

GUÍA PARA LA MICROSCOPIA DE MINERALES EN LÁMINA DELGADA

MICHAEL M. RAITH, PETER RAASE
& JÜRGEN REINHARDT

TRADUCCIÓN AL ESPAÑOL
PEDRO OYHANTÇABAL



ISBN 978-3-00-040623-2 (PDF)

© 2012 by M.M. Raith (University of Bonn) , P. Raase (University of Kiel), J. Reinhardt (University of KwaZulu-Natal)

All rights reserved. No part of this e-book may be reproduced, in any form or by any means, without the prior written permission of the authors.

Mailing and E-Mail addresses:

Prof. Dr. Michael M. Raith, Roidestraße 19, 53359 Rheinbach, Germany. E-Mail: m.raith@uni-bonn.de

Dr. Peter Raase, Steendiek 1, 24220 Schönhorst, Germany. E-Mail: pr@min.uni-kiel.de

Dr. Jürgen Reinhardt, School of Agricultural, Earth & Environmental Sciences, Department of Geology, University of KwaZulu-Natal, Durban 4000, South Africa. E-Mail: reinhardtj@ukzn.ac.za

Assoc. Prof. Dr. Pedro Oyhantçabal, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225, C.P. 11400 Montevideo, Uruguay. E-Mail: oyhantca@gmail.com



Contenido

Prefacio	I-III
Bibliografía	IV
Terminología y abreviaturas	V
1. El microscopio petrográfico:	
1.1 La lente de aumento (o lupa) y el microscopio	
1.1.1 Formación de la imagen por una lente convergente (objetivo).....	1-2
1.1.2 Aumento con la lupa (u ocular).....	3
1.1.3 El microscopio compuesto.....	3-6
1.2 Objetivo y ocular	
1.2.1 Objetivo.....	6-8
1.2.2 Ocular.....	8-9
1.2.3 Tubo, objetivo y ocular.....	10
1.3 Iluminación	
1.3.1 Apertura de iluminación.....	10-11
1.3.2 Campo de iluminación.....	11
1.3.3 Vidrio difusor y filtros.....	11-13
1.4 Trayectoria de los rayos en el microscopio	
1.4.1 Iluminación de Köhler.....	14
1.4.2 Modo ortoscópico.....	14
1.4.3 Modo conoscópico.....	15
1.5 Centrado del microscopio.....	15-18
1.6 Polarizador y analizador.....	18-21
1.7 Resolución de problemas	
1.7.1 Optimización de la imagen del espécimen.....	22
1.7.2 Corrección de la iluminación defectuosa.....	22-23
1.7.3 Causas de error en el modo polarizadores cruzados.....	23
1.7.4 Cuidado y mantenimiento del microscopio.....	23
2. Medición de ángulos, longitudes y espesores:	
2.1 Medición de ángulos.....	24-25
2.2 Medición de longitudes.....	26
2.3 Medición del espesor de una lámina delgada.....	26-29



3. Propiedades morfológicas:

3.1 Forma del grano y simetría.....30-38

3.2 Clivaje, fractura, fenómenos de deformación y recristalización.....39-45

3.3 Maclas.....46-49

3.4 Inclusiones, intercrecimientos y fenómenos de alteración.....50-58

4. Propiedades ópticas:

4.1 Algunos principios

4.1.1 Naturaleza de la luz, refracción.....59-61

4.1.2 Isotropía y anisotropía.....62-66

4.2 Características ópticas usadas para la identificación mineral

4.2.1 Color y pleocroísmo.....67-75

4.2.2 Refracción de la luz (relieve, *chagrin*, línea de Becke).....76-78

4.2.3 Doble refracción (extinción, colores de interferencia).....79-98

4.2.4 Posiciones de extinción en secciones de cristales birrefringentes.....99-110

4.2.5 Métodos conoscópicos (carácter y signo óptico, 2V).....111-125

5. Marcha sistemática para la determinación mineral.....126

Prefacio (a la edición española)

La investigación microscópica en luz transmitida o reflejada de minerales, rocas, menas y otros materiales técnicos y sintéticos es un método clásico y hasta hoy irremplazable para el estudio de estos materiales. La microscopía de polarización es un método no destructivo y potente para la determinación de sustancias sólidas (cristalinas o amorfas), posee relativamente elevada resolución espacial y además pueden ser estudiadas las relaciones texturales (estructura, fábrica, asociaciones de fases, texturas de reacción) obteniendo así importante información para comprender la génesis. En este aspecto, la microscopía de polarización no puede ser remplazada por otras técnicas de análisis global que utilizan muestras molidas para la identificación de fases (XRD) o para la determinación de la composición química (XRF, AAS). La microscopía de polarización encuentra sus límites cuando la composición química de soluciones sólidas complejas necesita ser conocida o cuando el material es de grano tan fino que impide la identificación de las fases individuales. Un estudio moderno en ciencia de los materiales deberá, dependiendo de los objetivos y la naturaleza del material, combinar microscopía de polarización con otros métodos no destructivos de más elevada resolución espacial (EMPA, SEM-EDX, TEM).

Numerosos textos (ver selección bibliográfica) suministran revisiones detalladas sobre las técnicas determinativas usadas en microscopía de polarización así como las bases físicas de óptica cristalina, para el examen de fases amorfas y cristalinas (vidrios, minerales, sustancias sintéticas). Por ello, no es necesaria en esta introducción a la determinación de minerales en lámina delgada una presentación exhaustiva de esos temas. Para el trabajo práctico con el microscopio de polarización alcanza con presentar los fenómenos de forma tal que aun aquellos que carezcan de formación sólida en mineralogía puedan comprender las instrucciones. Los fundamentos teóricos de cristalografía y óptica cristalina serán presentados sólo cuando sean imprescindibles para explicar los fenómenos ópticos o las propiedades morfológicas observados en los cristales.

La identificación de los minerales con el microscopio de polarización se basa en las propiedades ópticas y morfológicas. Existen numerosos textos con tablas y descripciones de estas propiedades, para un gran número de fases minerales y sintéticas (ver selección bibliográfica).

La presente guía se basa en el texto de la segunda edición de “Leitfaden zur Dünnschliffmikroskopie” y su traducción al inglés “Guide to Thin Section Microscopy”, disponibles como publicación de acceso libre en las páginas web de la Mineralogical Society of America (www.minsocam.org/msa/openaccess_publications.html) y la Deutsche Mineralogische Gesellschaft (www.dmg-home.de/lehrmaterialien.html). Agradecemos sinceramente a nuestro colega Dr. Pedro Oyhantçabal, por su calificada traducción al español. Esperamos esta guía suministre a los estudiantes la base necesaria para un exitoso ingreso a la microscopía de polarización. Todas las sugerencias son bienvenidas!

Diciembre de 2012

M.M.R

P.R.

J.R.



Prefacio a la segunda edición inglesa

Los principales cambios introducidos en la segunda edición se relacionan con los capítulos 1.6 (Polarizador y analizador), 3.2 (Clivaje, fractura, fenómenos de deformación y recristalización) y 4.2.3 (Doble refracción). En el resto del texto sólo se han realizado pequeñas modificaciones editoriales y se han reemplazado algunas microfotografías.

El capítulo 1.6 ha sido reorganizado para describir, paso por paso, los ajustes necesarios para chequear y ajustar los dos polarizadores. El capítulo 3.2 se amplió incluyendo los rasgos relacionados con la deformación de los minerales a escala de grano o de lámina delgada, que pueden observarse en el microscopio de luz transmitida. El texto y las figuras del capítulo 3.4 fueron revisados y ampliados. El capítulo 4.2.3, que incluye aspectos de difícil comprensión para el principiante, fue objeto de una revisión importante. Se agregaron figuras y texto para facilitar la comprensión de las bases físicas de fenómenos como el retardo y los colores de interferencia. Además, esta edición incluye cartas de colores de interferencia recalculadas y una carta $\Delta n-d$ inédita.

Los usuarios de esta guía advertirán que las microfotografías carecen de escala. Las escalas fueron omitidas por dos simples razones: primero, porque el tamaño de los detalles mostrados para ilustrar las propiedades ópticas o morfológicas no es normalmente crítico, y segundo, porque creemos que, para los fines de esta guía, la inserción de escalas recarga las ilustraciones sin un propósito útil. De todos modos, se subraya que las escalas en las microfotografías destinadas a un estudio mineralógico o petrológico particular, constituyen información esencial y deben normalmente estar incluidas.

Como se explica en la página V, hemos decidido discontinuar el uso de los símbolos δ y Δ , para birrefringencia y retardo respectivamente. Esperamos que los profesionales que se han formado con “deltas” nos perdonen por esta ruptura de la tradición.

M.M.R

P.R.

J.R.

Febrero de 2012

Prefacio a la primera edición inglesa

La investigación microscópica en luz transmitida o reflejada de minerales, rocas, menas y otros materiales técnicos y sintéticos, es un método clásico y hasta hoy irremplazable, para el estudio de estos materiales. La microscopía de polarización es un método no destructivo y potente, para la determinación de sustancias sólidas (cristalinas o amorfas), posee relativamente elevada resolución espacial y permite además el estudio de las relaciones texturales (estructura, fábrica, asociaciones de fases, texturas de reacción) obteniéndose así importante información para comprender la génesis. En este aspecto, la microscopía de polarización no puede ser remplazada por otras técnicas de análisis global, que utilizan muestras molidas para la identificación de fases (XRD) o para la determinación de la composición química (XRF, AAS). La microscopía de polarización encuentra sus límites cuando la composición química de soluciones sólidas complejas necesita ser conocida o cuando el material es de grano tan fino que impide la identificación de las fases individuales. Un estudio moderno en ciencia de los materiales deberá, dependiendo de los objetivos y la naturaleza del material, combinar microscopía de polarización con otros métodos no destructivos de más elevada resolución espacial (EMPA, SEM-EDX, TEM).

Numerosos textos (ver selección bibliográfica) suministran revisiones detalladas sobre las técnicas determinativas usadas en microscopía de polarización, así como sobre las bases físicas de óptica cristalina, para el examen de fases amorfas y cristalinas (vidrios, minerales, sustancias sintéticas). Por ello, no es necesario en esta introducción a la determinación de minerales en lámina delgada, una presentación exhaustiva de dichos temas. Para el trabajo práctico con el microscopio de polarización alcanza con presentar los fenómenos de forma tal que aun aquellos que carezcan de formación sólida en mineralogía puedan comprender las instrucciones. Los fundamentos teóricos de cristalografía y óptica cristalina serán presentados sólo cuando sean imprescindibles para explicar los fenómenos ópticos o las propiedades morfológicas observados en los cristales.

La identificación de los minerales con el microscopio de polarización se basa en las propiedades ópticas y morfológicas. Existen numerosos textos con tablas y descripciones de estas propiedades, para un gran número de fases minerales y sintéticas (ver selección bibliográfica).

La presente guía se basa en el texto “Methoden der Dünnschliffmikroskopie” de G. Müller & M. Raith (Clausthaler Hefte, vol. 14), desde hace años agotado y de uso extendido en Alemania. Hemos adoptado buena parte de este texto, revisado las figuras y utilizado software de diseño gráfico moderno, además de incorporar muchas nuevas figuras y microfotografías para ilustrar los fenómenos descritos en el texto.

Esperamos que esta guía suministre a los estudiantes la base necesaria para un exitoso ingreso a la microscopía de polarización. Todas las sugerencias son bienvenidas!

Enero de 2011

Michael M. Raith, Peter Raase & Jürgen Reinhardt

Bibliografía

Óptica cristalográfica y técnicas de microscopía mineralógica y petrográfica.

- Bloss, F.D. (1999): *Optical Crystallography*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 239 p.
- Dyar M.D., Gunter, M.E. & Tasa, D. (2008): *Mineralogy and Optical Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Chantilly, Va. 708 p.
- Ehlers, E.G. (1987): *Optical Mineralogy, Vol. 1. Theory and Technique*. Blackwell Scientific Publ., Palo Alto. 158 p.
- Nesse, W.D. (2003): *Introduction to Optical Mineralogy (3rd ed.)*. Oxford University Press, New York. 348 p.
- Phillips, W.R. (1971): *Mineral Optics – Principles and Techniques*. Freeman and Company, San Francisco. 249 p.
- Stoiber, R.E. & Morse, S.A. (1994): *Crystal identification with the Polarizing Microscope*. Chapman & Hall. 358 p.
- Wahlstrom, E.E. (1979): *Optical Crystallography (5th ed.)*. John Wiley & Sons, New York. 488 p.

Determinación mineral

- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1992): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals (2nd edition)*. Longman, London. 696 p. *
- Ehlers, E.G. (1987): *Optical Mineralogy, Vol. 2. Mineral Descriptions*. Blackwell Scientific Publ., Palo Alto. 286 p. *
- Heinrich, E.W. (1965): *Microscopic Identification of Minerals*. McGraw-Hill, New York. 414 p. *
- Kerr, P.F. (1977): *Optical Mineralogy (4th ed.)*. McGraw-Hill, New York. 492 p. *
- MacKenzie, W.S. & Adams, A.E. (1994): *A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. Manson Publ. 192 p.
- MacKenzie, W.S. & Guilford, C. (1980): *Atlas of Rock-Forming Minerals in Thin Section*. Longman, London. 98 p.
- Nesse, W.D. (2003): *Introduction to Optical Mineralogy (3rd ed.)*. Oxford University Press, New York. 348 p. *
- Perkins, D. & Henke, K.R. (2003): *Minerals in Thin Section (2nd ed.)*. Prentice Hall, Upper Saddle River. 176 p. *
- Phillips, W.R. & Griffen, D.T. (1981): *Optical Mineralogy. The Nonopaque Minerals*. W.H. Freeman, San Francisco. 677 p. *
- Tröger, W.E., Bambauer, H.U., Taborszky, F. & Trochim, H.D. (1979): *Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Part 1: Determinative Tables*. Schweizerbart, Stuttgart. 188 p. *

* books with more or less extensive mineral data compilations

Nota acerca de la terminología y algunas abreviaturas utilizadas en este libro

Al utilizar el microscopio de polarización es importante poder comunicar de forma inequívoca las direcciones; los hilos del retículo en el ocular, las direcciones de vibración de la luz polarizada y los ejes del microscopio son las principales direcciones de referencia. Los cuatro puntos cardinales (y las direcciones intermedias entre ellos) son frecuentemente usados, obviamente sin significado geográfico. Para un montaje estándar del microscopio, “N-S” significa paralelo al hilo “vertical” del retículo del ocular o paralelo a una línea que va de la frente al mentón del observador, pasando por el entrecejo; “E-W” significa paralelo al hilo “horizontal” del retículo o paralelo a una línea que pasa a través del centro de ambos ojos. Las direcciones diagonales son referidas como NW-SE y NE-SW.

Las letras griegas α , β , γ , ε , ω son utilizadas por algunos autores como subíndices de los índices de refracción (n). En este texto utilizaremos la terminología de Tröger et al. (1979) y otros, que es lógica e intuitiva en el sentido que los índices de refracción n_x , n_y y n_z se correlacionan con los ejes X, Y y Z del sistema de coordenadas en el que la forma de la indicatriz de los cristales biaxiales es definida. Además, α , β y γ son parámetros cristalográficos de la celda unidad, por lo que es mejor evitar confusiones potenciales con los parámetros ópticos. Del mismo modo que con n_x , n_y y n_z , los subíndices o y e se aplican a los índices de refracción (n_o y n_e) de los rayos ordinarios y extraordinarios (O y E) en los cristales uniaxiales.

La letra griega delta es utilizada frecuentemente en la literatura inglesa sobre mineralogía óptica para dos parámetros diferentes aunque relacionados: δ para birrefringencia y Δ para retardo ($\Delta = \delta * d$; d = espesor de la placa de cristal). Dado que esta elección nos parece poco conveniente, hemos adoptado a partir de la segunda edición en inglés de la guía, Δn para birrefringencia ($\Delta n = n_z - n_x$, por ejemplo) y Γ para retardo (por lo tanto, $\Gamma = \Delta n * d$).

La letra griega λ es utilizada tanto para longitud de onda como para orden del color de interferencia (1λ = rojo de primer orden, 2λ = rojo de segundo orden, etc.). Hemos tratado de limitar el uso al concepto longitud de onda, aunque el uso términos tales como “placa de 1λ ” (significando retardo de 551nm) o “placa de $1/4\lambda$ ” está muy afianzado.

1. El microscopio petrográfico

1.1 La lente de aumento (o lupa) y el microscopio

Para examinar las características microtexturales y mineralógicas de una roca en lámina delgada con una resolución mayor que la que permite el ojo desnudo es necesario usar un microscopio. El microscopio posee dos sistemas de lentes. El primer sistema (el objetivo) produce una imagen ampliada del objeto. El segundo sistema de lentes (el ocular) aumenta adicionalmente la imagen producida por el objetivo.

1.1.1 Formación de la imagen por una lente convergente (objetivo)

Las lentes convergentes, o sea las lentes esféricas con superficies convexas, producen imágenes reales invertidas de los objetos ubicados más allá del punto focal (f) del lente. Esta imagen puede ser proyectada en una pantalla (que es el principio con el que funciona el ojo humano o la cámara fotográfica; Fig. 1-1, parte superior).

Las distancias del objeto a la lente (a) y del lente a la imagen (b) se relacionan con las distancias focales (f) de una lente biconvexa según la ecuación (formula de una lente, Fig. 1-1, parte inferior):

$$\frac{1}{a} + \frac{1}{b} = \frac{1}{f}$$

El aumento de esta lente está dado por:

$$M = \frac{B}{A} = \frac{b}{a} = \frac{b-f}{f} = \frac{f}{a-f}$$

El tamaño real de la imagen (B) es mayor que el del objeto (A), si

$$\frac{b-f}{f} > 1 \text{ o sea } 2f < b \text{ resp. } \frac{f}{a-f} > 1 \text{ o sea } a < 2f.$$

Ejemplo: Si un objeto es ubicado a una distancia de 33 mm delante de una lente biconvexa de distancia focal 30 mm, la lente producirá una imagen aumentada 10 veces ($M = 10:1$) a una distancia de 330 mm detrás de la lente.

El ojo humano puede modificar la distancia focal cambiando la curvatura del cristalino, de forma de proyectar imágenes enfocadas en la retina del ojo de objetos situados a distancias entre 250 mm e infinito. Cuando un objeto se aproxima al ojo humano desde una gran distancia, es visto a ángulos visuales (α) cada vez mayores y con el concomitante mayor aumento, la imagen en la retina se vuelve progresivamente mayor (Fig. 1-2, parte superior).

La distancia menor a la que es posible la visión en foco varía con los individuos. En la industria óptica ha sido fijada en 250 mm, de modo de estandarizar los cálculos.

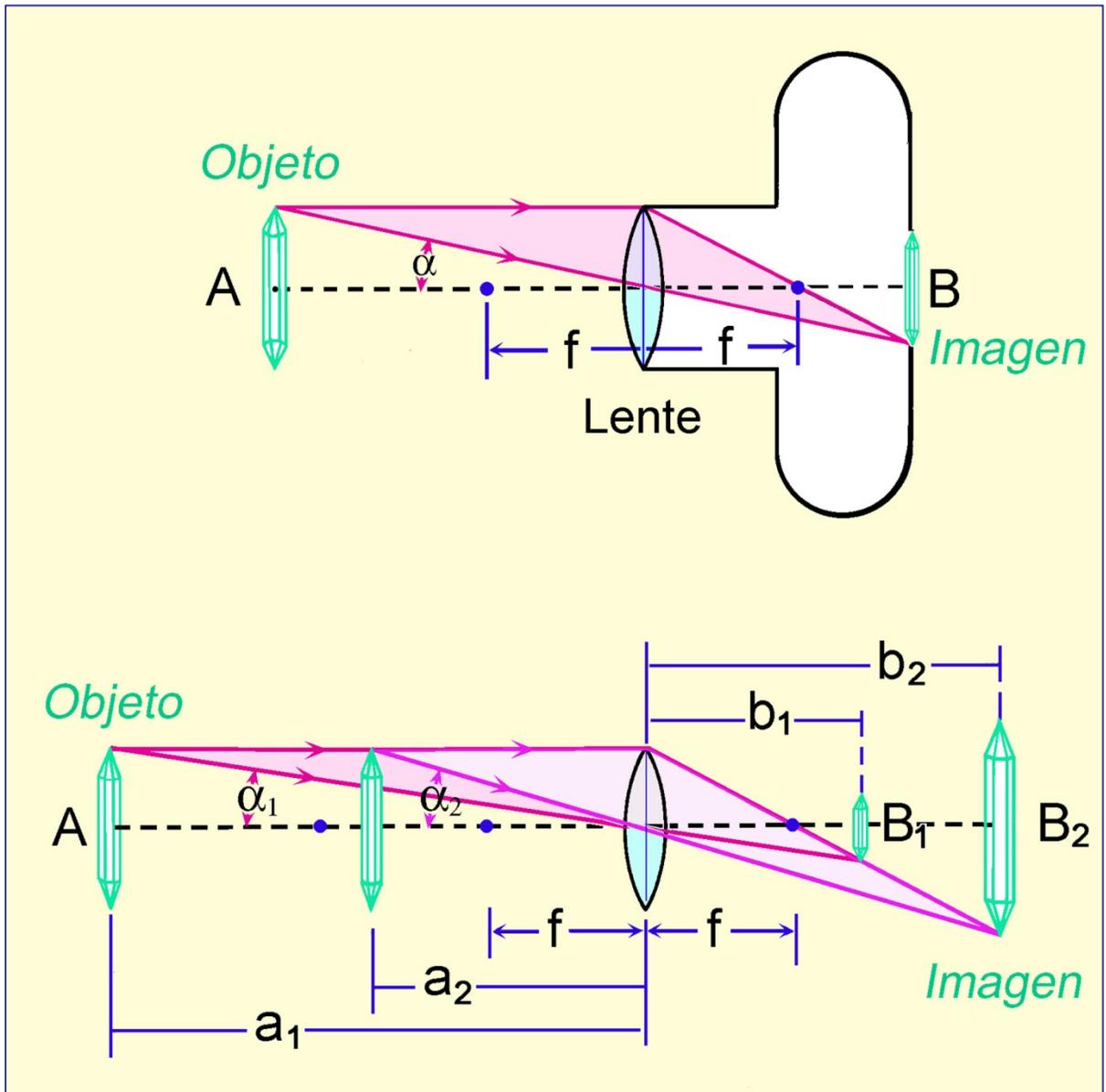


Figura 1-1. Formación de la imagen de un cristal por una lente biconvexa.

Cuando un objeto está ubicado a la distancia más corta de visión en foco es observado con el mayor ángulo posible de visión y por lo tanto con el mayor aumento posible. Las estructuras finas del objeto, observado a la distancia más corta de visión pueden ser resueltas por el ojo sólo si el ángulo de visión es mayor a $1'$ (aprox. $0,02^\circ$).

Los detalles estructurales que permanecen debajo de este límite de visión pueden ser resueltos únicamente utilizando una lente de aumento (lupa) o un microscopio.

1.1.2 Aumento con la lupa (u ocular)

El dispositivo más simple para aumentar el ángulo de visión es una lente de aumento (o lupa). La lupa se compone de una lente biconvexa con una distancia focal menor al mínimo de distancia de visión del ojo (<250 mm). Si un objeto (A) es ubicado en el punto focal F de una lente, el observador ve una imagen no invertida (B) que parece estar ubicada detrás de la lupa (o sea del lado del objeto) y aparenta estar a una distancia infinita (imagen virtual; Fig. 1-2, parte inferior).

El ojo humano ve ahora el objeto a un ángulo visual α' incrementado. Como consecuencia, la imagen B proyectada sobre la retina está significativamente aumentada.

El poder de aumento de una lupa se define por la relación de las tangentes de los ángulos visuales (o tamaños de las imágenes) a los cuales es visto el objeto con y sin la lupa a la distancia de visión de 250 mm (Fig. 1-2, partes superior e inferior).

$$M_L = \frac{\tan\alpha'}{\tan\alpha} = \frac{B'/250}{A/250} = \frac{A/f}{A/250} = \frac{250}{f} \quad (\text{ecuación de la lupa})$$

El aumento de una lupa M_L , es entonces definido como la relación entre la distancia mínima de visión (250 mm) y la distancia focal (f) de la lente.

Ejemplo: Una lupa con una distancia focal de 31,25 mm produce imágenes aumentadas ocho veces: $250/31,25 = 8 \times$.

Si el objeto no está ubicado en el punto focal pero dentro de la distancia focal de la lupa, (Fig. 1-2, parte media), el aumento puede variar hasta un valor de:

$$M_L = \frac{250}{f}.$$

Los valores de M_L gravados en la montura de la lupa se refieren específicamente al aumento que se aplica cuando el objeto es ubicado en el punto focal de la lente.

1.1.3 El microscopio compuesto

En el dispositivo más simple, la imagen aumentada del objeto al microscopio es lograda en dos pasos a través de una combinación de dos lentes biconvexas (microscopio compuesto; Fig. 1-3).

En un primer paso (Fig. 1-3, parte superior), una lente convexa produce una imagen real, ampliada e invertida del objeto, a una escala de magnificación M.

En un segundo paso (Fig. 1-3, parte media), la imagen real es vista por una lente de aumento (el ocular) produciendo una magnificación adicional. Para permitir que esta imagen virtual pueda ser vista por un ojo relajado, enfocado al infinito, la imagen real es ubicada en el plano focal del ocular (Fig. 1-3, parte inferior).

La imagen final es creada en la retina del ojo humano.

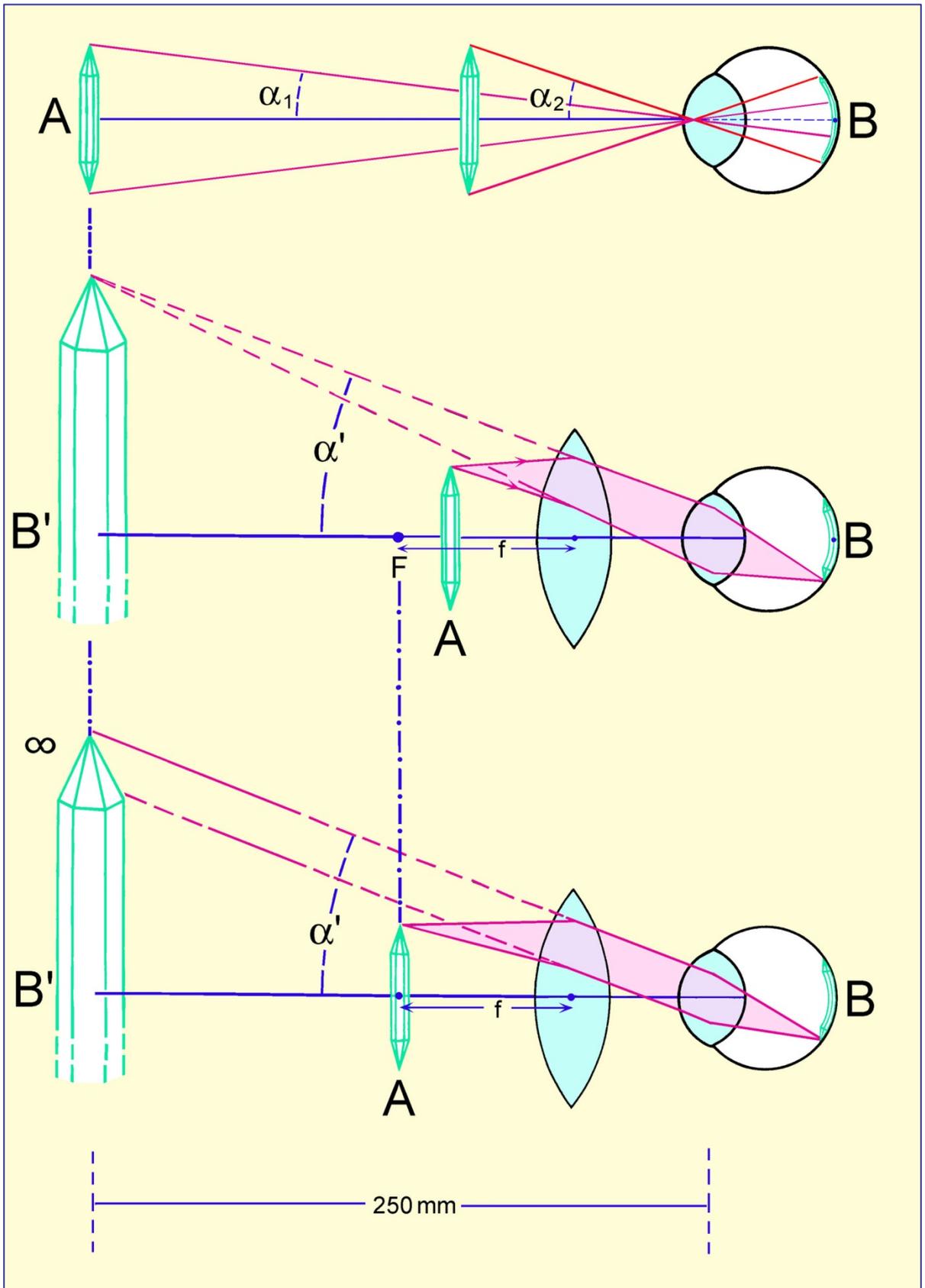


Figura 1- 2. Aumento de un cristal por una lente biconvexa (lente de aumento, lupa u ocular).

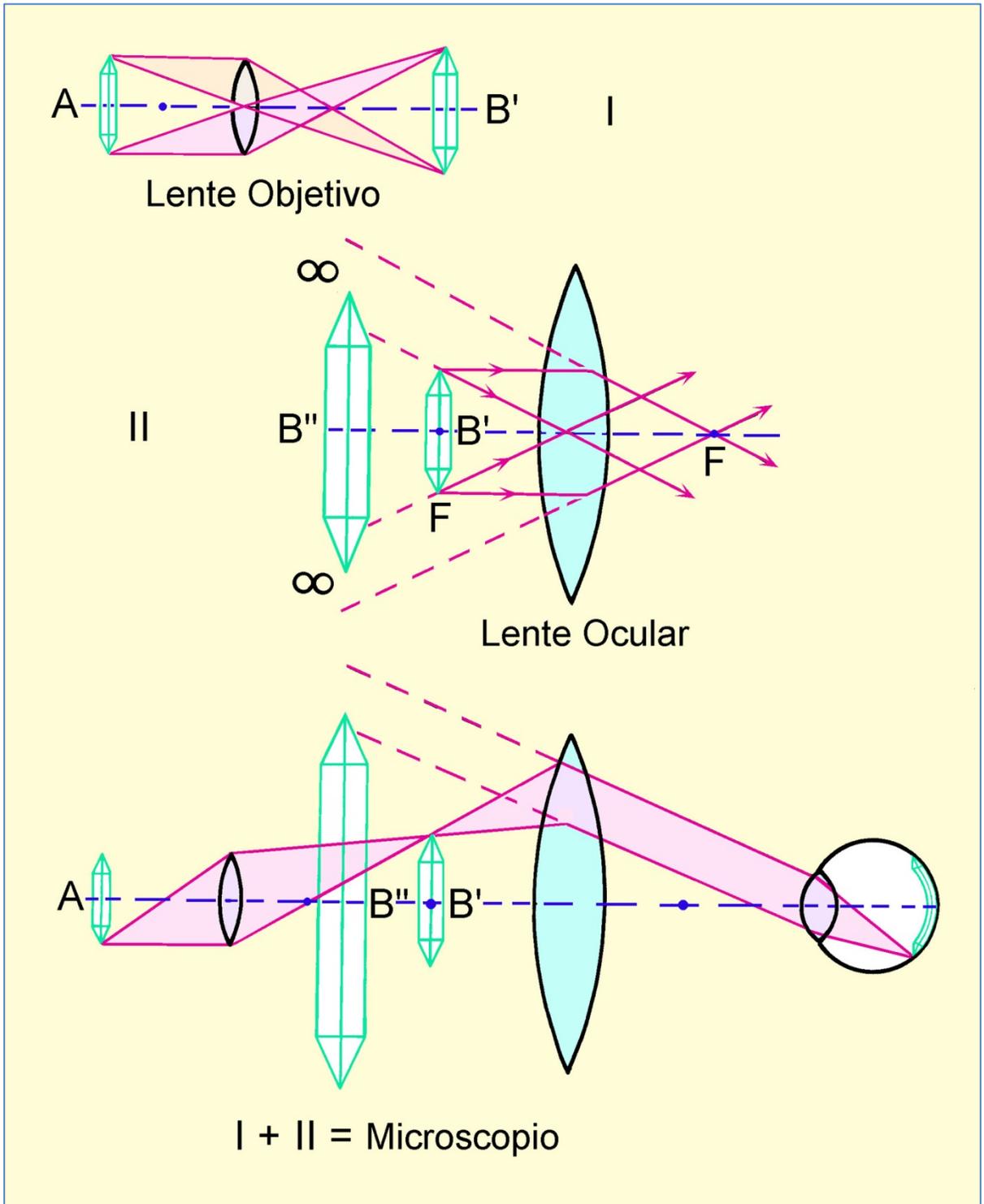


Figura 1-3. Aumento de un cristal, en dos pasos, por un microscopio compuesto.

El aumento (o magnificación) total M de un microscopio compuesto es el producto del aumento del objetivo (M_O) por el aumento del ocular (M_L):

$$M = M_O * M_L$$

Ejemplo: un microscopio equipado con un objetivo $M_O = 50$ y un ocular $M_L = 10$ tendrá un aumento final de $50 \times 10 = 500$.

En los microscopios compuestos modernos (con sistemas ópticos corregidos al infinito) el aumento del objeto ocurre de un modo ligeramente diferente. El espécimen es ubicado en el plano focal inferior del objetivo de modo que su imagen es proyectada al infinito. Una lente auxiliar (lente tubo o telan), ubicado dentro del tubo entre el objetivo y el ocular, lleva a foco los rayos paralelos y produce una imagen real intermedia que luego es vista a través del ocular. Los sistemas ópticos corregidos al infinito permiten insertar diversos componentes accesorios como analizador, compensadores, o divisores de haz en el camino paralelo de los rayos, afectando de manera mínima la calidad de la imagen. Además, este diseño óptico permite una mejor corrección de las aberraciones esféricas y cromáticas.

1.2 Objetivo y ocular

1.2.1 Objetivo

La calidad de la imagen observada al microscopio depende principalmente del objetivo. El objetivo es por tanto un componente clave del microscopio siendo responsable de la imagen primaria, del aumento y la resolución bajo la que los detalles finos del objeto pueden ser observados. El ocular simplemente sirve para dar un aumento adicional a los detalles finos resueltos en la imagen intermedia, de modo tal que puedan ser vistos a ángulos visuales mayores a $1'$, superando así el límite de resolución angular del ojo humano (Cap. 1.1.1, lupa).

Las propiedades más importantes de un objetivo son su aumento (o magnificación), su apertura numérica y el grado de corrección de las aberraciones, donde los dos últimos determinan la calidad de la imagen intermedia.

Aberración

Las lentes biconvexas simples producen imágenes imperfectas, distorsionadas, con aberración esférica y cromática. En los objetivos modernos las aberraciones ópticas son compensadas en gran medida por la combinación de lentes convergentes y divergentes construidas con materiales de distintos índices de refracción y dispersión. Las aberraciones remanentes son compensadas por oculares con correcciones complementarias.

Con aumentos elevados y aperturas numéricas grandes el cubreobjetos de las láminas delgadas introduce aberraciones esféricas y cromáticas que tienen efecto negativo en la calidad de la imagen. Esto se debe a que los rayos que emergen de un punto P en el objeto son refractados en la interfaz entre el cubreobjetos y el aire. Como consecuencia, la proyección hacia atrás de los rayos no enfoca en un punto, sino que forma una mancha o área desenfocada (Fig. 1-4A, áreas grises). Con el aumento del espesor del cubreobjetos el efecto de desenfoque se acentúa. Los objetivos de alto aumento son por ello corregidos para la aberración introducida por el cubreobjetos, el que normalmente tiene un espesor estándar de 0,17 mm. Por ello, puede considerarse que *el cubreobjetos forma parte del sistema objetivo!* Cualquier desviación del espesor estándar de 0,17 mm afectará la calidad de la imagen intermedia. Por otra parte, si el cubreobjetos tiene un espesor mayor al estándar puede impedir el enfoque usando objetivos de alto aumento debido a la pequeña distancia libre de trabajo de tales objetivos (ver Tabla 1).

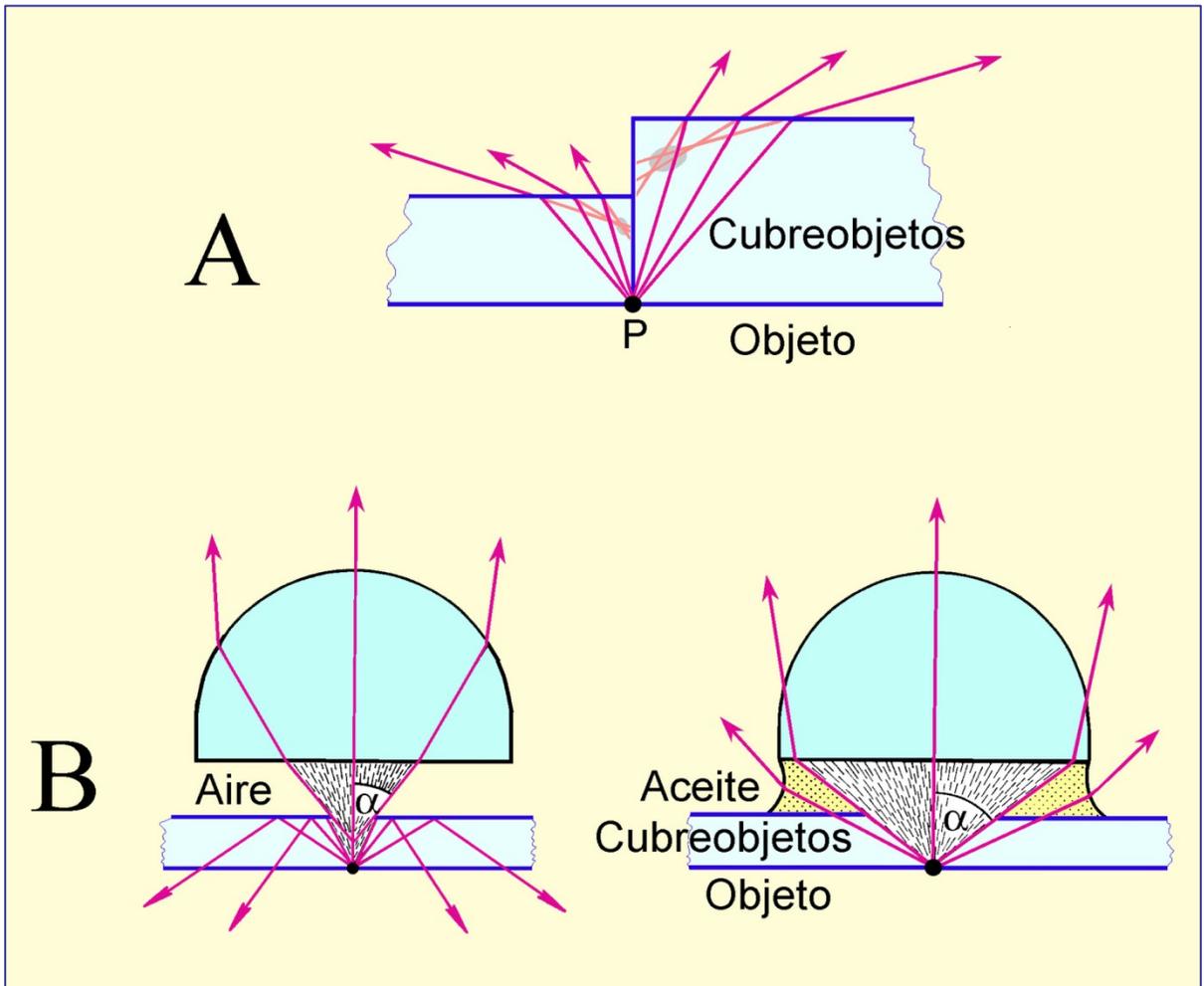


Figura 1-4. A. Aberración de los rayos de luz producida por el cubreobjetos; B. Apertura numérica del objetivo.

Apertura y resolución

La apertura numérica (N.A.) de un objetivo es una medida de la cantidad de luz tomada por el lente del objetivo. La N.A. es proporcional al ángulo de apertura α del cono de rayos de luz emitidos desde un punto en el espécimen que entra al objetivo y al índice de refracción n del medio que separa el espécimen de la lente frontal del objetivo (por ej. 1,0 para aire, 1,33 para agua, y $\sim 1,56$ para aceite de inmersión): $N.A. = n * \text{sen}(\alpha)$ (Fig. 1-4B).

Al ver un espécimen con objetivos de apertura numérica mayor, aumenta el ancho del cono de rayos de luz que ingresa a la lente frontal del objetivo. Esto es de la mayor importancia en Microscopía, porque el poder de resolución de un objetivo - o sea su habilidad para visualizar los detalles finos del espécimen en la imagen intermedia - aumenta con su apertura numérica. La resolución es definida como la menor distancia d a la que dos puntos cercanamente espaciados del espécimen son aún visualizados como dos entidades separadas en la imagen intermedia. El límite de resolución depende sólo de la apertura numérica y de la longitud de onda λ de la luz utilizada: $d = 0,5\lambda/N.A.$.

En consecuencia, para resolver los detalles más finos, el espécimen debe ser observado con un objetivo de elevado aumento y gran apertura numérica, bajo luz monocromática de longitud de onda corta.

La apertura numérica de un objetivo y por ende su resolución, puede ser incrementada llenando el espacio entre el espécimen y la lente frontal del objetivo con un líquido de inmersión de índice de refracción adecuado (aceite de inmersión; $n \sim 1,56$). De este modo se minimiza la refracción de los rayos de luz en la interfaz con el cubreobjetos y un cono de rayos de luz más ancho entra al objetivo (Fig. 1-4B).

Para este fin se utilizan objetivos de pequeña distancia focal y corta distancia libre de trabajo, los objetivos para inmersión en aceite. Mientras que los objetivos “secos” que operan en aire no alcanzan aperturas numéricas superiores a 0,95 (el límite teórico es N.A. = 1), con los objetivos de inmersión se alcanzan valores hasta 1,40, dependiendo del índice de refracción del líquido de inmersión apropiado (agua = 1,333; glicerina = 1,455; aceite de inmersión = 1,515; yoduro de metileno = 1,744).

Las características específicas de un objetivo, como aumento, apertura numérica, longitud óptica de tubo, grado de corrección de la aberración, y espesor de cubreobjetos están gravadas en el exterior de la montura del objetivo (Fig. 1-5, Tabla 1). Los objetivos diseñados para microscopía de polarización se construyen con sistemas de lentes libres de tensión y están marcados con la inscripción P, PO o Pol. En la tabla 1 se presentan también las distancias libres de trabajo (FWD) entre el espécimen y la lente frontal del objetivo, para objetivos seleccionados de los principales fabricantes.

1.2.2 Ocular

Las estructuras finas en la imagen intermedia son resueltas por el ojo humano sólo si se visualizan a ángulos mayores a $1'$. Normalmente esto requiere el aumento adicional de la imagen intermedia que produce el ocular. La resolución óptima se obtiene cuando el aumento total del microscopio es el resultado de multiplicar la apertura numérica por un valor entre 500 y 1000:

$$M = M_O * M_L = 500 * N.A. \text{ ” } 1000 * N.A.$$

Si el aumento total está debajo de este rango, las estructuras más finas de la imagen intermedia permanecen invisibles. Si es mayor, la imagen intermedia es magnificada sin ninguna mejora en la resolución (= magnificación vacía).

Los oculares modernos consisten de dos componentes multi-lente, el lente superior o “*eye-lens*” y el inferior o “*field lens*” los cuales corrigen las aberraciones ópticas del ocular mismo y eliminan las aberraciones residuales de la imagen intermedia. Los oculares Periplan, por ejemplo, contienen siete lentes, dos cementadas en un doblete, tres en un triplete más dos lentes individuales. Un diafragma fijo interior, ubicado en el plano focal del ocular, entre el “*eye-lens*” y el “*field lens*”, está en foco con la imagen intermedia y define el campo de visión circular.

Para microscopía de polarización se utiliza un objetivo con un retículo (que a veces incluye además un disco micrométrico) montado en el diafragma fijo, que suministra las direcciones de referencia “N-S” y “E-W” para las direcciones de vibración y sirve además para la medición de ángulos (Cap. 2.1, 4.2.1). Para realizar mediciones o conteos en lámina delgada pueden colocarse en el plano del diafragma discos gravados con micrómetro o grilla. Ajustando la altura del “*eye-lens*”, el diafragma y el retículo son llevados a foco junto con la imagen intermedia.

Las propiedades específicas de los oculares están gravadas en la montura (Fig. 1-5, Tabla 1).

Tabla 1. Características de oculares y objetivos de los principales fabricantes.

I. Objetivos libres de tensiones, para uso en microscopía de polarización

Fabricante	Designación	M	NA	FWD (mm)	Espesor del cubreobjetos
Leica	Hi Plan Pol	4	0.10	26.2	-
	Hi Plan Pol	10	0.22	7.8	-
	Hi Plan Pol	20	0.40	0.9	0.17
	Hi Plan Pol	40	0.65	0.31	0.17
	Hi Plan Pol	63	0.75	0.31	0.17
Nikon	CFI Achromat P	4	0.10	30	-
	CFI Achromat P	10	0.25	6.1	-
	CFI Achromat P	20	0.40	3	0.17
	CFI Achromat P	40	0.65	0.65	0.17
Zeiss	A-Plan	2.5	0.06	9.4	-
	A-Plan	5	0.12	9.9	-
	A-Plan	10	0.25	4.4	-
	A-Plan	20	0.45	0.51	0.17
	A-Plan	40	0.65	0.43	0.17
Olympus	PLN4xP	4	0.10	18.5	-
	ACHN10xP	10	0.25	6	-
	ACHN20xP	20	0.40	3	0.17
	ACHN40xP	40	0.65	0.45	0.17

II. Oculares

Fabricante	Designación	Aumento	Número de campo (mm)
Leica	Periplan	10	20
	Periplan con retículo	10	20
Nikon	CFI	10	22
	CFI CM con retículo micrométrico	10	22
Zeiss	W-PL, enfocable	10	23
Olympus	WHN10x	10	22
	WHN10x-H, enfocable	10	22



Objetivo

Aumento 20x

Apertura numérica 0,40

Longitud de tubo ∞

Corregido para espesor de cubreobjetos 0,17 mm

Distancia de trabajo WD 3,9 mm

Ocular Periplan

Aumento 10x

Número de campo 20

Para uso con anteojos

Retículo

Figura 1-5. Ejemplo de objetivo (Nikon CFI Achromat 20x P) y ocular (Leica Periplan con retículo).

1.2.3 Tubo, objetivo y ocular

El objetivo y el ocular están conectados entre sí por el tubo del microscopio. En los microscopios antiguos, el tubo tenía una longitud específica (Nikon, Olympus, Zeiss: 160 mm; Leitz: 170 mm), de forma que los objetivos proyectan la imagen real en un plano definido. En los microscopios modernos el largo del tubo puede variar por que se utilizan objetivos corregidos al infinito. En estos sistemas el largo del tubo, referido como longitud focal de referencia, varía entre 165 mm (Zeiss) y 200 mm (Leica, Nikon).

El ocular se inserta en el extremo superior del tubo. Dos pequeñas ranuras en el borde del tubo aseguran que el ocular quede fijo, con el retículo exactamente orientado “N-S” y “E-W” o diagonalmente, a 45° de estas direcciones. Para adecuarse a diferentes vistas, el retículo puede ser enfocado regulando la altura del “*eye-lens*”.

El objetivo está montado en el extremo inferior del tubo. Los soportes para un objetivo usados en los antiguos microscopios petrográficos son hoy en día utilizados únicamente en algunos microscopios para luz reflejada o cuando se utiliza la platina universal. En los microscopios modernos los objetivos están montados en un revolver que puede alojar 4 o 5 objetivos de diferente aumento y permite cambiar rápidamente entre uno y otro (Fig. 1-6). Un mecanismo de clic asegura la posición al cambiar de objetivo. Cuando se pasa de un objetivo a otro de diferente aumento es deseable que la imagen permanezca en foco. En los microscopios modernos esto se logra diseñando la óptica de modo que la distancia desde el agujero en el revólver donde se monta el objetivo al punto de foco en el espécimen sea constante (= distancia parfocal; Leica, Zeiss: 45 mm; Nikon: 60 mm).

1.3 Iluminación

Los especímenes deben ser iluminados para poder ser vistos al microscopio, excepto que sean fluorescentes. Los especímenes opacos (por ej. minerales de mena, metales) forman una imagen con la luz que reflejan (microscopía de luz reflejada). Los especímenes transparentes o débilmente absorbentes se observan usando la luz que pasa a través de ellos (microscopía de luz transmitida).

Las imágenes sólo revelaran aquellas estructuras del espécimen en que el color y la intensidad de la luz transmitida sean modificados por absorción, difracción o reflexión.

En los microscopios antiguos, la iluminación de un espécimen translúcido se lograba dirigiendo la luz del sol o de una lámpara mate mediante un espejo plano o cóncavo y un sistema de lentes de enfoque (condensador) a través del espécimen.

En los microscopios modernos una fuente de luz incorporada en la base del microscopio suministra la iluminación para el espécimen. Normalmente se utilizan lámparas halógenas de 6V y 20W con un dispositivo para variar la intensidad. La luz emitida por la lámpara es enfocada por un sistema de lentes (colector) y dirigida hacia el espécimen previo paso por el condensador (Fig. 1-7).

1.3.1 Apertura de iluminación

Una iluminación homogénea es imprescindible para lograr una adecuada calidad de la imagen microscópica. Además, para lograr una óptima resolución, el cono de rayos de luz que pasa a través del espécimen debe tener el mayor ángulo de apertura posible (cf. Cap. 1.2.1, Apertura).

A modo de regla, la apertura de iluminación debe ser igual o levemente inferior a la apertura del objetivo. Aperturas mayores causarán una pérdida de contraste; aperturas menores una reducción en la resolución. La apertura de iluminación se ajusta con un diafragma ubicado debajo de la lente condensadora (diafragma iris o diafragma de apertura) (Fig. 1-7; Cap. 1.4.1). Cerrando el diafragma se reduce la apertura de la iluminación, resultando un aumento del contraste y la profundidad de campo de la imagen. Abriendo el diafragma aumenta la apertura de la iluminación y se produce una pérdida de contraste en la imagen.

1.3.2 Campo de iluminación

Los objetivos cubren áreas del espécimen de diferente tamaño dependiendo de la magnificación del objetivo. Para evitar la generación de resplandor en los detalles finos de la imagen por efecto de rayos laterales desviados, el diámetro del área iluminada (campo iluminado) no debe exceder el diámetro observado del objeto. El campo iluminado puede ajustarse al tamaño deseado regulando un diafragma ubicado encima de la lente colectora del iluminador (diafragma de campo) (Fig. 1-7; Cap. 1.4.1).

La apertura de iluminación y el campo iluminado pueden también ser modificados cambiando la distancia focal del condensador. Para ello, los condensadores modernos están equipados con una lente auxiliar desplazable que, cuando está insertada, cambia el sistema desde una distancia focal larga (baja apertura, gran campo iluminado) a una corta distancia (alta apertura, pequeño campo iluminado).

Para lograr la iluminación completa de los especímenes al utilizar objetivos de bajo aumento (por ej. $M = 1,25$), la lente frontal y en algunas ocasiones el condensador entero deben ser removidos.

Para la aplicación de técnicas especiales (microscopía de contraste de fases, de interferencia, de fluorescencia y de campo oscuro) se han sido diseñados una gran variedad de condensadores.

Un método especial de iluminación fue diseñado por August Köhler en 1893 para asegurar la óptima iluminación y resolución de las estructuras finas de un espécimen, que es hasta hoy ampliamente utilizado para iluminación de especímenes en luz transmitida (ver Cap. 1.4).

1.3.3 Vidrio difusor y filtros

Las fuentes de luz de los microscopios modernos poseen filtros que absorben el calor producido por las lámparas halógenas y un vidrio opalescente que difunde la luz emitida mejorando la homogeneidad de la iluminación del espécimen.

Otros filtros son alojados en el estativo del microscopio o pueden ser ubicados encima del diafragma de campo. Normalmente se utiliza un filtro azul “luz de día” para lograr con una fuente de luz artificial un balance de colores similar al de la luz solar. En otras ocasiones filtros neutros son necesarios para atenuar la intensidad de la iluminación sin afectar la composición espectral.

Para mediciones especiales, como por ejemplo la determinación de los índices de refracción por el método de inmersión, se necesita luz monocromática la que es normalmente generada usando filtros de interferencia (filtros dicróicos).

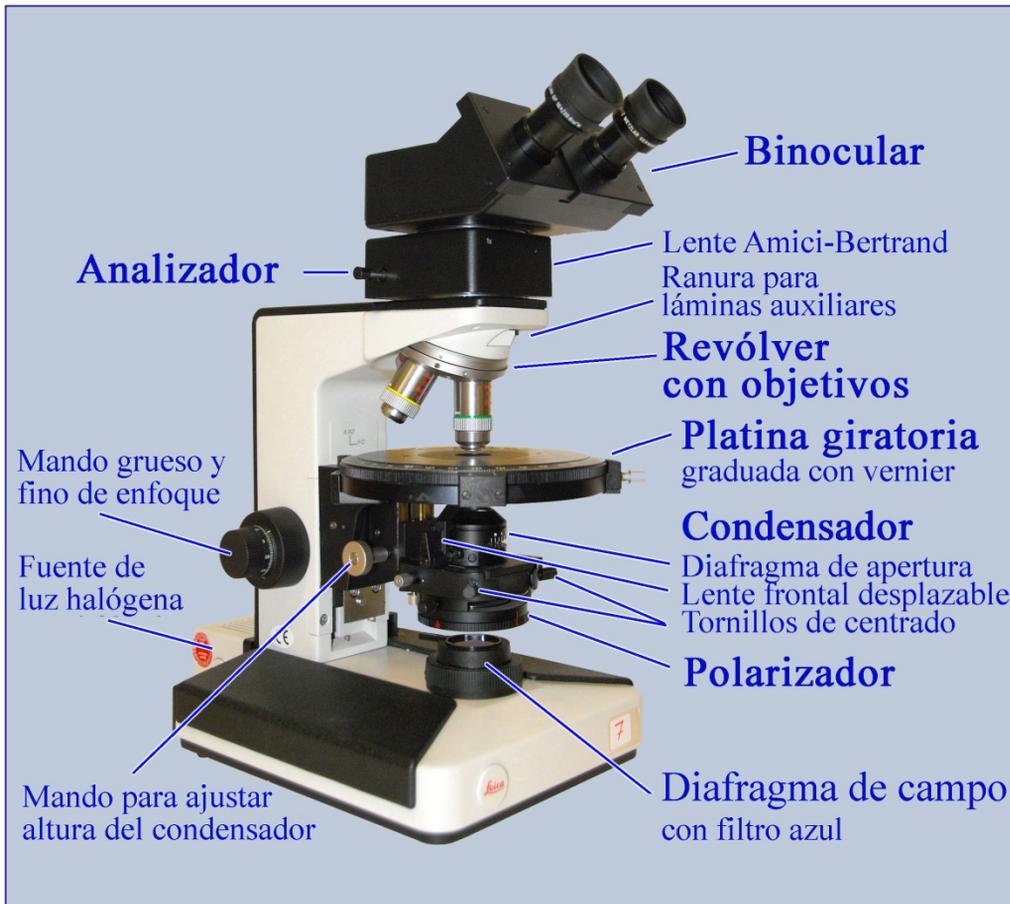


Figura 1-6. Componentes de los microscopios de polarización (Nikon Eclipse 50/Pol; Leica Laborlux 12 Pol).

