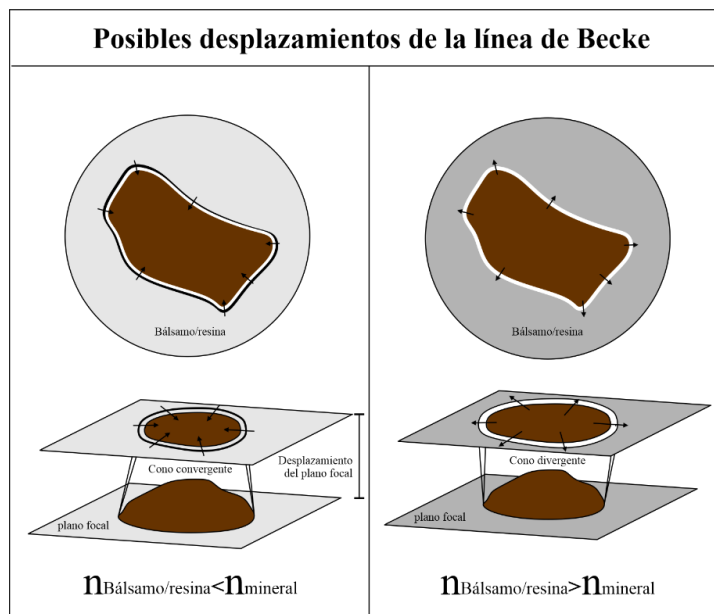
Los minerales pueden tener distintos tipos de relieves, principalmente se clasifican en: (1) alto, cuando los minerales aparentemente se encuentran emergentes respecto a su alrededor, (2) medio, al observar cierta elevación del mineral en relación con el entorno, y (3) bajo, en caso de no observar elevación del mineral respecto al material que lo rodea. En general los minerales pueden exhibir relieves positivos o negativos Gil-Crespo (2024).

El índice de refracción de un mineral en sección delgada puede determinarse usando el método de la línea de Becke, comparando con minerales adyacentes o con el medio de montaje (p.e., bálsamo de Canadá) de índice de refracción conocido (Nesse, 2003).

La línea de Becke es una banda de luz visible que se observa a través del borde del grano cuando se usa luz polarizada plana, y el grano se desenfoca ligeramente. La dirección de movimiento de la línea de Becke está determinada por el aumento en la distancia entre la muestra y el objetivo, dirigiéndose esta hacia el medio que presente mayor índice de refracción, cuando la línea se mueve hacia adentro del grano o cristal, se dice que es convergente y en el caso contrario (hacia afuera del cristal) es divergente (Nesse, 2003).

Figura 11

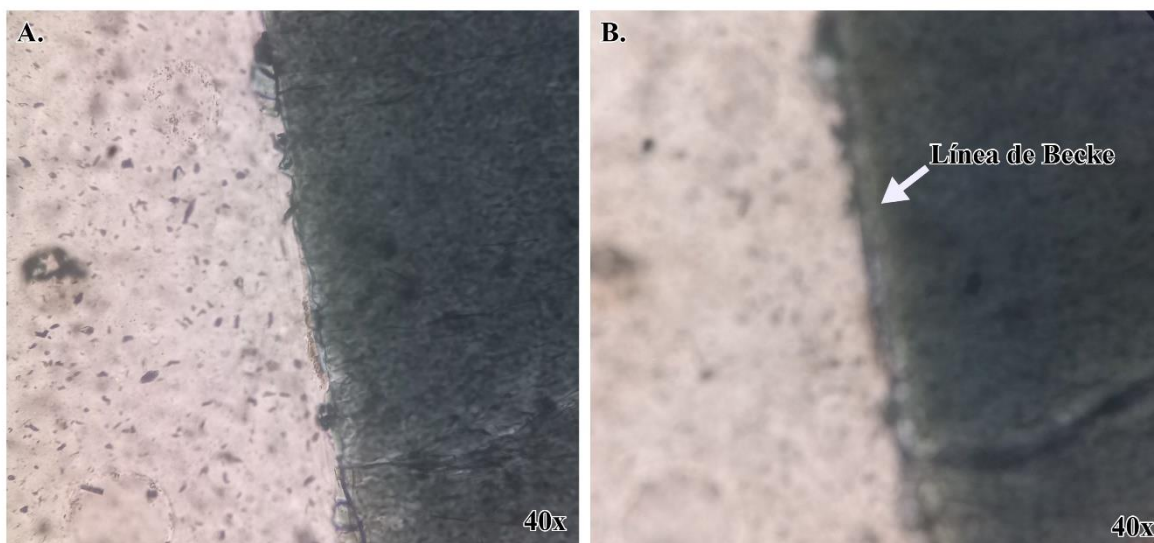
Desplazamiento de la Línea de Becke



Nota. Adaptado de Línea de Becke. Iluminación centrada, de Paris, (1983), Manual de mineralogía óptica. Boletín Geológico. 26. 3-110.

Figura 12

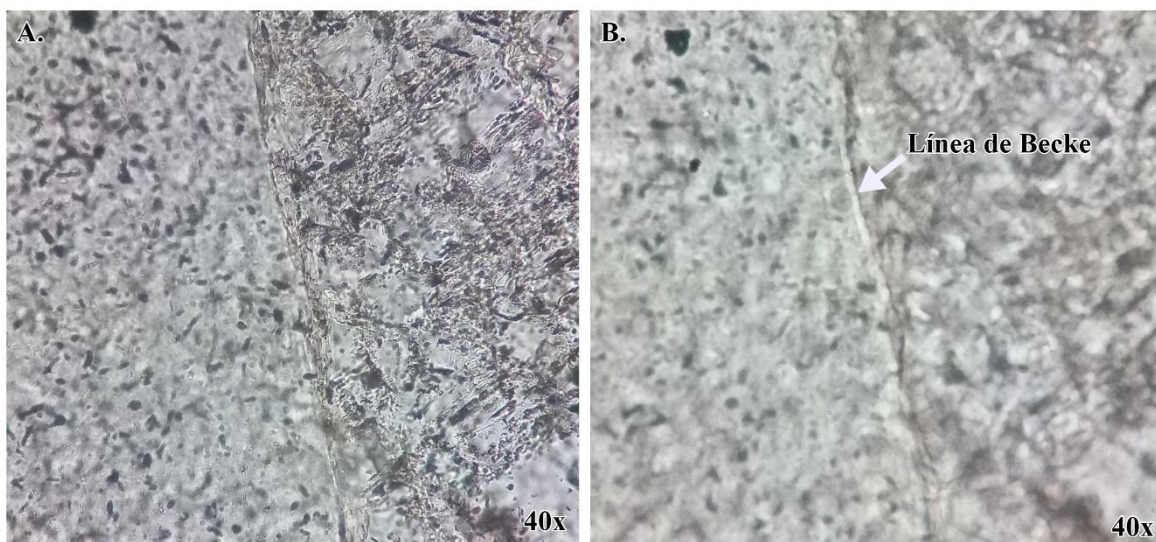
Movimiento convergente de la Línea de Becke (hacia adentro del mineral)



Nota. A. Borde del cristal enfocado. B. Desenfoque del cristal para observar la línea de Becke. Muestra IR-1. Pulse [aquí](#) para ver un vídeo del movimiento convergente de la línea de Becke.

Figura 13

Movimiento divergente de la Línea de Becke (hacia afuera del mineral)



Nota. **A.** Borde del cristal enfocado. **B.** Desenfoque del cristal para observar la línea de Becke. Muestra IR-1. Pulse [aquí](#) para ver un vídeo del movimiento divergente de la línea de Becke.

Laboratorio 4: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada plana (LPP)

Introducción

Teniendo como base los conceptos previos acerca de la naturaleza de la luz y su comportamiento, y las partes del microscopio y cómo funciona cada una, es posible iniciar con el estudio de las principales características ópticas de los minerales en sección delgada. Durante la descripción e identificación de un mineral, el estudiante debe tener la capacidad de describir las siguientes propiedades ópticas:

Propiedades con luz polarizada plana (LPP)

- Definir la transparencia del mineral
- Determinar el color y cualquier cambio que pueda ocurrir al girar la platina (pleocroísmo)
- Describir la forma del mineral y el hábito si corresponde.
- Reconocer la presencia de rasgos tales como exfoliación o fractura
- Identificar las diferencias del índice de refracción de los minerales transparentes
- Determinar la presencia de alteraciones en el mineral

Transparencia

La mayoría de los minerales son transparentes al paso de la luz en sección delgada con excepción de los minerales metálicos, los cuales son opacos, y sus propiedades ópticas pueden ser estudiadas solamente con el microscopio metalográfico de luz reflejada (Universidad de Zaragoza, 2022)

Color y pleocroísmo

La mayoría de los minerales transparentes son incoloros en sección delgada. El color de una mineral resulta de la absorción de algunas longitudes de onda del espectro de luz visible y la transmisión de otras. La composición química y la estructura cristalina juegan un papel importante (Schmidt, 2023). Muchos minerales, aunque coloreados a escala macroscópica, pueden ser casi incoloros o incluso exhibir un color diferente, a escala microscópica. Algunos minerales comunes como la biotita (habitualmente de color pardo) son fácilmente reconocibles por su color en sección delgada (Gribble & Hall, 1992). Los cristales de una roca están frecuentemente dispuestos al azar y además cortados en diferentes direcciones. Un mineral coloreado en sección delgada puede mostrar colores diferentes o variaciones de tonos de un mismo color cuando es girado mediante la platina del microscopio. El color de un mineral observado en LPP se denomina color de absorción (Schmidt, 2023).

Algunos minerales (p.ej., hornblenda) muestran un fenómeno de variación del color en función de la orientación del cristal respecto al plano de polarización de la luz, el cual se denomina pleocroísmo y puede observarse cuando se gira la platina rotatoria del microscopio en LPP. El pleocroísmo es

causado por la absorción de diferentes longitudes de onda de la luz que viajan a través de las diferentes direcciones de un cristal (Nesse, 2003).

De acuerdo con lo anterior, los minerales isométricos no pueden ser pleocróicos puesto que tienen la misma estructura, y así, la misma capacidad de absorción de la luz en todas las direcciones. Los minerales tetragonales, trigonales y hexagonales sólo pueden ser dicróicos ya que tienen una única dirección estructural a lo largo del eje de simetría mayor y una dirección en cada una de las otras direcciones. Sólo los minerales ortorrómbicos, monoclinicos y triclinicos pueden ser tricróicos ya que ellos tienen tres únicos ejes de simetría y por lo tanto tres direcciones que pueden absorber la luz en tres formas diferentes.

Procedimiento: En las secciones delgadas suministradas por el profesor, escoja un cristal y describa el pleocroísmo siguiendo los pasos dados a continuación:

- Gire la platina del microscopio de manera que el mineral quede en extinción con LPX.
- Retire el analizador de su campo de visión y observe el color natural de una sola dirección de vibración.
- Volva a introducir el analizador y gira 90° desde la posición de extinción anterior, para llevarse a la otra dirección de vibración paralela al polarizador, y observe de nuevo el color de absorción en nicols paralelos.
- Ubique el mineral en cualquier otra posición y observe un color combinado de las dos direcciones de vibración anteriores.
- Determine si el pleocroísmo del mineral se manifiesta: (1) por un cambio en el color actual (p.ej., en algunas posiciones el mineral se observa azul y en otras, rojo) o (2) por un cambio en la intensidad del color (p.ej., de azul claro a azul oscuro).

Pleocroísmo en minerales uniaxiales

En cualquier sección de un mineral uniaxial un rayo es el rayo ordinario, por lo tanto, en cualquier sección un rayo siempre tiene el mismo índice de refracción y el mismo color. El índice de refracción y el color del rayo extraordinario varía por diferentes razones. La diferencia más fuerte en los índices de refracción y color entre el rayo-O y el rayo-E está en la sección paralela al eje c, por lo que, las secciones con los colores de interferencia más altos muestran el cambio más fuerte en color, y el pleocroísmo podrá ser observado en estos cristales. El pleocroísmo en los minerales uniaxiales es descrito de dos maneras; una por el cambio en el color, dado por los rayos ordinario y extraordinario, y otra por variaciones en la absorción, en este caso se evidencian cambios en la tonalidad.

Pleocroísmo en minerales biaxiales

En los minerales biaxiales hay tres colores principales. Ellos pueden observarse en secciones donde las direcciones de vibración de los rayos desarrollados son paralelas, o casi paralelas, a las direcciones de vibración principal Z, Y y X. Nosotros hemos aprendido a identificar estas secciones usando las figuras de interferencia, los ángulos de extinción máximos, la birrefringencia máxima, etc. Cualquier otra sección al azar da colores combinados desde estos tres colores principales dependiendo de la orientación de la sección. Con el fin de describir el pleocroísmo en algunos minerales, debemos dar

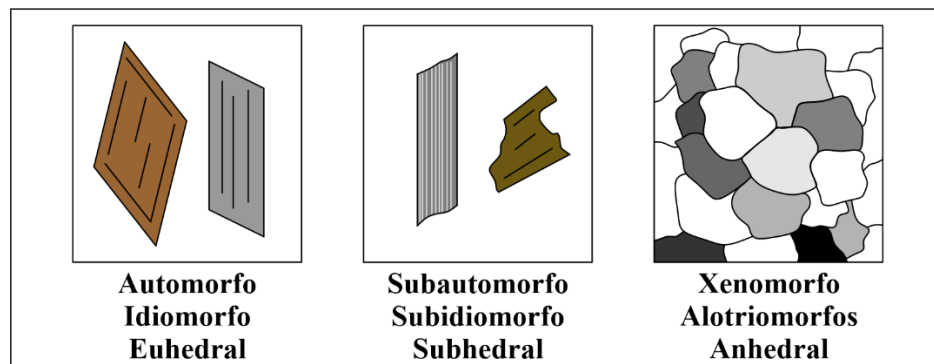
los colores de cada dirección de vibración principal, por ejemplo: X = rojo; Y = amarillo; Z = azul. Entonces la intensidad de la absorción es dada como, por ejemplo; $Y > X > Z$.

Forma

La forma de un mineral se determina según qué tan definidos se encuentran los bordes de las diferentes caras que limitan un mismo cristal. Durante el proceso de cristalización de una roca ígnea, las caras de cada uno de los minerales interfieren mutuamente durante el crecimiento cristalino, lo cual hace difícil el desarrollo de dichas caras. En estas rocas los primeros cristales formados exhibirán, posiblemente, caras cristalinas ideales, ya que su crecimiento probablemente se realizó libremente en un líquido. Por otra parte, en algunas rocas metamórficas y sedimentarias, los cristales con caras bien formadas fueron desarrollados probablemente en un medio sólido, pero con fluidos intersticiales. De acuerdo con la forma de los minerales, estos se pueden clasificar en idiomorfos (automorfos), los cuales tienen límites rectilíneos que corresponden a secciones de las caras de un cristal subidiomorfos (subautomorfos), los cuales tienen algunos límites rectilíneos y otros irregulares y que no se asemejan a una cara cristalina; alotriomorfos (xenomorfos), los cuales carecen de límites rectilíneos. **En algunos casos para los cristales que presentan muy bajo relieve puede ser de utilidad observarlos con luz polarizada cruzada (LPX) para definir su forma.**

Figura 14

Clasificación de las formas de los diferentes minerales



Por otra parte, el término ***hábito*** se refiere a la forma de cristales a escala macroscópica o deducida del estudio de varias secciones con diferente orientación en sección delgada, el hábito es una observación tridimensional a diferencia de la forma, pero puede definirse en un mineral en sección delgada dependiendo del eje que se haya cortado al realizar la muestra. Para realizar su descripción se emplean los siguientes términos: acicular (en forma de aguja), prismático (cristales con dimensiones similares en dos direcciones y que presentan un alargamiento en la tercera dimensión) y tabular (cristales aplanados según un plano).

Exfoliación o fractura

El arreglo de los planos de clivaje (exfoliación) permite diferenciar algunos grupos minerales de otros, y hace referencia a la dirección por donde el mineral tenderá a romperse más fácilmente.

Muchos minerales se fragmentan o se exfolian según planos determinados, cuyas posiciones están definidas por la estructura cristalina de los minerales. Entre los planos de exfoliación hay un enlace atómico débil respecto a la existente en el interior del plano.

Los cristales de mica se pueden separar con facilidad en varias láminas finas porque las micas tienen una exfoliación perfecta según un plano determinado. En los cristales cortados en ángulo recto respecto al plano de exfoliación, las exfoliaciones se ven en lámina delgada en forma de un conjunto de líneas oscuras paralelas rectilíneas; cuando el cristal está cortado casi paralelamente al plano de exfoliación, las exfoliaciones no son visibles. Algunos minerales tienen exfoliaciones paralelas según varios planos y el ángulo formado por las familias de planos de exfoliación puede ser característico; así, en el grupo de los piroxenos, los dos planos de exfoliación forman un ángulo de 87 a 93° (casi 90°); en el grupo de los anfíboles las exfoliaciones se cortan formando un ángulo de 56 o 124° . En lámina delgada, el ángulo formado entre dos exfoliaciones no se puede medir con precisión excepto si la lámina delgada del mineral está cortada perpendicularmente (o casi) respecto a los dos planos de exfoliación. Las exfoliaciones suelen ser paralelas a las caras cristalinas.

Relieve

Los minerales incoloros que tienen índices de refracción similares y próximos al del medio del montaje (bálsamo de Canadá) no muestran límites definidos al ser observados al microscopio. Cuanto mayor es la diferencia entre el índice de refracción de un mineral y el del material que lo rodea, mayor es su relieve. Cuando las variaciones del índice de refracción son débiles, se debe cerrar parcialmente el diafragma de la platina para detectar las diferencias de relieve, si el microscopio no cuenta con este, es difícil o, incluso, imposible detectar las variaciones de índices de refracción o evaluarlo.

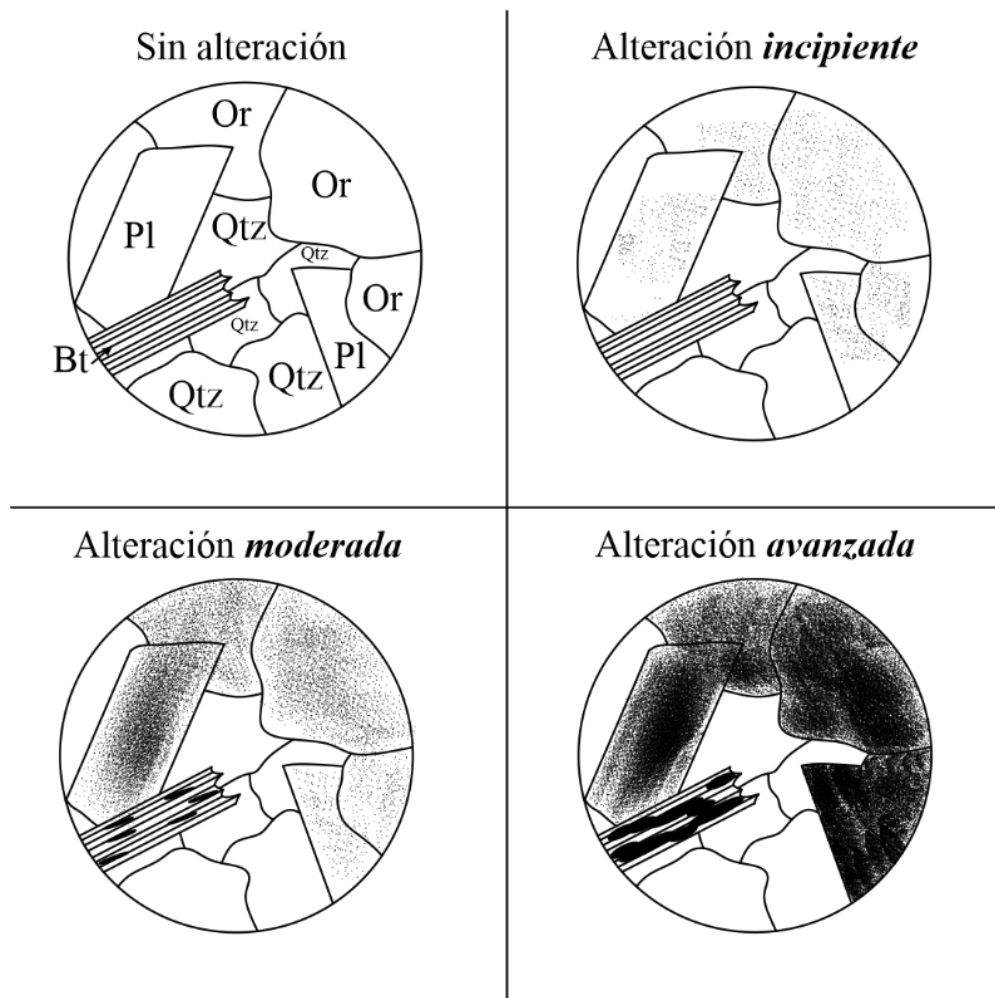
Los minerales tienen uno, dos o tres índices de refracción de acuerdo con su simetría cristalina. Cuando se estudia un mineral en sección delgada mediante luz polarizada plana (LPP), su relieve puede variar durante el giro de la platina del microscopio, ya que el índice de refracción del mineral, el cual es comparable al del bálsamo de Canadá, puede cambiar. Algunos minerales tienen un índice de refracción que cambia con intensidad y el cambio de relieve puede ser considerable; este fenómeno es característico de los carbonatos.

Alteración

Las alteraciones son evidencias de procesos de transformación de un mineral (reemplazamiento total o parcial), de acuerdo con las condiciones P/T, en las cuales se logra la estabilidad de este. La alteración de minerales primarios puede producirse en cualquier momento de la historia de la roca, y, generalmente, es de grano muy fino lo que dificulta su caracterización óptica. El hecho de observar algunos minerales alterados y otros no, puede ser un criterio de reconocimiento importante. Las alteraciones pueden reconocerse tanto el LPP como en LPX.

Figura 15

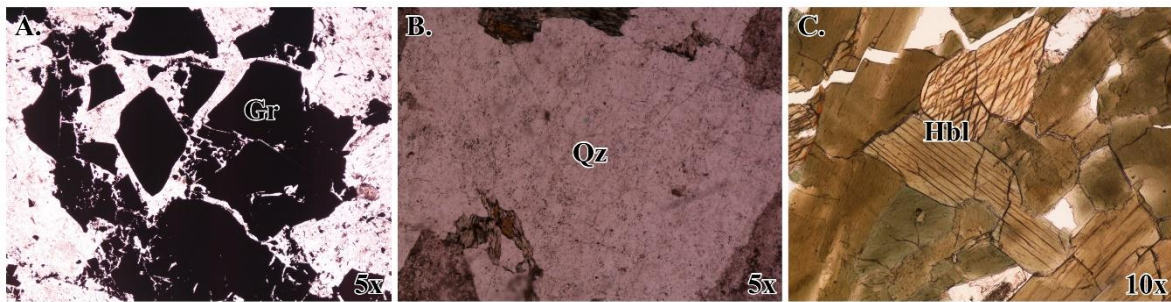
Grados de alteración de los minerales



Nota. Adaptado de Intensidad de la alteración. De CAFAE INGEMMET, 2009, Curso teórico – práctico de alteraciones hidrotermales.

Figura 16

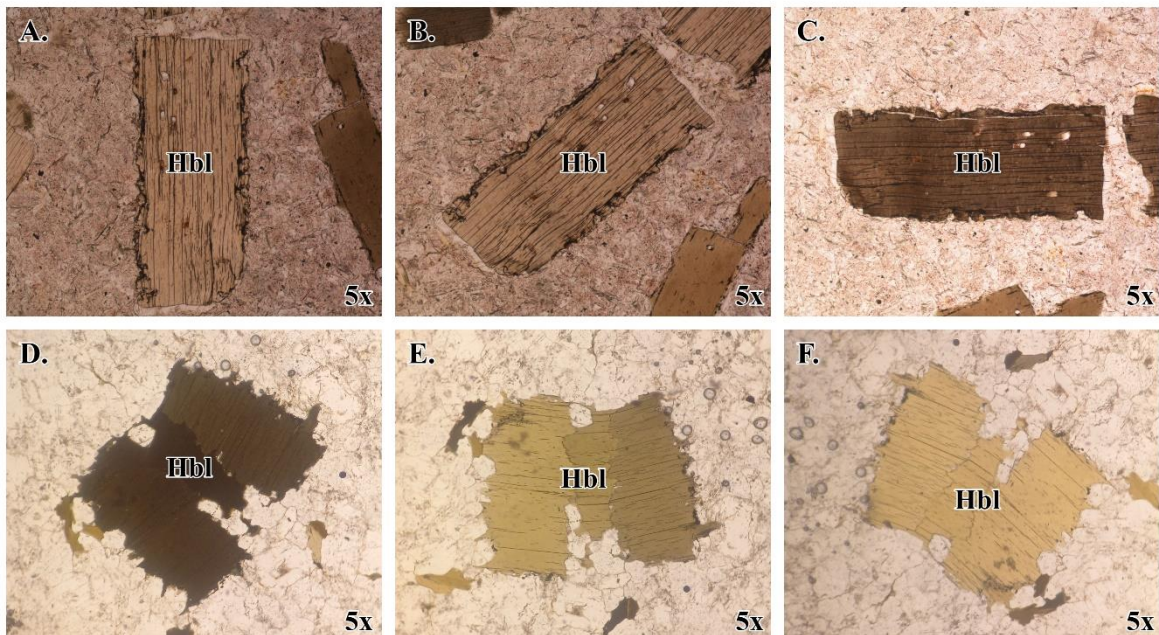
Transparencia



Nota. **A.** Cristales opacos de grafito (Gr) en nicoles paralelos, muestra CAL-3. **B.** Cristales incoloros de cuarzo (Qz) en nicoles paralelos, muestra RI-1. **C.** Cristales de hornblenda de color verde-amarillo en nicoles paralelos, muestra RI-38.

