

Estructuración del Manual de Laboratorio para la asignatura de Mineralogía Óptica

Omar Ernesto Pérez Vega y Andrés Felipe Arroyave Camelo

Trabajo de grado para optar por el título de Geólogo

Director

Carlos Alberto Ríos Reyes

PhD en Ciencias Aplicadas

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingeniería de Físico – Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2021

## Contenido

Introducción: .....	9
1. Objetivos.....	10
1.1 Objetivo general.....	10
1.2 Objetivos específicos .....	10
2. Microscopio de luz transmitida.....	11
2.1 Introducción: .....	11
2.2 Características generales.....	12
2.3 Partes del microscopio de luz transmitida.....	15
2.4 Manejo y cuidado del microscopio de luz transmitida.....	17
3. Descripción sistemática de las propiedades ópticas de los minerales .....	18
3.1 Practica 1: transparencia, color, pleocroísmo y relieve.....	18
3.1.1 Transparencia.....	18
3.1.2 Color y pleocroísmo:.....	18
3.1.3 Relieve: .....	21
3.1.4 Desarrollo de la practica: .....	23
3.2 Practica 2: Forma y Clivaje.....	24
3.2.1 Forma y clivaje .....	24
3.2.2 Desarrollo de la practica: .....	26
3.3 Practica 3: alteraciones y texturas.....	27
3.3.1 Alteraciones: .....	27
3.3.2 Texturas: .....	29

3.3.3 Desarrollo de la practica: .....	32
3.4 Practica 4: ángulo de extinción y signo de elongación .....	32
3.4.1 Angulo de extinción.....	32
3.4.2 Signo de elongación:.....	36
3.4.3 Desarrollo de la practica: .....	37
3.5 Practica 5: colores de interferencia y birrefringencia .....	38
3.5.1 Desarrollo de la practica: .....	43
3.6 Practica 6: maclas y zonación.....	44
3.6.1 Maclas:.....	44
3.6.2 Desarrollo de la practica: .....	46
3.7 Practica 7: figuras de interferencia y signo óptico.....	47
3.7.1 Figuras de interferencia.....	47
3.7.2 Determinación del signo óptico .....	49
3.7.3 Desarrollo de la practica: .....	53
4.Practica 8: método de michel levy .....	54
4.1 Método de macla polisintética simple.....	54
4.2 Método de maclas combinada de albita-Carlsbad .....	59
4.3 Desarrollo de la practica: .....	61
5. Practica 9: identificación de minerales formadores de roca .....	62
5.1Olivino $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ .....	62
5.2Ortopiroxeno $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ .....	63
5.3Clinopiroxeno $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ .....	64
5.4Anfíbol $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ .....	65

5.5 Biotita $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$ .....	67
5.6 Cuarzo $SiO_2$ .....	68
5.7 Feldespatos (Plagioclasas) .....	69
5.8 Granate .....	72
5.9 Desarrollo de la practica: .....	73
Referencias bibliográficas:.....	75

### Lista de Figuras

Figura 1. (a) microscopio binocular lv100n pol de polarización y sus partes, y (b) microscopio binocular eclipse e200 de polarización y sus partes. ....	12
Figura 2. Comportamiento de la luz en medios (a) isotrópicos y (b) anisotrópicos .....	14
Figura 3. Colores en sección delgada .....	20
Figura 4. Colores en sección delgada .....	21
Figura 5. Relieve en sección delgada.....	22
Figura 6. Diagrama ilustrativo para la determinación del relieve en los minerales.....	23
Figura 7. forma de cristal en sección delgada.....	26
Figura 8. Alteraciones en sección delgada.....	28
Figura 9. Alteraciones en sección delgada.....	29
Figura 10. Textura en sección delgada. ....	31
Figura 11. Textura en sección delgada .....	31
Figura 12. Diagrama de extinción según sistema cristalográfico .....	35
Figura 13. Ángulos de extinción.....	35
Figura 14. Colores en sección delgada .....	39
Figura 15. Colores en sección delgada .....	41
Figura 16. Tabla de michel levy .....	43
Figura 17. Maclas en sección delgada .....	45
Figura 18. Zonaciones en sección delgada. ....	46
Figura 19. Figura de interferencia uniáxica .....	48

Figura 20. Figura de interferencia biáxica .....	49
Figura 21. Figuras uniáxicas positivas y negativas.....	51
Figura 22. Tonos figura biaxial positiva y negativa .....	53
Figura 23. metodo michel levy .....	57
Figura 24. Michel levy porcentaje .....	58
Figura 25. Medición de cristales de plagioclasa .....	59
Figura 26. Grafica de michel levy.....	61
Figura 27.cristales de olivino.....	63
Figura 28 ortopiroxenos .....	64
Figura 29. cristales de piroxeno .....	65
Figura 30 cristal de anfíbol .....	66
Figura 31 cristales de biotita .....	68
Figura 32. Cristales de cuarzo.....	69
Figura 33. Cristales de plagioclasa .....	72
Figura 34 cristales de granate. ....	73

## Resumen

**Título:** Manual de laboratorio de mineralogía óptica\*

**Autores:** Omar Ernesto Pérez Vega y Andrés Felipe Arroyave Camelo\*\*

**Palabras Clave:** Manual, Mineralogía óptica, Microscopio, Minerales, Sección delgada.

### Descripción:

El objetivo del presente Manual de Laboratorio de Mineralogía Óptica es encaminar 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 minerales, a partir de sus propiedades ópticas, con sus características más comunes observadas bajo el microscopio de luz transmitida. 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 en Mineralogía Óptica (mineralogía óptica de Kerr, 1971., ). 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. Se presentan algunas ilustraciones (figuras y microfotografías) acompañadas de descripciones, considerando la importancia de presentar una ilustración acompañada de una breve descripción, lo cual es fundamental cuando se realiza un análisis microscópico.

---

\*Trabajo de grado

\*\*Facultad de ingeniería físico químicas, Escuela de geología, Director Carlos Alberto Ríos PhD en ciencias aplicadas

### Abstract

**Title:** Optical Mineralogy Laboratory Manual \*

**Authors:** Omar Ernesto Pérez Vega and Andrés Felipe Arroyave Camelo\*\*

**Keywords:** Manual, Optical Mineralogy, Microscope, Minerals, Thin section.

#### Description:

The objective of this Optical Mineralogy Laboratory Manual is to guide the geology student in the techniques and fundamentals of optical mineralogy, as well as to introduce the student to the observation and identification of rock-forming minerals in thin section under the microscope of transmitted light. Therefore, we hope that at the end of the course the student will have the ability to identify minerals, based on their optical properties, with their most common characteristics observed under the transmitted light microscope. It is intended that the student use this material as a laboratory guide during the development of the practices of mineralogy and petrography together with some of the guide texts in Optical Mineralogy (Kerr Optical Mineralogy, 1971.). This guide material is aimed at undergraduate students of the School of Geology of the Industrial University of Santander, and arises from the need to have useful pedagogical tools for the recognition of thin section minerals.

The present work contains enough information for the observation of the thin sections in order to distinguish a mineral phase from the diagnostic optical properties, as well as some textural features of a particular type of rock, although without pretending to reach the field of petrography. Some illustrations are presented (figures and photomicrographs) accompanied by descriptions, considering the importance of presenting an illustration accompanied by a brief description, which is essential when performing a microscopic analysis.

---

\*Degree Work

\*\*Facultad de ingeniería físico químicas, Escuela de geología, Director Carlos Alberto Ríos  
PhD en ciencias aplicadas.

## Introducción

El objetivo del presente Manual de Laboratorio de Mineralogía Óptica es encaminar 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 minerales, a partir de sus propiedades ópticas, con sus características más comunes observadas bajo el microscopio de luz transmitida. 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 en Mineralogía Óptica (mineralogía óptica de Kerr, 1971., ). 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. Se presentan algunas ilustraciones (figuras y microfotografías) acompañadas de descripciones, considerando la importancia de presentar una ilustración acompañada de una breve descripción, lo cual es fundamental cuando se realiza un análisis microscópico.

## 1. Objetivos

### 1.1 Objetivo general

Diseñar y desarrollar un manual de laboratorio de la asignatura de Mineralogía Óptica con el cual los estudiantes puedan guiarse y consultar al momento de realizar las prácticas de laboratorio.

### 1.2 Objetivos específicos

- Facilitar el proceso de aprendizaje de las propiedades ópticas de los minerales aprovechando el uso de las tics como soporte técnico.
- Desarrollar una página web que complemente la geo-web con la intención de brindar acompañamiento al estudiante, allí podrá encontrar el manual de mineralogía óptica el cual presenta microfotografías, conceptos y descripciones que le servirán para comprender mejor la asignatura.
- Establecer un orden a las prácticas de laboratorio de tal manera que tenga una secuencia acorde a las temáticas que el docente vaya planteando, esto facilitara su comprensión y mejor desarrollo de las mismas.
- Fomentar la utilización masiva de las tics como herramienta de apoyo para el desarrollo y comprensión de la asignatura mineralogía óptica.
- Facilitar herramientas de consulta a los estudiantes para que desarrollen las habilidades necesarias para afrontar la asignatura mineralogía óptica y otras asignaturas las cuales requieran dichos conocimientos previos.
- Describir sistemáticamente las propiedades ópticas de los minerales formadores de roca.

## **2. Microscopio de luz transmitida**

### **2.1 Introducción:**

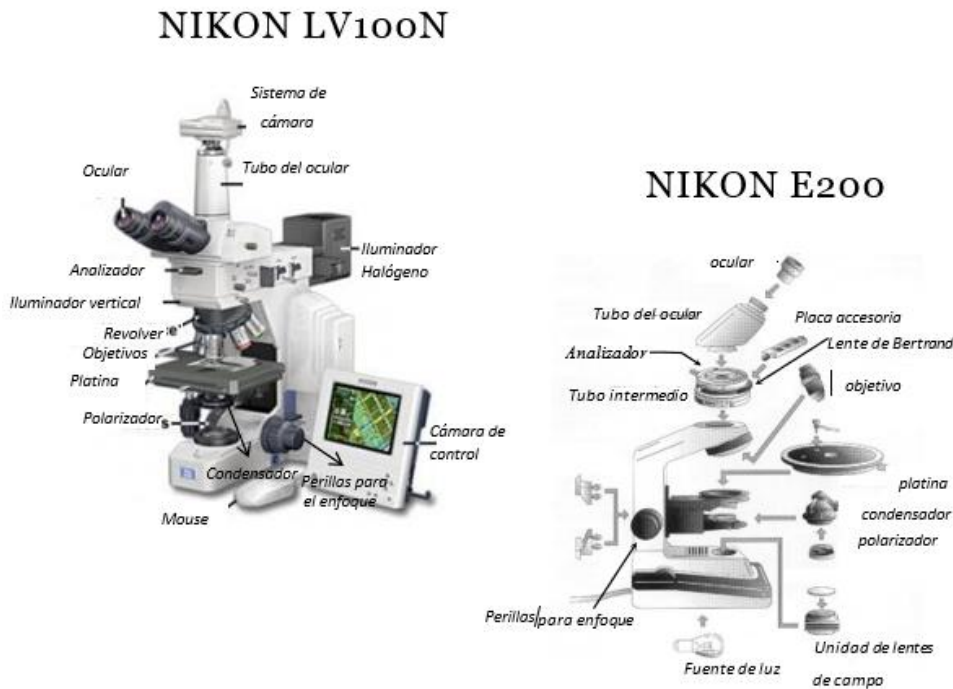
El microscopio de luz transmitida es un instrumento que facilita la observación de imágenes magnificadas de objetos diminutos usando una combinación de lentes (ocular y objetivo)(Rodríguez, 2016), el cual es de gran importancia dentro del curso de mineralogía óptica, ya que a través de este se realizarán la mayor parte de las experiencias que le servirán a los estudiantes para alcanzar los objetivos previstos en esta asignatura.

En la actualidad, el Laboratorio de Microscopía de Luz Transmitida de la Escuela de Geología cuenta con dos tipos de microscopios petrográficos: (1) microscopio binocular de polarización para petrografía, Marca Nikon - Japón, Modelo eclipse LV 100N POL, y (2) microscopio binocular de polarización para petrografía, marca Nikon - Japón, Modelo eclipse E200, En la Figura 1 se ilustran estos dos tipos de microscopios de polarización.

Debido a la importancia del microscopio petrográfico y a su alto costo, se presenta una breve descripción del mismo, así como su manejo y cuidado.

**Figura 1.**

(a) *microscopio binocular lv100n pol de polarización y sus partes, y (b) microscopio binocular eclipse e200 de polarización y sus partes.*



*Nota:* fabricado por nikon (tomado de <https://arf.berkeley.edu/equipment/laboratory/microscope/nikon-eclipse-e600>), y (b) fabricado por nikon (tomado de nikon alphaphot-2 pol instructions, nikon corporation).

**2.2 Características generales**

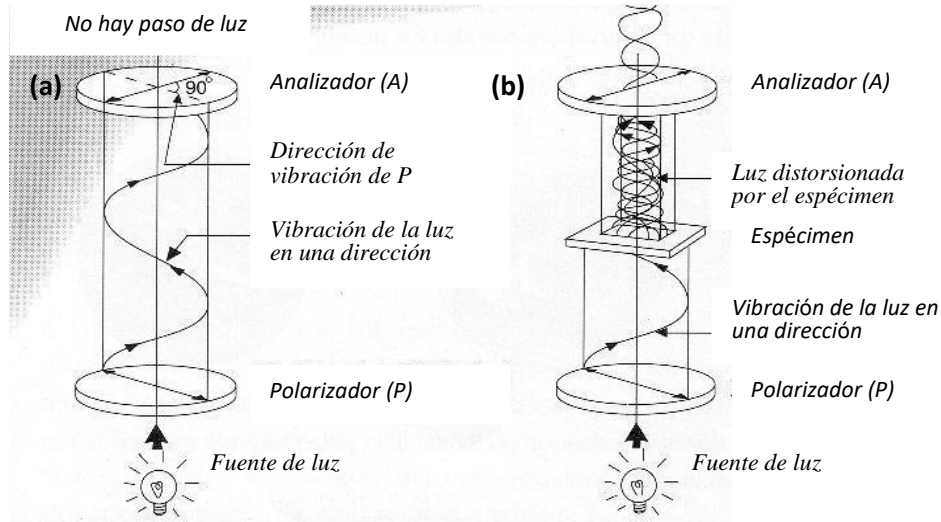
El estudio de rocas en sección delgada usando un microscopio petrográfico es una parte fundamental de cualquier curso de pregrado en Geología. El microscopio de luz transmitida ha sido utilizado universalmente con el fin de estudiar minerales transparentes, particularmente en la

determinación de las propiedades ópticas de los minerales, así como en la interpretación de rasgos texturales y relaciones de las sustancias naturales o artificiales tal como aparecen en las secciones delgadas. Actualmente en el *Laboratorio de Microscopía de Luz Transmitida* se cuenta con el microscopio binocular marca *Nikon*, 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 otros modelos utilizados.

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 respectivamente debajo y encima de la platina giratoria. 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, la luz no puede pasar a través de esta placa y así no se verá imagen sino oscuridad total (Figura 2a). Si se ubica un mineral anisotrópico en polarizadores cruzados, como se ilustra en la Figura 2b, la luz que viene del polarizador, la cual vibra en una dirección, será distorsionada por el espécimen de manera que esta 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 medios (a) isotrópicos y (b) anisotrópicos*



Nota (tomado de Nikon alphaphot-2 pol instructions, nikon corporation).

También es importante destacar la presencia de la platina giratoria, la lente de Bertrand, y varios accesorios de retardo. 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. Esta luz va a interactuar con el mineral que se encuentre en la platina sobre el eje óptico. Dependiendo del interés o de la propiedad óptica que se vaya a determinar se utilizará algunos de los otros dispositivos disponibles.

La identificación de un mineral con el microscopio petrográfico puede realizarse usando luz transmitida a través del mineral paralela 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 (Raith et al., 2012). 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). 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 conoscópica* 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 (Raith et al., 2012). La configuración de este método de observación es el sistema óptico para el método anterior, más la lente de Bertrand, pero con la placa  $1/4\lambda$  & tinta ajustada en la posición del hueco. También debería usarse un objetivo con una apertura numérica más grande (por ejemplo, magnificación más grande), normalmente (40x).

### 2.3 Partes del microscopio de luz transmitida

A continuación, se describen brevemente las principales partes de un microscopio de luz transmitida: *Oculares*  $\square$  son unos tubos ubicados en la parte superior del microscopio, en los cuales se ubican unos lentes (ocular y de campo), su función es magnificar la imagen de la muestra que ha sido previamente aumentada por el objetivo, es a través de este que el estudiante podrá finalmente observar la muestra.

*Lente de Bertrand*  $\square$  es una 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 conoscópica 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** □ es una 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** □ son de gran importancia dentro del microscopio, ya que son los encargados de ampliar la imagen, siendo esto uno de los principales propósitos del sistema óptico del microscopio. Hoy en día los microscopios ópticos poseen un tambor o revolver donde se encuentran varios objetivos, cada uno de ellos posee lentes que permiten diferentes aumentos, las magnificaciones de los objetivos más usados suelen ser de 4x, 10x, 20x, 40x, siendo el de 10x el de mayor uso.