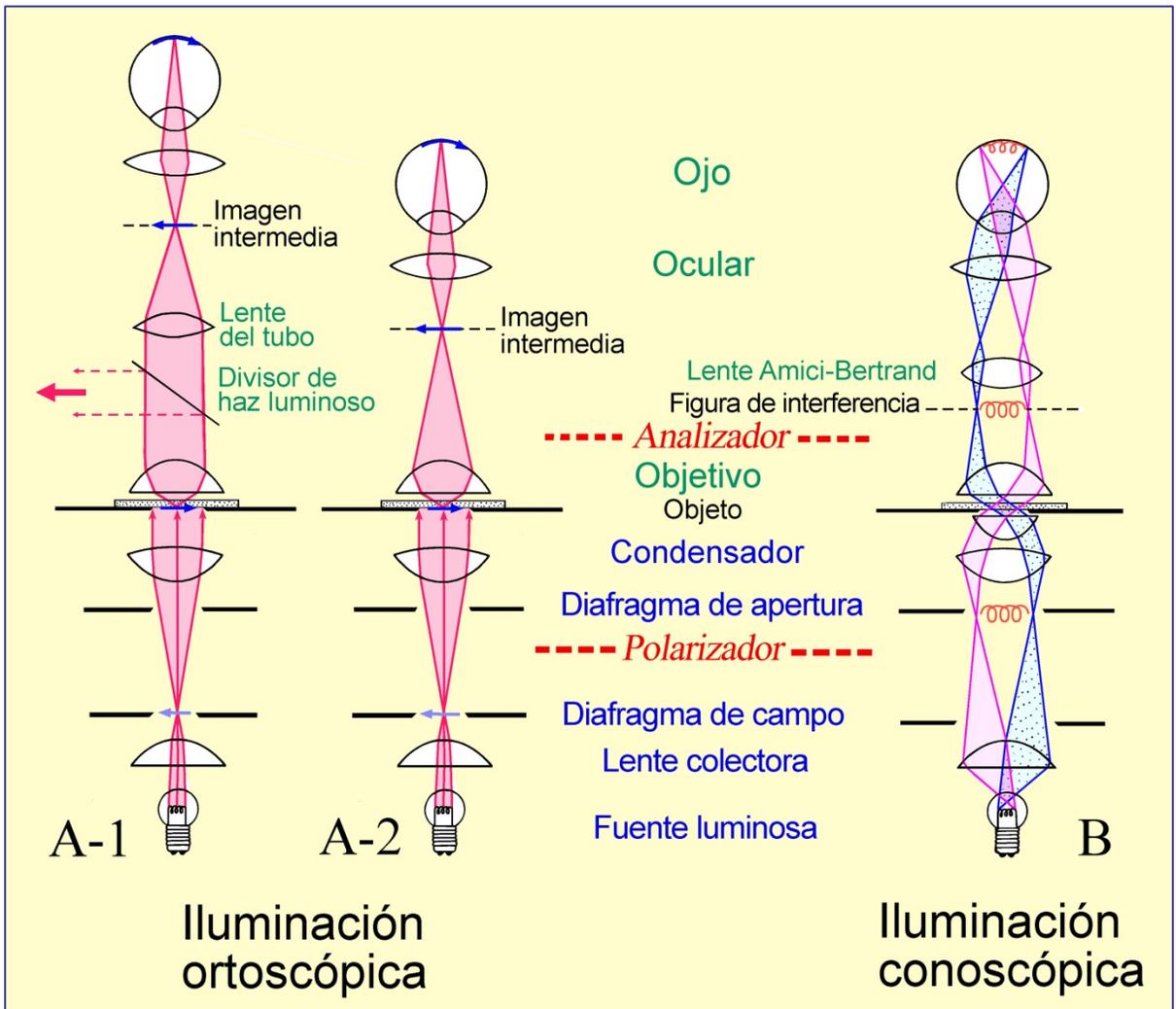


Figura 1-7. Trayectorias de los rayos en el microscopio de acuerdo al modo de iluminación.

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

B: Modo de iluminación conosópica. Los rayos paralelos del cono de luz que ilumina el espécimen forman una imagen en el plano focal superior del objetivo (B). En el caso de los cristales anisótropos se forma una figura de interferencia que puede verse insertando la lente auxiliar de Amici-Bertrand. Esta figura de interferencia también puede observarse directamente retirando el ocular (se observa mejor colocando en el lugar del ocular un diafragma fijo de pequeña apertura).

1.4 Trayectoria de los rayos en el microscopio

1.4.1 Iluminación de Köhler

La iluminación de Köhler se basa en una geometría específica de la trayectoria de los rayos de luz en la porción sub-platina del microscopio y es lograda mediante un arreglo definido de fuente de luz, lente colectora, diafragma de campo, diafragma de apertura y lente condensadora (Fig. 1-7). Este modo particular de iluminación asegura una iluminación uniforme del campo observado del objeto (campo iluminado) y además permite el ajuste independiente de la apertura y del tamaño del campo iluminado.

1. La lente colectora proyecta una imagen aumentada de la fuente de luz (filamento de la lámpara halógena) en el plano focal frontal del condensador donde está el diafragma de apertura. Como consecuencia de ello, el haz de luz iluminador sale del condensador como un cono de luz compuesto de rayos paralelos (Fig. 1-7). La apertura del cono de iluminación puede ser modificada variando la apertura del diafragma iris. Como cada punto del campo del objeto recibe rayos de luz de cada punto del filamento de la lámpara halógena, se logra una iluminación homogénea de todo el campo del objeto. Otras imágenes adicionales de la fuente de luz (filamento) se generan en el plano focal superior del objetivo (la lente del tubo) y el plano focal superior del ocular.

2. La lente del condensador proyecta una imagen del diafragma de campo en el plano del espécimen y por ende el objetivo genera imágenes superpuestas del objeto y del diafragma de campo en el plano de la imagen intermedia, donde son observadas al mismo tiempo a través del ocular. El tamaño del campo iluminado del espécimen (campo iluminado) puede ajustarse variando la apertura del diafragma de campo sin afectar la apertura de iluminación (Fig. 1-7).

El ajuste del microscopio para la iluminación de Köhler se describe en el capítulo 1.5.

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

1.4.2 Modo ortoscópico

Los rayos divergentes de luz que emanan de cada punto del espécimen son enfocados en el plano de la imagen intermedia creando una imagen real del espécimen (Fig. 1-7A).

En un mineral óptimamente anisótropo, según cada dirección del cono de iluminación (Cap. 4.1), la luz viaja a través del cristal con diferente velocidad (birrefringencia; Cap. 4.2.3) y en parte además con diferente amplitud (absorción). Las ondas de luz se superponen en cada punto de la imagen del objeto. Por ello, durante la observación ortoscópica de un único grano mineral no se obtiene información sobre el comportamiento óptico de la luz en las diferentes direcciones posibles dentro del mineral.

Cuando se reduce la apertura del cono de iluminación, cerrando el diafragma iris, los fenómenos ópticos observados en la imagen intermedia están dominados por las propiedades de las ondas de luz que pasan a través del grano mineral a ángulo recto con el plano de visión: modo ortoscópico (Cap. 4). Por ello las propiedades ópticas de un mineral anisótropo en lámina delgada, que son dependientes de la dirección, deben ser deducidas examinando varios granos cortados según diferentes orientaciones cristalográficas.

1.4.3 Modo conoscópico

Cuando se genera un cono de luz fuertemente convergente (por ej. insertando la lente frontal del condensador en el camino de los rayos de luz) haces de rayos de luz paralelos con un amplio rango de direcciones pasarán a través del grano mineral. Los rayos de luz paralelos son enfocados en el plano focal posterior del objetivo donde los rayos con diferente inclinación en relación al eje del microscopio, producen puntos de imagen en diferentes posiciones (Figs. 1-7B, Fig. 4-48).

Esta imagen entonces permitirá examinar el comportamiento de los rayos de luz los cuales se propagan al mismo tiempo según diferentes direcciones en un grano: modo conoscópico. Cuando se observa usando polarizadores cruzados, se generan figuras de interferencia características que reflejan la simetría y las propiedades ópticas de los minerales anisótropos (Cap.5).

La figura conoscópica de interferencia registra solamente aquellas direcciones ópticas que están representadas en el cono de apertura (Cap. 1.2). Es necesario que la apertura del condensador y del objetivo sean grandes, de modo de maximizar el rango de direcciones en un cono tan abierto como sea.

Se puede observar una imagen ampliada de la figura de interferencia insertando una lente auxiliar, la lente de Amici-Bertrand, en el tubo entre el analizador y el ocular (Fig.1-7B). La imagen de interferencia puede enfocarse ajustando la distancia del ocular a la lente de Amici-Bertrand si el microscopio permite tal ajuste. Algunos microscopios poseen además mecanismos especiales para centrar y enfocar la lente de Amici-Bertrand.

Alternativamente la figura de interferencia puede ser observada directamente dentro del tubo del microscopio si se remueve el ocular y se coloca un diafragma fijo de muy pequeña apertura (*pinhole*). La imagen aparece más pequeña, pero con mejor contraste que cuando se observa a través de la lente de Amici-Bertrand.

En el capítulo 5 se presenta una guía práctica para la observación conoscópica y también se discute la aplicación de la conoscopía para la identificación de minerales anisótropos.

1.5 Centrado del microscopio

Para una óptima configuración del microscopio además de ajustar la iluminación sub-platina de acuerdo a Köhler, es necesario que la platina giratoria y todos los componentes ópticos (fuente de luz, colector, condensador, objetivo, ocular) estén alineados en un eje central común que coincida con la dirección de los rayos verticales de luz en el microscopio. Todos los componentes deben centrarse al eje de la platina giratoria. El centrado se realiza en tres pasos:

A. Centrado de los objetivos

El centro del campo de visión que corresponde con el eje de la lente del objetivo debe estar alineado con el eje de la platina giratoria. Para probar esto debe enfocarse en la lámina delgada y elegir un pequeño grano u objeto en la muestra que deberá desplazarse hasta el centro del campo (Fig. 1-8, I). Al rotar la platina del microscopio una de las siguientes situaciones puede ocurrir:

(a) La partícula permanece estacionaria en su posición central, indicando que el objetivo está centrado con precisión.

(b) La partícula se mueve realizando una trayectoria circular descentrada (Fig.1-8, II), indicando que el objetivo no está centrado. El eje de rotación de la imagen debe ser desplazado hasta el centro del retículo. Esto se logra girando los tornillos de centrado ubicados en la montura del objetivo o en el revólver utilizando las herramientas provistas con el microscopio. Los microscopios antiguos tenían anillos de centrado en los objetivos (y por lo tanto no se necesitaban herramientas especiales). Los objetivos están centrados si el centro de rotación de la trayectoria circular de una partícula coincide con el centro del retículo. Una forma alternativa de lograr esto es rotar la platina de modo tal que la partícula observada esté en la posición más distante del centro del retículo. Mediante los tornillos de centrado se lleva la partícula hasta la mitad de la distancia al centro del retículo (Fig. 1-8, III). Para verificar que el objetivo está centrado con precisión la partícula es desplazada nuevamente hasta el centro del retículo moviendo la lámina delgada (Fig. 1-8, IV). Si al girar la platina, la partícula permanece en el centro el objetivo se encuentra centrado. Si esto no es así, se repite el procedimiento de centrado.

Todos los objetivos del revólver deben ser centrados siguiendo el mismo procedimiento. Una vez que un objetivo de alto aumento está centrado con precisión es más fácil centrar los objetivos de menor aumento. Un pequeño objeto o grano es ubicado en el centro del retículo usando el objetivo de alto aumento. A continuación el objetivo mal centrado es colocado y la partícula desplazada hasta el centro del retículo usando los tornillos de centrado.

Atención! es importante asegurarse que el revólver se encuentre correctamente posicionado en el tubo y que el revólver esté fijado en el clic correspondiente. De lo contrario nunca se logrará un correcto centrado (Cap. 1.7). En algunas marcas de microscopios (por ej. Olympus) es la platina la que debe ser centrada. Ésta es centrada en un único objetivo fijo y debe ser alineada primero con este objetivo particular antes que los otros objetivos sean centrados. Cualquier intento de centrar los objetivos con una platina descentrada resultará en un grave desajuste óptico. Esto se aplica para todos los microscopios: para evitar el descentrado de los objetivos ellos no deben tocarse cuando se cambia el aumento! Utilice siempre el anillo moleteado del revólver.

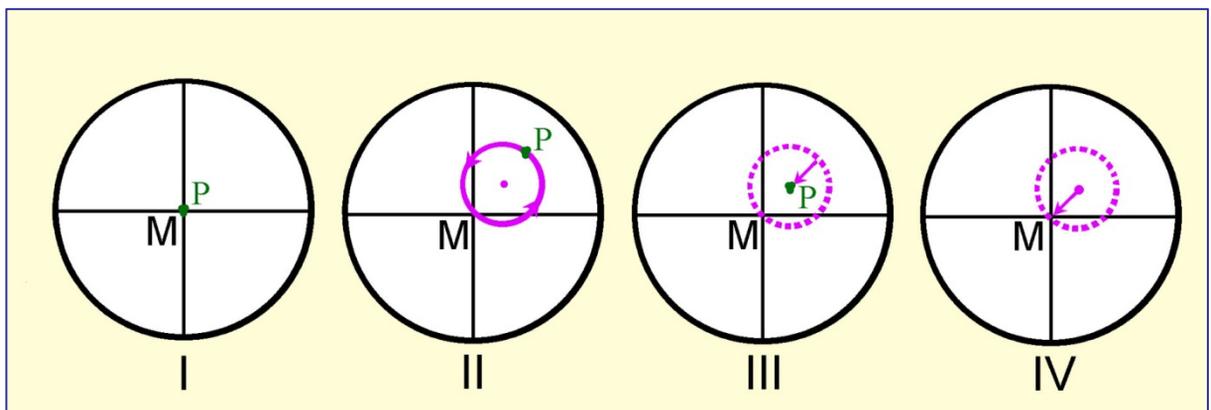


Figura 1-8. Procedimiento de centrado del objetivo.

B. Centrado del condensador para iluminación de Köhler

Luego de enfocar la lámina delgada cerrar el diafragma de campo, insertar la lente frontal del condensador y enfocar el diafragma de campo en el plano de la imagen ajustando la altura del condensador (Fig. 1-9, I→II). Pueden encontrarse las siguientes situaciones:

- a) La imagen del centro del diafragma de campo coincide con el centro del retículo, o sea con el centro del campo de visión, indicando que el condensador está perfectamente centrado (Fig. 1-9, III).
- b) La imagen del diafragma de campo está descentrada en relación al centro del retículo. En este caso la imagen del diafragma debe ser centrada utilizando los tornillos de centrado del condensador (Fig. 1-9, II→III).

Finalmente, para evitar el resplandor, el diafragma de campo debe abrirse sólo ligeramente más allá del borde del campo de visión (Fig. 1-9, IV).

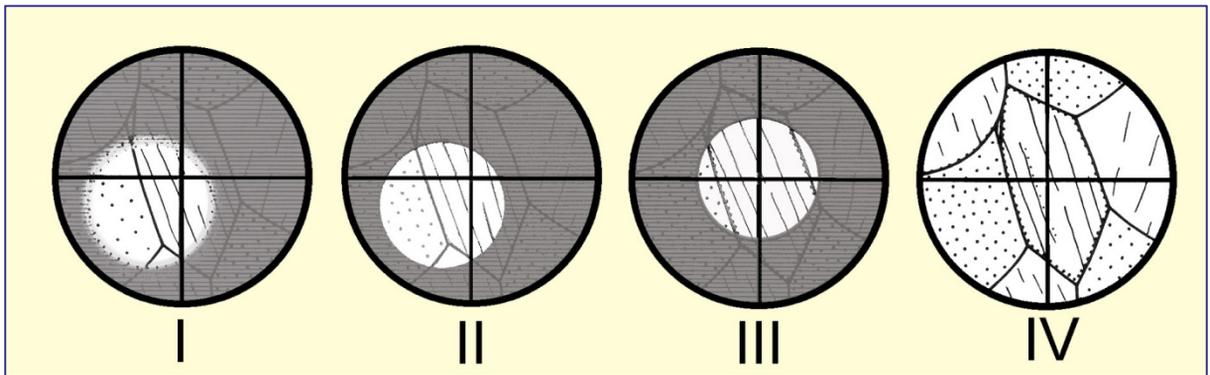


Figura 1-9. Centrado del condensador.

C. Centrado de la fuente de luz

En los microscopios modernos la fuente de luz y el colector están normalmente integrados en la base del microscopio y por ello no necesitan ser centrados. Algunos modelos de microscopios poseen tornillos de centrado para la fuente luminosa que permiten centrar la lámpara. Luego que el condensador ha sido centrado la posición de la lámpara debe ajustarse hasta lograr la más uniforme e intensa iluminación.

Para una iluminación de Köhler precisa, el colector debe ser ajustado de manera tal que la imagen del filamento de la lámpara se forme en el plano del diafragma de apertura del condensador. Esta imagen del filamento puede hacerse visible colocando papel de dibujo en el diafragma de apertura. Una imagen adicional del filamento se forma en el plano focal superior del objetivo y puede observarse más fácilmente en modo de observación conoscópico. Estas imágenes del filamento sólo pueden ser observadas si se remueve el filtro de vidrio esmerilado del camino de la iluminación!

D. Ajuste de los oculares

Si el microscopio está equipado con tubo binocular, los oculares deberán ajustarse individualmente de forma de obtener imágenes en foco para ambos ojos incluso después de haber cambiado entre diferentes objetivos. Además los oculares deberán ajustarse para una correcta distancia interpupilar (distancia entre los centros de las pupilas).

Los oculares para microscopios corregidos al infinito se ajustan del siguiente modo (el ocular con retículo debe colocarse en el tubo de la derecha del binocular):

(1) Mire a través de los oculares con el ojo izquierdo cerrado. El retículo del ocular derecho es observado con el ojo derecho y enfocado con el anillo de ajuste de dioptrías de este ocular. A continuación la imagen del objeto debe ser enfocada cuidadosamente con el micrométrico.

(2) Ahora cierre el ojo derecho y observe la imagen del objeto con el ojo izquierdo a través del ocular izquierdo, sin cambiar la altura de la platina. Si la imagen no aparece en foco ajuste el enfoque utilizando el anillo de dioptrías del ocular izquierdo.

Al enfocar la imagen del objeto es importante que ambos ojos estén relajados y enfocados al infinito.

1.6 Polarizador y analizador

El *polarizador* (filtro polarizador o prisma de Nicol) está ubicado debajo del condensador. Puede ser desplazado del camino de los rayos y además en muchos microscopios puede ser rotado según el eje vertical. La fuente de luz emite ondas que vibran aleatoriamente en todos los planos posibles. El filtro polarizador utilizado en los microscopios modernos está compuesto de un film de polivinilo estirado que reduce los rayos de luz vibrando aleatoriamente a ondas que vibran en una única dirección (polarización plana). Por simplicidad el término “ondas polarizadas” será utilizado a partir de aquí, para referirse a las ondas polarizadas planas que salen del polarizador.

Cuando las ondas polarizadas atraviesan la lámina delgada pueden sufrir diversas modificaciones (refracción, absorción, birrefringencia, etc. Cap. 4.2). Para detectar y cuantificar estas modificaciones, el plano de polarización debe corresponder con una dirección de referencia fácilmente identificable en el campo de visión. En los microscopios modernos la dirección de referencia para el polarizador inferior es E-W, paralela al hilo “horizontal” del retículo. Existen, sin embargo, microscopios en que la orientación de los polarizadores es diferente (polarizador inferior N-S, analizador E-W).

Algunos fenómenos óptico-microscópicos específicos se relacionan directamente con la orientación del polarizador (tales como pleocroísmo y cambio de relieve, en los que la dirección de vibración del polarizador inferior es la dirección de referencia en el campo de visión), mientras que para otras observaciones las posiciones alternativas del polarizador no son críticas. Por ello, además de asegurarse que los polarizadores están alineados, el operador debe conocer la orientación general de los polarizadores antes de comenzar a trabajar. Una verificación de rutina puede realizarse utilizando un cristal coloreado de turmalina, sea un grano suelto o una sección prismática en una lámina delgada. La máxima absorción será perpendicular a la dirección del polarizador (cf. Fig. 1-10). Una prueba equivalente puede realizarse utilizando biotita en secciones aproximadamente ortogonales a (001). La biotita es un mineral común en muchas rocas y por ello las láminas delgadas conteniendo biotita son fácilmente disponibles. La biotita en cortes aproximadamente perpendiculares a (001) muestra claramente el clivaje y muestra su máxima absorción (o sea el color más intenso) cuando su plano basal (001) o clivaje está subparalelo a la dirección del polarizador inferior (Fig. 1-10). La biotita no debe ser usada para alinear el polarizador debido a que es monoclinica. El ángulo entre su plano (001) y los hilos del retículo puede ser próximo a cero pero puede también desviarse hasta casi 10° , dependiendo de su composición.

En esta guía presuponemos que el polarizador está orientado E-W. En microscopios en los que esté orientado N-S una rotación de direcciones de 90° deberá aplicarse para ciertas direcciones, esquemas y fotografías en los capítulos 4.2.1 y 4.2.3 (por ej. las microfotografías de las figuras 4-11 a 4-17 y 4-22 a 4-26).

El **analizador** (filtro polarizador o prisma de Nicol) es usado para analizar las modificaciones que han experimentado las ondas polarizadas en la lámina delgada (Cap. 4.2). El analizador es posicionado entre el objetivo y el ocular y es desplazado dentro del tubo, por debajo de la lente de Amici-Bertrand. El plano de polarización del analizador debe ser perpendicular al del polarizador inferior (o sea N-S si la dirección del polarizador es E-W).

Aunque los microscopios deberían estar siempre en condiciones adecuadas para trabajar, un chequeo de rutina para la orientación de los polarizadores y el retículo debe realizarse si las posiciones de extinción son críticas (por ej. cuando se miden ángulos de extinción). Esto puede realizarse colocando bajo polarizadores cruzados, un mineral fuertemente elongado, con las caras del prisma rectas y bien desarrolladas.

Minerales adecuados para este fin son aquellos de simetría ortorrómbica o mayor, con colores de interferencia de por lo menos, primer orden (por ej. sillimanita, ortoanfíbol y turmalina). Si ambos polarizadores y el retículo del ocular están correctamente ajustados, estos cristales deberán verse completamente negros cuando se encuentren exactamente paralelos a uno de los hilos del retículo (Fig. 1-11). Si los polarizadores están desajustados, los procedimientos que se describen a continuación, pueden solucionar el problema.

Los hilos del retículo en la mayoría de los microscopios modernos quedan mecánicamente fijos. El desajuste potencial de los polarizadores puede ocurrir debido a que ambos polarizadores están rotados en relación a los hilos del retículo (o sea los cristales, como en la Fig. 1-11, se vuelven negros bajo polarizadores cruzados, pero existe un ángulo entre las caras del prisma y el retículo), o los polarizadores no están exactamente con sus direcciones de vibración uno a 90° del otro (o sea los cristales no se volverán completamente negros en algunas posiciones durante la rotación de la platina). Esto último es más común, ya que generalmente uno de los dos polarizadores está fijo en la mayor parte de los microscopios estándar. Por lo tanto, normalmente sólo uno de los dos polarizadores puede ser ajustado de manera más o menos simple. Sin embargo, permanece la posibilidad de que el filtro polarizador esté desalineado dentro de su montura.

Para alinear el plano de polarización del polarizador (= dirección de vibración de las ondas polarizadas) paralelo al hilo E-W del retículo, puede utilizarse un frotis con finas agujas de turmalina. Estas agujas yacerán en el plano del portaobjetos, por lo que es más fácil lograr orientaciones adecuadas que buscando granos de turmalina en una lámina delgada. En primer lugar, alinee una aguja de turmalina con su eje c paralelo al hilo N-S del retículo y luego gire el polarizador hasta que la aguja muestre su máxima absorción (Fig. 1-10, parte izquierda). Para este procedimiento el analizador debe estar retirado.

Explicación: La turmalina es un mineral fuertemente dicróico (dicróismo, Cap. 4). La máxima absorción ocurre perpendicular a su eje c, o sea en la dirección de vibración de las ondas ordinarias.

Atención! Asegure que la posición del polarizador no sea cambiada posteriormente. Muchos microscopios poseen un polarizador que puede rotarse, con una escala graduada en su montura, que indica cual debe ser la posición. Marque la posición en el soporte del polarizador o fijelo con cinta adhesiva.

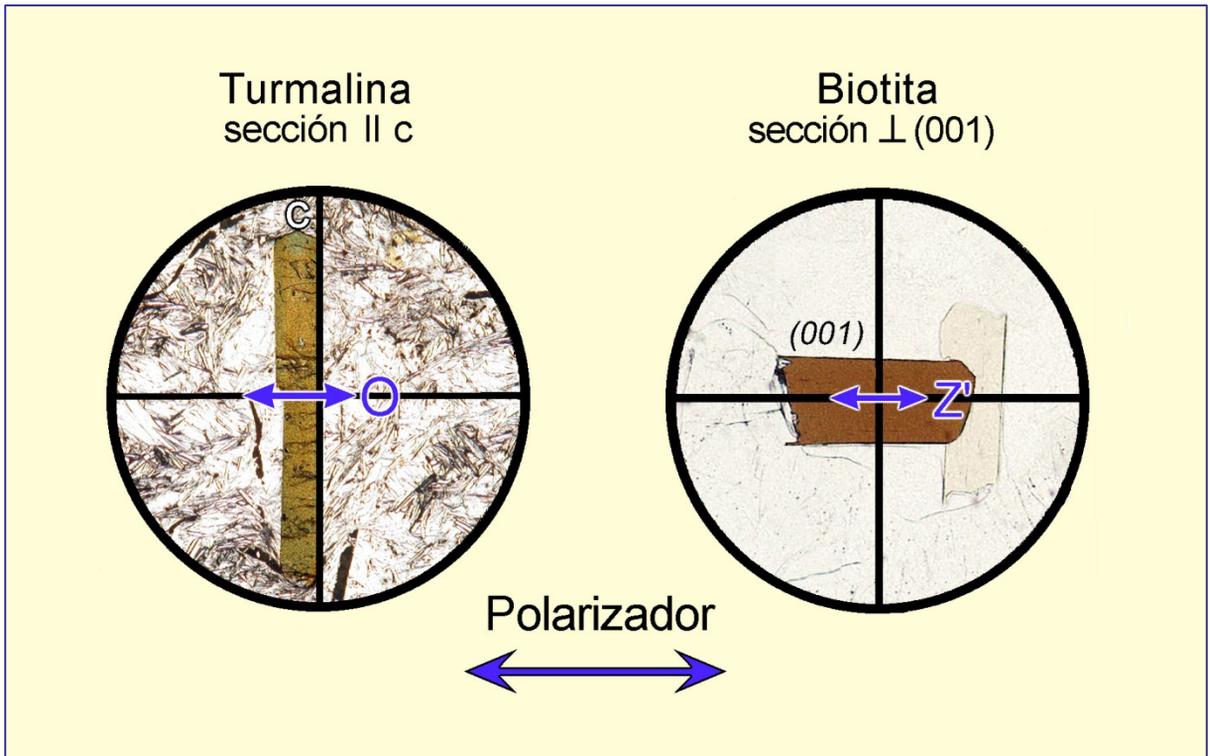


Figura 1-10. Verificación de rutina de la orientación del polarizador inferior usando turmalina o biotita. En los microscopios en los que el polarizador está orientado N-S, las direcciones de máxima absorción de ambos minerales deben rotarse 90° en relación con las mostradas aquí.

Una vez que el polarizador esté correctamente orientado, debe **alinearse el plano de polarización del analizador**, paralelo a la dirección N-S del retículo. Si la dirección de polarización del analizador está orientada paralela a N-S, al insertar el analizador en el camino de la luz (sin espécimen en la platina), el campo de visión debe quedar negro. Si el campo de visión no queda negro, debe ajustarse el analizador. Éste ajuste puede también ser realizado usando secciones prismáticas largas de minerales de simetría ortorrómbica o más elevada, como se muestra en la Fig. 1-11. Este procedimiento tiene la ventaja de permitir un preciso ajuste de los dos polarizadores y del hilo del retículo al mismo tiempo.

Los analizadores giratorios permiten ajustar la orientación del filtro polarizador con una escala graduada, que puede ser bloqueada luego del ajuste. En los analizadores desplazables más comunes, la posición correcta del filtro polarizador debe ser ajustada manualmente. En muchos microscopios modernos sólo uno de los dos polarizadores puede ser ajustado, mientras que la orientación del polarizador inferior o el analizador está fija.

Cuando son utilizados objetivos de alto aumento (sin objeto en el camino de los rayos de luz!) y el diafragma de apertura está abierto, el campo de visión no aparecerá completamente negro bajo polarizadores cruzados. Esto se debe a la rotación de la vibración E-W de las ondas polarizadas en las superficies fuertemente curvadas de las lentes del objetivo. Bajo iluminación conoscópica, se observa una imagen de interferencia que recuerda a una figura de interferencia de eje óptico centrado de un cristal uniaxial positivo débilmente birrefringente (Cap. 5).

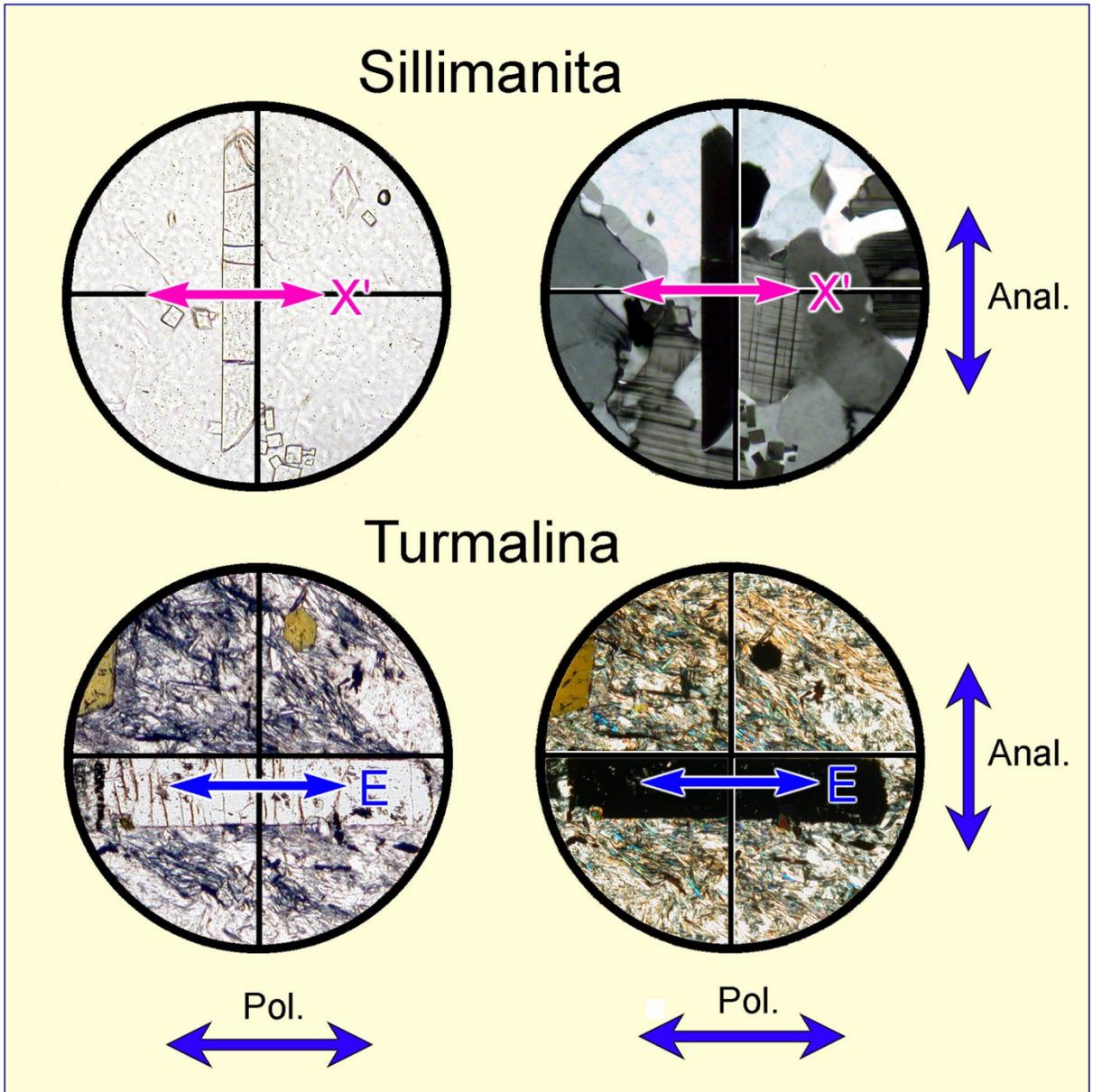


Figura 1-11. Verificación del ajuste preciso de la alineación de polarizador, analizador e hilos del retículo, con ayuda de secciones prismáticas de minerales de alta simetría.

Si el ángulo entre la posición de extinción y cualquiera de los hilos del retículo es exactamente 0° (como se observa aquí), los tres elementos están perfectamente alineados. Si el polarizador inferior está correctamente ajustado en relación a los hilos del retículo, el analizador puede ajustarse, de modo tal que la posición de extinción de los minerales prismáticos se corresponda con la alineación paralela a los hilos del retículo de las caras del prisma. Obsérvese que la orientación del polarizador inferior (E-W vs N-S) no puede verificarse bajo polarizadores cruzados.

1.7 Resolución de problemas

1.7.1 Optimización de la imagen del espécimen

Se asume que el microscopio ha sido ajustado para iluminación de Köhler (Cap. 1.5).

(1) Si la lámina delgada puede ser perfectamente enfocada con objetivos de bajo aumento ($M_o = 2,5$ a 10), pero permanece fuera de foco con objetivos de mayor aumento ($M_o = 20, 40, 63$ etc.) debe revisarse si la lámina delgada ha sido colocada del lado equivocado. Esto es, con el cubreobjetos hacia abajo (ver distancia libre de trabajo de los objetivos, tabla 1).

(2) Si la lámina delgada correctamente ubicada no puede ser enfocada con objetivos de elevado aumento, el cubreobjetos es probablemente muy grueso y debe ser reemplazado por uno de espesor estándar – 0,17mm.

(3) El enfoque correcto puede ser impedido por superficies sucias de los componentes ópticos. El polvo debe ser removido con un pincel suave y completamente libre de grasa.

(4) Imágenes borrosas y poco claras pueden ocurrir cuando la lente frontal del objetivo y el ocular están sucias, con huellas digitales o grasitud de las pestañas. En tal caso es recomendable limpiar las lentes cuidadosamente con paño para lentes o Kleenex. Las manchas de aceite (por ej. de aceite de inmersión) son removidas mejor con un algodón embebido en éter o alcohol etílico. Los solventes, sin embargo, deben ser aplicados con precaución pues pueden afectar las resinas sintéticas con las que las lentes están montadas. Para evitar las huellas digitales en las lentes frontales, los objetivos deben ser siempre cambiados utilizando el anillo moleteado del revólver.

1.7.2 Corrección de la iluminación defectuosa

El ajuste del microscopio para la iluminación de Köhler asegura un campo de visión homogéneamente iluminado (Cap. 1.5). Sin embargo, algunos problemas pueden permanecer en la calidad de la iluminación.

Si el campo de visión no está iluminado o lo está de forma irregular, aunque la fuente de luz esté funcionando y el diafragma de campo esté iluminado, las causas potenciales de estos problemas en el conjunto sub-platina son:

(a) La lente frontal del condensador o alguna lente extra debajo del condensador, han sido insertadas o retiradas de manera incompleta de la trayectoria óptica. En consecuencia, la montura de la lente puede bloquear total o parcialmente la luz.

(b) Los filtros no están correctamente posicionados.

(c) El campo de visión puede aparecer pobremente iluminado al usar objetivos de bajo aumento cuando el diafragma de campo está cerrado, el condensador está en una posición elevada o la lente frontal del condensador se encuentra insertada en el camino de la luz.

La iluminación sub-platina está ajustada en forma perfecta, si al ver la lámina delgada lateralmente y desde arriba, se observa un campo de iluminación redondo, uniforme y brillante que puede ser agrandado o reducido abriendo o cerrando el diafragma de campo.

Si la imagen de la lámina delgada se ve imperfecta al observar por los oculares, las causas de la mala iluminación deben ser buscadas en el tubo del microscopio. La luz puede ser parcial o totalmente bloqueada si:

(a) El revólver no fue adecuadamente montado en el microscopio o un objetivo no está en su lugar, en la posición de clic, luego de cambiar de aumento.

- (b) Una lámina accesoria ha sido incompletamente insertada en el tubo.
- (c) El analizador no ha sido completamente insertado o removido.
- (d) La lente de Amici-Bertrand está parcialmente insertada.
- (e) Una lente accesoria de aumento (por ej. Optovar en el foto microscopio Zeiss) no ha sido colocada adecuadamente en la posición de clic.

1.7.3 Causas de error en el modo polarizadores cruzados

- (a) En una lámina delgada de espesor estándar (25 o 30 μm) los granos de cuarzo y feldespato muestran colores de interferencia gris-blanco de primer orden. Si en lugar de ello se observan tintes blanco-amarronados, significa que los polarizadores no están correctamente ajustados o sea sus planos de polarización no están orientados perpendiculares uno con el otro. En este caso, el polarizador y el analizador deberán ajustarse siguiendo las instrucciones dadas en el Cap. 1.6.
- (b) Si los granos de feldespato muestran colores de interferencia azul-verde y naranja-rojo, en lugar de colores gris-blanco de primer orden, la lámina rojo de primer orden (lámina λ) está inserta en el camino de la luz (cf. Láminas accesorias, Cap. 4.2.4).
- (c) Los hilos del retículo deben estar orientados en forma precisa N-S y E-W. Para ello el tubo tiene dos ranuras en las cuales entra una saliente de la montura del ocular. Esto permite fijar el ocular en la posición estándar N-S – E-W o, si es necesario, en una orientación diagonal a 45° .

1.7.4 Cuidado y mantenimiento del microscopio

El microscopio debe estar ubicado en un laboratorio seco, donde no quede expuesto a la luz directa del sol. En los climas húmedos el laboratorio debe además poseer aire acondicionado.

Para prevenir que el microscopio junte polvo cuando no esté en uso, debe utilizarse una funda adecuada. Aun con las mayores precauciones el polvo se acumulará ocasionalmente sobre el equipo. Por ello los sistemas ópticos, como por ejemplo fuente de iluminación, filtros, lentes condensadoras y oculares, necesitarán ser limpiados cada pocos días. Si el microscopio no va a ser usado por un largo periodo de tiempo se recomienda almacenarlo dentro de un armario adecuado.

Al transportarse, el microscopio debe mantenerse vertical para evitar la caída de los filtros o las láminas auxiliares que no estén firmemente sujetas y pueden dañarse en caso de caerse. Para transportes a mayor distancia, estos accesorios deben ser retirados y almacenados adecuadamente, de ser posible en sus envases originales. Debe tenerse presente que los microscopios de polarización son instrumentos de alta precisión y cualquier accidente durante el transporte puede dañar seriamente la alineación de los sistemas ópticos. Las cajas de madera para microscopios, antiguamente suministradas con cada equipo, se han vuelto, lamentablemente, cosa del pasado.

La mayoría de las piezas móviles del microscopio están lubricadas. La grasa tiende a volverse más viscosa con el paso del tiempo. Por ello, es necesario que a intervalos regulares, un mecánico de precisión especializado realice el mantenimiento de las partes móviles. Aunque las lentes modernas están protegidas con un revestimiento anti-hongos, los sistemas de lentes requieren también de una limpieza regular por parte de un técnico especializado. El crecimiento de hongos puede ser un grave problema particularmente en los climas tropicales húmedos.

2 Medición de ángulos, longitudes y espesores

2.1 Medición de ángulos

La determinación de un mineral desconocido o la determinación de la composición de una solución sólida, requiere frecuentemente la medición de un ángulo entre dos elementos lineales o planos. Tales elementos pueden ser caras cristalinas, planos de clivaje, planos de macla o direcciones de vibración.

Por ejemplo, con la ayuda del ángulo entre los sets de clivaje es posible diferenciar piroxenos de anfíboles. Incluso aun de mayor importancia es la determinación de los ángulos entre los planos del mineral y las direcciones de vibración (Cap. 4.2.4).

Los ángulos se miden usando un microscopio de polarización que posea una platina giratoria con una escala graduada de 360°. Se necesita además una dirección de referencia que es suministrada por los hilos del retículo del ocular. Prerrequisitos para poder medir con precisión son el exacto centrado del microscopio y el uso de un objetivo de elevado aumento y pequeña profundidad de campo. Para la determinación del ángulo entre los sets de clivaje, el analizador debe estar retirado del camino de la luz.

El ángulo entre dos planos de clivaje, caras cristalinas etc. es medido idealmente en un grano o dominio de grano en que ambos planos sean paralelos a la dirección de observación (o sea perpendiculares a la platina). Cuando se desenfoca la lámina delgada, estando el diafragma de apertura ligeramente cerrado para obtener suficiente contraste, aparecerán aureolas luminosas de igual brillo a ambos lados de la traza de tales planos que migrarán hacia fuera de modo simétrico. Tal orientación óptima de grano es raramente encontrada en una lámina delgada pero para el trabajo de rutina, es suficiente encontrar granos en que las trazas de los planos de clivaje aparezcan como finas líneas oscuras.

Para la medición de los ángulos, la lámina delgada se desplaza con la mano o utilizando el carro o *chariot*, hasta que la intersección de los planos de clivaje se encuentre en el centro del retículo. Rotando la platina debe comprobarse si la intersección permanece centrada. Si ella se mueve fuera del centro del retículo el objetivo necesita ser centrado. Al rotar la platina evite presionar innecesariamente sobre ella.

A continuación, el set de clivaje 1 es rotado hasta que quede paralelo al hilo N-S del retículo. Luego, se lee el ángulo I en la escala vernier del borde de la platina (Fig. 2-1, izquierda). Se rota la platina del microscopio hasta que el set de clivaje 2 quede paralelo al hilo N-S del retículo; el ángulo II se lee en el vernier (Fig. 2-1, derecha). La diferencia entre I y II es el ángulo en cuestión.

Nota: Si durante el procedimiento se cruza la marca de 360°, los dos ángulos parciales deben ser sumados.

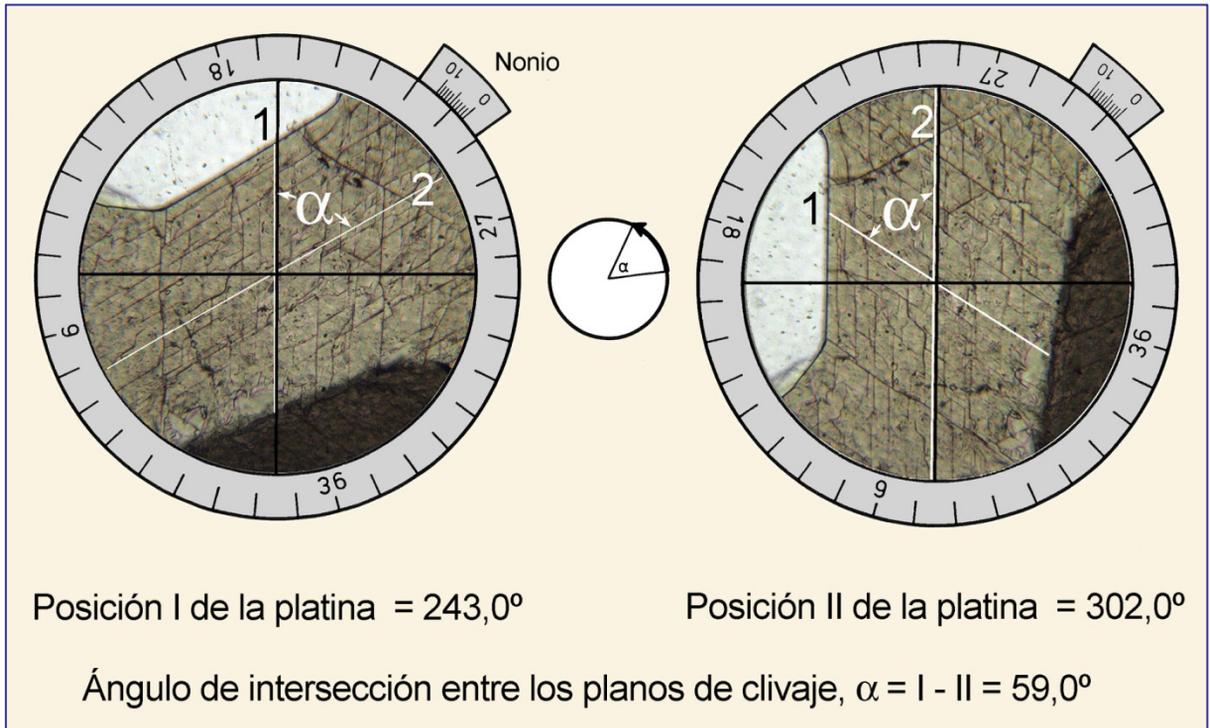


Figura 2-1: Medición del ángulo α entre dos sets de plano de clivaje.

Lo siguientes aspectos pueden contribuir al error en la medida:

1. Tolerancia mecánica de la platina
2. Precisión en la lectura de la escala de la platina
3. Precisión en la ubicación de la traza de los planos paralelos a los hilos del retículo
4. Precisión para encontrar la posición exacta de extinción cuando los ángulos son medidos en relación con las direcciones de vibración
5. Calidad de los elementos planos usados y de sus trazas en el grano mineral.

Asumiendo que las trazas de los planos son posicionadas con cuidado y que la lectura de la escala es realizada con atención, la causa más común de error es una pobre expresión del plano de clivaje. En particular, los minerales clasificados como poseedores de clivaje pobre o regular pueden mostrar trazas de clivaje escalonadas, muy cortas o no exactamente planas. Además, el clivaje puede estar curvado, debido a deformación, o puede contener minerales secundarios. Durante la preparación de la lámina delgada se pueden formar huecos al desprenderse fragmentos minerales según los planos de clivaje. Un desbaste cuidadosamente realizado puede llevar a que muy pocos planos de clivaje se abran y se vuelvan visibles. Los planos de macla además pueden no seguir exactamente las direcciones cristalográficas ideales.

Un problema común es encontrar un grano de orientación ideal en la lámina delgada (la línea de intersección entre los dos planos a medir debería ser exactamente vertical); incluso en algunas ocasiones resulta imposible. Cuando se utiliza un grano con una orientación ligeramente inclinada se debe tener en cuenta que se está introduciendo un error de algunos grados.

2.2 Medición de longitudes

Para determinar el tamaño de grano, las relaciones largo-ancho, etc. es necesario medir distancias. Para realizar esta medición se usan oculares micrométricos, los que deben ser previamente calibrados. El ocular micrométrico posee frecuentemente una escala horizontal o vertical combinada con los hilos del retículo orientados en el sentido E-W o N-S respectivamente (Fig. 2-2).

Al utilizarse objetivos de aumento creciente aumenta consecuentemente el tamaño de la imagen. Por ello, la calibración de la escala micrométrica del ocular debe realizarse para cada combinación ocular-objetivo separadamente. Los números de aumento grabados en la montura de los objetivos son sólo valores aproximados que hacen que una calibración basada sólo en cálculos sea relativamente imprecisa.

Para una calibración precisa se utiliza una escala específica llamada objeto micrométrico, que posee una graduación de $10\ \mu\text{m}$ por marca; 100 marcas de graduación representan 1 mm. El objeto micrométrico se coloca en la posición central de la platina y luego de ser enfocado es colocado paralelo y adyacente a la escala del ocular (Fig. 2-2). En el ejemplo (a) 100 marcas de graduación del objeto micrométrico, que suman $1000\ \mu\text{m}$, corresponden a 78 marcas de graduación de la escala micrométrica del ocular. Con este aumento (objetivo 6.3x; ocular 12.5x) la distancia entre dos marcas de graduación del ocular es $1000\ \mu\text{m}$ dividido por 78. El intervalo es entonces $12,8\ \mu\text{m}$. El ejemplo (b) es válido para otra combinación (objetivo 63x; ocular 12.5x).

Si, por ejemplo, es necesario determinar el diámetro de un grano, el número de marcas de graduación representando el diámetro del grano es contado y luego multiplicado por el valor de calibración de la combinación particular objetivo-ocular (Fig. 2-2c).

El error total del procedimiento descrito es un valor complejo acumulado. Tanto el objeto micrométrico usado para calibración como la escala micrométrica del ocular tienen un rango de tolerancia. Con los sistemas de lentes de elevado aumento ocurren errores porque la imagen no es enteramente plana y posee distorsión en la periferia. Al comparar objeto y graduación, el error mayor se produce habitualmente por el ojo humano. Para incrementar la precisión es importante realizar la medición con un objetivo del mayor aumento posible, de modo que el grano mineral abarque la mayor parte de la escala micrométrica del ocular.

2.3 Medición del espesor de una lámina delgada

La birrefringencia de los minerales anisótropos puede determinarse aproximadamente comparando los colores de interferencia con los de la tabla de colores de Michel-Lévy, o puede realizarse con mayor precisión usando el método de compensación. En ambos casos es necesario conocer el espesor del mineral en la lámina delgada. El espesor estándar de las láminas delgadas es 25 o $30\ \mu\text{m}$. A dichos espesores, muchos minerales, como el cuarzo y el feldespato, muestran colores de interferencias gris-blanco de primer orden. Si estos minerales no están presentes en la lámina delgada es difícil para el observador no experimentado estimar el espesor de la lámina delgada. En ese caso, el espesor puede determinarse por el movimiento vertical de la platina del microscopio.

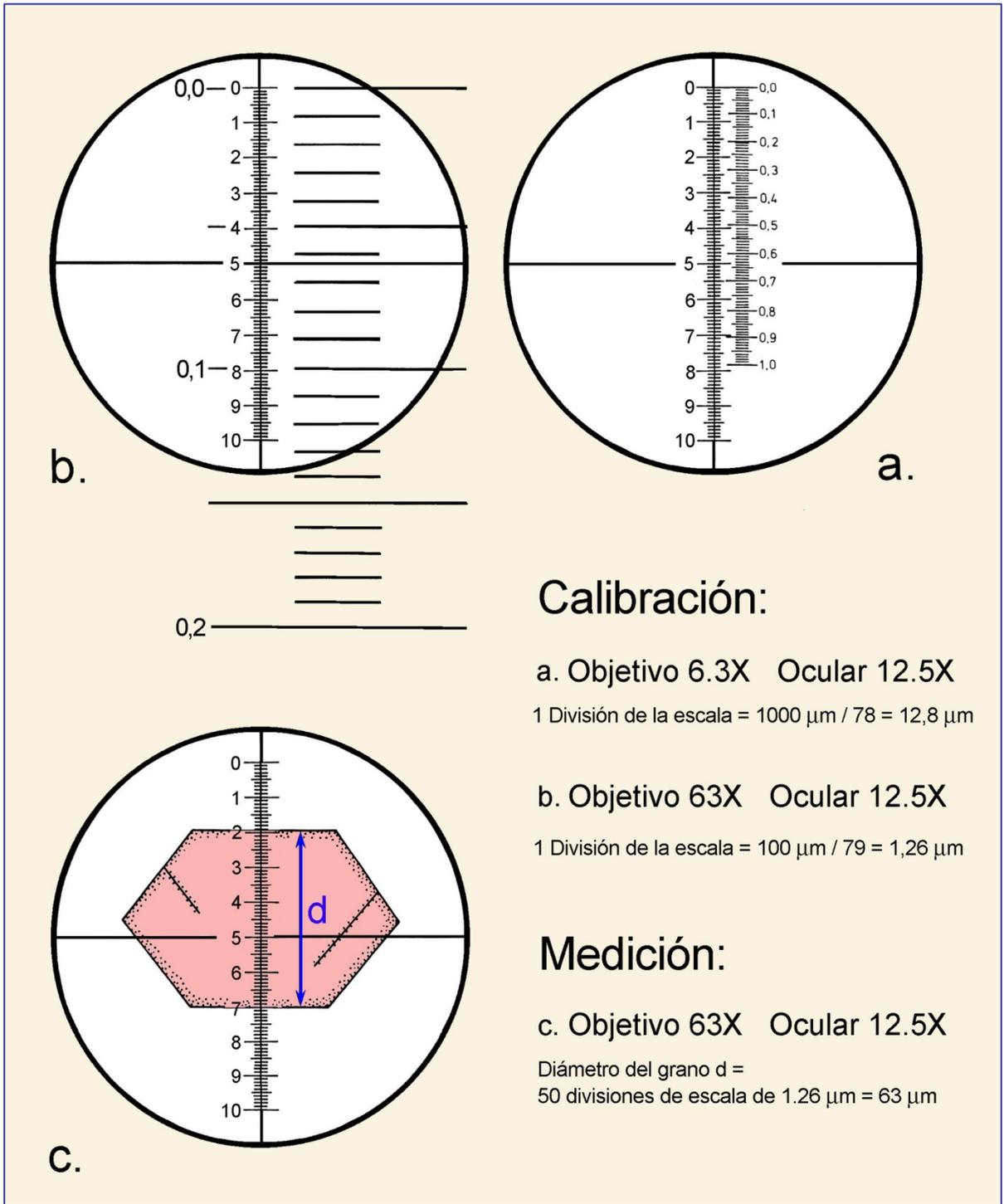


Figura 2-2. Calibración de la escala micrométrica del ocular para la medición de distancias.

Para el enfoque de la imagen, los microscopios están equipados con un mando para el ajuste grueso (o macrométrico) y otro para el ajuste fino (o micrométrico). Los manuales suministrados por el fabricante del microscopio contienen información sobre el desplazamiento vertical de la platina por cada marca de graduación del mando micrométrico. Este valor es 2 μm para la mayoría de los microscopios.

Para medir el espesor se elige un objetivo con elevado aumento y pequeña profundidad de campo y se enfoca la superficie del cubreobjetos. Esta superficie es reconocida por la presencia de partículas de polvo. El usuario inexperto puede auxiliarse dejando una huella digital en la superficie! Ahora el ajuste fino es girado en la dirección apropiada para disminuir la distancia entre la muestra y el objetivo. Eventualmente se pasará el cubreobjetos y se llegará a la interfaz entre el medio de montaje (bálsamo de Canadá o resina epoxi) y el mineral. Ésta se reconocerá por la aspereza de la superficie y las marcas del desbaste en la superficie de la lámina delgada. Reduciendo aún más la distancia entre el objetivo y la muestra, aparecerá en foco la superficie inferior de la lámina delgada con sus irregularidades. El camino seguido a través de la lámina delgada puede seguirse también a lo largo de planos de clivaje o inclusiones. Los operadores poco experimentados deberán repetir el procedimiento algunas veces y tomar nota y chequear las posiciones de las superficies límite usando la escala del mando de enfoque fino (micrométrico).

Para la precisa determinación del espesor usando las superficies superior e inferior de la lámina delgada es necesario girar el ajuste de foco en una sola dirección, eliminando el rebote mecánico. Si se mide el espesor desde la superficie inferior a la superior, la posición inicial del plano focal debe estar en el portaobjetos de 1 mm de espesor. Si el movimiento es en el sentido inverso, la posición inicial debe ser en el cubreobjetos de 0,17 mm de espesor por encima de la superficie del mineral.

Para llevar el foco desde la superficie límite inferior a la superior (o en la dirección inversa), es necesario girar el mando de ajuste fino un cierto número de marcas de graduación. Ese número multiplicado por el valor de cada marca de graduación (por ej. 2 μm) resulta en una distancia de movimiento vertical h en μm . Sin embargo, esta distancia no es normalmente el verdadero espesor de la lámina delgada.

Debido a la refracción de la luz, ambas superficies del mineral en la lámina delgada son observadas en una posición aparente y no en su posición real. La posición aparente de la superficie inferior es además influenciada por el índice de refracción del mineral (Fig. 2-3, arriba).

El espesor verdadero es $d = n_{\text{cristal}} / n_{\text{aire}} * \Delta h$.

Donde Δh , la distancia vertical, es la medida de acuerdo al número de marcas de graduación. El índice de refracción del mineral debe ser conocido al menos con precisión del primer decimal, lo que puede estimarse fácilmente.

Para el cuarzo, por ejemplo, sería: $d = 1,55 / 1 * 8,5$.

Si una marca de graduación corresponde a 2 μm , el resultado del espesor de la lámina delgada es: $d = 1,55 / 1 * 8,5 * 2 \mu\text{m} = 26.35 \mu\text{m}$.

Calibración del movimiento vertical

Si el movimiento vertical es desconocido, o pudo haberse modificado por el prolongado uso del microscopio, entonces necesita ser calibrado. Para este fin, se quiebra un cubreobjetos en dos y se determina el espesor del vidrio en el borde quebrado usando un calibre (o cartabón de corredera). Este instrumento es común encontrarlo en cualquier taller mecánico. El fragmento de cubreobjetos es luego colocado sobre un portaobjetos con la fractura en el centro del campo de visión. Dependiendo de la orientación de la superficie de fractura hay dos formas de calibración que llevan al mismo resultado (Fig. 2-3a,b):

a) $d = h$

b) $n = n_{\text{vidrio}} \approx 1,5$; $d = \Delta h * 1,5$ (ver arriba)

Si el espesor del cubreobjetos medido con el calibre fuera 168,4 μm , y el movimiento vertical de la platina fuera 67,3 y 44,9 marcas de graduación respectivamente, el valor de calibración por marca de graduación sería:

en el caso a) $168,4 \mu\text{m} / 67,3 = 2,5 \mu\text{m}$

en el caso b) $168,4 \mu\text{m} / 44,9 / 1,5 (n_{\text{vidrio}}) = 2,5 \mu\text{m}$.

El error de calibración puede incluir errores de diferente origen. Las tolerancias mecánicas del calibre y del microscopio son normalmente pequeñas en comparación con los errores de observación al estimar la posición de las superficies límite. Este error puede establecerse realizando una serie de mediciones.