Figura 17

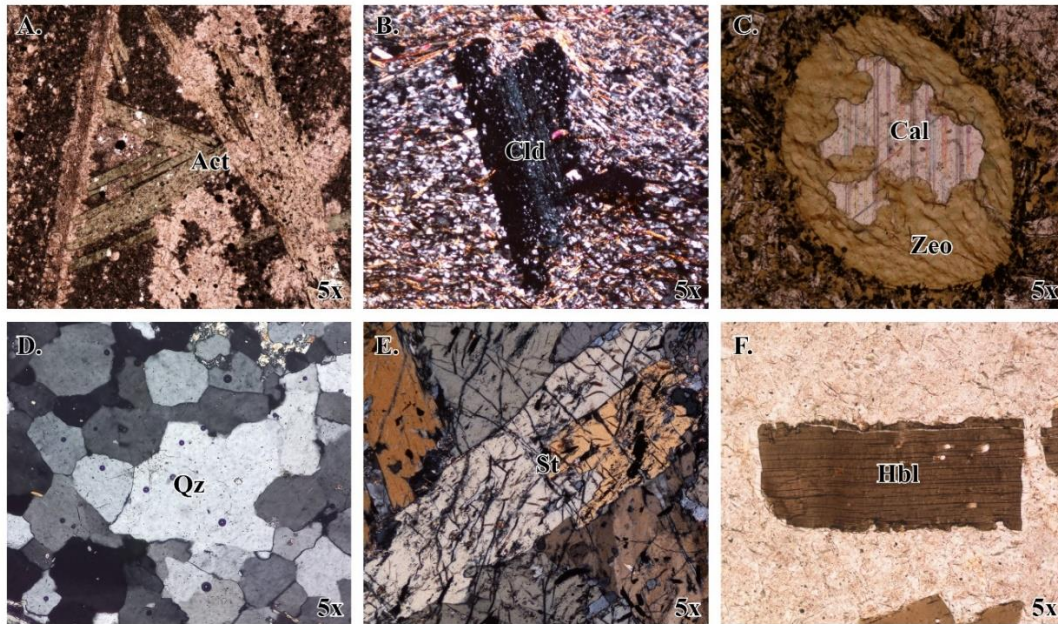
Pleocroísmo



Nota. Cristales de hornblenda (Hbl) vistos con luz polarizada plana, dispuestos en diferentes posiciones exhibiendo un pleocroísmo fuerte cambiando en sus colores de absorción, muestras RI-13 (parte superior) y RI-16 (parte inferior). Puede dar clic sobre cada título en negrilla a continuación para ver diferentes ejemplos de pleocroísmo: pleocroísmo nulo, pleocroísmo cambiando de tonalidad, pleocroísmo de color, pleocroísmo perdiendo el color.

Figura 18

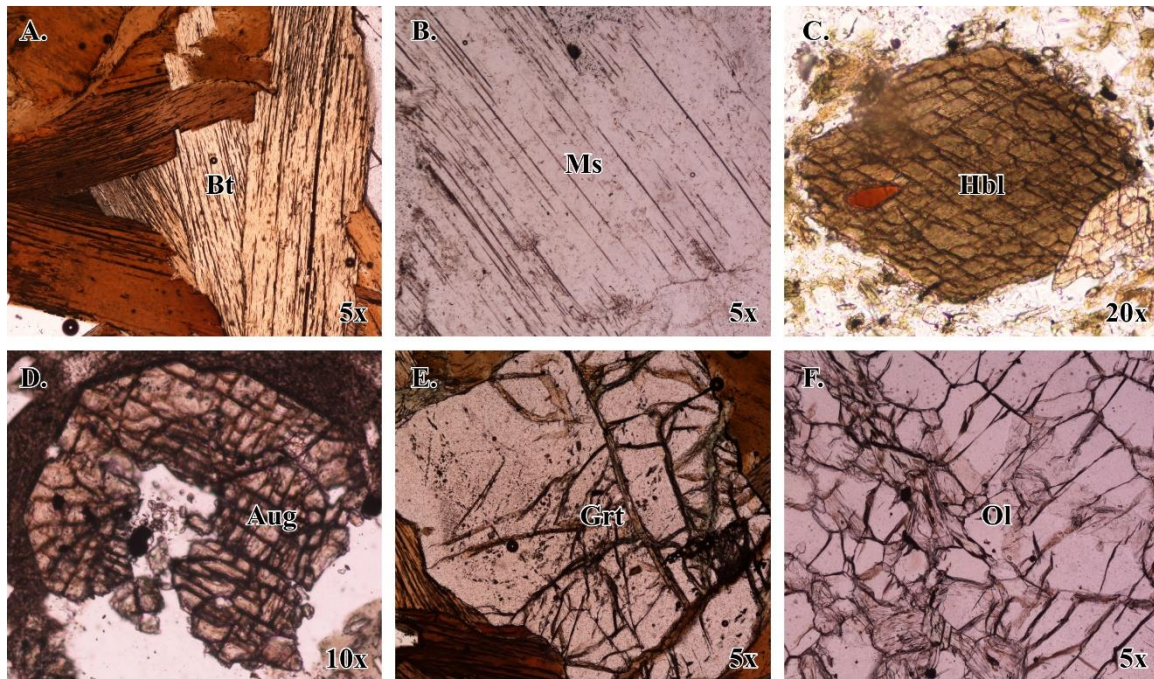
Forma



Nota. Formas en las que se puede encontrar los cristales minerales. **A.** Conjunto de cristales automorfos de actinolita (Act), vistos en LPP, dispuestos de manera tabular, muestra ACT-1. **B.** Cristal de cloritoide con forma subautomorfa casi rectangular visto en LPX, muestra CLD-1. **C.** Cristales xenomorfos de calcita (Cal) con un hábito masivo dentro de zeolita (Zeo) casi redondeada, vistos con LPP, muestra RI-27. **D.** Cristales xenomorfos de cuarzo (Qz) en LPX, muestra RM-21. **E.** Cristal subautomorfo de estaurolita (St), en LPX, con un hábito tabular, muestra EST-1. **F.** Cristal automorfo de hornblenda en un hábito tabular, visto con LPP, muestra RI-13.

Figura 19

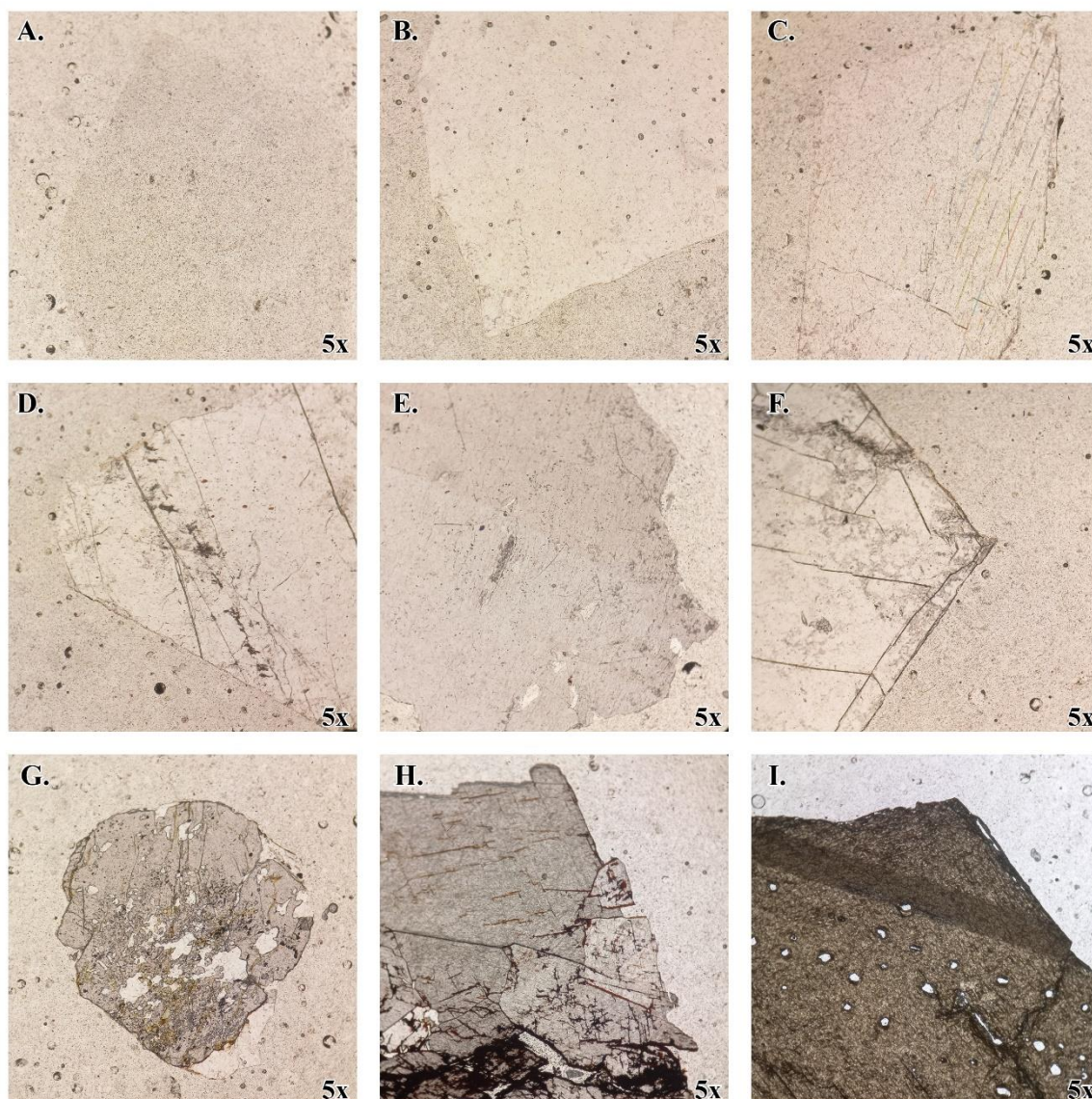
Exfoliación y fractura



Nota. Tipos de exfoliación de los minerales en sección delgada. **A.** Exfoliación en un único plano de dirección en diferentes cristales de biotita (Bt) vistos con nicoles paralelos, muestra GRT-1. **B.** Exfoliación en un solo plano en un cristal de moscovita (Ms) visto en LPP, muestra RI-39. **C.** Exfoliación en dos planos de dirección característicos de los anfíboles, con ángulos de aproximadamente 60° y 120°, en un cristal de hornblenda (Hbl) visto en LPP, muestra RI-19. **D.** Exfoliación en dos planos de dirección perpendiculares característicos de los piroxenos en un cristal de augita (Aug) con nicoles paralelos, muestra MUS-1. **E.** Fracturas en un cristal de granate (Grt) en LPP, muestra GRT-1. **F.** Fracturas en cristales de olivino (Ol) con nicoles paralelos, muestra RI-37.

Figura 20

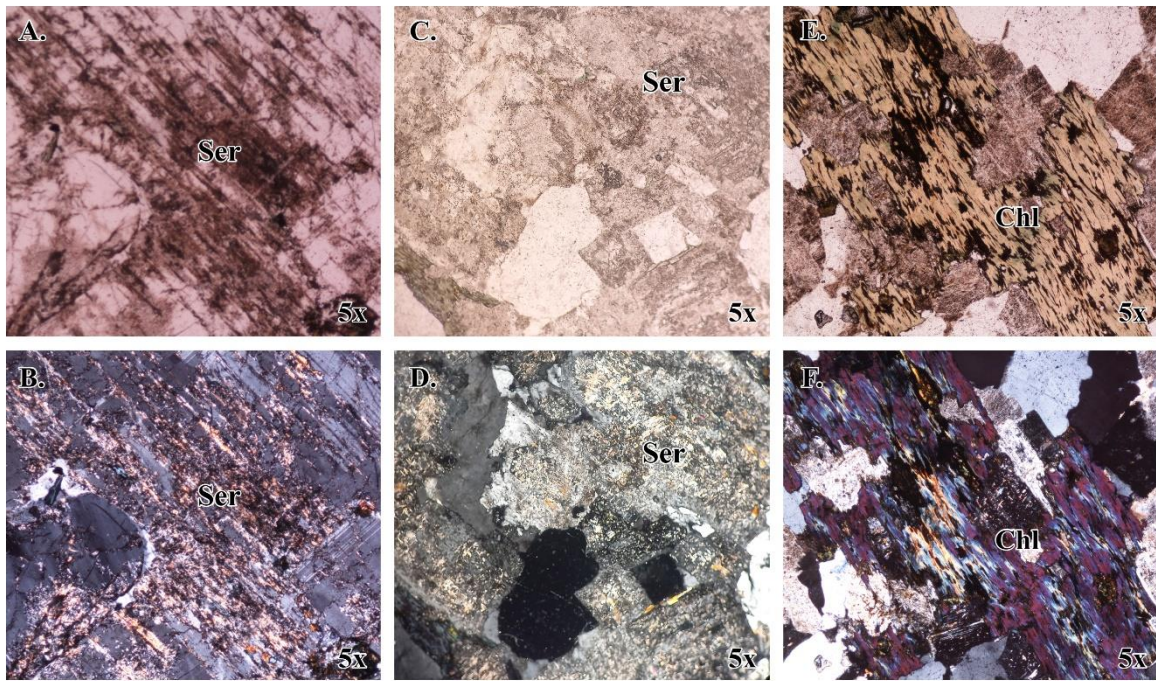
Relieve



Nota. Tipos de relieve en un mineral, determinado en luz polarizada plana. A., B. y C. Relieve bajo a muy bajo. D., E. y F. Relieve bajo a medio. G., H. y I. Relieve alto a muy alto. Muestra IR-1.

Figura 21

Alteraciones



Nota. Alteración de algunos minerales **A.** Alteración a sericita (Ser) de un cristal de plagioclasea en LPP. **B.** Alteración sericítica del ejemplo anterior visto en LPX. muestra RI-42. **C.** Alteración de varios cristales de plagioclasea a sericita (Ser) en LPP. **D.** Misma zona del ejemplo anterior para ver la alteración a sericita con LPX, muestra RI-1. **E.** Alteración a clorita (Chl) de un cristal de una biotita en LPP. **F.** Alteración a clorita (Chl) del ejemplo anterior, visto con LPX, muestra CHL-2.

Guía laboratorio 4

Determinación sistemática de las características ópticas de un mineral en LPP

En el formato presentado a continuación describa sistemáticamente las características ópticas de los minerales presentes en la sección delgada asignada. Añada o quite columnas de acuerdo con el número de minerales a describir.

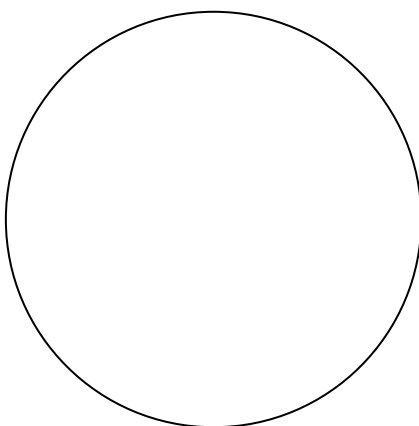
Durante la descripción del mineral, elabore un dibujo general en luz polarizada plana (LPP) utilizando un aumento de 5x.

NOMBRE: _____ CODIGO: _____

MUESTRA N°: _____

PROPIEDAD OPTICA	Observaciones experimentales			
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4
<i>Transparencia (Transparente u opaco)</i>				
<i>Color</i>				
<i>Pleocroísmo</i>				
<i>Forma</i>				
<i>Exfoliación o fractura</i>				
<i>Relieve</i>				
<i>Índice de refracción</i>				
<i>Alteración</i>				

LPP



5X

Laboratorio 5: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada cruzada (LPX)

Continuando con la descripción sistemática de minerales en sección delgada ahora se hará uso de la luz polarizada cruzada, a partir de la cual los estudiantes deben tener la capacidad de describir las siguientes propiedades:

Propiedades con luz polarizada cruzada (LPX)

- Establecer si un mineral es *isotrópico*
- Observar la relación entre la posición de extinción y cualquier exfoliación o indicios de ésta en las caras del mineral, con el fin de establecer el *ángulo de extinción*
- Observar e identificar los *colores de interferencia*, e identificar el máximo color de interferencia con el fin de establecer la *birrefringencia*.
- Establecer el carácter de *elongación*
- Identificar la presencia de *maclas, zonación e inclusiones*.
- Determinar la *figura de interferencia* del mineral, con el fin de establecer su signo óptico (laboratorio 6).

Isotropismo

Los minerales que cristalizan en el sistema cúbico tienen un carácter isotrópico y permanecen oscuros en LPX independientemente de su orientación óptica. Los minerales cuya estructura cristalina es diferente al sistema cúbico presentan un carácter anisotrópico y usualmente aparecen coloreados, quedando en posición de extinción cuatro veces, cada 90°, durante un giro de 360° de la sección delgada en la platina. No obstante, esta propiedad depende de la orientación cristalográfica, y cada mineral posee al menos una orientación, la cual hace que le da un carácter isotrópico.

Extinción e iluminación

Una de las características más importantes del microscopio de luz transmitida utilizado para el estudio de minerales en secciones delgadas es la presencia de un *polarizador* (P) y un *analizador* (A), los cuales son preparados de manera que cada uno de estos transmite solo la luz cuyas vibraciones están en una dirección perpendicular a aquellas de la luz que el otro transmite, estos dispositivos se sitúan debajo y encima de la platina del microscopio, respectivamente. En luz polarizada cruzada, es decir, cuando se inserta el analizador, como esta placa transmite solo la luz cuyas vibraciones están en la dirección perpendicular a aquellas del polarizador, la luz no puede pasar a través de ella y así no se verá imagen sino oscuridad total. La luz polarizada que pasa a través del vidrio, del bálsamo de Canadá y de un mineral isotrópico no se distorsiona y se cancela cuando se inserta el analizador, este fenómeno recibe el nombre de *extinción*. Si se ubica un mineral anisotrópico en luz polarizada cruzada, la luz que viene del polarizador, la cual vibra en una dirección, será distorsionada por el mineral de manera que esta entonces vibra en diferentes direcciones y con diferentes niveles de amplitud, solo aquellas ondas que vibran en la misma dirección del analizador alcanzarán al observador, produciendo la imagen del mineral.

El color de interferencia de un mineral observado en LPX cambia de intensidad al girar la platina; la intensidad llega a ser nula (es decir, no llega luz al observador) cada 90° durante una rotación completa. Se denominan posiciones de extinción de un cristal aquellas posiciones donde este no deja pasar la luz. A 45° de cada posición de extinción ocurre una posición de máxima iluminación.

El ángulo entre la dirección de vibración de un rayo de luz (ordinario o extraordinario) y cualquier dirección cristalográfica bien definida (clivaje o cara cristalina) se define como **ángulo de extinción**, *es decir*, el ángulo entre la posición de extinción y el polarizador o analizador, este puede determinarse rotando el mineral hasta que un rasgo bien definido sea paralelo a la dirección de vibración del polarizador o analizador, y posteriormente llevándolo a una posición de extinción. Para poder medir el ángulo de extinción es necesario tener cristales euhedrales o subhedrales, que hayan sido cortados paralelos al eje c, se le denomina **extinción recta o paralela** cuando la posición de extinción coincide con la del polarizador o analizador y entonces el ángulo es 0°; en caso de que el ángulo sea diferente de 0° se denomina **extinción oblicua**, algunos cristales del mismo mineral, en distintas orientaciones, mostrarán diferentes ángulos de extinción, en este caso es necesario determinar el máximo ángulo de extinción. Para minerales cortados de manera perpendicular al eje c, no es posible determinar el ángulo de extinción y se dice que presentan **extinción simétrica**.

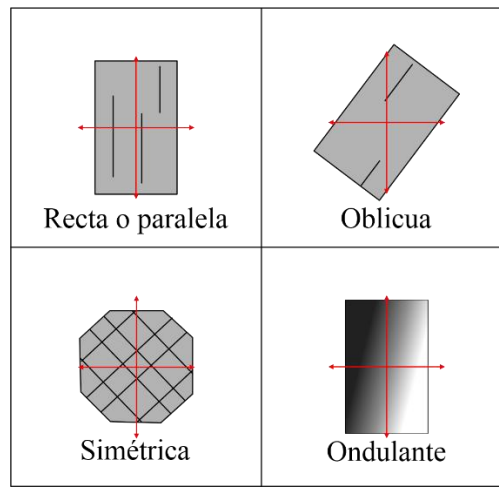
Angulo de extinción máximo: diferentes granos deben ser probados, ya que la orientación óptica puede variar, sin embargo, los resultados obtenidos no deberían presentar un margen de diferencia significativo. Los ángulos de extinción son usualmente dados en las descripciones minerales como el ángulo entre el rayo lento (g) o rápido (a) y el clivaje o borde de una cara; por ejemplo (g[^]clivaje) o (a[^]clivaje). En muchos minerales biáxicos el ángulo de extinción máximo es obtenido a partir de un grano mineral que muestra birrefringencia máxima (por ejemplo, los clinopiroxenos; Diópsido, Augita y Aegirina, y los clinoanfíboles; tremolita y hornblenda), en otros minerales esto no ocurre (clinopiroxeno; pigeonita, clinoanfíboles; crossita, katoforita y arfvedsonita, y cianita, entre otros).

Procedimiento:

- En su sección delgada, en LPP, escoja un cristal que presente una dirección cristalográfica adecuada para la determinación del ángulo de extinción, por ejemplo, cristales automorfos (euhedrales) o subautomorfos (subhedrales) cortados a lo largo del eje c, o sólo por su traza de exfoliación. Es importante tener en cuenta que para cristales clasificados como xenomorfos o anhedrales, no será posible determinar el ángulo de extinción.
- Gire la platina del microscopio hasta que el mineral alcance una posición vertical u horizontal, o hasta que se alinee la traza de exfoliación en sentido N-S o E-W, e inserte el analizador para observar en LPX. Si observa que el mineral ya se encuentra en su posición de extinción (completamente oscuro) se le denomina ángulo de extinción recto o paralelo y este será igual a cero (0). No tiene que continuar con el procedimiento.
- En caso de observar algún color en el cristal, se determina que tendrá un ángulo de extinción oblicuo por lo que debe anotar el valor que marca la graduación de la platina en ese momento.
- Gire la platina del microscopio hasta que el mineral alcance una posición de extinción y anote el valor que marca la graduación de la platina nuevamente.
- Determine el ángulo de extinción del mineral, estableciendo la diferencia entre las lecturas efectuadas en los pasos 3 y 4. No obstante, asegúrese de suministrar la menor lectura, de acuerdo con ángulos complementarios.
- Determine el tipo de extinción en cada caso y el valor número del ángulo de extinción.

Figura 22

Tipos de extinción



Color de interferencia

El color de interferencia o retardo provocado por un mineral está dado por la expresión: $D = e(N-n)$, donde: D = retraso o diferencia de fase, e = espesor, $(N-n)$ = birrefringencia.

Los colores de interferencia producidos por una diferencia de fase o retardo (D) entre 0-550nm, se denominan de primer orden; entre 550-1100nm, corresponden con el segundo orden, y así sucesivamente en intervalos de 550nm. Esta secuencia de colores de interferencia producidas por los valores crecientes de D constituye una carta de colores de interferencia (**Anexo 3**). Los colores de interferencia de un mineral en sección delgada dependen, principalmente, de tres aspectos: la birrefringencia del mineral, el espesor y la orientación de la sección delgada.

En algunos minerales se observan colores de interferencia anómalos que comúnmente son azul oscuro, índigo, púrpura, o marrón, pueden aparecer para ciertas orientaciones del mineral. Los colores de interferencia anómalos están relacionados a una característica óptica conocida como dispersión.

Determinación del orden de los colores de interferencia de un mineral

Procedimiento:

- Inserte el analizador y gire la platina del microscopio hasta que el mineral quede en posición de extinción.
- A partir de esta posición de extinción, gire la platina del microscopio 45° en sentido horario hasta alcanzar una posición de máxima iluminación y observe el color de interferencia que exhibe el mineral.
- Introduzca el compensador de yeso o cuarzo (retardo, $D = 550\text{nm}$) y observe si se ha producido una interferencia constructiva (adición) o destructiva (sustracción) del color de interferencia que exhibe el mineral, de acuerdo con la carta de colores de interferencia de Michel Levy.

- Vuelva a la posición de extinción y gire la platina del microscopio 45° en sentido antihorario. Si en el caso anterior se determinó una adición en el color de interferencia del mineral, ahora debería haber sustracción.
- Localice exactamente la posición del color de interferencia máximo, observado en el mineral, en la carta de colores de interferencia de Michel Levy, estableciendo el orden al que pertenece.

La cuña de cuarzo es una pieza alargada de cuarzo con forma de cuña que tiene la dirección de vibración del rayo rápido paralela a su longitud y la del rayo lento transversal a su longitud. La **lámina de yeso** (rojo de primer orden) produce ~550 nm de retardo, y el color de interferencia en luz blanca es un característico color magenta, el cual se encuentra en el límite entre el primer y segundo orden, la **lámina de mica** produce 147 nm de retardo, y el color de interferencia es un blanco de primer orden, y la **cuña de cuarzo** produce un rango de retardos, así como un rango de colores de interferencia.

Birrefringencia

Cuando un rayo de luz polarizado atraviesa un mineral anisotrópico, orientado adecuadamente, sufre el fenómeno de la doble refracción, desarrollándose dos rayos (lento y rápido), cuyas velocidades son inversamente proporcionales a sus índices de refracción. La diferencia numérica entre estos dos índices de refracción se denomina **birrefringencia**, por ejemplo, los índices de refracción máximo y mínimo de la augita son 1.724 y 1.700, respectivamente, dando una birrefringencia de 0.024. Recordemos que el espesor estándar de la sección delgada debe ser 0.03 mm, lo cual puede verificarse examinando el cuarzo, el cual debería exhibir un color de interferencia máximo gris de primer orden o en algunas ocasiones amarillo de primer orden. La birrefringencia es determinada haciendo uso del color de interferencia y guiándose a partir de una familia de líneas que emanan en forma radial desde el origen (**Anexo 3**: Carta de color de Michel Levy), cada una de las cuales presenta un diferente valor de birrefringencia correspondiente al espesor y color de interferencia.

Un cristal de un mineral puede presentar cualquier color de interferencia entre su valor de birrefringencia máximo y el negro, que corresponde a una birrefringencia cero, según cual sea la orientación del cristal.