**Platina giratoria** □ los colores de interferencia cambian de acuerdo a la orientación del cristal. La platina giratoria se usa para rotar el espécimen y para determinar su orientación de acuerdo a 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 y su función es convertir la luz que sale del sistema de iluminación en luz polarizada plana. (R, Piña., 2014)

**Distorsión del sistema óptico** □ las distorsiones en las partes ópticas en un sistema distorsionan la

luz polarizada y hace difícil la observación. Por lo tanto, el microscopio de polarización usa objetos y lentes condensadores para distorsión (la letra “P” es indicada sobre los objetos y condensadores).

Además de estos dispositivos que conforman al microscopio de luz transmitida existen accesorios (láminas auxiliares, compensador de Berek, etc.), los cuales son de gran utilidad en la determinación de algunas propiedades ópticas de los minerales.(Loza, 2017)

## **2.4 Manejo y cuidado del microscopio de luz transmitida**

Es importante familiarizarse con el microscopio, darle un buen manejo ya que es un equipo de uso institucional, por lo tanto, es importante al terminar de usarlo dejarlo en las mismas condiciones que se encontró inicialmente. Es de gran importancia no tocar los objetivos con los dedos y procurar no golpear estos con el vidrio de la sección delgada, adicional a esto es clave asegurarse que el polarizador y el analizador estén correctamente ajustados.

Durante el desarrollo de la práctica se realizarán algunos ensayos correspondientes al manejo y cuidado del microscopio, aunque 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 revólver, y (2) si usted va a utilizar los objetivos de mayor poder, proceda de la siguiente manera: baje lentamente el tubo del microscopio hasta que el objetivo toque levemente el cubre objeto de la sección delgada, con la perilla de enfoque macrométrico suba lentamente el tubo del microscopio hasta que observe la partícula deseada, con la perilla de enfoque micrométrico afine el enfoque hasta que observe la partícula 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 satisfactorio posible.

El microscopio petrográfico es un instrumento muy costoso, el cual debe ser usado con mucho cuidado, para evitar su deterioro. Como todo instrumento delicado, deben tomarse ciertas precauciones en su uso, tales como: protéjalo contra el polvo, ubíquelo en lugares frescos sin incidencia directa de la luz solar.(Loza, 2017)

### **3.Descripción sistemática de las propiedades ópticas de los minerales**

#### **3.1 Practica 1: transparencia, color, pleocroísmo y relieve.**

##### **Marco teórico**

##### ***3.1.1 Transparencia***

La mayoría de los minerales son transparentes a 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

##### ***3.1.2 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 de la luz visible, la transmisión de otras, la composición química y la estructura cristalina juegan un papel importante. Muchos minerales, aunque coloreados a escala macroscópica, pueden ser casi incoloros a escala microscópica. Algunos minerales comunes como la biotita (habitualmente de color pardo) son fácilmente reconocibles por su color en lámina delgada. Un mineral coloreado en lámina delgada

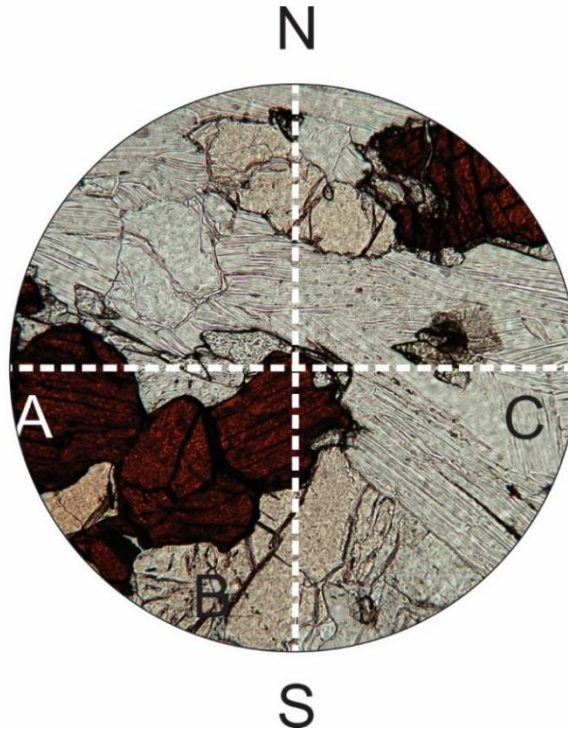
puede mostrar un color diferente o variaciones de tonos en un color determinado cuando es girado mediante la platina del microscopio. Los cristales en una roca están frecuentemente dispuestos al azar y además cortados según direcciones diferentes en lámina delgada, por lo tanto, mostrarán, probablemente, colores diferentes o matices de un color en lámina delgada. El color de un mineral observado en LPNA (Luz Polarizada No Analizada) se denomina color de absorción. No obstante, algunos minerales (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 LPNA (Luz Polarizada No Analizada). Este es un criterio de reconocimiento muy útil para algunos minerales. 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. Si en una dirección, todas las longitudes de onda excepto amarillo y azul son absorbidas entonces el cristal aparecerá verde (amarillo y azul producen verde). Si en otra dirección todas las longitudes de onda son absorbidas excepto amarillo entonces el cristal aparecerá amarillo. Si el cristal es girado de la primera dirección a la otras, entonces este cambiará su color de verde a amarillo. Los minerales isométricos no pueden ser pleocroicos 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 dicroicos ya que tienen una única dirección estructural a lo largo del eje de simetría mayor y una dirección y una dirección en cada una de las otras direcciones. Sólo los minerales ortorrómbicos, monoclinicos y triclinicos pueden ser tricroicos ya que ellos tienen tres únicos ejes de simetría y por lo tanto tres únicas direcciones que pueden absorber la luz en tres formas diferentes.(Francisco & Luque, 2011)(R. Piña., 2014)

Algunos ejemplos de colores que podemos encontrar a la hora de analizar los minerales en

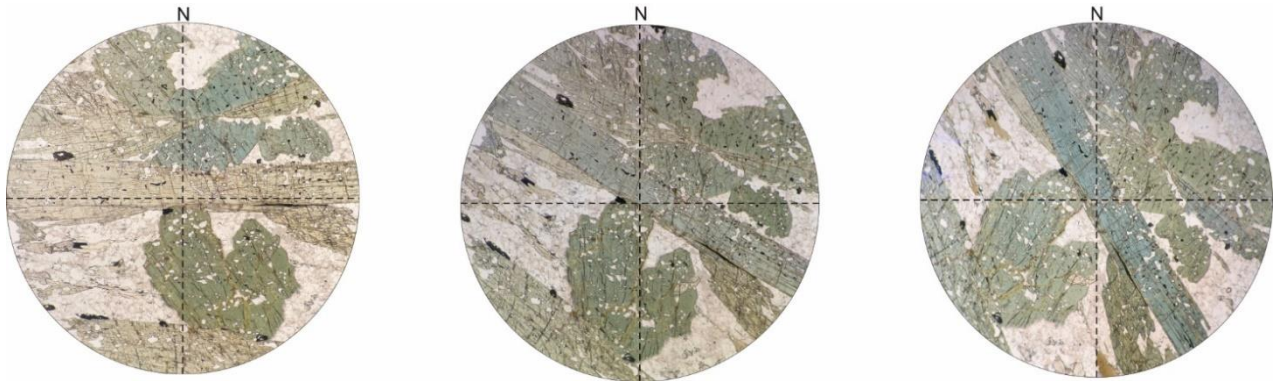
el microscopio son:

**Figura 3.**

*Colores en sección delgada*



Nota: En la siguiente sección podemos apreciar distintos colores, en la zona A tenemos un color que varía entre pardo y rojizo correspondiente al mineral Rutilo. En la zona B apreciamos un color más moderado con tendencia a colores amarillos correspondiente a la estaurólita y por último en la zona C podemos observar un mineral de moscovita cuya tendencia en paralelos es a presentarse incoloro. Autor.

**Figura 4.***Colores en sección delgada*

Nota Microfotografía que muestra al mineral de anfíbol presentando su pleocroísmo característico de color pardo a color azul verdoso. Autor.

**3.1.3 Relieve:**

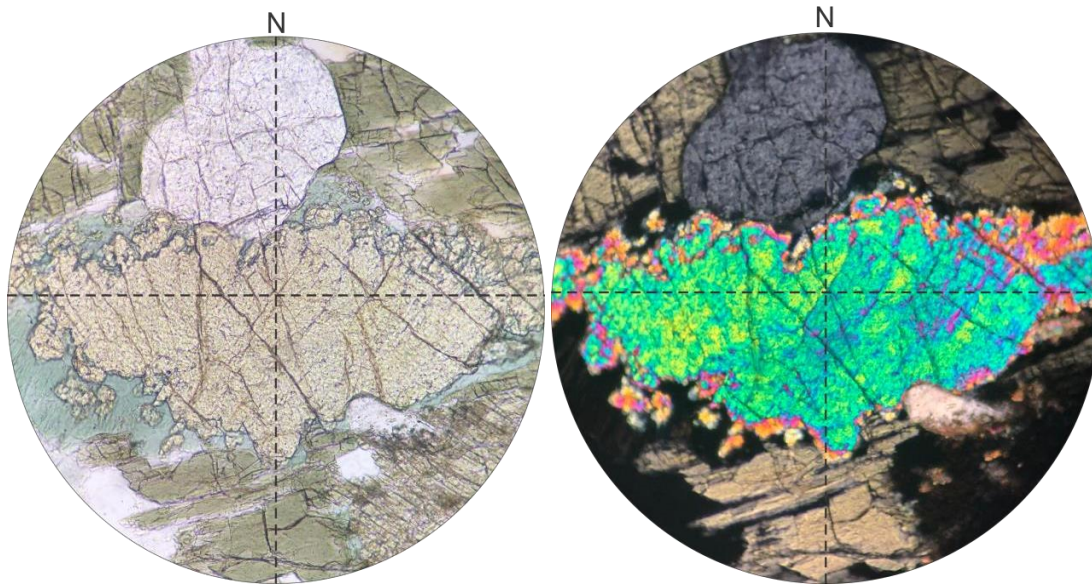
Los minerales incoloros que tienen índices de refracción similares y próximos al del medio del montaje (bálsamo de Canadá) no muestran límites definidos al ser observados al microscopio. Cuanto mayor es la diferencia entre el índice de refracción de un mineral y el del material que lo rodea, mayor es su *relieve*. Cuando las variaciones del índice de refracción son débiles, se requiere cerrar parcialmente el diafragma de la subplatina para detectar las diferencias de relieve; si el microscopio no está equipado con dicho diafragma, es difícil o, incluso, imposible detectar las variaciones de índices de refracción o evaluar el relieve (ver más adelante la discusión del método de la línea de Becke).

Los minerales tienen uno, dos o tres índices de refracción de acuerdo con su simetría cristalina. Cuando se estudia un mineral en lámina delgada y mediante luz polarizada no analizada (LPNA), 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. (Raith,.2012)

**Figura 5.**

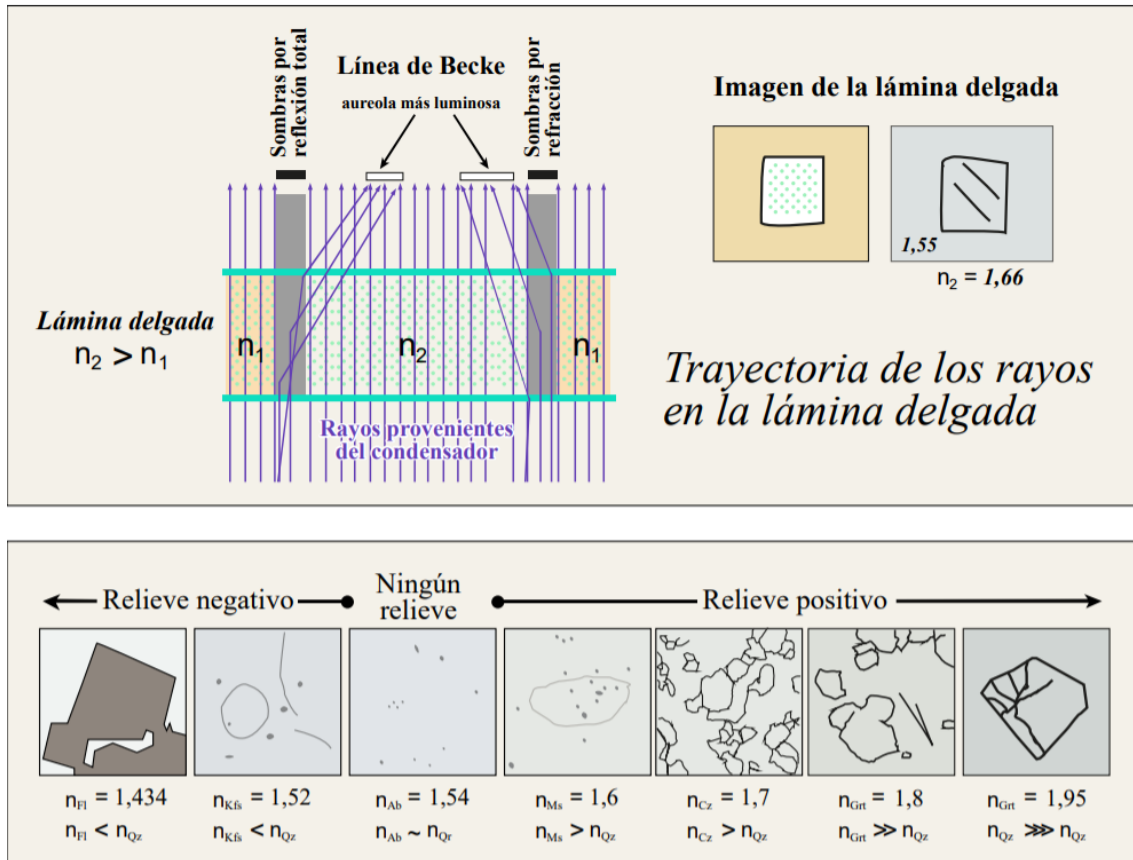
*Relieve en sección delgada*



Nota En las imágenes se puede observar un cristal de epidota xenomorfo con su característico relieve alto, rodeada por otros minerales con el relieve más bajo y acompañada por un mineral de apatito en la parte superior el cual tiene un relieve similar a la epidota. A la izquierda se muestra en nicols paralelos y a la derecha en nicols cruzados. Autor.

**Figura 6.**

Diagrama ilustrativo para la determinación del relieve en los minerales



Nota adaptado de Raith,2012.

### 3.1.4 Desarrollo de la practica:

Identificar en cada sección delgada las propiedades ópticas de los minerales tales como transparencia, color, pleocroísmo y relieve.

- Para identificar la transparencia y color de un mineral deben tener el microscopio en nicols paralelos, máxima iluminación y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).
- El proceso para identificar el pleocroísmo de un mineral es necesario tener el microscopio en

nicoles paralelos, a máxima iluminación y con el objetivo preferiblemente 10x esto para que el mineral se pueda apreciar de mejor manera, posterior a eso giramos la platina teniendo claro que si el mineral observado cambia de color esté estaría presentando pleocroísmo teniendo en cuenta que el mineral observado no presenta variación de color.

- Para identificar el relieve del mineral lo podemos hacer tanto en nicoles paralelos o cruzados, pero es recomendable hacerlo en nicoles paralelos. Una vez tengamos el mineral a analizar procedemos a compararlo con otros minerales que tenga a su alrededor, de esta manera podemos decir si el mineral posee un relieve, muy bajo, bajo, moderado, alto o muy alto.

Teniendo en cuenta lo anterior se requiere que el estudiante plasme en su cuaderno de laboratorio las propiedades observadas para 10 minerales de la sección delgada.

Cada estudiante de igual forma debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

### **3.2 Practica 2: Forma y Clivaje**

#### **Marco teórico**

##### ***3.2.1 Forma y clivaje***

La forma de un mineral y el arreglo de los planos de clivaje dentro de este son útiles para su identificación.

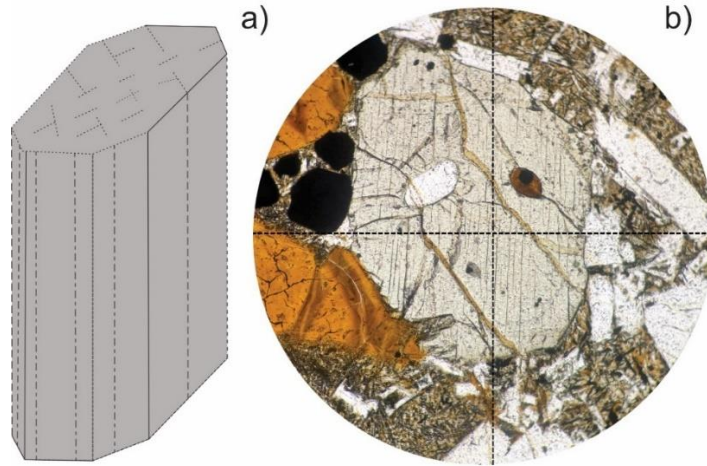
Durante el proceso de cristalización de una roca ígnea las caras de cada uno de los minerales interfieren mutuamente durante el crecimiento cristalino, lo cual hace difícil la observación de dichas caras. En estas rocas los primeros cristales formados exhibirán caras cristalinas

características, ya que su crecimiento cristalino 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 rocas ígneas, los cristales grandes dispuestos en una matriz de cristales mucho más pequeños se denominan **fenocristales**, mientras que, en rocas metamórficas, los cristales grandes dispuestos de manera similar se denominan **porfidoblastos**. En algunas rocas se desconoce si los cristales grandes se han formado a partir de un proceso magmático o durante una fase metamórfica posterior, por lo tanto, es preferible utilizar el término **megacristales**. Durante la descripción de la forma cristalina en lámina delgada se emplean términos tales como rectangular, cuadrado, hexagonal, en forma de diamante y redondeado.