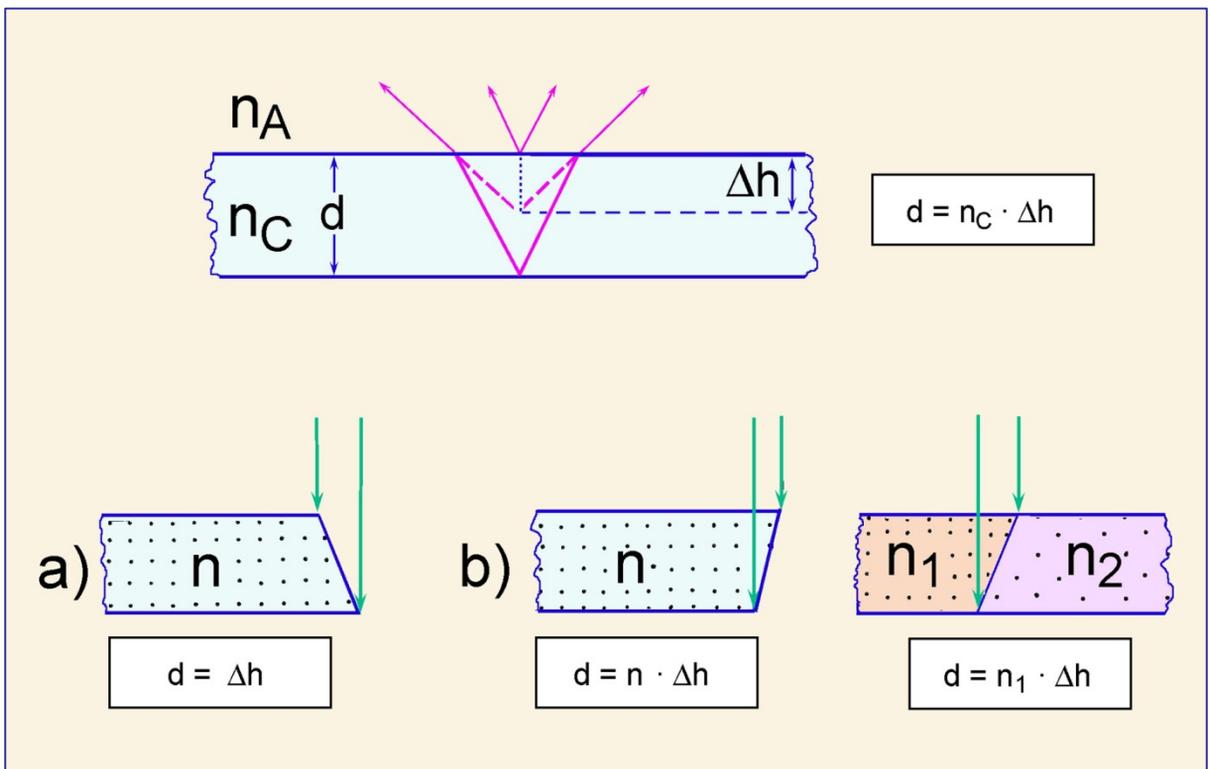


Figura 2-3. Calibración del movimiento vertical de la platina del microscopio y medida del espesor.

3. Propiedades morfológicas

3.1 Forma del grano y simetría

Los minerales, así como los sólidos sintéticos, presentan una considerable variedad de formas de cristal. La simetría de la forma “exterior” de un cristal de un mineral específico es una expresión de la simetría de la estructura cristalina “interior”. Según las características de la simetría, todas las fases cristalinas conocidas son asignadas a uno de los siete grupos de simetría cristalina (= sistemas cristalinos) (Fig. 3-1).

Combinación de caras cristalinas: dependiendo de las condiciones durante el crecimiento, las especies minerales pueden presentar diferentes formas de cristal a través de la combinación de diferentes caras cristalinas. La Fig. 3-2 muestra ejemplos de la variedad de formas de cristal del olivino y la augita en ocurrencias naturales.

Hábito: Los cristales pueden además presentar distintas proporciones aún cuando presenten las mismas caras cristalinas. Esto significa que las diferentes caras aparecen con diferente desarrollo. La figura 3-3 muestra cristales de diferente hábito, usando ejemplos de espinela, granate, sodalita y leucita (todos ellos ecuanter o equidimensionales), melilita, mica (escamoso, tabular, columnar corto) y clinopiroxeno y anfíbol (acicular, prismático).

Forma: Los cristales euedrales, que están completamente limitados por caras cristalinas racionales reflejan el crecimiento sin obstrucciones (como la cristalización en un fundido, Fig. 3-4, o en amígdalas, cavernas o poros, etc.), o se forman cuando un mineral tiene una particular tendencia a imponer su forma y sus caras cristalinas a otros adyacentes más débiles (series cristaloblásticas; Fig. 3-4).

Los cristales de forma subedral y anedral se observan cuando las características del mineral pueden desarrollarse sólo parcialmente (Fig. 3-5) o no se desarrollan; por ejemplo cuando la recristalización térmicamente inducida crea agregados de granos policristalinos (Fig. 3-6) o procesos de disolución o fusión llevan a un “redondeo” de las aristas del cristal.

La cristalización rápida en un fundido produce cristales esqueléticos o huecos (Fig. 3-7). Cristales plumosos minúsculos, dendríticos o aciculares crecen en los fundidos superenfriados (vidrios) (Fig. 3-8).

En la imagen bidimensional de una lámina delgada, la forma 3D de un cristal de una especie mineral debe deducirse del contorno de diferentes secciones de diferentes granos del mismo mineral (Fig. 3-9). Para los minerales formadores de roca pueden utilizarse como referencia los dibujos esquemáticos de las tablas de Tröger et al (1979). La figura 3-10 muestra la correlación entre la forma del cristal y la forma de las secciones para un miembro del grupo de los clinopiroxenos.

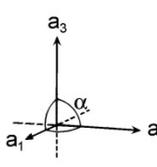
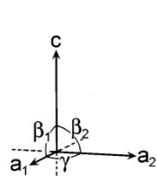
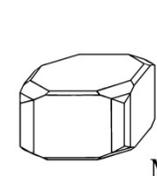
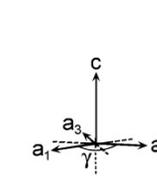
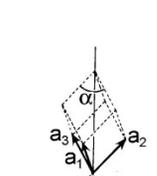
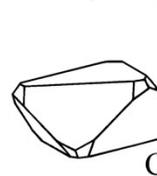
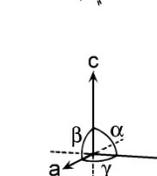
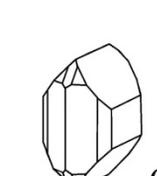
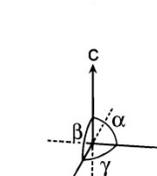
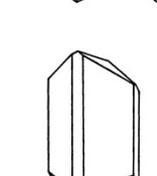
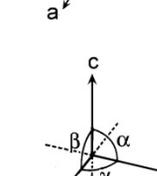
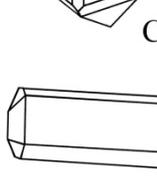
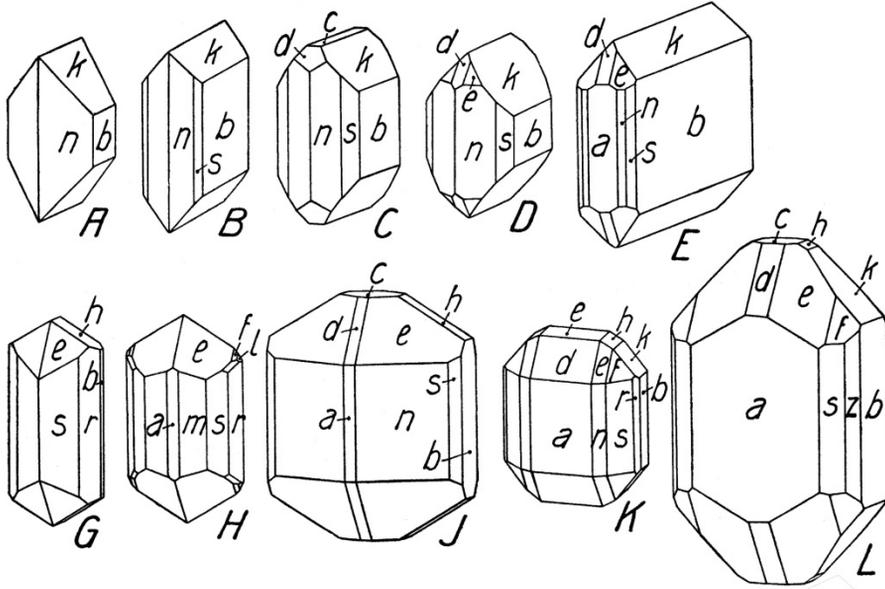
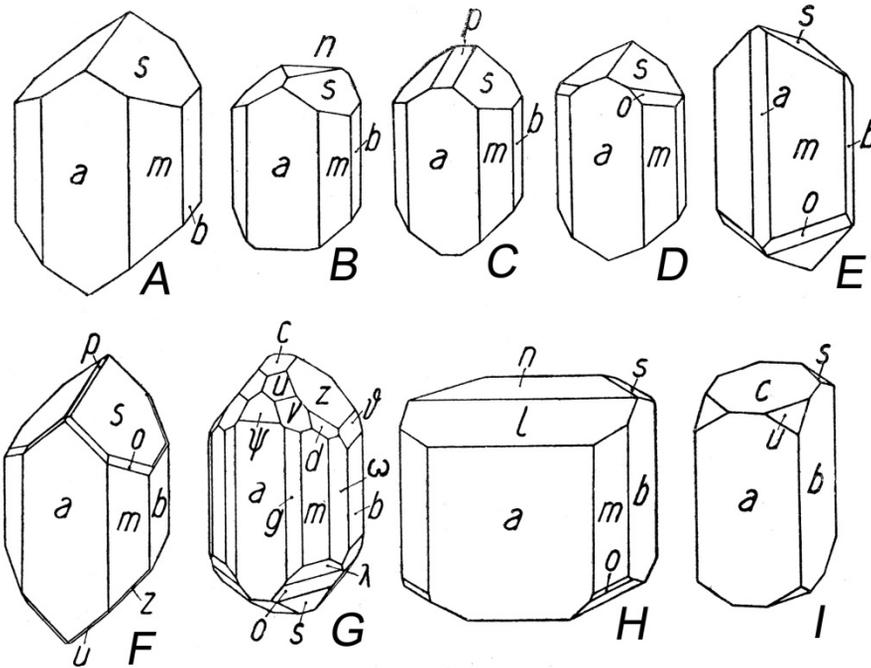
<p>Cúbico $a_1 = a_2 = a_3$ $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 90^\circ$</p>		 <p>Spl</p>	<p>granate, espinela, sodalita, leucita, fluorita, periclasa</p>
<p>Tetragonal $a_1 = a_2 \neq c$ $\gamma = \beta_1 = \beta_2 = 90^\circ$</p>		 <p>Mel</p>	<p>melilita, escapolita, circón, rutilo</p>
<p>Hexagonal $a_1 = a_2 \neq a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = 90^\circ; \gamma = 120^\circ$</p>		 <p>Qz</p>	<p>nefelina, cuarzo-β, apatito, berilo</p>
<p>Trigonal Romboédrico $a_1 = a_2 = a_3$ $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 \neq 90^\circ$</p>		 <p>Crn</p>	<p>cuarzo-α, carbonatos, corindón, turmalina</p>
<p>Ortorrómbico $a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$</p>		 <p>Ol</p>	<p>olivino, ortopiroxeno, antofilita, gedrita, sillimanita, andalucita, estauroлита, zoisita, anhidrita</p>
<p>Monoclínico $a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90^\circ; \beta \neq 90^\circ$</p>		 <p>Cpx</p>	<p>clinopiroxeno, clinoanfíbol, micas, sanidina, epidoto, zafirina, titanita, yeso</p>
<p>Triclínico $a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$</p>		 <p>Wol</p>	<p>plagioclasa, microclina, wollastonita, cianita</p>

Figura 3-1. Sistemas cristalinos.



$a=\{100\}$ $m=\{210\}$ $s=\{120\}$ $r=\{130\}$ $z=\{140\}$ $b=[010]$ $i=\{041\}$ $k=\{021\}$ $h=\{011\}$ $c=[001]$
 $d=\{101\}$ $e=\{111\}$ $f=\{121\}$ $l=\{131\}$

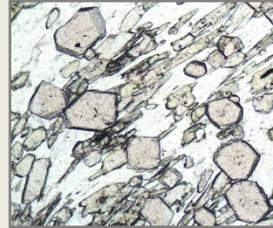
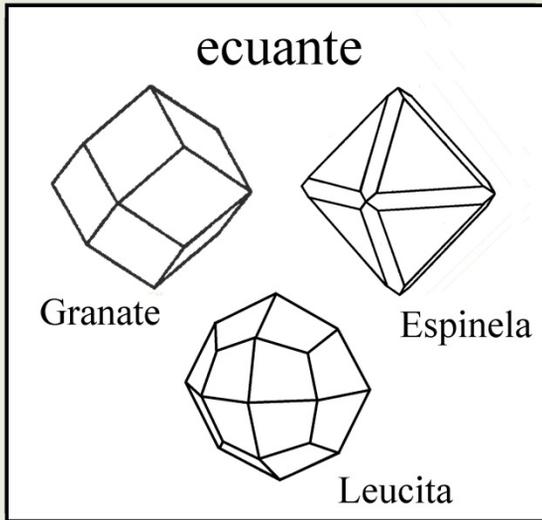
Formas de cristal en minerales del grupo del olivino (A-L) (Niggli, 1927; Fig. 5)



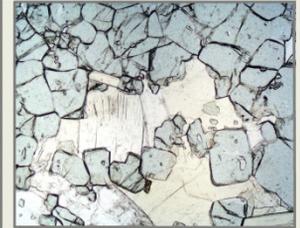
$a=\{100\}$ $f=\{310\}$ $g=\{210\}$ $m=\{110\}$ $i=\{130\}$ $b=[010]$ $\delta=\{061\}$ $x=\{041\}$ $z=\{021\}$ $s=[011]$
 $c=\{001\}$ $l=\{103\}$ $\psi=\{121\}$ $p=\{-011\}$ $n=\{-102\}$ $\lambda=\{-331\}$ $o=\{-221\}$ $w=\{331\}$ $v=\{221\}$ $u=\{111\}$
 $d=\{131\}$

Formas de cristal en augita (A-I) (Niggli, 1927; Fig. 16)

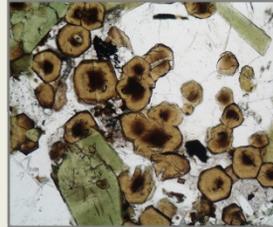
Figura 3-2. Variedad de formas de cristal en una única especie mineral, a través de combinaciones de diferentes caras cristalinas, en augita y olivino.



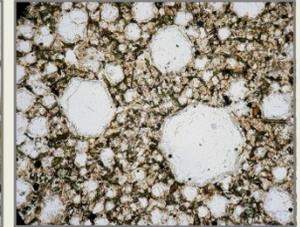
Almandino



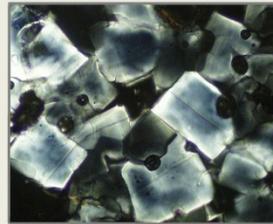
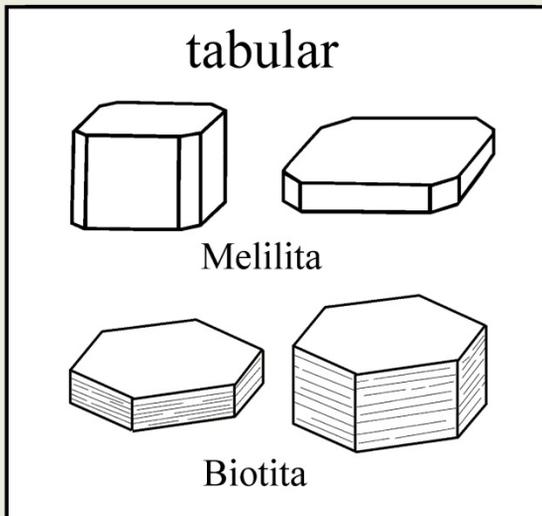
Espinela



Melanita



Leucita



Melilita



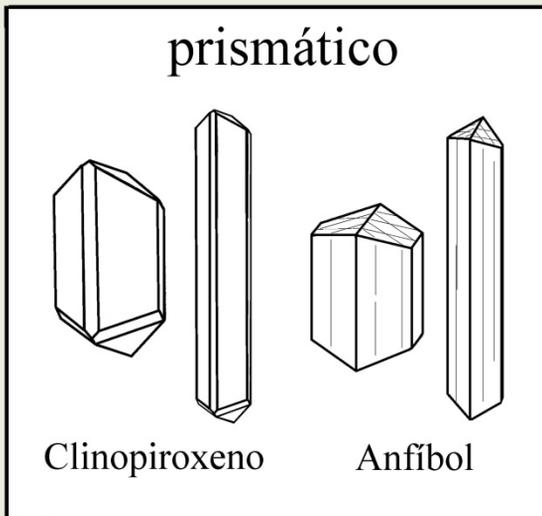
Melilita



Biotita



Biotita



Diópsido



Augita



Hornblenda



Actinolita

Figura 3-3. Hábito de cristales.

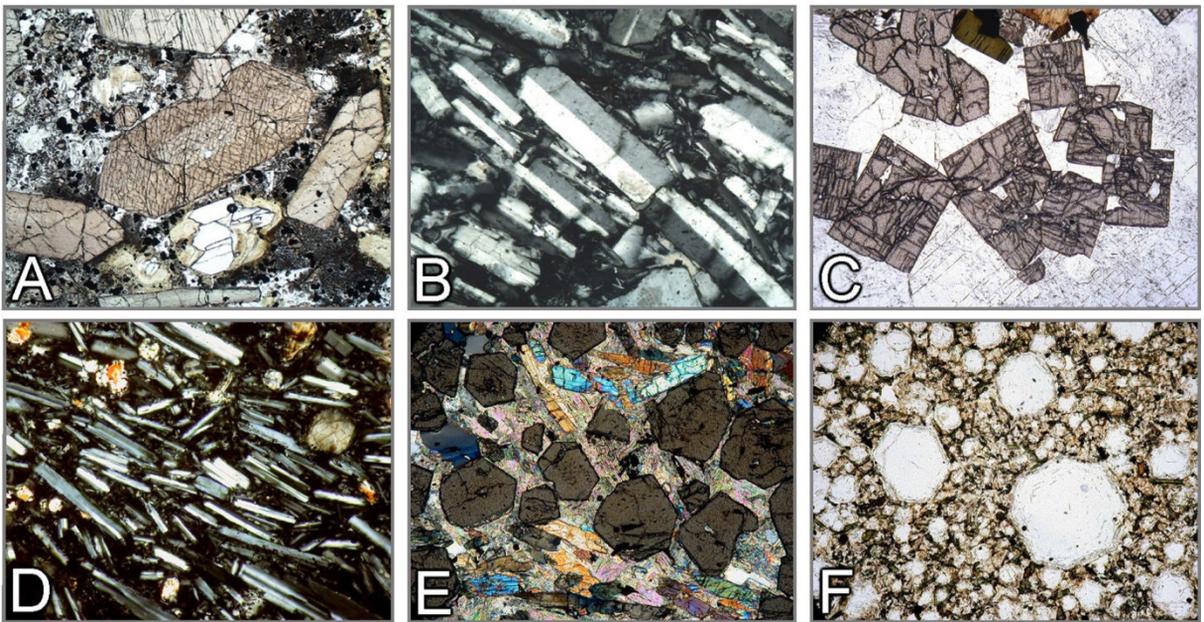


Figura 3-4. Forma euedral de grano.

A: Augita (basalto); B: Sanidina (traquita); C: Círcón (pegmatita sienítica); D: Plagioclasa (basalto); E: Granate (micaesquisto con granate y cianita); F: Leucita (foidita).



Figura 3-5. Forma de grano subedral.

A: Anfíbol (anfibolita); B: Biotita y Muscovita (micaesquisto); C: Olivino (basalto).

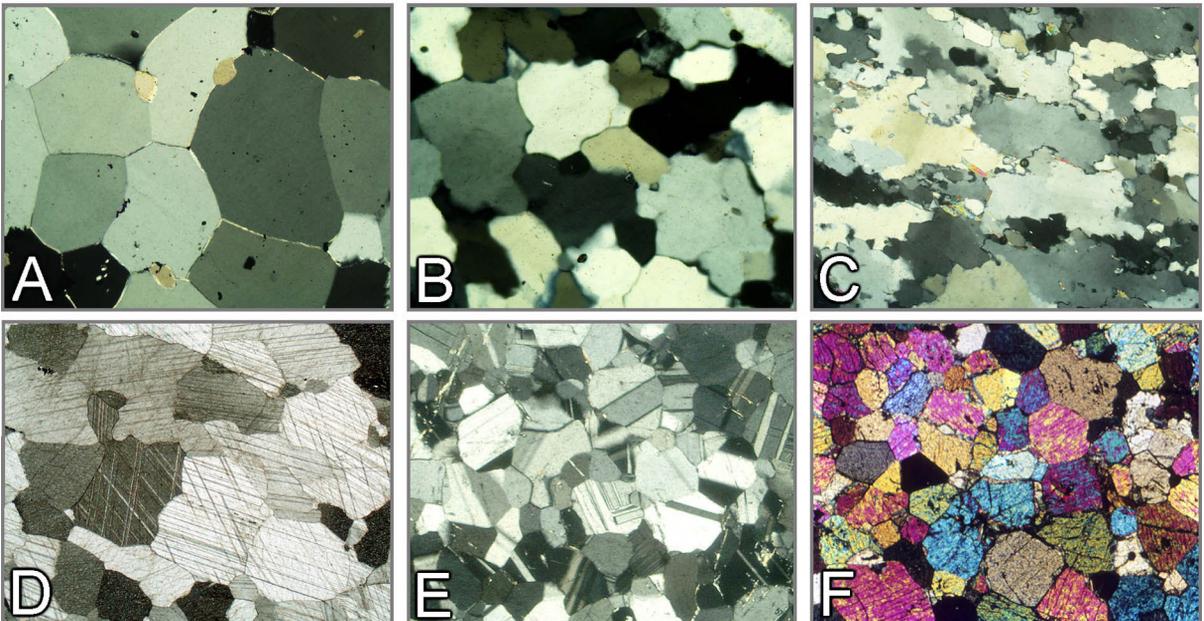


Figura 3-6. Forma de grano anedral.

Texturas granoblásticas en cuarcita (A a C), mármol (D), anortosita (E) y fels fayalítico (F).

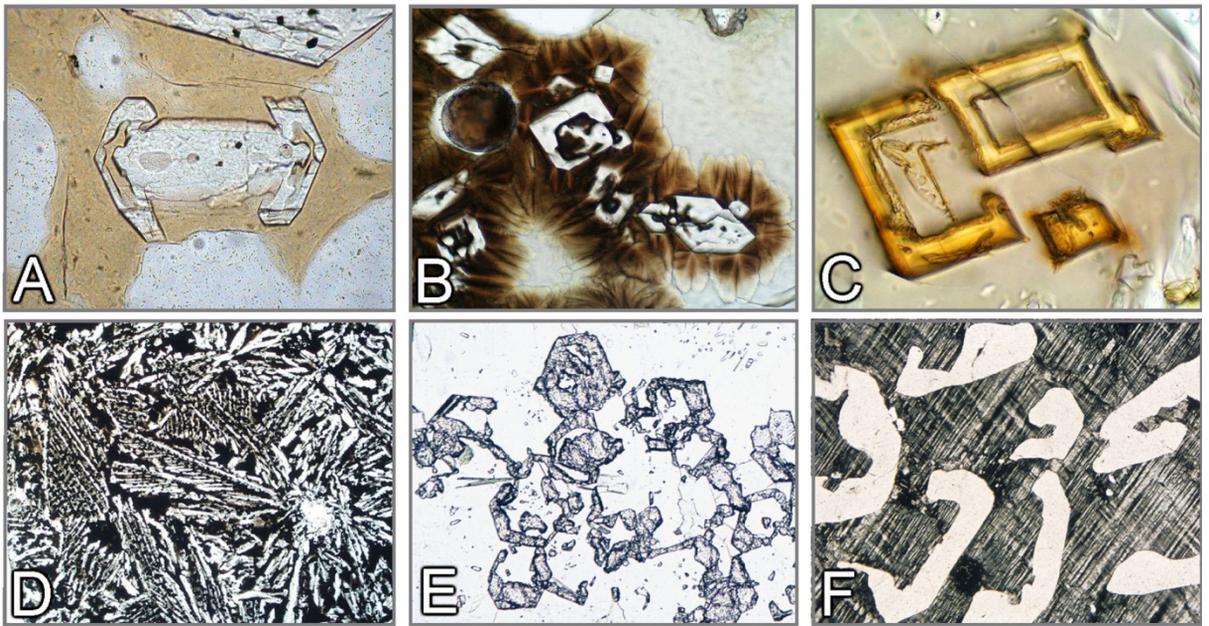


Figura 3-7. Formas de cristal esquelético.

A: Olivino (basalto); B, C, D: Diópsido, ferriclinopiroxeno y kirschsteinita (escoria); E: Atones de granate (gneiss); F: Cuarzo en microclina (granito gráfico).

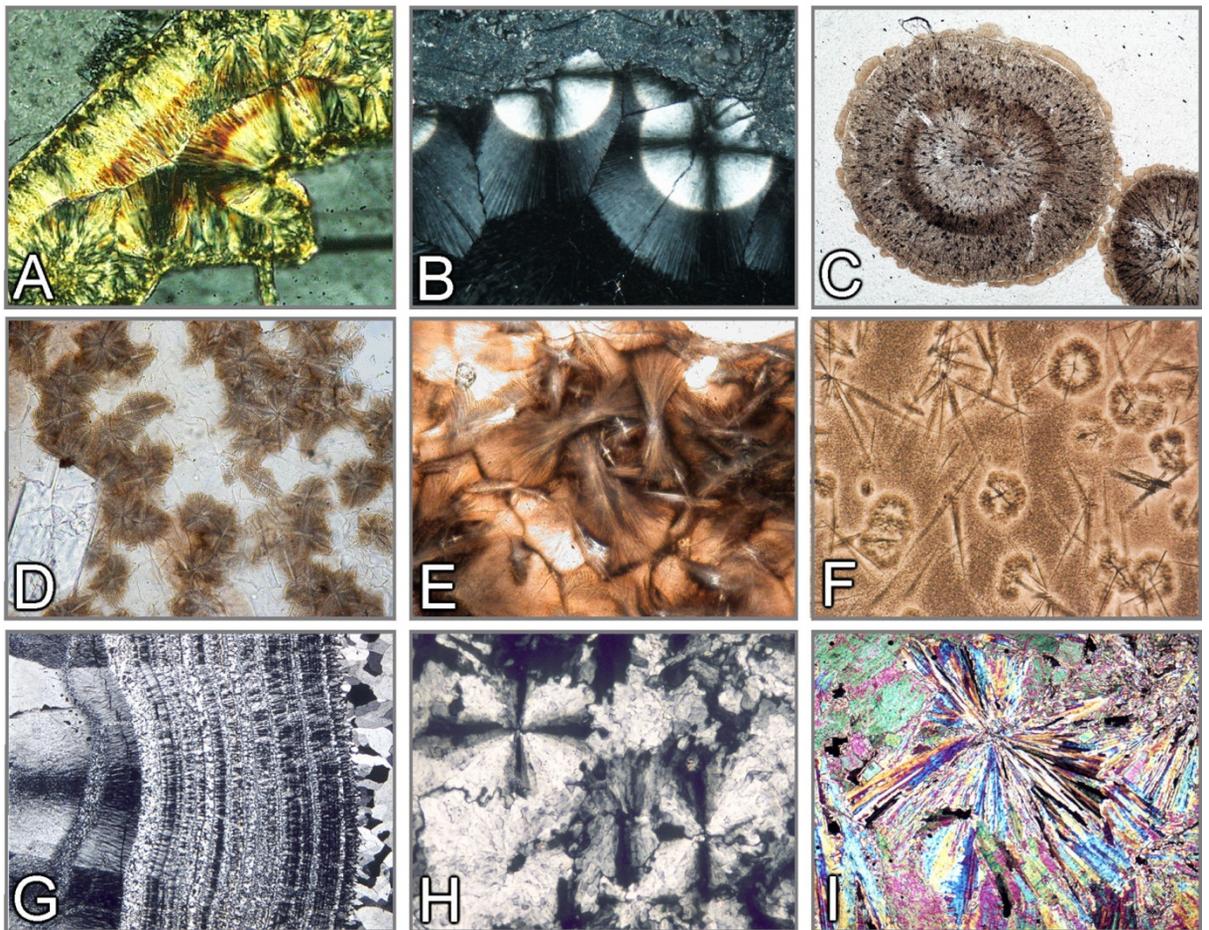


Figura 3-8. Cristales esferulíticos, dendríticos y radiados.

A: Esferulitas de clorita (charnoquita); B: Esférulas de ceolita radiada mostrando cruces de Brewster (limburgita; +Pol); C: Esférulas (obsidiana, Lipari); D: Dominios de desvitrificación dendrítica (basalto); E: Desvitrificación esferulítica en abanico (obsidiana, Arran); G: Calcedonia (ágata); H: Rosetas de barita con cruces de Brewster; I: Roseta de anhidrita (anhidrita, Zechstein).

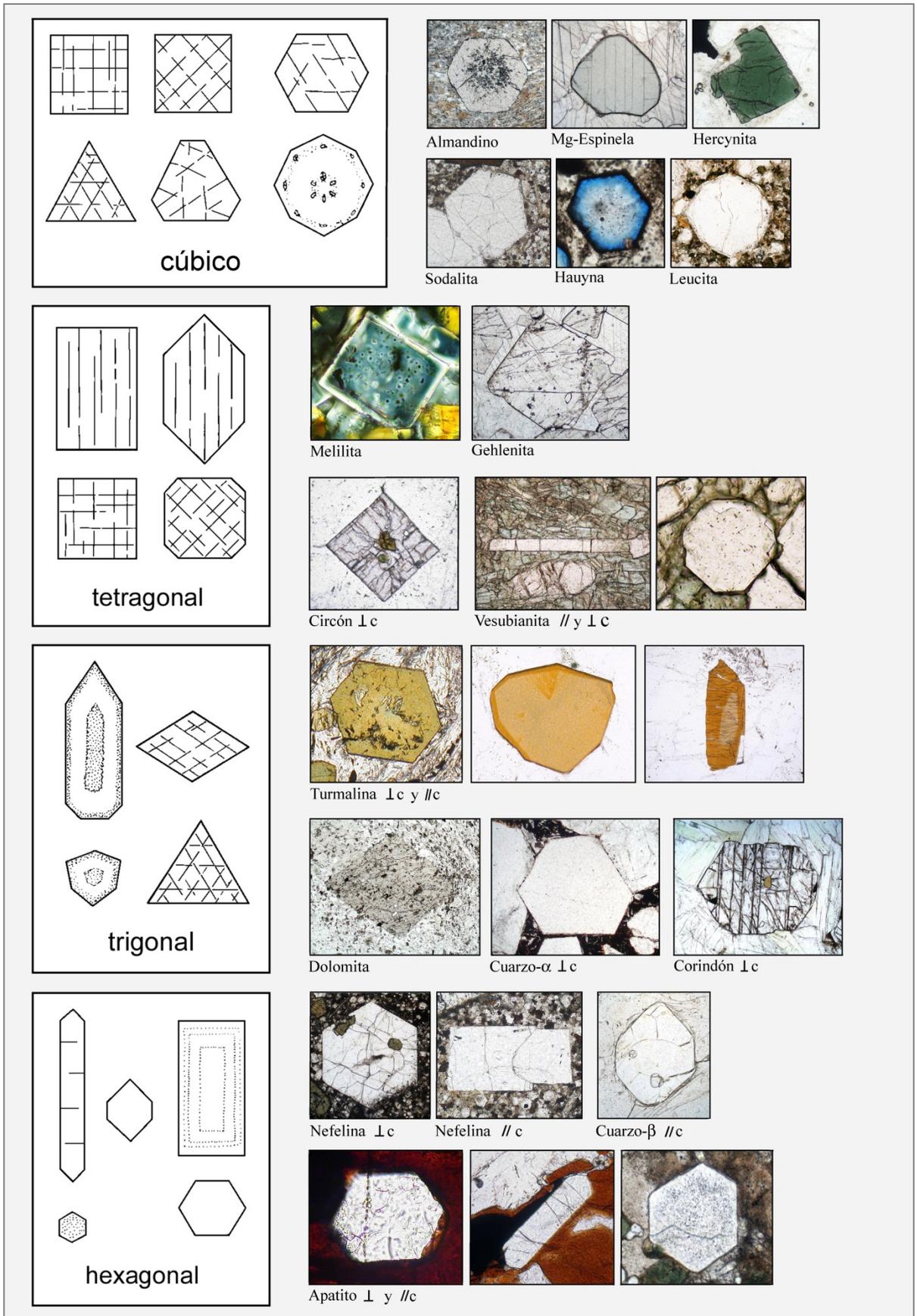


Figura 3-9. Secciones de cristales euedrales.

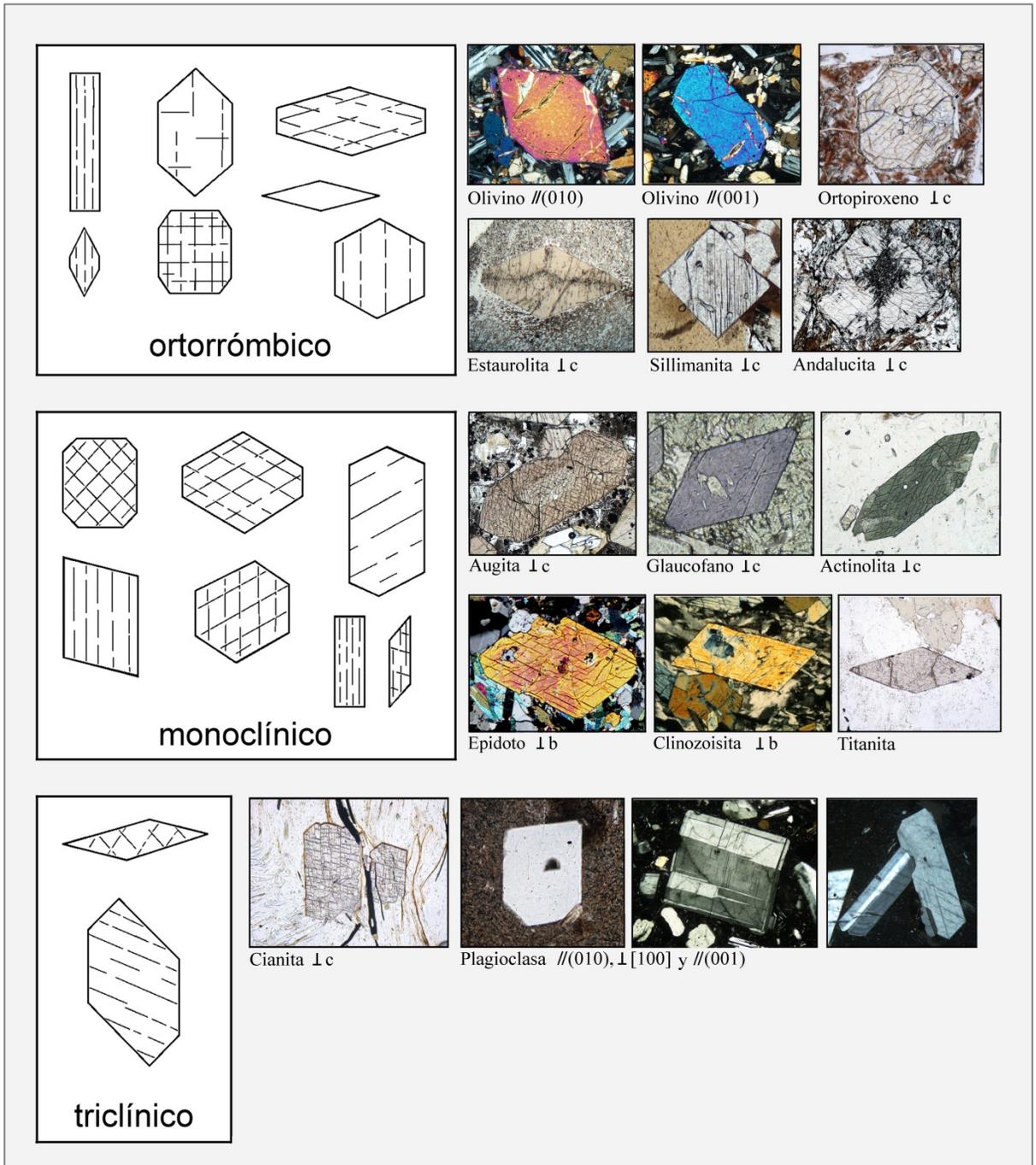


Figura 3-9 (cont.). Secciones de cristales euedrales.

Titanaugita

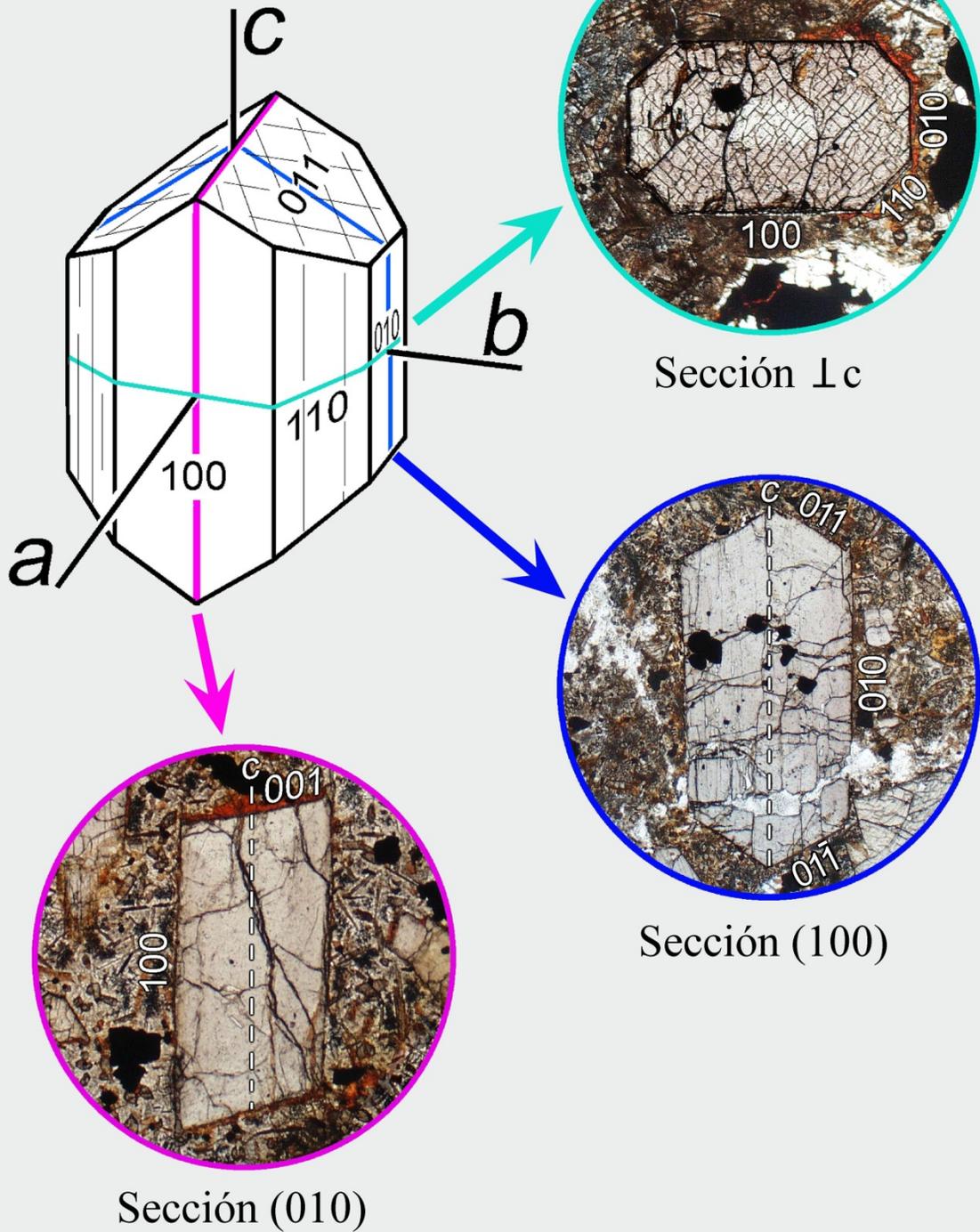


Figura 3-10. Relación entre la forma del cristal y las diferentes secciones usando clinopiroxeno (titanaugita) como ejemplo. Luz polarizada plana.

3.2 Clivaje, fractura, fenómenos de deformación y recristalización

Clivaje

Muchos minerales se dividen preferencialmente a lo largo de una o más direcciones. A esto se le llama clivaje. La aplicación de fuerzas mecánicas - ya sea relacionadas con procesos geológicos o con la preparación de la lámina delgada - puede generar en los granos minerales, fisuras planas de orientaciones cristalográficas definidas. El número y la calidad de los planos de clivaje son específicos de cada mineral, pero dependen también de la intensidad de los esfuerzos a los que haya sido sometido. El clivaje sigue planos cristalográficos que se caracterizan por enlaces débiles y por lo tanto refleja una estructura cristalina específica. Ejemplos son los filosilicatos con su clivaje basal prominente y los inosilicatos con sus dos sets de clivajes prismáticos y ausencia de clivaje basal (Fig. 3-11 A-C). Es muy común que los planos de clivaje estén orientados paralelos a las caras cristalinas principales (Fig. 3-11 A-D,F). Sin embargo, esto no puede ser generalizado (Fig. 3-11 E).

En las secciones transversales de un mineral, el clivaje es reconocido – en el caso ideal – por la traza recta de planos que cortan al grano. Cuando los planos de clivaje están orientados paralelos a la dirección de observación (perpendiculares a la platina) se ven como oscuras y delgadas líneas. Al aumentar la inclinación de los clivajes (menos perpendiculares a la platina), las líneas se ensanchan y se vuelven más borrosas hacia la dirección en que se inclinan. Si el plano de clivaje forma un ángulo pequeño con el plano de la lámina delgada podrá no ser observable.

El clivaje y también la ausencia del mismo (por ej. cuarzo, estaurólita) es una importante propiedad morfológica para la identificación mineral. El número de sets de clivaje y los ángulos específicos entre ellos pueden ser distintivos de especies minerales y también de grupos enteros de minerales (piroxenos, anfíboles, etc.). Debe notarse también que los ángulos entre clivajes

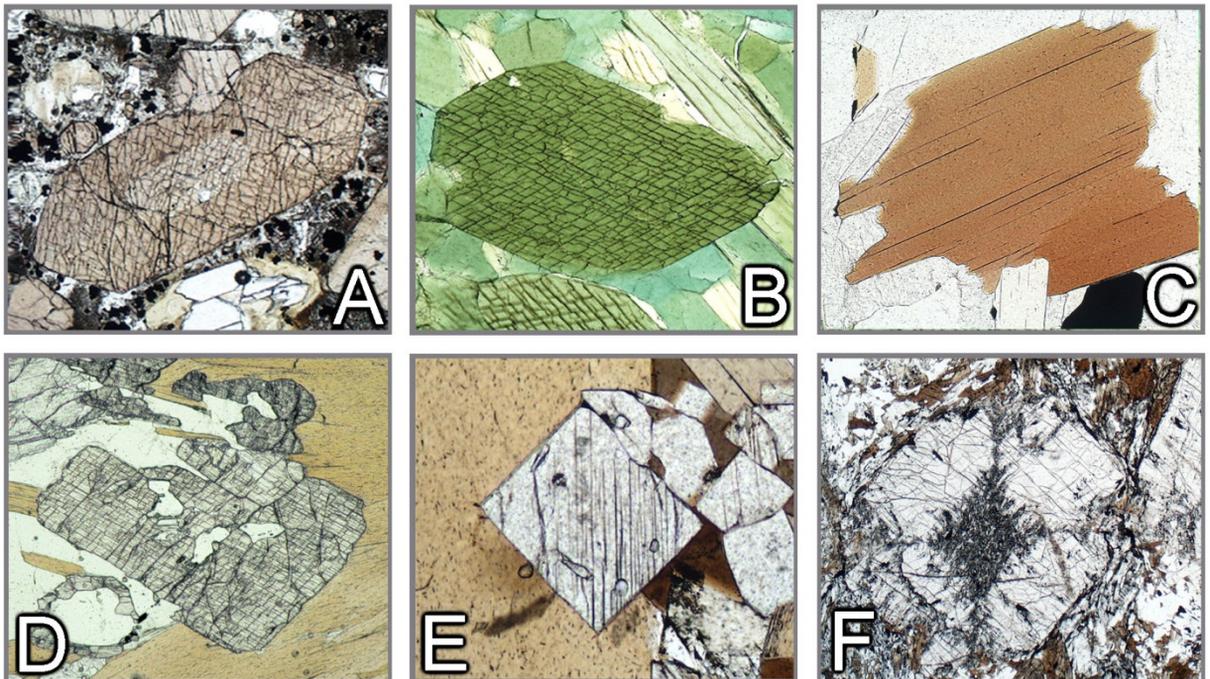


Figura 3-11. Clivaje.

A: Augita – sección perpendicular al eje c. Los planos de clivaje {110} forman ángulos de 87° y 93°. B: Hornblenda – sección perpendicular al eje c. Los planos de clivaje {110} forman ángulos de 56° y 124°. C: Biotita – sección ortogonal al clivaje (001). D: Cianita - sección aproximadamente perpendicular a c mostrando el típico patrón de clivaje muy bueno (100) y clivaje bueno (010). E: Sillimanita - la sección perpendicular a c muestra el buen clivaje (100). F: Andalucita – sección perpendicular al eje c. Los planos de clivaje bueno {110} se intersectan a ángulo casi recto.

críticos para minerales específicos deben observarse en secciones apropiadas (Fig. 3-11 A,B). Si el eje común entre dos sets de clivaje está inclinado los ángulos entre las trazas de clivaje no se corresponderán más con los ángulos entre los respectivos planos. Para sets de clivaje prismáticos, el eje común es normalmente c.

Por ello el clivaje puede también suministrar información sobre la orientación de los granos minerales en la lámina delgada. Por ejemplo, las secciones basales de cristales de anfíbol (aprox. ortogonales a c) muestran dos sets de clivaje intersectándose, mientras que las secciones prismáticas (paralelas a c) muestran aparentemente un solo clivaje (Figs. 3-11 B, 4-15 – 4-17). En realidad estas trazas de clivaje paralelas se derivan de dos sets {110} de clivaje que no pueden ser fácilmente distinguidos en las secciones prismáticas. En otras palabras, la disposición de las trazas de clivaje en los anfíboles (así como en los piroxenos) puede utilizarse para identificar las secciones basales y prismáticas en combinación con otros criterios, como birrefringencia y, si los minerales son coloreados, pleocroísmo.

Fractura

Muchos minerales sólo presentan clivaje muy pobre o no lo presentan. Cuando son expuestos a esfuerzos mecánicos externos o esfuerzos internos durante el enfriamiento rápido estos granos minerales desarrollarán fracturas irregulares. Estas fracturas pueden incluso tener una orientación preferencial (Fig. 3-12). El clivaje y la fractura dependen del tamaño de grano. Cuando los minerales ocurren en granos muy pequeños comúnmente no muestran clivaje ni fractura.

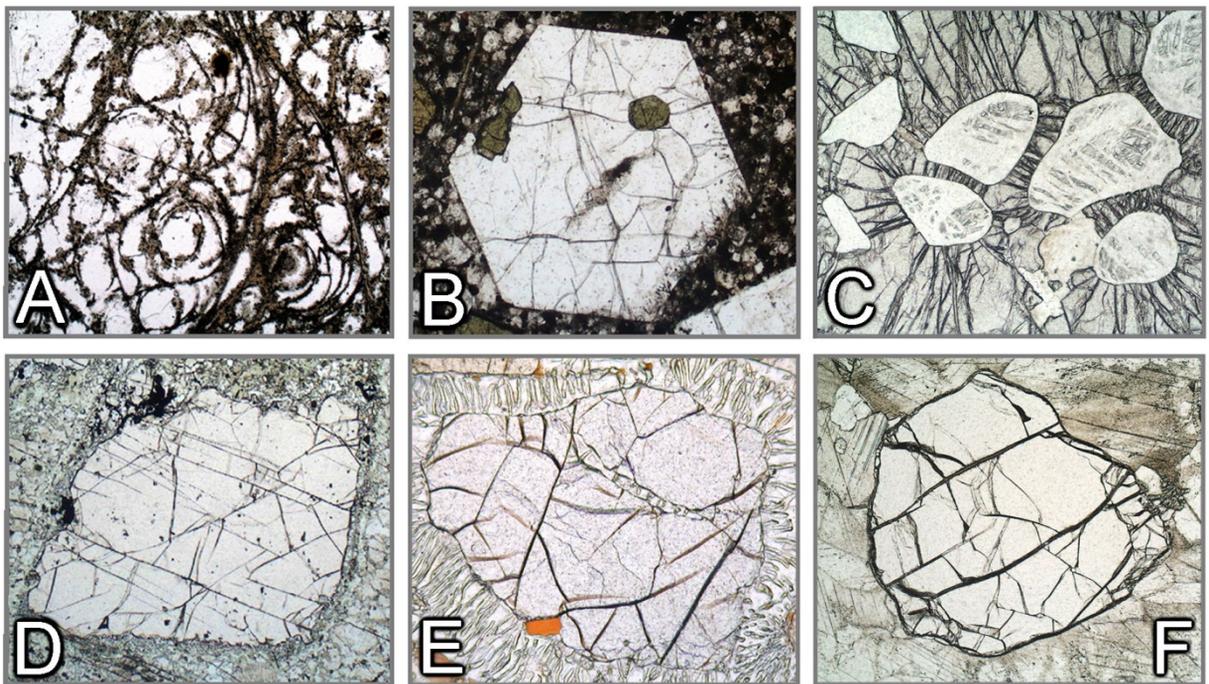


Figura 3-12. Fractura.

A: Perlita – debido al enfriamiento abrupto, el material vítreo (obsidiana) desarrolló grietas curvas concéntricas. B: Nefelina – grietas de tensión, irregulares, debidas al enfriamiento rápido. C: Pirope – grietas radiales que emanan de inclusiones de coesita mayormente transformadas en cuarzo. La causa de las fracturas es el incremento de volumen asociado con la transformación coesita-cuarzo, que resulta en esfuerzos aplicados en el hospedador (granate). D: Granate – planos de fractura orientados paralelos a diaclasas estrechamente espaciadas en granulita básica. E: Granate – grietas irregulares anteriores a la reabsorción por simplectita ortopiroxeno + cordierita. F: Olivino – grietas irregulares que documentan el comportamiento frágil del grano de forsterita durante la deformación plástica de la matriz calcítica.

Deformación y recristalización

Los minerales de las rocas metamórficas responden de diferentes maneras a los esfuerzos tectónicos dependiendo de las condiciones de temperatura reinantes, las tasas de deformación, el nivel de esfuerzo diferencial y la presencia o ausencia de fluidos. En términos generales, a temperaturas bajas, los minerales tienden a mostrar comportamiento frágil, mientras que a temperaturas altas se deforman plásticamente. La temperatura de la transición entre el comportamiento frágil y el plástico es específica de cada mineral (a las tasas de deformación típicas de los procesos orogénicos, la temperatura de transición para el cuarzo es de aprox. 300 °C y de 400-500 °C para los feldespatos).

La figura 3-13 muestra microestructuras típicas producidas por deformación frágil a baja temperatura. En la transición frágil-dúctil, los granos minerales pueden mostrar rasgos tanto de comportamiento frágil (fracturación, cataclasis) como de comportamiento plástico (extinción ondulosa, kinking, curvado).

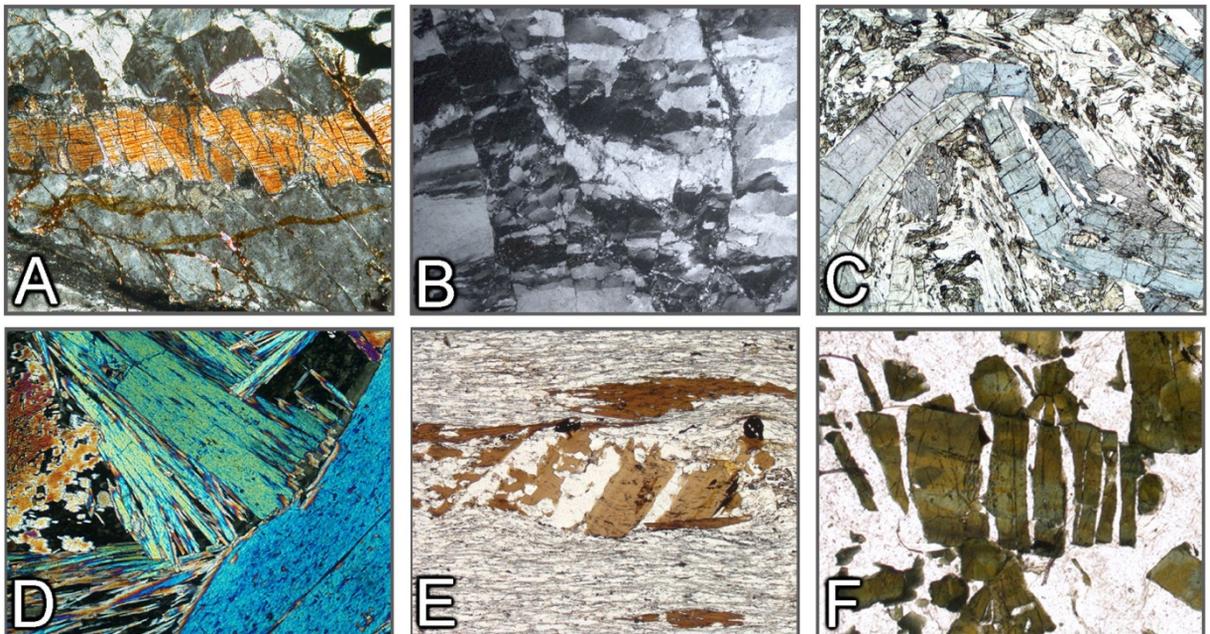


Figura 3-13. Comportamiento de deformación frágil de granos minerales.

A: Fracturación estilo dominó en cristal de sillimanita. B: Deformación cataclástica de cuarzo. C: Cristales de glaucofano rotos y con kinks, en micropliegue. D: Deformación cataclástica de actinolita. E,F: Microboudinage de biotita y turmalina. Las fracturas abiertas están rellenas con cuarzo.

(Microfotografías – B: Michael Stipp, IFM-Geomar Kiel; E,F: Bernardo Cesare, University of Padova)

Al observar en el microscopio de luz polarizada, la deformación plástica de los cristales se pone de manifiesto si los granos minerales muestran curvado o kinking de elementos morfológicos normalmente planos, tales como clivajes, caras cristalinas racionales o planos de macla (Fig. 3-14). El cambio continuo o discontinuo en la orientación del retículo cristalino dentro de un grano mineral único se asocia con el cambio gradual o abrupto de las posiciones de extinción al girar la platina del microscopio. Incluso cuando faltan elementos morfológicos característicos (como por ejemplo en el cuarzo) es posible reconocer la deformación por la heterogeneidad en las posiciones de extinción de diferentes dominios dentro de un grano (Fig. 3-14 J,L). Estos rasgos de deformación son causados por procesos intracristalinos inducidos por el estrés, tales como *glide* de dislocaciones y *creep* de dislocaciones. La deformación plástica de los retículos cristalinos puede ser continua en un grano mineral o afectar sólo dominios discretos. A lo largo de ciertos planos definidos de *glide* pueden formarse láminas de deformación o láminas de traslación (Fig. 3-14 K; 3-15 H).

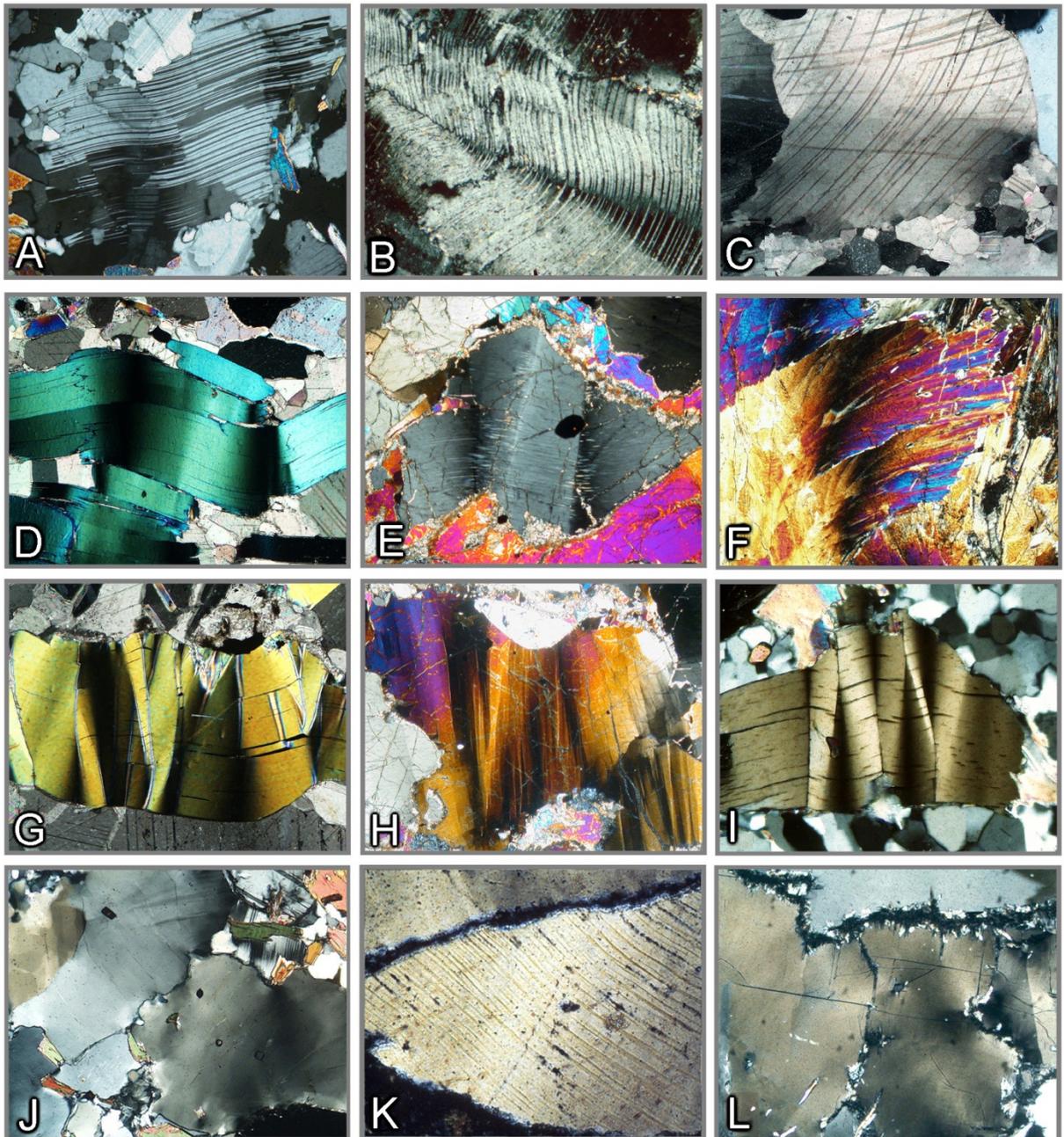


Figura 3-14. Deformación plástica de granos minerales (curvado, *kinking* y láminas de deformación).