Los colores de interferencia anómalos son característicos de algunos minerales anisotrópicos con baja a muy baja birrefringencia, una característica muy útil como diagnóstico ya que muy pocos minerales la presentan (clinozoisita, idocrasa, melilita, clorita y zoisita pobre en Fe).

Determinación de la birrefringencia de un mineral

Procedimiento:

- Inserte el analizador y busque un cristal que exhiba el color de interferencia máximo del mineral en el cual se desea determinar la birrefringencia.
- Compare el color de interferencia máximo exhibido por el mineral con aquellos que forman parte de la carta de colores de interferencia de Michel Levy.
- Determine la intersección entre la línea horizontal de 0.03 mm (espesor estándar de la sección delgada) y la posición del color de interferencia máximo observado en el mineral.

- A partir de esta intersección, váyase hacia arriba a lo largo de la línea diagonal apropiada hasta obtener la birrefringencia del mineral.
- Alternativamente, para una birrefringencia conocida, váyase hacia abajo a lo largo de la línea diagonal apropiada hasta su intersección con la línea horizontal de 0.03 mm con el fin de establecer cuál es el color de interferencia máximo que debería exhibir el mineral en una sección delgada estándar.

Elongación

El signo de elongación es definido exclusivamente para minerales que presentan una dirección preferente/hábito alargado (prismático, acicular, tabular, etc.). Se dividen en dos categorías: largo-rápido y largo-lento. El término largo-rápido significa que el rayo rápido del mineral vibra paralelo a la longitud del mineral elongado o paralelo a la exfoliación, se denomina **elongación negativa**, ya que el retardo total es menor que el exhibido por el mineral antes de insertar la lámina auxiliar. El término largo-lento significa que el rayo lento del mineral vibra paralelo a la longitud del mineral elongado o paralelo a la exfoliación, se denomina **elongación positiva**, ya que el retardo total es mayor que el exhibido por el mineral antes de insertar la lámina auxiliar.

Procedimiento:

- Gire la platina del microscopio hasta que el mineral quede en extinción, de manera que la dirección de elongación orientada quede aproximadamente E-W.
- A partir de la posición de extinción, gire 45° la platina del microscopio en sentido horario o antihorario de manera que el mineral alcance su máxima iluminación y que la dirección de mayor longitud quede paralela a la dirección del compensador, NE-SW o NW-SE, respectivamente.
- Inserte el compensador (placa de yeso o cuarzo) $\frac{1}{4}\lambda$, y observe el cambio en el color de interferencia, considerando que este puede subir (desplazándose hacia la derecha en la carta de color de Michel Levy) o bajar (desplazándose hacia la izquierda), de acuerdo con el incremento o reducción en el retardo, respectivamente. Teniendo en cuenta lo anterior si el color sube, se dice que el signo es positivo y si baja, es negativo.

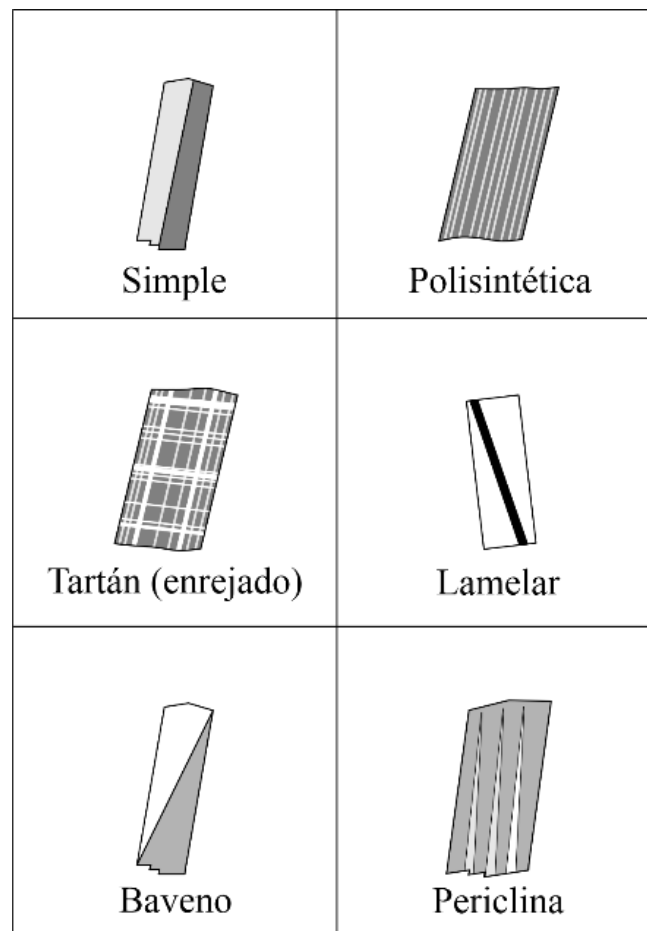
Maclas

Una macla está constituida por cristales (dos o más) del mismo mineral cuyas orientaciones cristalográficas están relacionadas por un elemento simple, por ejemplo, con una rotación de 180° entorno a uno de los ejes cristalográficos o con una reflexión en un plano del cristal. Ciertos tipos de maclas son características de algunos minerales en particular, es el caso de las maclas polisintéticas en los feldespatos plagioclasa o de la macla en enrejado presente en la microclina.

Los tipos más comunes de macla se presentan a continuación:

Figura 23

Tipos de maclado más comunes

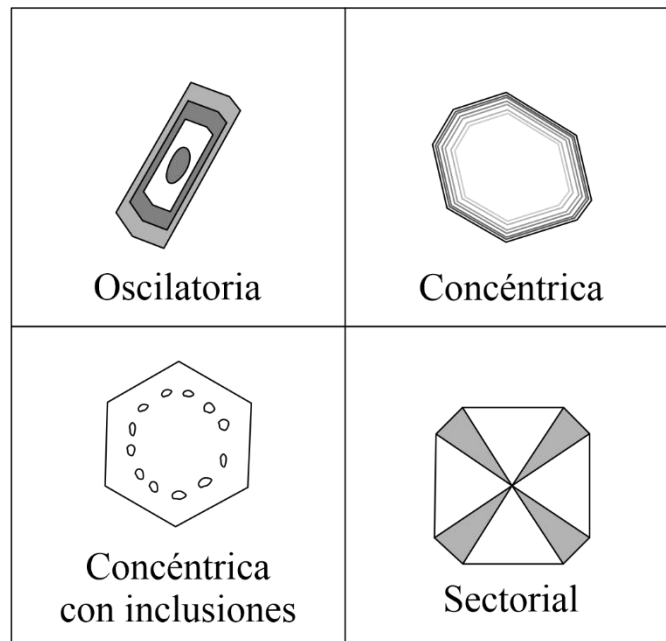


Zonación

La zonación es el término utilizado para describir los cambios composicionales que se producen entre el núcleo y el borde de un cristal. Se puede apreciar de diferentes maneras, por ejemplo, por un cambio de birrefringencia, por una variación del ángulo de extinción o por un cambio del color de absorción entre las partes internas y externas del cristal. La zonación indica, habitualmente, un cambio en la composición del cristal que corresponde al hecho de que el fluido a partir del cual se desarrolló el cristal también cambió de composición. Muchos minerales no tienen una composición química fija, sino que pertenecen a las determinadas series de solución sólida; cuando un cristal crece, su capa externa no tiene igual composición que la más interna; esto conduce normalmente a un cambio de sus propiedades ópticas que pueden ser detectadas con facilidad, excepto si las diferencias composicionales son muy débiles.

Figura 24

Zonación en los minerales



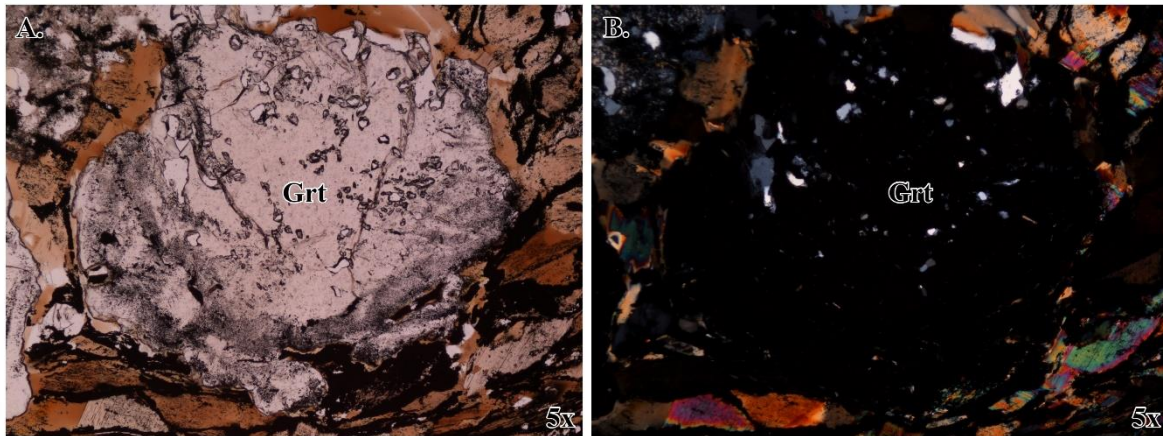
Nota. Adaptado de Types of twinning as seen in a thin section (p. 118), de Susane Schmidt, 2023, Springer.

Inclusiones

Una inclusión es la presencia de un cristal de otro mineral, o una sustancia que ha quedado atrapada, dentro de un mineral durante su cristalización. La presencia de inclusiones y su relación con el mineral permiten hacer interpretaciones petrográficas. Para el desarrollo de este curso, solo se busca identificar la presencia de estas y caracterizarlas en la medida que esto sea posible.

Figura 25

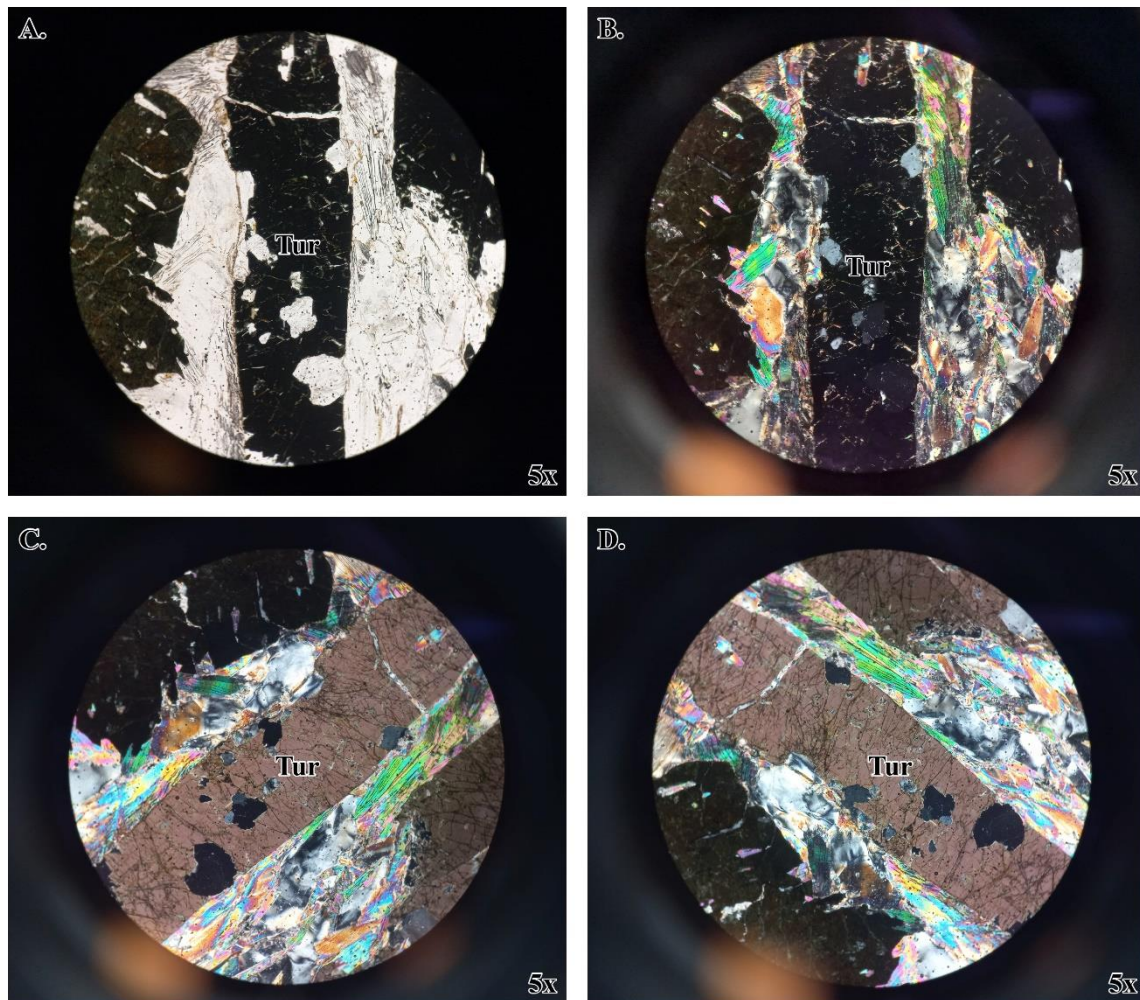
Isotropismo



Nota. Carácter isotrópico en un cristal de granate (Grt). **A.** Cristal coloreado en cualquier posición observado con nicols paralelos. **B.** Cristal completamente oscuro visto con nicols cruzados. Muestra RM-8.

Figura 26

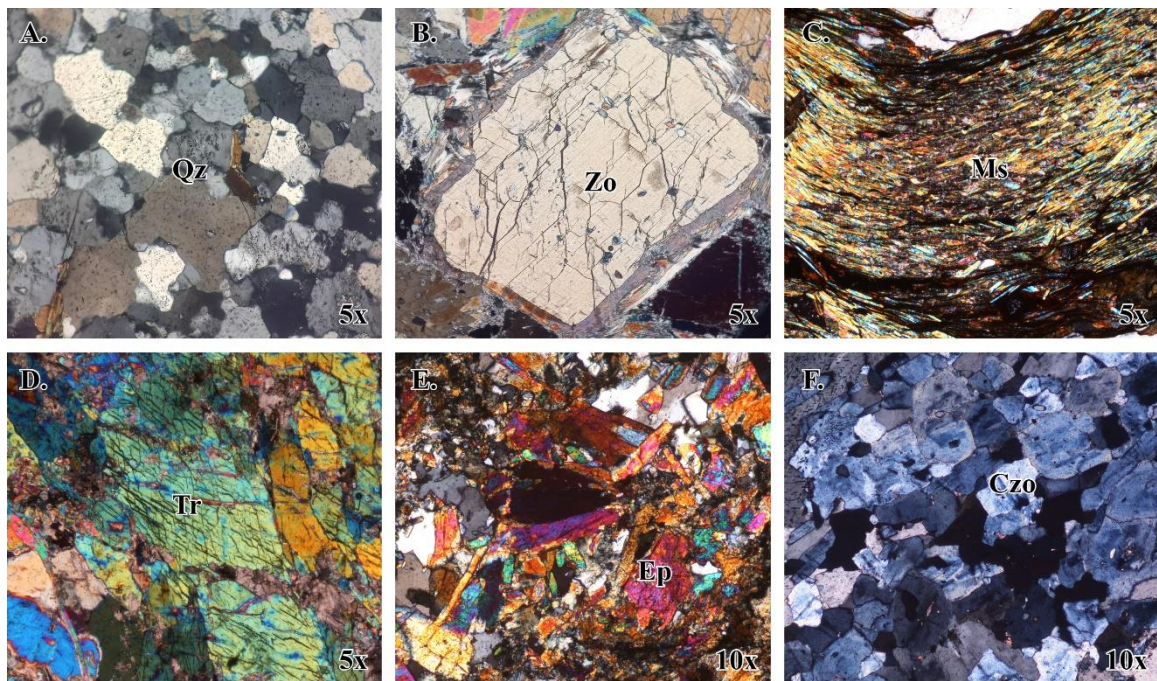
Ángulo de extinción



Nota. Extinción recta de la turmalina (Tur). **A.** Cristal en posición N-S en LPP. **B.** Cristal en posición N-S visto en LPX. **C.** Rotación del cristal de 45° en sentido horario con LPX. **D.** Rotación del cristal de 45° en sentido antihorario luego de volver a la posición inicial, con LPX. Muestra RM-14.

Figura 27

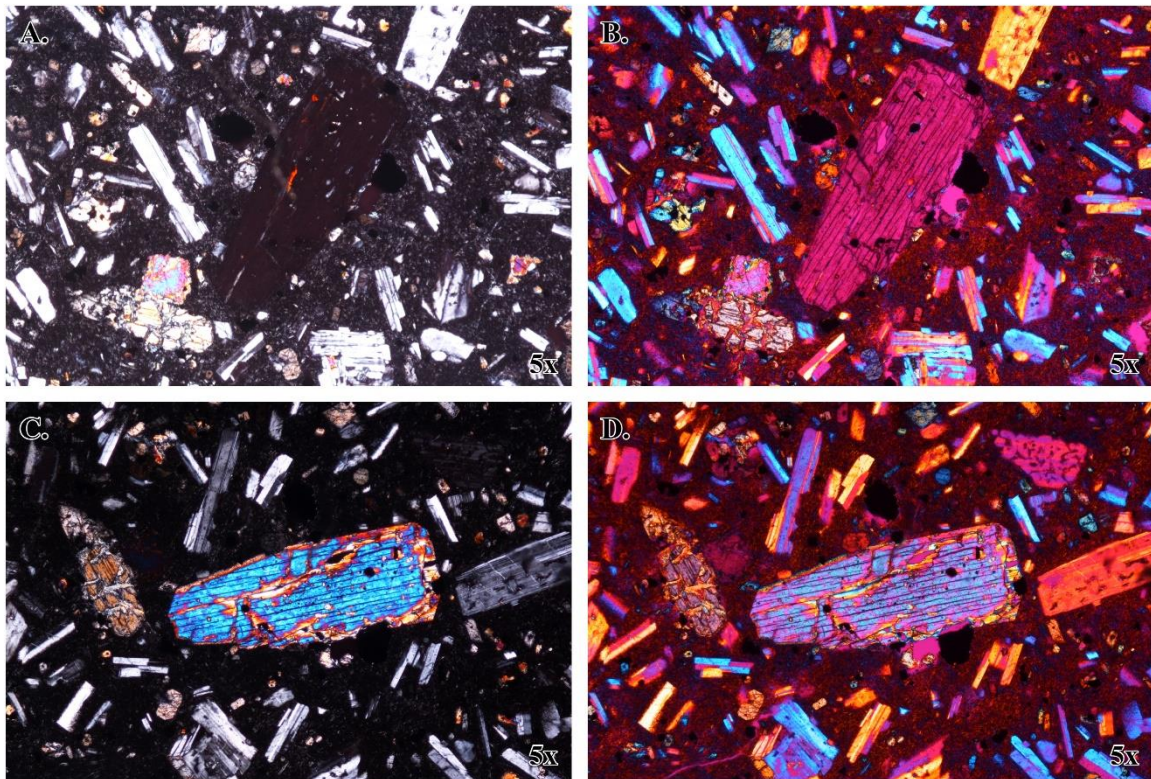
Colores de interferencia



Nota. Colores de interferencia de los minerales con luz polarizada cruzada. **A.** Colores de interferencia en escala de grises de primer orden en cristales de cuarzo (Qz), muestra RI-1. **B.** Color de interferencia amarillo pálido de primer orden en un cristal de zoisita (Zo), muestra RM-27. **C.** Colores de interferencia de segundo orden en cristales de moscovita (Ms) en una roca metamórfica, muestra RM-16. **D.** Colores de interferencia de segundo y tercer orden en cristales de tremolita (Tr), Muestra TRM-1. **E.** Colores de interferencia de segundo y tercer orden en cristales de epidota (Ep), muestra RM-55. **F.** Colores de interferencia anómalos, en tonalidades azules, en cristales de clinzoisita, muestra RM-35.

Figura 28

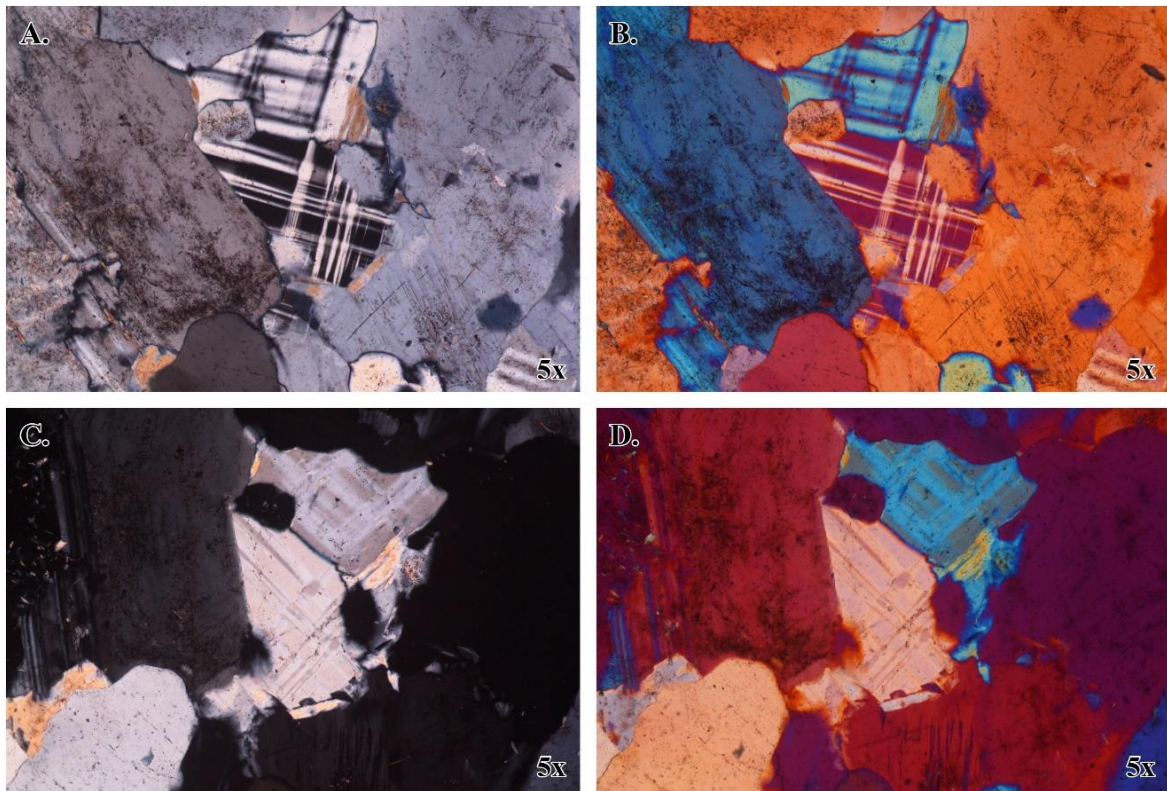
Elongación positiva



Nota. Carácter de elongación positivo (+) en un cristal de anfíbol, muestra RI-19.

Figura 29

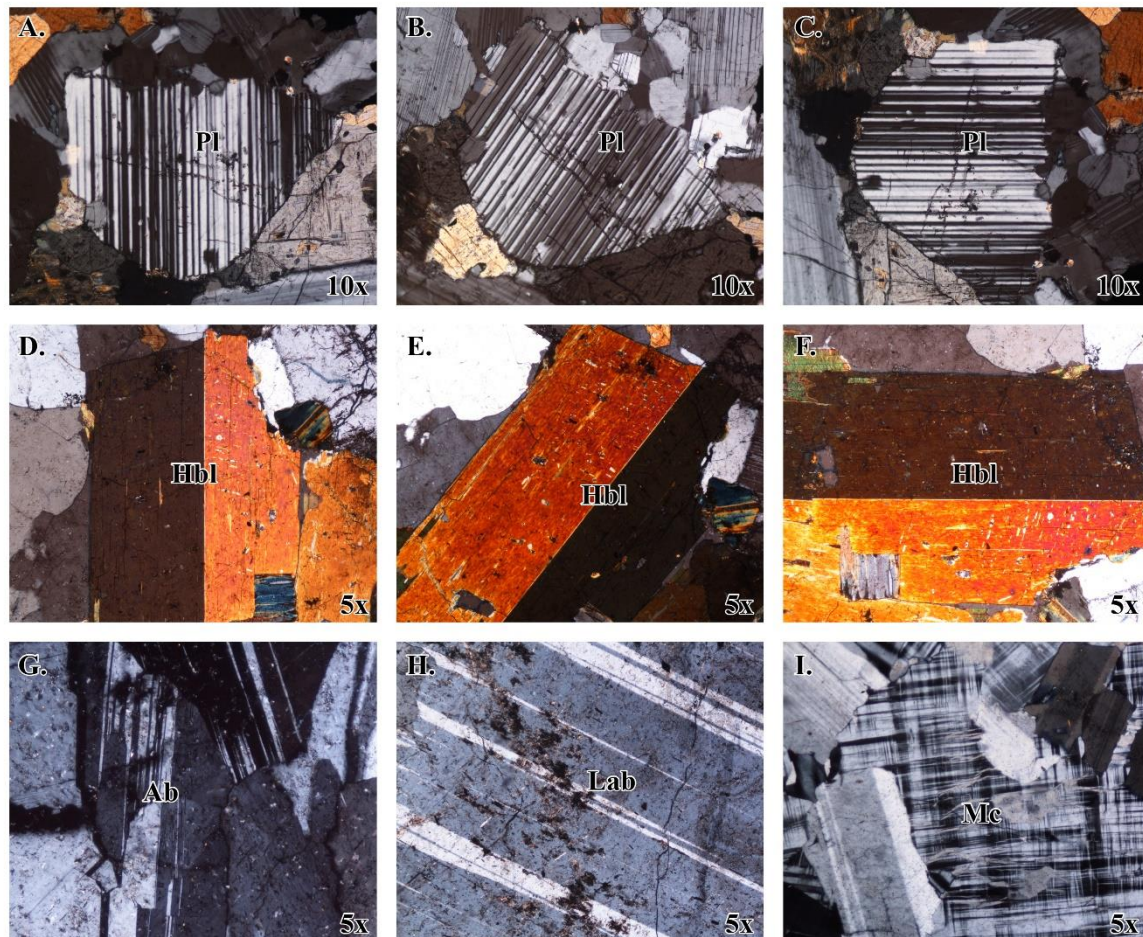
Elongación negativa



Nota. Carácter de elongación negativo (-) característico de un cristal de microclina utilizando su macla de Tartán (enrejado). Muestra RI-63.