Por otra parte, el término **hábito** se refiere a la forma de los cristales a escala macroscópica o deducida del estudio de varias secciones con diferente orientación en lámina delgada, es decir, el hábito es una observación tridimensional a diferencia de la forma. 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). Por lo tanto, un mineral puede estar caracterizado por un hábito particular, pero, en algunas rocas, un mineral puede adoptar dos aspectos diferentes. (Paredes, 2008).

**Figura 7.**

*forma de cristal en sección delgada*



Nota (a) ilustra la forma del cristal, el cual tiene dos clivajes aproximadamente a  $90^\circ$  entre sí que son paralelos a la longitud del cristal (clivaje prismático). La Figura 7 (b) es una microfotografía que muestra un fenocristal de augita. Autor.

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. La presencia a ausencia de exfoliación y los ángulos formados por varias exfoliaciones (si existen) pueden ser criterios de determinación. (Betancourt Rodríguez, 2014) (Paredes, 2008).

### **3.2.2 Desarrollo de la practica:**

Identificar en cada sección delgada las propiedades ópticas de los minerales tales como

Forma y Clivaje.

- Para encontrar la forma del mineral debemos ubicarnos en un objetivo óptico que nos permita tener toda la visión de este, lo podemos observar tanto en nicoles paralelos como en nicoles cruzados (se recomienda hacerlo en nicoles cruzados porque en algunas ocasiones hay minerales con el mismo índice de refracción que se encuentran juntos y en nicoles paralelos ocasiona que no se alcance a apreciar la verdadera forma del mineral).
- Para identificar el clivaje de un mineral necesariamente se debe tener el microscopio en nicoles paralelos, en un objetivo que permita ver bien la exfoliación, seguido a esto ubicamos el mineral en sentido norte sur y con ayuda del eje, girando la platina procedemos a medir el ángulo que se forme entre el eje y las líneas que posee el mineral, ese ángulo será el clivaje del mineral.

Para esta práctica se deben seleccionar 3 minerales automorfos, 3 subautomorfos y 3 xenomorfos, y mencionar el clivaje de cada uno de ellos si poseen.

Cada estudiante de igual forma debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

### **3.3 Practica 3: alteraciones y texturas**

#### **Marco teórico**

##### ***3.3.1 Alteraciones:***

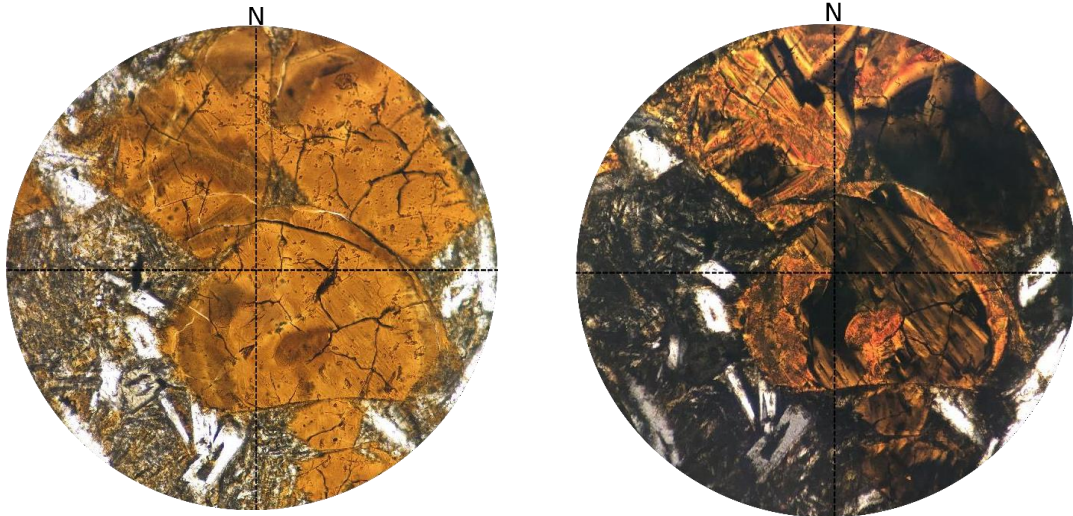
La alteración es una característica habitual en muchos minerales. Los minerales durante el proceso de cristalización a temperaturas relativamente elevadas, al enfriarse pueden ser

parcialmente reemplazados por otros minerales estables a temperaturas más bajas. La alteración de minerales primarios puede producirse en cualquier momento de la historia de la roca. Los productos de alteración son, generalmente, de grano demasiado fino para ser identificados ópticamente. Sin embargo, el hecho de observar unos minerales alterados y otros no puede ser un criterio de reconocimiento importante. (Lopez Jose P., 2006)

Algunos ejemplos de alteraciones son:

**Figura 8.**

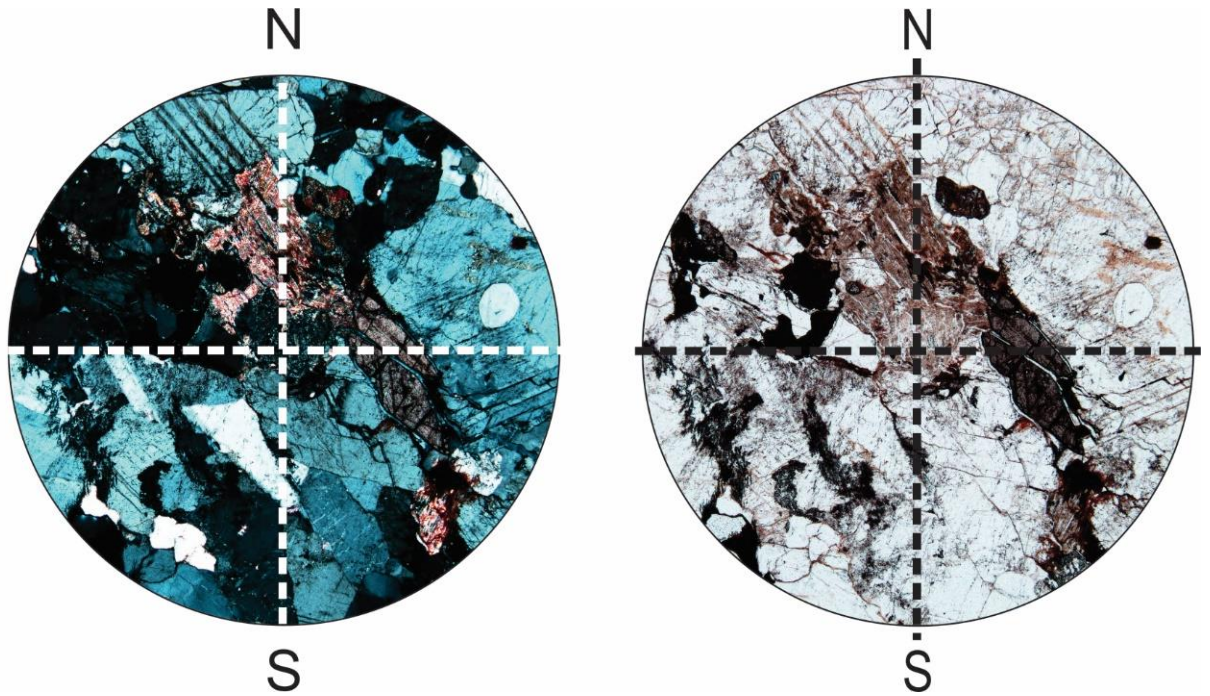
*Alteraciones en sección delgada*



Nota Microfotografías de unos cristales de iddingsita los cuales son producto de la alteración del olivino. A la izquierda se muestra en nicoles paralelos y a la derecha se muestra en nicoles cruzados. Autor.

**Figura 9.**

*Alteraciones en sección delgada*



Nota Microfotografías de cristales donde se desarrolla el tipo de alteración de sericita, en la imagen de la izquierda podemos apreciarla en nicoles cruzados y en la imagen de la derecha en nicoles paralelos. Autor.

**3.3.2 Texturas:**

La formación y crecimiento de cristales, tanto desde un fundido o en un medio sólido (crecimiento de minerales metamórficos), involucra tres procesos principales: 1) Nucleamiento inicial del cristal; 2) Crecimiento subsecuente del cristal; y 3) Difusión de las especies químicas a través del medio que los rodea, hacia las caras de los cristales en crecimiento

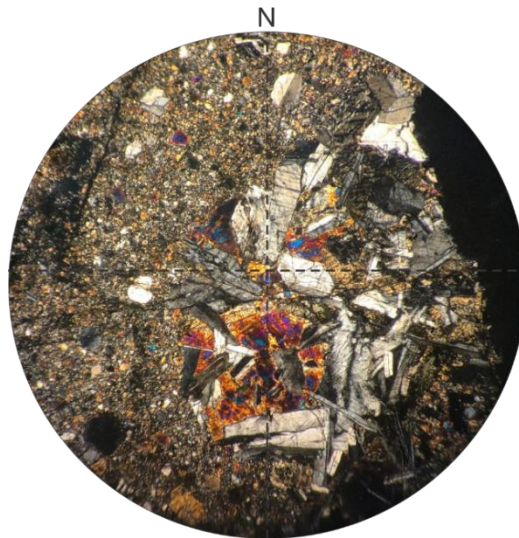
Los procesos nucleamiento, crecimiento y difusión están involucrados en el desarrollo de los minerales, por lo que se deben considerar sus influencias relativas sobre las fábricas de las rocas que resultan. A estos debe agregarse la velocidad de enfriamiento del magma. Si la velocidad de

enfriamiento es muy lenta, el equilibrio se mantiene entre cristales y líquido, pero si el enfriamiento es más rápido, puede resultar un significativo sobreenfriamiento y falta tiempo para que se pueda producir nucleamiento, crecimiento y difusión. La velocidad de enfriamiento es una variable que tiene control externo y de gran influencia en la formación de los cristales, por lo que toda la información textural que se puede observar es utilizada para su interpretación.

Cuando la relación de difusión no está limitada, los cristales crecen libremente en un fundido y tenderán a formar cristales euhedrales bien facetados. Cuando la relación de difusión es más lenta que la relación de crecimiento (como en los enfriamientos súbitos o en las lavas congeladas), los cristales tienden a desarrollar formas radiales u hojosas, dando lugar a las texturas dendríticas, o en situaciones más extremas a texturas esferulíticas. En las lavas ultramáficas, tales como las komatiitas del Precámbrico, cuando se enfrían pueden llegar a desarrollar cristales muy largos de olivino, que pueden alcanzar hasta el metro, dando lugar a la textura spinifex. (Lopez Jose P., 2006)

**Figura 10.**

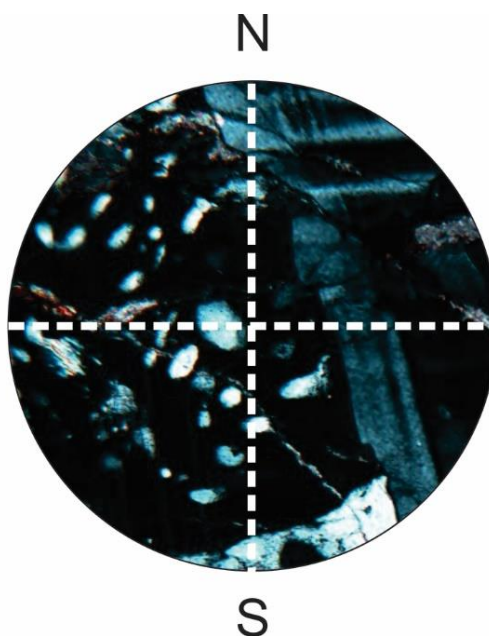
*Textura en sección delgada.*



Nota: Microfotografía de cristales de plagioclasa, olivino, y piroxenos presentando una textura cumulo porfídica característica de rocas volcánicas. La textura cumulo porfídica se caracteriza por la centralización de varios cristales minerales en un mismo punto en forma de agregados. Autor.

**Figura 11.**

*Textura en sección delgada*



Nota Microfotografía en donde se puede apreciar el tipo de textura mirmequitica. Autor.

### ***3.3.3 Desarrollo de la practica:***

A cada estudiante se le entregara una sección delgada en la cual cada uno de ellos tiene que seleccionar 3 cristales que presenten alteración y 3 cristales que presenten texturas de acuerdo a la sección delgada asignada, debe dibujarlos de la mejor manera posible, de igual forma hallarle las propiedades ya vistas en los laboratorios anteriormente.

Por último, deben dar los nombres tanto de las alteraciones como de las texturas que encontraron en la placa.

Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

## **3.4 Practica 4: ángulo de extinción y signo de elongación**

### **Marco teórico**

#### ***3.4.1 Angulo de extinción***

Las características más resaltantes 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. A menos que exista algo en la trayectoria, la luz alcanza el analizador, sin cambio alguno en la dirección de sus vibraciones. No obstante, en polaroids cruzados, es decir, cuando se inserta el analizador, como el analizador transmite solo la luz cuyas vibraciones están en la dirección perpendicular a aquellas del polarizador, la luz no

puede pasar a través de esta placa 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*. La extinción se mantiene en tales sustancias isotrópicas aún si la sección delgada se rota. No obstante, 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 mineral de manera que esta 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 mineral. (Paredes, 2008)(Kerr, 1959)

El color de interferencia de un mineral observado en LPA (Luz Polarizada Analizada) cambia de intensidad al girar la platina; la intensidad llega a ser nula (es decir, no llega luz al observador a través de dicho cristal) cada  $90^\circ$  durante una rotación completa. Se denominan posiciones de extinción de un cristal aquellas posiciones donde dicho cristal no deja pasar la luz y se dice que el cristal está en extinción. A  $45^\circ$  de cada posición de extinción ocurre una posición de máxima brillantez. 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 identificada en sección delgada) se define como *ángulo de extinción*. Este puede ser un carácter importante para la identificación de diferentes minerales.

El ángulo de extinción de un mineral puede determinarse rotando el mineral (rotando la platina giratoria) hasta que un rasgo cristalográfico identificable (clivaje o cara cristalina) sea paralelo a la dirección de vibración del polarizador (o analizador). Luego debe rotarse el mineral hasta que alcance una posición de extinción. El ángulo de extinción es el ángulo entre la posición de extinción del mineral y el polarizador (o analizador). Si el ángulo de extinción es  $0^\circ$ , el mineral








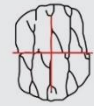


se dice que tiene *extinción recta*. Si el ángulo de extinción no es cero, el mineral se dice que tiene *extinción oblicua*.

No obstante, algunos granos del mismo mineral, en diferentes orientaciones mostrarán diferentes clases de extinción. Si la extinción mostrada por la mayoría de los granos del mineral es inclinada, es útil determinar el máximo ángulo de extinción. Los minerales que pertenecen a los sistemas tetragonal, hexagonal, trigonal u ortorrómbico en general exhibirán *extinción recta* ya que un borde del cristal, o un clivaje prismático, o un clivaje basal, son paralelos a alguno de los retículos cuando el mineral está en extinción. Los minerales que pertenecen al sistema monoclinico con frecuencia exhibirán *extinción oblicua*, aunque algunas veces también presentan *extinción recta*. Los minerales que pertenecen al sistema triclinico en general exhibirán *extinción oblicua*.

**Angulo de extinción máximo** □ diferentes granos deben ser probados, ya que la orientación óptica puede variar, sin embargo, los resultados obtenidos no deberían ser promediados. Los ángulos de extinción son usualmente dados en las descripciones minerales como el ángulo entre el rayo lento (□) o rápido (□) y el clivaje o borde de una cara; por ejemplo (□<sup>clivaje</sup>) o (□<sup>clivaje</sup>). 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). Sin embargo, en otros minerales esto no ocurre (clinopiroxeno pigeonita, clinoanfíboles crossita, katoforita y arfvedsonita, y algunos otros minerales de los cuales la cianita es el más importante).(Paredes, 2008)

**Figura 12.**

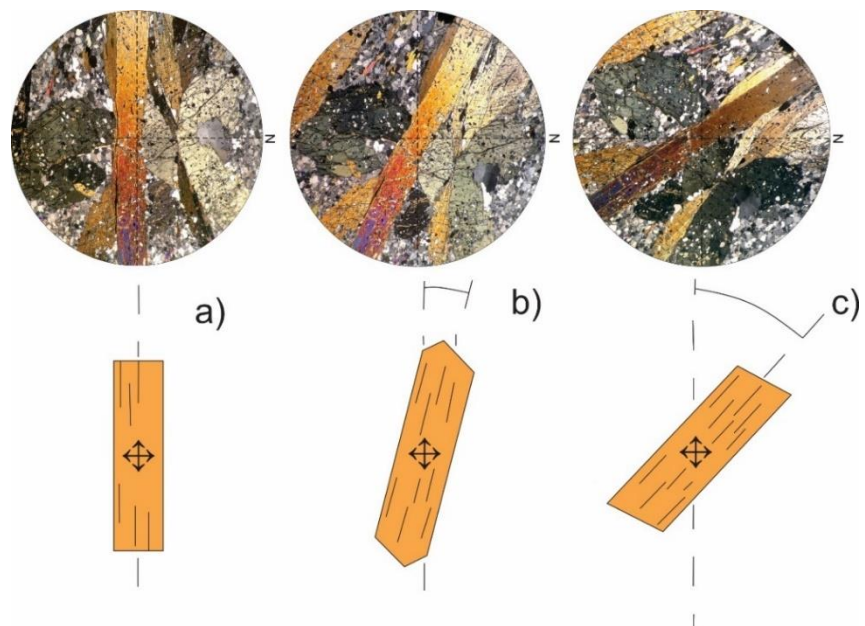
*Diagrama de extinción según sistema cristalográfico*

	tetragonal, hexagonal, trigonal	rombico	monoclinico	triclinico
Extinción Paralela				
	Apatito	Ortopiroxeno	Anfibol	
Extinción Simétrica				
	Circón	Ortopiroxeno	Anfibol	
Extinción oblicua				
	Calcita	Ortopiroxeno	Anfibol	Plagioclasa

Nota tomado y adaptada de Chirif,2010.