A–C: Cristales fuertemente deformados con láminas de macla curvadas (albita, plagioclasa, calcita). D–F: Cristales curvados y con kinks (mica, ortopiroxeno, glaucofano). G: flogopita con marcados kinks. H: Olivino con kink bands. I: Cianita con kink bands. J: Cuarzo con extinción ondulosa. K: Cuarzo mostrando láminas de traslación en (0001). L: Cordierita deformada mostrando extinción ondulosa y bordes pinitizados.

(Microfotografías B,K: Jörn Kruhl, TU München).

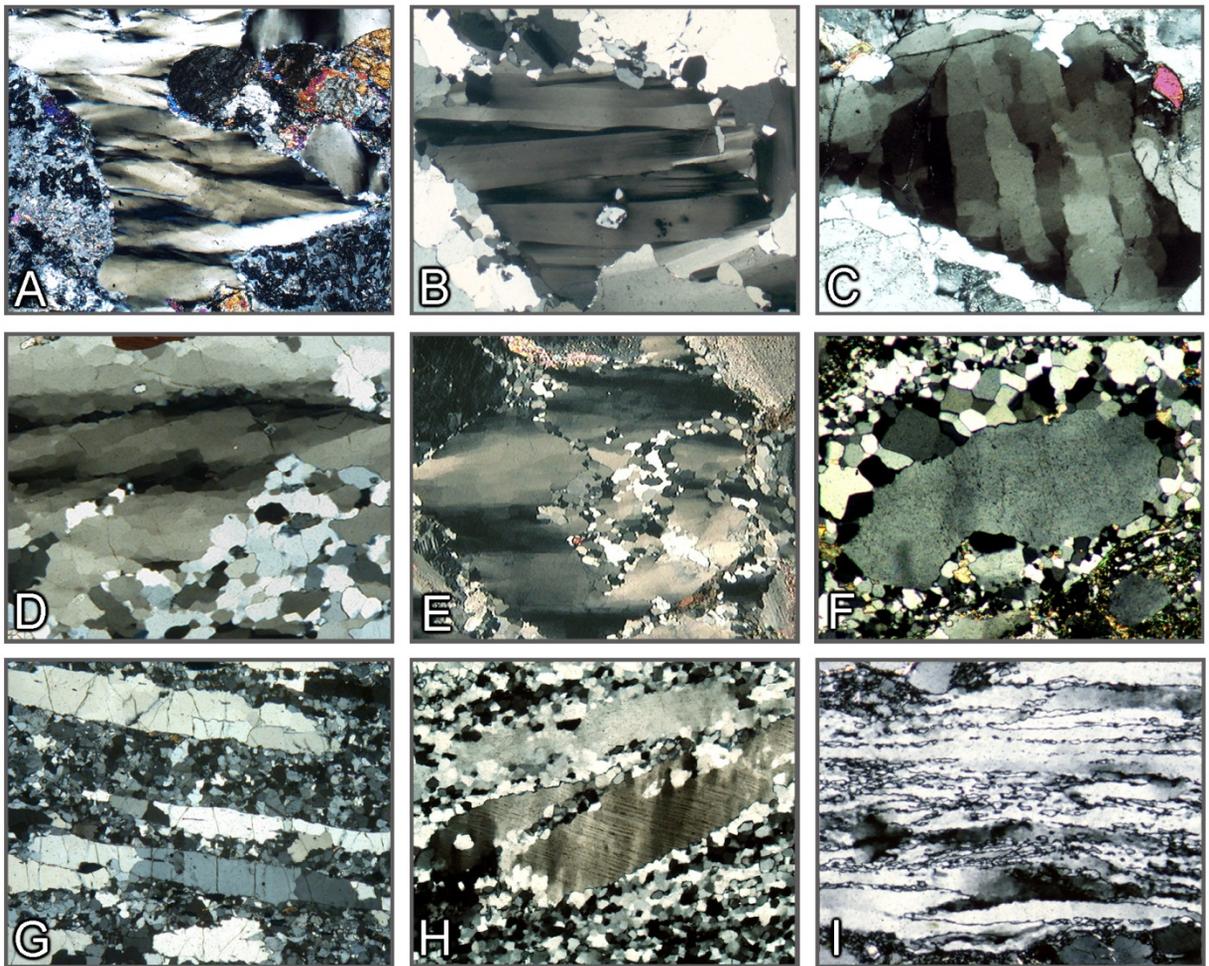


Figura 3-15. Deformación plástica y recrystalización en cuarzo.

A, B: Dominios de subgranos elongados paralelos a c. C: Patrón en tablero de ajedrez (*chessboard*). D, E: Granos parcialmente recrystalizados mostrando dominios de subgranos. F: Recrystalización estática del dominio de borde de un cristal de cuarzo turbio. G, H: *Platy quartz* en una matriz recrystalizada de cuarzo+felsdespato (granulita félsica). I: Cuarzo fuertemente aplastado con bordes de grano aserrados.

(Microfotografías – E: Rainer Kleinschrodt, Universität Köln).

El mecanismo de deformación por maclado mecánico está restringido a algunos minerales (por ej. plagioclasa, calcita). A diferencia de las maclas de crecimiento, las maclas de deformación muestran típicamente geometría acuñada (Fig. 3-16 A,B,I).

A medida que la deformación procede la migración de las dislocaciones y la acumulación de dislocaciones en ciertas zonas preferenciales (bordes de subgranos) dentro de un mineral, puede llevar a la formación de agregados de dominios de cristal pobres en dislocaciones (subgranos; Fig. 3-15 A-E, Fig. 3-16 D,F,G,H). El retículo entre subgranos adyacentes está inclinado sólo unos pocos grados (bordes de grano de bajo ángulo). Entre polarizadores cruzados se puede observar una marcada discontinuidad en la dirección de extinción (extinción ondulante por dominios). La formación de subgranos es particularmente frecuente en el cuarzo pero también puede observarse en otros minerales (Fig. 3-16 D,F,G,H). En el cuarzo los dominios de subgrano pueden ser elongados según la dirección cristalográfica c (Fig. 3-15 A,B,D,E). Pueden ocurrir además, patrones de subgrano que se entrecortan (tablero de ajedrez o chessboard; Fig. 3-15 C).

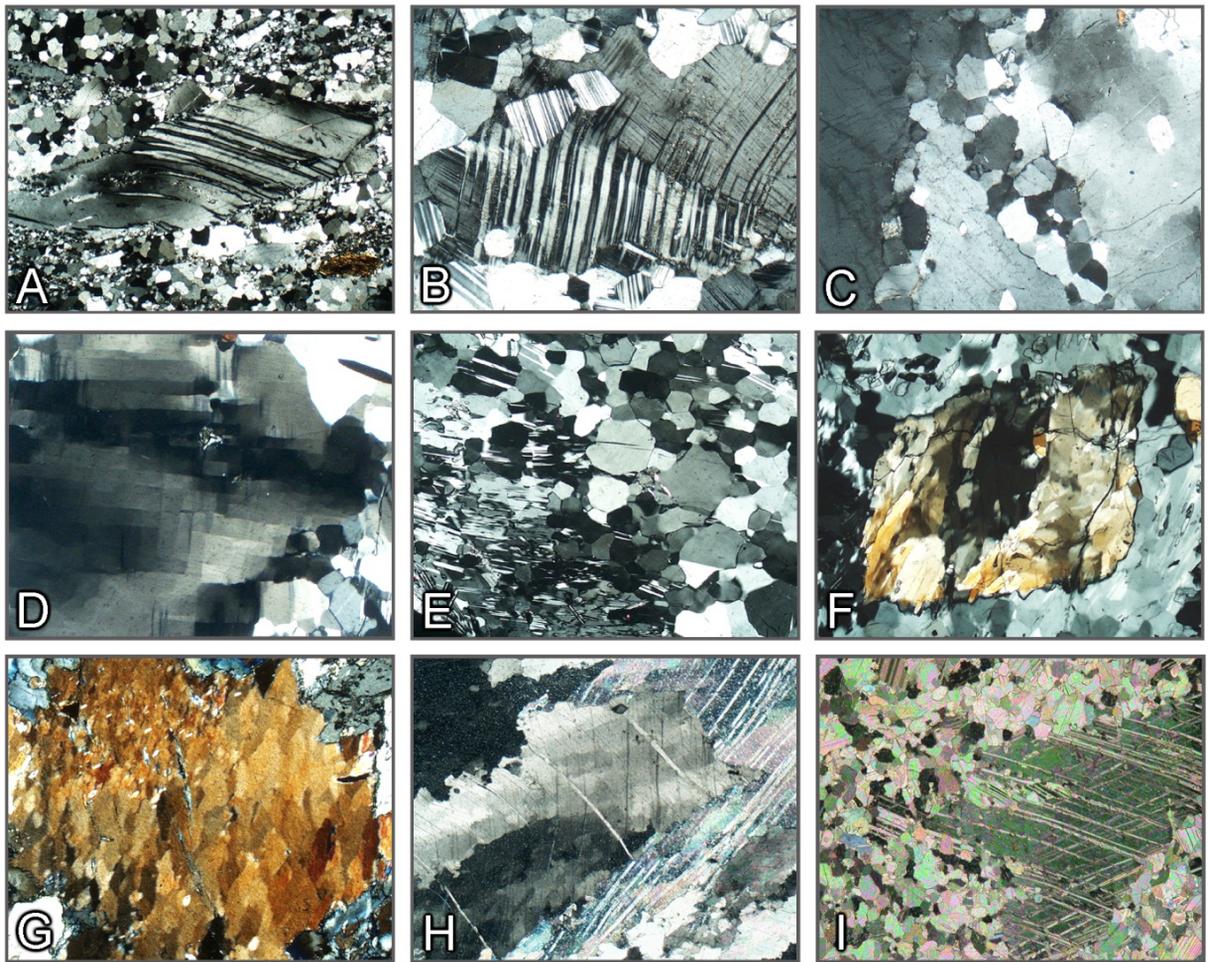


Figura 3-16. Deformación plástica y recrystalización.

A,B: Cristales de plagioclasa deformados y parcialmente recrystalizados. C: Ortoclasa deformada y parcialmente recrystalizada. D,E: Cordierita deformada con estructura de subgranos en chessboard, parcialmente recrystalizada a un agregado granular poligonal. F: Dominios de subgrano en sillimanita. G: Patrón de subgrano en glaucofano. H: Calcita curvada mostrando extinción ondulosa y formación de subgranos. I: Calcita con maclas laminares de deformación, parcialmente recrystalizadas estáticamente formando un agregado poligonal de grano fino.

A altas temperaturas, los cristales plásticamente deformados tienden a recrystalizar, por lo cual los defectos cristalinos son eliminados. Los cristales recrystalizados son típicamente de grano más fino que los granos deformados originales. Los granos recrystalizados individuales muestran extinción uniforme bajo polarizadores cruzados y bordes de grano de alto ángulo con los nuevos granos adyacentes. Los granos recrystalizados pueden tener bordes de grano rectos o lobulados (Fig. 3-15 D,F,H; Fig. 3-16 B,C,I). Las maclas laminares o las inclusiones contenidas en los grandes cristales deformados no se preservan normalmente en los agregados de granos menores recrystalizados (Fig. 3-15 F; Fig. 3-16 E,I).

La recrystalización de los cristales deformados puede tener lugar mientras la deformación está activa o en condiciones estáticas. Típico de la recrystalización dinámica es la ocurrencia lado a lado de grandes granos con extinción ondulosa o estructuras de subgranos y dominios de material recrystalizado de grano más fino (Fig. 3-15 G-I). A altas temperaturas, se observa normalmente un espectro relativamente grande de tamaños de grano y bordes de grano fuertemente curvados o engolfados.

La recrystalización estática produce agregados de granos de tamaño relativamente uniforme y bordes de grano recto (textura de recuperación). Los minerales con anisotropía de forma poco pronunciada (por ej. cuarzo, calcita, feldespato) tienden a formar agregados poligonales de granos equidimensionales (Fig. 3-17). En los minerales con anisotropía de forma pronunciada (por ej. micas, anfíboles) las evidencias de recrystalización post deformación son mejor observadas en rocas donde estos minerales ocurren en una disposición plana original que ha sido luego sujeta a plegamiento. La recuperación de los granos deformados en las charnelas de los micropliegues lleva a la formación de los llamados arcos poligonales (Fig. 3-18).

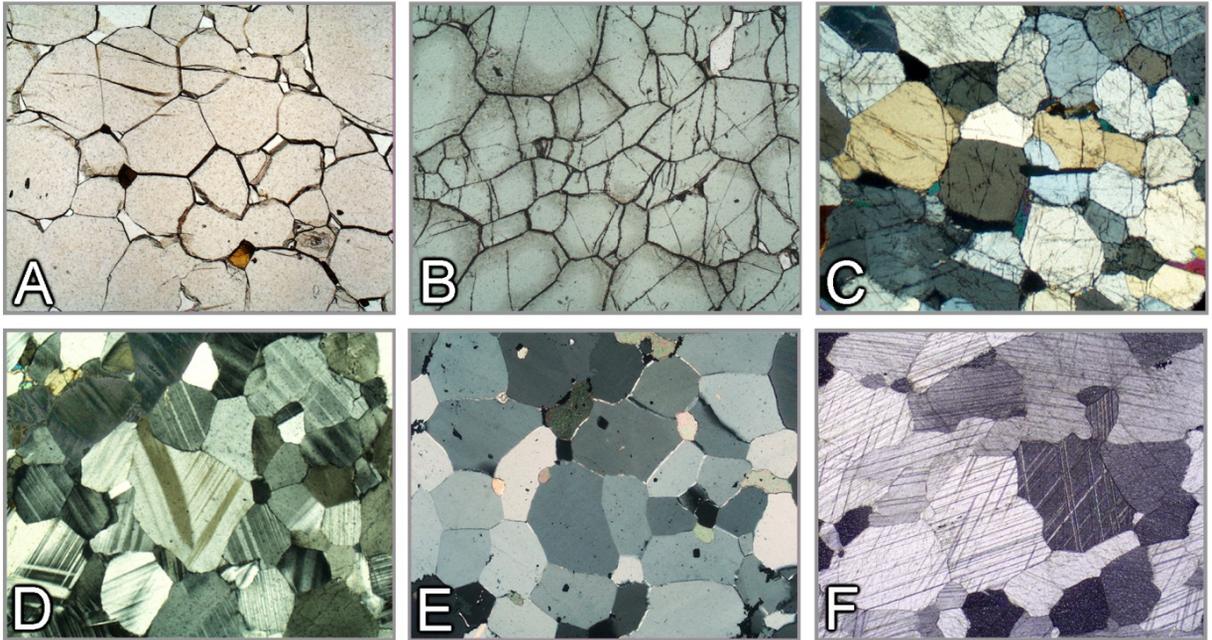


Figura 3-17. Recrystalización estática y *annealing*.

A-C: Agregados de granos granoblástico-poligonales generados por recrystalización estática o *annealing* de alta temperatura (facies granulita). Granate (A), espinela (B), ortopiroxeno (C), plagioclasa (D), cuarzo (E), calcita (F).

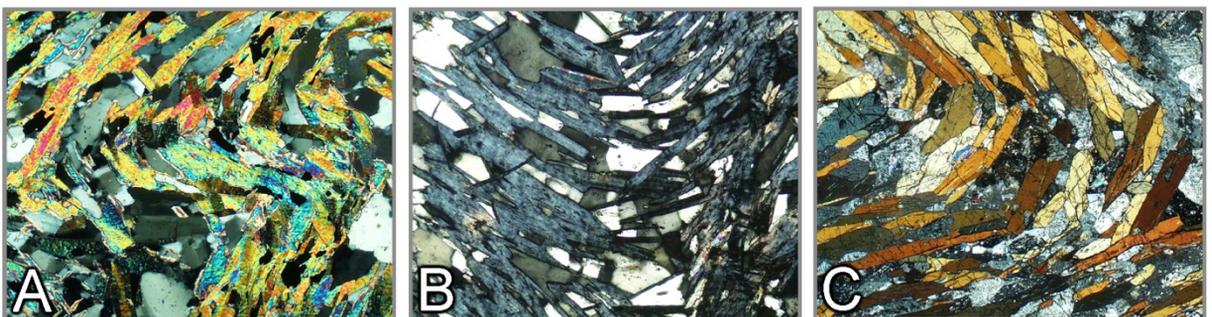


Figura 3-18. Recrystalización estática de minerales con fuerte anisotropía de forma.

A-C: Recrystalización estática en charnelas de micropliegues (“arcos poligonales”). Mica (A), clorita (B), anfíbol (C).

3.3. Maclas

Las maclas se generan por el intercrecimiento de dos o más porciones de cristal individual de una misma especie mineral, según una relación de simetría definida controlada por la estructura cristalina. El maclado puede también ser resultado de deformación (como en la calcita). Las partes individuales de un mineral maclado están intercrecidas de modo tal que una es la imagen especular de la otra (el plano de reflexión es el plano de macla) o están rotadas una en relación a la otra (el eje de rotación es el eje de macla) o ambas cosas simultáneamente. La interfaz de macla corresponde normalmente con el plano de macla.

En muchas especies minerales, la macla es una característica importante para su identificación. Existen diferentes tipos de macla, tales como maclas de contacto, maclas de penetración, maclas simples, maclas múltiples y maclas polisintéticas (Fig. 3-19).

En lámina delgada, si el mineral es anisótropo, las maclas son reconocidas más fácilmente en polarizadores cruzados. Las partes individuales de cristales maclados muestran diferente intensidad de iluminación y color de interferencia y al girar la platina del microscopio extinguen en diferentes posiciones (Fig.3-20). Existen excepciones, sin embargo, ya que no todos los tipos de maclas pueden ser reconocidos al microscopio. Si la orientación de la indicatriz de las partes individuales de los cristales maclados es idéntica, serán indistinguibles en polarizadores cruzados (por ejemplo, la mayoría de las leyes de macla en el cuarzo tienen el eje de macla paralelo a *c*, lo que implica que las indicatrices están alineadas paralelas y por ende la maclas extinguirán simultáneamente).

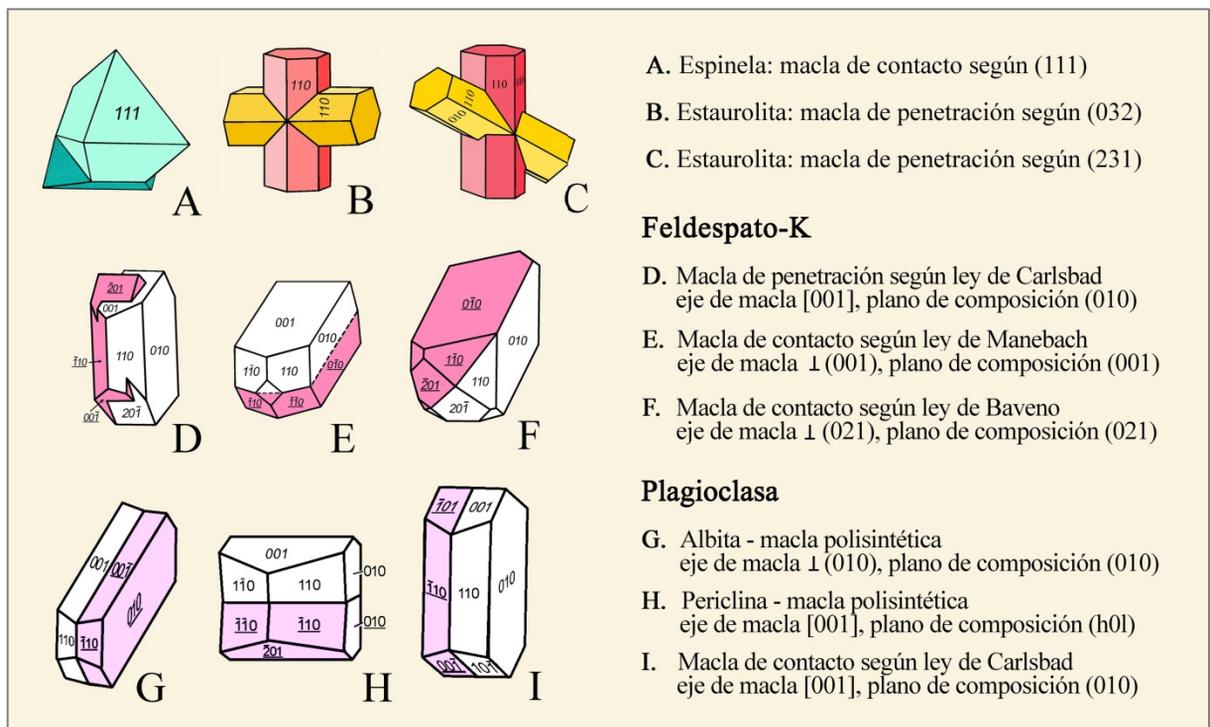


Figura 3-19. Tipos de macla.

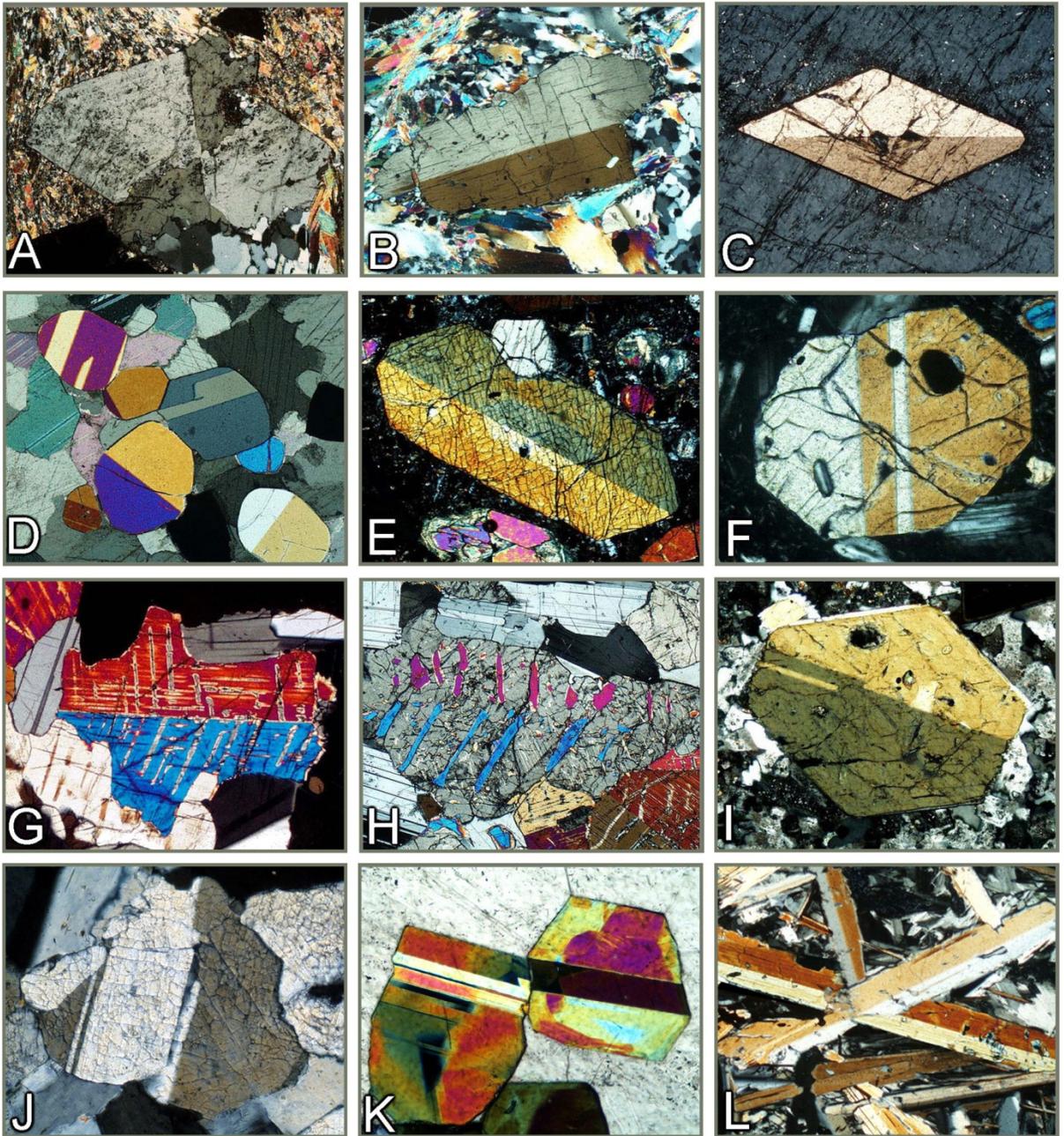


Figura 3-20. Maclas en los minerales (I).

A: Estauroilita, macla de penetración según (320); B: Cianita, macla simple según (100); C: Titanita, macla simple según (100); D: Maclas múltiples y simples en granos de condrodita; E-G: Maclas múltiples y simples según (100) en augita; H: Maclas según (100) en pigeonita invertida a ortopiroxeno con exsolución de láminas de augita según (001); I: Anfíbol, macla simple según (100), J: Wollastonita, maclas según (100); K: Epidoto, maclas laminares según (100). L: Margarita, macla simple según (001).

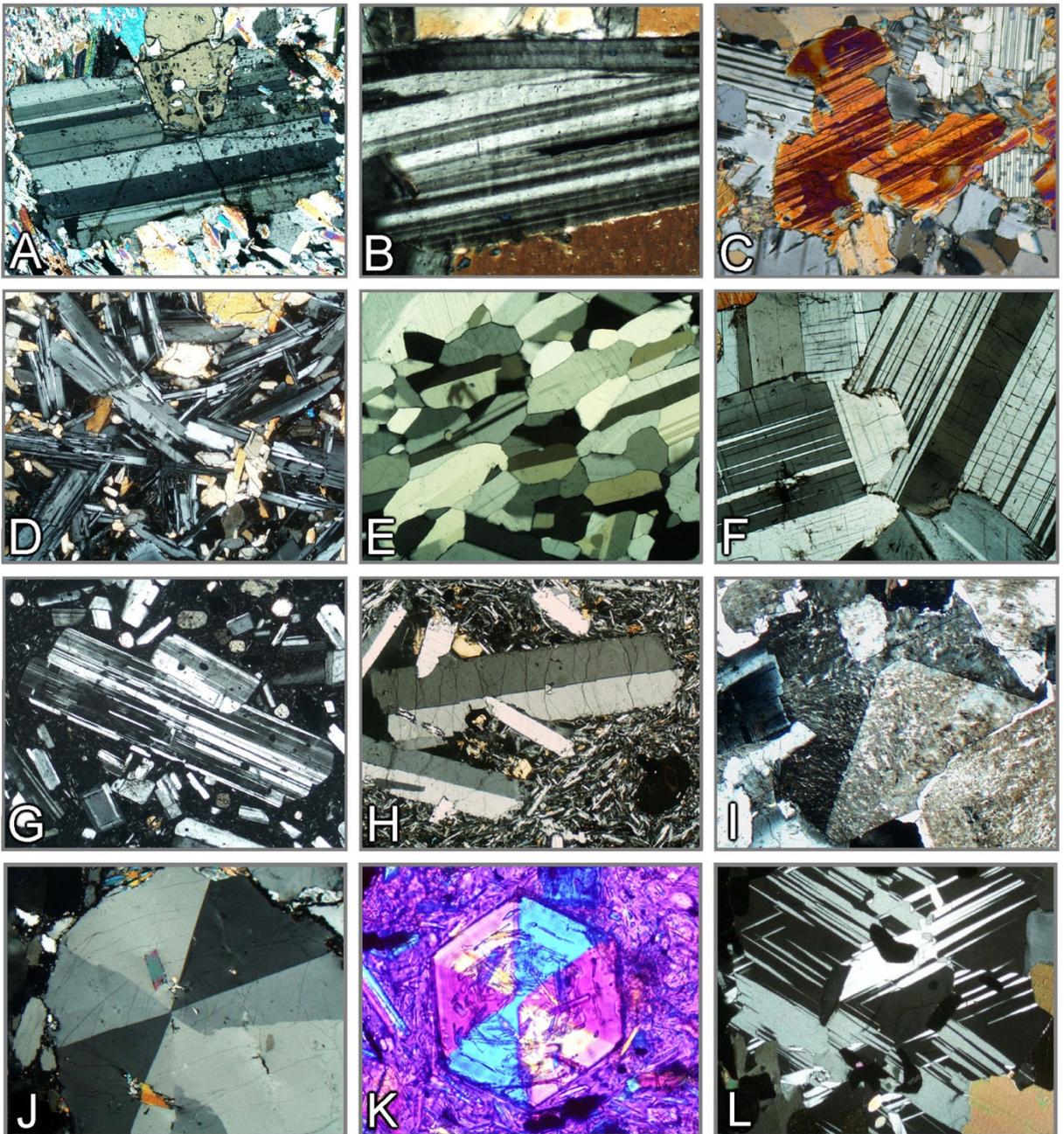


Figura 3-20. Maclas en los minerales (II).

A: Cloritoide, maclas múltiples según (001); B: Clorita rica en Mg (clinocloro), maclas múltiples según (001); C: Cummingtonita, maclas polisintéticas finas según (100); D: Plagioclase, listones con maclas laminares, polisintéticas; E-G: maclado polisintético en plagioclase; H: Sanidina, maclas de Carlsbad; I: Feldspato potásico, macla de crecimiento de Baveno; J, K: Cordierita con maclado cíclico según {110} (tripleto). Lámina rojo de primer orden, insertada en K, para un mejor contraste de la birrefringencia; L: Maclas múltiples en cordierita.

(Microfotografía K: Bernardo Cesare, University of Padova)

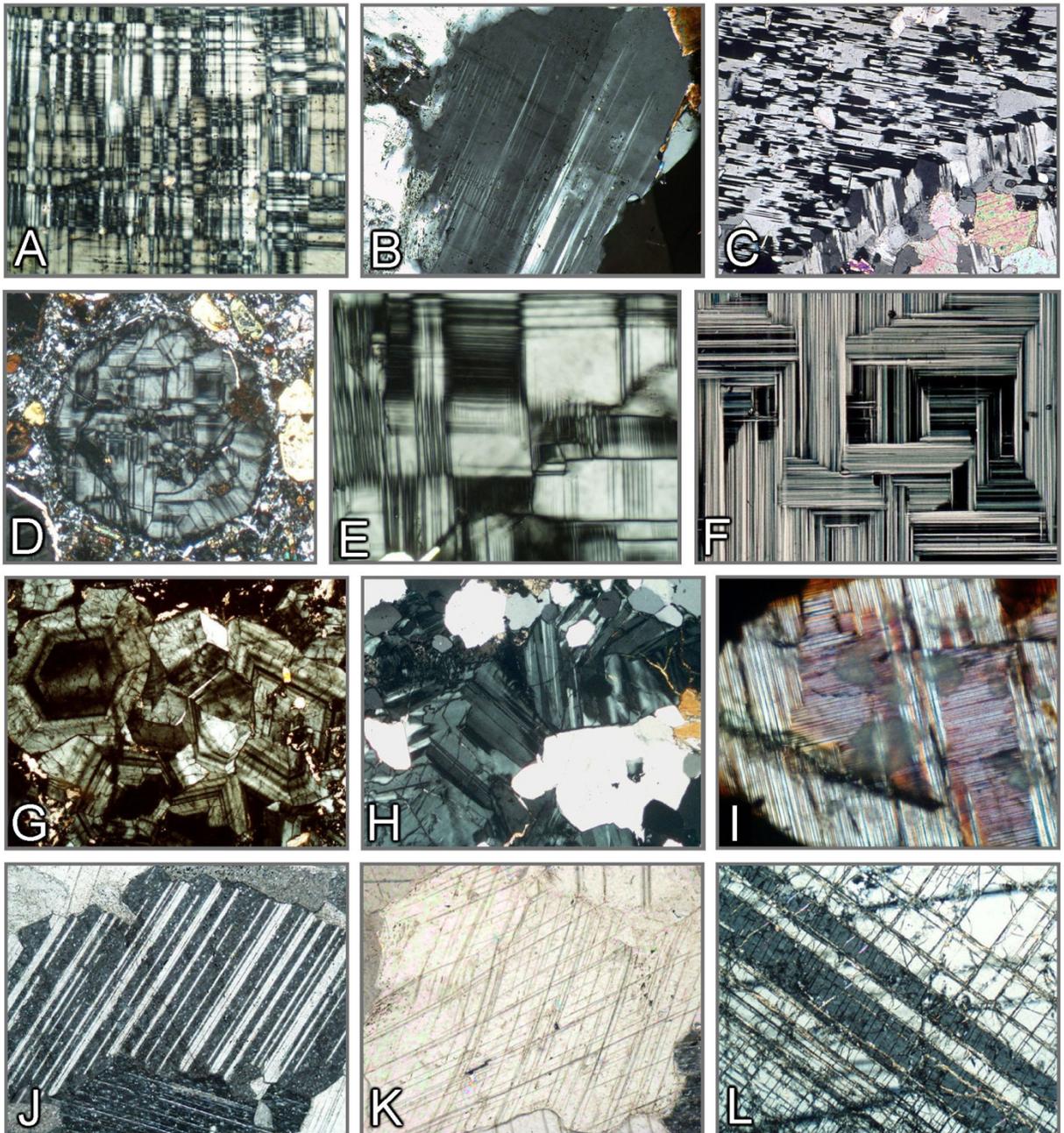


Figura 3-20. Maclas en minerales (III).

A: Microclina, con el característico maclado en enrejillado (sección aproximadamente paralela a (001)); B: Microclina, set de macla (sección aproximadamente paralela a (001)); C: Albita con macla en tablero de ajedrez, producto de albitización de microclina; D-F: Leucita con maclado laminar complejo; G: Grosularia (birrefringencia anómala) con zonas concéntricas oscilatorias y sectores de macla; H: Uvarovita (birrefringencia anómala) con maclas en sectores; I: Larnita con maclas polisintéticas según (100) y (010); J,K: Calcita con maclas de corrimiento polisintéticas según $\{01\bar{1}2\}$; L: Corindón, con maclas laminares según $\{10\bar{1}1\}$.

3.4 Inclusiones, intercrecimientos y fenómenos de alteración

Las inclusiones son características adicionales que pueden ser utilizadas para la identificación mineral. Las inclusiones pueden haber sido incorporadas durante el crecimiento del cristal (inclusiones primarias) o formadas por la alteración del mineral hospedador (inclusiones secundarias).

Aunque las inclusiones primarias no son específicas del mineral, pueden aportar información sobre las condiciones de crecimientos del mineral hospedador (condiciones de presión y temperatura; cambios en la composición). Las inclusiones primarias de fluidos y fundidos se encuentran en los minerales que han crecido de un fundido o con la presencia de un fluido libre (Fig. 3-21 A-D,L). Los cristales de gran tamaño (porfiroblastos) en las rocas metamórficas pueden contener inclusiones de pequeño tamaño. La orientación y la distribución de estas inclusiones suministran evidencias sobre las relaciones temporales entre el crecimiento de los cristales y la deformación (Fig. 3-21 E,F,K). En las rocas metamórficas ricas en mica los minerales ricos en aluminio como por ejemplo estauroлита (Fig. 3-21 G), granate, andalucita y cianita forman comúnmente poiquiloblastos ricos en inclusiones de cuarzo. En las rocas ricas en cuarzo pueden observarse cristales esqueléticos de estos minerales (Fig. 3-21 H). Los sectores de crecimiento más rápido de los porfiroblastos pueden presentar mayor densidad de inclusiones primarias minúsculas que los sectores de crecimiento más lento (estructura en reloj de arena: cloritoide, andalucita; Fig. 3-21 I,J).

Las inclusiones secundarias son, por ejemplo, los intercrecimientos de minerales isomórficos resultado de la desmezcla de soluciones sólidas (como piroxenos, anfíboles y feldespatos). Las fases desmezcladas muestran comúnmente forma de láminas o varillas con orientación regular, controlada estructuralmente dentro del hospedero (Figs. 3-22, 3-23 J). La fase desmezclada puede también ser de forma irregular (por ej. dolomita en calcita; Fig. 3-22 K,L). Otros intercrecimientos secundarios frecuentes son los formados por la precipitación de óxidos de hierro y titanio en rocas de altas temperaturas (piroxeno, anfíbol, biotita, granate, cuarzo, plagioclasa; Fig. 3-23). La precipitación ocurre durante el enfriamiento de las rocas al disminuir la solubilidad del titanio. Aunque las estructuras cristalinas del mineral hospedero y las fases secundarias no son isomórficas, la precipitación de los óxidos de hierro y titanio puede también estar estructuralmente controlada por el mineral hospedero. Las rocas metamórficas de alto grado pueden presentar texturas de reacción relacionadas con la descompresión, particularmente con los episodios de exhumación rápida a altas temperaturas. Frecuentemente se forman intercrecimientos de dos nuevos minerales a expensas de otro anteriormente estable (simplectitas: Figs. 3-24, 3-25). Con menor frecuencia ocurren intercrecimientos fibrosos de tres minerales neoformados (quelifita: Fig. 3-24 A). Las coronas de reacción de una fase se forman por ejemplo durante la transformación pseudomórfica de coesita a cuarzo (Fig. 3-25 I,J), la reacción pseudomórfica de corindón a espinela (Fig. 3-25 G) o la hidratación de periclasa a brucita (Fig. 3-25 E).

Las reacciones retrógradas que involucran fluidos acuosos pueden también generar texturas de reemplazo características. En presencia de fluidos acuosos, las fases hidratadas crecen a expensas de los minerales anhidros o de los poco hidratados. El mineral primario es reemplazado desde la superficie hacia el interior aunque la reacción también progresa preferentemente a lo largo de fracturas y planos de clivaje abiertos (Figs. 3-26, 3-27). Durante la saussuritización y sericitización de la plagioclasa, el consumo del componente anortita produce clinzoisita de grano fino, zoisita y sericita sin una relación de orientación definida con el cristal hospedero (Fig. 3-27 J,K). Además de la hidratación las reacciones de oxidación pueden estar involucradas en los procesos de reemplazo (Fig. 3-26 A-E,I).

Los halos pleocroicos son un rasgo especial alrededor de minerales que contienen una cantidad significativa de isótopos radiogénicos. Los minerales más comunes en este grupo son circón, monacita y xenotimo. La radiación radiactiva emitida desde estos minerales afecta la estructura cristalina del mineral hospedero que los rodea y los defectos estructurales se vuelven visibles como halos concéntricos rodeando la inclusión (Fig. 3-28). Durante el tiempo geológico los efectos se intensifican y el mineral que contiene los isótopos radiogénicos puede sufrir la modificación o la destrucción de su estructura cristalina.

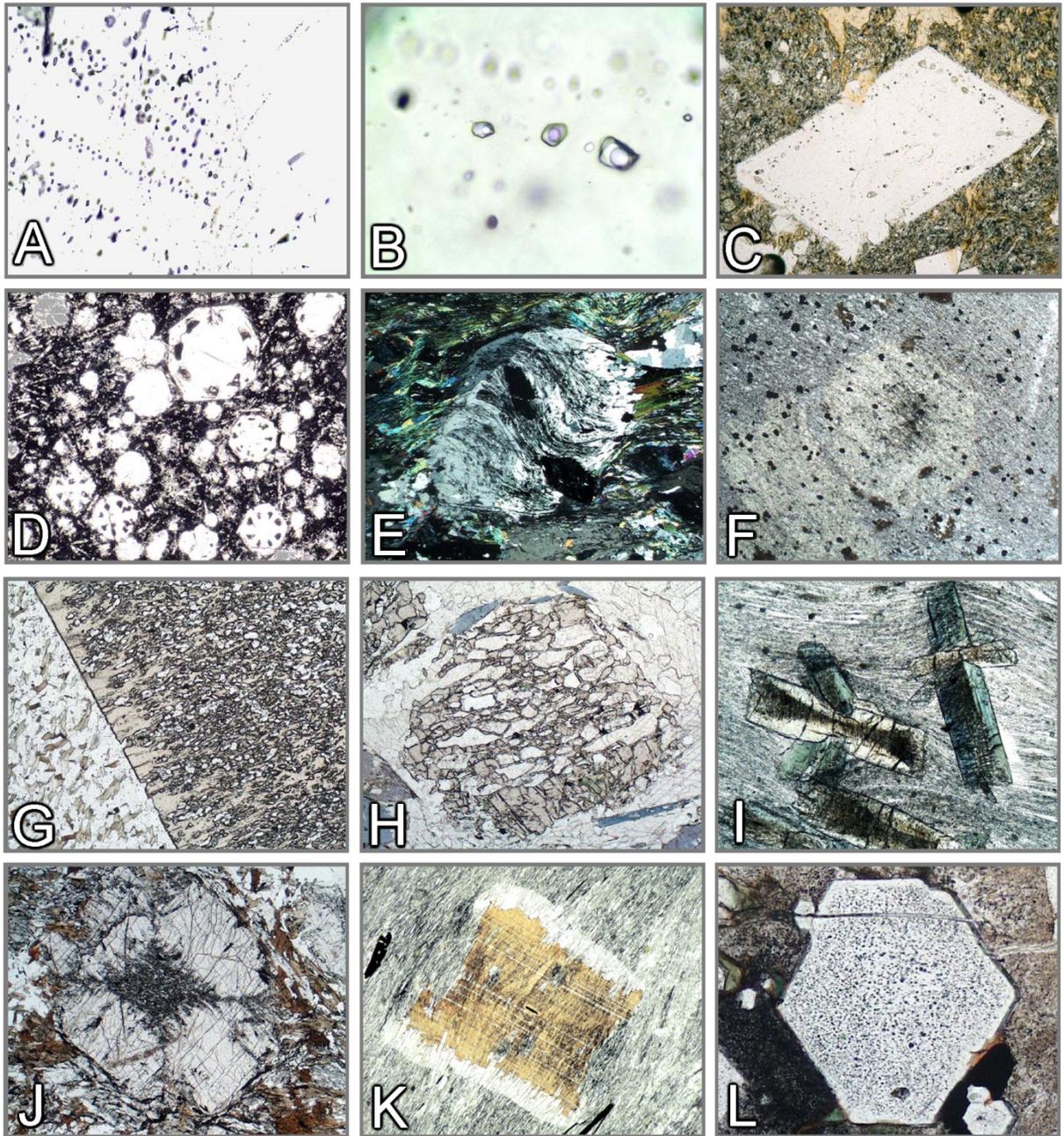


Figura 3-21. Inclusiones.

A,B: Inclusiones fluidas en cuarzo. C: Inclusiones de fundido en plagioclasa. D: Inclusiones de fundido en leucita. E: Porfiroblasto de albita con trenes sigmoidales de inclusiones, definidos por minúsculas partículas de grafito. F: Porfiroblasto de cordierita mostrando trenes de inclusiones idénticos a la foliación de la matriz. G: Poiquiloblasto de estauroлита; H: Granate esquelético; I: Cloritoide con minúsculas inclusiones formando estructura en reloj de arena; J: Andalucita con inclusiones de grano fino (quiasolita); K: Biotita crecida estáticamente sobre la esquistosidad externa; L: Apatito con el interior turbio debido a minúsculas inclusiones fluidas.

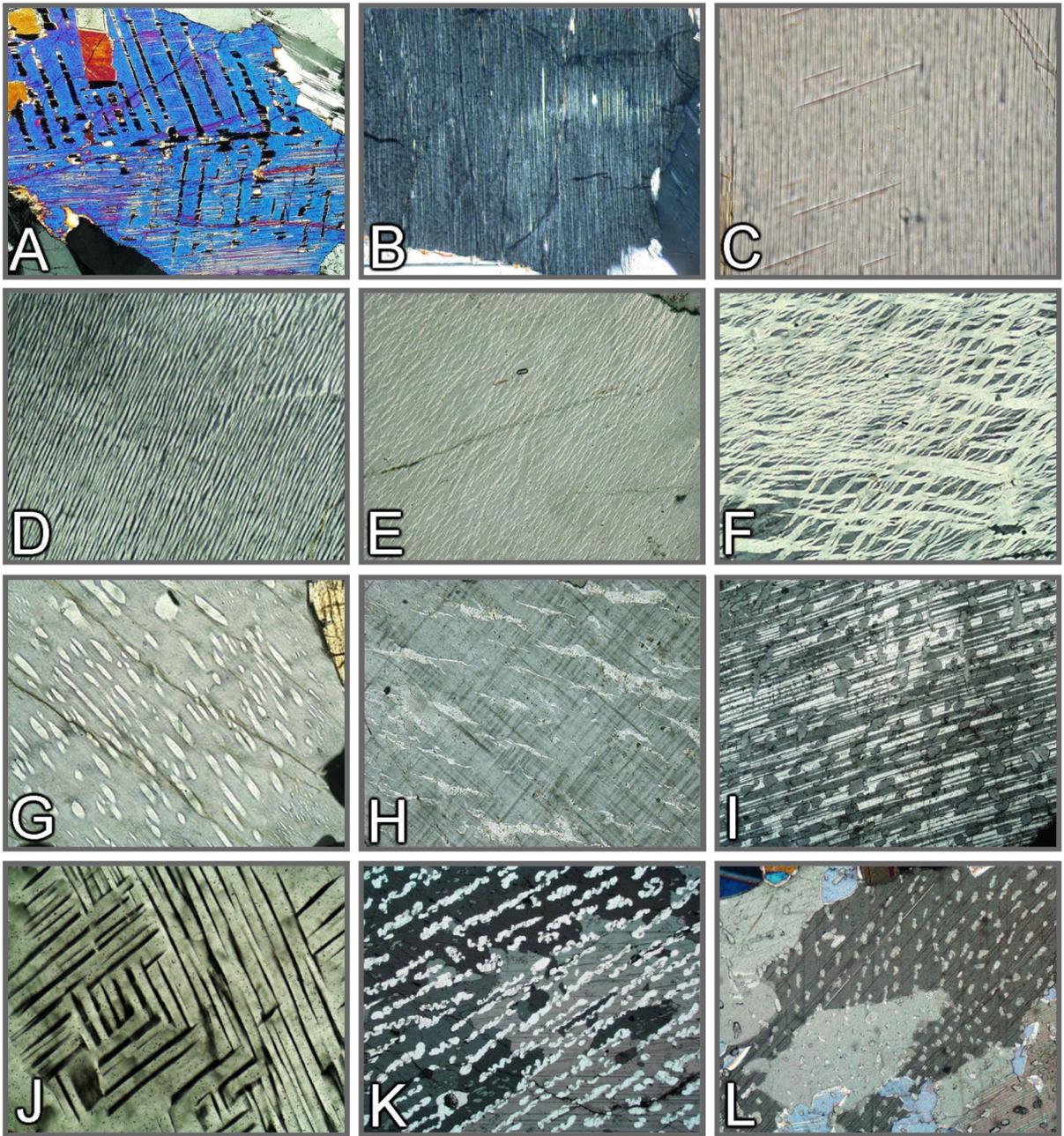


Figura 3-22. Texturas de exsolución

A: Augita con macla (100) y láminas de pigeonita según (001); B: Bronzita con finas láminas de augita en (100); C: Láminas de exsolución en grunerita; D-H: Desmezcla perítica en feldespatos alcalinos: mesoperthita (D), Pertita tipo film (spindle) (E), Venas períticas en red (F), Pertitas spindle (G), Venas períticas gruesas (H); I, J: Desmezcla antiperítica en plagioclasa; K, L: Láminas engolfadas y cristales tipo gota de dolomita exsuelta en hospedero de calcita.

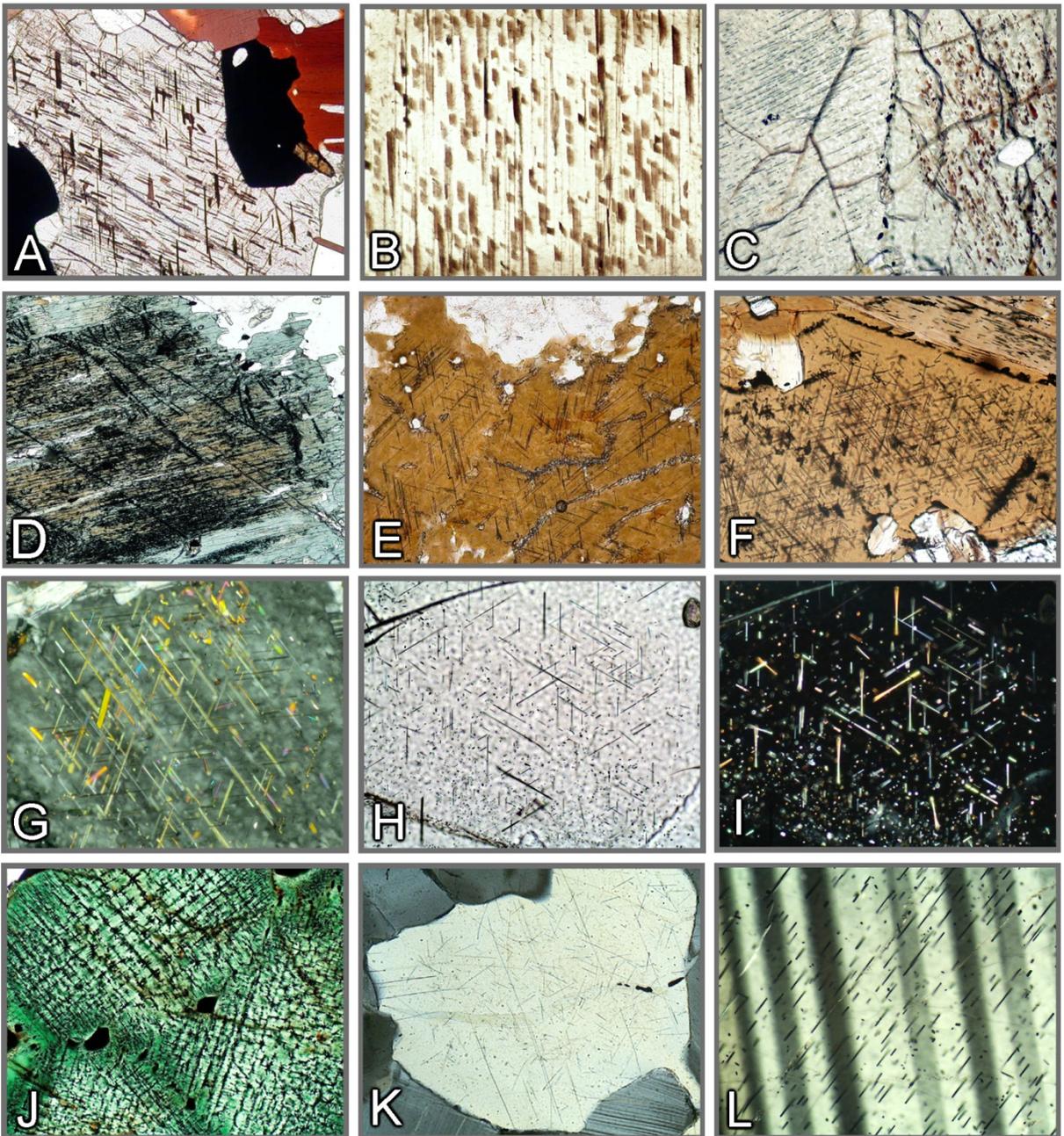


Figura 3-23. Exsolución orientada de óxidos de Fe, Ti (inclusiones secundarias).

A-E: Precipitación orientada de laminillas de ilmenita en ortopiroxeno (A,B), clinopiroxeno (C), hornblenda (D) y biotita (E). F-I: Precipitación orientada de agujas de rutilo en biotita (= sagenita; F,G), granate (H,I) y cuarzo (K). J: Hercynita con laminillas de magnetita ensuelta. L: Precipitación orientada de agujas de óxido de Fe, Ti, en plagioclasa.

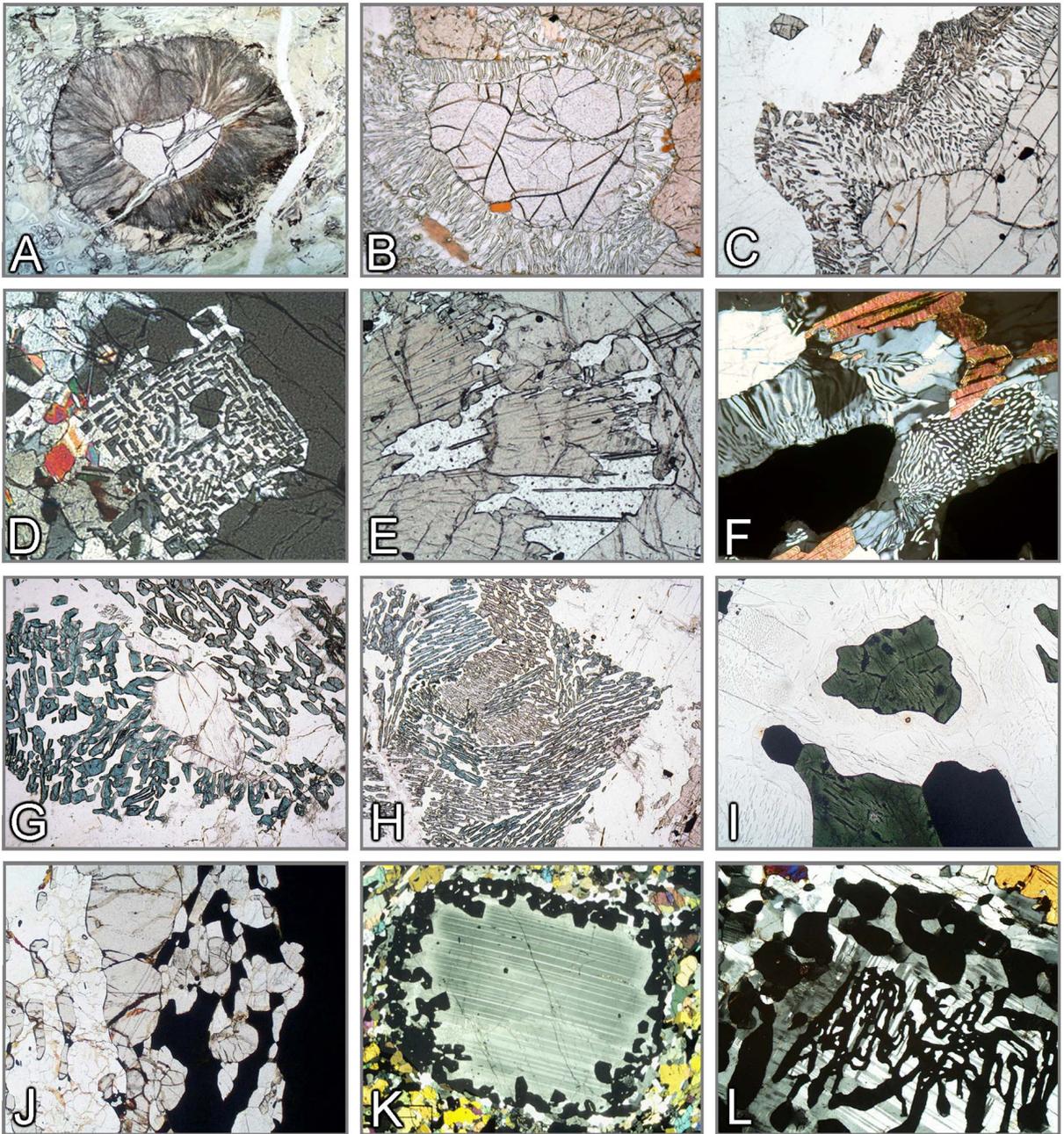


Figura 3-24. Texturas de reacción en granulitas.

A-F: Transformaciones de granate A: Anillo quelíptico radiado de Hbl-Opx-Spl (peridotita con granate, África del Sur); B,C: Simplectita Opx+Crd ($\text{Grt}+\text{Qz}\rightarrow\text{Opx}+\text{Crd}$; metapelita; Namibia, Laponia); D: Simplectita Opx-Sil ($\text{Grt}+\text{Qz}\rightarrow\text{Opx}+\text{Sil}$; Mg-Al granulita, península de Kola); E: Simplectita Opx-Spr ($\text{Grt}+\text{Mg}\rightarrow\text{Opx}+\text{Spr}$; Mg-Al granulita, Eastern Ghats, India); F: Simplectita Crd-Qz (metapelita, Laponia); G,H: Transformación de sillimanita para formar simplectita de Spr-Crd ($\text{Opx}+\text{Sil}\rightarrow\text{Spr}+\text{Crd}$; Mg-Al granulita, Sur de India); I: Hercynita (desmezcla de magnetita, ilmenita), con borde de cordierita finamente pigmentado en matriz de mesopertita-cuarzo ($\text{Spl}+\text{Qz}\rightarrow\text{Crd}$; metapelita, Sur de Madagascar); J: Doble borde Sil+Grt entre espinela casi opaca y cuarzo ($\text{Spl}+\text{Qz}\rightarrow\text{Grt}+\text{Sil}$; Fe-Al granulita, Eastern Ghats, India); K,L: Formación coronítica y esquelética de granate en plagioclase ($\text{Cpx}+\text{Fa}+\text{Pl}\rightarrow\text{Grt}$; ferrodiorita, Eastern Ghats, India).