Figura 30

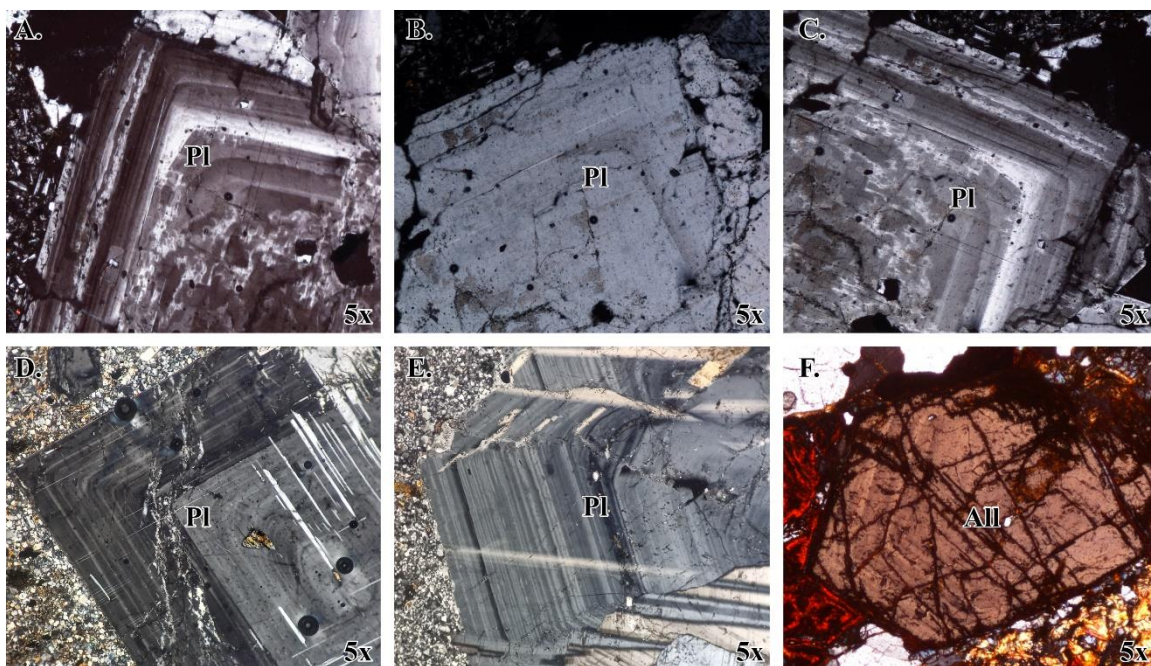
Maclas



Nota. Algunos tipos de maclas. **A., B. y C.** Cristal de plagioclasa (Pl) con macla polisintética en LPX dispuesto en diferentes posiciones, muestra RI-48. **D., E. y F.** Cristal de hornblenda (Hbl) con macla simple en LPX visto en diferentes posiciones, muestra RI-7. **G.** Cristales de albita (Ab) con macla periclina en LPX, muestra ALB-1. **H.** Cristal de labradorita (Lab) con macla periclina en LPX, muestra LAB-1. **I.** Cristales de microclina (Mc) con su característica macla de Tartán o enrejado, en LPX, muestra RI-63.

Figura 31

Zonación



Nota. Zonación en los minerales. **A.**, **B.** y **C.** Cristal de plagioclasa (Pl) con zonación, visto en diferentes posiciones con nicoles cruzados, muestra RI-31. **D.** Zonación en un cristal de plagioclasa (Pl) en LPX, muestra RI-51. **E.** Zonación en un cristal de plagioclasa (Pl) en LPX, muestra RI-70. **F.** Zonación en un cristal de allanita (All) visto con LPX, muestra ALL-1. Para ver ejemplos en videos de zonación pulse en los vínculos a continuación: [zonación 1](#), [zonación 2](#), [zonación 3](#).

Guía laboratorio 5

Determinación sistemática de las características ópticas de un mineral en LPX

En el formato presentado a continuación describa sistemáticamente las características ópticas de los minerales presentes en la sección delgada asignada. Añada o quite columnas de acuerdo con el número de minerales a describir.

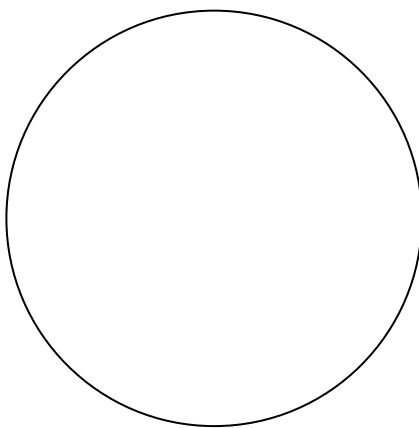
Durante la descripción del mineral, elabore un dibujo general en luz polarizada cruzada (LPX) utilizando un aumento de 5x.

NOMBRE: _____ CODIGO: _____

MUESTRA N°: _____

PROPIEDAD OPTICA	Observaciones experimentales			
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4
<i>Isotropismo (Isotrópico o anisotrópico)</i>				
<i>Ángulo de extinción</i>				
<i>Color de interferencia</i>				
<i>Birrefringencia</i>				
<i>Signo de elongación</i>				
<i>Macla</i>				
<i>Zonación</i>				
<i>Inclusiones</i>				

LPX



5X

Laboratorio 6: determinación del carácter y signo óptico de un mineral

El presente laboratorio tiene como objetivo determinar el carácter uniáxico o biáxico de un mineral, el signo óptico, y el ángulo óptico biaxial. Las figuras de interferencia sólo pueden obtenerse en minerales anisotrópicos y es importante considerar que no todas las orientaciones de un cristal van a producir figuras de interferencia características. Teniendo en cuenta lo anterior, para el desarrollo de esta práctica solo se hará uso de secciones delgadas que fueron preparadas considerando orientaciones preferenciales con el fin de observar y describir dichas figuras.

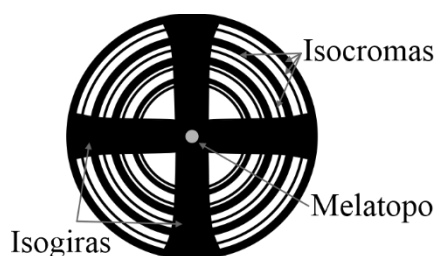
Figuras de Interferencia

Las *figuras de interferencia* de un mineral se observan en secciones delgadas debidamente orientadas en luz polarizada cruzada. Con el fin de determinar las figuras de interferencia, en el microscopio petrográfico se utiliza la iluminación conoscópica, misma que se consigue haciendo oscilar hacia adentro la lente condensadora superior localizada debajo de la platina, de manera que la sección delgada pueda ser observada bajo luz fuertemente convergente y utilizando el objetivo de mayor poder. La figura de interferencia aparece entonces como una imagen justamente encima de la lente superior del objetivo y puede observarse entre polarizadores cruzados removiendo el ocular y mirando por el tubo del microscopio, para obtener un aumento en la imagen se hace uso de la lente de Bertrand, la cual es una lente auxiliar localizada encima del analizador (Schmidt, 2023).

La convergencia de luz polarizada con las mismas longitudes de onda causa una interferencia destructiva donde la luz no pasa paralela a las direcciones de vibración de los polarizadores del microscopio, y bajo polarizadores cruzados se forma una cruz oscura (figura de interferencia). Los brazos de la figura se denominan *isogiras*, y el centro se denomina *melatopo*, a través del cual emerge el eje óptico. Las líneas con igual retardo que rodean el centro se denominan *isocromas*.

Figura 32

Partes de una figura de interferencia



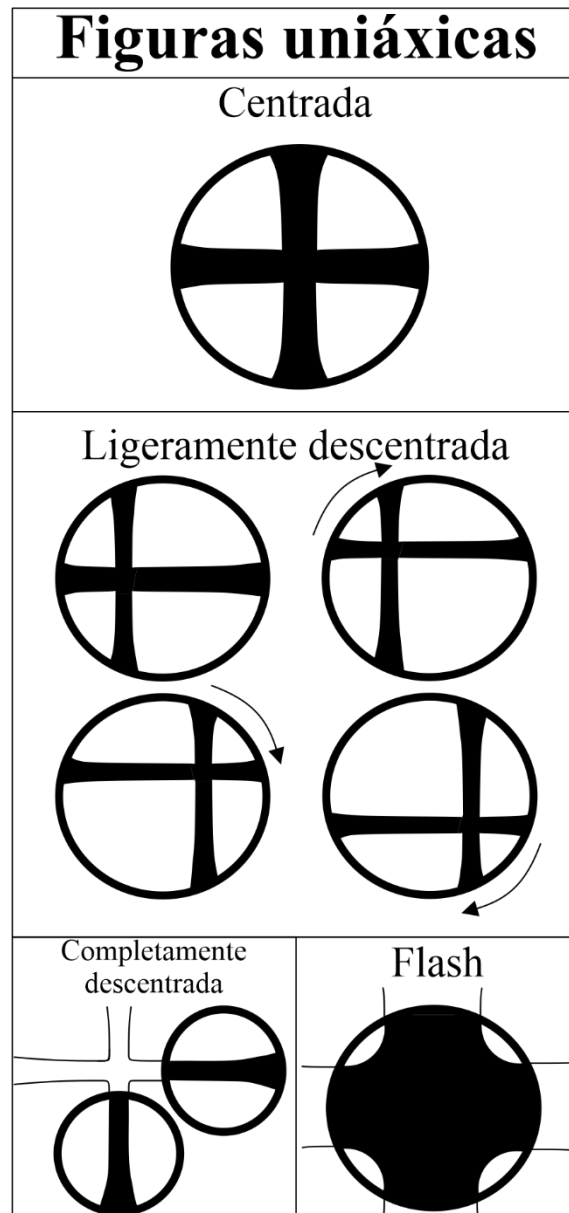
Nota. Adaptado de Uniaxial Interference Figure, de Greg Finn, Interference Figures: Uniaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

Los minerales **uniáxicos** orientados con su eje óptico perpendicular al plano de la sección delgada muestran figuras centradas, es decir, a medida que se gira la platina, no se aprecia movimiento de tales figuras, en otros casos donde los minerales están orientados de manera que sus ejes ópticos forman un ángulo con el eje del microscopio, la figura aparecerá descentrada, y el melatopo

comenzará a desplazarse alrededor del centro del campo de observación a medida que se gire la platina del microscopio.

Figura 33

Representación de las figuras uniáxicas de acuerdo con el eje óptico



Nota. Adaptado de Off Centred Optic Axis (at extinction and on rotation) y Centred Uniaxial Flash Figure, de Greg Finn, Interference Figures: Uniaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

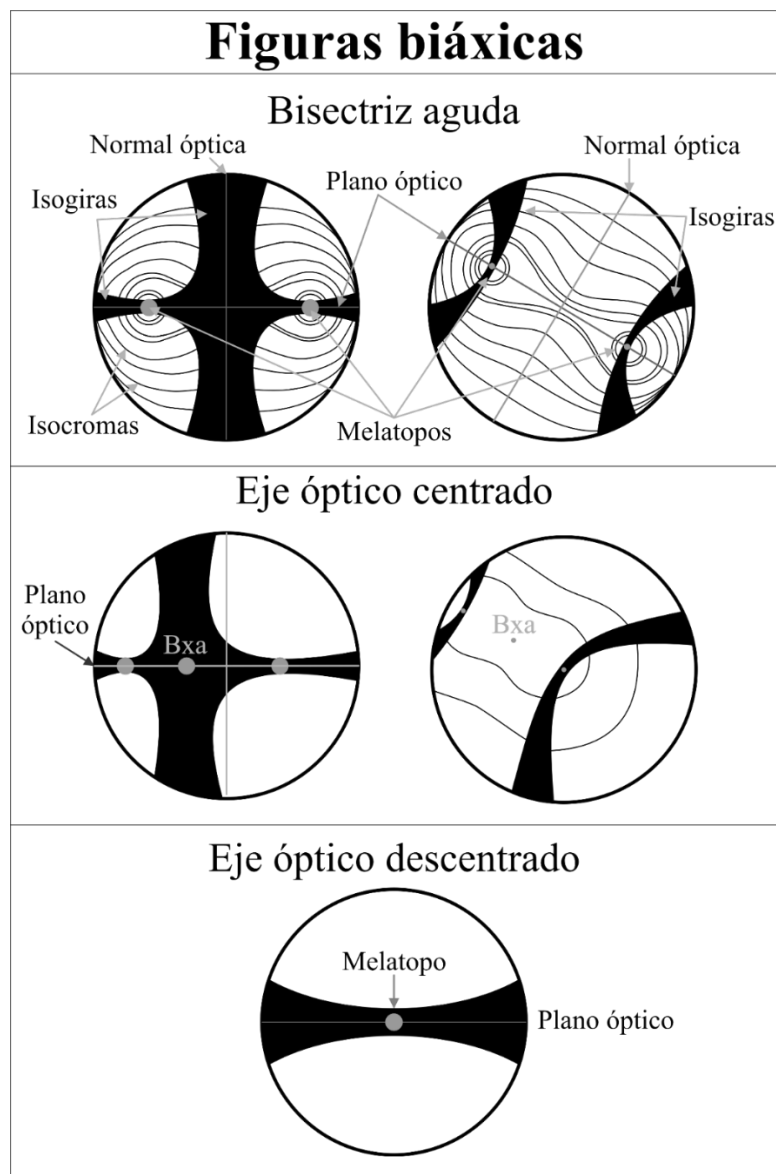
Por otro lado, se encuentran los minerales **biáxicos** (dos ejes ópticos) observados bajo luz conosópica también producen figuras de interferencia con isogiras, isocromas y melatopos. Estas isogiras se separan en dos a medida que se gira la platina del microscopio y son hiperbólicas. En este

tipo de minerales puede reconocerse el ángulo óptico $2V$, el cual se define como el ángulo entre los dos ejes ópticos.

Las figuras de interferencia biáxicas pueden tener más de un aspecto, de acuerdo con la orientación del mineral; en bisectriz aguda (un plano que biseca el ángulo óptico agudo), bisectriz obtusa (un plano que biseca el ángulo óptico obtuso), sección “flash” (paralela al plano óptico), con eje óptico vertical y posibilidades aleatorias.

Figura 34

Representación de las figuras biáxicas de acuerdo con el eje óptico



Nota. Adaptado de CentredOptic Axis Figure, de Greg Finn, Interference Figures Biaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

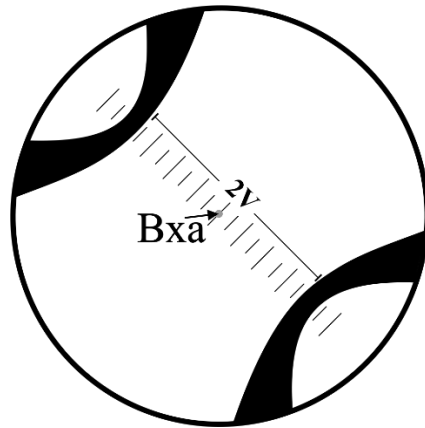
Determinación del ángulo óptico 2V

El ángulo agudo definido por los ejes ópticos de un mineral biáxico es conocido como *ángulo óptico* y es designado como 2V. El ángulo óptico puede determinarse de dos maneras:

- A partir de la separación de las isogiras de una figura de interferencia biáxica en bisectriz aguda centrada en posición de 45°.

Figura 35

Ángulo 2V de acuerdo con la separación de las isogiras en una figura Bxa centrada

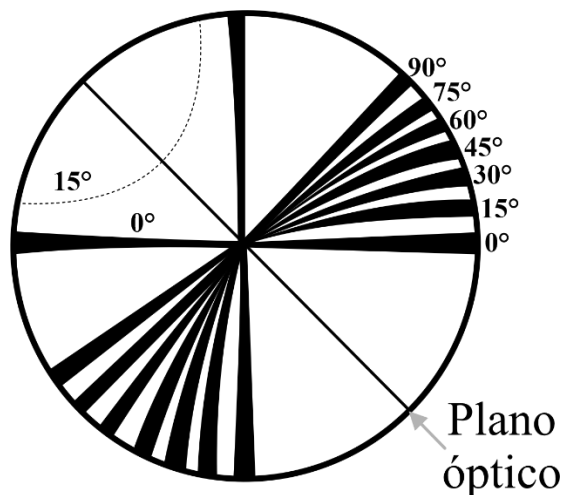


Nota. Adaptado de Estimate of 2V based on the separation of the isogyres in the BxaFigure, de Greg Finn, Interference Figures Biaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

- En figuras centradas con base en la curvatura de las isogiras haciendo uso del siguiente grafico:

Figura 36

Ángulo 2V estimado con base en la curvatura de las isogiras



Nota. Adaptado de Estimate of 2V based on the curvature of the Isogyre in the Optic Axis Figure, de Greg Finn, Interference Figures Biaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

Determinación del signo óptico

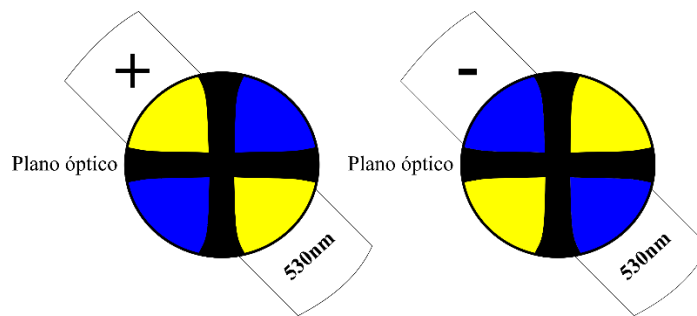
El signo óptico (positivo o negativo) de un mineral puede determinarse fácilmente a partir de una figura de eje óptico centrado insertando un compensador de mica, yeso o cuarzo.

Para minerales uniáxicos:

La placa de yeso se utiliza comúnmente para determinar el signo óptico cuando se observan colores de interferencia de bajo orden o no se observan colores en la figura de eje óptico centrado **uniaxial**, esta placa produce el efecto de superponer rojo de primer orden a la figura de interferencia, en caso de que esta muestre varios órdenes de interferencia, es necesario considerar el efecto del color sobre los grises de primer orden próximos al centro. El resultado mostrará que en los cuadrantes donde hay aumento, el rojo más el gris produce azul y en los cuadrantes alternos el rojo menos el gris produce amarillo. Teniendo en cuenta lo anterior, se observará la siguiente distribución de colores que a su vez permitirán identificar el signo; en cristales **positivos** el amarillo se dispone en sentido SE-NW, y azul en NE y SW, y en cristales **negativos** el amarillo se encontrará en los cuadrantes NE-SW, y el azul SE-NW (figura). Se sugiere revisar las microfotografías relacionadas a esta práctica en el catálogo de fotos.

Figura 37

Representación de la determinación de signo óptico en minerales uniáxicos usando la placa de yeso



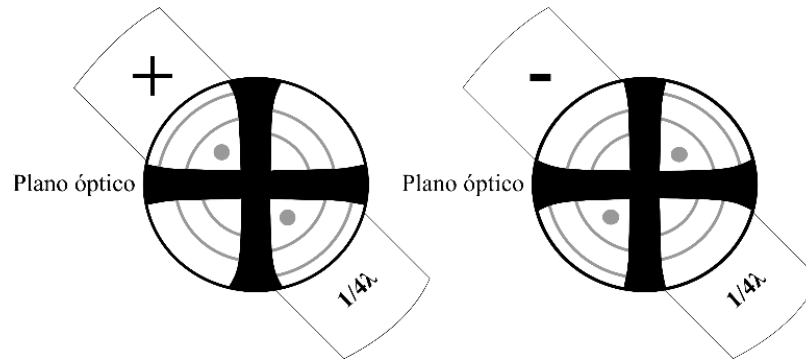
Nota. Adaptado de Uniaxial Optic Axis Figure Optic Sign Determination, Interference Figures: Uniaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

En caso de hacer uso de la placa de mica, esta al superponerse a una figura de eje óptico centrado **uniaxial** produce un desplazamiento leve de los colores, de la siguiente manera; en un cristal **negativo** (rayo ordinario lento) la interferencia de la placa refuerza los colores de interferencia en los cuadrantes SE - NW, haciendo que se desplacen ligeramente hacia el centro y al mismo tiempo la sustracción en los cuadrantes NE-SW provocando que los colores se alejen del centro, y viceversa en el caso de un cristal **positivo**. El efecto más destacado al hacer uso del compensador de mica es que se forman dos manchas negras cerca del centro en los cuadrantes donde ocurre sustracción de manera

que; en un cristal **negativo** aparecerán en NE – SW y en un cristal **positivo** se podrán observar en NW – SE.

Figura 38

Representación de la determinación del signo óptico de minerales uniáxicos usando la placa de cuarzo



Nota. Adaptado de Uniaxial Optic Axis Figure – Optic Sign Determination, Interference Figures: Uniaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

La cuña de cuarzo es útil en la determinación del signo óptico de minerales uniáxicos que muestran colores de interferencia de orden elevado en la figura de eje óptico (se inserta usualmente con el borde fino primero). Cuando la placa de cuarzo se inserta lentamente en la trayectoria del eje óptico de un cristal uniáxico **negativo**, las bandas de color en los cuadrantes SE-NW se desplazan hacia el centro y desaparecen, al mismo tiempo, en los cuadrantes NE-SW los colores se alejan del centro, mientras que en un cristal **positivo** los colores se mueven en sentidos contrarios, es decir, alejándose del centro en los cuadrantes SE-NW y moviéndose hacia el centro y desapareciendo en los cuadrantes NE-SW.

Para minerales biáxicos:

Al hacer uso de la placa de yeso en la trayectoria de la luz que emerge de un mineral biáxico **negativo** la dirección del rayo lento de la placa es perpendicular a la dirección del rayo lento del mineral (viajando a lo largo del plano de la bisectriz aguda (Bxa)) provocando una reducción de la interferencia (substracción) sobre los rayos de luz de movimiento lento y un color amarillo se manifiesta sobre el lado convexo de la isogira. Lo contrario ocurre en el caso de un mineral biáxico **positivo**, lo que da como resultado un color azul sobre el lado convexo de la isogira.

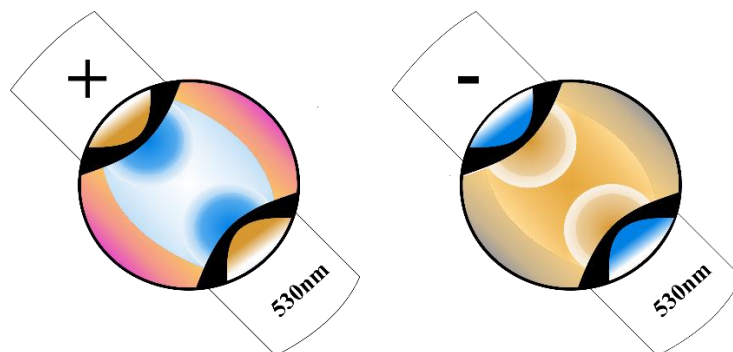
La placa de cuarzo también puede ser usada para determinar el signo óptico de los minerales biáxicos, especialmente para minerales con alta birrefringencia. En el caso de un mineral biáxico **negativo**, la inserción de la placa de cuarzo produce un movimiento que las isocromas sobre el lado convexo de las isogiras se desplacen alejándose del centro (sustracción de interferencia) y un movimiento contrario (acercándose al centro) de las isocromas sobre el lado cóncavo de las isogiras (adición de interferencia) y el comportamiento opuesto es visto en un mineral biáxico **positivo**.

En minerales biáxicos, también se puede definir el signo, usando la figura de bisectriz aguda, rotándola 45° a partir de la posición de extinción (melatopos paralelos a la dirección de inserción de

la lámina accesoria). Si ocurre adición paralela al rayo lento de la placa, el cristal es biáxico **positivo**, y si ocurre sustracción paralela al rayo lento de la placa, el cristal es biáxico **negativo**. Esto también se aplica a la figura de eje óptico centrado. La isogira es siempre convexa hacia la bisectriz aguda.

Figura 39

Representación de la determinación de signo óptico en minerales biáxicos usando la placa de yeso



Nota. Adaptado de Determining the Optic Sign, de Brock University, Optic Sign Determination Biaxial Minerals, Brock University Greg Finn, ERSC 2P22.

Dispersión

La luz blanca que atraviesa un mineral se divide en los colores del espectro, con el azul más cerca a la normal y la luz roja lo más distante, este fenómeno es conocido como **dispersión**, ocurre debido a que la velocidad de las distintas longitudes de onda de la luz es diferente. En la mayoría de los minerales la cantidad de dispersión es muy pequeña y no afecta significativamente las propiedades ópticas del mismo. Sin embargo, algunos minerales (clinopiroxenos ricos en Na, anfíboles ricos en Na, esfena, clorita, circón y brookita) poseen muy fuerte dispersión, lo que ocasiona que las figuras de interferencia sean difíciles de obtener.