**Figura 13.**

*Ángulos de extinción*



Nota. En la zona a) mineral de glaucofana a 0 grados, b) mineral de glaucofana a 17 grados, c) mineral de glaucofana a 45 grados, en esta figura se presenta un mineral de glaucofana el cual posee extinción oblicua el cual se rota a 45 grados, sus colores de interferencia se encuentran entre el rango de segundo a tercer orden, el ángulo de extinción de este mineral sería de 45 grados, se obtiene restando el ángulo final menos el inicial. Autor.

### 3.4.2 Signo de elongación:

Esta propiedad es dada sólo a los cristales hexagonales y tetragonales, los cuales son frecuentemente alargados en el eje c o presentan exfoliación prismática y, por lo tanto, exhiben un signo de elongación, dividiéndose en dos categorías: *largo-rápido* y *largo-lento*. El término **LARGO RAPIDO** significa que el rayo rápido del mineral vibra paralelo a la longitud del mineral elongado o paralelo al clivaje, si está presente. Este también se refiere a la *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 al clivaje, si está presente. Este también se refiere a la *elongación positiva*, ya que el retardo total es mayor que el exhibido por el mineral antes de insertar la lámina auxiliar.(Paredes,2008)

Para determinar el signo de elongación, siga los pasos dados a continuación:

1. Oriente el mineral en sentido N-S, posteriormente, rote la platina del microscopio hasta que este quede en posición extinción.
2. Rote 45° la platina del microscopio en sentido horario, con la elongación tornándose

aproximadamente NE-SW. El mineral debe alcanzar su máxima brillantez en este punto.

3. Anote el color de interferencia que muestra el mineral, localice este color en la Carta de Colores de Interferencia y registre su retardo
4. Inserte la placa de yeso, cuya dirección de vibración del rayo lento tiene una dirección NE- SW, en la ranura de accesorios.
5. Observe el cambio de color de interferencia del mineral.
6. Determine si el color de interferencia que ahora exhibe el mineral es mayor o menor que el registrado en la etapa (3). Si el mineral es largo-lento entonces el color generalmente decrecerá (a la izquierda) 550nm, y si el mineral es largo-rápido entonces el color generalmente aumentará (a la derecha). Minerales con colores de interferencia gris de primer orden inferior son una excepción, y es usual ver que se produce otro color de interferencia de primer orden.
7. Rotando el grano  $90^\circ$  puede ayudar a establecer y confirmar la orientación lenta/rápida de las direcciones de vibración de un grano.(Paredes, 2008)

### ***3.4.3 Desarrollo de la practica:***

Teniendo en cuenta lo leído anteriormente, van a encontrar el Angulo de extinción para 10 cristales y también hallar las propiedades que se mencionaron en las practicas anteriores, las cuales son transparencia, color, pleocroísmo, relieve, forma y clivaje e identificar si ven alteraciones en algunos cristales.

- Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

Cada estudiante de igual forma debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

### 3.5 Practica 5: colores de interferencia y birrefringencia

#### Marco teórico

Cuando un haz de luz polarizada atraviesa un cristal, éste puede dividirse en dos rayos con velocidades diferentes y como consecuencia de su diferente velocidad al propagarse en el cristal se genera una diferencia de fase entre ambas ondas. La diferencia de velocidad entre estos rayos, se denomina retardo ( $D$ ) del rayo lento con respecto al rayo rápido. La magnitud del retardo depende del espesor ( $d$ ) del mineral y la diferencia en la velocidad del rayo lento ( $V_s$ ) y el rápido ( $V_f$ ).

*Los colores de un mineral anisotrópico que se observan en una sección delgada, entre polarizadores cruzados, son denominados **colores de interferencia**, los cuales son producidos como consecuencia del desdoblamiento de la luz en dos rayos al pasar a través del mineral. Los colores de interferencia de un mineral en lámina delgada dependen, principalmente, de tres aspectos:*

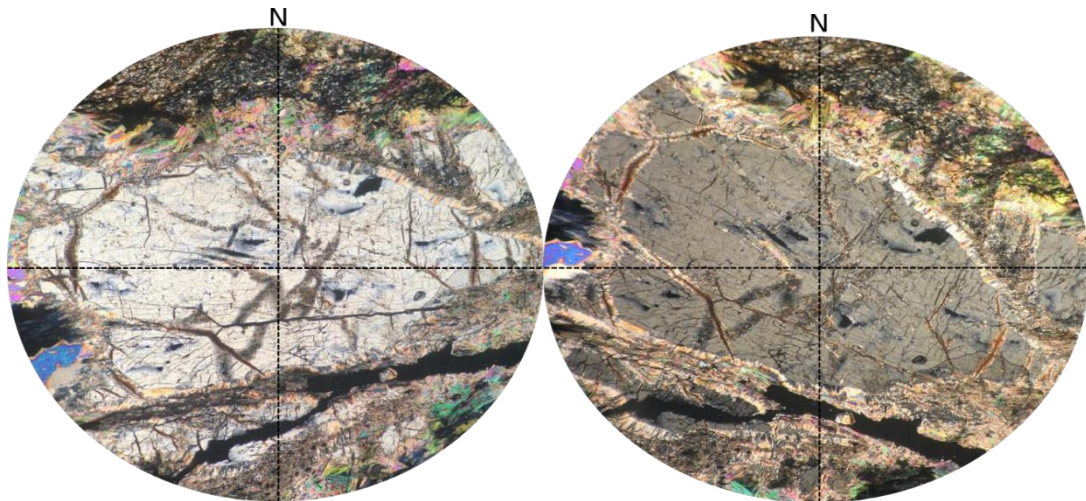
- (1) La birrefringencia del mineral en la sección observada
- (2) El espesor de la lámina delgada
- (3) La orientación de la lámina delgada.

El segundo aspecto se elimina preparando las láminas a un espesor estándar de 0.03mm (30 $\mu$ ), mientras el tercer aspecto se elimina considerando sólo el valor máximo del color de interferencia y se obtiene el valor de la birrefringencia indicado en la carta de colores de interferencia de Michel Levy, la cual resume las relaciones entre colores de interferencia, birrefringencia y espesor de la sección delgada. 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. El color de interferencia máximo es con frecuencia diagnóstico de un mineral anisotrópico y es observado en secciones que exhiben simultáneamente los índices de refracción máximo y mínimo. Aunque los valores de los índices de refracción sean criterios determinativos seguros, resulta difícil medirlos con precisión, especialmente en aquellos minerales con tres índices de refracción y cuando los índices de refracción superan el valor 1,70. Los minerales que tienen más de un índice de refracción poseen la propiedad de la doble refracción. La **birrefringencia** es la medida cuantitativa de la doble refracción y se define por la diferencia entre los índices de refracción máximo y mínimo de un mineral. La birrefringencia puede medirse fácilmente y con muy buena precisión. (Paredes, 2008)

**Figura 14.**

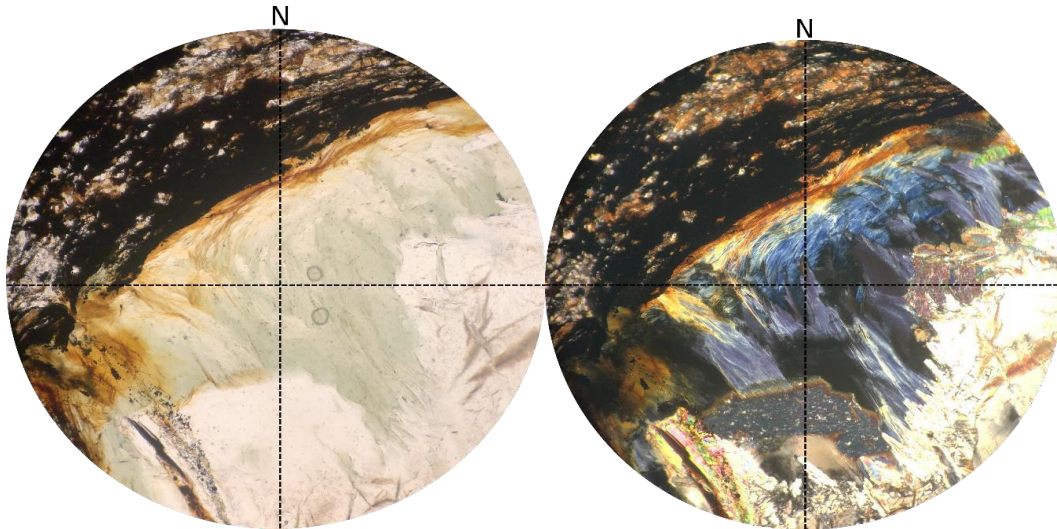
*Colores en sección delgada*



Nota (a) Microfotografía de una cordierita en su posición de máxima iluminación exhibiendo un color blanco de primer orden. (b) Microfotografía de una cordierita después de haberla girado unos grados exhibiendo un color gris de primer orden. Ambas imágenes en nicoles cruzados.

Autor.

Los **colores de interferencia anómalos** son característicos de algunos minerales anisotrópicos con baja a muy baja birrefringencia. Esta característica es muy útil como diagnóstico ya que muy pocos minerales la presentan (clinozoisita, idocrasa, melilita, alguna clorita y zoisita pobre en Fe). Los colores de interferencia anómalos comúnmente son azul oscuro, índigo, púrpura, o marrón, pero ellos no son equivalentes a cualquier color de interferencia “normal”, y pueden aparecer para ciertas orientaciones del mineral, pero la apropiada orientación es posible que ocurra si hay varios cristales en la sección delgada. Los colores de interferencia anómalos están relacionados a una característica óptica conocida como dispersión. El índice de refracción para un mineral para luz roja es menor que para luz azul (ya que la longitud de onda de la luz roja es mayor que la longitud de onda de la luz azul). La luz blanca que entra a una sección de un mineral se divide en los colores del espectro, con azul más cerca a la normal y rojo lo más distante, y este rompimiento de la luz blanca se denomina *dispersión*, el cual ocurre debido a que la velocidad de las diferentes longitudes de onda de la luz es diferente. En la mayoría de los minerales la cantidad de dispersión es muy pequeña y no afectará las propiedades ópticas del mineral. Clinopiroxenos ricos en Na, anfíboles ricos en Na, esfena, clorita, circón y brookita poseen muy fuerte dispersión. Por lo tanto, con muchos de estos minerales, las figuras de interferencia pueden ser difíciles de obtener. (Paredes, 2008).

**Figura 15.***Colores en sección delgada*

Nota Microfotografías del mineral clorita, en donde exhibe su color azul anómalo característico.

A la izquierda se muestra en nicoles paralelos, a la derecha se muestra en nicoles cruzados.

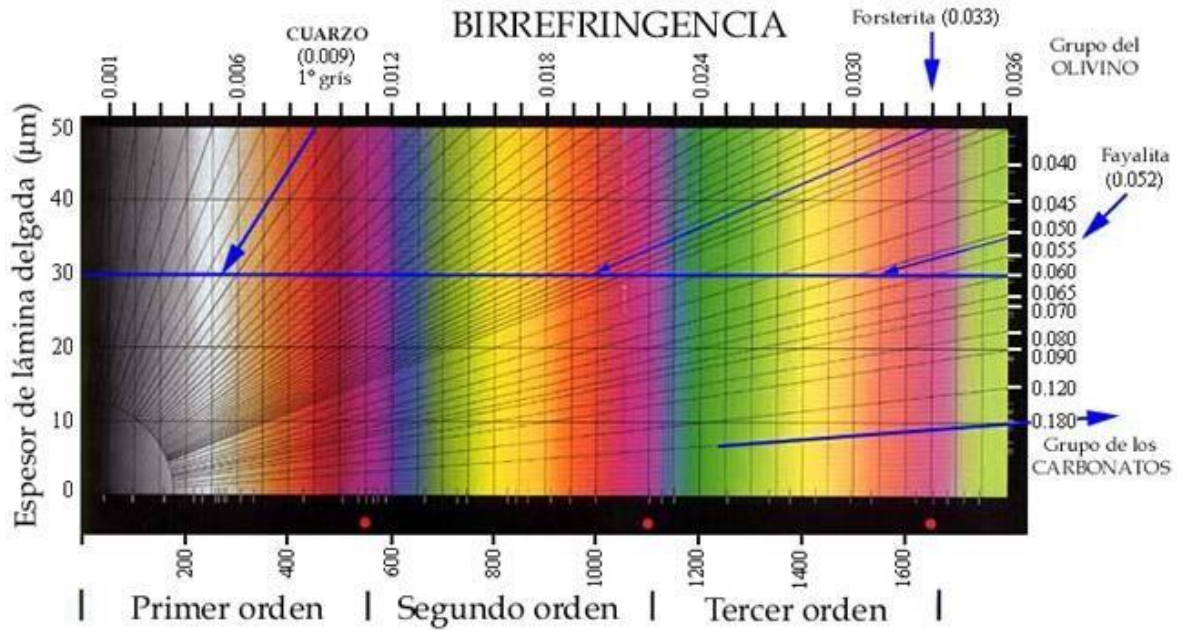
Autor.

**¿Cómo usar la carta de colores de interferencia?** Recuerde que el espesor estándar de la sección delgada debe ser 0.03 mm, lo cual se puede observar examinando el cuarzo que debería tener un color de interferencia máximo blanco (gris) de primer orden o en algunas ocasiones amarillo de primer orden. La birrefringencia es determinada a partir de una familia de líneas que emanan radialmente desde el origen (extremo inferior izquierdo de la Figura), cada una de las cuales presenta un diferente valor de birrefringencia correspondiente al espesor y color de interferencia. La carta de Michel-Levy es utilizada comparando el color de interferencia máximo exhibido por un mineral en sección delgada con aquellos que forman parte de la carta. A partir de la intersección entre la línea horizontal de 0.03 mm y un color de interferencia conocido, váyase

hacia arriba a lo largo de la línea diagonal apropiada hasta obtener la birrefringencia del mineral). Esta propiedad es útil en la identificación de un mineral. Alternativamente, para una birrefringencia conocida, váyase hacia abajo a lo largo de la línea diagonal hasta su intersección con la línea horizontal de 0.03 mm para ver cuál es el color de interferencia que debería presentar en una sección delgada estándar.

Las láminas auxiliares permiten la determinación de los rayos **RAPIDO** (bajo  $n$ ) y **LENTO** (alto  $n$ ). Estas láminas son construidas de manera que el rayo lento (la dirección de vibración de mayor índice de refracción) es transversal a su longitud y el rayo rápido (la dirección de vibración de menor índice de refracción) es paralela a su longitud. Las láminas auxiliares son insertadas en el microscopio entre los objetivos y el analizador, a 45°.

La placa de yeso se obtiene exfoliando un cristal de yeso hasta un espesor tal que la luz blanca produce un color de interferencia rojo de primer orden. La placa de mica se prepara con una hoja de mica delgada, exfoliada hasta un espesor tal que para la luz amarilla suministra una diferencia de recorrido de  $\frac{1}{4}\lambda$ . 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. (Raith et al., 2012).

**Figura 16.***Tabla de michel levy*

Nota Tabla de Michel Levy para hallar el valor de la birrefringencia en los minerales. Tomada de Sørensen, 2013

### 3.5.1 Desarrollo de la practica:

Cada estudiante recibirá una sección delgada en la cual deberá seleccionar 7 cristales anisotrópicos de tal forma que pueda identificar las propiedades de color de interferencia y birrefringencia, así como las propiedades de transparencia, color, pleocroísmo, relieve, forma y clivaje.

- Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

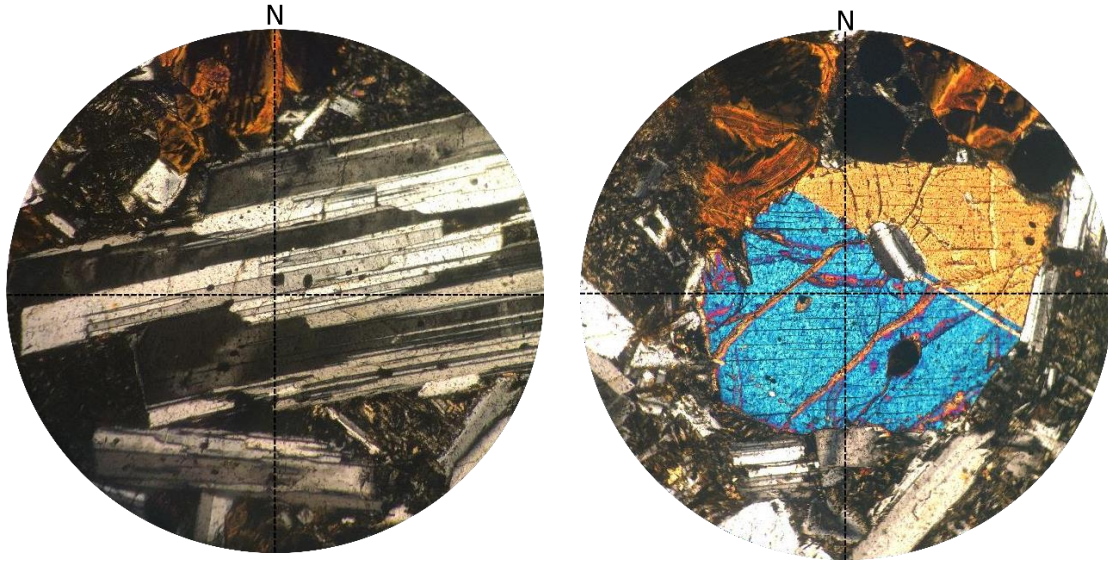
Cada estudiante debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

### **3.6 Practica 6: maclas y zonación**

#### **Marco teorico**

##### **3.6.1 Maclas:**

Muchos minerales forman **maclas**. Un cristal maclado está constituido por individuos (dos o más) de igual especie mineral cuyas orientaciones cristalográficas están relacionadas con un elemento simple, por ejemplo, con una rotación de  $180^\circ$  en torno a uno de los ejes cristalográficos o con una reflexión en un plano del cristal. Cuando la macla se repite varias veces, los dos cristales presentan una *macla polisintética o múltiple*; en este caso, las láminas o cristales alternos muestran la misma orientación. Los minerales formadores de rocas más frecuentes en la corteza terrestre son los feldespatos y algunos tipos de maclas son características estos. Las plagioclasas presentan casi invariablemente maclas polisintéticas y una estimación de la relación Na/Ca puede deducirse, en general, mediante la medición del ángulo de extinción máximo según la orientación del cristal. También se pueden encontrar maclas tipo Baveno, Carlsbad o simple, Reloj de arena, Cíclicas y de Microclina o enrejada. (Lopez Jose P., 2006)

**Figura 17.***Maclas en sección delgada*

*Nota (a) Microfotografía de un cristal de plagioclasa con su característica macla polisintética.*

*(b) Microfotografía de un cristal de piroxeno el cual presenta macla de Baveno.*

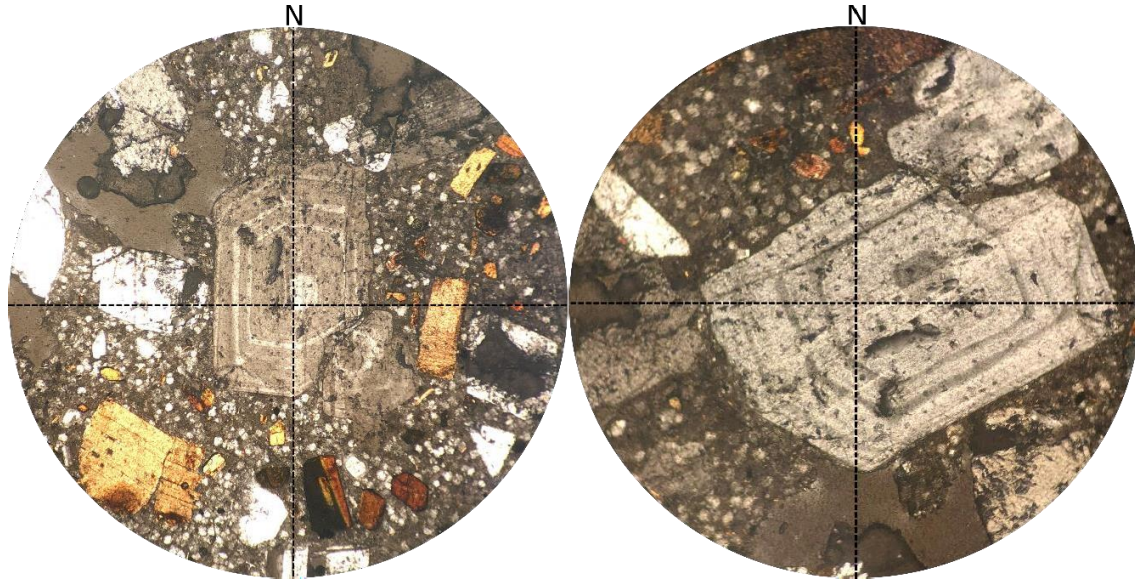
*Autor. ZONACIÓN:*

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 desarrolla el cristal también cambia 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 aquella (más interna al cristal) sobre la cual se ha desarrollado; esto conduce normalmente a un cambio de sus propiedades

ópticas que pueden ser detectadas con facilidad, excepto si las diferencias composicionales son muy débiles. (Lopez Jose P., 2006) (Ministerio de Minas y Energía, 2015)

**Figura 18.**

*Zonaciones en sección delgada.*



Nota Microfotografías de un cristal de plagioclasa en donde se observan los anillos concéntricos marcando así la zonación del mineral. Ambas imágenes tomadas en nicoles cruzados. Autor.

**3.6.2 Desarrollo de la practica:**

Al inicio de la clase se le entregara una sección a cada estudiante en la cual este debe seleccionar 5 cristales que posean maclas, preferiblemente que sean maclas diversas, ejemplo: 1 cristal con macla polisintética, otro con macla de Baveno, etc.

Posteriormente se les entregara otra sección delgada en la cual deben identificar 3 minerales que presenten zonación y sacarle las propiedades vistas en las practicas pasadas.

- Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación

y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

Cada estudiante debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

### **3.7 Practica 7: figuras de interferencia y signo óptico**

#### **Marco teórico**

##### ***3.7.1 Figuras de interferencia***

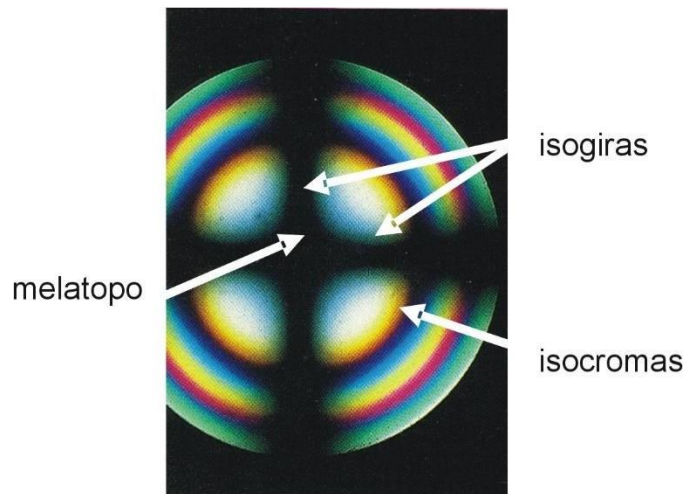
Las figuras de interferencia de un mineral se observan en secciones delgadas debidamente orientadas en luz polarizada convergente. Con el fin de determinar las figuras de interferencia, el microscopio petrográfico se convierte en conoscopio haciendo oscilar hacia adentro la lente condensadora superior 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 nicoles cruzados removiendo el ocular y mirando por el tubo del microscopio. Si la lente de Bertrand, la cual es una lente auxiliar localizada encima del analizador, se inserta, puede observarse una imagen aumentada de la figura a través del ocular. La convergencia de luz polarizada con las mismas longitudes de onda causa interferencia destructiva donde la luz no pasa en direcciones que son paralelas a las direcciones de vibración de los polarizadores del microscopio, y bajo nicoles 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 de igual retardación que rodean el centro se denominan **isocromas**.

**Los minerales uniaxiales** 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 girar alrededor del centro del campo de observación medida que se gire la platina del microscopio.(Paris, G. 1983)

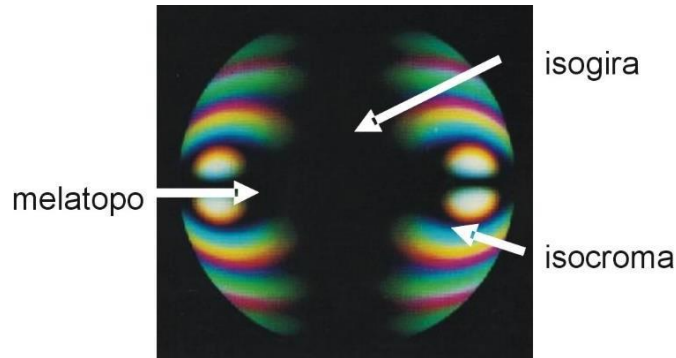
**Figura 19.**

*Figura de interferencia uniáxica*



Nota Tomado de pascual 2018.

**Los minerales biaxiales** (con dos ejes ópticos) observadas bajo luz conosópica también producen figuras de interferencia con isogiras. Sin embargo, las isogiras de los minerales biaxiales se separan en dos isogiras hiperbólicas a medida que se gira la platina del microscopio. El ángulo entre los dos ejes ópticos de un mineral biaxial es el ángulo óptico ( $2V$ ). Un mineral biaxial tiene una **bisectriz aguda** (un plano que bisecta el ángulo óptico agudo) y una **bisectriz obtusa** (un plano que bisecta el ángulo óptico obtuso).(Vendrell mario, 1867)

**Figura 20.***Figura de interferencia biáxica*

Nota. Tomado de Pascual 2018.

**3.7.2 Determinación del signo óptico**

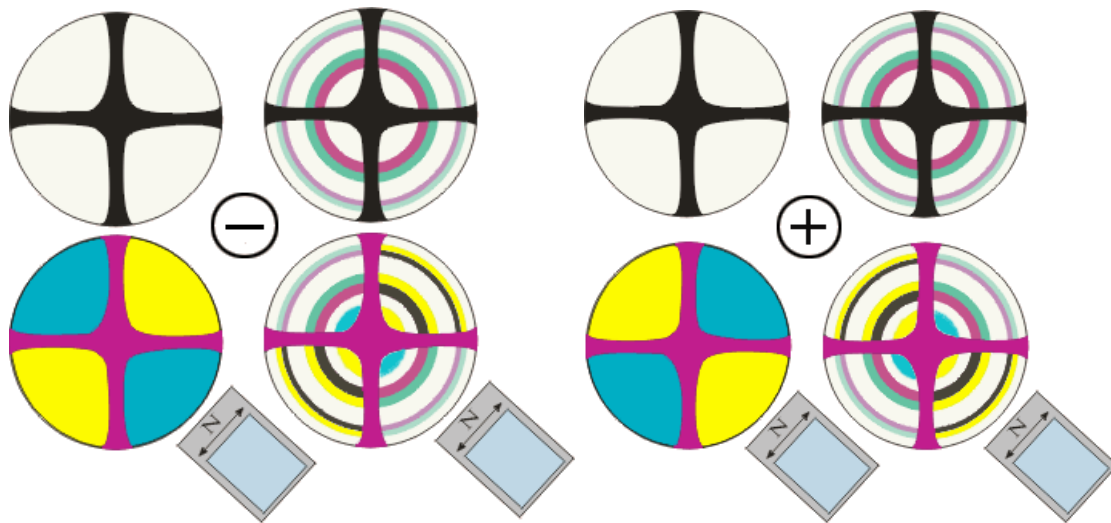
Las placas accesorias de mica, yeso y cuarzo pueden ser utilizadas con una figura de eje óptico uniaxial para determinar el signo óptico. Estas placas tienen una orientación específica de sus rayos ordinarios (lento) y extraordinario (rápido).

La **placa de mica** puede superponerse a una figura de eje óptico uniaxial en la que el rayo ordinario es lento (cristal negativo) la interferencia de la placa refuerza los colores de interferencia en los cuadrantes SE-NW, haciendo que se desplacen ligeramente hacia el centro. Al mismo tiempo la sustracción hace que los colores en los cuadrantes NE-SW se desplace ligeramente alejándose del centro. El efecto más importante causado por la placa de mica es la formación de dos manchas negras próximas al centro de la figura de interferencia en los cuadrantes donde ocurre sustracción (Figura XYZ).

La **placa de yeso** se utiliza comúnmente para determinar el signo óptico cuando se observan colores de interferencia de orden inferior o no existen colores en absoluto, en la figura de eje óptico

uniaxial. Esta placa produce el efecto de superponer rojo de primer orden sobre la figura de interferencia. Si la figura muestra varios órdenes de interferencia, se debe considerar el efecto del color sobre los grises de primer orden próximos al centro. En los cuadrantes donde hay aumento, el rojo más el gris produce azul; en los cuadrantes alternos el rojo menos el gris produce amarillo. La distribución de los colores se describe a continuación: en cristales positivos (amarillo SE-NW, y azul NE y SW), y en cristales negativos (amarillo NE-SW, y azul SE-NW). Se sugiere que usted inserte estos colores en la Figura XYZ.

La *cuña de cuarzo* es útil en la determinación del signo óptico de minerales uniaxiales que muestran colores de interferencia de orden elevado en la figura de eje óptico. La placa de cuarzo realmente es una cuña que varía en espesor a lo largo de su longitud. La cuña se inserta usualmente con el borde fino primero. Si su retardo es restado del producido por el cristal, el orden de los colores disminuirá. Por lo tanto, cuando la placa de cuarzo se inserta lentamente en la trayectoria del eje óptico de un cristal uniaxial negativo, las bandas de color en los cuadrantes SE-NW se mueven hacia el centro y desaparecen. Al mismo tiempo, en los cuadrantes NE-SW los colores se alejan del centro. En un cristal positivo se observa un fenómeno similar, aunque 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.

**Figura 21.***Figuras uniáxicas positivas y negativas.*

Nota (a) En esta figura podemos observar que el signo óptico es negativo cuando el primer y tercer cuadrantes se torna de color amarillo. (b) En esta figura podemos observar que el signo óptico es positivo cuando el primer y tercer cuadrantes se torna azul. Adaptada de U. Granada.

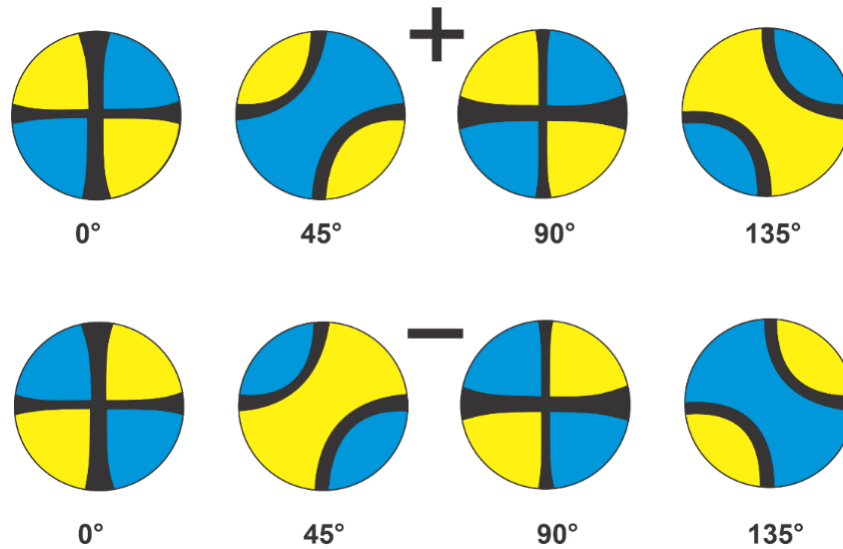
El signo óptico de un mineral biaxial es más fácil de determinar con la ayuda de las placas accesorias cuando en la figura de interferencia de bisectriz aguda ambos o sólo uno de los ejes ópticos se observan.

En un mineral biaxial negativo la velocidad de los rayos de luz en el plano de bisectriz aguda es más lenta que la velocidad de los rayos de luz que viajan en el plano de la bisectriz obtusa. Cuando se inserta la placa de yeso (con el rayo lento orientado paralelo al plano de óptico obtuso) en la trayectoria de la luz que emerge de un mineral biaxial negativo la dirección del rayo lento de la placa en posición es perpendicular a la dirección del rayo lento del mineral (viajando a lo largo del plano de la bisectriz aguda). En este caso la placa de yeso reduce la interferencia (subtracción) sobre los rayos de luz de movimiento lento y un color amarillo se produce sobre el lado convexo

de la isogira. La inserción de la placa de yeso en la trayectoria de la luz de un mineral biaxial positivo produce un color azul sobre el lado convexo de la isogira. (Raith et al., 2012)

La placa de cuarzo también puede ser usada para determinar el signo óptico de los minerales biaxiales, particularmente para minerales altamente birrefringentes. Para un mineral biaxial negativo, la inserción de la placa de cuarzo produce un movimiento hacia afuera (alejándose del centro) de las bandas de colores sobre el lado convexo de las isogiras (sustracción de interferencia) y un movimiento hacia adentro (acercándose al centro) de las bandas de color sobre el lado cóncavo de las isogiras (adición de interferencia). El comportamiento opuesto es visto en un mineral biaxial positivo.