Abreviaturas de los minerales según Whitney & Evans (American Mineralogist, 95, 185-187, 2010).

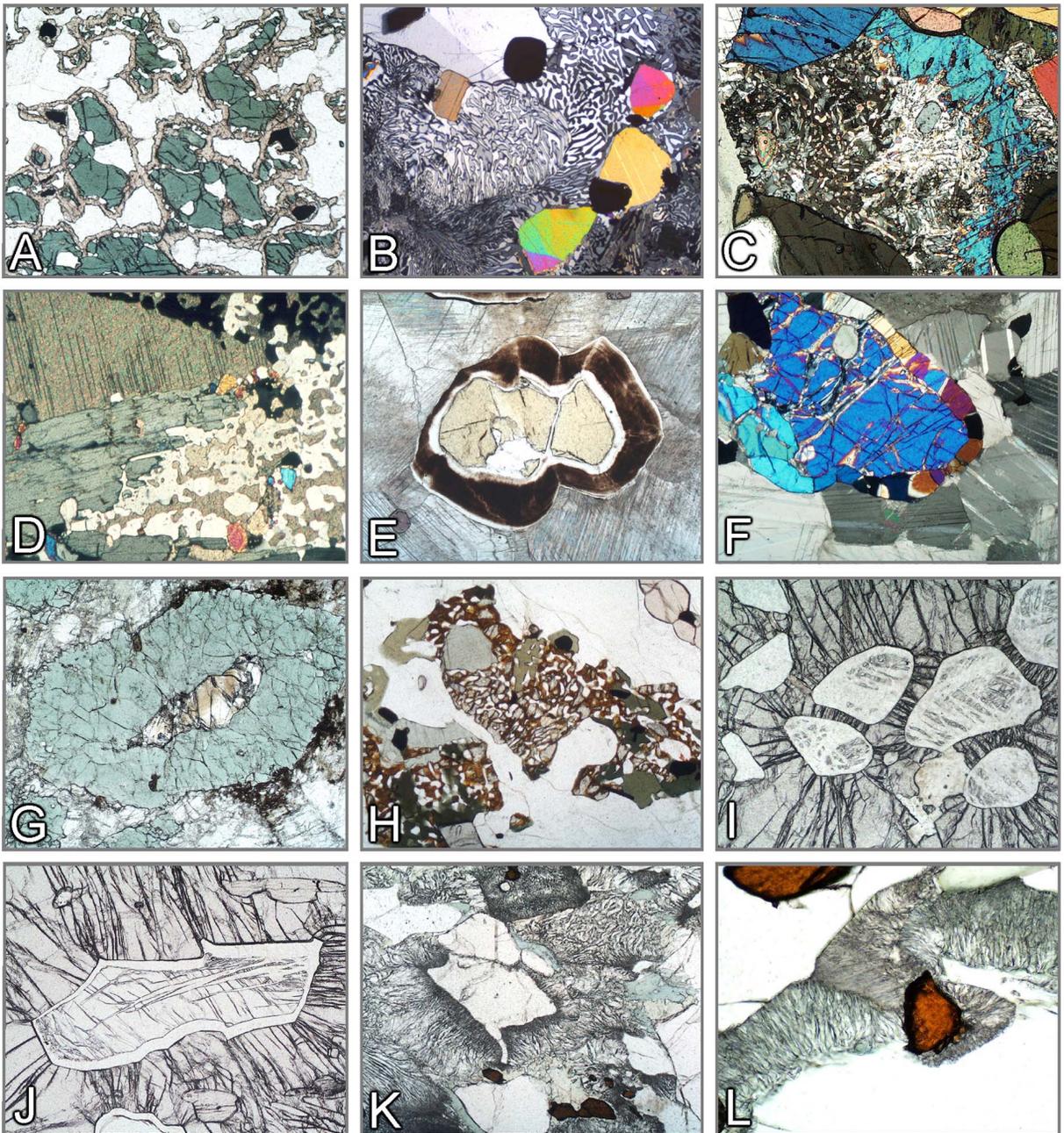


Figura 3-25. Texturas de reacción en granulitas y rocas metamórficas de HP a UHP.

A: Coronas de granate alrededor de clinopiroxeno ($Cpx+Pl \rightarrow Grt+Qz$; roca calcosilicatada, Eastern Ghats, India); B: Simplectita de monticellita+wollastonita ($\text{\AA}kermanita \rightarrow Mtc+Wol$; roca calcosilicatada, Adirondacks, USA); C: Simplectita de anortita+calcita ($meionita \rightarrow An+Cal$; roca calcosilicatada, Eastern Ghats, India); D: Agregado $Cal+Qz$ ($Wol+CO_2 \rightarrow Cal+Qz$, Sur de Noruega); E: Periclasa con borde de brucita ($Per+H_2O \rightarrow Bru$; mármol calcosilicatado, Bad Harzburg, Alemania); F: Corona de diópsido alrededor de forsterita ($Fo+Cal+CO_2 \rightarrow Di+Dol$, mármol, Sur de Madagascar); G: Reemplazo pseudomórfico de corindón por espinela ($Crn+''MgO'' \rightarrow Spl$; roca corindón-anortita, Sur de Madagascar); H: Simplectita de fayalita+cuarzo ($ferrosilita \rightarrow Fa+Qz$; Eastern Ghats, India); I, J: Transformación polimórfica de coesita a cuarzo (Dora Maira, Alpes Occidentales); K, L: Reacción onfacita+cuarzo \rightarrow diópsido+albita (eclogita; Saualpe, Austria).

Abreviaturas de los minerales según Whitney & Evans (American Mineralogist, 95, 185-187, 2010).

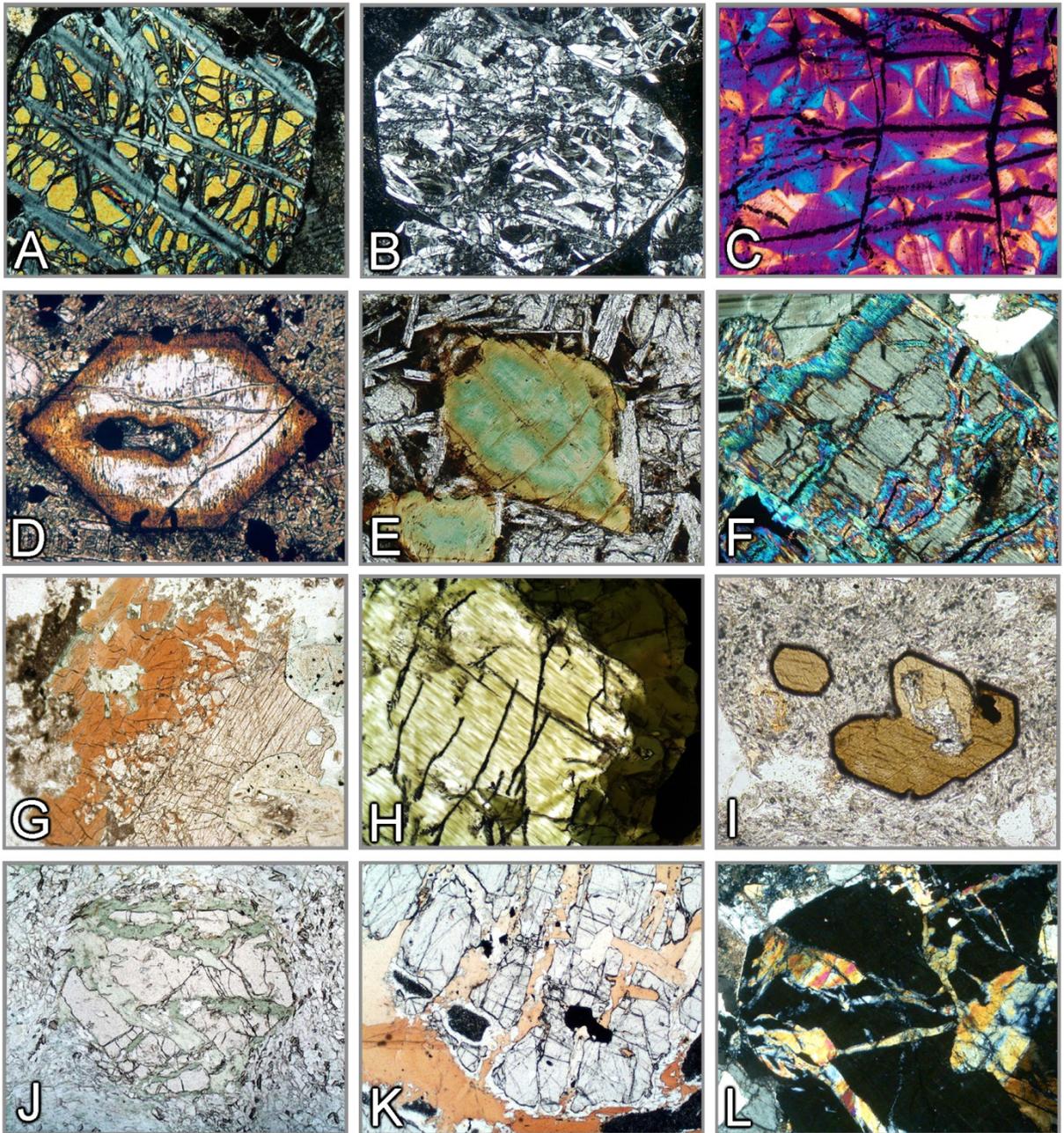


Figura 3-26. Alteración secundaria por reacción con fluidos acuosos (I).

A-C: Serpentinización– forsterita→serpentina+magnetita; D,E: Transformación de olivino a “iddingsita” (goethita y minerales arcillosos); F: reemplazo orientado de ortopiroxeno por talco. G: Reacción clinopiroxeno→anfíbol; H: Reemplazo orientado de clinopiroxeno por anfíbol (Uralita). I: Anfíbol kaersutítico con borde de alteración microcristalina a magnetita+clinopiroxeno (opacita). J-L: Reemplazo de granate por clorita (J), biotita (K) y epidoto (L).

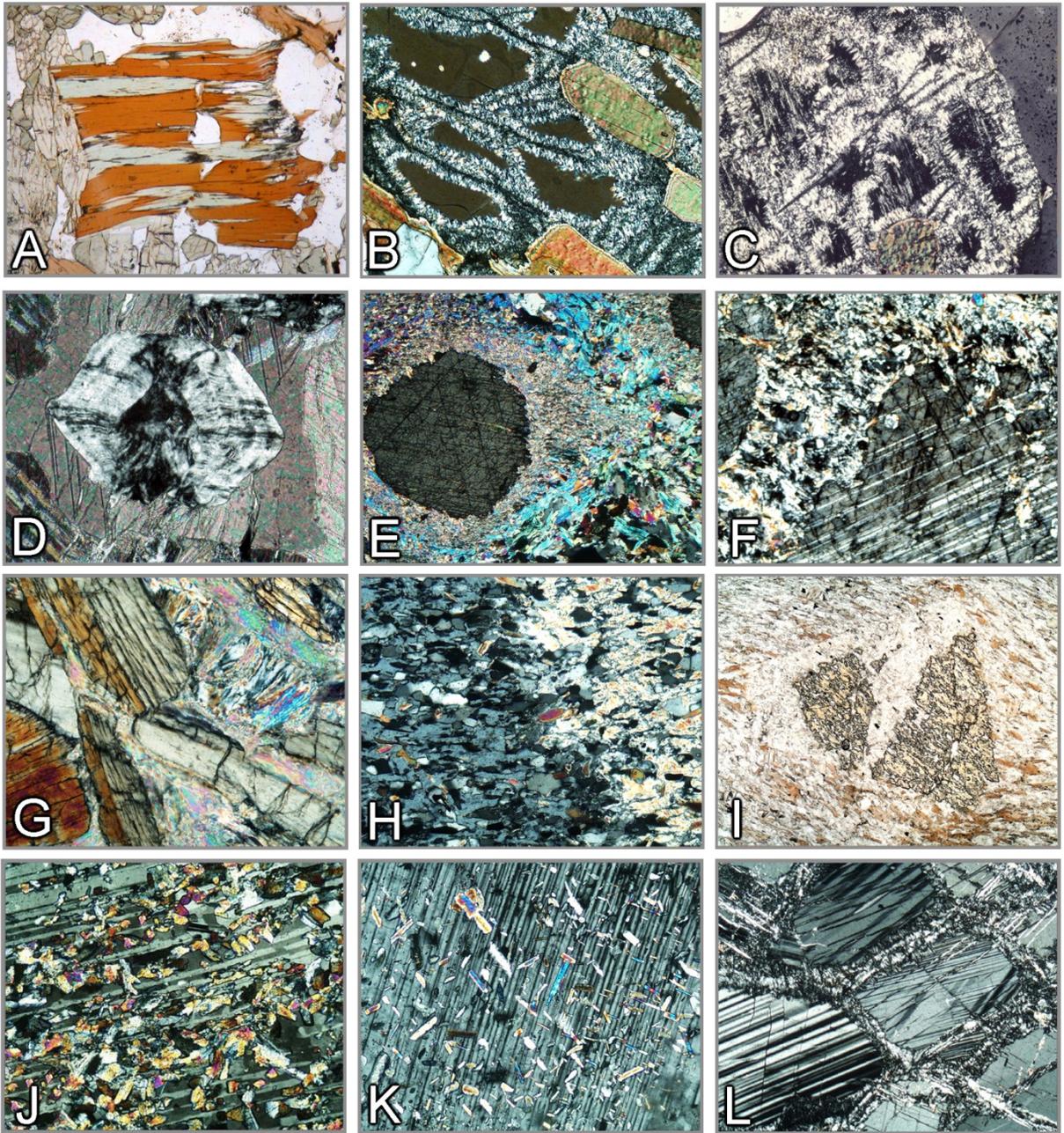


Figura 3-27. Alteración secundaria por reacción con fluidos acuosos (II).

A: Cloritización de biotita. B,C: Pinitización, cordierita→muscovita (pinita). D: Reemplazo pseudomórfico total de periclasa por brucita. E,F: Reemplazo de corindón por muscovita (E) y gibbsita (F). G: Alteración de cianita a pirofilita. H,I: Muscovita reemplazando andalucita (H) y estaurolita (I). J: Saussuritización– plagioclasa→clinozoisita+albita; K: Sericitización– plagioclasa→muscovita. L: Zeolitización– anortita→thomsonita.

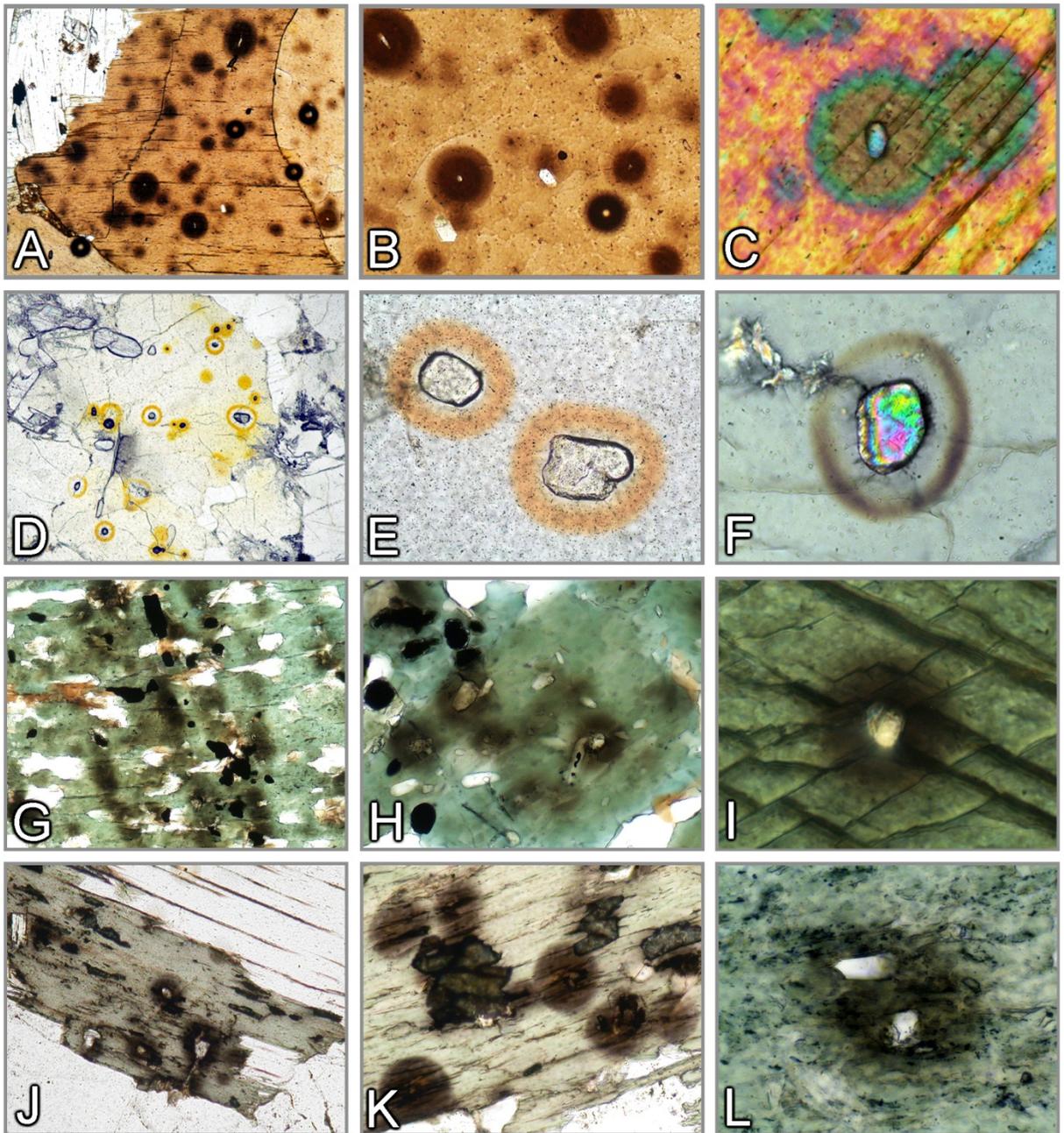


Figura 3-28. Halos pleocroicos rodeando minerales que contienen isótopos radioactivos.

A-L: Halos pleocroicos alrededor de inclusiones de circon, monacita y xenotimo en biotita (A-C), cordierita (D-F), anfíbol (G-I) y clorita (J-L).

4. Propiedades ópticas

4.1 Algunos principios básicos

4.1.1 Naturaleza de la luz, refracción

Para describir la interacción de los rayos de luz con la materia se pueden utilizar dos modelos físicos: (a) el de la luz como una onda y (b) la luz como un quantum de energía. La mayor parte de los fenómenos ópticos observados durante la investigación microscópica de sustancias amorfas o cristalinas (fases vítreas y minerales) pueden ser adecuadamente explicados con el modelo de onda.

Modelo de onda: Los rayos de luz se propagan como ondas electromagnéticas. En cada onda un vector eléctrico y otro magnético oscilan perpendicularmente uno con el otro y con la dirección de propagación. El comportamiento óptico de la luz al atravesar sustancias amorfas o cristalinas está esencialmente controlado por la interacción del vector eléctrico con el campo eléctrico de los iones. Las interacciones con el vector magnético son despreciables. De este modo, cada onda de luz puede ser descripta como una oscilación armónica [$y = A \cdot \sin(x)$] (Fig. 4-1).

Color: El ojo humano puede ver sólo una pequeña parte del espectro de radiación electromagnética, la parte del espectro comprendida entre 400 y 800 nm (luz visible). Este es el espectro de colores violeta, azul, verde, amarillo, naranja y rojo (Fig. 4-1). La luz del sol contiene diversas proporciones de estos colores, la combinación de los cuales es percibida como luz blanca. En lámina delgada los efectos de color se generan cuando la composición espectral de la luz blanca original es cambiada al atravesar el mineral, ya sea por la atenuación de ciertas longitudes de onda (absorción) o por la dispersión de la luz blanca como resultado de la refracción o difracción de la luz en los bordes del grano, inclusiones o irregularidades superficiales.

Intensidad: La intensidad de la luz para un color específico, por ejemplo, está determinada por la amplitud de la onda de luz. Ésta puede ser modificada por absorción.

Polarización: La luz del sol o la luz emitida por la fuente de luz del microscopio están constituidas por ondas que vibran en direcciones aleatorias. En la luz polarizada plana la luz vibra en una dirección definida. En los microscopios modernos la luz polarizada plana es generada por un filtro de polarización que reduce la luz de las direcciones de vibración aleatorias de la fuente natural o artificial, a luz que vibra en una sola dirección (Fig. 4-1). El haz de ondas de luz que entra en la sección delgada está compuesto enteramente de ondas de luz que, si el polarizador está correctamente ajustado, vibran E-W.

Interferencia: Dos ondas coherentes de luz generadas por la misma fuente luminosa pueden superponerse (o sea interferir) si vibran en el mismo plano y poseen la misma velocidad. Esto ocurre en los minerales ópticamente anisótropos, cuando dos rayos de luz que vibran perpendicularmente, generados por la doble refracción en el cristal, son llevados a interferir en el analizador luego de abandonar la lámina delgada (ver Cap. 4.2.3). El grado de desfase (Φ) determina si las ondas que interfieren son eliminadas o si se produce una resultante de onda de intensidad disminuida o incrementada (Fig. 4-1). Si ciertas porciones del espectro de la luz blanca son eliminados, disminuidos o amplificadas se generarán colores de interferencia (ver Cap. 4.2.3).

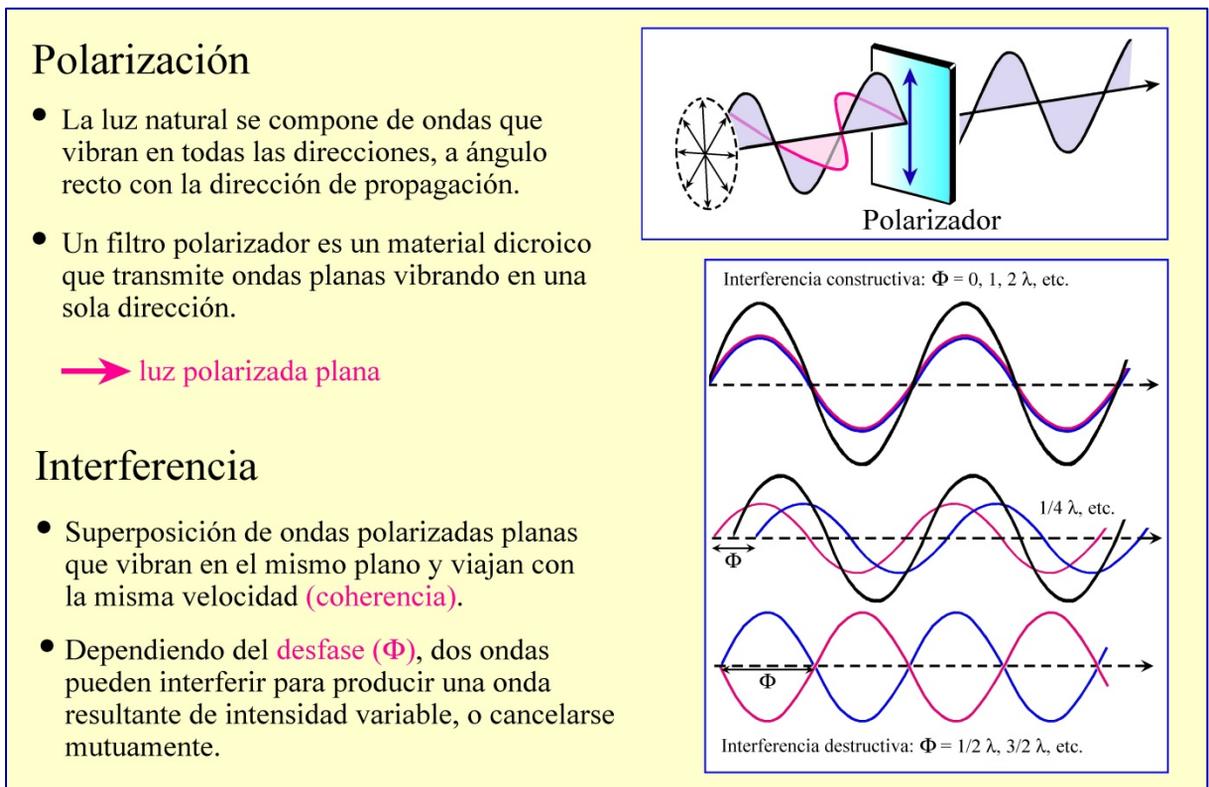
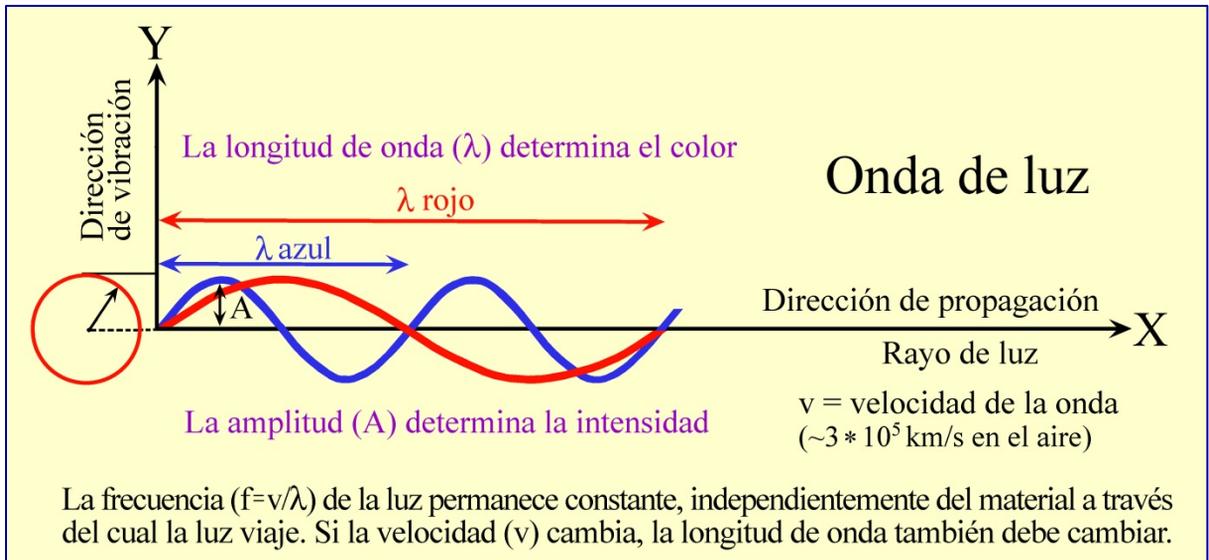
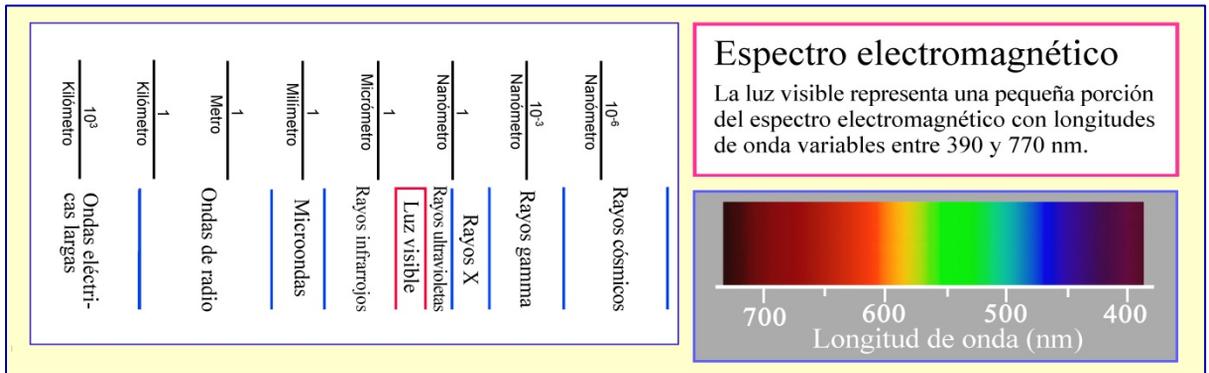
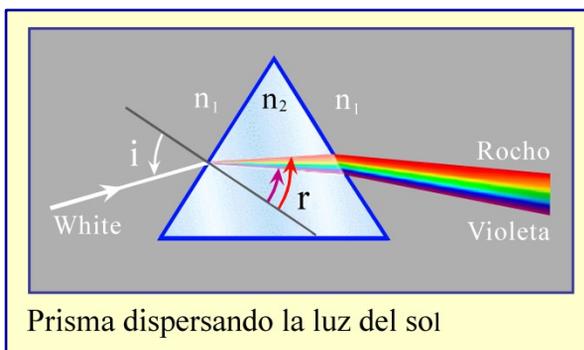
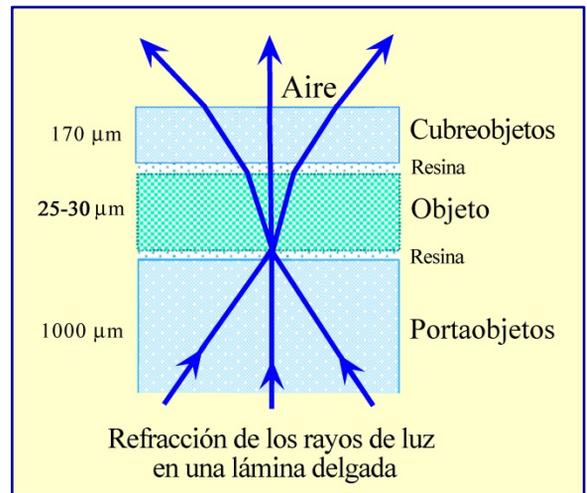
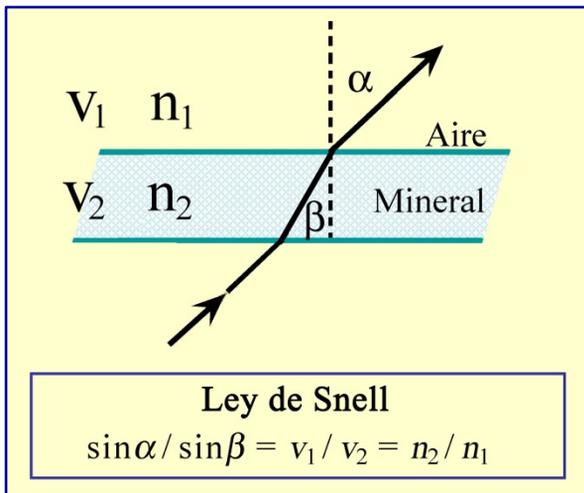


Figura 4-1. Propiedades de la luz (modelo de onda).

Refracción de la luz: La velocidad de la luz (en el aire) se ve reducida cuando entra en una sustancia de mayor densidad (líquido, vidrio, minerales). Si el ángulo entre el rayo de luz incidente y el límite entre las fases (por ej. aire/vidrio) es distinto de 90° el rayo de luz cambiará su dirección de propagación o sea se refractará. La ley de Snell se aplica (Fig. 4-2) en tanto los materiales involucrados sean isótropos (cf. Cap. 4.1.2). En una lámina delgada el objeto ($d = 25\mu\text{m}$) está montado en resina epoxy y vidrio. Como la velocidad de la luz es casi idéntica en el vidrio y en la resina epoxy la refracción ocurrirá principalmente en las superficies límite entre el objeto y la resina epoxy pero también en los límites de fase dentro del objeto (Fig. 4-2).

La velocidad de la luz v de un material específico es un parámetro importante para su identificación. Por conveniencia técnica se utiliza el índice de refracción n en lugar de la velocidad. El índice de refracción se define como la relación entre la velocidad de la luz V_0 en el vacío (aprox. igual a la de la luz en el aire) y la velocidad de la luz en el material estudiado. En los materiales isótropos puede ser determinado experimentalmente midiendo los ángulos de refracción α y β , ya que aplicando la Ley de Snell, $n_2/n_1 = \text{sen}\alpha/\text{sen}\beta$. Como la velocidad de la luz en todas las sustancias sólidas o líquidas es siempre menor que v_0 ($n_1 = n_{\text{aire}} = 1$), los índices de refracción son mayores que 1.



Al pasar a través de un prisma de vidrio los rayos de la luz blanca son divididos en sus colores espectrales debido a la refracción diferencial en las dos superficies del prisma. Esto demuestra que la velocidad de los rayos es función de la longitud de onda (causando dispersión). Por lo tanto al determinar los índices de refracción debe utilizarse luz monocromática.

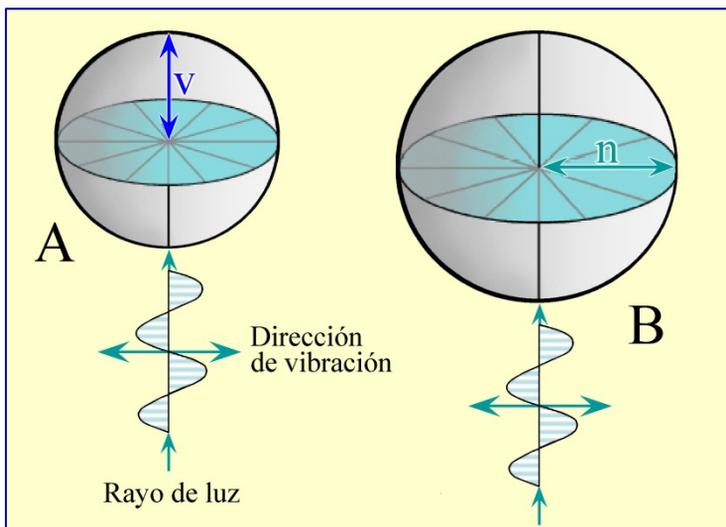
Figura 4-2. Refracción y dispersión de la luz.

4.1.2 Isotropía y anisotropía

Materiales isótropos

Las sustancias ópticamente isótropas como los gases, los líquidos, los vidrios y los minerales del sistema cúbico, presentan un comportamiento óptico que es independiente de la dirección según la cual se propaga la luz. Esto significa que sus propiedades ópticas (velocidad de la luz, índice de refracción y color) son idénticas en todas las direcciones.

La propagación tridimensional de la luz en un material isótropo puede ser presentada gráficamente como modelos 3-D para la velocidad de los rayos u ondas y para el índice de refracción. Ambos modelos son esferas (Fig. 4-3). El modelo preferido por los mineralogistas es el de la indicatriz óptica que describe el índice de refracción como la variable dependiente de la dirección.



A. Superficie de velocidad de los rayos: Para cada dirección de rayo, el valor de la velocidad es representado por una distancia específica desde el origen elegido ($v = 0$). La forma geométrica representando todas las direcciones de propagación de los rayos es una esfera con radio v .

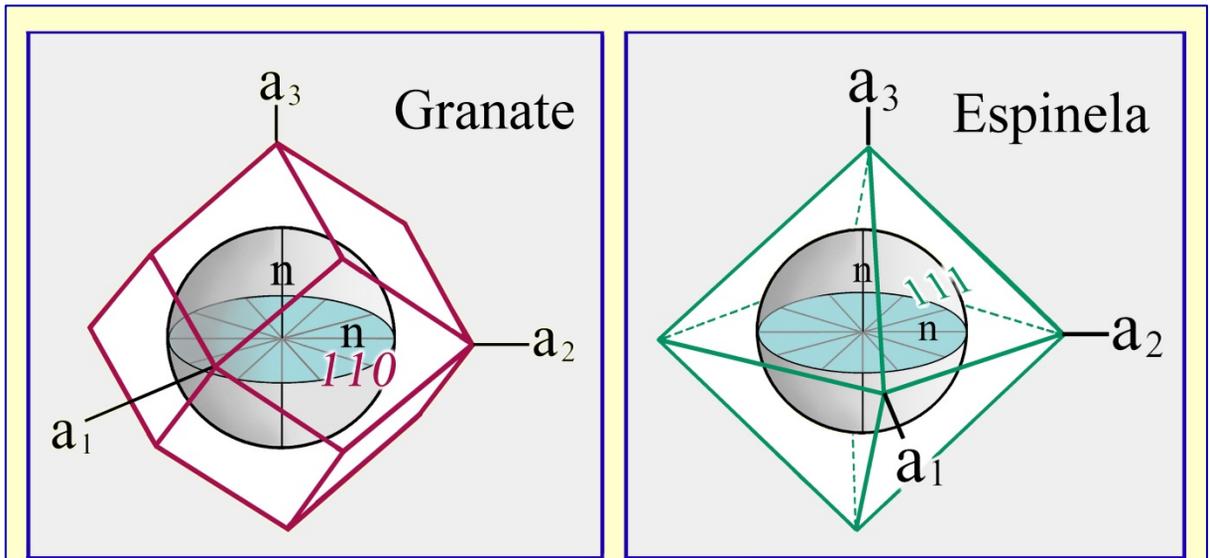
B. Indicatriz: Para cada dirección de rayo, el índice de refracción es representado por una distancia específica desde un origen elegido y es marcado paralelo a la dirección de vibración y perpendicular a la dirección de propagación del rayo. La forma geométrica representando el índice de refracción para todas las direcciones de propagación de los rayos, es una esfera de radio n . Cada dirección de propagación de rayo tiene un número infinito de direcciones de vibración potenciales.

Figura 4-3. Substancias isótropas; superficies 3D para v y n .

En microscopía de láminas delgadas, los vidrios y los minerales cúbicos presentan normalmente un único índice de refracción y un único color independientemente de la orientación (Fig. 4-4 B-D). La orientación del cristal en la lámina delgada podrá derivarse por lo tanto únicamente de las propiedades morfológicas, como por ejemplo el clivaje o el contorno del mineral (Fig. 3-9). Otra importante característica de los materiales ópticamente isótropos es que las ondas de luz no sufren ningún cambio en la dirección de vibración. Esto significa que la luz polarizada plana vibrando E-W mantendrá su orientación E-W luego de atravesar materiales isótropos (vidrio, mineral). Por tanto esa luz será bloqueada por el analizador que es un polarizador orientado N-S (Fig. 4-4 A, E).

Materiales anisótropos

La propagación de la luz en los materiales ópticamente anisótropos es dependiente de la dirección. Los minerales de todos los sistemas cristalinos, salvo los del sistema cúbico o isométrico, son ópticamente anisótropos (Fig. 3-1). La luz que entra en un cristal anisótropo es “dividida” en dos ondas de luz que vibran perpendicularmente una a la otra (con excepciones que se aplican a algunas direcciones específicas en el cristal). Las dos ondas de luz se propagan a través del cristal con diferentes velocidades. Este fenómeno se denomina doble refracción (Fig. 4-5).



Indicatriz esférica de los cristales cúbicos

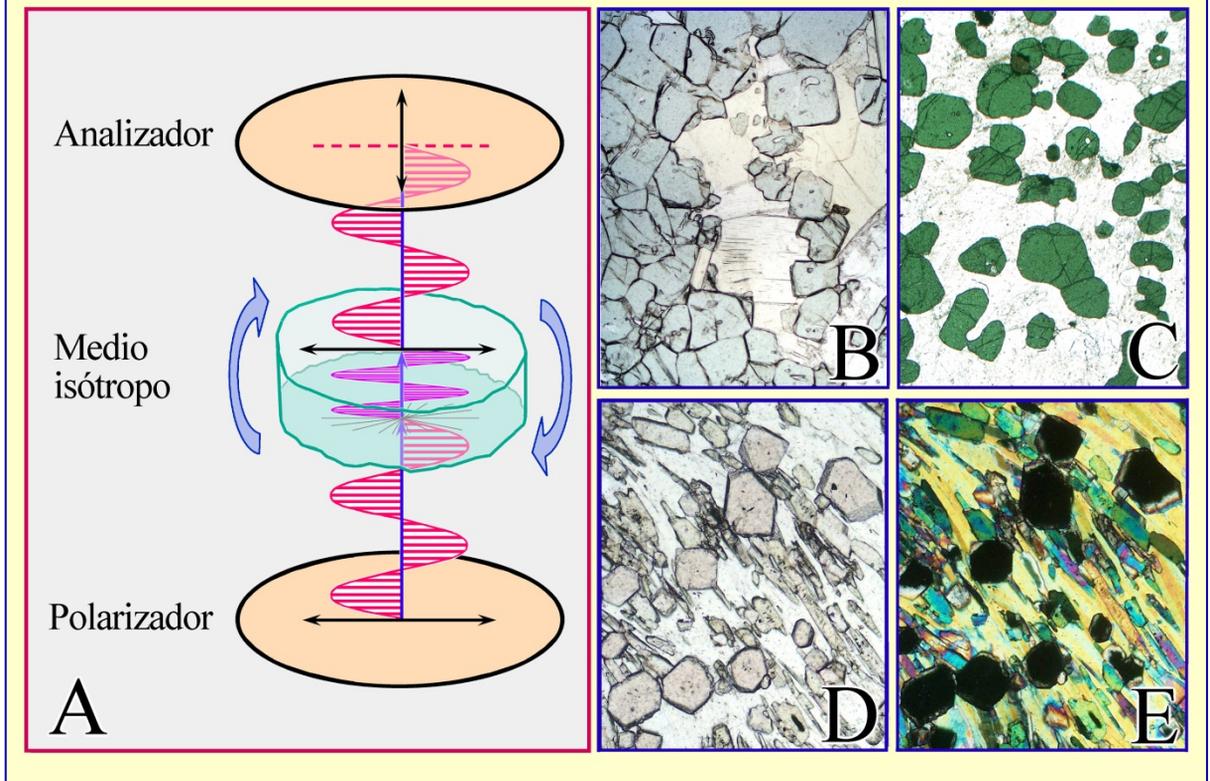


Figura 4-4. Sustancias isotropas.

Comportamiento de la luz al atravesar una sustancia isotrópica (vidrio o mineral cúbico):

En luz polarizada plana los vidrios o los cristales de minerales cúbicos químicamente homogéneos muestran el mismo color independientemente de la orientación y de la rotación de la platina (Imágenes B,C: MgFe-espínela; imagen D: almandino).

Bajo polarizadores cruzados (imagen A) el vidrio y los minerales cúbicos aparecen negros independientemente de la orientación y de la rotación de la platina (imagen E: almandino).

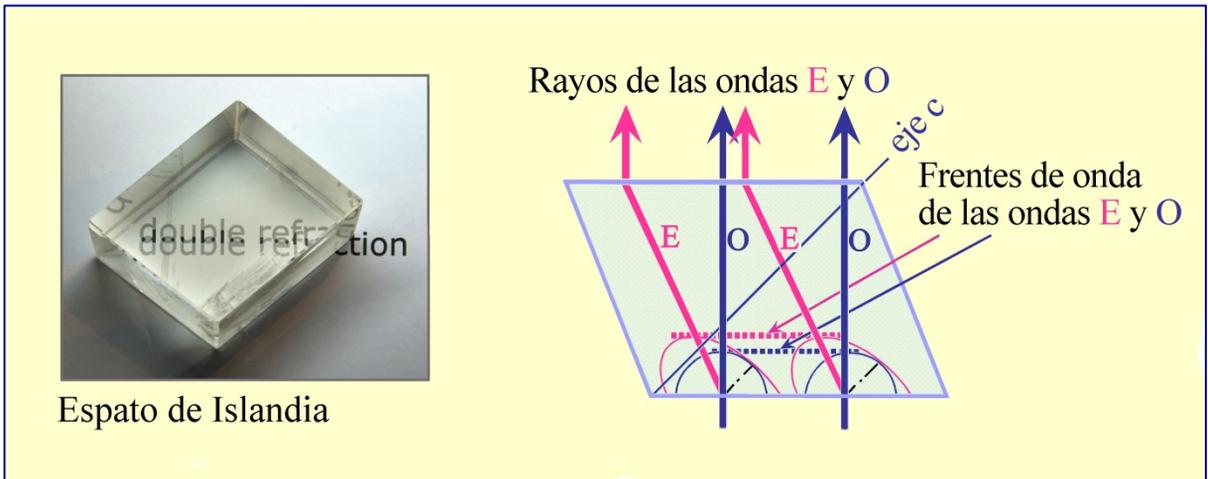


Figura 4-5. Doble refracción en un romboedro de calcita (construcción de Huygens).

Cristales de simetría hexagonal, trigonal y tetragonal

Los modelos 3-D para velocidad de los rayos (expresada por v ó $1/n$) en los cristales de simetría hexagonal, trigonal y tetragonal son superficies dobles (Fig. 4-6 A). Ellas muestran que una de las dos ondas de luz (ondas O) se propagan igual que lo hace la luz en las sustancias isotrópicas, con igual velocidad en todas las direcciones, mientras que la otra onda (onda E) cambia su velocidad dependiendo de la dirección en el cristal. La onda E tiene el valor de velocidad más alto o más bajo (v_e) en la dirección perpendicular al eje cristalográfico c . Cualquier desviación de esta dirección hacia el eje c cambiará v_e hacia el valor de v_o (disminuyendo si $v_e > v_o$ ó aumentando si $v_e < v_o$).

Para la orientación paralela a c , v_e ha alcanzado el mismo valor que v_o . Entonces, para esta dirección en particular, la condición de isotropía óptica es alcanzada. Esta dirección específica es conocida como eje óptico. Los minerales pertenecientes a los grupos de simetría hexagonal, trigonal y tetragonal son ópticamente uniaxiales. Las direcciones de vibración de las ondas son fijas dentro del cristal: las ondas E vibran dentro del plano definido por la dirección del rayo y el eje c ; las ondas O vibran perpendiculares a las ondas E.

Los mineralogistas prefieren utilizar el modelo de una única superficie de la indicatriz para explicar los fenómenos ópticos, al modelo de dos superficies de velocidad de los rayos. El principio de construcción es ilustrado en la Fig. 4-6 B: considerando el centro del cristal como el origen, los índices de refracción de dos ondas de luz pertenecientes a una normal de onda y vibrando perpendicularmente una a la otra, son marcados en proporción a las distancias desde el origen. Entonces una “cruz de refracción” es creada formando los ejes mayor y menor de una elipse. La construcción de las elipses para todas las direcciones de normal de onda posibles en un cristal, resulta en un elipsoide que es la indicatriz.

La indicatriz óptica de los sistemas cristalinos discutidos aquí es un elipsoide de revolución. Tiene una forma prolada ($n_e > n_o$; ópticamente uniaxial positivo) u oblada ($n_e < n_o$; ópticamente uniaxial negativo) (Fig. 4-6 C, D). El eje de rotación (= eje óptico) es idéntico al eje c .

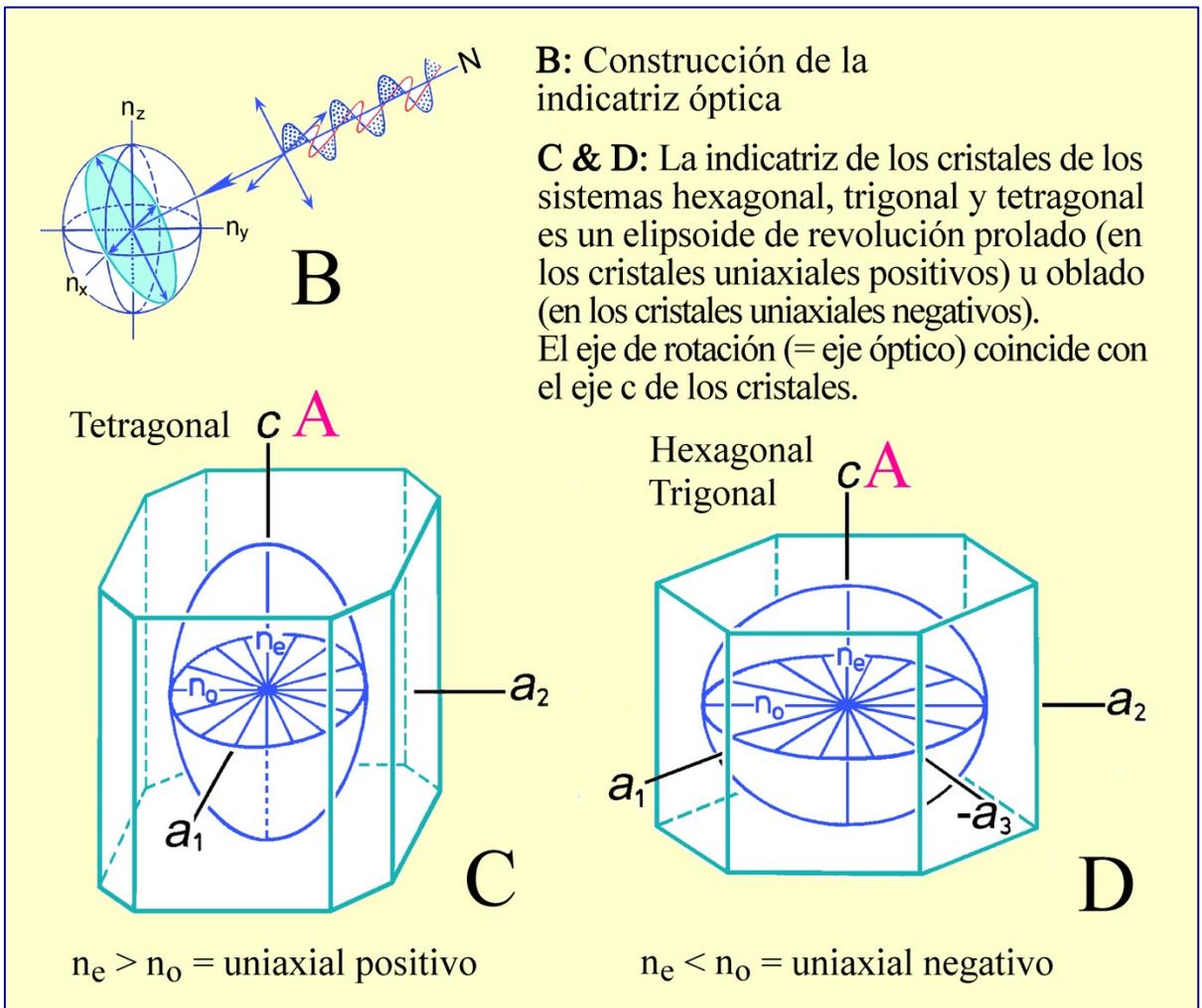
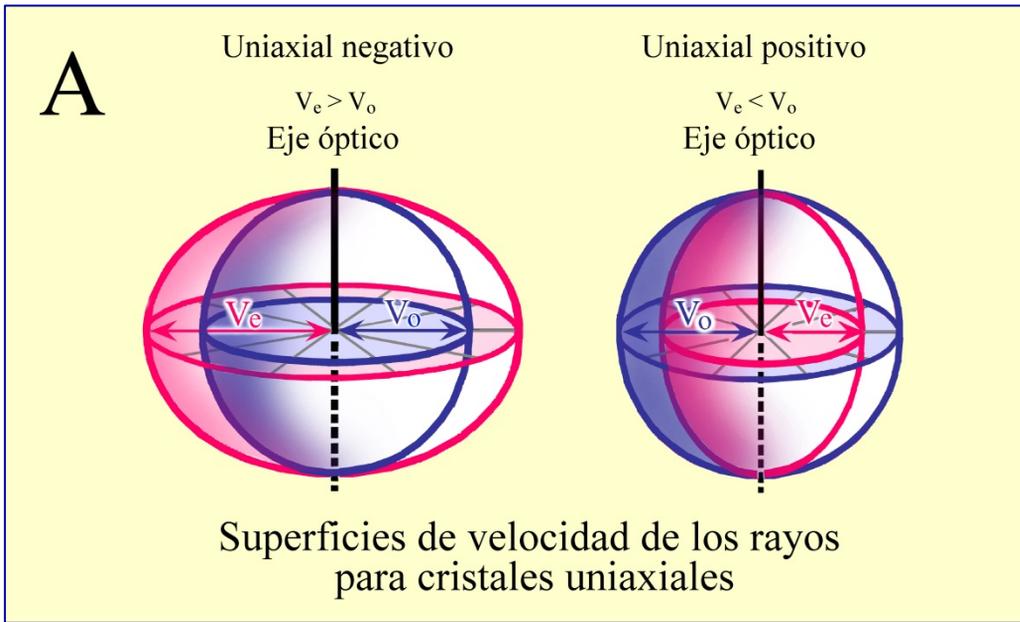


Figura 4-6. Cristales ópticamente uniaxiales; superficies 3-D para v y n.

A: Superficies 3-D para v y n; B: Construcción de la indicatriz; C-D: Indicatrices de cristales uniaxiales ópticamente positivos y negativos.

Cristales de simetría ortorrómbica, monoclinica y triclinica

En los cristales de estos sistemas cristalinos, la propagación para ambas ondas es dependiente de la dirección. Los modelos 3-D de dos superficies para las velocidades de los rayos son complicados y no tienen importancia para el trabajo práctico. Los microscopistas prefieren el modelo de indicatriz de una sola superficie para la explicación de los fenómenos ópticos (Fig. 4-7).

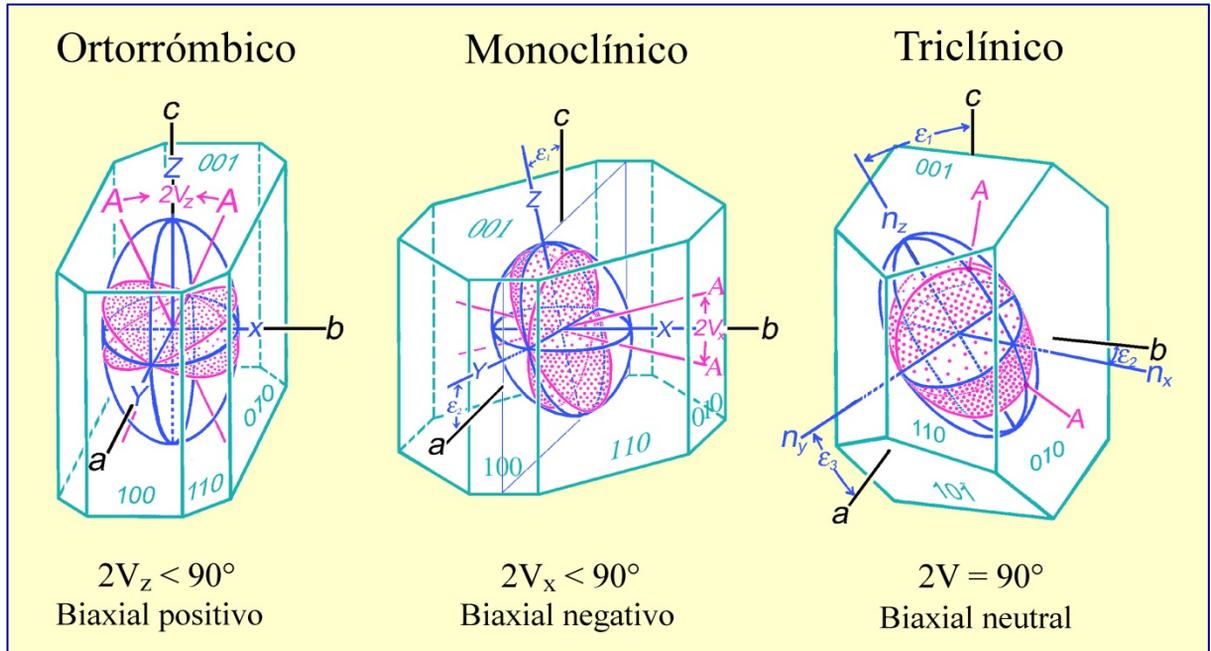


Figura 4-7. Cristales ópticamente biaxiales, simetría del cristal e indicatriz.

La indicatriz de los cristales con simetría ortorrómbica, monoclinica y triclinica es representada en un sistema de coordenadas con ejes X, Y, Z que son ortogonales entre sí. La geometría del elipsoide triaxial es definida por longitudes proporcionales a los índices de refracción n_x , n_y , n_z en X, Y y Z. Entonces, la simetría del elipsoide es siempre ortorrómbica. Los índices de refracción son definidos como $n_z > n_y > n_x$ (ó $n_\gamma > n_\beta > n_\alpha$).

Existen dos secciones circulares de radio n_y . Perpendicularmente a estas secciones circulares la luz se propaga con la misma velocidad como en los medios isotropos. Estas dos direcciones se corresponden con los dos ejes ópticos A. Los cristales de baja simetría son por lo tanto ópticamente anisotropos biaxiales.

Los ejes ópticos están en el plano ZX (= plano de los ejes ópticos, PEO). El eje Y es perpendicular a PEO. El ángulo entre los ejes ópticos ($2V$) es específico para cada mineral y puede variar entre 0° y 90° . Si Z es la bisectriz aguda ($2V_z < 90^\circ$), el cristal es biaxial positivo; si X es la bisectriz aguda ($2V_x < 90^\circ$), el cristal es biaxial negativo. Si el ángulo axial es 90° el cristal es ópticamente neutro.

La orientación espacial de la indicatriz en el cristal es definida por la simetría del cristal:

- En los cristales de simetría ortorrómbica los ejes del elipsoide (X, Y, Z) se corresponden con los ejes cristalográficos (a, b, c). Cual eje de la indicatriz es paralelo a que eje cristalográfico es específico para cada mineral.
- En los cristales de simetría monoclinica, únicamente el eje cristalográfico b es paralelo a uno de los ejes de la indicatriz (normalmente Y). Los otros dos ejes de la indicatriz yacen en el plano (010) y forman un ángulo con los ejes cristalográficos a y c.
- En los cristales triclinicos, ninguno de los ejes de la indicatriz (que tiene simetría ortorrómbica) es paralelo a los ejes cristalográficos. Los ejes de la indicatriz forman ángulos con los ejes cristalográficos que son específicos para cada mineral.