Procedimiento:

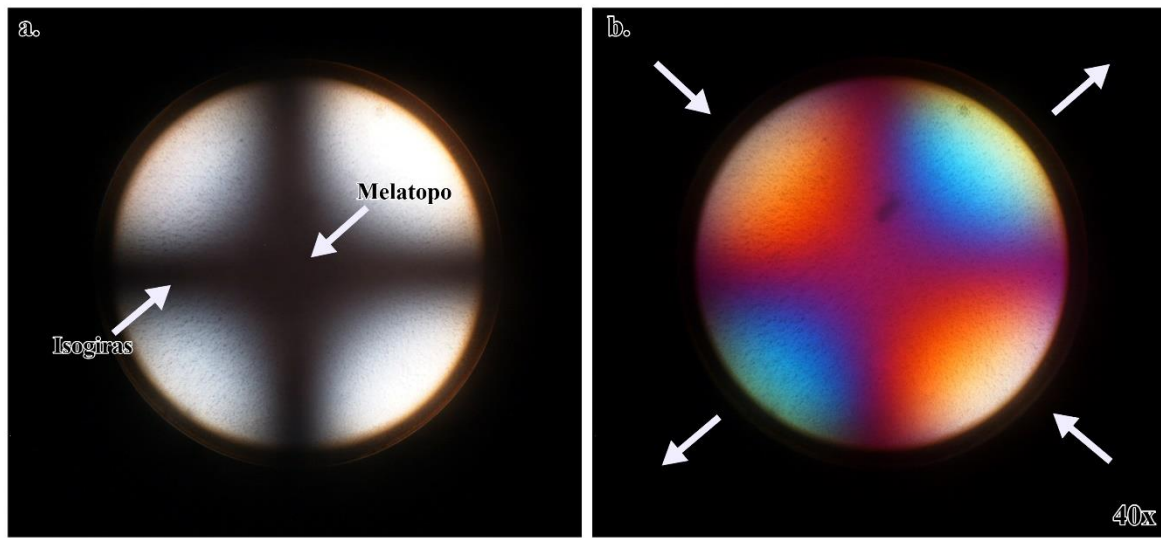
Para poner en práctica los conceptos aprendidos, siga el procedimiento que se presenta a continuación, en caso de tener dudas solicite ayuda al docente o auxiliar de laboratorio. Complete la información en la ficha y realice los dibujos del carácter y el signo óptico, respectivamente. Utilice el número de fichas que requiera para el número de secciones asignadas por el docente.

1. Utilice las secciones delgadas correspondientes a las muestras para la práctica 6 de la colección de mineralogía óptica.
2. Ajuste el microscopio petrográfico en observación conoscópica de la siguiente manera:
 - Utilice el objetivo de mayor poder; para llegar a este aumento gradualmente corrigiendo el enfoque a medida que cambia el aumento, no haga cambios abruptos.
 - Inserte el condensador
 - Inserte el analizador (polarizadores cruzados)
 - Inserte la lente de Bertrand o remueva el ocular

3. Determine el carácter óptico del mineral (uniaxial o biaxial) con base en la figura de interferencia obtenida (gire la platina).
4. Si la figura de interferencia obtenida es de carácter biaxial, determine el ángulo $2V$.
5. Inserte alguno de los compensadores y determine el signo óptico (+) o (-) del mineral.

Figura 40

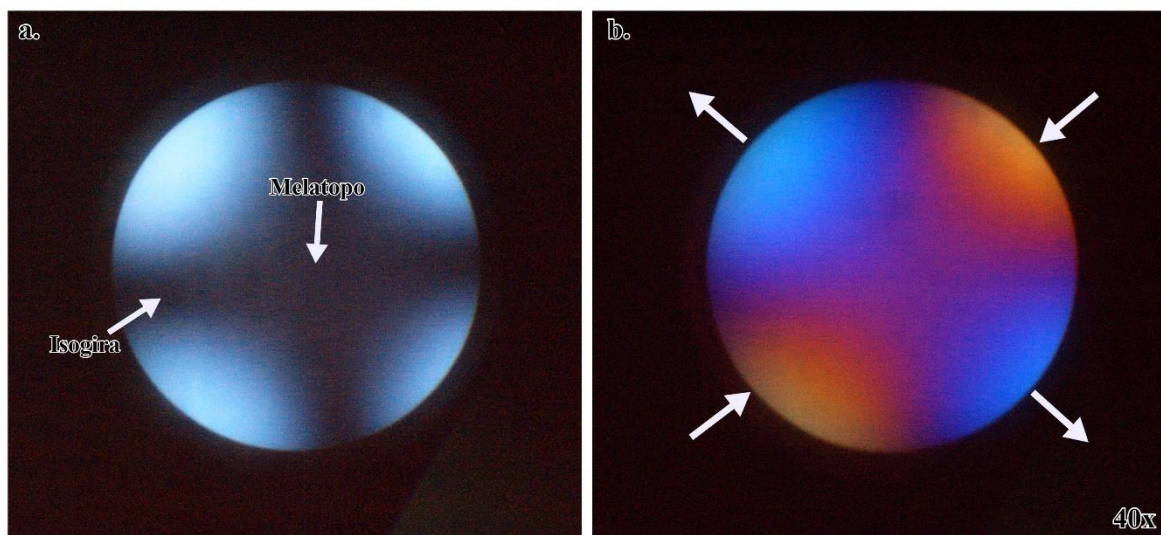
Carácter y signo óptico de un mineral



Nota. Figura de interferencia del cuarzo perpendicularmente; signo óptico uniaxial positivo (+).

Figura 41

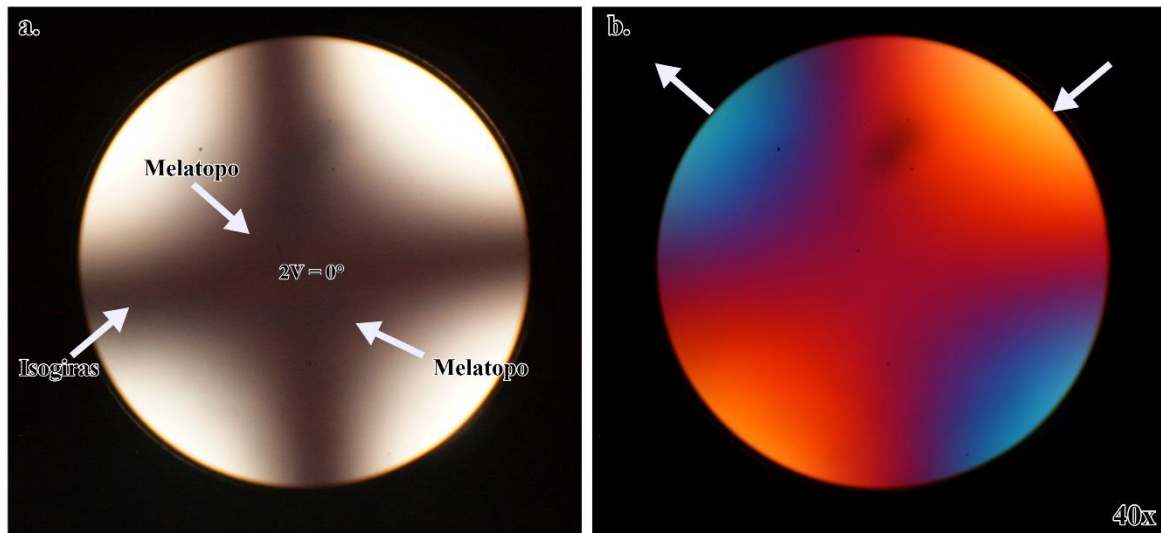
Figura de interferencia uniaxial negativa



Nota. Figura de interferencia de la turmalina; signo óptico uniaxial negativo (-).

Figura 42

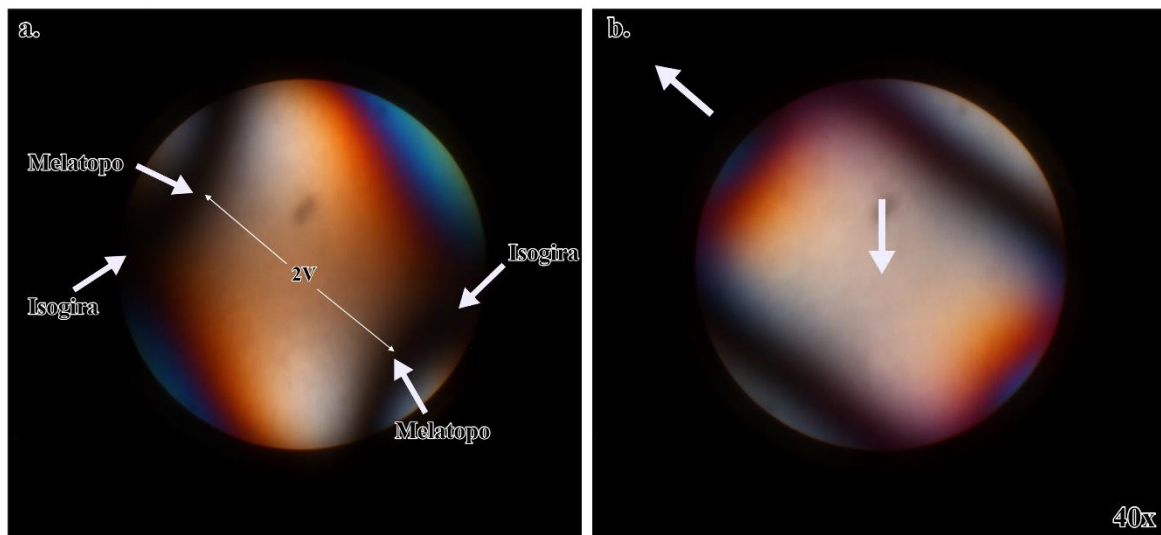
Figura de interferencia biáxica -



Nota. Figura de interferencia de la biotita; signo óptico biáxico negativo (-). Pulse a continuación para ver un video [Figura de Interferencia Biáxica Biotita](#).

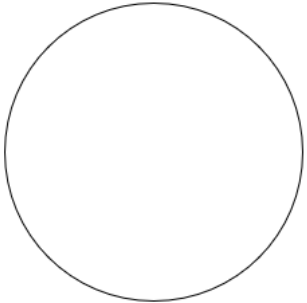
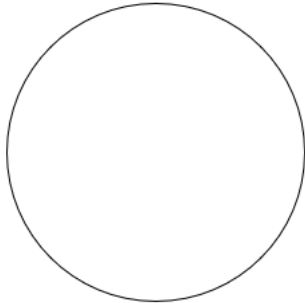
Figura 43

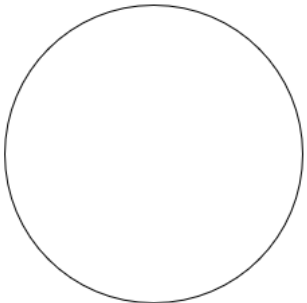
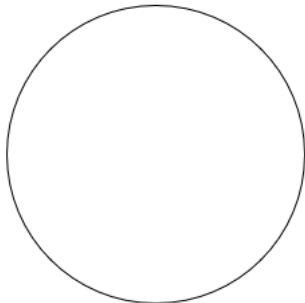
Figura de interferencia biáxica +



Nota. Figura de interferencia de la moscovita; signo óptico biáxico positivo (+). Pulse a continuación para ver un video [Figura de Interferencia Biáxica Moscovita 1](#), [Figura de Interferencia Biáxica Moscovita 2](#).

Clic [aquí](#) para ver un ejemplo de figura de interferencia uniáxica descentrada.

Nombre del estudiante:	Observaciones experimentales	Dibujo (carácter y signo óptico)
Código de la sección		 Compensador usado: 
Carácter óptico del mineral (uniáxico o biáxico)		
Ángulo 2V y procedimiento usado.		
Signo óptico y distribución de los colores obtenidos en los cuadrantes de la figura de interferencia.		

Nombre del estudiante:	Observaciones experimentales	Dibujo (carácter y signo óptico)
Código de la sección		 Compensador usado: 
Carácter óptico del mineral (uniáxico o biáxico)		
Ángulo 2V y procedimiento usado.		
Signo óptico y distribución de los colores obtenidos en los cuadrantes de la figura de interferencia.		

Minerales formadores de roca

La información suministrada a continuación es tomada del trabajo de Mackenzie & Adams (1997).

***Olivino* (Mg, Fe) $_2SiO_4$**

Existe en una serie de minerales isomorfos que va desde la ***forsterita*** (Mg_2SiO_4) hasta la ***fayalita*** (Fe_2SiO_4). Este mineral se encuentra principalmente en rocas ígneas ferromagnesianas de alta temperatura tales como el gabro, peridotita y basalto, y ocurre con plagioclasas y piroxenos. Se identifica fácilmente en sección delgada con LPP por presentarse en cristales xenomorfos incoloros o ligeramente de color verde, con relieve entre medio a alto y fracturas irregulares. Con LPX, el olivino presenta una birrefringencia elevada y puede mostrar colores de interferencia de primer, segundo y tercer orden, según la orientación del corte de sus cristales. La zonación de algunos cristales está marcada por el color de interferencia del centro que difiere del que se encuentra hacia sus bordes, donde posee una composición química ligeramente diferente más rica en hierro (y con mayor birrefringencia). En las calizas metamórficas se observa la forsterita casi pura e incolora en sección delgada.

***Ortopiroxeno* (Mg, Fe) SiO_3**

La composición química de esta serie varía desde un miembro rico en magnesio (***Enstatita***, $MgSiO_3$) hasta un miembro rico en hierro (***Ferrosilita***, $FeSiO_3$), sin embargo, contrario a los olivinos, los ortopiroxenos tienen más de SiO_2 en su estructura. El ortopiroxeno rico en Mg es una fase mineral común en peridotitas, gabros, noritas y basaltos, y está asociado comúnmente con clinopiroxenos cálcicos (por ej., ***augita***), olivino y plagioclasa; aunque también se pueden encontrar en rocas metamórficas de alta presión y temperatura (facies granulita). El ortopiroxeno rico en Fe son comunes en formaciones de hierro metamórficas y está asociado con grunerita. No obstante, en todos estos tipos de rocas es común observar la coexistencia entre ortopiroxenos y clinopiroxenos, debido al hueco de miscibilidad que existe entre estos dos grupos. En LPP, puede encontrarse como cristales automorfos, prismáticos, con relieve entre medio y alto, y pleocroísmo muy fuerte variando entre color verde y pardo rojizo, aunque no siempre es visible según el contenido de magnesio. Algunos cristales exhiben exfoliación, aunque también es común observar fracturas irregulares. Los colores de interferencia pertenecen al primer orden (baja birrefringencia). Los ortopiroxenos presentan una extinción recta en todas las secciones con una única exfoliación.

***Clinopiroxeno* (Ca, Na)(Mg, Fe, Al)(Si, Al) $_2O_6$**

Diópsido y hedenbergita forman una serie completa de soluciones sólidas con propiedades ópticas que varían de acuerdo con la composición química. La ***augita*** es un clinopiroxeno en el cual Na sustituye a Ca, mientras que parte de Al sustituye a Mg (o Fe) y Si, presentando contenidos de Fe y Mg menores que en el diópsido y la hedenbergita. Los clinopiroxenos más frecuentes se diferencian de los ortopiroxenos por la presencia de calcio como elemento esencial en su estructura cristalina. El diópsido y la hedenbergita son frecuentes en rocas metamórficas, aunque también ocurren como productos de la cristalización magmática. La augita es el clinopiroxeno más común, y se encuentra en rocas ígneas tales como basaltos, andesitas, peridotitas y gabros.

Con LPP la augita se distingue en cristales prismáticos con relieve alto, de color pardo y bajo pleocroísmo, que exhiben dos planos de exfoliación de aproximadamente 90° . En algunas ocasiones, con LPX presentan zonación. Los cristales de augita pueden presentar maclas simples. La

birrefringencia de la augita puede ser alta alcanzando colores de interferencia del segundo orden y superiores (rojos-violetas). Algunos cristales muestran colores de interferencia bajos de primer orden y una extinción oblicua debido a la orientación del corte de dichos cristales.

***Anfíbol* $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$**

El grupo de los anfíboles consta de numerosas sustancias sólidas diferentes, aunque con estructuras cristalinas similares, debido a las diversas posibilidades de sustitución química. El color de absorción de los anfíboles varía en sección delgada y generalmente son pleocróicos en mayor o menor grado. La **hornblenda** es el anfíbol más frecuente en rocas ígneas; la fórmula indicada arriba puede corresponder a una hornblenda, pero la fórmula general de los anfíboles es más compleja para ser explicada a detalle.

Los cristales de anfíbol en LPP son generalmente pardos y presentan pleocroísmo variando en tonos del mismo color. La mayoría de los cristales presentan al menos un plano de exfoliación (en secciones basales) y dos planos de exfoliación en cortes transversales que forman ángulos de aproximadamente 60° y 120°. El relieve varía entre medio y alto ya que en algunos casos tienen bordes negros que se desarrollan debido a la formación de óxido de hierro (oxidación). En LPX los colores de interferencia varían entre el primer y segundo orden con una birrefringencia media.

***Biotita* $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$**

En LPP la biotita presenta un color de absorción pardo intenso que se observa cuando la exfoliación es paralela al polarizador. La fórmula indica la sustitución del hierro en lugar del magnesio, y sólo el miembro rico en magnesio (casi puro) es incoloro. La biotita tiene una exfoliación perfecta en un solo plano de dirección por lo que se rompe en delgadas láminas flexibles. En sección delgada, esta exfoliación puede observarse con facilidad, así como su pleocroísmo y relieve medio.

En LPX los colores de interferencia están influenciados por su fuerte color de absorción; por esta razón la birrefringencia no se puede estimar con facilidad. A veces puede parecer difícil distinguir la biotita (extinción recta) y la hornblenda (extinción oblicua), pero cuando la biotita está próxima a su extinción adquiere frecuentemente un aspecto moteado muy característico. En algunos casos la biotita puede presentar coloración verde, pero se distingue con facilidad de las cloritas verdes que tienen una birrefringencia débil.

***Moscovita* $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$**

La diferencia de composición química entre la moscovita y la biotita es que la primera no tiene hierro ni magnesio en su estructura cristalina; de ahí que sea incolora en muestra de mano y en sección delgada. Tiene una exfoliación perfecta en un solo plano de dirección y colores de interferencia brillantes debido a una alta birrefringencia, lo cual hace difícil, junto con su extinción recta, confundir la moscovita con otros minerales.

***Clorita* $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$**

En LPP la clorita es un mineral verde; este color dio inicialmente nombre a este mineral (*chloros*, en griego, significa amarillo verdoso). Este mineral presenta pleocroísmo fuerte entre verde a amarillo pálido, el cual es característico para la clorita. Al igual que las micas, la clorita presenta una buena exfoliación en un solo plano de dirección.

La birrefringencia de la clorita es menor que la de las micas; las cloritas muestran con frecuencia colores de interferencia *anómalos*; es decir, colores que no aparecen en la escala de birrefringencia, habitualmente el pardo o el azul.

Cuarzo SiO_2

El cuarzo es uno de los minerales más frecuentes en la corteza terrestre. Es uno de los principales componentes de los granitos, las areniscas y de muchas rocas metamórficas. Está compuesto por SiO_2 casi puro. En sección delgada con LPP se le reconoce por su aspecto incoloro y bajo relieve, en cristales xenomorfos que carecen de exfoliación. En LPX presenta colores de interferencia en escala de grises. El cuarzo es un mineral muy frecuente en las rocas y por esto se utiliza para evaluar el espesor de la sección; cuando su color de birrefringencia es amarillo, significa que la sección quedó ligeramente gruesa (por encima del valor estándar de $30\mu\text{m}$).

En algunos casos presenta extinción *ondulante*, lo cual indica que la roca ha sido sometida a esfuerzos compresivos y es un carácter muy frecuente en muchas rocas metamórficas y algunas ígneas y sedimentarias.

Feldespatos

Los feldespatos también son minerales frecuentes en las rocas de la corteza terrestre y comprenden dos series: los feldespatos *alcalinos* (ricos en K) cuyas composiciones varían entre la ortosa (KAlSi_3O_8) y la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), y los feldespatos *plagioclasa*, que forman una serie continua cuya composición varía entre la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y la anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Todos los feldespatos tienen un relieve y una birrefringencia bastante bajos; así pues, se les puede reconocer por sus colores de interferencia, en escala de grises; las plagioclasas próximas a la anortita presentan un color amarillento en una lámina con espesor normal. Casi todos los feldespatos tienen dos buenas exfoliaciones y, en algunas láminas, pueden aparecer perpendiculares. En sección delgada la presencia de la exfoliación permite distinguir al feldespato del cuarzo, pues este último carece de exfoliación; muchas plagioclasas presentan maclas múltiples, polisintéticas, con lamelas, y frecuentemente alterados a Sericita.

Sanidina (K, Na) AlSi_3O_8

Los feldespatos alcalinos forman una serie de minerales que cristalizan a temperaturas elevadas. A temperaturas por debajo de los 700°C estos tienden desmezclarse en unidades, de dimensiones variables, con composiciones que corresponden a los extremos de la serie, es decir, feldespatos ricos en potasio (Ortoclasa) y ricos en sodio (Albita), generando pertitas en sus diferentes variedades.

El feldespato alcalino de las rocas volcánicas es generalmente la sanidina; la cual ocurre en cristales subhedrales de hábito prismático. En LPP son incoloros y presentan un relieve bajo, constantemente con alteración a sericita; en LPX sus colores de interferencia varían en escala de grises debido a una baja birrefringencia y exhiben una macla simple.

No es fácil determinar la composición de un feldespato alcalino según criterios ópticos; no obstante, la sanidina rica en potasio es más frecuente que la sanidina rica en sodio.

La ortosa es un feldespato potásico con una macla simple común rocas graníticas. Como no se puede distinguir con facilidad la ortosa de la sanidina se tiende a restringir el uso del término *ortosa* al término potásico de la serie de los feldespatos alcalinos.

Microclina KAlSi_3O_8

Respecto a la sanidina, cuya fórmula química implica la existencia de sustitución de potasio por sodio, la fórmula química de la microclina indica que se trata de un mineral potásico, con muy poco sodio.

En LPP presenta un relieve bajo y alteración a sericita, que le da un aspecto “sucio”.

En LPX la macla en rejilla, *macla de tartán*, es muy característica y, normalmente, basta para identificar la microclina. Frecuentemente presenta una textura pertítica, es decir, que presenta exsoluciones de plagioclasas. Las pertitas con forma de venillas orientadas subdiagonalmente, están formadas de albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y las partes con aspecto de rejilla son de microclina (KAlSi_3O_8).

Plagioclasa $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Los feldespatos del grupo de las plagioclasas muestran casi siempre maclas múltiples polisintéticas, que se aprecian como una alternancia entre bandas oscuras y claras, en los cristales observados con nicoles cruzados. La macla polisintética más frecuente es la ***macla de la ley albita***; en este caso, la macla se dispone paralelamente a una exfoliación perfecta. Al rotar la platina del microscopio en una dirección, se provoca la extinción de un conjunto complementario de maclas (cristales denominados lamelas). La rotación de la platina en dirección contraria provoca la extinción del otro conjunto complementario de lamelas. En la macla de la ley albita, algunas lamelas son imágenes especulares de las lamelas adyacentes (sin tener, necesariamente igual anchura). El ángulo de extinción en una dirección será exactamente igual al de la otra dirección cuando el cristal está cortado perpendicular a la exfoliación, de lo contrario los ángulos de extinción, a ambos lados, sólo difieren entre sí algunos grados; en este caso se toma su valor promedio.

Nefelina NaAlSiO_4

La nefelina es un mineral del grupo de los feldespatoideos. Químicamente, los feldespatoideos son similares a los feldespatos, pero con un contenido menor en sílice. Todas las nefelinas naturales contienen algo de potasio, el cual no se considera en la fórmula teórica. La nefelina es uno de los feldespatoideos más frecuentes y su presencia indica que la roca que la contiene es rica en álcalis.

En rocas volcánicas aparece en fenocristales de forma rectangular o, a veces, hexagonal. Estas secciones hexagonales se observan casi negras, entre nicoles cruzados, debido a la orientación de la sección. *La nefelina es un mineral uniáxico y por tanto tiene una sección, perpendicular al eje óptico, de comportamiento isótropo.*

La nefelina y la sanidina están presentes, juntas a veces, y la identificación de los cristales individuales puede ser difícil. Cuando los cristales muestran maclas simples se puede reconocer la sanidina. Además, los feldespatos tienen exfoliaciones mejor desarrolladas y acentuadas que la nefelina.

La nefelina y el cuarzo no pueden estar presentes en la misma roca (son incompatibles), pero pueden confundirse por sus propiedades ópticas similares. Algunas de sus características distintivas son; la extinción recta, que puede tener exfoliación pobre o no presentar, cristales rectangulares, y en comparación con el cuarzo la birrefringencia de la nefelina es menor y esta además puede alterarse a zeolita.

Calcita CaCO_3

La calcita es un mineral muy abundante, es el principal constituyente de las calizas. Las calizas pueden contener dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, pero su origen suele estar en un reemplazamiento de la calcita original. Muchos métodos pueden emplearse para distinguir la dolomita de la calcita, sin embargo, el método más usado es la prueba química, mediante la cual la calcita se disuelve con

efervescencia en ácido clorhídrico diluido, mientras que para la dolomita esta reacción es mucho más lenta, provocando un aumento en la temperatura del ácido.

La calcita se presenta en numerosas rocas metamórficas y es el mineral principal de los mármoles, también se encuentra en algunas rocas ígneas y es componente esencial del grupo de las *carbonatitas*, así mismo forma una importante variedad de rocas sedimentarias (*calizas y como cemento en otras rocas detríticas*).

En LPX los minerales carbonatados tienen una birrefringencia muy elevada, por lo cual sus colores de interferencia no se ubican en la carta de color de Michel Levy, las coloraciones reflejadas son tonos pasteles y colores brillantes irisados (la superposición de un número elevado de retrasos genera prácticamente luz blanca). Su fuerte birrefringencia también es responsable del cambio de su relieve, presentando *pleocroísmo del relieve*, con exfoliación romboédrica netamente visible y frecuentemente con maclas lamelares y polisintéticas.

***Granate* (Fe, Mg) $_3Al_2Si_3O_{12}$**

Esta composición química, muy simplificada, es aproximadamente la que corresponde al granate de tipo almandino.

El granate es un mineral común en muchas rocas metamórficas. En muestra de mano presenta un color rojo a pardo-rojizo pero en sección delgada con LPP es normalmente incoloro o en color pardo pálido. Puede encontrarse desde cristales automorfos a xenomorfos muy fracturados y debido a su fuerte índice de refracción tiene un alto relieve. En LPX presenta carácter isotrópico debido a su estructura cristalina cúbica, por lo que es fácil de identificar; también pueden presentar numerosas inclusiones de otros minerales.

Algunas composiciones químicas de los granates indican su formación a alta presión mientras que otros granates han podido formarse a presiones **relativamente** bajas, próximas a las de la superficie terrestre. No hay un método óptico simple para determinar la especie del granate por eso determina según el tipo de roca y las tasas de presión y temperatura.