En minerales biaxiales, usando la figura de bisectriz aguda, rote  $45^\circ$  a partir de la posición de extinción, de manera que los melatopos sean paralelos a la dirección de inserción de la lámina accesoria. Si ocurre adición paralela al rayo lento de la placa, el cristal es biaxial positivo. Si ocurre sustracción paralela al rayo lento de la placa, el cristal es biaxial negativo. Esto también se aplica a la figura de eje óptico centrado. La isogira es siempre convexa hacia la bisectriz aguda. (Vendrell mario, 1867) (Rios Martinez, Y. 1992)

**Figura 22.***Tonos figura biaxial positiva y negativa*

Nota. Adaptada de U. Granada.

**3.7.3 Desarrollo de la practica:**

Con el fin de observar las figuras de interferencia y determinar el signo óptico de un mineral primero seleccione un cristal que tenga la más baja birrefringencia, ya que esta corresponde a un plano perpendicular o casi perpendicular al eje óptico de un mineral uniaxial o a alguno de los ejes ópticos de un cristal biaxial, y segundo ajuste el microscopio en observación conoscópica de la siguiente manera:

8. Inserte el condensador
9. Utilice el objetivo de mayor poder
10. Inserte la lente de Bertrand o remueva el ocular
11. Inserte el analizador (nicoles cruzados)

Para hallar el signo óptico el estudiante debe insertar la cuña de yeso o cuarzo según lo requiera y observar la disposición de los colores para así determinar si es de signo óptico positivo o negativo.

Este proceso se les hará a 3 cristales, en lo cual el estudiante además de hacer lo anteriormente mencionado debe hallar todas las propiedades de las practicas anteriores y anexar el dibujo del campo visual.

#### **4. Practica 8: método de michel levy**

##### **Marco teorico**

##### **4.1 Método de macla polisintética simple**

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.

El método de Michel-Levy es 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.

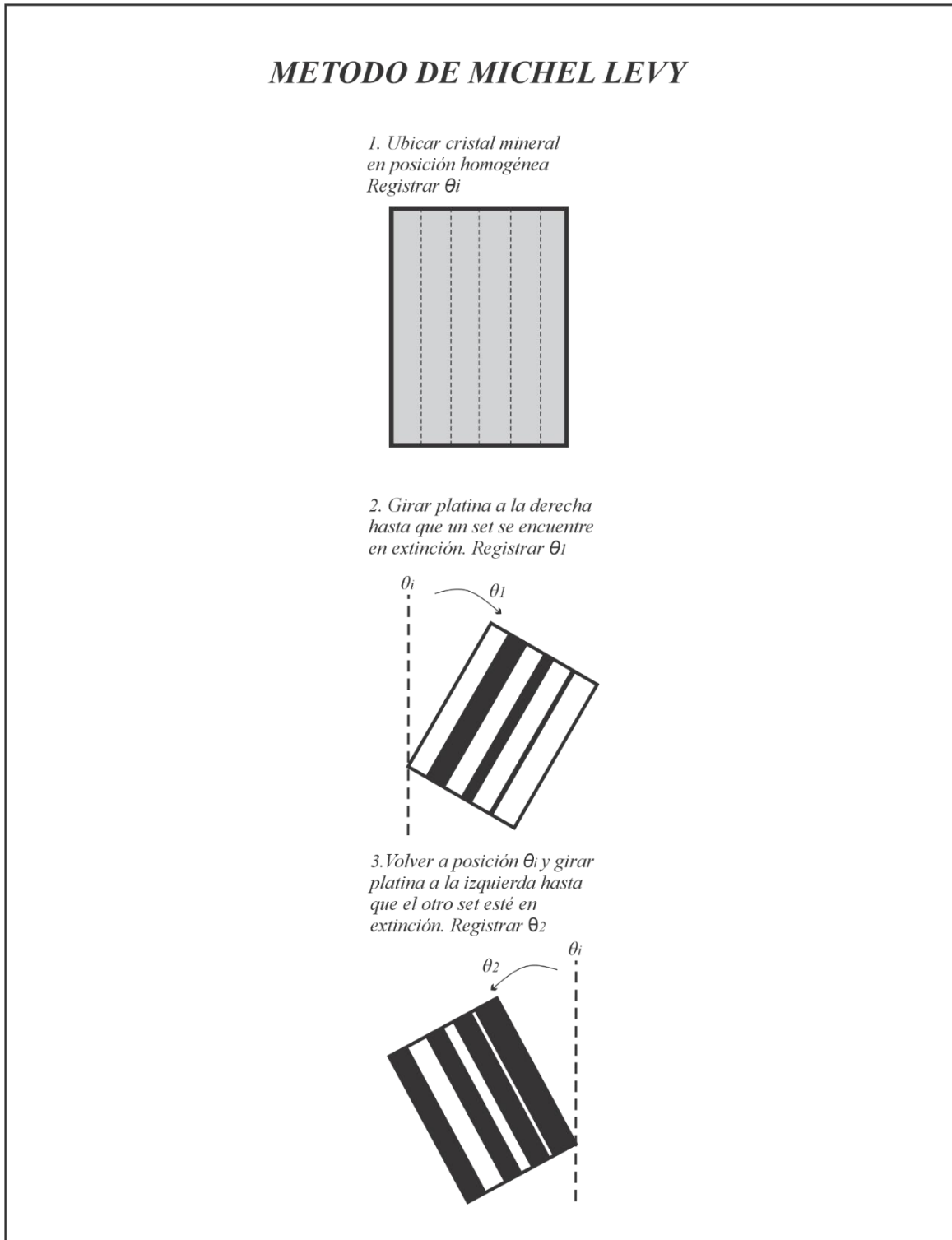
- Seleccione un cristal de plagioclasa que presente macla de albita, cuyo plano (010) sea perpendicular a la platina del microscopio. Un cristal orientado apropiadamente puede verificarse enfocando el plano de macla bajo una alta magnificación y después desenfocando lentamente hacia

arriba y hacia abajo, ya que, si el plano de macla es perpendicular, este permanecerá estacionario a medida que la platina se mueve hacia arriba y hacia abajo, mientras que, si el plano de macla no es perpendicular, este parecerá moverse de lado a lado a medida que partes diferentes se enfocan.

- Rote 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.
- Mida el ángulo en el cual las maclas presentan el mismo color usando el nonio de la platina del microscopio.
- Rote la platina en sentido horario hasta que unos conjuntos de lamelas de la macla de albita queden en extinción y anote el ángulo de rotación. A medida que usted lo hace, unas lamelas alternantes se oscurecerán y las otras se tornarán blancas. El máximo ángulo de extinción es donde las lamelas oscuras son más oscuras y las blancas son más brillantes.
- Revise que usted haya medido el ángulo para el rayo rápido rotando  $45^\circ$  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.
- Rote el cristal una vez más de manera que el plano de macla de la albita este orientado N-S.
- Rote la platina en sentido antihorario y mida el ángulo de extinción hasta que unos conjuntos de lamelas de la macla de albita queden en extinción y anote el ángulo de rotación.
- Para ángulos menores a  $20^\circ$ , debe medirse también el relieve del grano (con respecto al bálsamo de Canadá) y ver si tiene signo positivo o negativo.
- 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 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  $5^\circ$ , de lo contrario vaya al paso
- 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 (o 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 diagrama según Michel Levy para determinar la composición. El ángulo de extinción máximo es planteado 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<sub>12</sub>Ab<sub>88</sub>, corresponde a una oligoclasa.(Chambers, 2008)

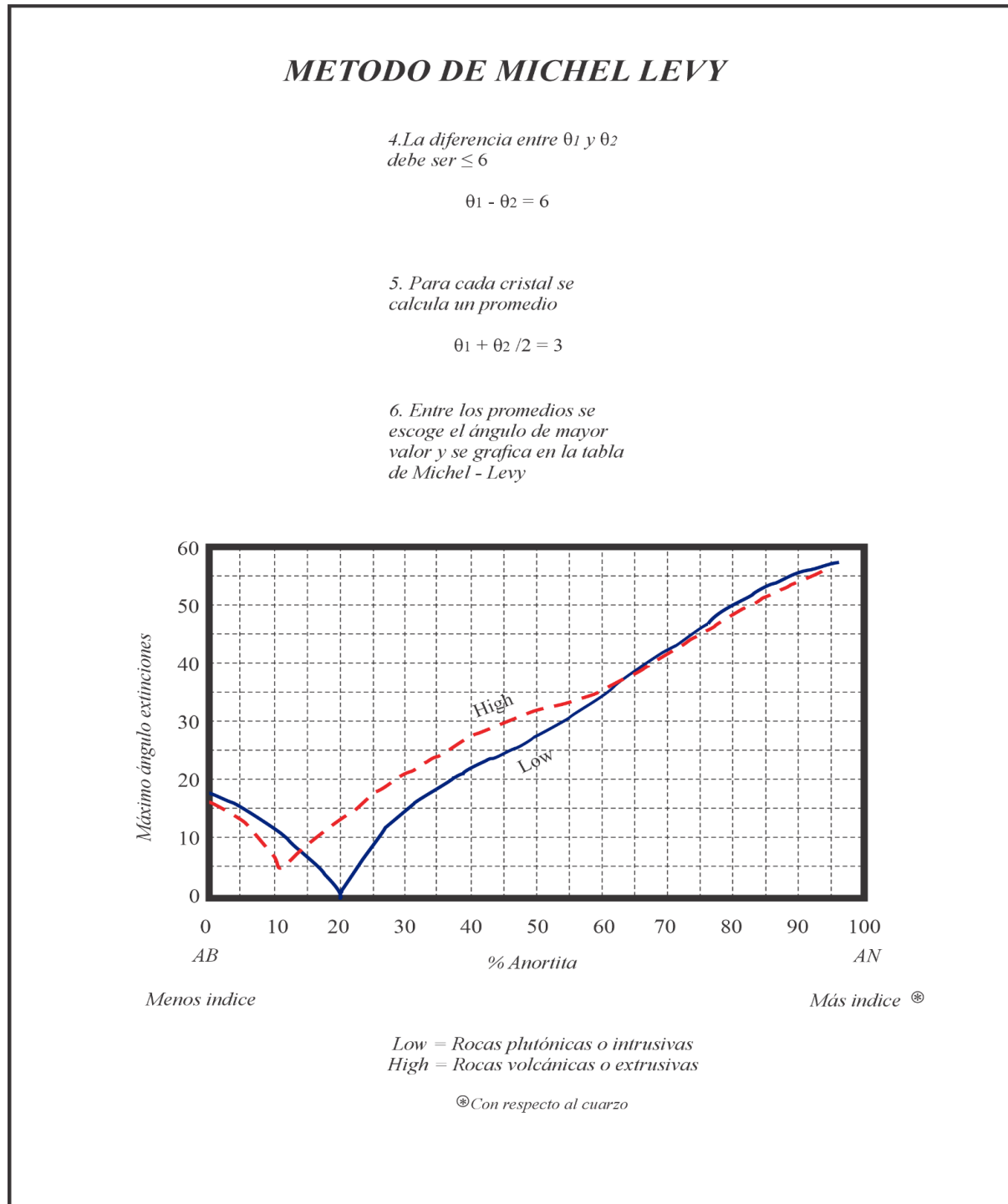
**Figura 23.***metodo michel levy*

Nota Ilustración de la manera en que se deben hallar los ángulos a partir de las maclas de las

plagioclasas. Autor.

**Figura 24.**

*Michel levy porcentaje*



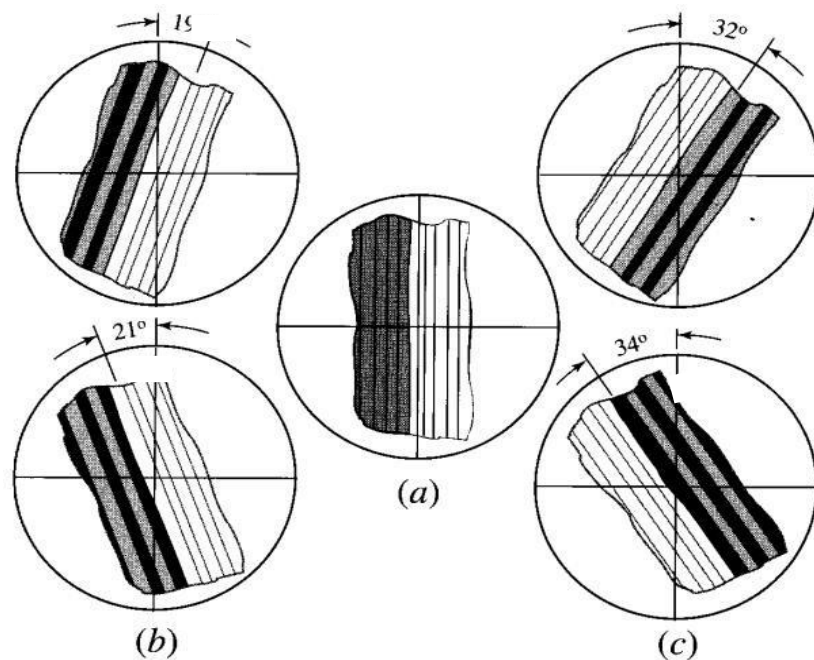
Nota. Grafica de Michel Levy para hallar el porcentaje estimado de anortita en las plagioclasas. Autor.

#### 4.2 Método de maclas combinada de albita-Carlsbad

Este método se utiliza cuando la plagioclasa presenta ambos tipos de maclas y sólo se requiere un cristal, cuya sección sea perpendicular a 010, la cual se reconoce porque a  $45^\circ$  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  $0^\circ$  prácticamente ambos tipos de maclas desaparecen. (Francis., 2013)

**Figura 25.**

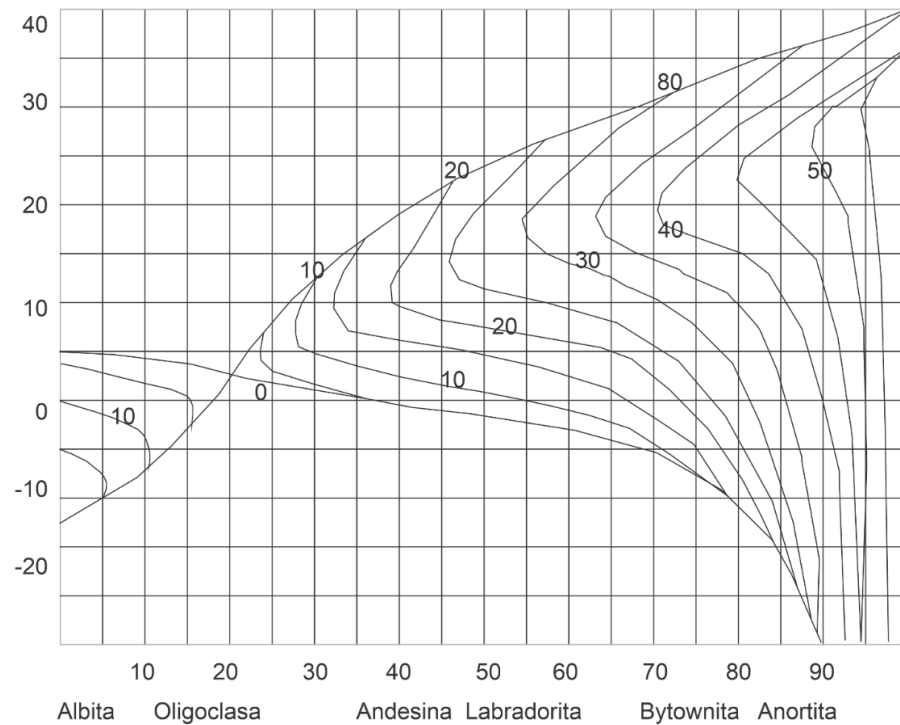
*Medición de cristales de plagioclasa*



Nota Diagrama que ilustra la manera en que se deben medir los cristales de plagioclasa que poseen macla combinada. (Quintero,2004)

- Seleccione un cristal, cuya sección sea perpendicular a 010.

- Rote el cristal de plagioclasa 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.
- Rote la platina en sentido horario y determine los ángulos de extinción menor ( $Y1$ ) y mayor ( $X1$ ). Al rotar y encontrar la posición de extinción  $Y1$ , 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  $X1$ , 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  $Y1$ , y viceversa.
- Rote el cristal de plagioclasa una vez más de manera que este se encuentre orientado N-S, con el fin de que desaparezcan las maclas de albita y Carlsbad.
- Rote la platina en sentido antihorario y determine los ángulos de extinción menor ( $Y2$ ) y mayor ( $X2$ ), de la misma manera que en el paso 3. Observe que el comportamiento de la macla 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 ( $X1$  y  $X2$ ) y menores ( $Y1$  y  $Y2$ ).
- Para la determinación de la composición de la plagioclasa, debe utilizarse la gráfica para maclas combinadas. 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 ploteado sobre el eje vertical, de manera que se intersecte 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 plagioclasa a lo largo del eje horizontal, expresada en moléculas de anortita. (Francis, 2013)

**Figura 26.***Grafica de michel levy*

Nota Grafica de Michel Levy para determinar el porcentaje de anortita en plagioclasas con macla combinada. Adaptado de (Quintero,2004)

#### **4.3 Desarrollo de la practica:**

Teniendo en cuenta lo explicado anteriormente cada estudiante deberá practicar el método de Michel Levy para 10 cristales, hallando sus ángulos, promediándolos y para posteriormente plotearlo en las gráficas suministradas y así encontrar el porcentaje aproximado de anortita en las plagioclasas; posterior a esto deben dar el nombre de la plagioclasa según el proceso anteriormente realizado.