4.2 Características ópticas usadas para la identificación mineral

4.2.1 Color y pleocroísmo

La intensidad de la luz blanca puede ser variablemente atenuada debido a absorción al atravesar la lámina delgada. Si las longitudes de onda absorbidas están fuera del espectro visible, la fase vítrea y el mineral aparecen incoloros (blanco a gris). Los colores son generados cuando la absorción selectiva afecta a ciertas partes del espectro visible más que a otras. El color y la intensidad del color son importantes propiedades específicas de los minerales.

Consejos prácticos: La intensidad del color aumenta con el espesor de la muestra. En una lámina delgada de espesor estándar (25 – 30 μm) los bordes acunados de los granos o cristales muestran colores notoriamente más pálidos. En los minerales con alto índice de refracción ($n > 1,6$) los colores muy débiles pueden ser enmascarados por efecto de las irregularidades de la superficie del mineral (chagrin). Los efectos del chagrin pueden minimizarse si los colores de absorción son observados con alto aumento (aumento de objetivo $M > 20x$), con la lente auxiliar del condensador insertada y el diafragma de apertura completamente abierto. Además, debe tenerse presente que el tinte del color depende de la temperatura de color de la fuente luminosa. Ésta puede ajustarse para que coincida con la temperatura de color de la luz natural cambiando la intensidad de la luz y usando filtros apropiados (por ej. un filtro azul).

En las sustancias ópticamente isótropas (fases vítreas, minerales cúbicos) la absorción de la luz es idéntica en todas las direcciones. Los vidrios y los cristales cúbicos, por lo tanto, presentan un color único, no importando la orientación en que sean cortados, siempre que sean químicamente homogéneos. Los colores tampoco cambian cuando se gira la platina (Fig. 4-8). El color y la intensidad del color dan indicación acerca del tipo y concentración de los cationes que inducen color. Esto puede demostrarse utilizando vidrios y minerales del grupo de la espinela de diferentes composiciones (Fig. 4-9).

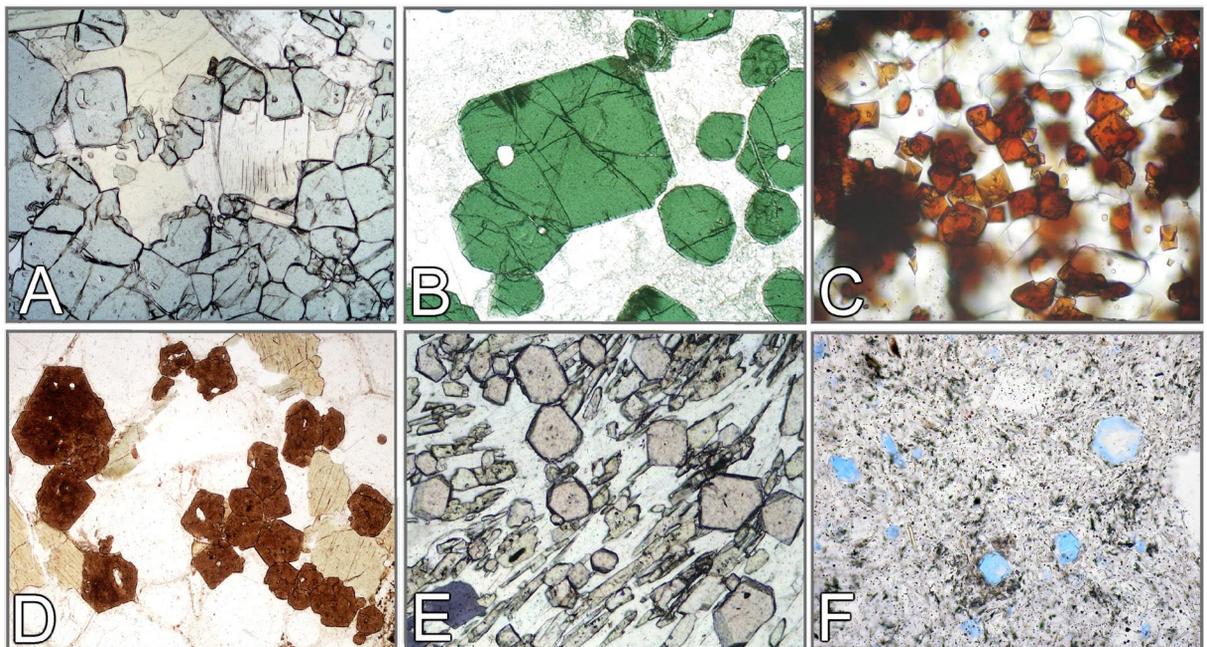


Figura 4-8. Las fases ópticamente isótropas tales como los minerales cúbicos mostrados aquí presentan un único color independientemente de la orientación. A-C: MgFe-espinela, hercynita, magnesioferrita; D-E: Melanita, almandino; F: Hauyna.

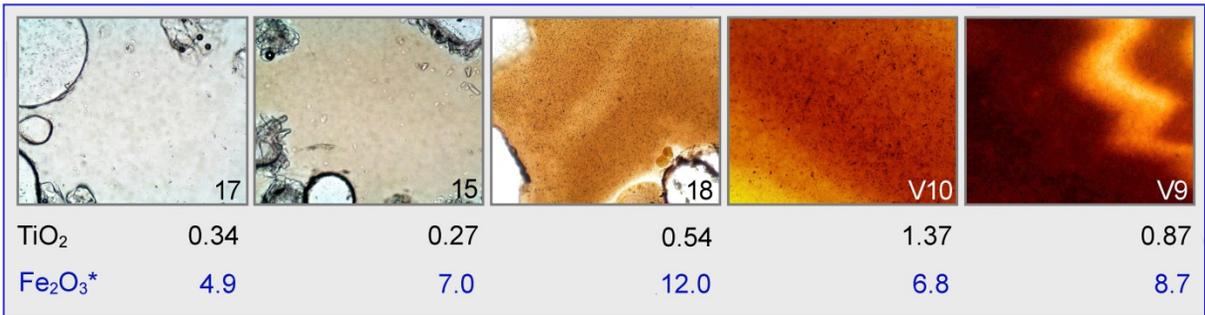


Figura 4-9 A. Relación entre color de la fase vidrio y el contenido de componentes cromóforos TiO₂ y Fe₂O₃ (% en peso) en escorias de calderas de lignito pulverizado.

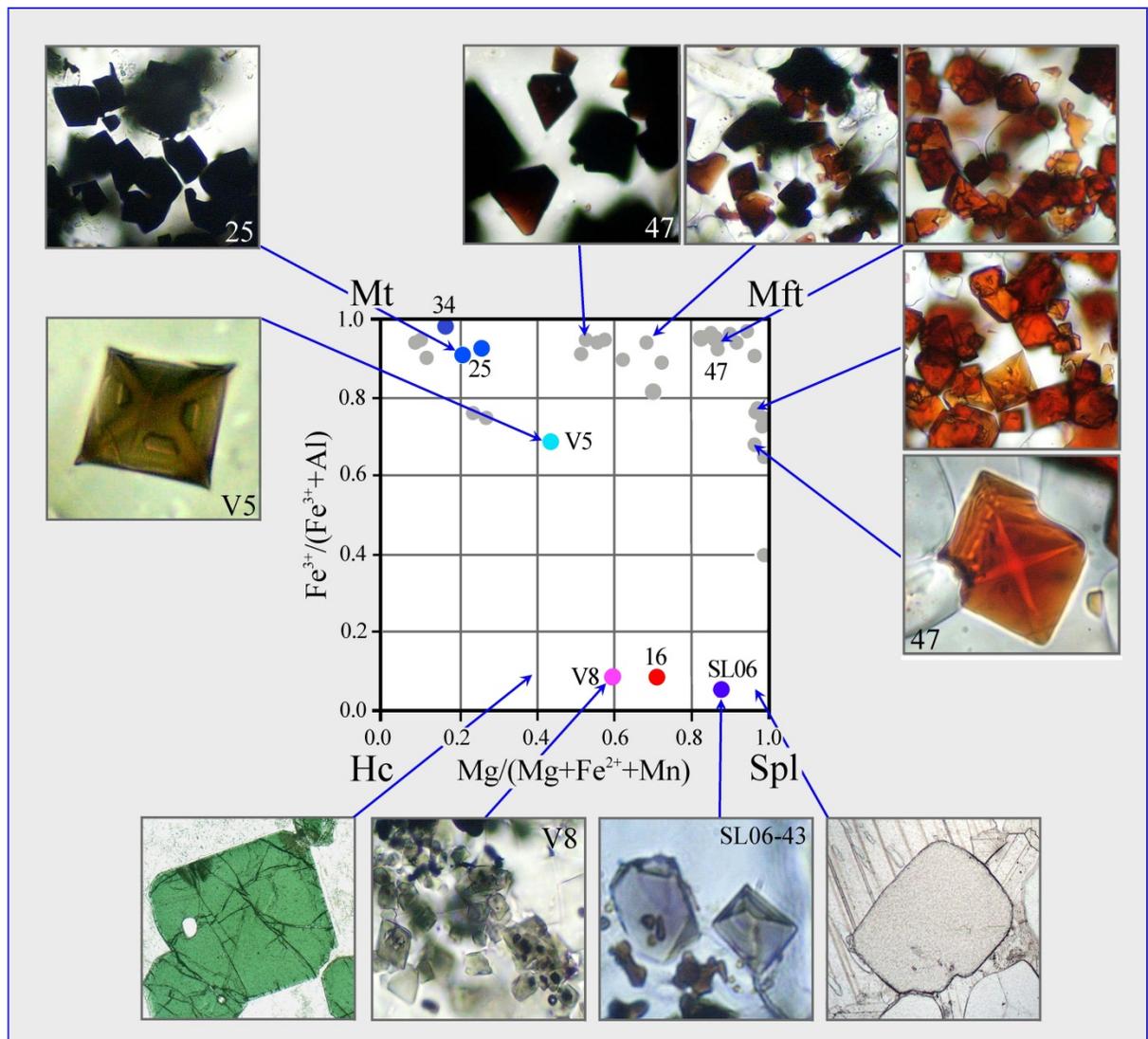


Figura 4-9 B. Relación entre color del mineral y composición de las espinelas en el sistema magnetita-magnesioferrita-hercynita-espinela. Las muestras de espinela son parcialmente de escorias y sinterizados de calderas de lignito pulverizado (muestras numeradas) y parcialmente de rocas naturales.

En las sustancias ópticamente anisótropas (minerales no cúbicos) la absorción es una propiedad direccional. Entonces, los cristales de una única especie mineral pueden mostrar colores diferentes según su orientación y correspondientes direcciones de vibración de la luz. Colores y pleocroísmo son propiedades específicas de los minerales.

La mayoría de los minerales no presentan, o presentan sólo muy débil pleocroísmo. Excepciones que muestran fuerte pleocroísmo son turmalina, los miembros del grupo de los anfíboles, las biotitas ricas en Fe y Ti y algunos minerales mucho menos frecuentes como piamontita, safirina, dumortierita y yoderita. La figura 4-10 muestra ejemplos de pleocroísmo marcado a fuerte.

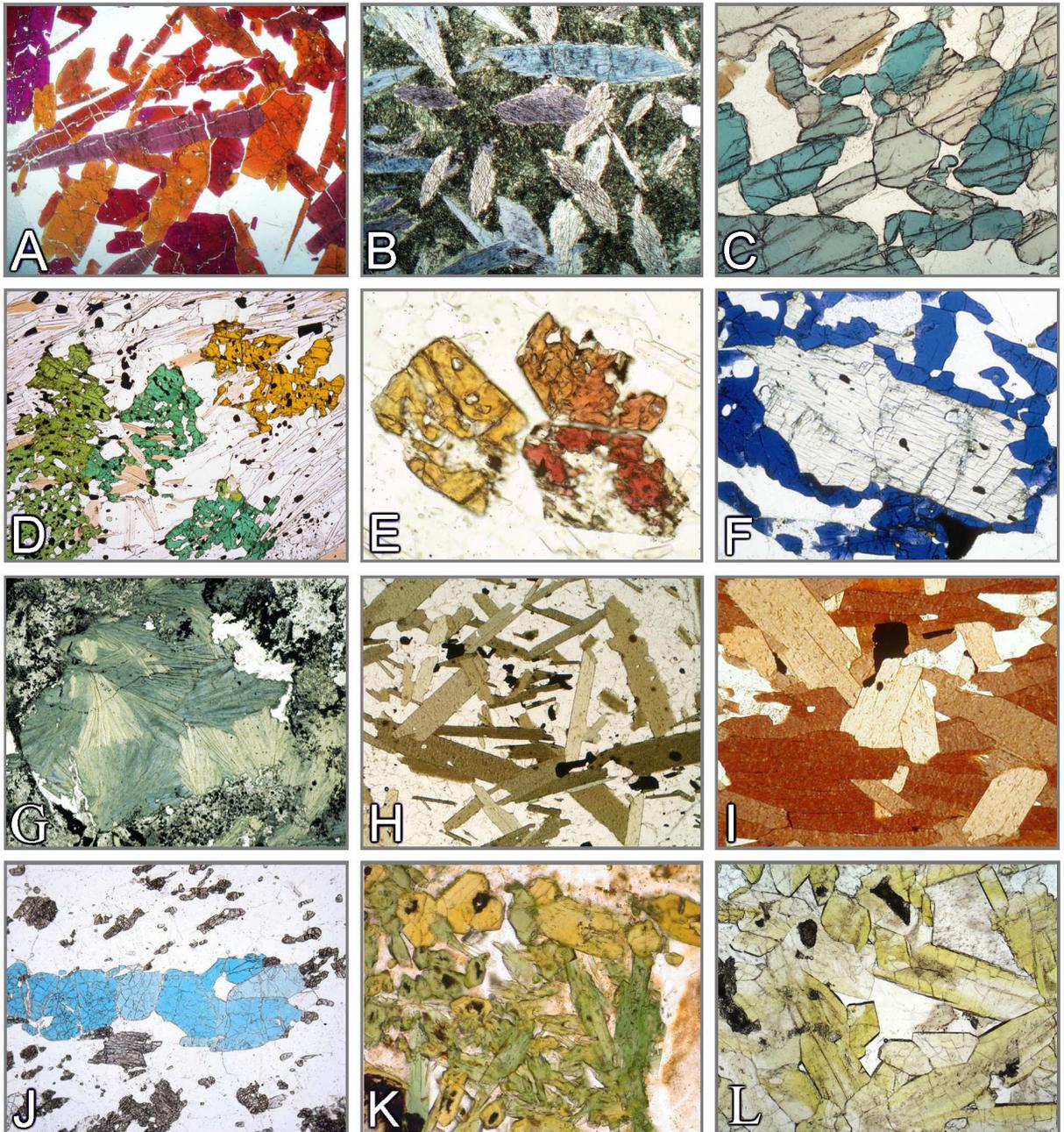


Figura 4-10. Ejemplos de pleocroísmo marcado a fuerte.

A: Piamontita; B: Glaucofano; C: Safirina; D: Viridina; E: Thulita; F: Yoderita (fuente: Dr. N. Jöns, Universität Bremen); G: Cloritoide; H: Biotita; I: Biotita rica en Ti; J: Lazulita; K: Aegirina-augita; L: Epidoto rico en Fe³⁺ (pistacita).

Los minerales pleocroicos de simetría tetragonal, hexagonal y trigonal presentan dos colores de absorción específicos (dicroísmo), paralelos a las direcciones de vibración de las ondas E y O. Las secciones perpendiculares al eje cristalográfico c (= eje óptico) muestran el color de absorción de la onda O cuando se gira la platina del microscopio. Las secciones paralelas al eje c muestran el color de absorción de la onda E (cuando el eje c está orientado E-W) y de la onda O (cuando el eje c está orientado N-S) por cada 90° de rotación de la platina (Fig. 4-11 y Fig. 4-12: ejemplo turmalina).

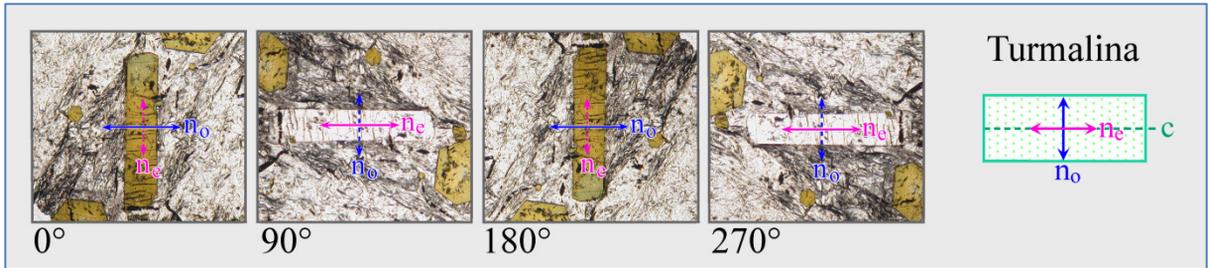


Figura 4-11. Cambio en el color de absorción de la turmalina durante un giro de 360° de la platina del microscopio. Se muestran para una sección de un cristal las cuatro posiciones en las que las direcciones de vibración de las ondas coinciden exactamente con las direcciones de los polarizadores. En estas orientaciones sólo las ondas vibrando E-W atraviesan el cristal; la onda N-S no es activada.

Los minerales pleocroicos de simetría ortorrómbica, monoclinica y triclinica poseen tres colores de absorción característicos (tricoísmo) relacionados con las direcciones de vibración paralelas a los ejes principales de la indicatriz X, Y y Z. La determinación de estos colores debe realizarse en secciones seleccionadas del cristal que sean paralelas a dos de estos ejes (Fig. 4-14A-C). La relación entre orientación del cristal, dirección de vibración y absorción (pleocroísmo) para los miembros del grupo de los anfíboles se explica en las Figs. 4-15,16,17. Tal como hermosamente muestra el grupo de los anfíboles, existe una correlación entre color de absorción y composición química (Fig. 4-13).

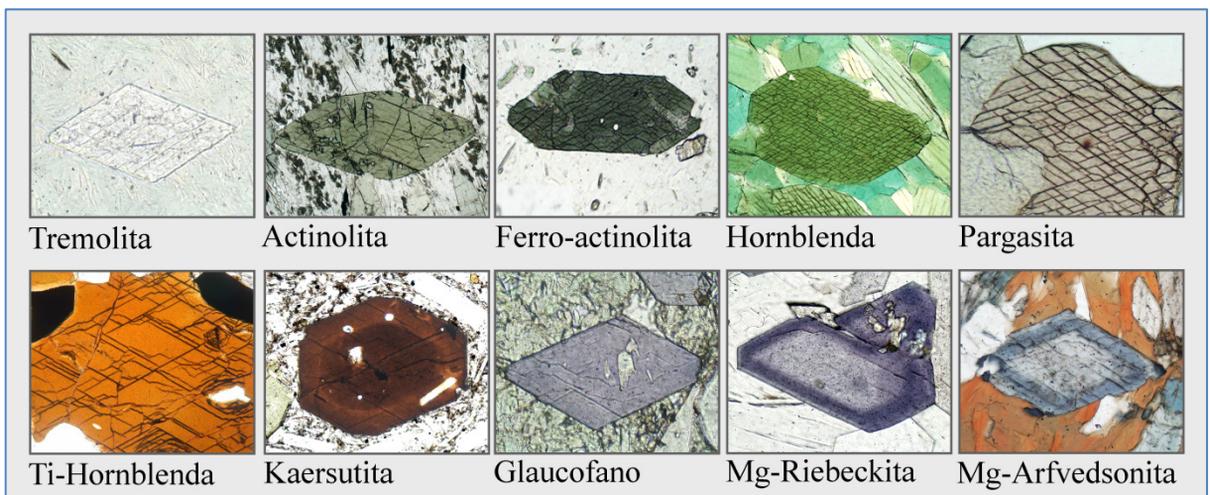
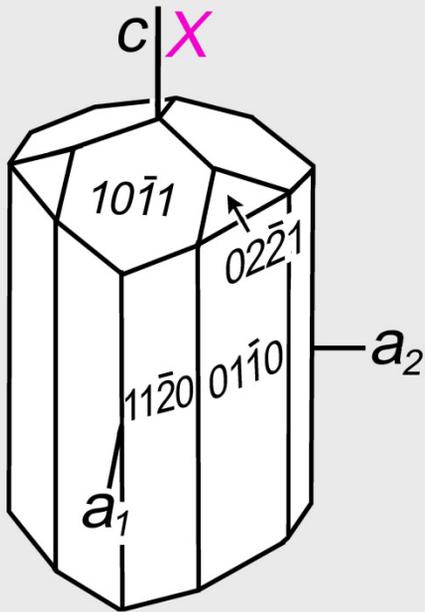
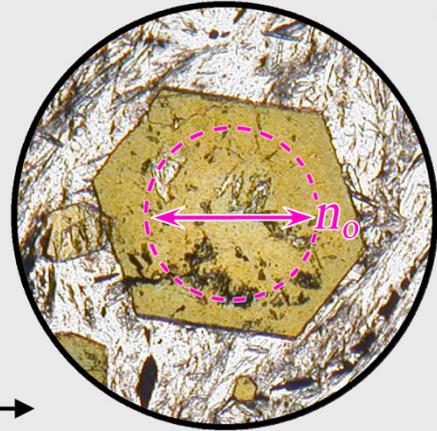


Figura 4-13. Colores de anfíboles de diferente composición, en relación a la dirección de vibración principal paralela al eje cristalográfico b. Los granos de anfíbol están orientados de tal forma que el eje b quede alineado con el polarizador inferior. En estos minerales, el eje b es paralelo al eje Y de la indicatriz. Por lo tanto, los colores mostrados son los colores de la dirección de vibración paralela a Y (cf. Fig. 4-15).

Turmalina



Sección $\perp c$

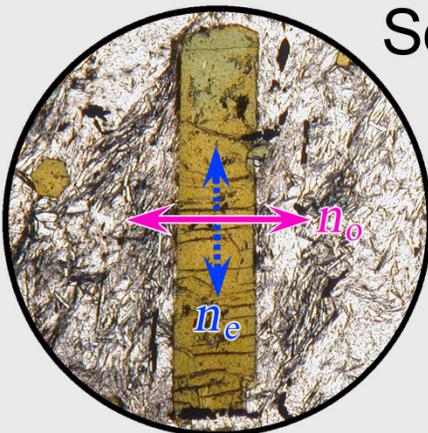


Color de la onda O

Sección perpendicular al eje c:
al girar la platina siempre atraviesan el cristal ondas O (rayos de luz paralelos a la dirección de isotropía, o sea paralelos al eje óptico).

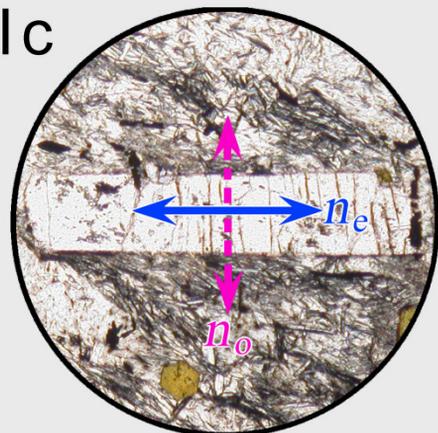
Pol \longleftrightarrow

Sección $\parallel c$



Color de la onda O

Cuando la sección longitudinal está orientada N-S atraviesan el cristal únicamente ondas O. Las ondas E no son activadas.



Color de la onda E

Cuando la sección longitudinal está orientada E-W atraviesan el cristal únicamente ondas E. Las ondas O no son activadas.

Pol \longleftrightarrow

Figura 4-12. Determinación de los colores asociados con las direcciones de vibración de las ondas E y O, en un mineral ópticamente uniaxial, usando turmalina como ejemplo.

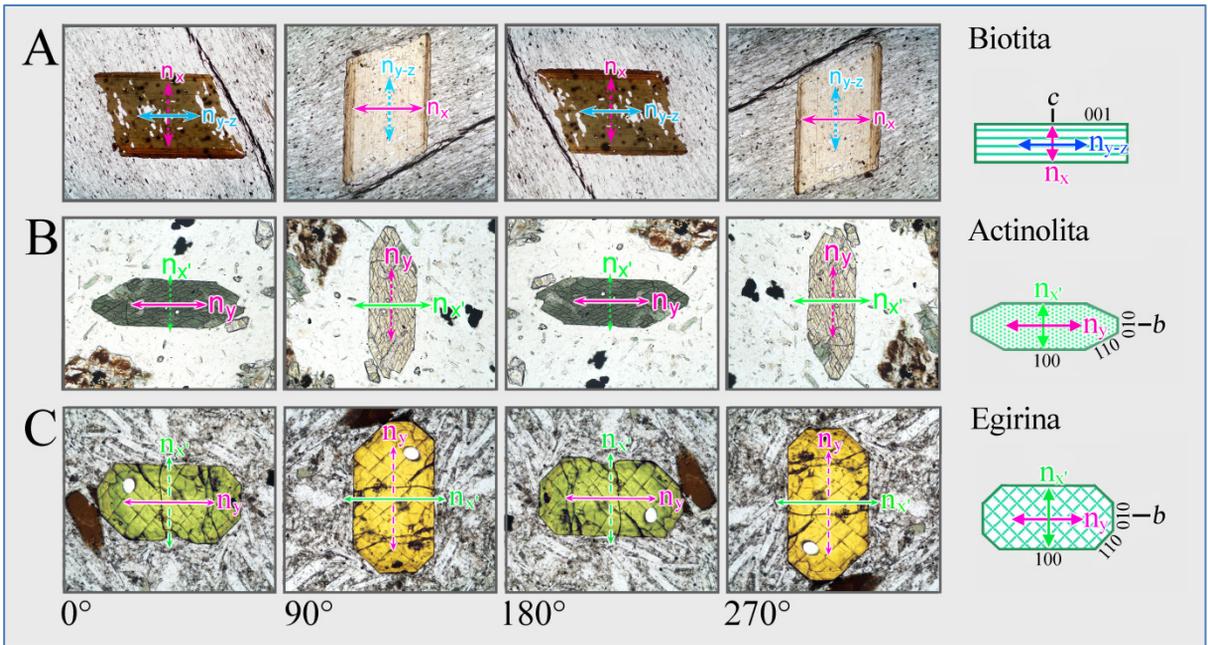


Figura 4-14 A-C. A-C. Cambio en el color de absorción en secciones de cristales de biotita, actinolita y aegirina-augita al girar la platina 360° . Se muestran las cuatro posiciones en que las direcciones de vibración de las dos ondas coinciden exactamente con las direcciones de los polarizadores. En estas orientaciones sólo ondas vibrando E-W atraviesan el cristal; la onda N-S no es activada. Por ello, estas secciones de cristal cambian su color cada 90° de rotación. En las secciones de actinolita y aegirina-augita, estos son los colores asociados a las ondas n_y y n_x , mientras que en la biotita los colores se asocian a las ondas n_{z-y} y n_x .

En el caso de los clinocianfibros, los colores de absorción paralelos a X, Y y Z son determinados en dos secciones específicas (Figs. 4-15,16,17):

- (1) En secciones de cristal paralelas a (010), las direcciones de vibración Z y X están contenidas en el plano de observación, excepto en el caso de algunos anfíboles alcalinos raros. Estas secciones son normalmente de forma prismática y pueden reconocerse por su alto color de interferencia ($\Delta n = n_z - n_x$) (ver Cap. 4.2.3).
- (2) En secciones de cristal perpendiculares a c, la dirección de vibración Y (paralela a b) y X' están contenidas en el plano de observación. Estas secciones de cristal se reconocen por la característica intersección de los planos de clivaje {110}.

Las secciones de cristal perpendiculares a uno de los dos ejes ópticos mostrarán un único color, correspondiente a Y, al girar la platina (onda n_y solamente).

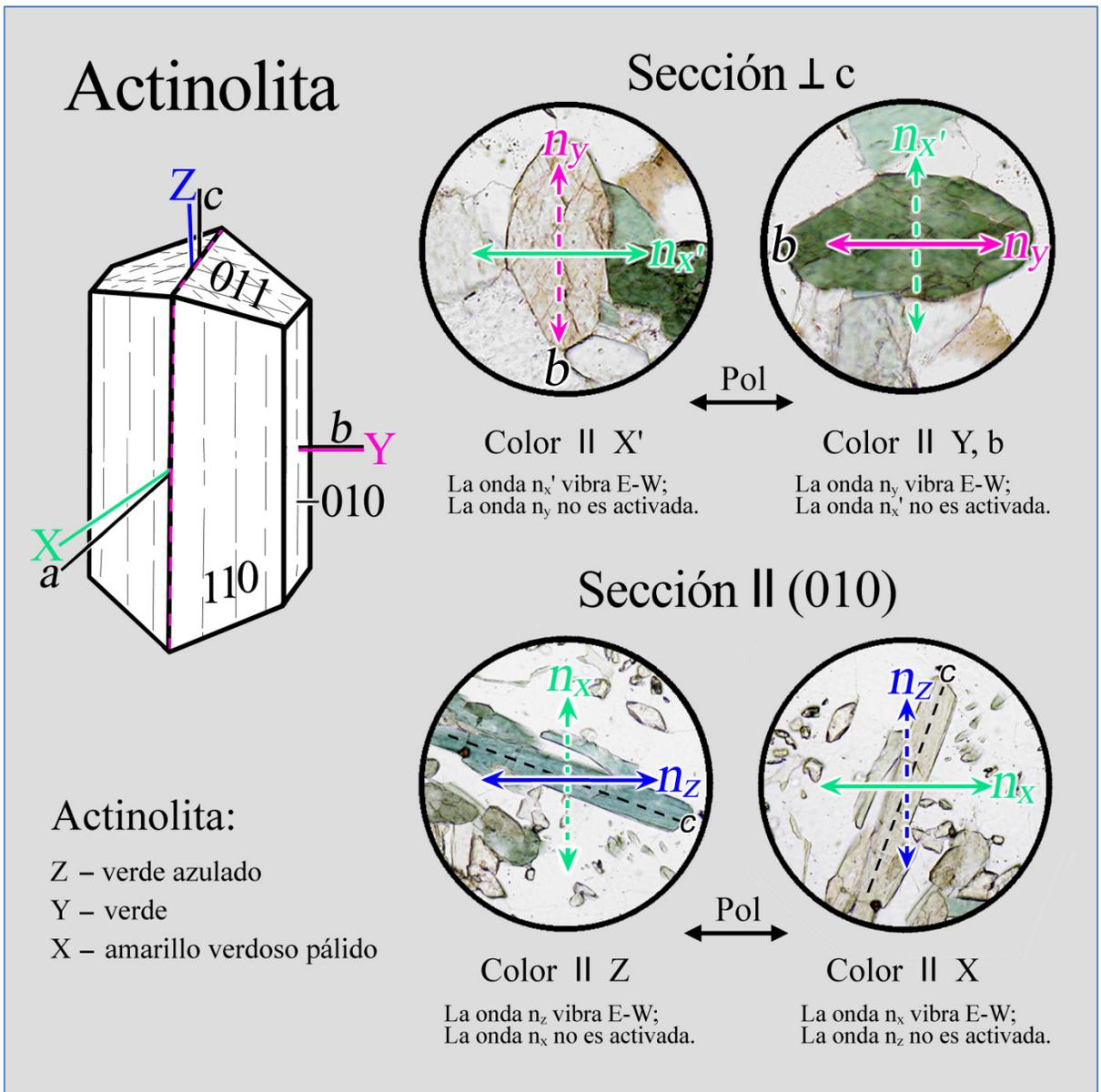


Figura 4-15. Determinación de los colores de las direcciones de vibración principales Z, Y y X de un mineral ópticamente biaxial, utilizando actinolita, $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, como ejemplo.

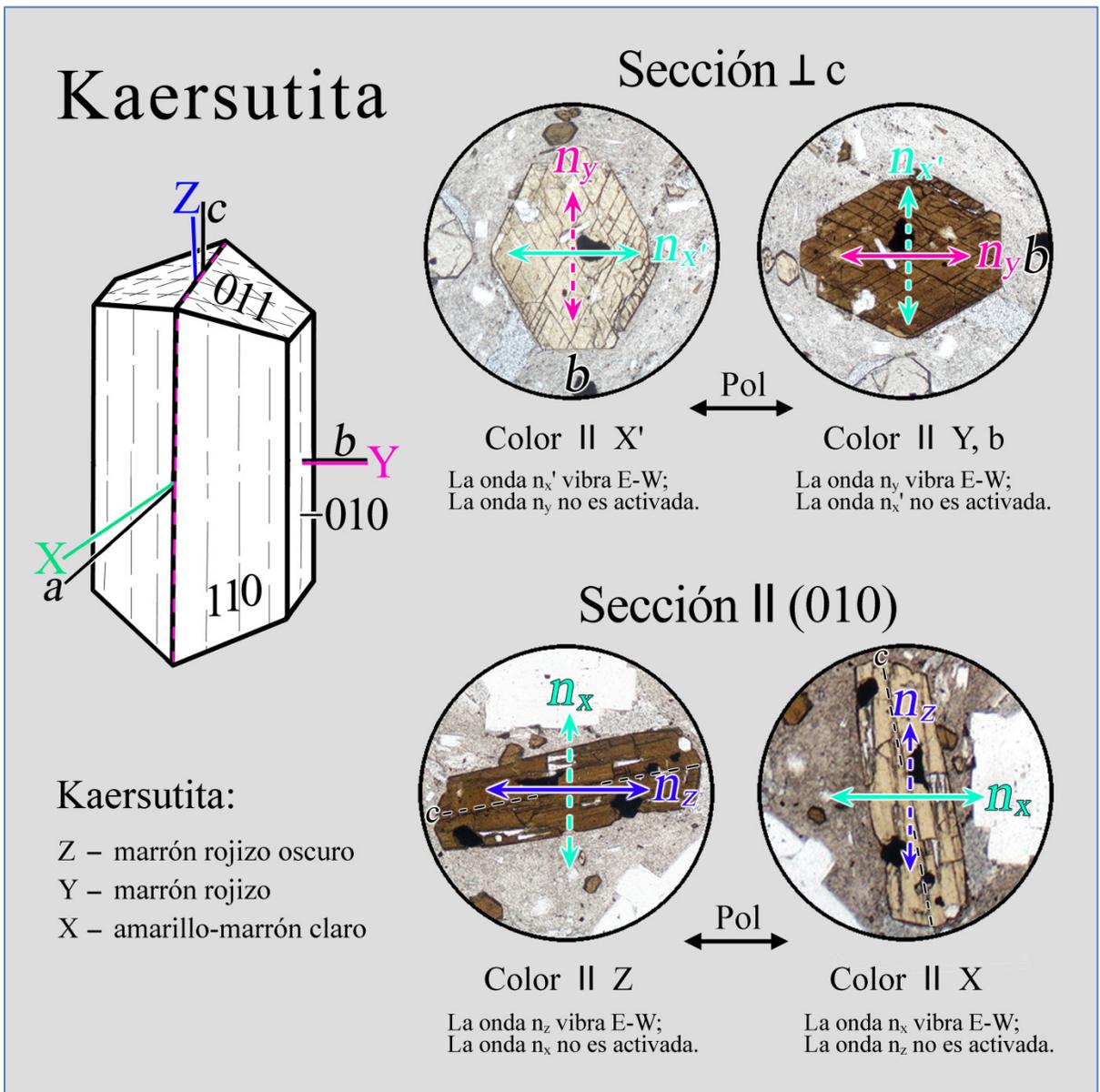


Figura 4-16. Determinación de los colores de las direcciones de vibración principales Z, Y y X de un mineral ópticamente biaxial, utilizando kaersutita, $\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Fe}^{2+}(\text{Ti,Fe}^{3+})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, como ejemplo.

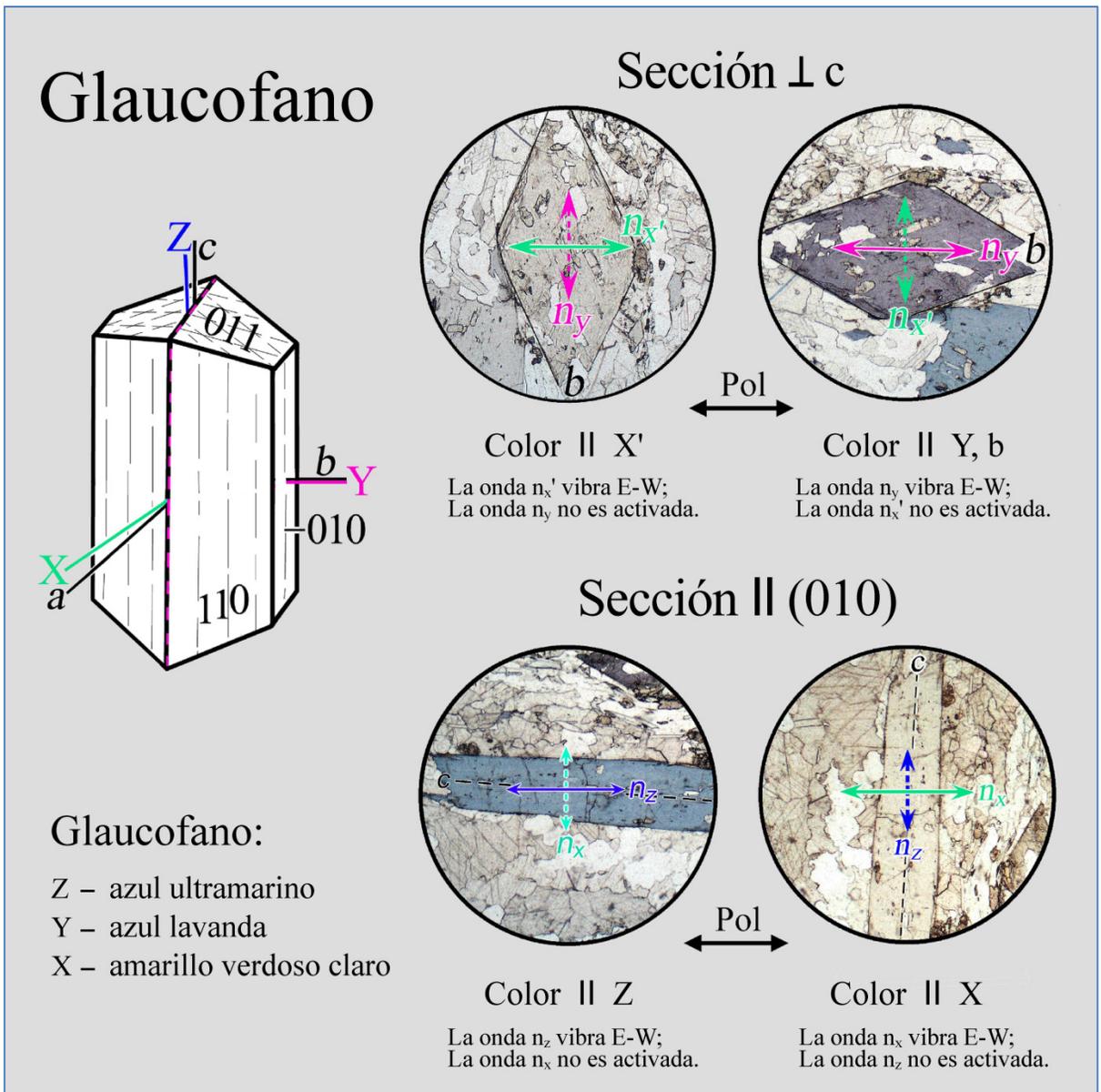


Figura 4-17. Determinación de los colores de las direcciones de vibración principales Z, Y y X de un mineral ópticamente biaxial, utilizando glaucofano, $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3(\text{Al,Fe}^{3+})_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, como ejemplo.

4.2.2 Refracción de la luz (relieve, *chagrin*, línea de Becke)

Los índices de refracción son una importante característica para identificar los minerales. Su valor no puede ser determinado directamente en la lámina delgada y debe ser estimado por comparación con el medio de montaje (resina epoxy; n aprox. 1,54) o con minerales de índice de refracción conocido, usando los efectos de la refracción de la luz. Los criterios para realizar esta comparación son: relieve, *chagrin* y línea de Becke.

Relieve

Los granos minerales que tienen mayor o menor índice de refracción que sus alrededores inmediatos, muestran contornos marcados y aparecen como si estuvieran más altos o más bajos que los materiales adyacentes. El relieve es un resultado de la refracción y de la reflexión total interna de los rayos de luz en la interfaz entre el grano mineral y sus alrededores. Cuanto más diferencia exista entre los índices de refracción respectivos, más pronunciados serán el contorno del mineral y el relieve. Ambos desaparecerán cuando los índices de refracción de los materiales adjuntos sean idénticos (Fig. 4-18).

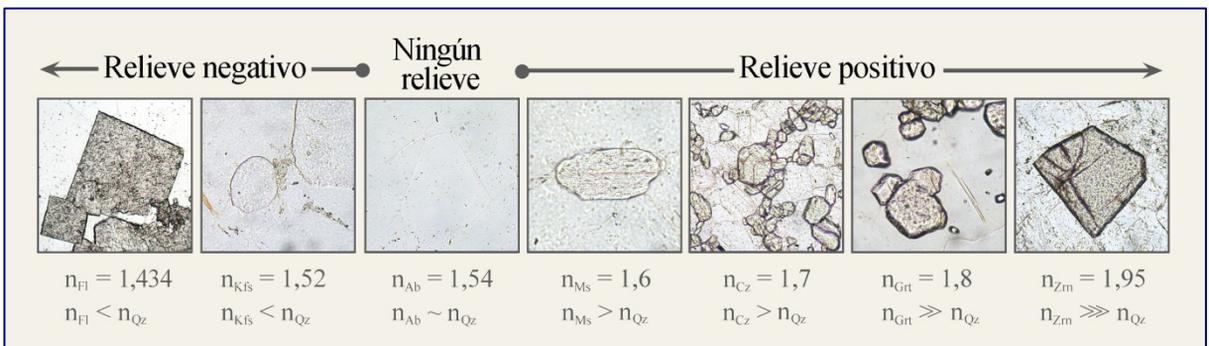
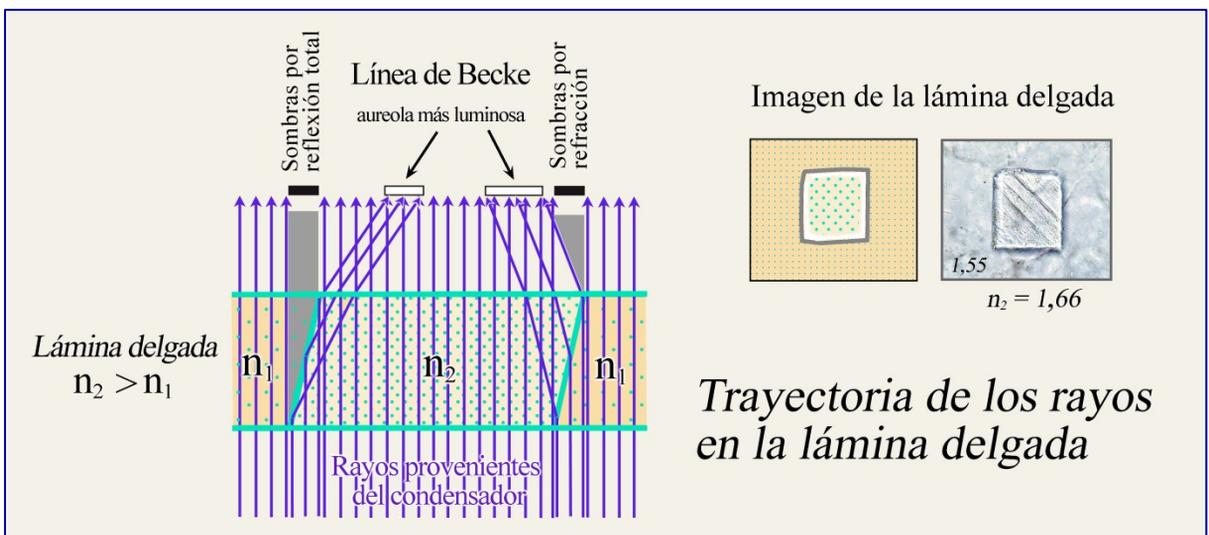


Figura 4-18. Generación de relieve por refracción de los rayos de luz en el borde del grano. La secuencia inferior muestra, de izquierda a derecha, granos de fluorita (Fl), feldespato potásico (Kfs), albita (Ab), muscovita (Ms), clinozoisita (Cz), granate (Grt) y circón (Zrn) en cuarzo ($n_{Qz} = 1,544-1,553$).

Chagrin (aspereza de la superficie)

Las superficies superior e inferior de los minerales en lámina delgada (en láminas pulidas sólo la superficie inferior) muestran relieve debido a minúsculas asperezas, irregularidades y fracturas. Cuando los minerales tienen índices de refracción más altos o más bajos que el medio de montaje (resina epoxy, $n = 1,54$), ocurrirá refracción y reflexión de los rayos de luz en este micro relieve. En consecuencia el grano presentará superficies con una estructura al microscopio finamente picoteada, lo que se conoce como *chagrin* (del francés – cuero granulado). Cuanto mayor sea la diferencia de los índices de refracción entre el mineral y la resina epoxy, más pronunciado será el *chagrin* ya que la proporción de rayos de luz totalmente reflejados y dispersados aumenta (Fig. 4-19).

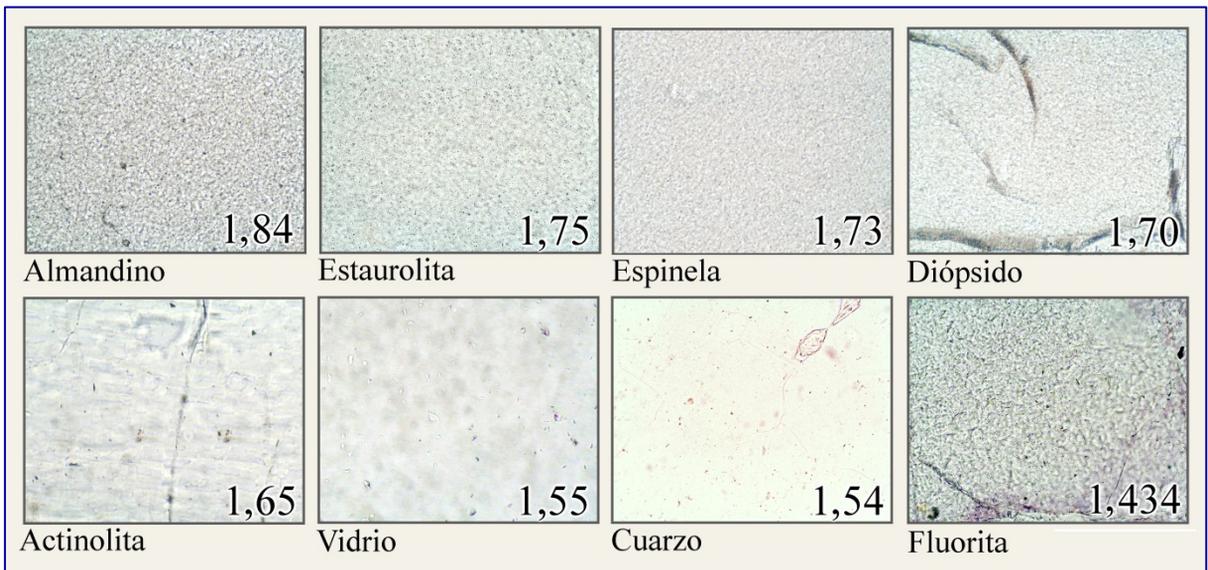


Figura 4-19. *Chagrin* en relación con el índice de refracción de un mineral.

Consejos prácticos: El contraste del *chagrin* puede ser modificado cambiando las condiciones de iluminación: (1) cuando se inserta la lente auxiliar del condensador y se abre el diafragma de apertura disminuye el efecto *chagrin*; (2) cerrando el diafragma de apertura y quitando la lente frontal del condensador aumenta el efecto.

Para estimar la refracción de la luz de un mineral desconocido usando el contraste de *chagrin*, las condiciones de iluminación y el aumento deben mantenerse constantes, (por ej. apertura pequeña cerrando el diafragma de apertura; objetivo 20x).

Además, debe señalarse que el contraste de *chagrin* es normalmente bajo en las láminas pulidas para microsonda ya que la dispersión de la luz ocurre únicamente en la superficie inferior rugosa de los minerales.

Nótese también que una nubosidad debida a inclusiones fluidas y minerales finamente diseminadas puede dar la impresión de un relieve más alto del que el hospedero realmente tiene.

Línea de Becke

En el contacto entre dos sustancias de distinto índice de refracción (cristal-resina epoxy, cristal-vidrio, cristal-cristal) se observa, usando aumentos elevados, una delgada aureola luminosa denominada línea de Becke. Al cerrar el diafragma de apertura esta aureola puede mostrar colores, especialmente si los minerales poseen una pequeña diferencia de índice de refracción pero una elevada dispersión. La línea de Becke es nombrada así por Friedrich Becke (1855-1931).

Si el contacto entre las fases es desenfocado levantando o bajando ligeramente la platina, la aureola luminosa se moverá desde una fase hacia la otra adyacente: al bajar la platina se moverá hacia la sustancia más refractiva y al levantar la platina hacia la sustancia menos refractiva. Una explicación de este fenómeno se presenta en la Fig. 4-20, lado izquierdo.

La intensidad de la línea de Becke disminuye si disminuye la diferencia de los índices de refracción entre las sustancias adyacentes. Desaparecerá completamente si los índices son idénticos. Con diferencias de índice de refracción del orden de 0,001 a 0,002 aún puede ser reconocida. Por otra parte la línea de Becke es enmascarada cuando las diferencias del índice de refracción son elevadas debido al fuerte chagrin.

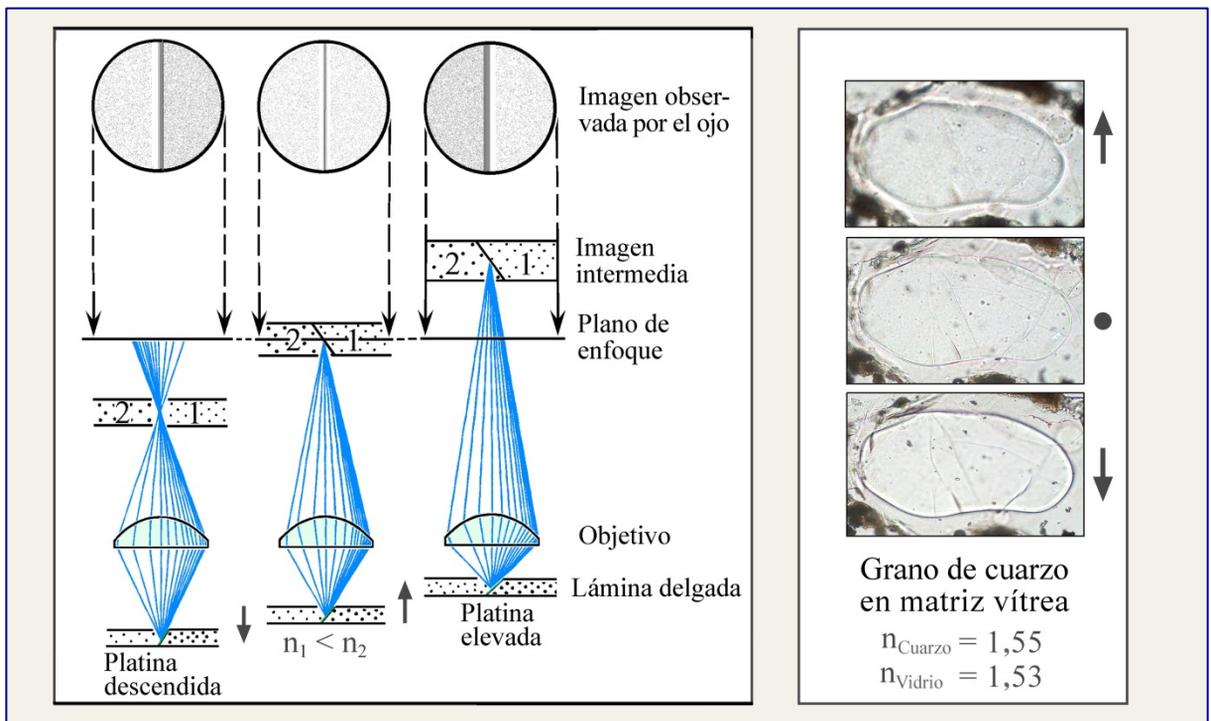


Figura 4-20. Generación de la línea de Becke (izquierda); movimiento de la línea de Becke en la interfaz cuarzo-vidrio como resultado de levantar o bajar la platina.

Consejos prácticos: para la observación de la línea de Becke debe ser elegido un límite entre las fases, limpio y no vertical sino ligeramente inclinado. También son adecuados los bordes quebrados de los granos en contacto con resina epoxy (en el borde de la lámina delgada o en lugares donde parte del mineral se haya saltado durante la confección). El borde de fase es entonces observado con un aumento suficientemente alto (objetivo 20x), el contraste es optimizado cerrando el diafragma de apertura y el sentido del movimiento de la línea de Becke es estudiado levantando y bajando ligeramente la platina (Fig. 4-20, lado derecho).

4.2.3 Doble refracción

En los cristales no cúbicos, ópticamente anisótropos, la luz se propaga en todas las direcciones – con excepción de las direcciones paralelas a un eje óptico – como dos sets de ondas polarizadas planas vibrando ortogonalmente. Las dos ondas tienen diferente velocidad (y en consecuencia distintos índices de refracción n_z' y n_x').

La relación específica entre la simetría del cristal y la indicatriz en cada especie mineral define la orientación del plano de polarización y el índice de refracción de estas dos ondas (Cap. 4.1.2; Figs. 4-6,7). Para cada sección de cristal vista en lámina delgada estos parámetros pueden derivarse de la elipse generada por la intersección de la indicatriz y el plano de la lámina delgada (Fig. 4-21).

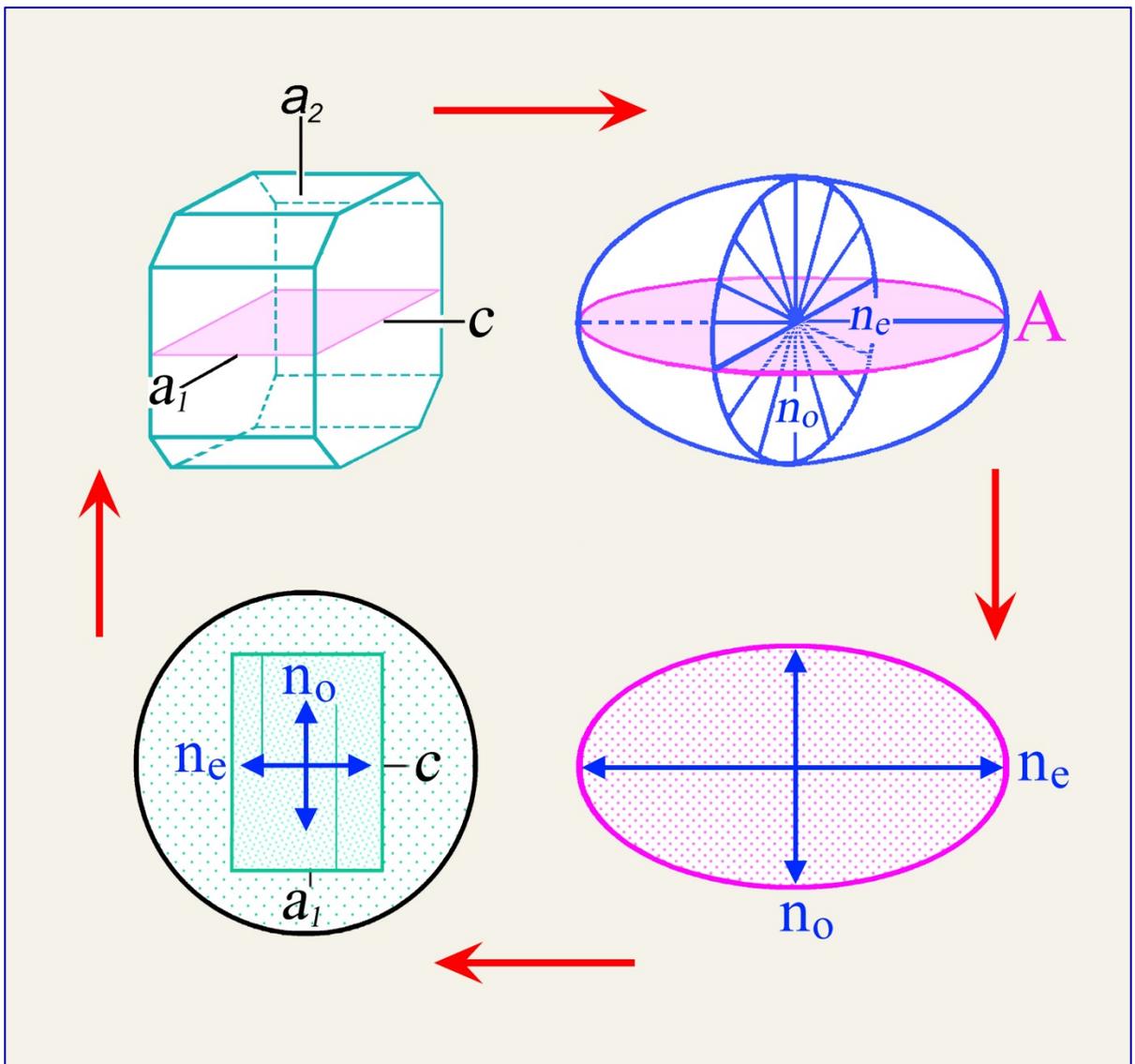


Figura 4-21. Relación entre sección del cristal, orientación del cristal y orientación de la indicatriz usando melilita como ejemplo.