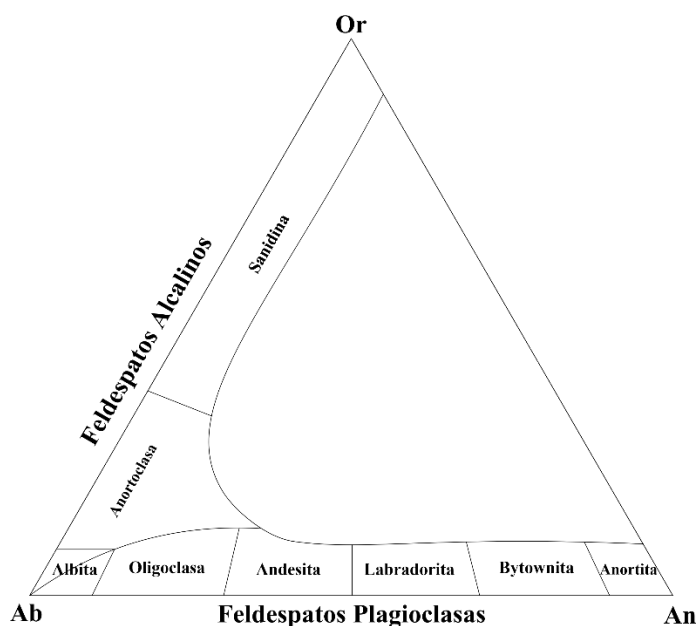
Laboratorio 7: propiedades ópticas generales de los feldespatos

Introducción

Los feldespatos son los minerales más frecuentes en las rocas de la corteza terrestre y comprenden dos series: los **feldespatos alcalinos** cuyas composiciones varían entre la de la ortoclasa (KAlSi_3O_8) y la de la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), y los **feldespatos plagioclasas**, que forman una serie continua cuya composición varía entre la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y la anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (Geoxnet, s. f.). Los feldespatos plagioclasas contienen una cantidad pequeña de K (habitualmente $< 5\%$), mientras que los feldespatos alcalinos contienen una cantidad pequeña de Ca ($< 5\%$).

Figura 44

Composición de los feldespatos potásicos y las plagioclasas



Nota. Adaptado de Composición de los feldespatos potásicos y las plagioclasas de la muestra TCR399, de Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. & Correa, A. 2017. Catálogo unidades estratigráficas de Colombia

La serie de las plagioclasas comprende seis miembros con las siguientes composiciones: Albita (0-10% An)

Oligoclasa (10-30% An)

Andesina (30-50% An)

Labradorita (50-70% An)

Bytownita (70-90% An)

Anortita (90-100% An)

La composición de las plagioclasas se indica habitualmente según el porcentaje de los miembros extremos Ab-An (p.e., $An_{65}Ab_{35}$) (Hulbort, 1959).

Por otra parte, los feldespatos alcalinos incluyen sanidina alta, sanidina baja, ortoclasa, microclina, anortoclasa, albita alta y albita baja. En la serie de los feldespatos alcalinos (con abundante proporción de potasio), solamente se han definido nombres específicos para los miembros extremos, pues es difícil determinar (según criterios ópticos) la composición de los miembros intermedios.

Las propiedades ópticas y la estructura cristalina de los feldespatos dependen de su temperatura de cristalización, así como de su historia de enfriamiento. Por ejemplo, en rocas ígneas extrusivas enfriadas rápidamente, el feldespato alcalino que se forma tiene un hábito cristalino tabular y se denomina *sanidina*, sin embargo, en rocas ígneas plutónicas que cristalizan, su tasa de enfriamiento es mucho más lenta, conduciendo a la formación de ortoclasa, con un hábito cristalino prismático.

Los feldespatos son divididos en tres grupos: alto (rocas extrusivas), intermedio (rocas hipoabisales y pequeñas intrusiones) y bajo (rocas plutónicas profundas y rocas metamórficas). Los feldespatos formados después de cortas historias de enfriamiento suelen sufrir el fenómeno de desmezcla a baja temperatura, generando *pertitas* o *micropertitas*, según cuál sea la dimensión de estos intercrecimientos (Hulbort, 1959).

La presencia de los feldespatos en las rocas ígneas es esencial para su clasificación; así pues, es deseable no sólo determinar su presencia, sino también su porcentaje composicional. En las rocas metamórficas la composición de las plagioclasas puede indicar el grado de metamorfismo.

La resina empleada para preparar una sección delgada tiene un índice de refracción próximo a 1.54, la albita y otros feldespatos alcalinos tienen índices de refracción inferiores a este valor. La oligoclasa tiene índices próximos a 1.54, pero las plagioclasas más ricas en calcio tienen índices de refracción más altos. Por lo tanto, examinando algún borde de la sección o algún hueco de esta, cuando un feldespato está contiguo a la resina de preparación, podemos emplear el método de la línea de Becke para determinar, según los índices de refracción, si se trata de una plagioclasa o de un feldespato alcalino.

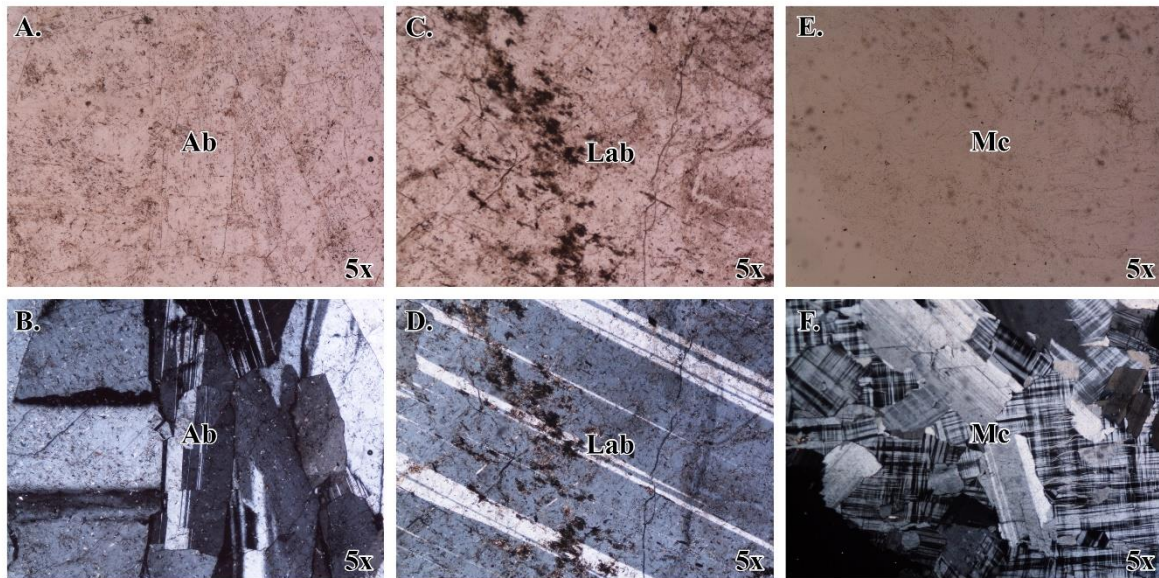
Las características ópticas más comunes son; en LPP bajo relieve, incoloro, en cristales subhedrales, exfoliación en una dirección y alteración a sericita, y en LPX se observan colores de interferencia de grises a amarillos del primer orden, maclas y zonación (Gil, 2024).

Zonación composicional en la plagioclasa

Las zonas concéntricas coloreadas en diferentes tonalidades de gris son partes del cristal que tienen diferentes composiciones y, por lo tanto, diferentes orientaciones ópticas y colores de interferencia. La repetición de bandas más oscuras dentro del cristal indica que la variación composicional resulta en la misma composición ocurriendo una y otra vez durante el crecimiento cristalino. Este tipo de variación composicional es denominado zonación oscilatoria. Un cristal que es continuamente zonado (típicamente desde un núcleo relativamente anortítico a un borde más albitico) tendrá una variación continua en el ángulo de extinción sin dos partes del cristal que vayan a sufrir extinción al mismo tiempo (Gil, 2024).

Figura 45

Feldespatos alcalino y plagioclasa



Nota. Feldespatos plagioclasa y alcalinos. **A.** Cristales de albita (Ab) en LPP, incoloros con bajo relieve y baja alteración sericítica. **B.** Cristales de albita en LPX, sus colores de interferencia de primer orden en escala de grises y macla periclina. Muestra ALB-1. **C.** Cristal de labradorita (Lab) en LPP, incoloro y de bajo relieve, con alteración. **D.** Cristal de labradorita en LPX, color de interferencia de primer orden en color gris, macla periclina. Muestra LAB-1. **E.** Cristales de microclina (Mc) con LPP, incoloro y de bajo relieve. **F.** Cristales de microclina en LPX, colores de interferencia de primer orden en escala de grises y su macla característica de enrejado. Muestra RI-63.

Laboratorio 7a: determinación óptica de la composición de la plagioclasa

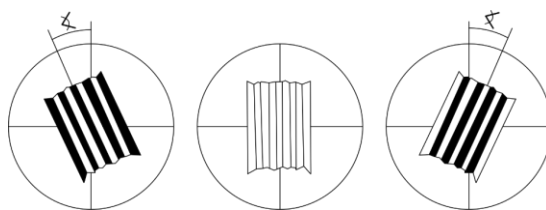
La composición de la plagioclasa se puede llevar a cabo a partir de dos métodos: *(1) método de Michel-Levy* y *(2) método de las maclas combinadas de albita-Carlsbad*, los cuales se describen a continuación (Universidad Nacional de Jujuy, s. f.).

Método de Michel-Levy

El método de Michel-Levy es un método estadístico, y constituye el procedimiento más simple para determinar la composición de la plagioclasa. En este método, el ángulo de extinción de las maclas de albita se mide y el ángulo de extinción máximo es usado para determinar la composición (Universidad Nacional de Jujuy, s. f.).

Figura 46

Método de Michel-Levy para la determinación óptica de la composición de la plagioclasa



Nota. Adaptado de Método de Michel Levy, de Cátedra de Mineralogía: Actividad Practica 7. Universidad Nacional de Jujuy.

Selección (Universidad Nacional de Jujuy, s. f.):

- Seleccione un cristal de plagioclasa que presente macla de albita, cuyo plano (010) sea perpendicular a la platina del microscopio. Para verificar que el plano es perpendicular se puede enfocar el cristal maclado bajo una alta magnificación y después desenfocando lentamente hacia arriba y hacia abajo, si el plano es perpendicular permanecerá estacionario a medida que la platina se mueve hacia arriba y hacia abajo, mientras que si no lo es parecerá moverse de lado a lado a medida que partes diferentes se enfocan.
- Gire el cristal de manera que el plano de macla de la albita este orientado N-S. Las lamelas de la macla de albita deberían presentar casi el mismo color, de lo contrario el grano no será adecuado para hacer la determinación - regrese entonces al paso 1.

Medición (Universidad Nacional de Jujuy, s. f.):

- Mida el ángulo en el cual las maclas presentan el mismo color usando el nonio (reglilla) de la platina del microscopio.
- Gire la platina en sentido horario hasta que un conjunto de lamelas de la macla de albita quede en extinción y anote el ángulo de rotación.
- Revise que usted haya medido el ángulo para el rayo rápido rotando 45° en sentido horario la platina del microscopio e insertando la placa accesoria. Si usted midió para el rayo rápido, el cristal se tornará amarillo de primer orden.
- Gire el cristal una vez más de manera que el plano de macla de la albita este orientado nuevamente N-S.
- Gire la platina en sentido antihorario y mida el ángulo de extinción hasta que un conjunto de lamelas de la macla de albita quede en extinción y anote el ángulo de rotación.

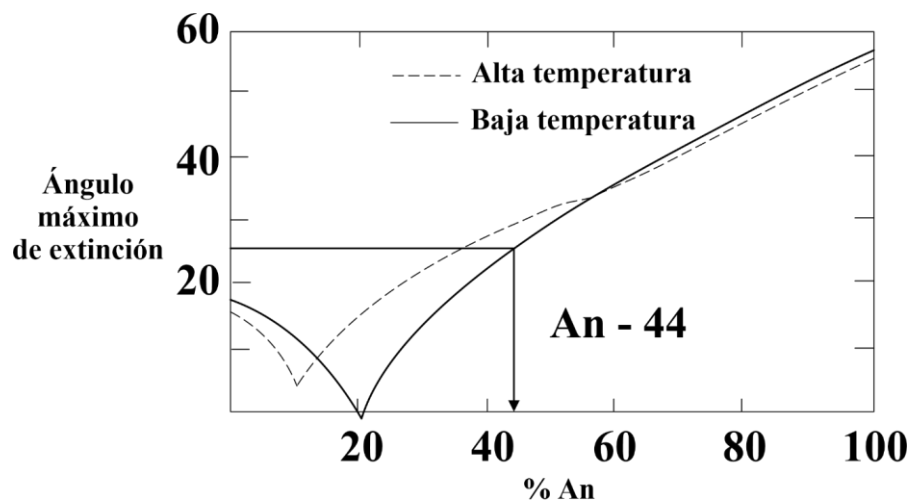
- Para ángulos menores a 20°, debe medirse también el relieve del grano (con respecto al bálsamo de Canadá – método de la línea de Becke) y ver si tiene signo positivo o negativo.

$An_0 - An_{20}$	$An_{20} - An_{35}$
Ópticamente (+)	Ópticamente (-)
$n_\alpha < 1.538$	$n_\alpha > 1.538$

- No tiene que medirse el relieve exactamente sobre el mismo grano en el cual se mide el ángulo de extinción, sino que es preferible encontrar un grano de plagioclasa en el borde de la sección delgada. Para la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, la composición será la misma para todos los granos de plagioclasa en una sección delgada, aunque algunas excepciones podrían presentarse en rocas sedimentarias y en rocas con evidencia textural de desequilibrio mineral.
- Determine la diferencia entre el ángulo al cual las maclas eran del mismo color y los ángulos en sentido horario y antihorario. Esta diferencia no debe ser mayor a 4°, de lo contrario vaya al paso 1.
- Determine el promedio de los dos ángulos - esto será el ángulo de extinción para un cristal de plagioclasa en particular.
- Usted debe hacer esto al menos en 10 (preferiblemente más) cristales de plagioclasa, ya que esto mejorará la precisión en la determinación de la composición de la plagioclasa.
- Una vez usted haya medido 10 ángulos de extinción, seleccione aquél con el valor más alto (ángulo de extinción máximo).
- Use el gráfico que se presenta en la **Figura 47** para determinar la composición. El ángulo de extinción máximo es plotado a lo largo del eje vertical y la composición a lo largo del eje horizontal.
- Use la línea a trazos para plagioclasa volcánica y la sólida para la plagioclasa plutónica.
- Reporte la composición de la plagioclasa en términos del contenido de anortita (miembro extremo rico en Ca) y albita (miembro extremo rico en Na): por ejemplo, una plagioclasa, cuya composición es $An_{12}Ab_{88}$, corresponde a una oligoclasa.

Figura 47

Gráfico para la determinación del %An en plagioclasas de acuerdo con el método de Michel-Levy



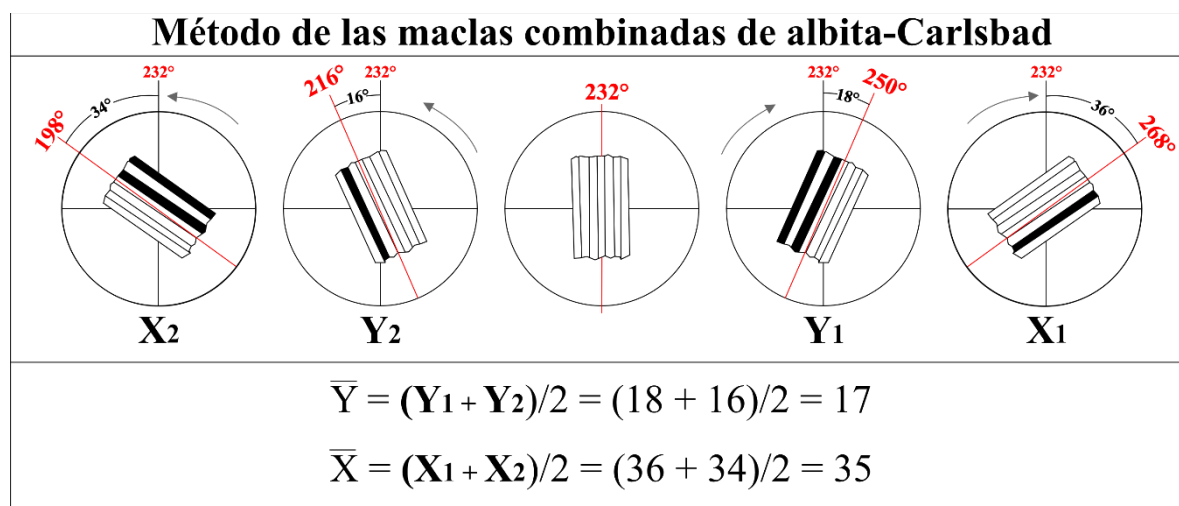
Nota. Adaptado de Método de Michel Levy, de Cátedra de Mineralogía: Actividad Practica 7. Universidad Nacional de Jujuy.

Método de las maclas combinadas de albita-Carlsbad

Este método se utiliza cuando la plagioclasea presenta ambos tipos de maclas y sólo se requiere un cristal, cuya sección sea perpendicular a 010, la cual se reconoce porque a 45° con respecto a los planos de macla, la macla de la albita desaparece y sólo aparece la macla de Carlsbad, mientras que en posición de 0° prácticamente ambos tipos de maclas desaparecen. Esta sección deberá dar generalmente cuatro posiciones de extinción para un cristal de plagioclasea: X_1 , X_2 y Y_1 , Y_2 (Universidad Nacional de Jujuy, s. f.).

Figura 48

Ejemplo del método de las maclas combinadas de albita - Carlsbad



Nota. Adaptado de Método Albita-Carlsbad, de Cátedra de Mineralogía: Actividad Practica 7. Universidad Nacional de Jujuy.

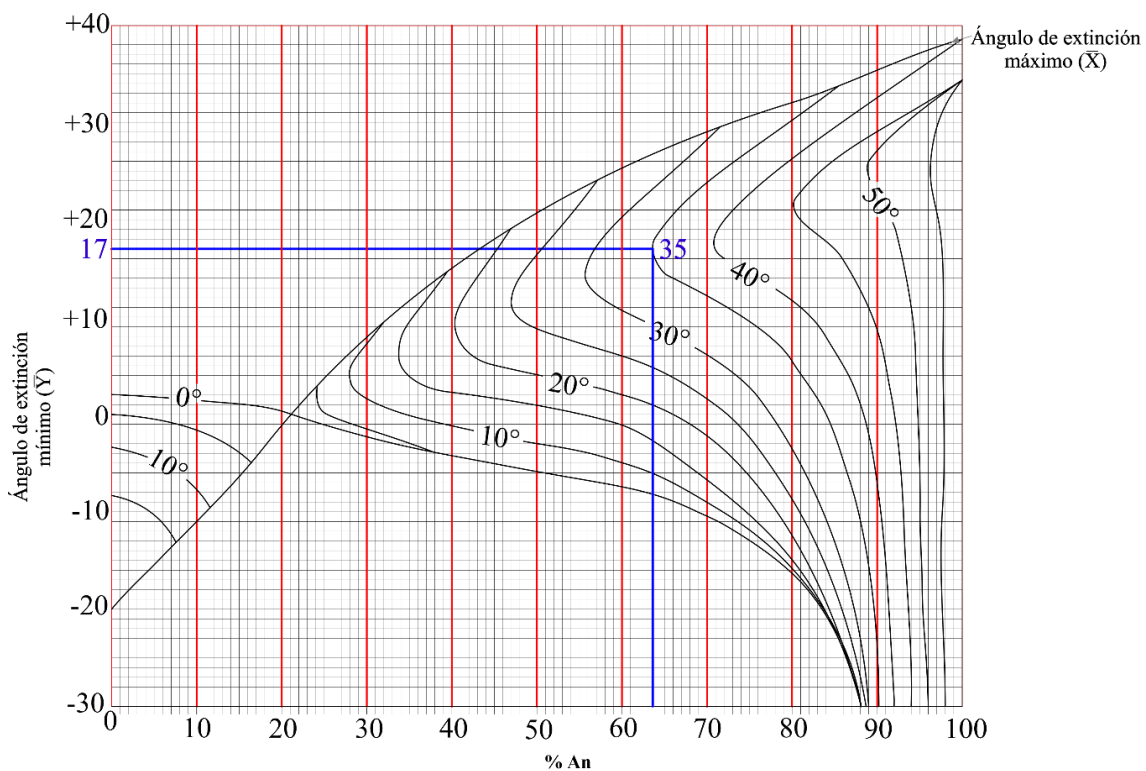
- Seleccione un cristal, cuya sección sea perpendicular a 010.
- Gire el cristal de plagioclasea de manera que este se encuentre orientado N-S, con el fin de que desaparezcan las maclas de albita y Carlsbad, de lo contrario el grano no será adecuado para hacer la determinación – regrese entonces al paso 1.
- Gire la platina en sentido horario y determine los ángulos de extinción menor (Y_1) y mayor (X_1). Al rotar y encontrar la posición de extinción Y_1 , unas lamelas alternantes quedarán en extinción y las otras se tornarán blancas, en una mitad del cristal, mientras que la otra mitad no exhibirá la macla de la albita, y al rotar y encontrar la posición de extinción X_1 , unas lamelas alternantes quedarán en extinción y las otras se tornarán blancas, en la mitad del cristal que no mostraba la macla de la albita cuando se alcanzó la posición de extinción Y_1 , y viceversa.
- Gire el cristal de plagioclasea una vez más de manera que este se encuentre orientado N-S, con el fin de que desaparezcan las maclas de albita y Carlsbad.
- Gire la platina en sentido antihorario y determine los ángulos de extinción menor (Y_2) y mayor (X_2), de la misma manera que en el paso 3. Observe que el comportamiento de las maclas de

albita y Carlsbad al rotar en sentido antihorario será opuesto a aquél al rotar en sentido horario.

- Determine el promedio entre los ángulos de extinción mayores (X_1 y X_2) y menores (Y_1 y Y_2).
- Para la determinación de la composición de la plagioclase, debe utilizarse la **Figura 49**. Plotee el promedio de los ángulos de extinción menores sobre el eje vertical y el promedio de los ángulos de extinción mayores sobre las curvas.
- Trace una línea horizontal con base en el promedio de los ángulos de extinción menores planteado sobre el eje vertical, de manera que se intercepte con la curva apropiada según el promedio de los ángulos de extinción mayores.
- Proyecte esta intersección hacia abajo en línea recta con el fin de determinar la composición de la plagioclase a lo largo del eje horizontal, expresada en moléculas de anortita.

Figura 49

Gráfico para la determinación del %An en las plagioclases de acuerdo con el método de las maclas combinadas



Nota. Adaptado de gráfico para el Método Albita-Carlsbad, de Cátedra de Mineralogía: Actividad Practica 7. Universidad Nacional de Jujuy.

Laboratorio 7b: propiedades ópticas de los feldespatos alcalino y plagioclase

En el presente laboratorio usted se familiarizará con las propiedades ópticas de los feldespatos alcalinos y plagioclases.

- Examine la sección delgada proporcionada por el docente.
- Realice una descripción sistemática de los minerales aplicando los conceptos vistos en los laboratorios anteriores, use la ficha disponible en el **Anexo 1**.

Laboratorio 8: propiedades ópticas generales del olivino, piroxeno y anfíbol

Este laboratorio está diseñado para que usted se familiarice con las propiedades ópticas de algunos minerales tales como el olivino, piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno) y anfíboles (clinoanfíbol y ortoanfíbol).

- Examine las secciones delgadas suministradas por el docente e identifique los cristales de olivino, piroxeno y anfíbol. Ponga especial atención en las diferencias entre los minerales de cada grupo.
- Determine las propiedades ópticas de estos minerales (utilice la guía del **Anexo 1** para hacer una descripción sistemática completa).

De acuerdo con Ríos & Castellanos (2005) y Gil (2024) dentro de las características para definir este grupo de minerales, se encuentran:

Propiedades ópticas del olivino ($\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$)

Existe una serie isomorfa que va desde la forsterita (Mg_2SiO_4) hasta la fayalita (Fe_2SiO_4). Este mineral se identifica fácilmente en sección delgada por las siguientes características; en LPP es incoloro o ligeramente amarillento/verdoso, tiene relieve fuerte, fracturas irregulares y generalmente xenomorfo en cristales redondeados.

En LPX el olivino puede mostrar colores de interferencia de primer, segundo y tercer orden, según la orientación del corte de sus cristales, birrefringencia alta, con zonación en algunos cristales marcada por un color de interferencia diferente en el centro, debido un cambio en la composición, que hace que el exterior sea más rico en Fe (con mayor birrefringencia). El olivino se encuentra principalmente en rocas ígneas ferromagnesianas tales como gabro, peridotita y basalto y ocurre con plagioclasa y piroxenos.

Propiedades ópticas del Piroxeno

Lamelas de exsolución: en muchos piroxenos lentamente enfriados, especialmente ortopiroxenos y augita, las lamelas ocurren teniendo una orientación cristalográfica definida. Estas **no** son lamelas de macla, sino lamelas de exsolución con una diferente composición a la del mineral hospedador.

Ortopiroxeno (Mg, FeSiO_3)

Esta serie mineral de manera similar que la del olivino va desde un miembro rico en magnesio (*Enstatita*, MgSiO_3) hasta uno rico en hierro (*Ferrosilita*, FeSiO_3), teniendo como principal diferencia un mayor contenido de SiO_2 . Los ortopiroxenos y clinopiroxenos comúnmente coexisten en los diferentes tipos de roca.

En sección delgada algunos ortopiroxenos presentan exfoliación y otras fracturas irregulares, tienen colores de interferencia del primer orden, por lo que su birrefringencia es baja, el pleocroísmo de

pardo rojizo a verde es una característica particular, sin embargo, no siempre se puede observar, la extinción recta en secciones con una única exfoliación permite diferenciarlos de los clinopiroxenos que pueden tener extinción oblicua.