De igual forma deben hallar todas las propiedades ópticas aprendidas en las anteriores prácticas.

- Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

Cada estudiante debe dibujar el campo visual en donde se encuentran los cristales seleccionados.

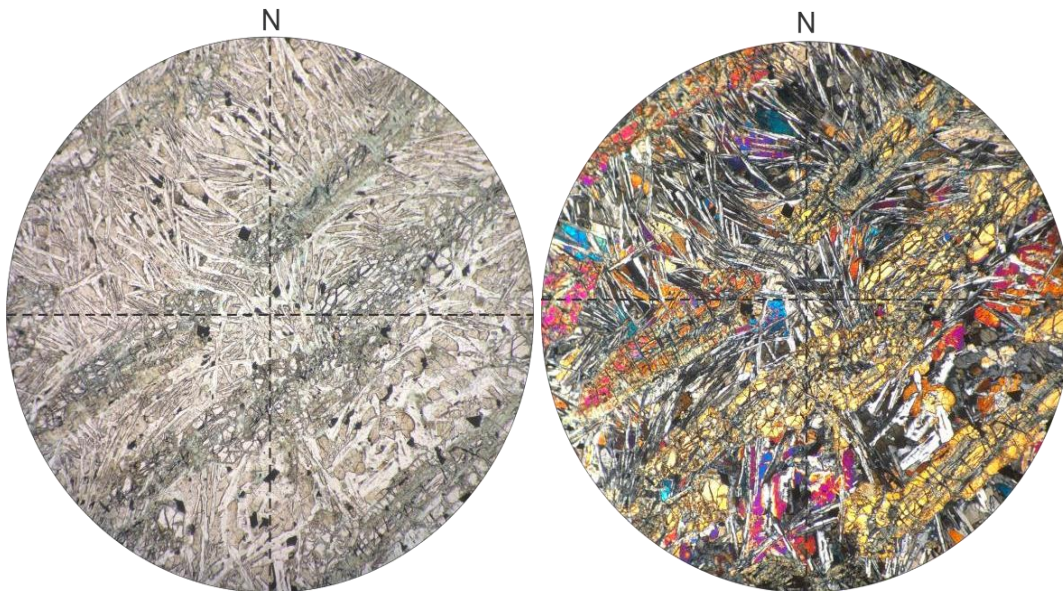
## **5. Practica 9: identificación de minerales formadores de roca**

### **MARCO TEORICO**

#### **5.1 Olivino ( $Mg, Fe$ ) $2SiO_4$**

Es una serie de solución sólida que varía entre la forsterita ( $Mg_2SiO_4$ ) y la fayalita ( $Fe_2SiO_4$ ). Se identifica en lámina delgada por su relieve fuerte y su birrefringencia elevada y también porque rara vez presenta una buena exfoliación sino, más bien, fracturas irregulares. Los cristales individuales de olivino muestran, según la orientación del corte de los cristales, colores de interferencia de primer, segundo y tercer orden. La zonación de algunos cristales de olivino está marcada por el color de interferencia del sector central que difiere del presente en su periferia donde posee una composición química ligeramente diferente y más rica en hierro (y con mayor birrefringencia).

El olivino es un componente frecuente de las rocas ígneas básicas; en LPNA habitualmente está acompañado del piroxeno pardo y se presenta casi incoloro o ligeramente verdoso respecto al piroxeno. En las calizas metamórficas se observa la forsterita casi pura e incolora en lámina delgada. (Sartorius von Waltershausen, 2013)

**Figura 27.***cristales de olivino*

Nota Microfotografía de cristales de olivino de forma alargada de colores amarillos y naranjas, también presentan una textura esqueletoïdal. A la derecha se muestra en nicoles paralelos y a la izquierda se muestra en nicoles cruzados. Autor.

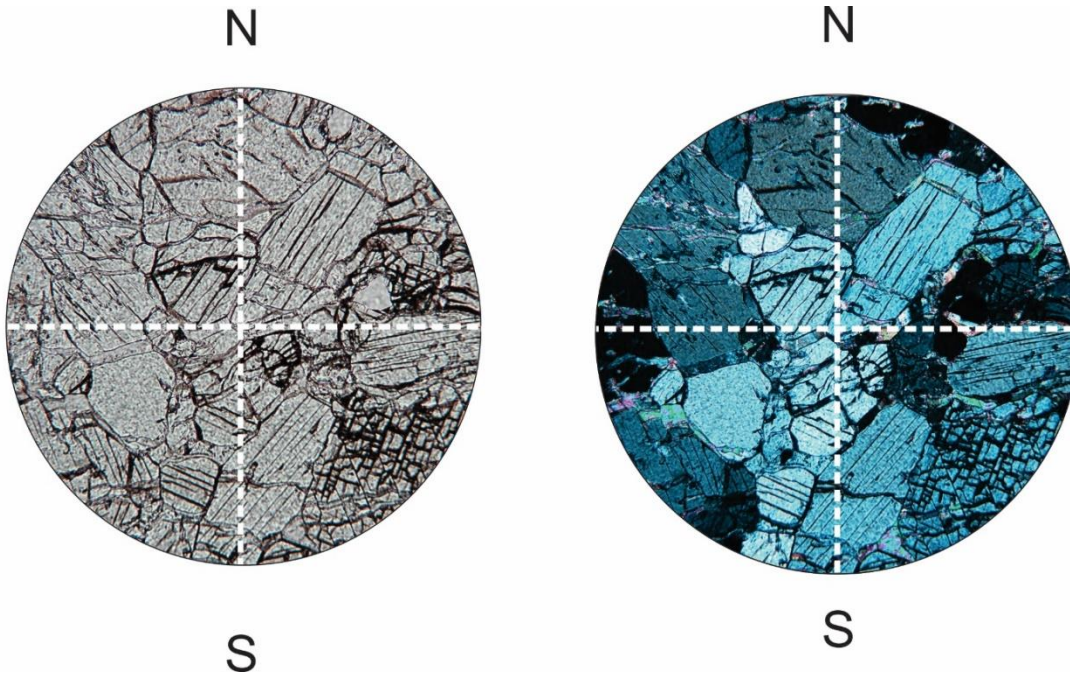
**5.2 Ortopiroxeno (Mg, Fe)SiO<sub>3</sub>**

La composición química de esta serie mineral puede ser comparada a la de los olivinos, ya que es una serie silicatada de hierro-magnesio con una solución sólida completa comprendida entre un miembro magnesiano (MgSiO<sub>3</sub>) y un miembro ferroso (FeSiO<sub>3</sub>). Los ortopiroxenos tienen, sin embargo, algo más de SiO<sub>2</sub> que los olivinos. El pleocroismo, variando del rosa al verde, es un criterio útil que permite detectar la presencia de ortopiroxeno, pero, desgraciadamente, no siempre es visible. Algunos cristales presentan exfoliaciones, aunque también se ven fracturas irregulares. Los colores de interferencia pertenecen al primer orden (birrefringencia baja). Los ortopiroxenos

presentan una extinción recta en todas las secciones con una única exfoliación, a diferencia de los clinopiroxenos, en los cuales algunas secciones presentan una extinción oblicua. (Maiti & Bidinger, 1981) (Piña, R. et al., 2014) (Kerr, 1959)

### **Figura 28**

*ortopiroxenos*



Nota Microfotografías donde se pueden apreciar a la izquierda ortopiroxenos en nicoles cruzados y a la derecha ortopiroxenos en nicoles paralelos. Autor.

### **5.3 Clinopiroxeno $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$**

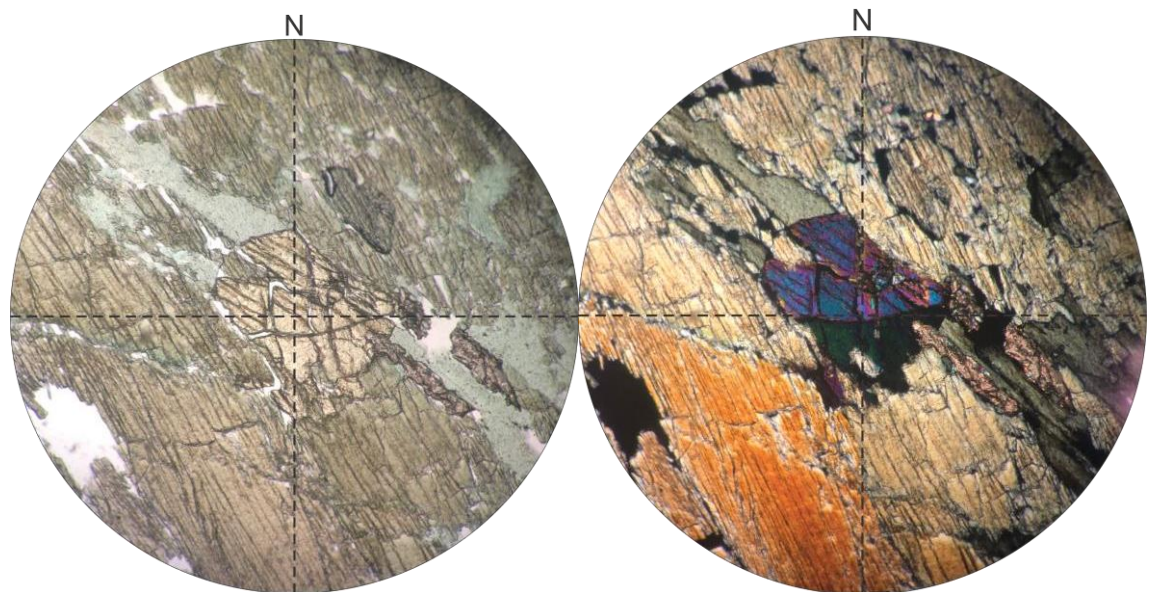
Los clinopiroxenos más frecuentes difieren de los ortopiroxenos por la presencia de calcio como elemento esencial en su estructura. Las composiciones de los clinopiroxenos de las rocas ígneas básica e intermedias corresponden, aproximadamente, al mineral denominado *augita*.

La augita ocurre en cristales pardos que exhiben exfoliaciones características ( $87^\circ$ ),

comúnmente muestra zonación en LPA, de forma más neta que en LPNA. Los cristales de augita pueden presentar maclas simples. La birrefringencia de la augita puede alcanzar como máximo colores de interferencia de la parte superior del segundo orden (rojos-violetas). Algunos cristales muestran colores de interferencia bajos de primer orden debido a la orientación del corte de dichos cristales. Algunos clinopiroxenos. (Maiti & Bidinger, 1981)(Kerr, 1959)

**Figura 29.**

*cristales de piroxeno*



Nota. Microfotografías de un cristal de piroxeno de tipo augita de color azul y con presencia de macla de Baveno. Se encuentra rodeado por anfíboles de colores naranja a amarillos que presentan exfoliación basal. A la derecha se muestra la imagen en nicols paralelos y a la izquierda se muestra la imagen en Nicols cruzados. Autor.

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

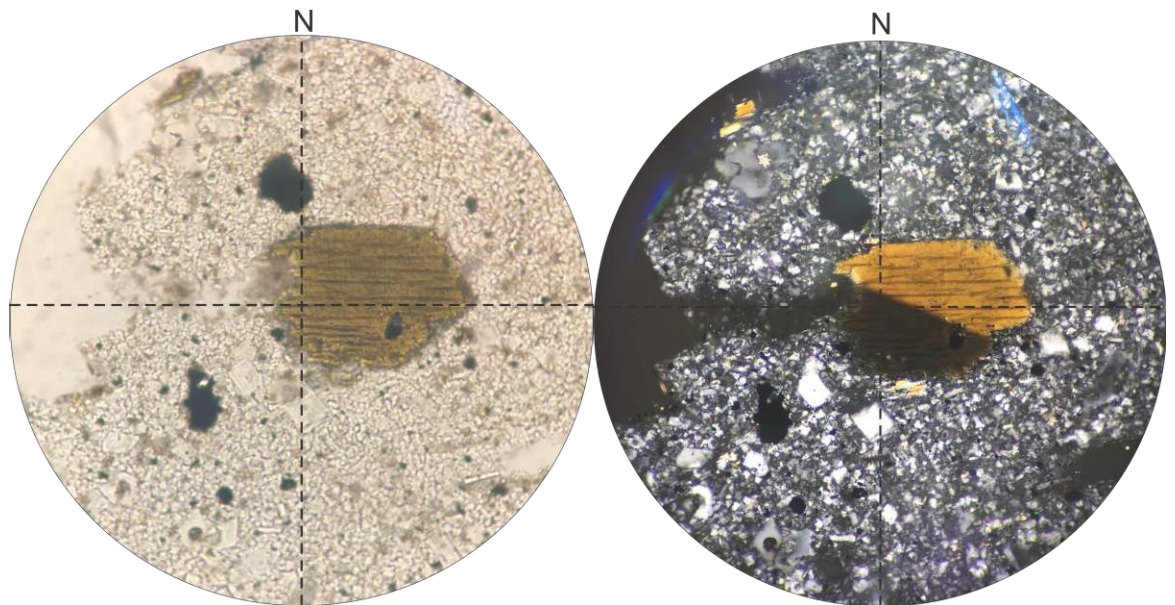
El grupo de los anfíboles consta de numerosas soluciones sólidas diferentes; todas ellas tienen estructuras cristalinas similares a pesar de los diversos tipos posibles de sustitución química.

Los colores de los anfíboles son muy variados en lámina delgada y todos ellos son pleocroicos 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 aplicada en detalle en este caso.

Los cristales pardos de anfíbol muestran colores pleocroicos en los tonos pardos que son frecuentes en la hornblenda. La mayoría de cristales presentan, al menos, una exfoliación (en secciones basales, las dos exfoliaciones forman un ángulo de  $124^\circ$ ) y bordes negros se desarrollan en algunos casos debido a la formación de óxido de hierro (por oxidación). Los colores de interferencia están algo modificados por los colores de absorción; el color de birrefringencia máximo de la hornblenda parda es de segundo orden. (Piña, R. 2014)(Kerr, 1959)

### **Figura 30**

*cristal de anfíbol*



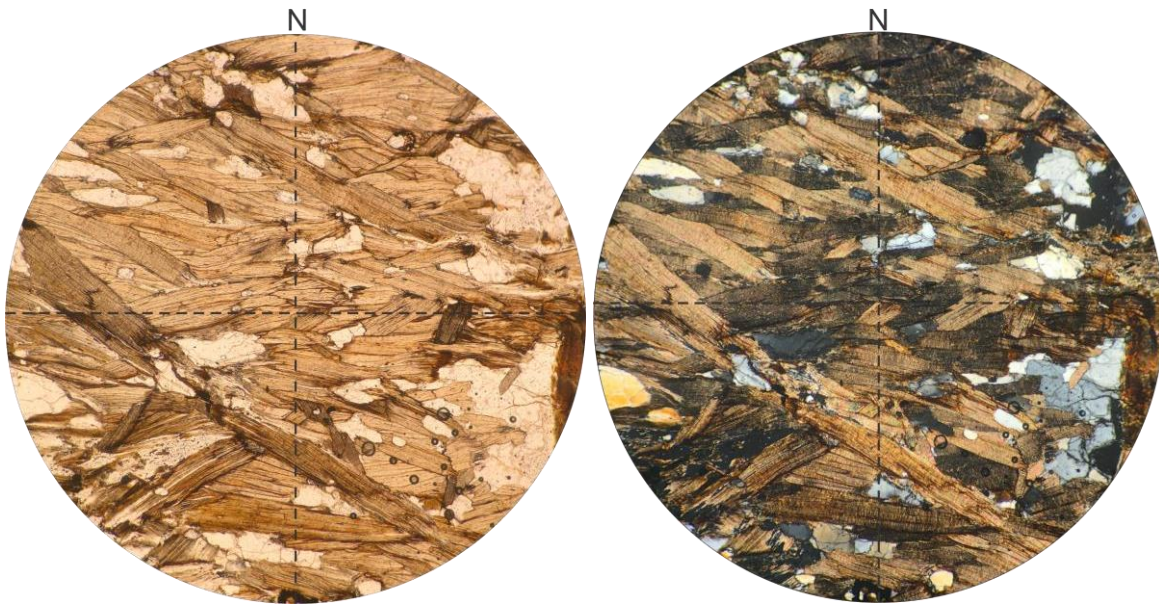
Nota. Cristal de anfíbol tipo hornblenda cortado en sección longitudinal, exhibiendo solo una dirección de exfoliación, este posee macla de Baveno y se encuentra flotando sobre una matriz

de microcristales de plagioclasa. A la izquierda se muestra la imagen en nicoles paralelos y a la derecha se muestra en nicoles cruzados. Autor.

### **5.5 Biotita K (Mg, Fe)<sub>3</sub>AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH, F)<sub>2</sub>**

La biotita presenta un color de absorción pardo. La fórmula indica la sustitución, frecuente, del hierro en vez del magnesio; sólo el miembro rico en magnesio, casi puro (flogopita) es muy poco coloreado. La biotita tiene una exfoliación perfecta y se exfolia con facilidad en delgadas láminas flexibles. En lámina delgada, esta exfoliación puede observarse con facilidad, así como su pleocroísmo manifiesto. El color de absorción más intenso se observa cuando la exfoliación es paralela al polarizador.