4.2.3.1 Observación sin analizador (modo luz polarizada plana)

En luz polarizada plana los minerales anisótropos sólo pueden ser distinguidos de los isotropos si se observan formas de grano características (por ej. hábito elongado o tabular), si los granos muestran cambio de relieve y de contraste de chagrin al girar la platina (sólo en minerales con grandes diferencias en n_z' y n_x') o si los colores de absorción cambian cuando cambia la orientación (pleocroísmo).

La birrefringencia (Δn) de los minerales normalmente no es lo suficientemente grande como para crear, al girar la platina, un marcado cambio de chagrin. Una excepción son los carbonatos. La Fig. 4-22 muestra los notorios cambios en el chagrin de la calcita y la dolomita, debido a su extrema birrefringencia ($\Delta n_{\text{Cal}} = 0,172$; $\Delta n_{\text{Dol}} = 0,177$).

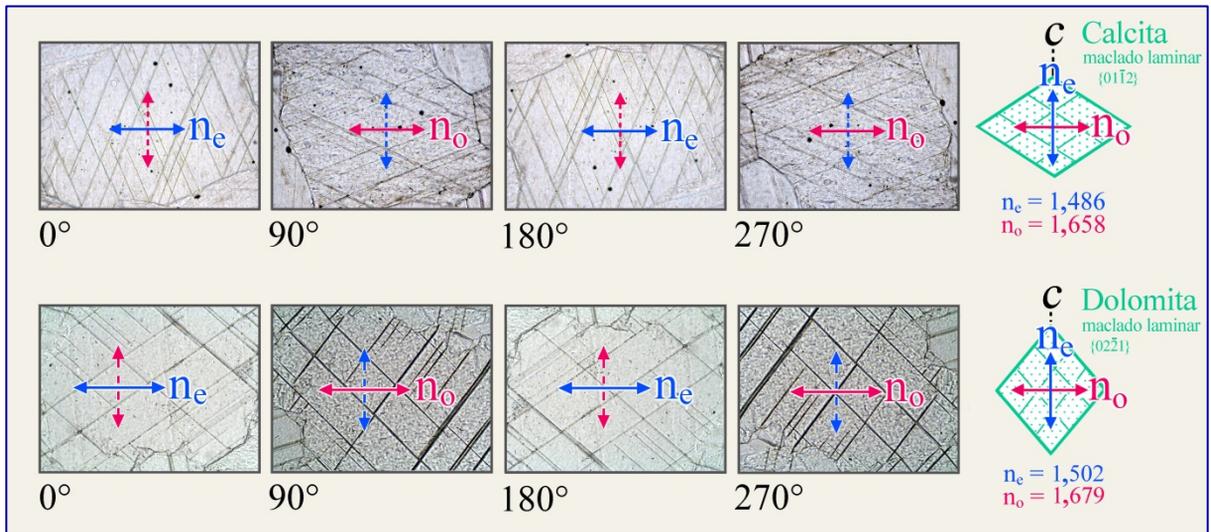


Figura 4-22. Cambio de chagrin en la calcita y la dolomita durante un giro de 360° de la platina.

Las secciones de cristal están orientadas paralelas al eje c. Se muestran 4 posiciones en las que las direcciones de vibración de las dos ondas en el cristal coinciden exactamente con las direcciones del polarizador. En estas posiciones sólo la onda vibrando E-W pasa a través del cristal. La gran diferencia entre los índices de refracción de las ondas O y E causa el cambio en el chagrin ($\Delta n_{\text{Cal}} = 0,172$; $\Delta n_{\text{Dol}} = 0,177$).

La mayoría de los minerales no presentan o presentan un muy débil pleocroísmo. Excepciones notables incluyen turmalina, los miembros del grupo de los anfíboles, las biotitas ricas en Fe-Ti y los minerales mucho menos comunes piamontita, safirina, dumortierita, yoderita y lazulita (Fig. 4-10).

Los *minerales pleocroicos de simetría tetragonal, hexagonal y trigonal* presentan dos colores de absorción característicos, paralelos a las direcciones de vibración de las ondas E y O (dicroísmo). Las secciones de cristal perpendiculares al eje cristalográfico c (= eje óptico) sólo muestran el color de absorción de la onda O al girar la platina. Las secciones de cristal paralelas al eje c muestran una alternancia entre el color de absorción de la onda E (cuando c está orientado E-W) y de la onda O (cuando c está orientado N-S) cada 90°, durante la rotación de la platina (Cap. 4.2.1, Figs. 4-11,12).

Los *minerales pleocroicos de simetría ortorrómbica, monoclinica y triclinica* presentan tres colores de absorción característicos paralelos a los ejes principales X, Y, Z de la indicatriz (tricoísmo). Las secciones de cristal normales a uno de los dos ejes ópticos presentan el color de absorción de la dirección de vibración Y al girar la platina. Una identificación de los colores de absorción de las direcciones X, Y y Z requiere de secciones específicas del cristal (Cap. 4.2.1, Figs. 4-14–17).

4.2.3.2 Observación con el analizador insertado (modo polarizadores cruzados)

Comportamiento de la extinción: durante la rotación de una sección de un cristal birrefringente entre polarizadores cruzados ocurre un cambio periódico entre una imagen iluminada y una imagen oscura. Una rotación completa de 360° incluye cuatro posiciones de extinción separadas 90° y cuatro posiciones intermedias de máxima iluminación (Fig. 4-23). Las cuatro posiciones de máxima iluminación son también conocidas como posiciones diagonales.

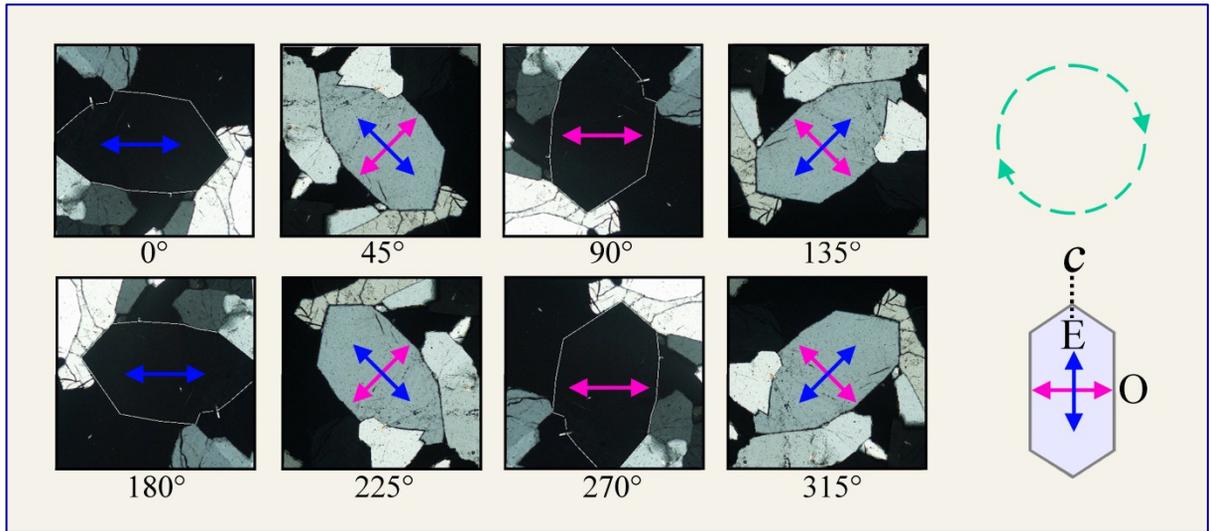


Figura 4-23. Posiciones de extinción y posiciones diagonales para un grano de cuarzo durante una rotación de 360° de la platina.

En la posición de extinción las ondas E-W que salen del polarizador son exactamente paralelas a una de las dos posibles direcciones de vibración del cristal (Fig. 4-23). Entonces, las ondas no necesitan dividirse y pasan por el mineral sin ningún cambio por la dirección de vibración que está E-W, donde se propagan con la velocidad específica de esa dirección en el cristal. Tomando como ejemplo el cuarzo ópticamente uniaxial, las ondas E o las ondas O, con índices de refracción n_e' ó n_o respectivamente serán paralelas al polarizador. En el caso general de un mineral anisótropo, las ondas serán aquellas que se relacionan con los índices de refracción n_z' y n_x' . Después de abandonar el cristal las ondas vibrando E-W son bloqueadas por el analizador orientado N-S y en consecuencia el cristal aparece negro (extinguido).

Si el cristal es rotado fuera de la posición de extinción, el plano de polarización de la luz entrando al cristal no es más paralelo a alguna de las direcciones de vibración principales del cristal (n_o , n_e' , n_z' , n_x'). Las ondas vibrando E-W al salir del polarizador, serán divididas en el cristal en dos ondas vibrando ortogonalmente con índices de refracción n_e' y n_o ó n_z' y n_x' para el caso general de los minerales anisótropos (Fig. 4-23, 24).

Cuando la luz entra al cristal, las amplitudes relativas a_1 y a_2 de las dos ondas nuevas generadas, dependen enteramente de la orientación de n_x' y n_z' (ó n_o y n_e') con respecto al polarizador (Fig. 4-24, fila inferior). Con ángulos pequeños una de las dos ondas dominará en términos de intensidad de luz. En la posición diagonal a 45° , las amplitudes de a_1 y a_2 serán idénticas. Sin embargo, sin el analizador, es imposible discernir cambio alguno en la intensidad de luz al girar la platina (al menos en los minerales incoloros) simplemente debido a que la intensidad total de luz de a_1 y a_2 permanece constante. En los minerales anisótropos coloreados se espera además una variación en la absorción al girar la platina (Cap. 4.2.1), y los altamente birrefringentes mostrarán también efectos de refracción variables (Fig. 4-22).

Como ambas ondas se propagan en el cristal con diferentes velocidades (y en consecuencia con diferentes índices de refracción n_z' y n_x') un desfase específico (= retardo Γ) es creado al momento en que la luz alcanza la superficie superior del cristal (Fig. 4-24; en este ejemplo, el desfase Γ es $\lambda/2$).

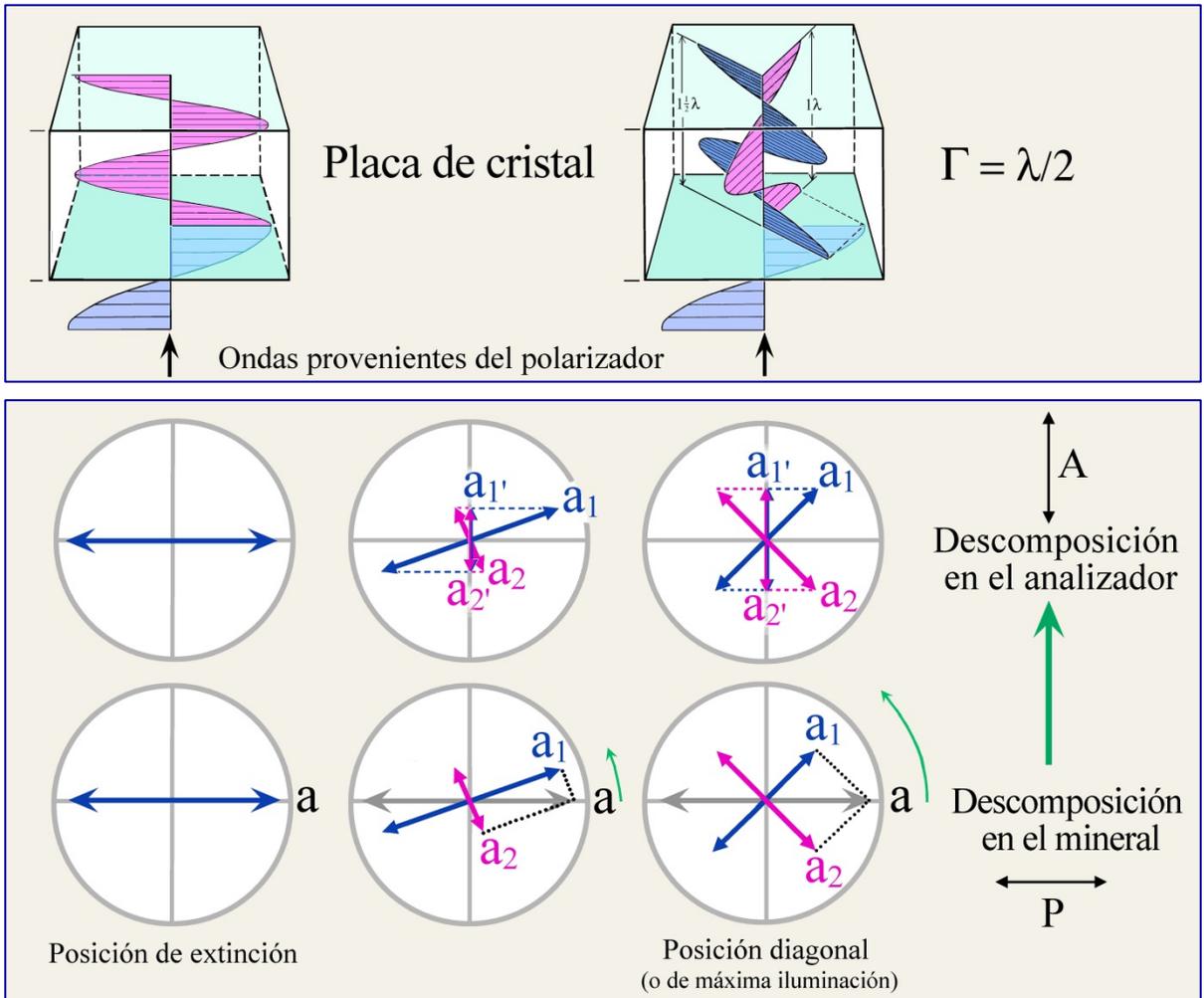


Figura 4-24. Construcción vectorial para las intensidades de luz de un mineral que es rotado desde la posición de extinción a la posición diagonal a 45°.

El retardo se refiere a la distancia acumulada entre el frente de onda de la onda rápida (correlacionada con n_x') y el de la onda lenta (correlacionada con n_z') al momento en que la onda lenta alcanza la superficie del cristal. Como ambas ondas vuelven a tener idéntica velocidad luego de salir del cristal, el retardo permanece constante en el microscopio a partir de ese punto, a menos que las ondas de luz atraviesen otro cristal (lo que ocurre si una lámina auxiliar se encuentra insertada; ver Cap. 4.2.4). En microscopía de láminas delgadas el retardo se expresa en nm. En los cristales macroscópicos el retardo puede ser del orden de mm. Tomando la calcita como ejemplo, las ondas O y E que atraviesan un romboedro de clivaje de 2 cm de espesor han acumulado un retardo de 1,84 mm al salir del cristal (trayectoria de la luz ortogonal a las caras del rombo).

El retardo es determinado por dos factores: (1) la diferencia de velocidad entre las dos ondas, o expresado de otra forma, por el valor de la birrefringencia ($\Delta n = n_z' - n_x'$) de la sección de cristal, (2) el espesor (d) de la placa de cristal en la lámina delgada. Esto queda expresado por la fórmula del retardo $\Gamma = d * (n_z' - n_x')$.

La distancia entre la base y el tope de la placa de cristal (o sea el espesor d) puede también expresarse en múltiplos de longitud de onda ($d = m * \lambda$). Cuando la luz de longitud de onda inicial λ_i entra al cristal, se generan dos ondas de diferente longitud de onda (onda lenta: $\lambda_z' = \lambda_i/n_z'$; onda rápida: $\lambda_x' = \lambda_i/n_x'$). Si d es expresado como múltiplo de λ_z' y λ_x' , tendremos:

$$d = m_1 * \lambda_z' = m_2 * \lambda_x' \quad \text{ó} \quad m_1 = d/\lambda_z' \quad \text{y} \quad m_2 = d/\lambda_x'$$

El retardo es la diferencia entre los multiplicadores m_1 y m_2 , multiplicado por la longitud de onda λ_i :

$$\Gamma = (m_1 - m_2) * \lambda_i.$$

Obsérvese que en el momento en que la onda lenta alcanza la superficie superior del cristal, la onda rápida ha vuelto a la longitud de onda λ_i y viajado la distancia Γ fuera del cristal.

$$\text{Entonces, } \Gamma = (d/\lambda_z' - d/\lambda_x') * \lambda_i$$

$$\text{Como, } \lambda_z' = \lambda_i/n_z' \quad \text{y} \quad \lambda_x' = \lambda_i/n_x'$$

$$\Gamma = (d * n_z'/\lambda_i - d * n_x'/\lambda_i) * \lambda_i = d * (n_z' - n_x').$$

Después de dejar el cristal las dos ondas con amplitudes a_1 y a_2 entran al analizador con el retardo obtenido en el cristal. Como se muestra en la descomposición vectorial (Fig. 4-24) dos ondas de igual longitud de onda pero amplitudes reducidas (a_1' y a_2') yacen en el plano de polarización del analizador. Las amplitudes relativas de las ondas transmitidas a_1' y a_2' dependerán únicamente de la orientación de las direcciones de vibración en relación con las direcciones del polarizador y del analizador. Tendrán su mínimo (cero) en la posición de imagen oscura (= extinción) y alcanzarán su máximo luego de una rotación de 45° desde la posición de extinción, en la posición diagonal (Figs. 4-23, 4-24).

Cuando las ondas entran al analizador son reducidas a sus componentes paralelas al analizador y sujetas a interferencia. La magnitud del retardo controla si el par de ondas se obliteran ellas mismas o si generan una onda resultante con amplitud por encima de cero hasta la máxima altura (Fig. 4-25). Es importante aquí apreciar las condiciones para interferencia constructiva y destructiva de ondas originalmente ortogonales que interfieren en el analizador (Figs. 4-24, 4-25) a diferencia del caso simple de dos ondas vibrando en un mismo plano que interfieren (cf. Fig. 4-1).

Considerando la interferencia de ondas de luz en la dirección de transmisión N-S del analizador, es posible distinguir dos casos extremos:

Caso A: Si el retardo entre las dos ondas se corresponde con un desfase de cero o de un número entero de longitudes de onda, se cumple la condición de interferencia destructiva completa. Las componentes de onda de esta longitud de onda particular, paralelas al analizador, vibran en direcciones opuestas y por lo tanto se obliteran una con la otra. La luz no atravesará el analizador (Fig. 4-25 A).

Caso B: Si el retardo entre las dos ondas se corresponde con un desfase de $\lambda/2$ ó un múltiplo impar de $\lambda/2$, se cumple la condición de interferencia constructiva. Las componentes de onda de esta longitud de onda particular paralelas al analizador vibran paralelas (“en fase”) y por lo tanto se superponen para formar una onda de interferencia de máxima amplitud (o sea de máxima intensidad de luz). La luz es transmitida completamente por el analizador (Fig. 4-25 B) si se ignora el efecto de absorción del filtro polarizador.

Para cualquier retardo entre estos casos extremos, la intensidad de la luz transmitida por el analizador es reducida en cierta medida, dependiendo del desfase (por ej. 50% para $1/4\lambda$ y $3/4\lambda$). Si se utiliza luz monocromática los granos minerales de diferente orientación en una lámina delgada mostrarán distintos niveles de iluminación, entre negro y la máxima iluminación, ya que Δn depende de la orientación del cristal y el retardo es función de Δn ($\Gamma = d * \Delta n$; $d = \text{const.}$). Los granos minerales con bordes acuñados presentarán un patrón con bandas claras y oscuras que se corresponde con la continua variación en Γ relacionada con el cambio en d ($\Delta n = \text{const.}$).

Las secciones de cristal observadas con luz blanca bajo polarizadores cruzados aparecen con colores de interferencia característicos que varían solamente en intensidad cuando se gira la platina, siempre que el mineral esté fuera de la posición de extinción (Fig. 4-26).

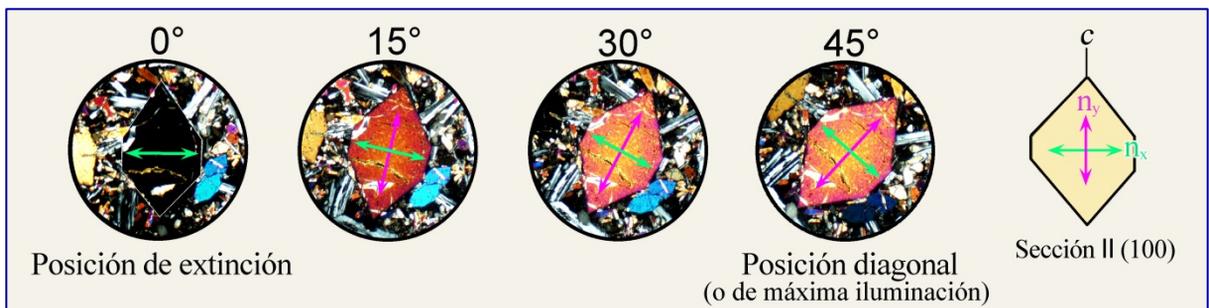


Figura 4-26. Color de interferencia para un cristal de forsterita al girar la platina desde la posición de extinción hasta la posición diagonal a 45°.

El color de interferencia no cambia durante la rotación, únicamente la intensidad lo hace. En la sección de cristal paralela a (100) la birrefringencia es $(n_y - n_x) = 0,015$ y el retardo entonces alcanza el valor de $25 * 103 \text{ nm} * 0,015 = 375 \text{ nm}$.

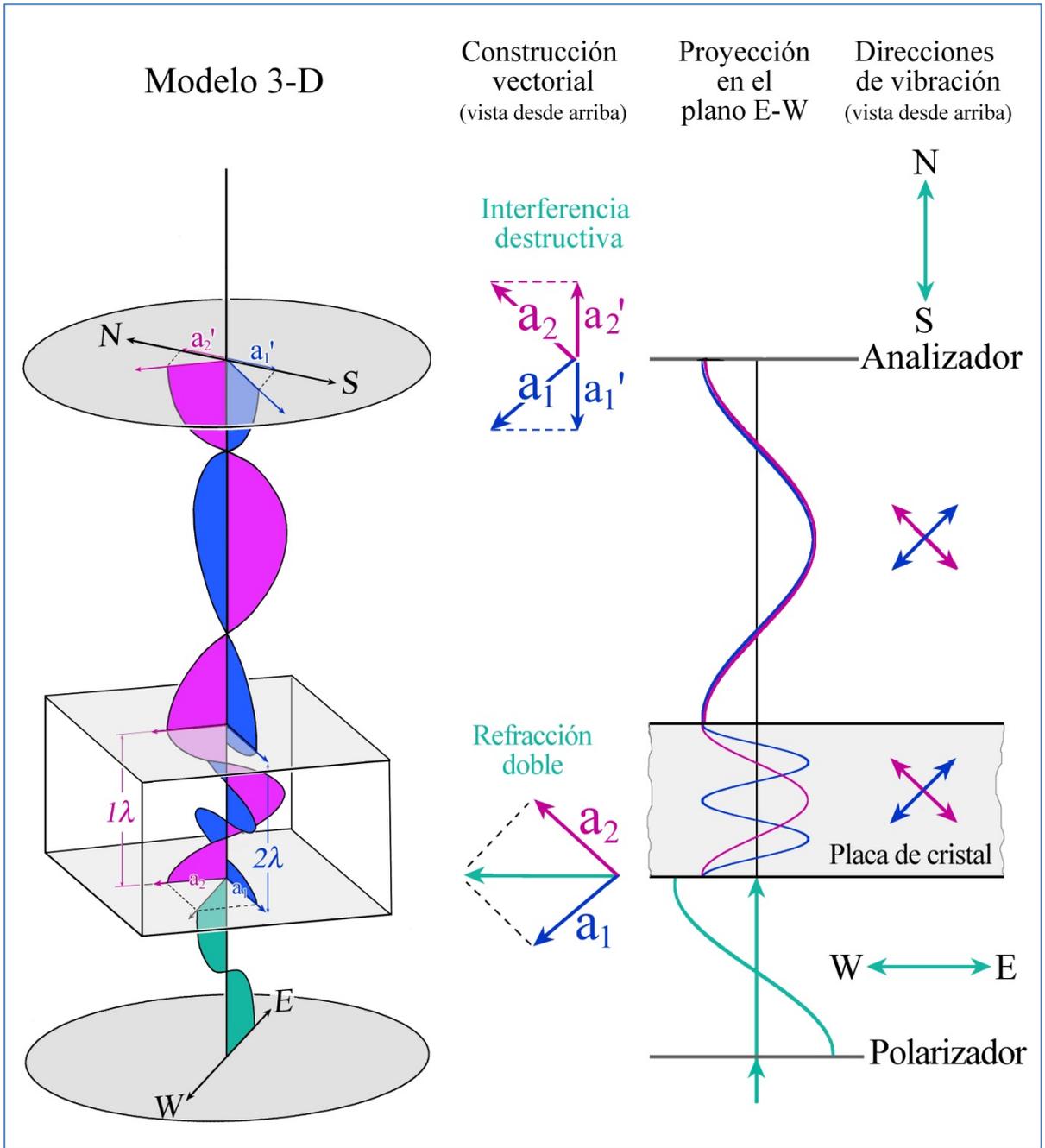


Figura 4-25 A. Presentación esquemática del comportamiento de la luz atravesando un cristal birrefringente que está en la posición diagonal. Los polarizadores están cruzados. Por simplicidad, se muestra luz monocromática. El retardo es 1λ . Para la explicación ver página 87.

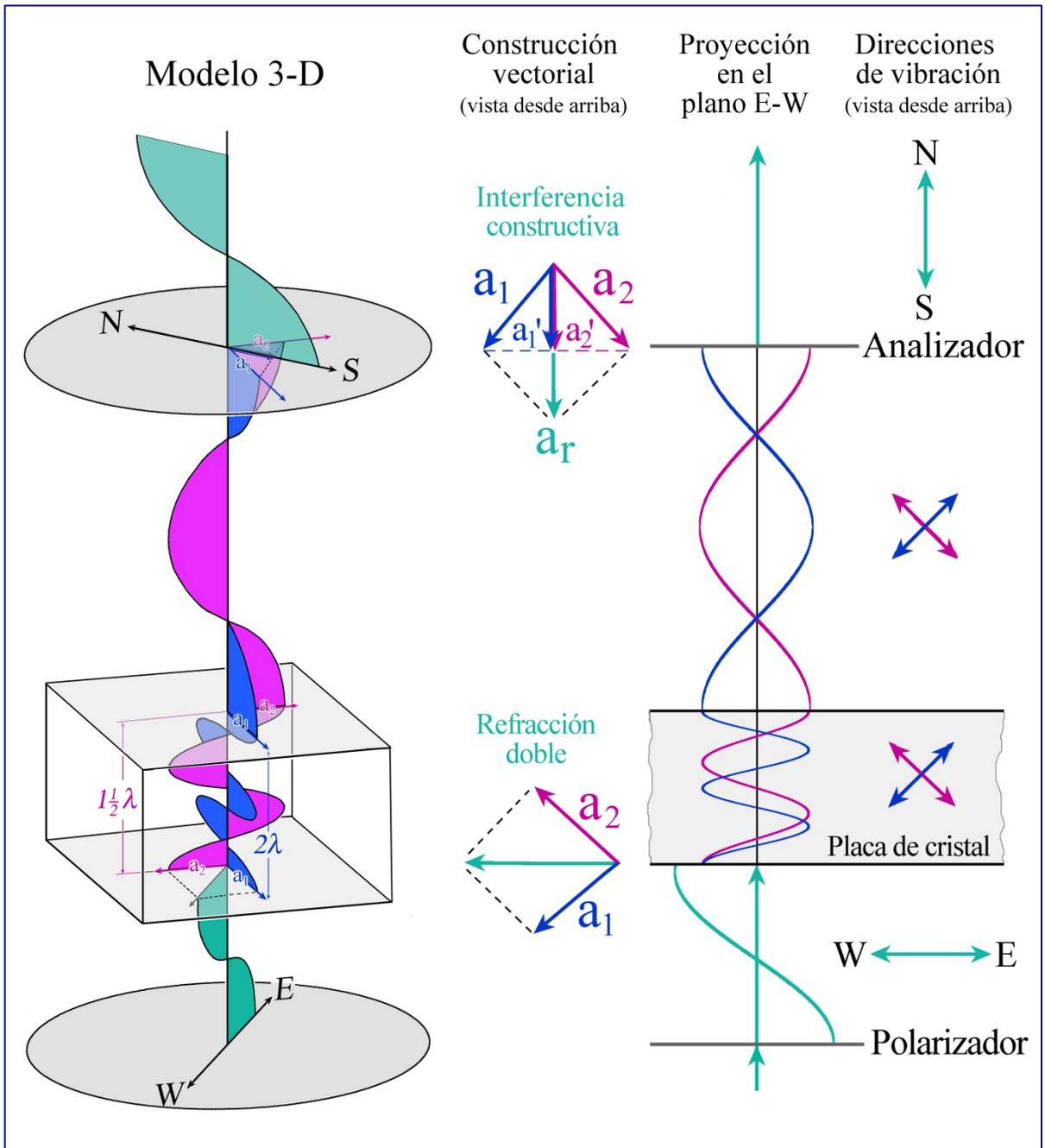


Figura 4-25 B. Presentación esquemática del comportamiento de la luz atravesando un cristal birrefringente que está en la posición diagonal. Los polarizadores están cruzados. Por simplicidad, se muestra luz monocromática. El retardo es $0,5\lambda$. Para la explicación ver página 87.

Explicaciones para las figuras 4-25A y 4-25B

Caso A: Máxima interferencia destructiva (0% transmisión por el analizador), cuando el retardo acumulado en el cristal es 1λ . Lo mismo ocurre si el retardo es cero o un múltiplo entero de λ [$\Gamma = n * \lambda$; $n = 0, 1, 2, 3, \dots$].

La onda de luz emitida por la fuente de luz experimenta las siguientes modificaciones (modelo 3-D): polarización E-W en el polarizador inferior; división en dos ondas de luz con direcciones de vibración mutuamente perpendiculares cuando la luz entra en el cristal birrefringente. Dentro del cristal, las dos ondas viajan con diferente velocidad y poseen distinta longitud de onda. Cuando las dos ondas salen del cristal mantienen sus direcciones de vibración pero retornan a la velocidad y longitud de onda de la luz debajo del cristal. Desde el punto de salida el retardo acumulado dentro del cristal se mantiene constante. Las componentes paralelas al analizador (N-S) de las dos ondas entran al analizador vibrando en direcciones opuestas y se anulan mutuamente por interferencia.

Caso B: Máxima interferencia constructiva (transmisión por el analizador con la máxima amplitud), cuando el retardo acumulado en el cristal es $0,5\lambda$. Lo mismo ocurre si el retardo es un múltiplo impar de $\lambda/2$ [$\Gamma = (2n+1) * \lambda/2$; $n = 0, 1, 2, 3, \dots$].

La onda de luz emitida por la fuente de luz experimenta las siguientes modificaciones (modelo 3-D): polarización E-W en el polarizador inferior; división en dos ondas de luz con direcciones de vibración mutuamente perpendiculares cuando la luz entra en el cristal birrefringente. Dentro del cristal, las dos ondas viajan con diferente velocidad y poseen distinta longitud de onda. Cuando las dos ondas salen del cristal mantienen sus direcciones de vibración pero retornan a la velocidad y longitud de onda de la luz debajo del cristal. Desde el punto de salida el retardo acumulado dentro del cristal se mantiene constante. Las componentes paralelas al analizador (N-S) de las dos ondas entran al analizador vibrando en fase y producen una onda resultante de máxima amplitud.

Verde: Luz polarizada plana saliendo del polarizador. Rojo: onda rápida dentro del cristal (se correlaciona con n_x') y su correspondiente onda fuera del cristal; azul: onda lenta dentro del cristal (se correlaciona con n_z') y su correspondiente onda fuera del cristal.

El lado izquierdo de las figuras A y B (columna 1) muestra esquemas 3-D del cristal, los polarizadores y las ondas de luz. La descomposición vectorial de la onda original de luz cuando entra al cristal así como las relaciones vectoriales en el analizador se muestran en una vista desde arriba (o sea, en la dirección del eje del microscopio; columna 2). La misma dirección de observación se aplica a las direcciones de vibración en varias posiciones de transmisión de la luz en el microscopio (columna 4). La columna 3 representa la proyección de las ondas de luz en un plano E-W conteniendo el eje del microscopio. Debe observarse que las ondas de luz marcadas en rojo y en azul vibran a 45° del plano del dibujo y perpendiculares entre sí (como se ve en los modelos 3-D). La luz que sale del analizador, en el caso de interferencia constructiva (caso B) vibra N-S y por lo tanto perpendicular al plano de proyección.

Colores de interferencia:

A diferencia de lo que ocurre con luz monocromática, al usar luz blanca tendremos un espectro completo de longitudes de onda (colores espectrales) que para un retardo dado es modificado por interferencia en el analizador, de modo tal que ciertas longitudes de onda son transmitidas a intensidad máxima, otras son reducidas en diferente medida u obliteradas completamente. La luz blanca que sale de un cristal anisótropo incoloro comprende un número infinito de pares de onda correspondientes a todos los colores del espectro. Cada longitud de onda está representada por un par de ondas, con direcciones de vibración determinadas por la orientación del cristal y mutuamente perpendiculares (cf. Fig. 4-25 A y B, que muestran estos pares de onda). La interferencia en el analizador entre las dos ondas de cada par, para todo el espectro, es una forma de hacer visible y cuantificable el retardo. Cada retardo específico modifica el espectro completo de luz blanca generando un espectro característico y un patrón de amplitud de onda cuya combinación produce un color de interferencia único. La secuencia de colores de interferencia en relación con el retardo se explica gráficamente en las figuras 4-27 y 4-28.

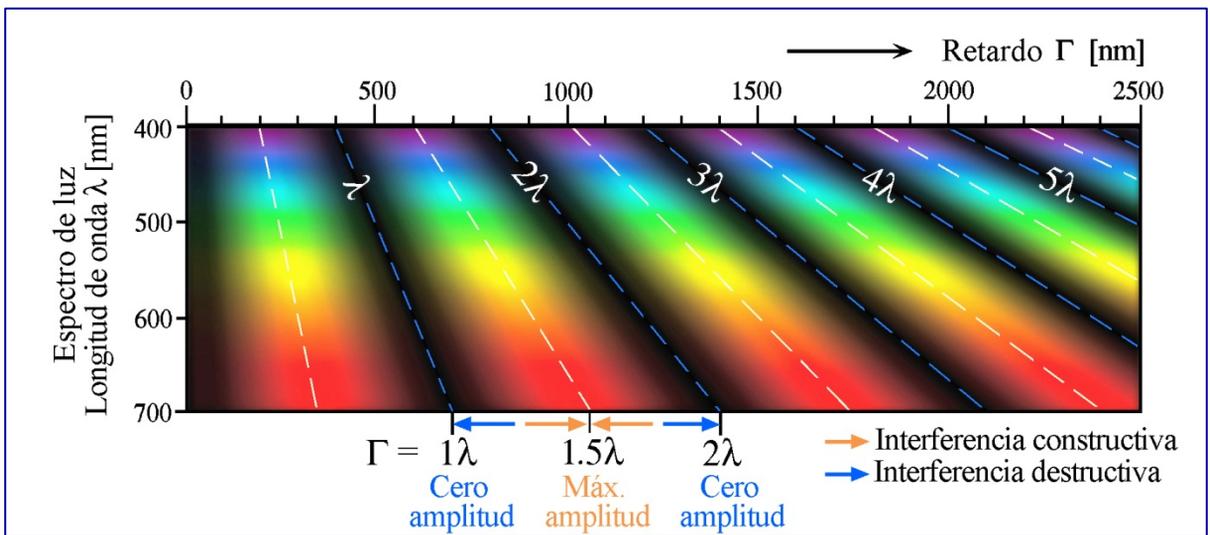


Figura 4-27. Interferencia constructiva y destructiva como función de la longitud de onda λ y el retardo Γ para el espectro visible de la luz (ver también Fig. 4-28). La variación de la intensidad de la luz transmitida por el analizador es descrita por la ecuación $I = 100 [\text{sen}^2 (\Gamma/\lambda) 180^\circ]$.

Algunos ejemplos: en el rango inferior de retardo ($\Gamma = 0 \leftrightarrow 200 \text{ nm}$) predominan los tonos de color negro y gris, ya que todo el espectro de la luz blanca es afectado por reducción de intensidad. Para $\Gamma = 250 \text{ nm}$ aprox. sólo las longitudes de onda de ambos extremos del espectro son levemente disminuidas, lo que se percibe como blanco (“blanco de primer orden”). Para el rango $\Gamma = 400 \leftrightarrow 500 \text{ nm}$, los colores de interferencia característicos son naranja a rojo claro, ya que las longitudes de onda azul y verde son suprimidas mientras que las longitudes de onda más largas dominan en el espectro. La situación se invierte en el rango $\Gamma = 600 \leftrightarrow 650 \text{ nm}$. Aquí, las longitudes de onda menores dominan resultando color de interferencia azul. El color púrpura distintivo a $\Gamma = 551 \text{ nm}$ (“rojo de primer orden”) se ubica

Secuencia de colores de interferencia

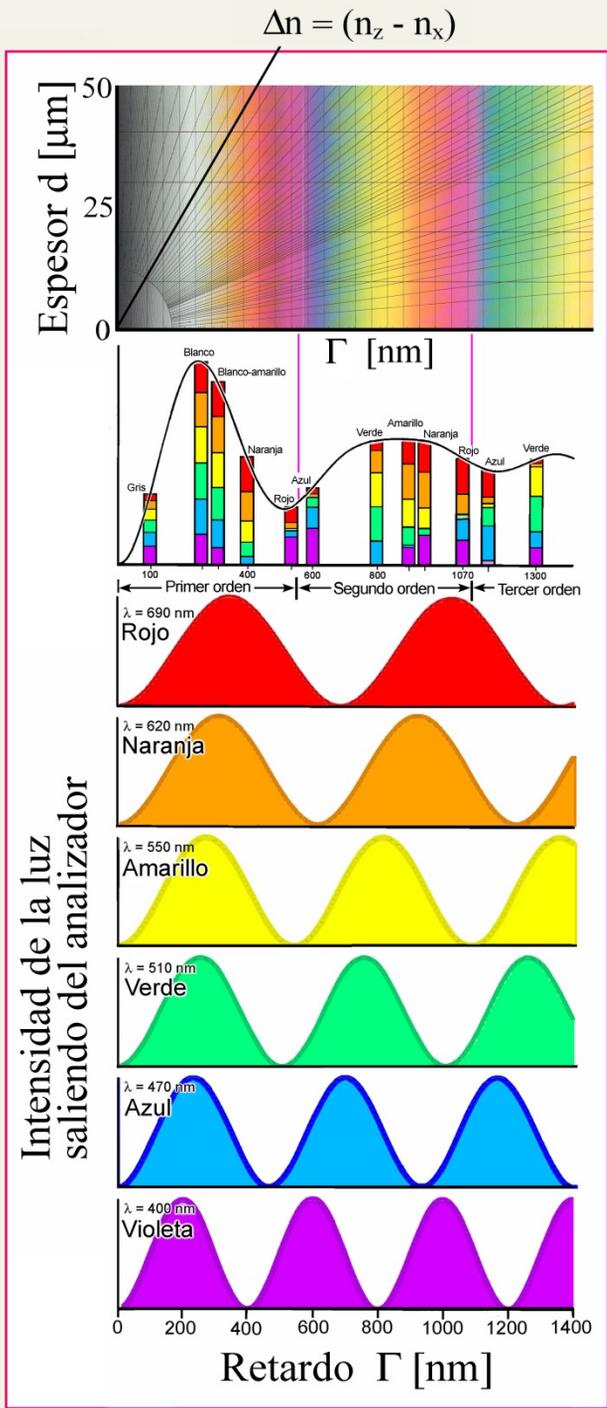


Tabla de Michel-Lévy

$$\Gamma = d \cdot (n_z - n_x)$$

La sumatoria de colores variablemente atenuados o intensificados resulta en un color de interferencia característico para cada valor de retardo.

Dependiendo del retardo de las ondas interfiriendo en el analizador, los colores de la luz blanca son intensificados, atenuados u obliterados.

La cantidad de luz transmitida por el analizador está dada por la ecuación: $I = 100\sin^2(\Gamma/\lambda)180^\circ$.

Figura 4-28. Presentación gráfica explicando la secuencia de colores de interferencia. El color de interferencia para un valor específico de Γ resulta de la suma de las amplitudes de todas las longitudes de onda del espectro visible que han sido modificadas por interferencia en el analizador (o en otras palabras, la suma de las intensidades de todas las longitudes del espectro después de la interferencia en el analizador). Como puede concluirse de la figura, un color de interferencia es una composición espectral definida y puede ocurrir sólo una vez en la carta de colores (cf. Fig. 4-27).

en una posición donde las longitudes de onda intermedias (verde a naranja) son “filtradas”, mientras que los tonos rojos y azules dominan. El rango $\Gamma = 500 \leftrightarrow 1500$ nm se caracteriza por colores relativamente intensos debido a la eliminación o reducción de uno ó dos intervalos espectrales, relativamente estrechos para cada valor de Γ . Para valores altos de retardo ($\Gamma > 1500$ nm), un número creciente de dominios espectrales distribuidos a lo largo del espectro de longitudes de onda es sustraído, lo que produce tonos de color cada vez más pálidos y para Γ muy alto, un color de interferencia que es percibido como blanco. Como puede observarse en la figura 4-27, cuando el retardo es muy elevado, el espectro del color de interferencia se caracteriza por dominios de interferencia constructiva y destructiva, estrechos y uniformemente distribuidos de tal modo que ninguna de las bandas mayores de color es completamente eliminada.

Entonces, el espectro de colores de interferencia comienza con negro ($\Gamma = 0$) y continúa con gris, blanco, amarillo y naranja y luego colores intensos: rojo \rightarrow azul \rightarrow verde \rightarrow amarillo \rightarrow naranja \rightarrow rojo. Esta última secuencia se repite hacia retardos mayores pero los colores se vuelven cada vez más pálidos (Fig. 4-29; carta de colores de Michel-Lévy). La secuencia de colores completa se subdivide en órdenes usando los tonos de rojo particularmente característicos (en pasos de 551 nm). Del cuarto orden en adelante los colores de interferencia están dominados por tonos alternantes verdosos y rojizos. Con retardos aún mayores, los tonos se desvanecen aún más y finalmente alcanzan el blanco (Fig. 4-33). Este último es conocido como blanco de alto orden (en contraste con el blanco de primer orden).

La primera representación gráfica de la relación entre el retardo, el espesor del cristal y la birrefringencia [$\Gamma = d * (n_z' - n_x')$] fue publicada por Michel-Lévy (1888, *Tableau des biréfringences* en: “*Les Minéraux des Roches*”, Paris). Esta carta de colores de interferencia que muestra los colores de los cuatro primeros órdenes es usada hasta el presente como herramienta estándar en la determinación mineralógica al microscopio. Los avances en las técnicas de imprenta han permitido que las cartas de colores modernas reproduzcan con razonable fidelidad el espectro de colores de interferencia observado en el microscopio de polarización (por ej. las cartas de colores de Zeiss y Leica). Sin embargo algunas debilidades en la reproducción del color son obvias, por ejemplo, en el verde segundo orden que es demasiado prominente en la mayoría de las cartas de colores. La carta de colores de Michel-Lévy, presentada en esta guía, es una reproducción mejorada del espectro de colores (Fig. 4-29). Ha sido calculada por el Dr. Bjørn Eske Sørensen usando MATLAB (Department of Geology and Mineral Resources Engineering, NTNU-Trondheim, Norway). El espectro fue calculado tomando en consideración la percepción humana del color (curvas calibradas CIE para la sensibilidad de los colores primarios rojo, verde, azul) y el espacio de color RGB de la computadora. La coincidencia entre colores de interferencia calculados y observados fue optimizada adicionalmente utilizando la corrección gamma para los valores de intensidad (Sørensen, 2012).

Al rediseñar la carta de colores de Michel-Lévy para esta guía, modificamos la presentación de tal manera que los principios de su aplicación para la determinación mineral fueran fáciles de captar, en comparación con las ampliamente difundidas cartas estándar de Zeiss y Leica (Figs. 4-29 y 4-32). Guiados por nuestra experiencia con los cursos de microscopía desarrollamos además un concepto alternativo para la carta de colores de interferencia. Creemos que esta nueva carta es más fácil de leer, cuando es necesario determinar los valores de birrefringencia o de espesor de cristal, en comparación con la carta de colores clásica. La diferencia con la carta de colores estándar de Michel-Lévy es que los colores que representan el retardo son dispuestos como una función de la birrefringencia y el espesor del cristal (o lámina delgada) (Fig. 4-30).

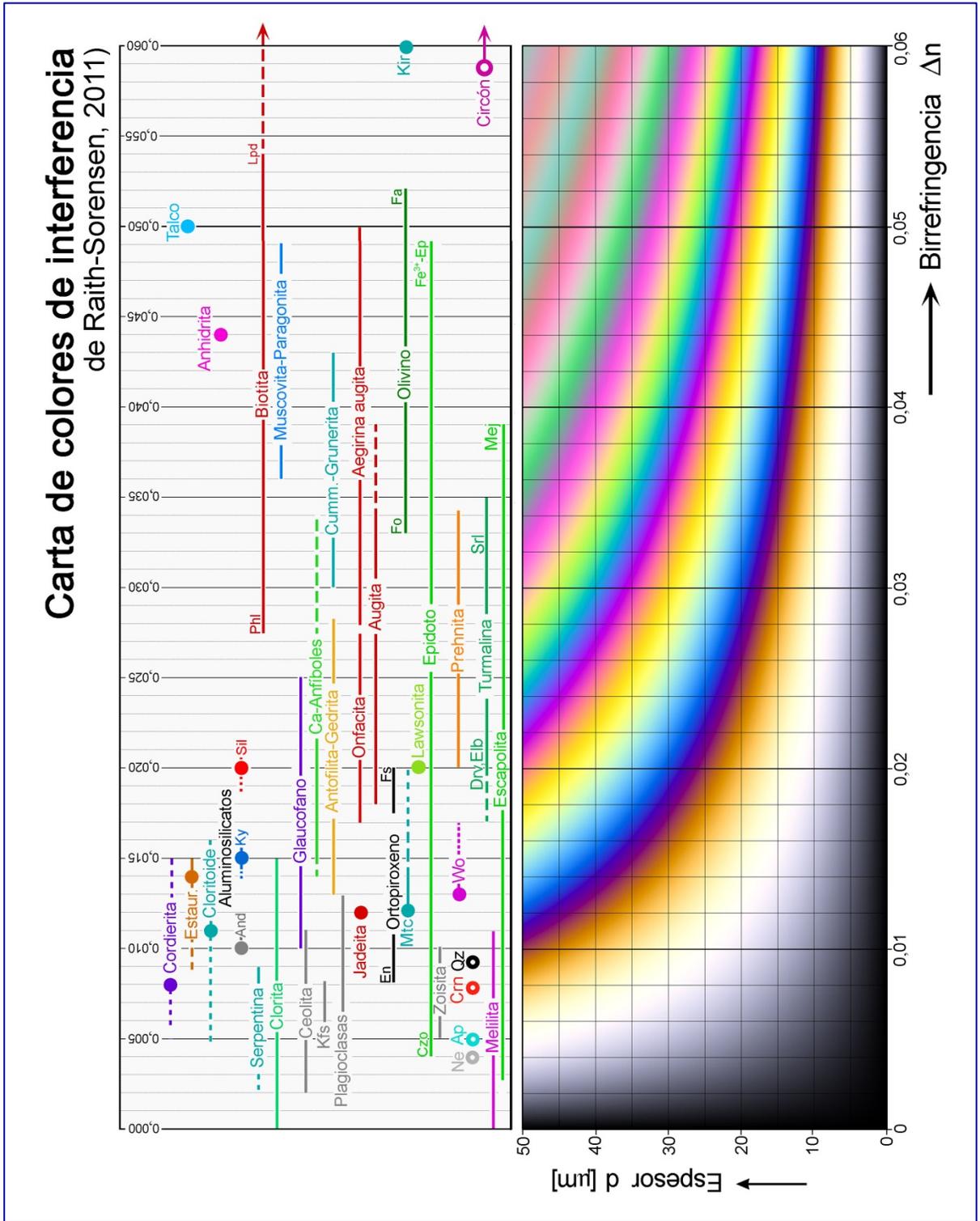


Figura 4-30. Carta de colores de interferencia Δn - d , de Raith-Sørensen.

Los valores de birrefringencia de la carta de colores están correlacionados con minerales formadores de roca comunes. El uso de la carta de colores para la identificación mineral y para determinar el espesor del cristal es explicado en el texto y demostrado adicionalmente en la figura 4-32.

La disposición hiperbólica compleja de los colores fue calculada por Bjørn Eske Sørensen usando MATLAB. La correlación entre el valor de birrefringencia de un mineral desconocido en una sección de espesor conocido y el color de interferencia del mineral, puede percibirse ahora de forma más directa (Fig. 4-32, lado derecho). Es también más directa, la lectura del espesor de la lámina delgada en la carta de colores reconfigurada, usando el máximo color de interferencia de un mineral conocido. La dependencia del color de interferencia con el espesor de la lámina delgada es inmediatamente evidente. Sin embargo, para captar la correlación numérica entre retardo y Δn ó entre retardo y d , la carta de Michel-Lévy sigue siendo la mejor opción.

Al usar los colores de interferencia para la identificación mineral, debe tenerse presente que el retardo que se acumula cuando las ondas atraviesan el cristal no depende únicamente del valor de Δn de la sección particular, si no también del espesor de la lámina delgada. Para poder asociar directamente colores de interferencia y valores de birrefringencia, debe conocerse el espesor de la lámina delgada. Por esta razón, las láminas delgadas se preparan con un espesor estándar (normalmente 25 o 30 μm). Sin embargo, puede haber razones para desviarse de estos valores estándar, por ejemplo si se quiere aumentar el contraste entre fases de baja birrefringencia; o en los minerales de birrefringencia extremadamente alta, para mejorar el contraste entre granos de diferente orientación reduciendo el orden de los colores (como en las láminas ultra-delgadas de carbonatos).

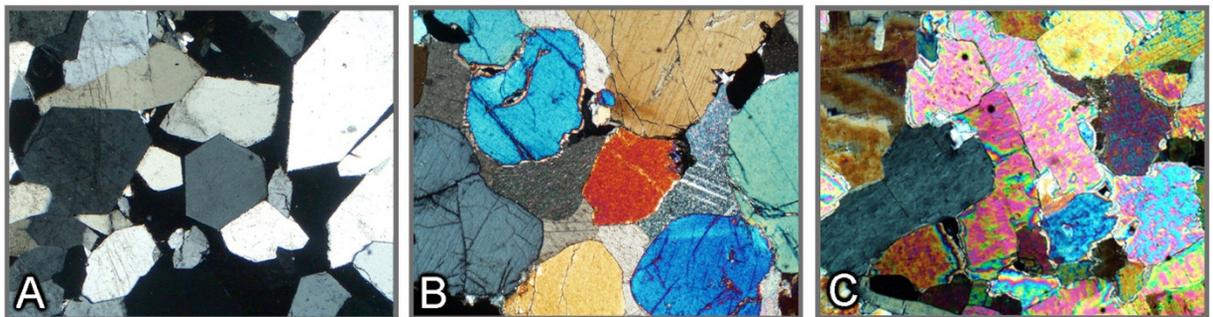


Figura 4-31. Relación entre color de interferencia y la orientación del grano (cristal) en minerales anisótropos, considerando como ejemplos, cuarzo, diópsido y anhidrita.

A: Cristales euedrales de cuarzo en una vena, con colores de interferencia blanco-crema a gris oscuro de primer orden. Los cristales blanco-crema corresponden a secciones paralelas al eje c [máxima birrefringencia ($n_e - n_o$) = 0,009]; los cristales gris oscuro corresponden a secciones casi ortogonales a c [sección circular de la indicatriz mostrando n_o ; birrefringencia = 0].

B: Granos de diópsido en una roca calcosilicatada presentando distintos colores de interferencia, desde azul-verde de segundo orden a gris de primer orden, según la orientación del cristal. Grano azul-verde: sección paralela a (010) y al plano de los ejes ópticos [máxima birrefringencia ($n_z - n_x$) = 0,031]; grano gris oscuro: sección casi ortogonal a uno de los dos ejes ópticos [sección circular de la indicatriz mostrando n_y ; birrefringencia = 0].

C: Granos de anhidrita con diferentes colores de interferencia que varían desde rojo de tercer orden a (casi) negro de primer orden, según la orientación del cristal. Granos rojo pálido: sección paralela a (010) y al plano de los ejes ópticos [máxima birrefringencia ($n_z - n_x$) = 0,044]; grano negro: sección ortogonal a uno de los dos ejes ópticos [sección circular de la indicatriz mostrando n_y ; birrefringencia = 0].

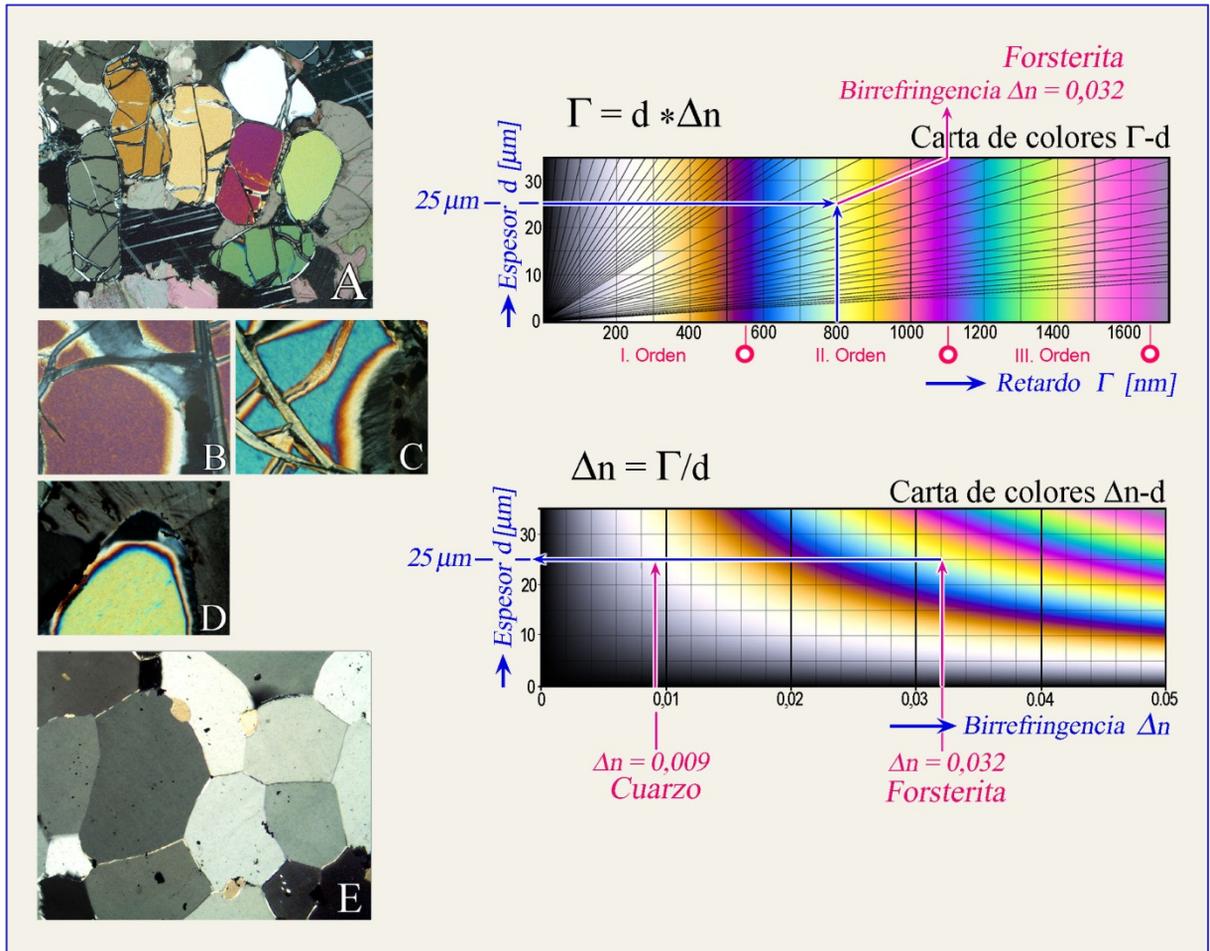


Figura 4-32. Determinación de la birrefringencia de un mineral y el espesor de una lámina delgada usando el color de interferencia.

Lado izquierdo: (A) Variación de los colores de interferencia en granos de forsterita con diferente orientación; (B) a (D) Disminución del color de interferencia en bordes en cuña de granos de forsterita de diferente orientación cristalográfica. La sección de cristal D muestra el color de interferencia más alto (amarillo-verde de segundo orden) y corresponde a una sección ortogonal a c, o sea paralela a a (001), conteniendo a las direcciones de vibración principales Z II a y X II b. (E) En esta lámina delgada de cuarzo, las secciones de granos de cuarzo paralelas a c presentan el más alto color de interferencia (blanco-crema de primer orden); estas secciones contienen a las direcciones de vibración principales E = Z II c y O = X ⊥ c.

Lado derecho, parte superior: Determinación de la birrefringencia ($n_z - n_x$) de un grano de forsterita (sección D) en una lámina delgada estándar de espesor conocido (25 μm) usando el grano que presenta el color de interferencia más elevado observado en la lámina delgada [Carta de colores Γ-d de Michel-Lévy].

Lado derecho, parte inferior: Determinación del espesor de una lámina delgada usando el máximo color de interferencia observado para un mineral con birrefringencia conocida. Se muestran los ejemplos de forsterita ($\Delta n = 0,032$; sección de grano D) y cuarzo ($\Delta n = 0,009$; granos blanco-crema en la sección E) [Carta de colores Δn-d de Raith-Sørensen].

Los procedimientos de determinación mostrados en el lado derecho usando una u otra carta de colores, pueden aplicarse a la inversa.