Características ópticas de la serie Enstatita (En), $MgSiO_3$ – Ortoferrosilita (Fs), $FeSiO_3$

Esta serie incluye los siguientes minerales: enstatita, bronzita, hiperstena, ferrohiperstena, eulita y ortoferrosilita (Gil, 2024).

- Color de absorción: los ricos en Mg son incoloros y los de composiciones ricas en Fe muestran colores pálidos, de verde pálido a marrón pálido.
- Pleocroísmo: los cristales que presentan color de absorción suelen tener pleocroísmo de pardo rojizo a marrón, amarillo a marrón, y verde, esto debido a la presencia de Fe^{2+} , Ti o Al.
- Forma: los formados tempranamente en rocas ígneas aparecen como cristales prismáticos cortos.
- Exfoliación: dos buenos clivajes prismáticos (110) que se cortan a casi 90° sobre una sección basal. (010) y (100) muestran pobres clivajes o particiones.
- Relieve: medio a alto.
- Alteración: a serpentina, y ocasionalmente a anfíbol, con la formación inicial de cummingtonita. Un anillo de anfíbol se forma alrededor de un ortopiroxeno, y menos de Fe son liberadas en la reacción, con frecuencia en rocas ígneas plutónicas básicas.
- Birrefringencia y color de interferencia: baja; colores de interferencia de grises (Enstatita) a amarillo y rojo (miembros ricos en Fe) de primer orden.
- Extinción: tienen extinción paralela (recta) sobre el borde de la cara o clivajes prismáticos principales.
- Figura de interferencia: Biáxica (+/-), con ángulos $2V$ grandes ($50-90^\circ$) en las secciones (100).
- Otras características: puede presentar lamelas de exsolución usualmente paralelas a la cara prismática (100).
- Ocurrencia y asociación: puede encontrarse en rocas ígneas básicas de todos los tipos. Las variedades ricas en Mg suelen estar en piroxenitas, harzburgitas, lherzolitas y picritas, asociadas con olivino, augita y espinela magnesiánica. Puede encontrarse en algunas rocas metamórficas regionales (charnockitas y granulitas), y también ocurre durante el metamorfismo térmico de rocas argiláceas en cornubianas de las zonas más internas de las aureolas térmicas.

Clinopiroxeno $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$

Forman una serie completa de soluciones sólidas con propiedades ópticas que varían de acuerdo con la composición química, entre el **diópsido** (rico en Mg) y la **hedenbergita** (rica en Fe). La **augita** es el piroxeno más común, es un clinopiroxeno en el cual los átomos de Na se sustituyen por Ca, mientras que átomos de Al sustituyen Mg (o Fe) y Si; lo que da como resultados contenidos de Fe y Mg menores que en el diópsido y la hedenbergita. El diópsido y la hedenbergita son frecuentes en rocas metamórficas, aunque también ocurren como productos de la cristalización magmática, por su parte la augita se encuentra en rocas ígneas tales como basaltos, andesitas, peridotitas y gabros.

Características ópticas de la serie Diópsido (Di), $CaMgSi_2O_6$ – Hedenbergita (Hed), $CaFeSi_2O_6$

Esta serie incluye los siguientes minerales: diópsido, salita, ferrosalita y hedenbergita.

- Color de absorción: generalmente incoloro (diópsido) a tonalidades verdes según su contenido de hierro (hedenbergita).
- Pleocroísmo: nulo en variedades incoloras a débil en cristales de hedenbergita (verde y marrón pálido).
- Forma: se encuentran en cristales prismáticos cortos, euhedrales y subhedrales.
- Exfoliación: en dos direcciones (110) que se cortan casi perpendicularmente sobre una sección basal.
- Relieve: medio a alto.
- Alteración: generalmente a tremolita-actinolita, raramente a clorita.
- Birrefringencia y color de interferencia: de media a alta variando entre verdes y amarillos de segundo orden.
- Figura de interferencia: biáxica (+) con ángulos 2V grandes (56°-63°).
- Extinción: oblicua en una sección (010) con ángulos entre 38° y 48°.
- Maclas: puede presentar macla simple o polisintéticas, son comunes según (100) y (001).
- Ocurrencia y asociación: en varios tipos de rocas metamórficas. El diópsido puede ocurrir en algunas rocas ígneas extrusivas básicas y la hedenbergita en sedimentos ricos en Fe metamorfoseados; en algunos casos puede aparecer en algunas rocas ígneas ácidas como granitos con fayalita, ferrograbros con fayalita y algunos granófiros.

Pigeonita (Ca, Mg, Fe) (Mg, Fe) Si₂O₆

Es muy similar al diópsido y la augita, excepto por el 2V que es pequeño (entre 0 - 32°). Presenta una figura de interferencia Biáxica (+). Difícil de reconocer en sección delgada, pero algunas de sus principales características son el pleocroísmo leve a moderado, los colores de interferencia bajos (grises de primer orden) y dos clivajes a ángulos menores de 90°.

Ocurre en rocas que han sufrido enfriamiento rápido, en la mayoría de las rocas ígneas que han experimentado lento enfriamiento, esta se invierte a ortopiroxeno.

Augita (Ca, Mg, Fe²⁺, Na) (Mg, Fe³⁺, Al, Ti)(Si, Al)₂O₆

La Augita es un mineral muy similar al diópsido, presenta variedades como la ***titanoaugita*** (o ***titanifera***) que si presenta pleocroísmo (verde-amarillo-violeta) con zonación. Típica en rocas ígneas máficas.

- Color de absorción: incoloro a pardo.
- Pleocroísmo: no presenta, a excepción de la ***titanoaugita*** (verde-amarillo-violeta).
- Forma: variable, puede presentarse en cristales prismáticos subhedrales (rocas plutónicas básicas) o en cristales euhedrales (rocas extrusivas básicas).
- Exfoliación: similar a la del diópsido, con dos buenos clivajes prismáticos (110) que se cortan a 87° y 93° sobre una sección basal.
- Relieve: medio a alto.
- Alteración: a clorita.
- Birrefringencia y color de interferencia: alta; colores de interferencia de azules y verdes del segundo orden.
- Figura de interferencia: biáxica (+).
- Extinción: ángulo de extinción en una sección (010), entre 39° - 47°.
- Maclas: similar al diópsido, maclas simples y polisintéticas son comunes según (100) y (001).

- Zonación: ocasionalmente observada en algunas secciones prismáticas, especialmente en titanogaugita.
- Ocurrencia y asociación: principalmente en rocas ígneas (gabros, doleritas y basaltos). En gabros frecuentemente asociado con ortopiroxenos. La augita también se puede presentar en rocas metamórficas de alto grado como las granulitas.

***Jadeíta* $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$**

La jadeíta está típicamente asociada con anfíboles azules, se diferencia de la onfacita por no presentar pleocroísmo, algunas variedades con presencia de Fe pueden tener birrefringencia anómala (azul y pardo).

- Color de absorción: incoloro.
- Relieve: medio.
- Forma: usualmente como agregados granulares de cristales, de grano medio a grueso.
- Exfoliación: similar al diópsido, dos buenos clivajes prismáticos (110) que se cortan a 87° y 93° sobre una sección basal.
- Alteración: anfíbol o a una mezcla de nefelina y albita.
- Birrefringencia y color de interferencia: moderada; colores de interferencia de segundo orden.
- Extinción: similar al diópsido, pero ángulo de extinción máximo más pequeño (33° - 40°).
- Ocurrencia y asociación: es un mineral raro, que puede ocurrir con albita en rocas metamórficas regionales (esquistos de glaucofana), formadas durante un bajo flujo de calor, a altas presiones. Asociación en rocas metamórficas con lawsonita y glaucofana.

***Aegirina (acmita)* $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ / *Aegirina-augita* $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{SiO}_3)_2$**

A continuación, se describen las principales características ópticas de estos últimos minerales.

- Color de absorción: fuertemente coloreada en tonalidades verdes a pardas.
- Pleocroísmo: alto en tonos verduscos, en ocasiones hacia un tono más amarillento.
- Forma: euhedrales a subhedrales en cristales prismáticos.
- Exfoliación: buena en dos planos de dirección característicos de los piroxenos.
- Relieve: generalmente alto.
- Birrefringencia y color de interferencia: muy alta con un fuerte color verde de tercer orden.
- Figura de interferencia: biáxica (-) con ángulos 2V grandes (60°-70°)
- Extinción: oblicua con ángulos de extinción pequeños en una sección prismática (010). Varía de 0° a aproximadamente 20°.
- Ocurrencia y asociación: ocurren como fases tardías de cristalización de magmas alcalinos, apareciendo en sienitas y sienitas nefelínicas con anfíboles cálcicos, también pueden ocurrir en granitos alcalinos, con frecuencia con riebeckita, y pueden ocurrir en algunos esquistos ricos en Na con glaucofana.

***Onfacita* $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{SiO}_3)_2$**

Similar a la jadeíta, pero esta presenta pleocroísmo suave principalmente en las variedades ricas en Fe (desde incoloro a verde o a verde azulado). Presenta un relieve alto, frecuentemente es xenomorfa, tiene una birrefringencia media, y se encuentra exclusivamente en eclogitas, junto con granate (Mg, Fe) y la paragénesis se considera formada en condiciones de alta P/T.

***Espodumena* $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$**

Sus propiedades ópticas son similares a las del diópsido, sin embargo, este es un mineral raro, que ocurre en rocas ígneas ácidas ricas en litio, como las pegmatitas graníticas, donde está asociada con cuarzo, albita, lepidolita, berilo y turmalina.

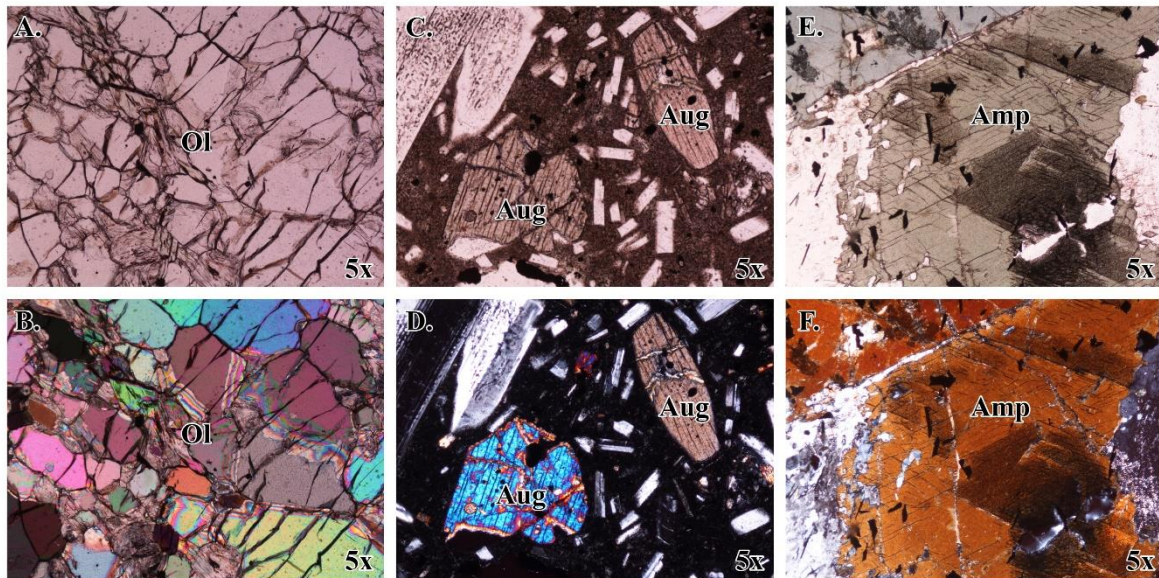
Propiedades ópticas del anfíbol $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH, F})_2$

Los anfíboles son un grupo de variadas composiciones (estructuras cristalinas similares con diversas sustituciones químicas) que forma una serie continua junto con la actinolita. En sección delgada pueden presentar características variadas, los colores son variados entre una gama de verdes, amarillos, marrones y rojizos, la exfoliación permite diferenciarlos de otros minerales de características similares, pues casi siempre presentan al menos en una dirección, en cuanto su relieve este puede variar de medio a alto, de la misma manera que lo hacen los colores de interferencia, siendo el color pardo de segundo orden el más alto. La hornblenda es el anfíbol más frecuente presente en rocas ígneas. De manera general a continuación se enlistan sus propiedades ópticas:

- Color absorción: incoloro, verde, amarillo, rojizo y marrón en colores pálidos o fuertes.
- Pleocroísmo: anfíboles ricos en Mg presentan ligero pleocroísmo, mientras que los anfíboles alcalinos y ricos en Fe usualmente son fuertemente coloreados y pleocróicos.
- Forma: usualmente ocurren como cristales prismáticos elongados y con frecuencia con secciones transversales en forma de diamante.
- Exfoliación: todos los anfíboles tienen dos direcciones de exfoliación prismática, las cuales se interceptan a 56° y 124° .
- Relieve: moderado a alto.
- Birrefringencia y colores de interferencia: baja a moderada; con colores de interferencia del primero a la mitad del segundo orden, el contenido de Fe da como resultado colores de interferencia más altos. En el caso de los anfíboles alcalinos con frecuencia los colores fuertes enmascaran sus colores de interferencia.
- Figura de interferencia: puede ser biáxica (+/-), a parte de la glaucofana y la katoforita, la mayoría de los anfíboles tienen ángulos $2V$ grandes. En los anfíboles alcalinos la dispersión es tan fuerte que las figuras de interferencia no pueden ser vistas.
- Extinción: generalmente extinción oblicua, en algunos anfíboles ortorrómbicos tienen extinción paralela (recta).
- Zonación y alteración: usualmente alterados a clorita, epidota, calcita y talco en presencia de agua. Comúnmente zonados.
- Maclado: común sobre (100); con maclas simples o múltiples presentes.
- Ocurrencia y asociación: comunes en una gran variedad de rocas ígneas (andesitas, dioritas) y rocas metamórficas de grado medio a alto (gneises, esquistos y anfíbolitas).

Figura 50

Olivino, piroxenos y anfíboles



Nota. Cristales de olivino, clinopiroxeno y anfíboles. **A.** Cristales de olivino (Ol) en LPP, incoloros, xenomorfos, con alto relieve y planos de fractura desordenados. **B.** Cristales de olivino en LPX con colores de interferencia del segundo y tercer orden. Muestra RI-37. **C.** Cristales de augita (Aug) en LPP, de color amarillo pálido, automorfos, alargados mostrando un solo plano de exfoliación y relieve alto. **D.** Cristales de augita en LPX con colores de interferencia del primer y segundo orden, la variación en los colores de interferencia entre un cristal y otro se debe al corte del eje óptico del mineral., Muestra RI-19. **E.** Cristal de anfíbol en LPP, subautomorfo, prismático, de color gris, con bajo relieve y exhibiendo sus dos planos de exfoliación característicos. **F.** Cristal de anfíbol en LPX exhibiendo un color de interferencia pardo de primer orden. Muestra EST-1.

Laboratorio 9: propiedades ópticas generales de las micas (biotita y moscovita) y clorita

Durante la presente práctica de laboratorio usted se familiarizará con las propiedades ópticas de las micas (biotita, moscovita y clorita).

- Examine las secciones delgadas suministradas por el docente e identifique los cristales de mica (biotita, moscovita y clorita). Ponga especial atención en las diferencias en las características ópticas de cada mineral.
- Determine las propiedades ópticas de estos minerales (utilice la guía del **Anexo 1** para hacer una descripción sistemática completa).

De acuerdo con Ríos & Castellanos (2005) y Gil-Crespo (2024) dentro de las características para definir este grupo de minerales, se encuentran:

***Biotita* $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$**

La biotita forma una serie con la flogopita y se exfolia con facilidad en delgadas láminas flexibles. El color de absorción más intenso se observa cuando la exfoliación es paralela al polarizador.

- Color de absorción: entre pardo rojizo a marrón; a menor contenido de Fe en su composición, los cristales se verán incoloros (flogopita).
- Pleocroísmo: alto variando entre tonalidades amarillentas a pardo intenso.
- Forma: generalmente ocurre en cristales subhedrales tabulares.
- Exfoliación: presenta exfoliación perfecta en un solo plano de dirección, cuando los cristales han sido cortados paralelamente al eje c.
- Relieve: medio.
- Alteración: principalmente a clorita.
- Birrefringencia y color de interferencia: alta con colores de interferencia entre el segundo y tercer orden.
- Extinción: recta o paralela con un ángulo de extinción igual a 0° , frecuentemente con un aspecto moteado muy característico.
- Figura de interferencia: biáxico (-).
- Otras características: en algunos casos la biotita puede presentar coloración verde pero se distingue con facilidad de las cloritas verdes que tienen una birrefringencia débil.
- Ocurrencia y asociación: muy frecuente en rocas ígneas como granitos, granodioritas, pegmatitas y sienitas, en algunas ocasiones en dioritas, gabros y anortositas. En rocas metamórficas como esquistos, filitas, gneises, corneanas y migmatitas.

***Moscovita* $KAl_3Si_3O_{10}(OH, F)_2$**

La diferencia de composición química entre la moscovita y la biotita es que la primera no tiene hierro ni magnesio en su estructura atómica; de ahí que sea incolora en muestra macroscópica y en sección delgada.

- Color de absorción: no presenta, los cristales generalmente se observan incoloros y limpios, rara vez con alguna tonalidad verdosa o rojiza pálida.
- Pleocroísmo: nulo.
- Forma: en rocas ígneas pueden ser subhedrales en secciones alargadas tabulares; alargados siguiendo el trazo de deformación en rocas metamórficas.

- Exfoliación: perfecta en un solo plano de dirección.
- Relieve: bajo a medio según el material que lo rodea.
- Alteración: mineral estable en condiciones superficiales, no altera.
- Birrefringencia y color de interferencia: alta, presenta colores de interferencia muy vivos de finales del segundo orden para arriba.
- Extinción: recta (0°) en algunos casos puede variar con un ángulo muy pequeño.
- Figura de interferencia: biáxico (-), ángulo $2V$ (28° - 47°).
- Ocurrencia y asociación: en rocas ígneas como granitos, granodioritas y pegmatitas. En rocas metamórficas de bajo grado de metamorfismo como esquistos y filitas, también en cuarcitas, corneanas y gneises.

***Clorita* (Mg, Fe, Al)₆(Si, Al)₄ $O_{10}(OH)_8$**

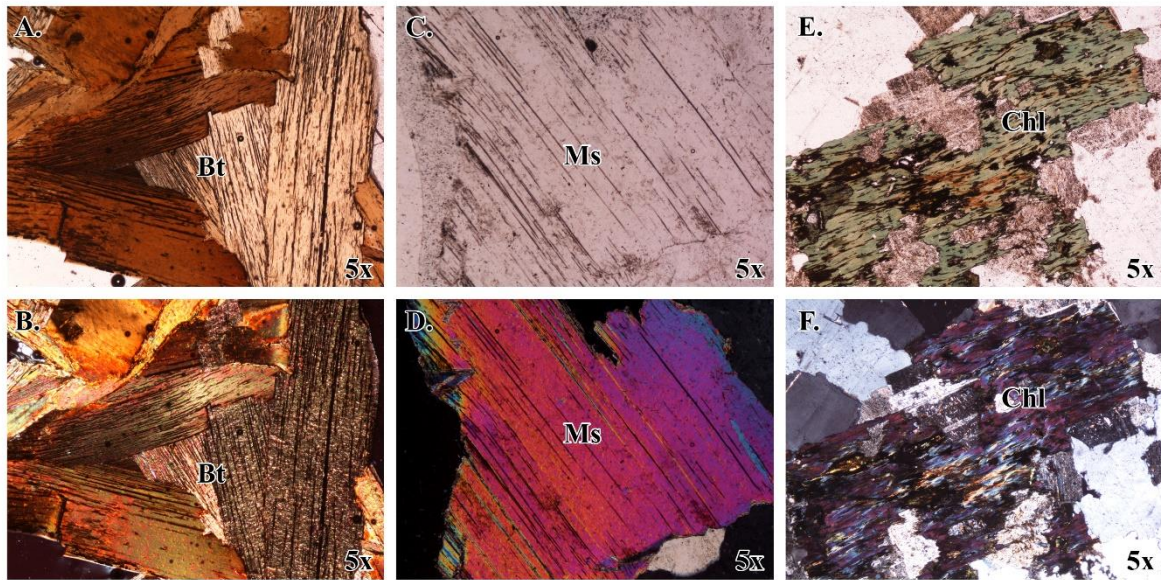
El nombre ***clorita*** se dio debido al color de este mineral (*chloros*, en griego, significa amarillo verdoso). Este mineral presenta pleocroísmo verde a amarillo pajizo pálido, el cual es característico para la clorita.

La birrefringencia de la clorita es menor que la de las micas; las cloritas muestran con frecuencia colores de interferencia *anormales*; es decir, colores que no aparecen en la escala de birrefringencia, habitualmente pardo o el azul.

- Color de absorción: principalmente verde, verde pálido a amarillento o en cristales incoloros.
- Pleocroísmo: medio variando entre tonalidades verduzcas.
- Forma: en cristales subhedrales, laminares generalmente reemplazando a la biotita.
- Exfoliación: perfecta en un solo plano de dirección.
- Relieve: entre medio y bajo.
- Birrefringencia y color de interferencia: baja con colores de interferencia del primer orden, en algunas ocasiones con colores anómalos azul-violeta o marrón.
- Extinción: recta (0°); en algunas ocasiones puede variar entre ángulos menores a 10° .
- Figura de interferencia: biáxico (+/-).
- Ocurrencia y asociación: principalmente en rocas metamórficas o en rocas ígneas por alteración de minerales ferromagnesianos.

Figura 51

Micas: biotita, moscovita y clorita



Nota. Cristales de micas (biotita y moscovita) y clorita. **A.** Cristales de biotita (Bt) con LPP, subautomorfos, tabulares, de color pardo con alto pleocroísmo variando en tonalidades café, relieve medio y mostrando su único plano de exfoliación. **B.** Cristales de biotita en LPX, muestran colores de interferencia pardos a verdes del primer y segundo orden. Muestra GRT-1. **C.** Cristal de moscovita (Ms) en LPP, subautomorfo, incoloro, exhibiendo su único plano de exfoliación, relieve medio. **D.** Cristal de moscovita en LPX, altos colores de interferencia entre el segundo y tercer orden. Muestra MUS-1. **E.** Clorita (Chl) reemplazando un cristal de biotita en LPP, de color verde, subautomorfo, tabular, de relieve medio a alto. **F.** Clorita en LPX mostrando colores de interferencia anómalos en colores azul y púrpura. Muestra CHL-2.

Laboratorio 10: propiedades ópticas generales de los carbonatos

Durante la actividad de laboratorio se estudiará el grupo de los carbonatos (su característica común es el complejo aniónico $(\text{CO}_3)^{2-}$), de especial importancia por su amplia distribución en los diferentes tipos de roca y por presentar propiedades particulares como sus colores de interferencia altos y el pleocroísmo en el relieve.

- Examine las secciones delgadas suministradas por el docente e identifique los carbonatos. Ponga especial atención en las características ópticas de los mismos.
- Determine las propiedades ópticas de estos minerales (utilice la guía del **Anexo 1** para hacer una descripción sistemática completa).

Dentro de este grupo se encuentran la Calcita, Dolomita, Siderita, Magnesita y Ankerita. De acuerdo con Ríos & Castellanos (2005) y Gil-Crespo (2024) dentro de las características para definir este grupo de minerales, se encuentran:

Calcita (CaCO_3)

La calcita es un mineral muy abundante, es posible encontrarlo en rocas ígneas como las carbonatitas y como mineral de alteración, en rocas metamórficas, por ejemplo, los mármoles y los skarn, en rocas sedimentarias formando las calizas y en por origen hidrotermal (en venas) o kárstico (en estalactitas).

Color de absorción: generalmente es incoloro, pero presenta irisaciones (visos de colores) en los planos de exfoliación. Sin pleocroísmo.

Forma: xenomorfo o en agregados granulares.

Relieve: presenta ***pleocroísmo del relieve***, lo que significa que este varía a medida que se gira la muestra, dicho cambio suele ser de medio a alto.

Exfoliación: perfecta en una dirección.

Elongación: negativa.

Birrefringencia y color de absorción: extrema, colores de interferencia grises con visos en brillantes (órdenes superiores).

Extinción: simétrica respecto a la exfoliación u oblicua.

Maclas: generalmente presenta maclas lamelares y polisintéticas.

Figura de interferencia: Uniáxico (-)

Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)

Este mineral es más común en las rocas sedimentarias, y aparece generalmente por precipitación o dolomitización de algunos sedimentos calizos (compuestos principalmente de calcita). Igual que la Calcita puede formar mármoles dolomíticos y encontrarse asociada por procesos hidrotermales con minerales metálicos y cuarzo. Sus características ópticas son muy similares a las de la calcita lo que impide su diferenciación en sección delgada, para lograrlo se hace uso de métodos de tinción, como es el caso del rojo de alizarina y ferricianuro potásico.

Ankerita ($\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$)

La ankerita forma una serie continua con la dolomita. Se presenta generalmente en cristales euhedrales romboédricos, puede alterarse a óxidos e hidróxidos de hierro, se encuentra frecuentemente en las mineralizaciones hidrotermales. Su color de absorción puede variar entre incoloro y marrón debido a la presencia de Fe, pero sin pleocroísmo. Igual que los carbonatos anteriores presenta pleocroísmo del relieve, generalmente maclas polisintéticas, con una birrefringencia extrema y colores de interferencia extremos.