Los colores de interferencia de la biotita están influidos 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. (Keer, 1959).

**Figura 31***cristales de biotita*

Nota. Cristales de biotita de color pardo cortados longitudinalmente por lo que se aprecia su exfoliación basal, se encuentran afectados por procesos metamórficos puesto que están deformados. A la izquierda se muestra la imagen en paralelos y la derecha en nicols cruzados.

Autor.

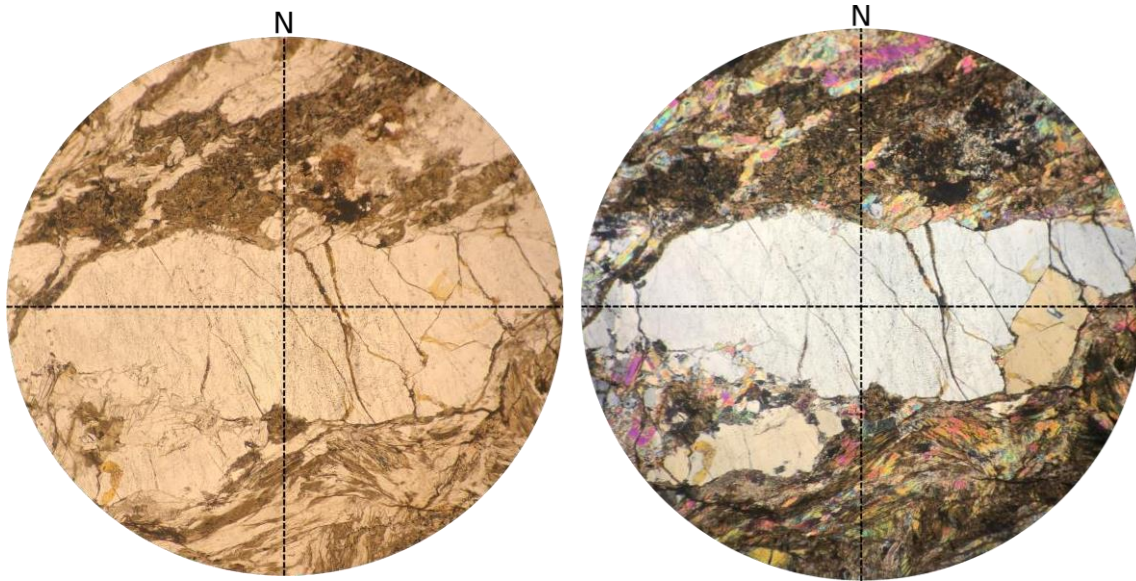
**5.6 CuarzoSiO<sub>2</sub>**

El cuarzo es uno de los minerales más frecuentes en las rocas. Es uno de los principales componentes de los granitos, de las areniscas y de muchas rocas metamórficas. Está compuesto de SiO<sub>2</sub> casi puro. En lámina delgada se le reconoce por su aspecto siempre límpido e inalterado; carece de exfoliación. En LPNA presenta colores de interferencia grises o blancos. Como el cuarzo es un mineral muy frecuente en las rocas, se emplea, al igual que los feldespatos, para evaluar el espesor de la lámina; cuando su color de birrefringencia es amarillo, significa que la lámina es ligeramente gruesa (supera el valor estándar de 30 $\mu$ 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 ígneas, sedimentarias y metamórficas. (Keer,1959)

**Figura 32.**

*Cristales de cuarzo*



Nota. Cristal de cuarzo de gran tamaño incoloro en paralelos y de color blanco de primero orden en nicols cruzados, se encuentra fracturado y algo corroído a los bordes debido a los efectos de metamorfismo que ha sufrido. A la izquierda se muestra la imagen en nicols paralelos y la derecha se muestra la imagen en nicols cruzados. Autor.

### **5.7 Feldespatos (Plagioclasas)**

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 ortosa ( $KAlSi_3O_8$ ) y la de la albita ( $NaAlSi_3O_8$ ), y los feldespatos *plagioclasas*, que forman una serie

continua cuya composición varía entre la albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) y la anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Como la albita forma el miembro extremo de las dos series, las composiciones de los feldespatos pueden representarse por un triángulo cuyos ángulos son tres polos indicados por las abreviaturas Or (ortosa), Ab (albita) y An (anortita).

La serie de las plagioclasas comprende 6 términos con las composiciones siguientes:

- 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; por ejemplo,  $\text{An}_{65}\text{Ab}_{35}$ , o simplemente  $\text{An}_{65}$ . Todas las plagioclasas contienen una cantidad pequeña de feldespato potásico (habitualmente menos del 5%) y todos los feldespatos alcalinos contienen un poco de feldespato cálcico (menos del 5%); así, en un diagrama triangular las composiciones se indican en una banda triangular antes que en un segmento.

En la serie de los feldespatos alcalinos (con abundante proporción de potasio), solamente se han definido nombres específicos para los términos finales, pues es difícil determinar (según criterios ópticos) las composiciones de los términos intermedios. Además, estos últimos suelen presentar desmezcla a baja temperatura (la solución sólida en estos términos intermedios es estable sólo a alta temperatura), generando intercrecimientos de dos feldespatos, las *perititas* o *micropertitas*, según cuál sea la dimensión de estos intercrecimientos. La presencia de feldespatos es esencial para

clasificar las rocas ígneas; así pues, es deseable determinarlos y también sus proporciones relativas. Cuando una plagioclasa se identifica, es útil determinar su composición según criterios ópticos. En las rocas metamórficas, la composición de las plagioclasas puede indicar el grado de metamorfismo.

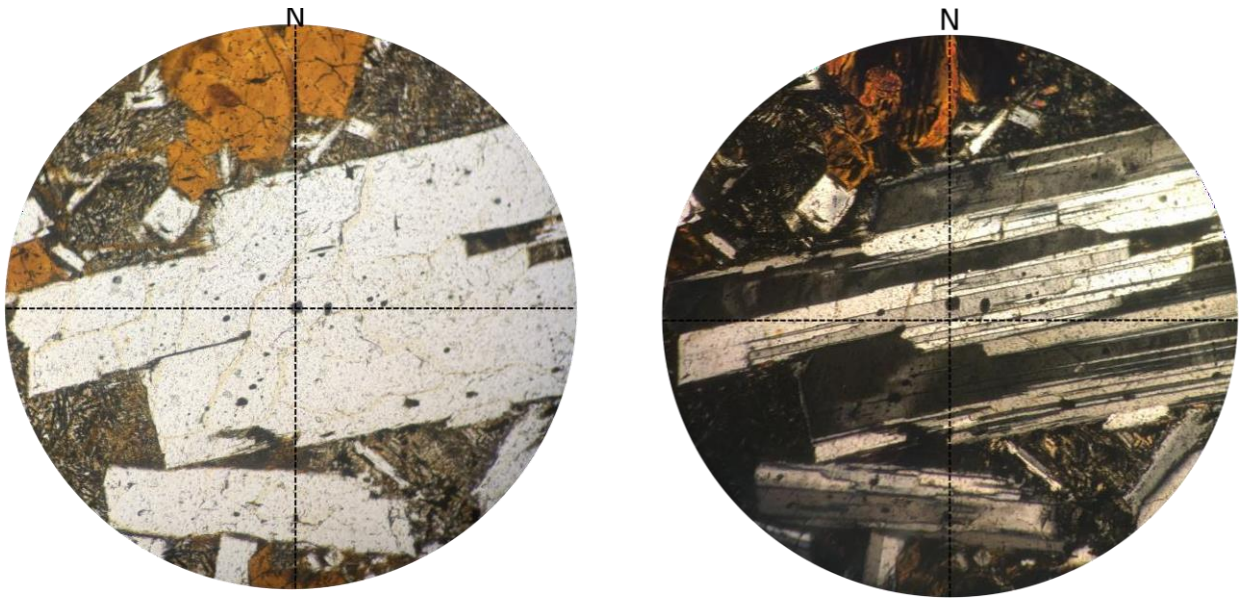
El adhesivo empleado para preparar las láminas delgadas tiene un índice de refracción próximo a 1,54. La albita y otros feldespatos alcalinos tienen índices de refracción inferiores a este valor. La oligoclasa tiene índices próximos a 1,54, pero las plagioclasas más ricas en calcio tienen índices de refracción más altos. Así pues, examinando el borde de la lámina, o los huecos de la lámina, cuando un feldespato está contiguo al adhesivo de la 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.

Todos los feldespatos tienen un relieve y una birrefringencia bastante bajos; así pues, se les puede reconocer por sus colores de interferencia, gris o blanco; las plagioclasas próximas a la anortita presentan un color amarillento es 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. (keer,1959).

**Figura 33.**

*Cristales de plagioclasa*



Nota. Cristales de plagioclasa de relieve muy bajo e incolora en nicols paralelos y de colores grises y blancos de primer orden en nicols cruzados, se encuentra flotando sobre una matriz microcristalina y se ve algo alterada en la superficie. A la izquierda se muestra la imagen en nicols paralelos y la derecha se muestra en nicols cruzados. Autor.

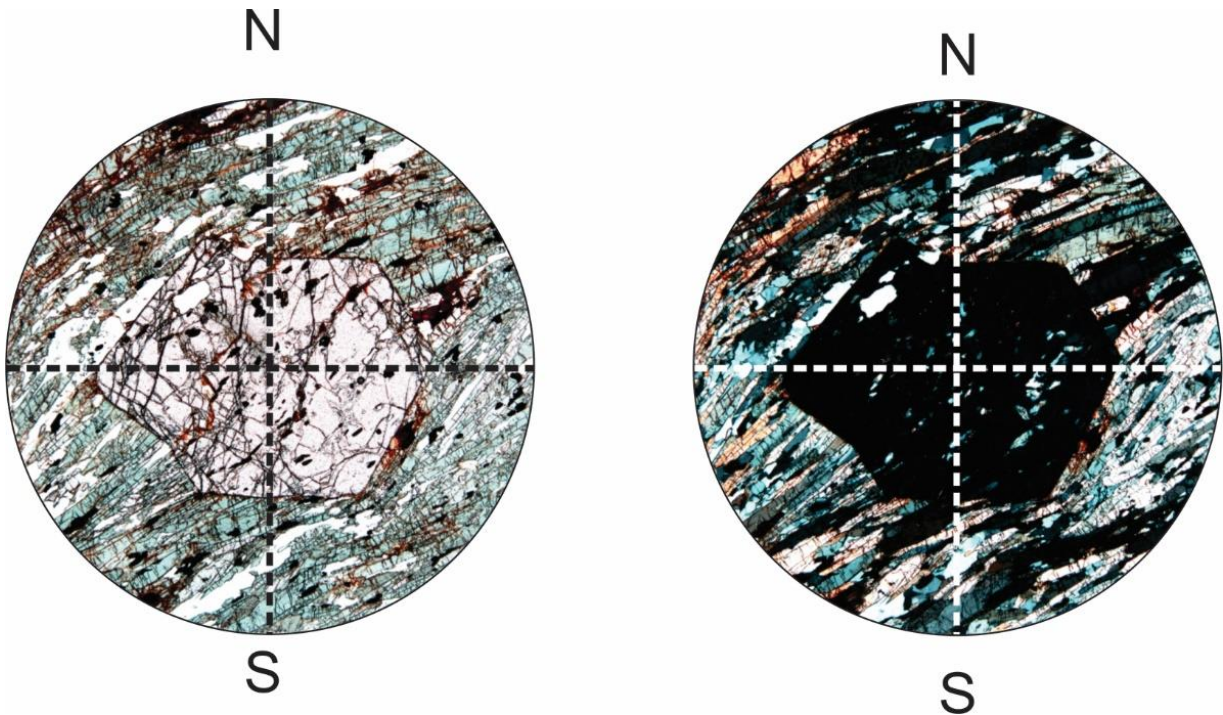
### 5.8 Granate

El granate es un mineral característico de rocas metamórficas, se encuentra frecuentemente como mineral detrítico, este se puede encontrar como cristales euhédricos o en granos poligonales, agregados y masa, suelen ser frecuentemente las inclusiones, presenta un relieve alto y sus colores varían entre incoloro, rojizo pálido, pardo pálido a pardo oscuro, gris, verdoso, etc. (Kerr,19595).

A continuación, podrán observar un ejemplo de este mineral.

**Figura 34**

*cristales de granate.*



Nota Microfotografías donde se puede apreciar el granate a la izquierda se presenta en nicols paralelos, a la derecha en nicols cruzados. Autor.

**5.9 Desarrollo de la practica:**

A cada estudiante se le entregará una sección delgada con la cual cada uno tendrá que identificar 5 cristales. Es deber de cada estudiante sacar todas las propiedades ópticas enseñadas en los laboratorios pasados para los minerales seleccionados, dibujarlos y dar el nombre exacto del mineral.

- Para identificar las propiedades de los minerales deben tener el microscopio en máxima iluminación

y con un objetivo que les permita apreciar el mineral perfectamente (preferiblemente 10x).

**Referencias bibliográficas**

- Betancourt Rodríguez, s. (2014). *El microscopio de luz polarizada y sus potencialidades en la investigación de materiales de construcción*.  
[https://dspace.uclv.edu.cu/bitstream/handle/123456789/12227/El\\_Microscopio\\_de\\_luz\\_polarizada.pdf?Sequence=1&isallowed=y](https://dspace.uclv.edu.cu/bitstream/handle/123456789/12227/El_Microscopio_de_luz_polarizada.pdf?Sequence=1&isallowed=y)
- Chambers, c. (2008). Guía de Laboratorio. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 287.
- Piña, r., Nuria, g., & fernández, s. L. (2014). *Mineralogía I de Grado en Geología . Prácticas .* 6(3), 51–61.
- Francis (2013). Spectro 186-312B. Lab 9. Optical determination of plagioclase compositions.  
[Eps.mcgill.ca/~courses/c312/Labs/Optlab9-13.doc](http://Eps.mcgill.ca/~courses/c312/Labs/Optlab9-13.doc)
- Francisco, n. S., & Luque, j. (2011). *Mineralogía II de Grado en Geología . Prácticas .* 3(4), 101–110.
- Lopez jose p., (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. *Miscelanea INSUGEO*, 60.
- Loza, N. (2017). Macroproceso xxxx proceso xxxx. *Cuidado Del Microscopio*, 1(10), 1–8.  
<https://ciencias.javeriana.edu.co/documents/3722984/3758119/Uso+y+cuidado+del+microscopio+óptico.pdf/cb308c5c-38af-4c3e-9a57-5ba679137bfb>
- Vendrell, M. (1867). 5. *La Luz En Los Medios Anisótropos: Cuádras Representativas 5.1*. 104–118.
- Maiti, & Bidinger. (1981). *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 1689–1699.

- Ministerio de Minas y Energía. (2015). Glosario Técnico Minero República de Colombia. *Ministerio de Minas y Energía*, 1(1), 168.
- Paredes, J. (2008). Mineralogía I. In *Dpto cristología y Mineralogía* (Vol. 1).
- Raith, M. M., Raase, P., & Reinhardt, J. (2012). *Guía para la microscopía de minerales de lámina delgada: Vol. Second edi.* File://d/Tesis Doctoral/Bibliograf?A/00001052\_Raith\_et\_al2012.pdf
- Rodríguez, F. (2016). Tipos de microscopios ópticos. *Blog de Laboratorio Clínico y Biomédico*, 3–6. <https://www.franrzm.com/tipos-de-microscopios-opticos/>
- Sartorius Von Waltershausen, W. (2013). Olivin. *Über Die Vulkanischen Gesteine in Sicilien Und Island Und Ihre Submarine Umbildung*, 116–119. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139226882.008>
- Chirif, L. (20120). Microscopía Óptica de minerales, Tópicos de Geología, Boletín No 1 Serie J, Ministerio de Minas y Energía del Perú.
- Rios & Castellanos 2005 Atlas de Minerales Vistos Bajo el Microscopio de la Luz transmitida Ediciones Universidad industrial de Santander 98 p.
- Sorby H.C. (1852) On The Microscopical Structure of Crystals, Indicating The Origin of Minerals and Rock. Journal of the Geological Society of London.
- Paris. Q.G. (1983) Manual De Mineralogía Óptica, boletín geológico ingeominas, vol. 26, n.º 1, pág. 3-110.
- Kerr, P.F. (1959) Optical Mineralogy. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York. Toronto, London, p. 57.
- Larsen JR. (1921) The Microscopic Determination of the Non-Opaque Minerals. UNITED States Geological Survey Bulletin 679.

- Melgarejo, J.C. (2003) Atlas de Asociaciones Minerales en Lamina Delgada. Edicions Universitat de Barcelona.
- Winter, O.D. 2001 An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey 699p.
- Mier, U.R. (1990) Manual de Laboratorio de Mineralogía Óptica. Universidad Industrial de Santander, Departamento de Geología. 105p.
- Pascual,C (2018) Propiedades Ópticas de los Minerales Transparentes, tema 13.0. Universidad de Oviedo.
- Quintero, J.C (2004) Optica Mineral, manual de laboratorio, Universidad de los Andres, facultad de ingeniería, Escuela de ingenieria geológica.