Siderita ($FeCO_3$)

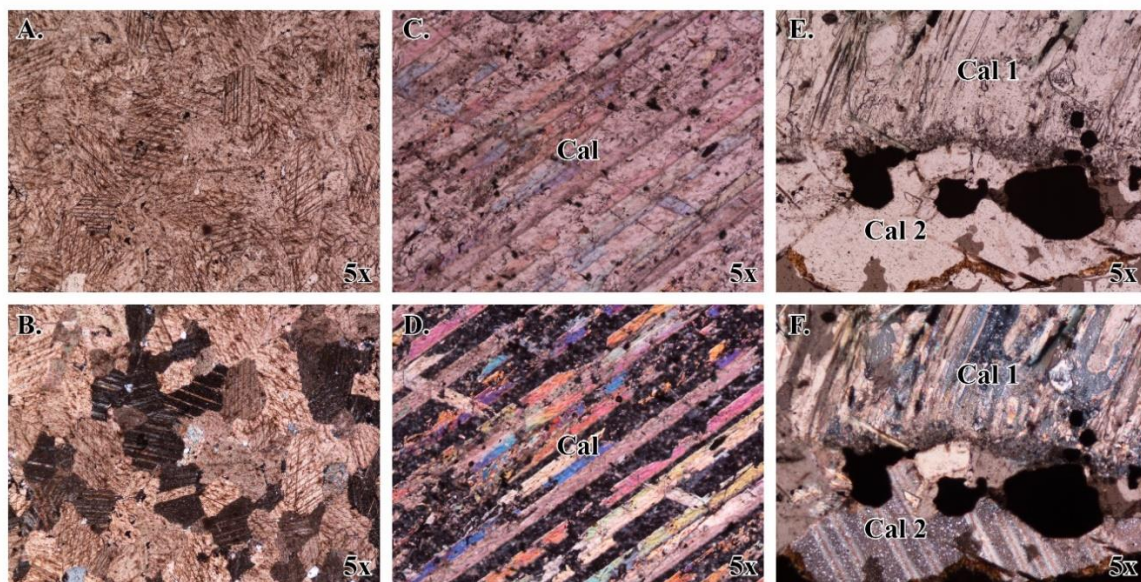
La siderita se encuentra predominantemente en las rocas sedimentarias y como nódulos y septarias (oolitos y agregados terrosos), también como ganga en depósitos de origen hidrotermal y en algunas rocas metamórficas. La siderita forma una serie continua con la Magnesita. Sus propiedades ópticas también son similares a las de la Calcita, con la diferencia que en algunos casos puede presentar color de absorción de amarillo a marrón y presentar pleocroísmo, adicionalmente puede alterarse a óxidos e hidróxidos de hierro.

Magnesita ($MgCO_3$)

La magnesita se encuentra en rocas sedimentarias, aunque es mucho menos abundante que la calcita, forma una serie continua con la siderita y en algunas ocasiones puede aparecer como mineral por alteración en rocas con abundante silicato de magnesio. En sección delgada aparece en agregados fibrosos como cristales incoloros que no presentan pleocroísmo, tienen una exfoliación perfecta en un único plano de dirección y su relieve varía de acuerdo con el material que la rodea. En nicols cruzados, al igual que la calcita, muestra una birrefringencia alta con colores de interferencia de órdenes superiores en sus irisaciones. Su ángulo de extinción es simétrico u oblicuo respecto a su exfoliación y tiene signo óptico uniáxico (-).

Figura 52

Carbonatos



Nota. Cristales de carbonato. En las figuras de la parte superior son vistos con LPP, incoloros, xenomorfos, de relieve medio, exhibiendo sus planos de exfoliación. En la parte inferior, las figuras se observan con LPX y en las maclas (D.) puede observarse los altos colores de interferencia, de

finales del segundo hasta el tercer orden. En E. y F. se puede observar dos maneras de encontrar la calcita, de tipo fibrosa (Cal 1) o en hábito masivo (Cal 2). Muestras RM-9, CAL-1 y ACT-1.

Laboratorio 11: descripción de minerales en sección delgada haciendo uso de un software interactivo

Después de contar con las bases para la descripción e identificación de minerales en sección delgada, este laboratorio tiene como objeto poner en práctica las habilidades adquiridas durante el curso haciendo uso de las TIC (Tecnologías de la Información y la Comunicación); conociendo otra cara de esta herramienta didáctico – pedagógica, entendiéndola como una oportunidad de acercarse a las prácticas de laboratorio que de otra manera su acceso sería limitado.

Teniendo en cuenta la situación ocurrida durante el año 2020 y parte del 2021, cuando no era posible el acceso a las aulas de clase y laboratorios, fue cuando estas plataformas empezaron a surgir y ganar importancia.

Para el desarrollo de esta práctica, utilizamos la plataforma VIRTUAL MICROSCOPE de la propiedad de The Open University, para el estudio de ciencias de la tierra, este recurso educativo abierto amplía el acceso a colecciones de diferentes universidades, no solo de muestras en sección delgada, sino también muestras de mano de minerales, rocas y fósiles, que provienen de diferentes lugares del Reino Unido.

UK Virtual Microscope

Se debe tener en cuenta que esta herramienta tiene algunas limitaciones que dificultan realizar la descripción sistemática de propiedades ópticas de minerales completa, por ejemplo, no cuentan con compensadores, ni tampoco permiten visualizar figuras de interferencia, sin embargo, presentan un importante acercamiento a los minerales en sección delgada y puede utilizarse como una manera de aprender en cualquier lugar y a cualquier hora.

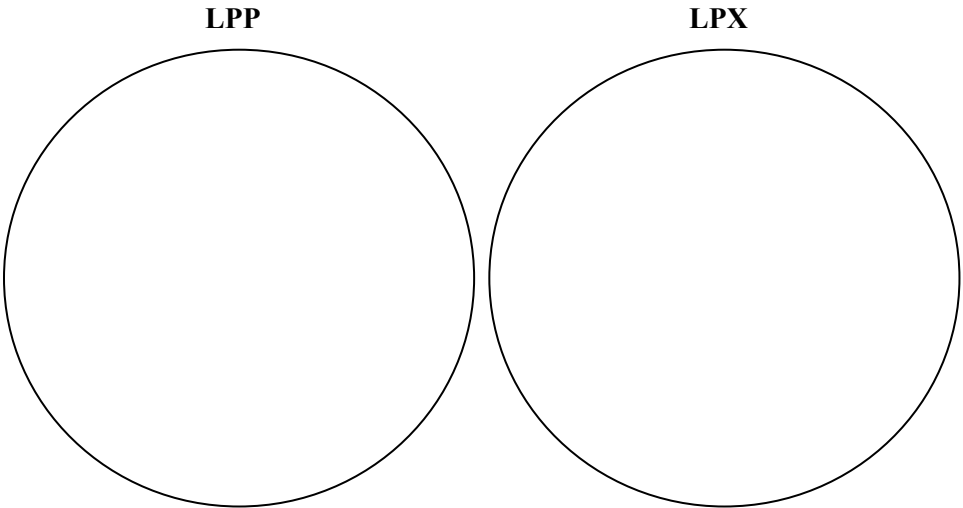
Utilice como guía la ficha que se presenta en la siguiente página para desarrollar esta práctica.

Descripción sistemática de minerales en sección delgada usando un microscopio virtual.

Utilice esta guía como apoyo durante el desarrollo de las prácticas, entendiendo que la misma **NO** sustituye un informe de laboratorio.

NOMBRE:	CODIGO:	FECHA:
NOMBRE DE LA MUESTRA: _____		

Ilustración:



Escala gráfica:

Señale los minerales a describir en el dibujo.

PROPIEDADES EN LPP

Propiedades ópticas	Observaciones experimentales: utilice el número de columnas necesarias para la práctica				
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4	Mineral #5
Transparencia (Transparente u opaco)					
Color					
Pleocroísmo (cambio de color o tono)					
Forma					
Relieve					
Exfoliación o fractura					

PROPIEDADES EN LPX

Propiedades ópticas	Observaciones experimentales: utilice el número de columnas necesarias para la práctica				
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4	Mineral #5
Isotropismo (isotrópico o anisotrópico)					
Ángulo de extinción					
Color de interferencia					
Birrefringencia					
Macla					
Zonación					
Alteración / Inclusiones					

A continuación, realice una descripción en prosa de las propiedades ópticas observadas para cada mineral.

This image shows a full page of blank handwriting practice paper. It features multiple sets of horizontal lines across the entire page. Each set consists of three lines: two solid black outer lines and one dashed purple middle line, providing a guide for letter height and placement. The background is white, and there are no margins or other markings present.

REFERENCIAS

- Adams, A., Mackenzie, W. & Guildford, C. (1997). Atlas of sedimentary rocks under the microscope.
- CAFAE INGEMMET. (2009). Curso teórico – practico de alteraciones hidrotermales.
- Da Mommio, A. (2020). Alex Strekeisen: Plutonic Rocks, Volcanic Rocks, Metamorphic Rocks and Sedimentary Rocks. Recuperado el 12 de febrero del 2024 de: <http://www.alexstrekeisen.it/english/index.php>
- Departamento de física y química, IES La Magdalena. (s. f.). ÓPTICA REFLEXIÓN Y REFRACCIÓN. IES La Magdalena. Avilés. Asturias. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: <https://fisquiweb.es/Apuntes/Apuntes2Fis/ReflexionRefraccion.pdf>
- Microscopios de Luz Transmitida DENIOS. (2023). Denios.es. <https://www.denios.es/shop/equipamiento-para-la-produccion/dispositivos-opticos/microscopios-de-luz-transmitida/>
- Eberspächer, S., Lange, J., Zaun, J., Kehrner, C. & Heide, G. (2015). The Historical Collection of Rock Thin Sections at the Technische Universität Bergakademie Freiberg and Evaluation of Digitization Methods.
- Escuela de Geología. (2021). Manual de Buenas Prácticas de Laboratorios y Litoteca. Universidad Industrial de Santander.
- Finn, G. (s. f.). Biaxial Optics: Covered in Chapter 7 of Nesse. Brock University. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: https://brocku.ca/mathematics-science/earth-sciences/wp-content/uploads/sites/106/Uniaxial_Optics_I_and_II.pdf
- Finn, G. (s. f.). Interference Figures Biaxial Minerals. Brock University. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: https://brocku.ca/mathematics-science/earth-sciences/wp-content/uploads/sites/106/Biaxial_Interference_Figures_I.pdf
- Finn, G. (s. f.). Interference Figures Uniaxial Minerals. Brock University. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: https://brocku.ca/mathematics-science/earth-sciences/wp-content/uploads/sites/106/Uniaxial_Interference_Figures_I.pdf
- Finn, G. (s. f.). Optic Sign Determination Biaxial Minerals. Brock University. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: https://brocku.ca/mathematics-science/earth-sciences/wp-content/uploads/sites/106/Biaxial_Optic_Sign.pdf

- Finn, G. (s. f.). Uniaxial Optics I: Covered in Chapter 6 of Nesse. Brock University. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: https://brocku.ca/mathematics-science/earth-sciences/wp-content/uploads/sites/106/Biaxial_Optics_I.pdf
- Geoxnet. (2020). GRUPO DE LOS FELDESPATOS. Recuperado el 1 de febrero del 2024 de: <https://www.geoxnet.com/glossary/feldespatos/>
- Gil, P. (20 de febrero 2024). Atlas de Mineralogía Óptica. Ehu.eus. Recuperado el 12 de febrero del 2024 de: <https://www.ehu.eus/mineralogiaoptica/>
- Gribble, C. & Hall, A. (1992). Optical Mineralogy: Principles and Practice. UCL Press.
- Hibbard, M. (1995). Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall.
- Hurlbut, C. Jr. & Klein, C. (1982). Manual de Mineralogía de Dana. Editorial Reverté, S.A., 3^{ra} ed.
- Kemet (s. f.). Secciones delgadas como una roca (Preparación de secciones delgadas petrográficas). <https://www.kemet-international.com/mx/productos/petrografia/secciones-delgadas-como-una-roca>
- Kenneth, W. and Christiansen, E. (1995). Earth's Dynamic Systems. Prentice Hall. Seventh Edition.
- Mackenzie, W. & Adams, A. (1997). Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada. Masson, S.A.
- Mackenzie, W., Donaldson, C. & Guilford, C. (1997). Atlas of igneous rocks and their textures. Longman.
- Mackenzie, W. & Guildford, C. (1997). Atlas of rock-forming minerals in thin section. Longman.
- Nesse, W. D. (2003). Apuntes de Mineralogía Óptica. Optical Mineralogy. Oxford University Press.
- NIKON CORPORATION. (s. f.). Nikon ALPHAPHOT-2 POL Instructions.
- Paris, G. (1983). Manual de mineralogía óptica. Boletín Geológico. 26. 3-110. https://www.researchgate.net/publication/360106534_Manual_de_mineralogia_optica
- Ríos, C & Castellanos O. (2005). Atlas de minerales vistos bajo el microscopio de luz transmitida. Ediciones UIS.
- Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. & Correa, A. (2017). CATÁLOGO DE LAS

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE COLOMBIA TONALITA DE SAN

MARTÍN. Catalogo unidades estratigráficas de Colombia. Servicio Geológico Colombiano.

Sámano Dávila, José Gustavo. (2020). Instrumentalismo y la teoría electromagnética de Maxwell. Revista de filosofía open insight, 11(21), 135-159. Epub 05 de junio de 2023.<https://doi.org/10.23924/oi.v11i21.366>

Schmidt, S. (2023) Transmitted Light Microscopy of Rock-Forming Minerals. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-031-19612-6>

Servicio Geológico Mexicano. (2017). Mineralogía Óptica. Sgm.gob.mx. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Minerales/Mineralogia-optica.html#:~:text=En%20otras%20palabras%2C%20el%20alto,es%20de%201.43%20a%203.22.>

Universidad de Jujuy. (s. f.). Cátedra de Mineralogía: Actividad Practica 7. Facultad de ingeniería. Recuperado el 1 de abril del 2024 de: https://virtual.unju.edu.ar/pluginfile.php/724761/mod_resource/content/1/TP%2007%20mineralogía%202022%20Mineralogía%20Óptica.pdf

Universidad de Guanajuato – UGTO. (2022). Clase digital 6. Reflexión y superposición de ondas. Ondas estacionarias. <https://blogs.ugto.mx/rea/clase-digital-6-reflexion-y-superposicion-de-ondas-ondas-estacionarias/>

Yardley, B., Mackenzie, W., and Guildford, C. (1997). Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman.

Zeiss, C. (2011). *Information on Polarization Microscopy*. Recuperado el 2 de abril del 2024 de: https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2020/1/GL5103/2/material_docente/bajar?id=3107286

Anexo 1

Descripción sistemática de minerales en sección delgada.

Utilice esta guía como apoyo durante el desarrollo de las prácticas, entendiendo que la misma **NO** sustituye un informe de laboratorio.

NOMBRE:

CODIGO:

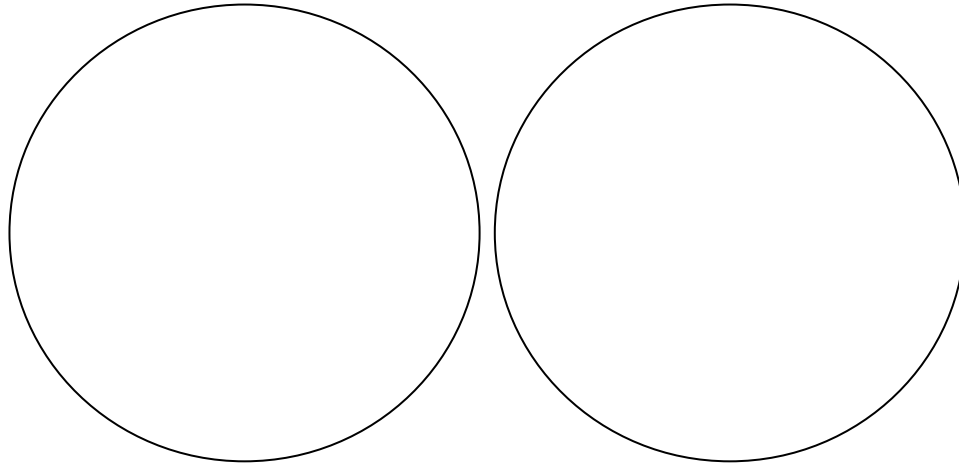
FECHA:

MUESTRA N°: _____

Ilustración:

LPP

LPX



Aumento / Objetivo:

Señale los minerales a describir en el dibujo.

PROPIEDADES EN LPP

Propiedades ópticas	Observaciones experimentales: utilice el número de columnas necesarias para la práctica				
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4	Mineral #5
Transparencia (Transparente u opaco)					
Color					
Pleocroísmo (cambio de color o tono)					
Forma					
Relieve					
Exfoliación o fractura					
Índice de refracción					

PROPIEDADES EN LPX

Propiedades ópticas	Observaciones experimentales: utilice el número de columnas necesarias para la práctica				
	Mineral #1	Mineral #2	Mineral #3	Mineral #4	Mineral #5
Isotropismo (isotrópico o anisotrópico)					
Ángulo de extinción					
Color de interferencia					
Birrefringencia					
Signo de elongación (+/-)					
Macla					
Zonación					
Alteración / Inclusiones					
Figura de interferencia (Carácter óptico del mineral)					
Signo óptico (+/-)					
Ángulo 2V (si aplica)					

A continuación, realice una descripción en prosa de las propiedades ópticas observadas para cada mineral.

This image shows a full page of white paper with horizontal blue or grey ruling lines. The lines are evenly spaced and run across the width of the page. There is no handwriting or other markings on the paper.

Anexo 2

Lista de abreviación de los nombres de los minerales formadores de rocas

A continuación, se presenta una tabla con algunos de los minerales más frecuentes encontrados en las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, con su respectiva abreviatura designada por la IMA (International Mineralogical Association).

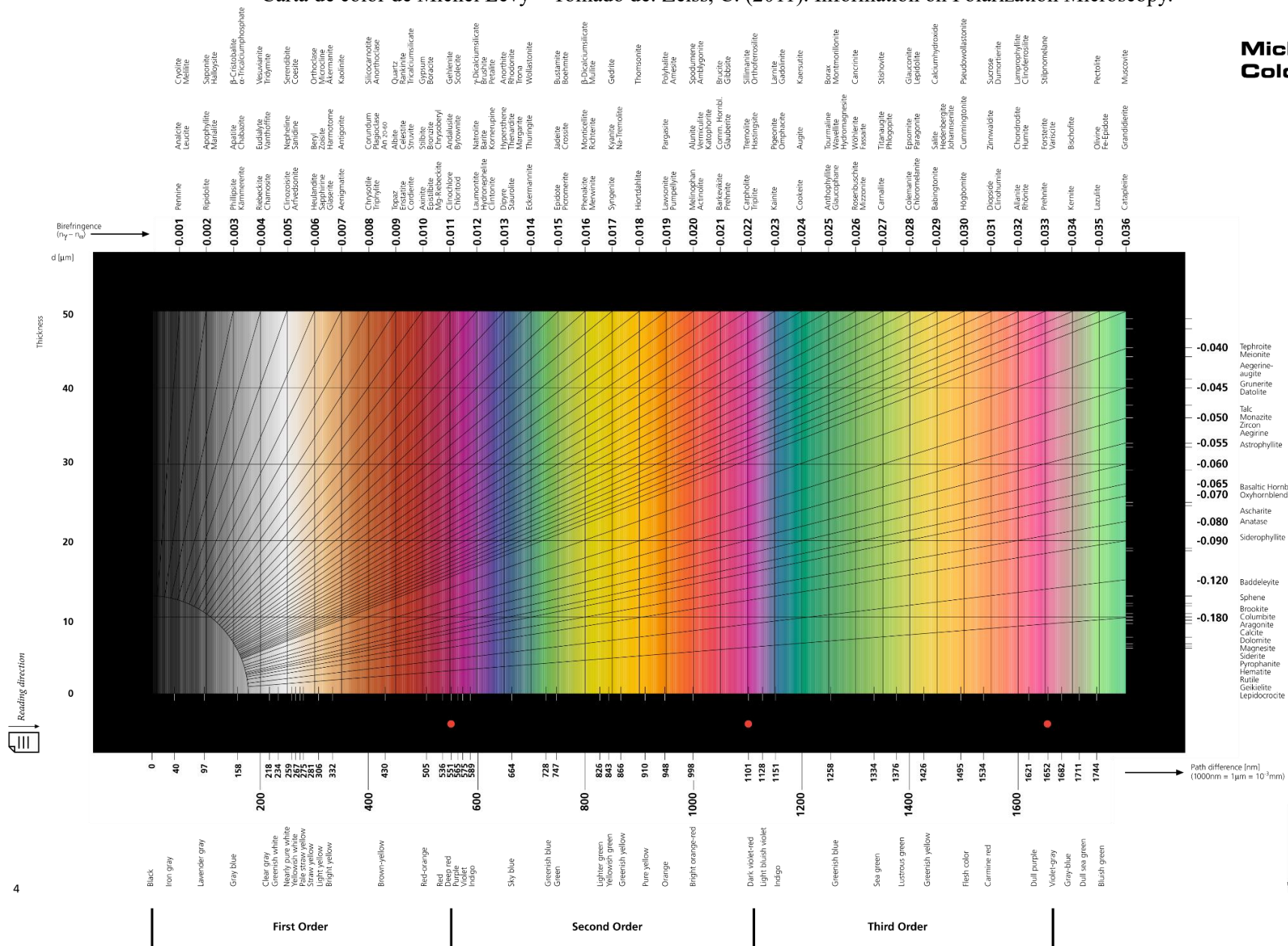
Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral
Acm	Acmita	Cpx	Clinopiroxeno	Ilm	Ilmenita
Act	Actinolita	Czo	Clinozoisita		
Adl	Adularia	Crd	Cordierita	Jd	Jadeíta
Aeg	Aegirina	Crn	Corindón		
Ab	Albita	Crs	Cristobalita	Kln	Caolinita
Afs	Feldespatos Alcalinos	Cum	Cummingtonita	Kfs	Feldespatos Potásicos
Aln	Allanita	Cpr	Cuprita	Ky	Cianita
Alm	Almandino				
Alu	Alunita	Dia	Diamante	Lws	Lawsonita
Amp	Anfíbol	Dsp	Diásporo	Lzl	Lazulita
And	Andalucita	Dck	Dickita	Lzr	Lazurita
Adr	Andradita	Di	Diópsido	Lpd	Lepidolita
Ang	Anglesita	Dol	Dolomita	Lct	Leucita
Anh	Anhidrita				
Ank	Ankerita	En	Enstatita	Mgs	Magnesita
An	Anortita	Ep	Epidota	Mag	Magnetita
Ano	Anortoclasa	Eud	Eudialita	Mlc	Malaquita
Atg	Antigorita			Mrc	Marcasita
Ap	Apatito	Fa	Fayalita	Mc	Microclina
Arg	Aragonito	Fsp	Feldespatos	Mol	Molibdenita
Arf	Arfvedsonita	Fl	Fluorita	Mnz	Monacita
Apy	Arsenopirita	Fo	Forsterita	Mnt	Montmorillonita
Aug	Augita			Ms	Moscovita
Ax	Axinita	Gn	Galena		
		Grt	Granate	Nph	Nefelina
Brt	Barita	Gbs	Gibbsita		
Brl	Berilo	Glt	Glauconita	Ol	Olivino
Bt	Biotita	Gln	Glaucofana	Omp	Onfacita
Bn	Bornita	Gth	Goetita	Opl	Ópalo
Brk	Brookita	Gr	Grafito	Orp	Oropimente
		Grs	Grosularia	Oam	Ortoanfíbol
Cal	Calcita	Gp	Yeso	Or	Ortoclasa
Cst	Casiterita			Opx	Ortopiroxeno
Cct	Calcosina	Hl	Halita		
Ccp	Calcopirita	Hd	Hedenbergita	Prg	Pargasita
Chl	Clorita	Hem	Hematita	Phl	Flogopita
Cld	Cloritoide	Hbl	Hornblenda	Pmt	Piemontita
Chr	Cromita	Hyp	Hiperstena	Pl	Plagioclasa
Ccl	Crisocola			Py	Pirita
Clc	Clinocloro	Ill	Illita	Pcl	Pirocloro

Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral
Prp	Piropo	Srp	Serpentina	Tpz	Topacio
Po	Pirrotita	Sd	Siderita	Tur	Turmalina
		Sil	Sillimanita	Tr	Tremolita
Qz	Cuarzo	Sme	Esmectita		
		Sdl	Sodalita	Urn	Uranita
Rbk	Riebeckita	Sp	Esfalerita		
Rt	Rutilo	Spn	Esfena	Ves	Vesuvianita
			(Titanita)		
		Spl	Espinela		
Sa	Sanidina	Spd	Espodumena	Wo	Wollastonita
Scp	Escapolita	St	Estaurolita		
Sch	Scheelita	Syl	Silvita	Zeo	Zeolita
Srl	Chorlo			Zrn	Circón
Ser	Sericita	Tlc	Talco	Zo	Zoisita

Anexo 3

Carta de color de Michel Levy – Tomado de: Zeiss, C. (2011). Information on Polarization Microscopy.

Michel-Lévy Color Chart



Anexo 4

Listado de secciones sugeridas para el desarrollo de cada práctica

- Laboratorio 3: índice de refracción

IR-1, IR-2, IR-3, IR-4, IR-5, IR-6

- Laboratorio 4: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada plana (LPP)

En esta práctica puede hacer uso de todas las secciones delgadas disponibles en la caja de muestras, instruida por el docente o auxiliar.

- Laboratorio 5: descripción sistemática de minerales en sección delgada con luz polarizada cruzada (LPX)

En esta práctica puede hacer uso de todas las secciones delgadas disponibles en la caja de muestras, instruida por el docente o auxiliar.

- Laboratorio 6: determinación del carácter y signo óptico de un mineral

Las secciones disponibles para trabajar figuras de interferencia deben diligenciarse con el docente o auxiliar de la asignatura.

- Laboratorio 7: propiedades ópticas generales de los feldespatos

LAB-1, RI-1, RI-7, RI-19, RI-31, RI-42, RI-48, RI-51, RI-63, RI-70, RM-53, ALB-1

- Laboratorio 8: propiedades ópticas generales de olivino, piroxeno y anfíbol

RI-37, RI-7, RI-13, RI-19, TRM-1, EST-1, RI-31, RI-38, RI-39

- Laboratorio 9: propiedades ópticas generales de las micas (biotita y moscovita) y clorita

GRT-1, RI-19, RI-83, CHL-2, RM-16, MUS-1, RM-8, RI-1

- Laboratorio 10: propiedades ópticas generales de los carbonatos

RM-9, CAL-1, CAL-2, CAL-3, CAL-4, CAL-5, CAL-6, ACT-1, RI-27

***NOTA:** Para los laboratorios 1, 2 y 11 no hay asignación de secciones delgadas ya que dichas prácticas no necesitan del material.