Determinación de la birrefringencia usando el color de interferencia: La birrefringencia es una importante propiedad de los minerales anisótropos y es crucial para la determinación mineral. Sin embargo, el valor de la birrefringencia de un mineral específico depende de la orientación de la sección. En los minerales ópticamente uniaxiales varía desde cero, en la sección perpendicular al eje óptico (dirección de isotropía óptica), a un valor máximo ($n_e - n_o$) en las secciones paralelas al eje óptico. En los minerales ópticamente biaxiales varía desde cero en las secciones perpendiculares a uno de los dos ejes ópticos, a un valor máximo ($n_z - n_x$) en la sección paralela al plano de los ejes ópticos. Por esta razón los diferentes granos de un mismo mineral anisótropo muestran distintos colores de interferencia en la lámina delgada dependiendo de su orientación cristalográfica (Fig. 4-31). En la identificación mineral rutinaria sólo el valor máximo de la birrefringencia ($\Delta n = n_z - n_x$) es de interés. Estos valores son presentados en listas que aparecen en tablas o en compilaciones de mineralogía óptica.

La determinación de los colores de interferencia puede ser difícil en los minerales de alta birrefringencia (como los carbonatos: el así llamado blanco de alto orden). Los bordes de grano acunados ofrecen la posibilidad de observar el espectro de colores descendente hasta negro de primer orden asociado con la disminución del espesor del cristal (Fig. 4-33).

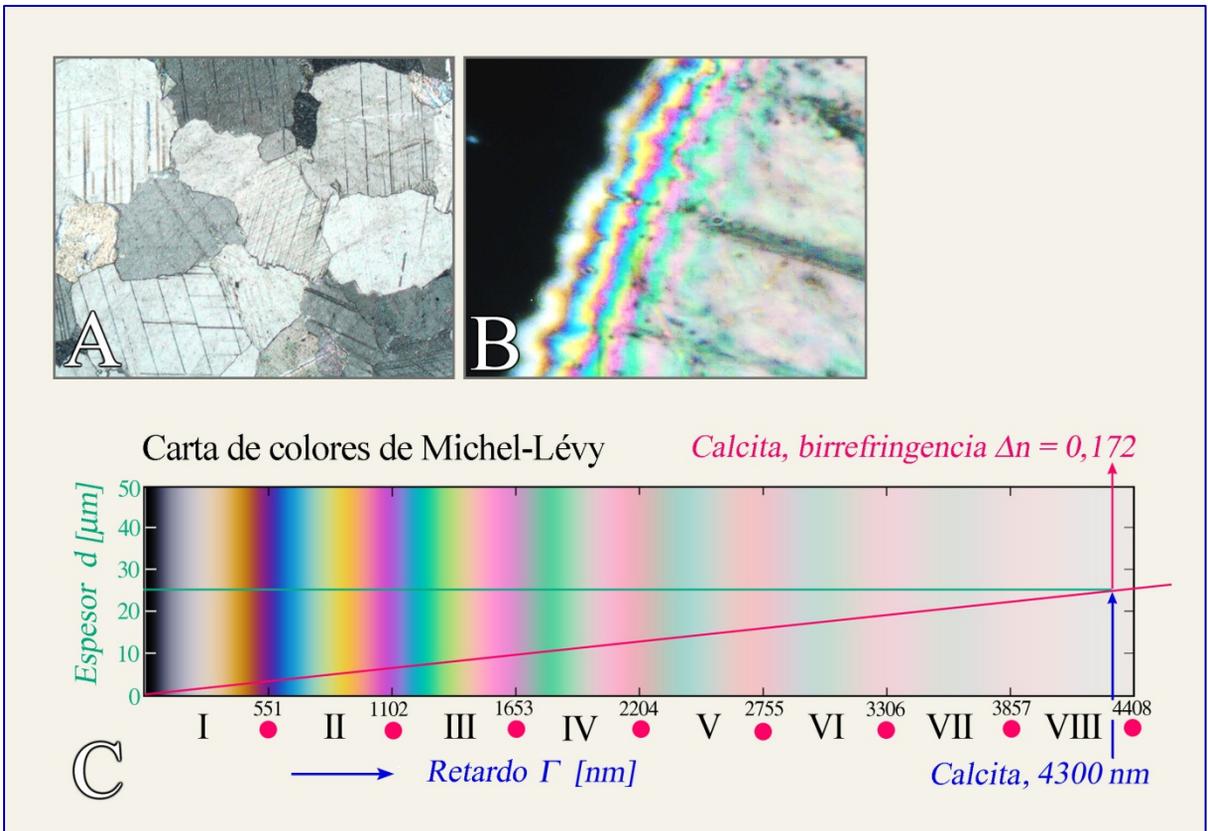


Figura 4-33. A: Granos de calcita en una lámina delgada de mármol mostrando color de interferencia blanco de alto orden (+Pol). B: El borde acunado de un grano de calcita muestra un espectro decreciente de colores de interferencia desde el plateau interior hasta el borde al disminuir el espesor desde 25 a 0 μm . Cinco órdenes de colores de interferencia pueden reconocerse usando como referencia las bandas rojas. C: Un grano de calcita cortado exactamente paralelo al eje c con un espesor estándar de 25 μm , podría mostrar color blanco del octavo orden.

Color de interferencia y zonación de los minerales: En los minerales con extensa solución sólida, las propiedades ópticas varían con la composición química incluyendo la birrefringencia. La zonación química en los cristales puede ser reconocida por la zonación conspicua de los colores de interferencia. Ejemplos particularmente notorios son las plagioclasas y las titanaugitas con zonación oscilatoria, encontradas en ciertas rocas volcánicas; la melilita con zonación en escorias y el epidoto en rocas metamórficas (Fig. 4-34).

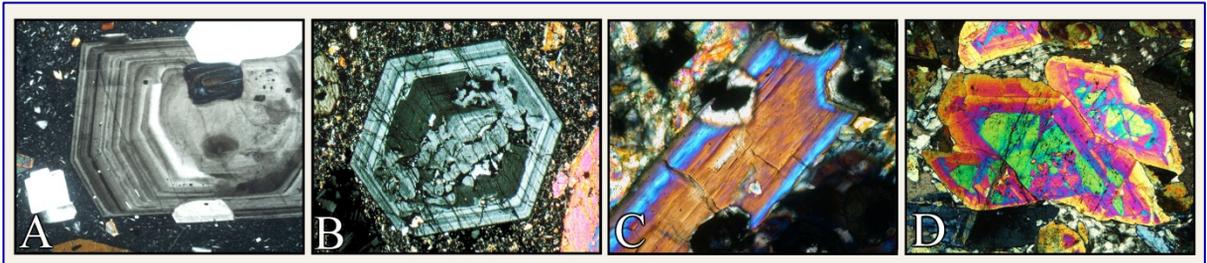


Figura 4-34. Zonación de los colores de interferencia en plagioclasa (A), titanaugita (B), anfíbol sódico (C) y epidoto (D).

La zonación de crecimiento con variaciones oscilatorias en composición caracteriza la plagioclasa y la augita volcánicas. El anfíbol sódico tiene un núcleo rico en Fe^{3+} (crossita) y un borde pobre en Fe^{3+} (glaucofano). La disminución de los colores de interferencia hacia el borde del grano de epidoto indica una disminución del contenido de Fe^{3+} durante el crecimiento.

Los colores de interferencia de los minerales coloreados pueden resultar significativamente enmascarados cuando se superponen al color propio del mineral (ejemplos: hornblenda, biotita). En los minerales fuertemente coloreados de alta birrefringencia, el color primario del mineral será dominante bajo polarizadores cruzados. Un color de interferencia blanco de alto orden relativamente pálido difícilmente puede imponer un corrimiento espectral perceptible al color propio del mineral cuando ambos se superponen (ejemplo: rutilo).

Colores de interferencia anómalos: los colores de interferencia de algunos minerales se desvían del esquema normal de colores. En lugar de gris a blanco en el primer orden del espectro de colores de interferencia se observa marrón cuero y azul tinta hasta gris azulado (Fig. 4-35, 36). Tales colores de interferencia “anómalos” son generados por una fuerte dispersión de la birrefringencia, lo que significa que esta última adquiere diferentes valores para diferentes longitudes de onda (colores). En el ejemplo de la melilita, el valor de la birrefringencia se vuelve cero para longitudes de onda en el rango naranja-amarillo-verde. En consecuencia, estos colores no contribuyen al color de interferencia (Cf. Fig. 4-28).

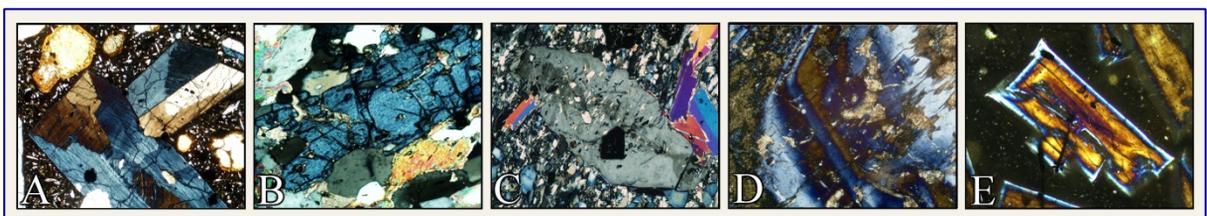
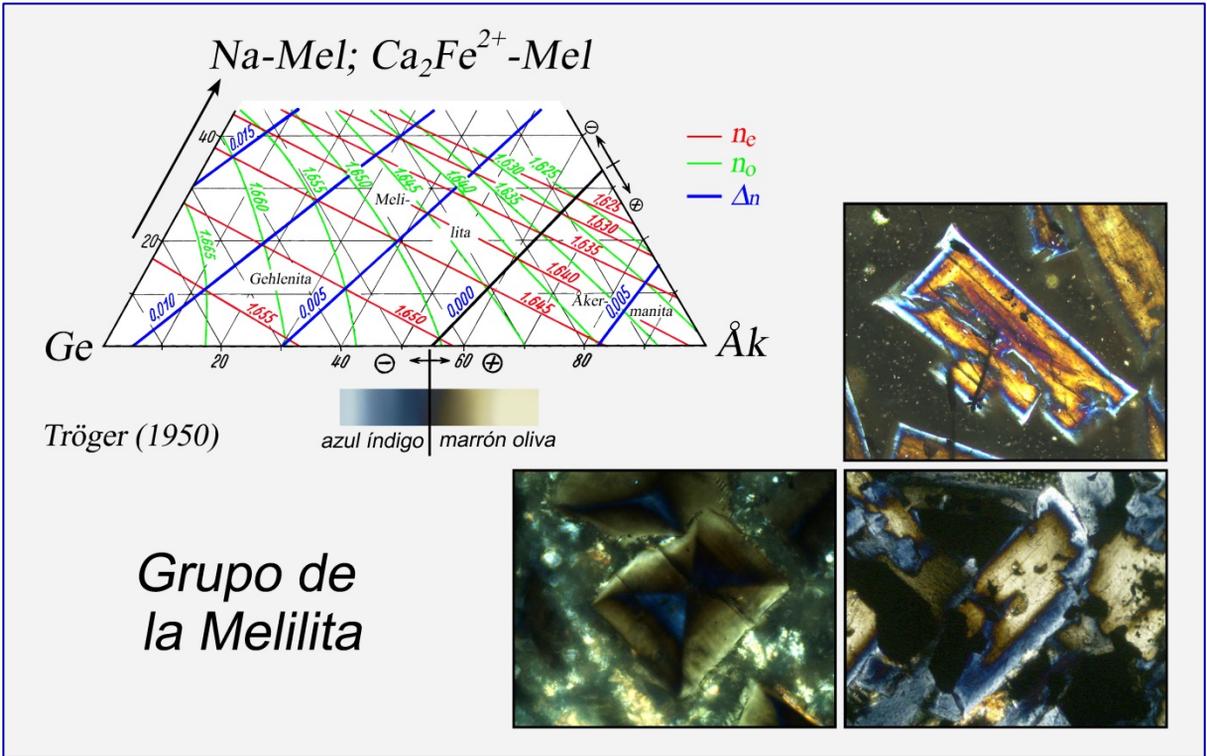
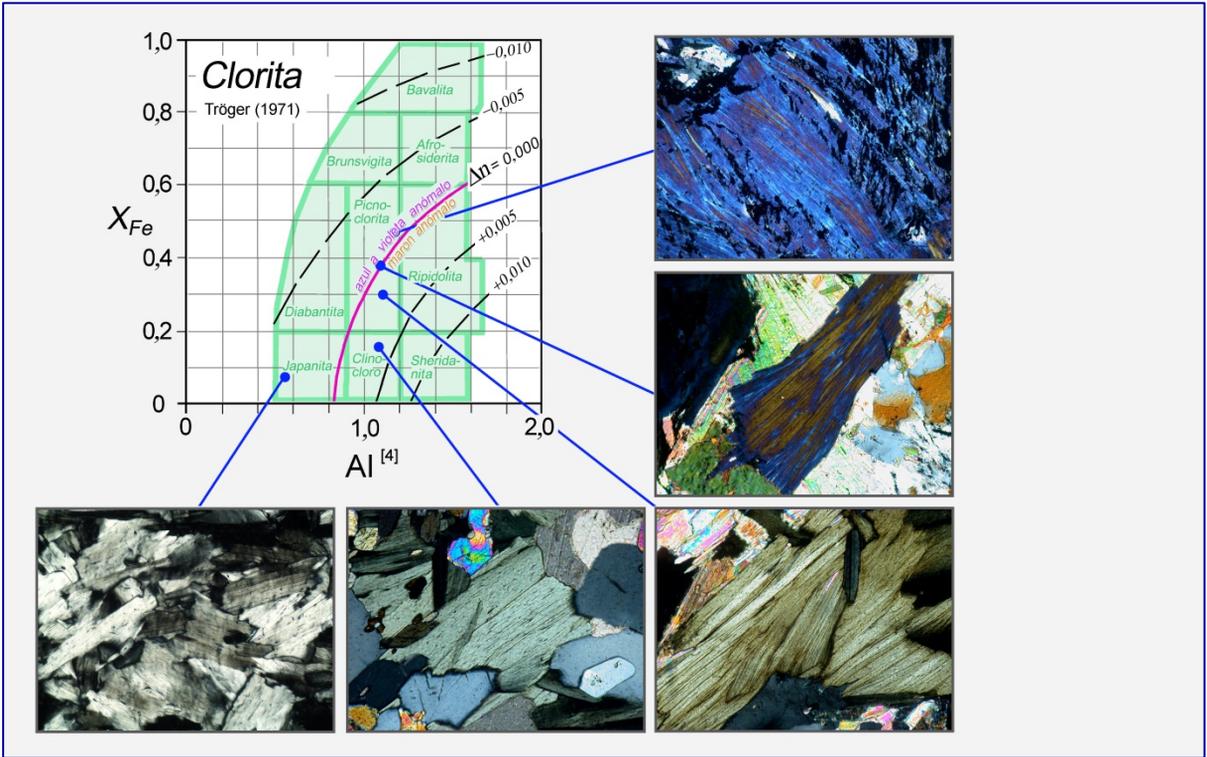


Figura 4-35. Ejemplos de colores de interferencia anómalos: A. titanaugita (zonación oscilatoria y estructura en sectores); B. clinzoisita; C. zoisita; D. vesubianita; E. melilita (zonación continua con núcleo rico en åkermanita y borde rico en gehlenita).



Grupo de la Melilita

Figura 4-36. Colores de interferencia anómalos en clorita y melilita. Los colores de interferencia azul anómalo y marrón-cuero ocurren en soluciones sólidas con valores de birrefringencia cercanos a cero. Los miembros de mayor birrefringencia de la serie de solución sólida muestran colores de interferencia de primer orden, gris claro normal a blanco crema.

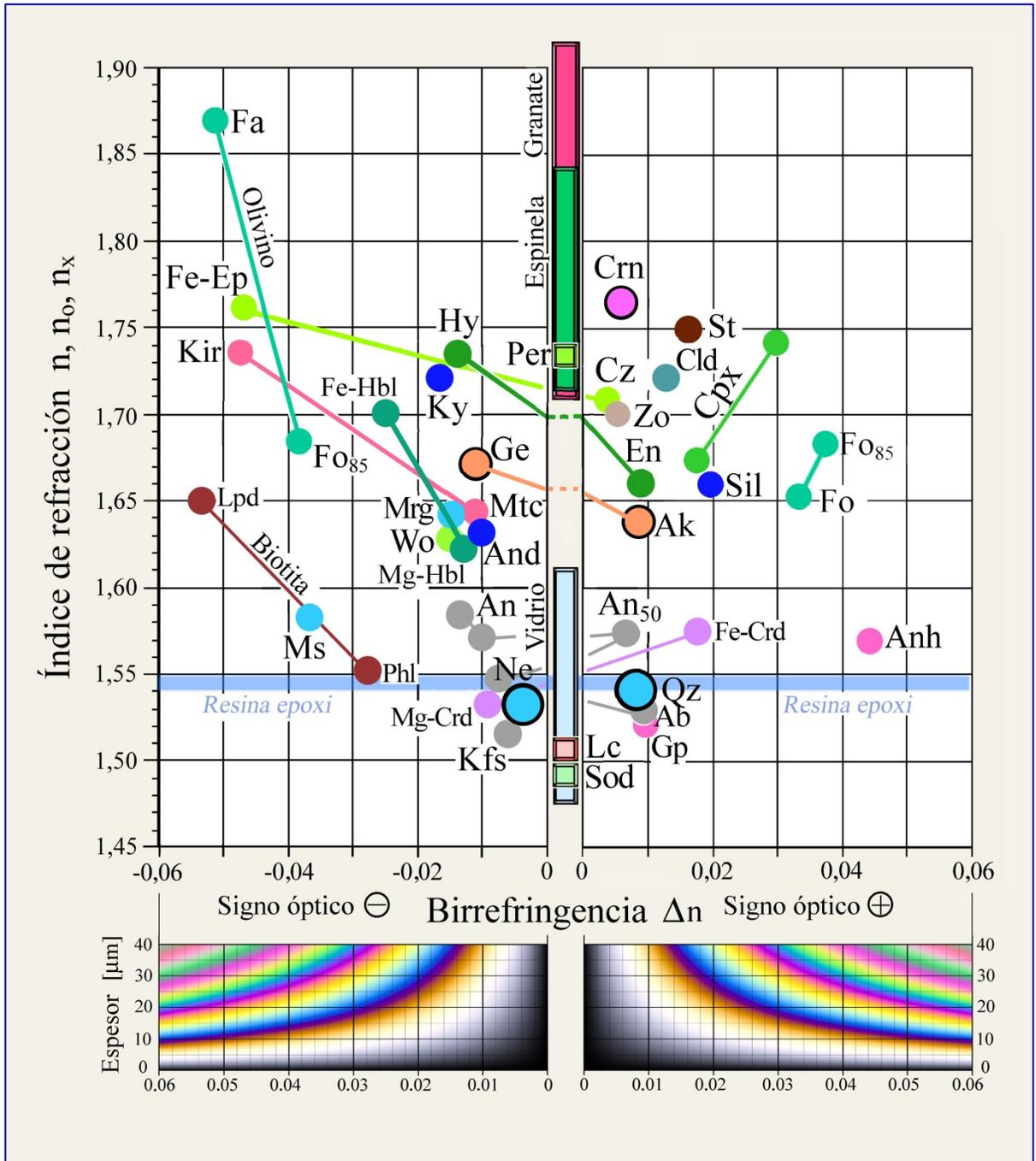


Figura 4-37. Diagrama mostrando índice de refracción versus birrefringencia para minerales formadores de roca.

Si el carácter óptico y signo (uniaxial-biaxial; positivo-negativo) son desconocidos, deberán determinarse con métodos conoscópicos. Los círculos en negrita indican minerales ópticamente uniaxiales. Vidrios y minerales cúbicos son ópticamente isótropos ($\Delta n = 0$). El color de interferencia más alto para cada mineral anisótropo en una lámina delgada de espesor estándar puede leerse de la carta de colores de interferencia Δn - d de Raith-Sørensen.

Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (American Mineralogist, 95, 185-187, 2010).

4.2.4 Posiciones de extinción en secciones de cristales birrefringentes

Dirección de vibración y carácter de la extinción

La forma y la orientación espacial de la indicatriz son controladas en los cristales ópticamente anisótropos por la simetría del cristal; además en las soluciones sólidas de baja simetría influye también la composición (Figs. 4-6,7). Las relaciones espaciales regulares implican que la orientación de las direcciones de vibración con respecto a los elementos morfológicos (caras y aristas cristalinas, planos de clivaje y planos de macla) es fija en las secciones de los cristales birrefringentes. El comportamiento resultante de la extinción permite la distinción entre minerales de alta simetría (hexagonal, trigonal, tetragonal y ortorrómbica) y aquellos de simetría menor (monoclínica, triclínica) (Fig. 4-38). Tres tipos generales de extinción pueden distinguirse:

Extinción recta: las direcciones de vibración son paralelas a las direcciones morfológicas de referencia ($\epsilon = 0^\circ$).

Extinción simétrica: las direcciones de vibración bisectan el ángulo entre dos direcciones morfológicas de referencia equivalentes ($\epsilon_1 = \epsilon_2$).

Extinción inclinada: las direcciones de vibración forman un ángulo ($\epsilon \neq 0^\circ, \neq 90^\circ$) con las direcciones morfológicas de referencia.

		Extinción			Ejemplos:
		paralela $\epsilon = 0$	simétrica $\epsilon_1 = \epsilon_2$	inclinada $\epsilon_1 \neq \epsilon_2$	
Hexagonal Trigonal Tetragonal				c en el plano E-W o N-S; a ₁ , a ₂ , a ₃ en el N-S Secciones \perp (hkl)	melilita, nefelina, apatito, corindón, circón, turmalina, rutilo
O'rrómbico				Secciones paralelas a [100], [010], [001] Las demás secciones	olivino, ortopiroxeno, sillimanita, andalucita, estauroлита, zoisita, anhidrita
Monoclínico				Secciones paralelas a [010] Las demás secciones	clinopiroxeno, clinoamfibol, epidoto, sanidina
Triclínico				todas las secciones	plagioclasa, cianita, wollastonita

Figura 4-38. Simetría cristalina y comportamiento de la extinción.

La orientación de los cristales mostrados aquí corresponde a la posición de extinción. La cruz en cada figura indica las dos direcciones de los polarizadores o respectivamente los hilos del retículo.

Ángulo de extinción

El ángulo entre la dirección de vibración y el elemento morfológico de referencia (arista de cristal, clivaje) en una sección de un cristal es conocido como ángulo de extinción. Los ángulos de extinción son útiles para la caracterización de los minerales monoclinicos y triclinicos.

Ejemplo clinopiroxeno: Los miembros monoclinicos del grupo de los piroxenos muestran una correlación entre ángulo de extinción ϵ , medido entre la dirección de vibración Z (n_z) y la traza de (100) en una sección de cristal paralela a (010), y la composición química, o sea el tipo de clinopiroxeno (Fig. 4-39). El ángulo puede ser expresado como $\epsilon = Z\Delta c$.

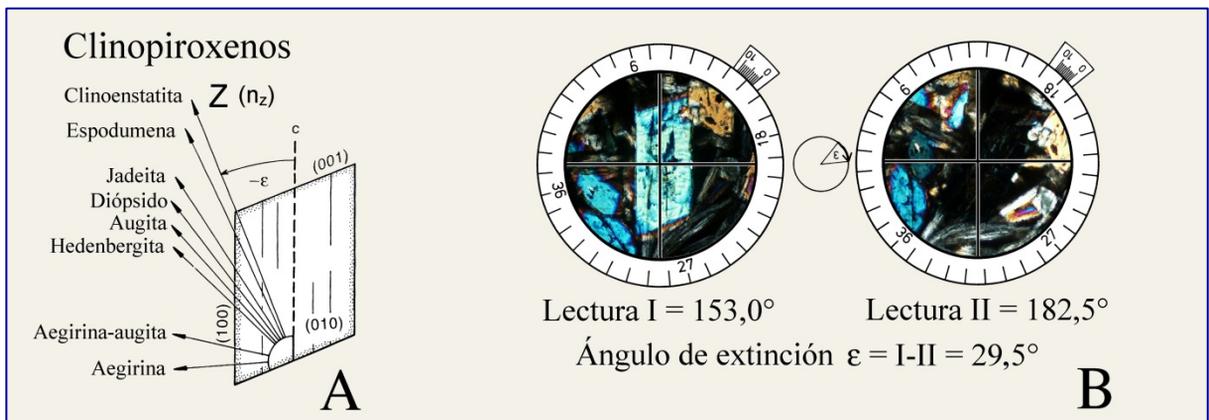


Figura 4-39. Ángulo de extinción en los clinopiroxenos.

A: Relación entre composición y ángulo de extinción $\epsilon = Z\Delta c$ en secciones de cristal paralelas a (010) para algunos miembros importantes del grupo de los clinopiroxenos. La dirección c corresponde a las trazas de las caras de cristal (100) o a las trazas de clivaje {110}. B: Método para la determinación del ángulo de extinción. Lectura I: posición del elemento morfológico de referencia paralelo al hilo N-S del retículo. Lectura II: posición de extinción.

Consejos prácticos: La determinación precisa de los ángulos de extinción requiere cristales de orientación específica. En el caso del clinopiroxeno estas secciones de cristal son aquellas con el color de interferencia más alto (Fig. 4-39). El ángulo de extinción es determinado en la misma forma en que se miden los ángulos entre planos morfológicos (por ej. planos de clivaje). Los polarizadores deben estar orientados exactamente en dirección E-W y N-S. La medición es realizada en dos pasos (Fig.4-39B): (1) Rotación de la dirección morfológica de referencia (traza de cara de cristal o de clivaje) hasta la dirección N-S (= hilo N-S del retículo) y lectura del valor del ángulo I en el vernier de la platina del microscopio; (2) Rotación de la dirección de vibración hasta la dirección N-S (o sea hasta que la sección de cristal quede en la posición de extinción) y lectura del valor del ángulo II en el vernier. La diferencia entre los dos valores es el ángulo de extinción ϵ .

Ejemplo clinoanfíbol: Los miembros monoclinicos del grupo de los anfíboles muestran una correlación entre el ángulo de extinción ϵ , medido entre las direcciones de vibración Z, Y, o X y la traza de (100) en una sección de cristal paralela a (010) y la composición química o sea con el tipo de clinoanfíbol (Fig. 4-40A). La medida del ángulo de extinción se muestra en la figura 4-40B y se lleva a cabo del mismo modo que para el clinopiroxeno.

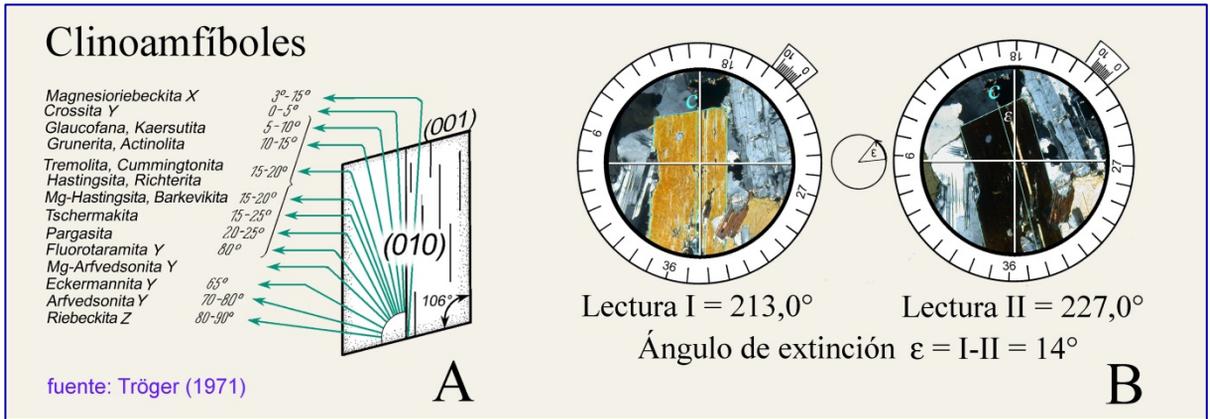


Figura 4-40. Ángulo de extinción en clinoamfiboles.

A: Relación entre la composición y el ángulo de extinción $\epsilon = X, Y, Z/\Delta c$ en secciones de cristal paralelas a (010) para algunos miembros importantes del grupo de los clinoamfiboles; B: Método para la determinación del ángulo de extinción.

Ejemplo plagioclasa: En las soluciones sólidas de plagioclasa, la orientación de la indicatriz en relación a los ejes a, b y c de los cristales triclinicos varía dependiendo del contenido de anortita y del grado de orden-desorden Al/Si. Las direcciones de vibración de los pares de ondas cambian, en consonancia, en las secciones de cristal de orientación definida. Para un grado de orden constante, las direcciones de vibración dependerán únicamente del contenido de anortita (Fig. 4-41B).

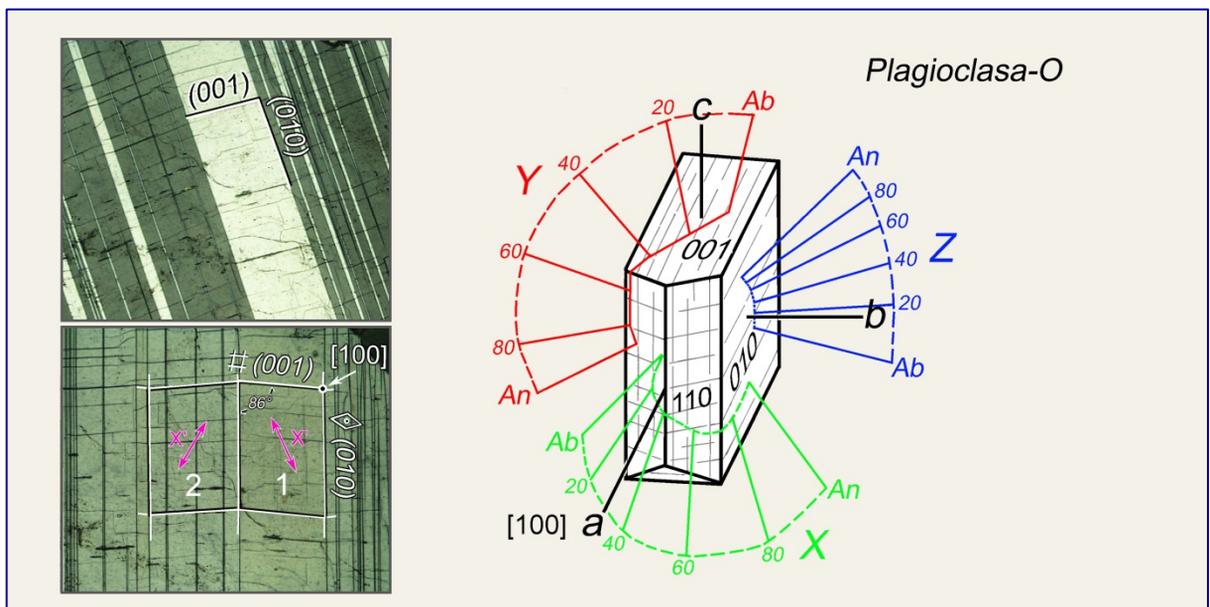


Figura 4-41 A. Relación entre orientación de la indicatriz y contenido de anortita en plagioclasas con el máximo orden Al/Si (provenientes de rocas metamórficas o plutónicas lentamente enfriadas).

El contenido de anortita de las soluciones sólidas de plagioclasas en estas rocas puede ser determinado razonablemente bien midiendo el ángulo de extinción ϵ . Épsilon es el ángulo entre la dirección de vibración X' y la traza de (010) en una sección ortogonal a la dirección [100] (método de Rittmann, 1929).

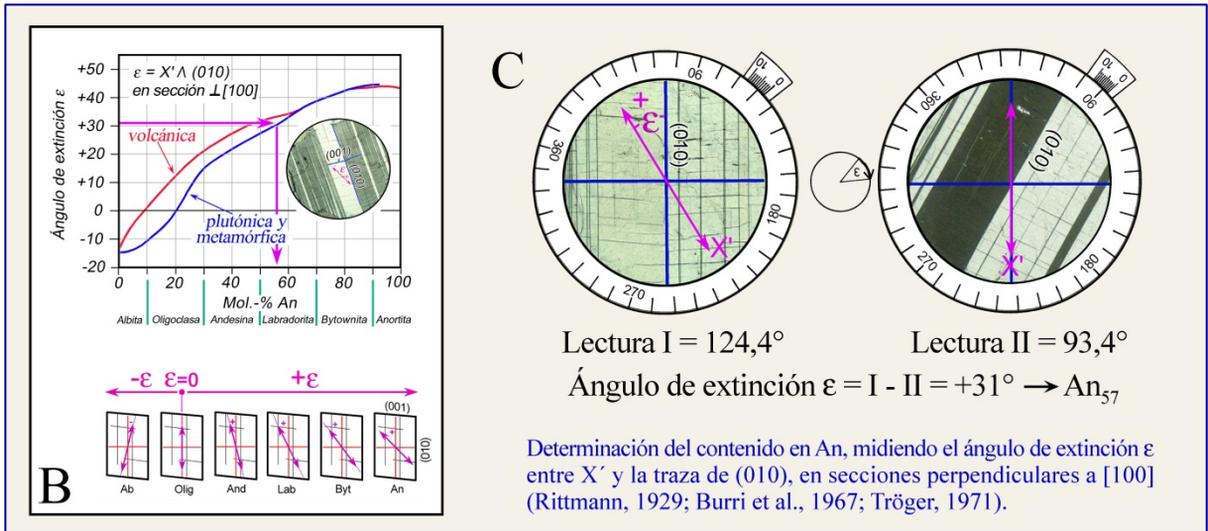


Figura 4-41 B,C. Ángulo de extinción ϵ en secciones de cristales de plagioclasa perpendiculares a [100].

Consejos prácticos: La determinación del contenido de anortita midiendo el ángulo de extinción ϵ (“método de la zona” de Rittmann, 1929; Burri et al., 1967) requiere secciones de cristal orientadas exactamente ortogonales a [100]. En tales secciones de cristal, las interfases (010) de las maclas de albita así como las trazas de clivaje (001) aparecen como finas líneas claramente definidas (Fig. 4-41A,C). Ellas forman un ángulo agudo de 86° . Las láminas más anchas (010) relacionadas con la ley de macla de Carlsbad no muestran trazas del clivaje (001). Si el grano está orientado de forma apropiada, cuando las trazas (010) son rotadas hasta la dirección N-S, los dos sets de láminas de macla de albita presentan idéntico color de interferencia (Fig. 4-41C).

Las maclas de Carlsbad muestran distinto color de interferencia cuando son colocadas en esta posición. Para distinguir las láminas de albita de las láminas de macla de periclina orientadas aproximadamente paralelas a (001), uno de estos dos sets de láminas de macla es rotado 45° fuera de la posición de extinción en sentido antihorario e insertada la lámina auxiliar rojo de primer orden. Si el color de interferencia aumenta entonces las maclas son de albita. Si disminuye son de periclina.

La medición del contenido de anortita incluye dos pasos (Fig. 4-41C): (1) Rotación de la dirección morfológica de referencia (plano de macla (010)) hasta la orientación N-S (= hilo N-S del retículo) y lectura del valor del ángulo I en el vernier de la platina del microscopio; (2) Rotación de la dirección de vibración X' hasta la orientación N-S (que se corresponde con la posición de extinción de un set de láminas de macla) y lectura del valor del ángulo II en el vernier. La diferencia entre ambos ángulos es igual al ángulo de extinción ϵ . (3) Para obtener el signo del ángulo de extinción ϵ , se debe probar si X' yace en el ángulo agudo o en el obtuso entre las direcciones morfológicas de referencia (010) y (001) dentro de las respectivas láminas de macla. Dado que el set de macla observado está en extinción, es recomendable insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden. Si X' yace en el ángulo obtuso (An0-20), ϵ es negativo; si X' yace en el ángulo agudo (An20-100), ϵ es positivo (Fig. 4-41 B).

Para el ejemplo mostrado (plagioclasa del gabbro de Lindenfels, Alemania), el ángulo de extinción medido de 31° indica un contenido de anortita de 57 mol% (Fig. 4-41 B).

Carácter óptico de las direcciones de extinción

Si una sección de un cristal birrefringente está en posición de extinción las direcciones de vibración Z' y X' son paralelas a las direcciones N-S y E-W de los hilos del retículo (cf. Fig. 4-23). Para una variedad de aplicaciones puede ser importante conocer qué dirección corresponde con el índice de refracción mayor y cual con el menor:

- Determinación del color del mineral en una dirección de vibración específica (cf. Cap. 4.2.1).
- Determinación del signo óptico de minerales ópticamente uniaxiales que son elongados en la dirección de c ó tabulares teniendo el plano basal ($\{001\}$, $\{0001\}$) como cara dominante del cristal.
- Determinación del signo de la elongación (l) de minerales columnares, tabulares o escamosos, en secciones de cristales elongados.

Para distinguir entre las direcciones de vibración Z' y X' se utilizan láminas auxiliares compensadoras. Estas son láminas de cristales anisótropos de retardo constante o variable, con orientación conocida de las direcciones de vibración de las ondas X y Z ($\alpha = n_x$ y $\gamma = n_z$). La dirección de vibración de la onda Z ($\gamma = n_z$) está grabada en la montura metálica de los compensadores. Las láminas auxiliares compensadoras comúnmente usadas son (Fig. 4-42):

La lámina rojo de primer orden (lámina λ , lámina de tinte sensible) consiste de una placa de cuarzo o yeso cortada paralela al eje óptico de aproximadamente $62 \mu\text{m}$ de espesor, que muestra color de interferencia rojo de primer orden en posición diagonal ($\Gamma = 551 \text{ nm}$).

La lámina $\lambda/4$ (cuarto de onda) consiste en una placa fina de cuarzo o mica que muestra color de interferencia gris en la posición diagonal ($\Gamma = 130\text{-}150 \text{ nm}$, dependiendo del fabricante).

La cuña de cuarzo consiste en una placa de cuarzo en forma de cuña con el eje mayor paralelo al eje óptico. En posición diagonal esta cuña de cuarzo, muestra colores de interferencia variando a lo largo de los 4 primeros órdenes ($\Gamma = 0\text{-}2200 \text{ nm}$).

Normalmente las láminas auxiliares compensadoras se insertan diagonalmente en el tubo del microscopio por debajo del analizador. La onda que corresponde con n_z (γ ó Z') vibra en dirección NE-SW, la onda que corresponde con n_x (α ó X') vibra en dirección NW-SE.



Figura 4-42. Láminas auxiliares compensadoras: rojo de primer orden (lámina λ), $\lambda/4$ y cuña de cuarzo.

Para distinguir entre las direcciones de vibración X' y Z' (con índices de refracción $n_{x'}$ y $n_{z'}$ respectivamente), se coloca el grano mineral exactamente en la posición de extinción y luego se rota en forma antihoraria 45° hasta la posición diagonal (Fig. 4-43). Algunos microscopios modernos tienen incorporado en la platina un dispositivo que puede ser activado en la posición de extinción de forma tal que cada rotación de 45° sea indicada por un clic mecánico.

En la posición diagonal el mineral muestra su color de interferencia característico con la mayor intensidad (posición de máxima iluminación). En esta posición la onda que originalmente vibraba E-W está ahora vibrando NE-SW; la onda que originalmente vibraba N-S está ahora orientada NW-SE.

Dos orientaciones ópticas diferentes del mineral son posibles en la posición diagonal (Fig. 4-43):

I. La onda que vibra NE-SW es la onda lenta; su índice de refracción es $n_{z'}$. La onda que vibra NW-SE es la onda rápida; su índice de refracción es $n_{x'}$.

II. La onda que vibra NE-SW es la onda rápida; su índice de refracción es $n_{x'}$. La onda que vibra NW-SE es la onda lenta; su índice de refracción es $n_{z'}$.

Insertando la lámina rojo de primer orden o la lámina $\lambda/4$ en el camino de la luz, con la dirección Z' (γ) del compensador en orientación diagonal NE-SW, las disposiciones diferentes I y II, pueden distinguirse:

I. Z' (mineral) || Z' (lámina compensadora); X' (mineral) || X' (lámina compensadora)

Los colores de interferencia del mineral cambian a colores de orden más alto: esto se denomina adición.

Cuando se inserta la lámina rojo de primer orden, los minerales de baja birrefringencia (por ej. cuarzo y feldspatos) y colores de interferencia blanco a gris de primer orden, mostrarán colores azul a amarillo verdoso de segundo orden; mostrarán amarillo de primer orden si se inserta la lámina $\lambda/4$ (Fig. 4-43).

El cambio de color a orden más alto no es siempre fácilmente identificable en los minerales de alta birrefringencia y colores de interferencia de tercer orden o más, en especial para el observador poco experimentado. En tales casos puede utilizarse la cuña de cuarzo en lugar de la lámina rojo de primer orden. Insertando la cuña de cuarzo el cambio continuo hacia colores de interferencia más pálidos puede ser observado hasta que eventualmente se alcanza el blanco de alto orden, si los minerales tienen birrefringencia suficientemente alta (como los carbonatos).

La observación de bordes acuñados de cristales minerales es especialmente útil para la interpretación de los colores de interferencia elevados. Desde el interior del grano hasta el borde del cristal el espesor disminuye. Los colores de interferencia cambian en consecuencia mostrando una secuencia continua de orden descendiente hasta negro de primer orden. Si se inserta la lámina auxiliar de cuarzo las bandas de colores se corren hacia el borde del grano, lo que es particularmente notorio para los rojos de primer y segundo orden (Fig.4-44). El borde exterior del grano puede eventualmente mostrar color rojo de cuarto orden mientras que el interior del grano muestra colores de interferencia más altos.

Interpretación:

En un mineral anisótropo la onda n_x' avanza más rápido en la sección de cristal que la onda n_z' . Ambas ondas tienen diferentes longitudes de onda. Al salir del mineral ambas ondas tienen la misma velocidad y longitud de onda pero con un retardo acumulado $\Gamma_{\text{Min}} = d * (n_z' - n_x')$.

Con este retardo, las ondas entran en la lámina del cristal del compensador donde la onda n_x' del mineral es de nuevo la onda más rápida $n_{x\text{Comp}}$, la onda original n_z' se transforma en la onda más lenta $n_{z\text{Comp}}$. Por lo tanto el retardo generado en el mineral se suma con el retardo generado en el compensador. Esto resulta en un aumento de los colores de interferencia:

$$\Gamma_{\text{Min}} + \Gamma_{\text{Comp}} = \Gamma_{\text{total}}$$

Al insertar la lámina rojo de primer orden o la cuña de cuarzo – con el mineral en su posición – debe observarse que los colores se incrementan hacia órdenes más altos.

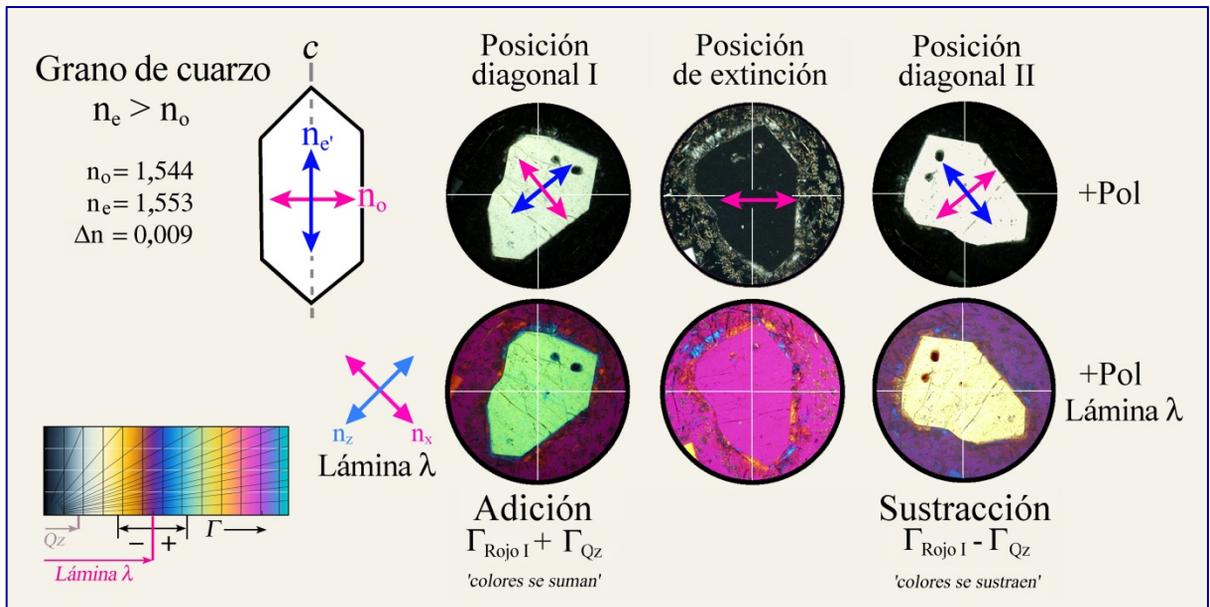


Figura 4-43. Adición y sustracción en las dos posiciones diagonales de un grano de cuarzo cortado oblicuo a su eje c. La onda E vibra paralela a c, por lo cual $n_e' = n_z'$; la onda O vibra perpendicular a c, con $n_o = n_x$.

II. Z'(mineral) || X(compensador); X'(mineral) || Z(compensador)

Los colores de interferencia de la sección del mineral cambian a menor orden: esto se conoce como sustracción.

Los minerales con birrefringencia baja (por ej. cuarzo y feldespatos) y colores de interferencia gris a blanco de primer orden muestran colores naranja a gris de primer orden al insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden; y gris oscuro de primer orden al insertar la lámina lambda/4 (Fig. 4-43).

El cambio de color a menor orden no es siempre fácilmente identificable en los minerales con birrefringencia alta y colores de tercer orden o más, en particular para el observador poco experimentado. En esos casos la cuña de cuarzo puede utilizarse con ventaja en lugar de la lámina rojo de primer orden. Al insertar la cuña de cuarzo el cambio continuo de los colores de interferencia hacia tintes más saturados puede ser observado al cambiar los colores hacia órdenes menores. En minerales con birrefringencia baja el negro de primer orden se alcanza inicialmente. Con mayor inserción de la cuña de cuarzo la secuencia de colores se invierte volviendo a incrementarse el orden de los colores (por ej. olivino y mica blanca). En los bordes afinados de los cristales, las bandas de color se mueven hacia el interior del grano al insertar la cuña de cuarzo (Fig. 4-44). Este efecto es especialmente claro con los tonos rojo de primero, segundo y tercer orden. La banda de color gris oscuro del primer orden en la parte más exterior del grano migra hacia dentro del grano y es reemplazada por colores del primer al tercer orden si los colores de interferencia del mineral están entre el primer y el segundo orden (por ej. olivino, mica blanca, piroxenos).

Interpretación:

En los minerales anisótopos la onda n_x' viaja más rápido en la sección de cristal que la onda n_z' . Ambas ondas poseen distintas longitudes de onda. Después de salir del mineral ambas ondas tienen la misma velocidad y longitud de onda pero con un retardo acumulado de $\Gamma_{Min} = d * (n_z' - n_x')$.

Con este retardo las ondas ingresan en la placa del cristal del compensador en la que las direcciones de onda lenta y rápida se encuentran a 90° de aquellas de mineral. La onda n_x' del mineral se vuelve ahora la onda más lenta n_{zComp} , la onda n_z' se transforma en la onda más rápida n_{xComp} . Por lo tanto el retardo generado en el mineral es ahora disminuido por el retardo del compensador. Existe una disminución de los colores de interferencia:

$$\Gamma_{Min} - \Gamma_{Comp} = \Gamma_{total}$$

Cuando se inserta la lámina auxiliar rojo de primer de orden o la cuña de cuarzo se observa lo siguiente:

1. Si el retardo del mineral es mayor que el del compensador se observarán únicamente colores de menor orden.
2. Si el retardo del mineral es el mismo que el del compensador el mineral se verá negro de primer orden ($\Gamma_{total} = 0$). El retardo del mineral es compensado completamente.
3. Si el retardo del mineral es más pequeño que el del compensador los colores de interferencia se reducirán hasta un valor correspondiente a la diferencia $\Gamma_{comp} - \Gamma_{Min}$. Al insertar la cuña de cuarzo se observarán en primera instancia, colores decrecientes hasta negro de primer orden y en segunda instancia los colores se incrementarán nuevamente.

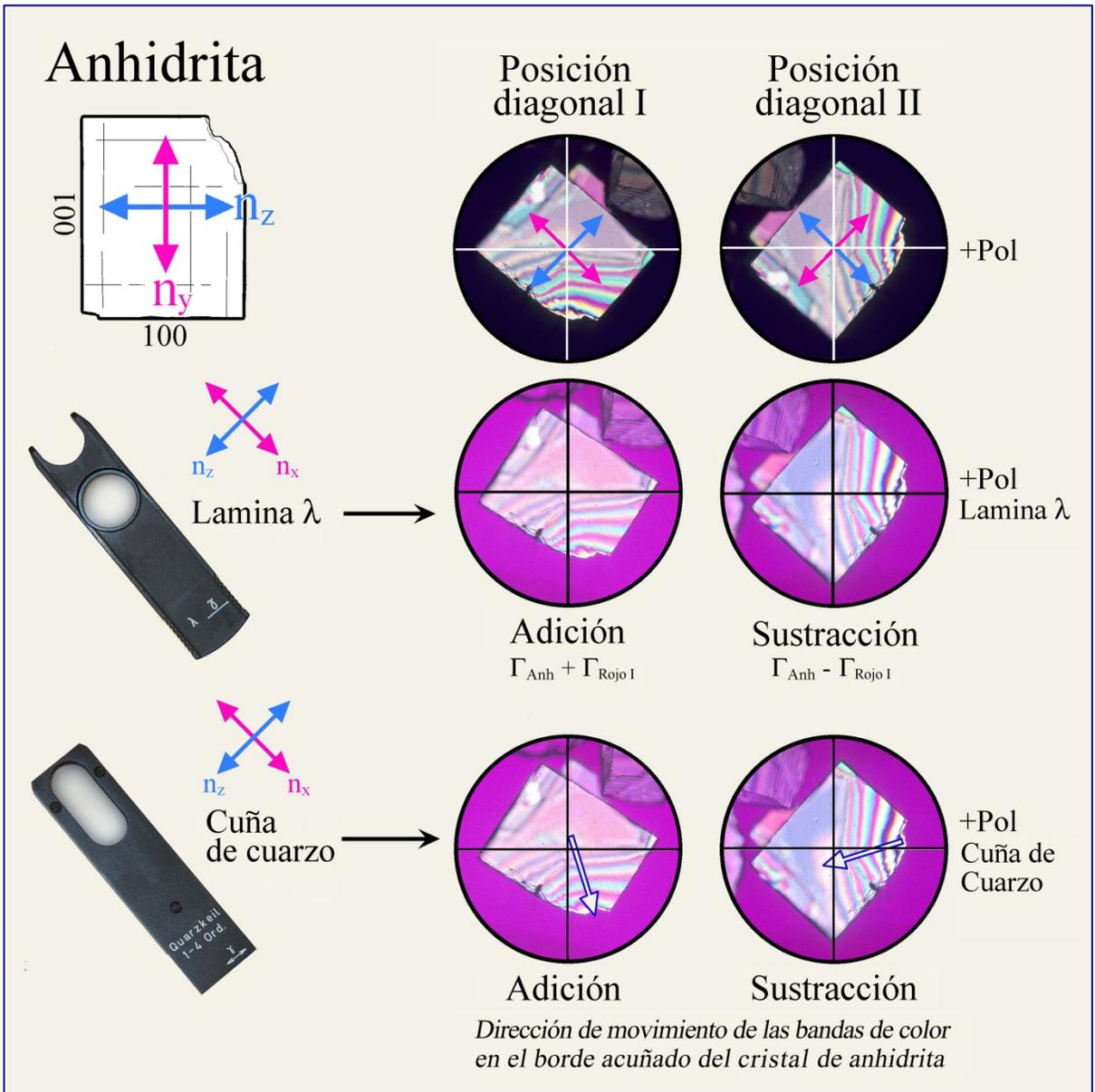


Figura 4-44. Grano de anhidrita mostrando una secuencia de colores cubriendo siete órdenes.

La adición y la sustracción pueden ser fácilmente reconocidas observando los cambios en la secuencia de colores que ocurren en un borde acuñado del grano. La compensación con rojo de primer orden cambia la secuencia de colores de interferencia hacia el interior del grano en un orden (posición de sustracción), o hacia el borde del grano en un orden (posición de adición). Al usar la cuña de cuarzo para la compensación la secuencia de colores se mueve cuatro órdenes hacia el interior del grano (posición de sustracción) o hacia fuera del grano (posición de adición).

Los colores de interferencia de los minerales que en luz polarizada plana son fuertemente coloreados pueden resultar significativamente enmascarados haciendo difícil, en particular para un observador poco experimentado, la distinción entre las posiciones de adición y sustracción cuando la lámina auxiliar rojo de primer orden está insertada. En tales ocasiones se recomienda utilizar la cuña de cuarzo y observar el movimiento de las bandas de color en los bordes acuñados de los granos del mineral.

Signo de la elongación (I)

Los cristales de hábitos columnar a acicular o laminar a escamoso, muestran secciones elongadas cuando son cortados paralelos a su eje morfológico mayor, o, perpendicularmente a un plano basal de desarrollo dominante. Si estas secciones elongadas son giradas a la posición diagonal (o sea si el eje mayor l queda paralelo a NE-SW) mostrarán, cuando se observan bajo polarizadores cruzados y con el compensador (lámina auxiliar rojo de primer orden o $\lambda/4$) insertado, adición ($\Gamma_{\text{Comp}} + \Gamma_{\text{Min}} = \Gamma_{\text{total}}$) o sustracción ($\Gamma_{\text{Comp}} - \Gamma_{\text{Min}} = \Gamma_{\text{total}}$), dependiendo de su signo óptico (Fig. 4-45).

Se observa adición cuando la onda con el índice de refracción mayor (n_z') vibra paralela, o con un pequeño ángulo, a la dimensión mayor de la sección del cristal: $l(+)$ = signo positivo de elongación o “largo-lento”.

Ejemplos: cristales aciculares-columnares de sillimanita, gedrita, antofilita; cristales tabulares de gehlenita, micas, antigorita, pennina.

Se observa sustracción cuando la onda con el índice de refracción menor (n_x') vibra paralela, o con un pequeño ángulo, a la dimensión larga de la sección del cristal: $l(-)$ = signo negativo de elongación o “largo-rápido”.

Ejemplos: cristales aciculares-columnares de turmalina, apatito; cristales tabulares de åkermanita, brucita, clinocloro.

Para las especies minerales ópticamente uniaxiales con hábito acicular-columnar, el signo de la elongación coincide con el signo óptico. Para los minerales uniaxiales tabulares los dos signos son opuestos.

En las secciones elongadas de cristales tabulares, en las que n_y es paralelo (o forma un pequeño ángulo) al eje morfológico mayor o perpendicular a la cara de mayor desarrollo, el signo de la elongación podrá ser positivo o negativo dependiendo de la orientación del cristal en la sección delgada.

Ejemplos de tales cristales elongados son: wollastonita, epidoto.

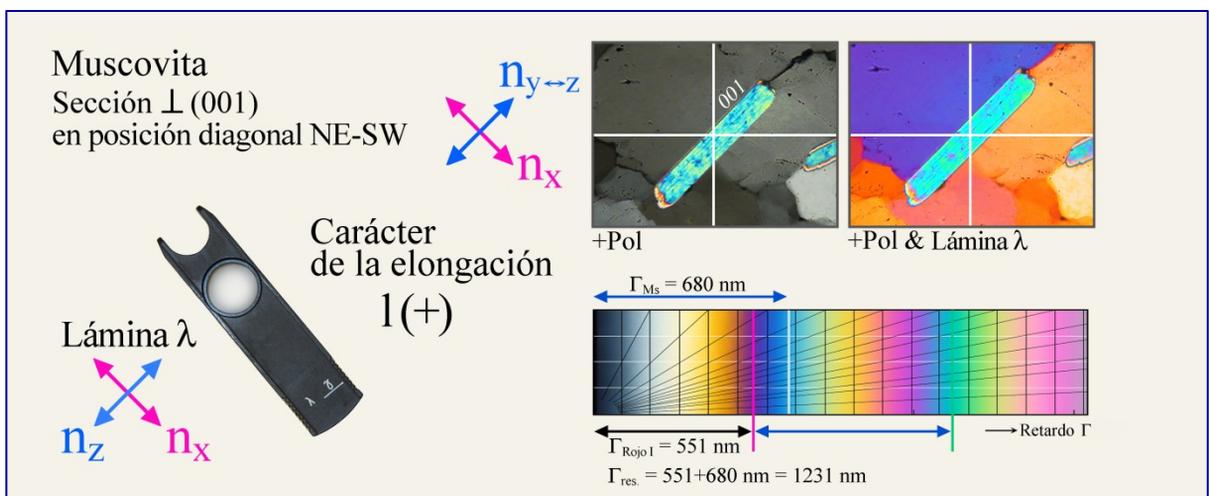


Figura 4-45 A. Muscovita tabular mostrando elongación de signo positivo. En la muscovita y en la lámina auxiliar rojo de primer orden, las ondas rápida (n_x) y lenta ($n_y \leftrightarrow n_z$) vibran con idéntica orientación. Por lo tanto los retardos se suman y los colores de interferencia aumentan ($\Gamma_{\text{res}} = \Gamma_{\text{rojo } l} + \Gamma_{Ms} = 1231 \text{ nm}$; azul-verde de segundo orden).

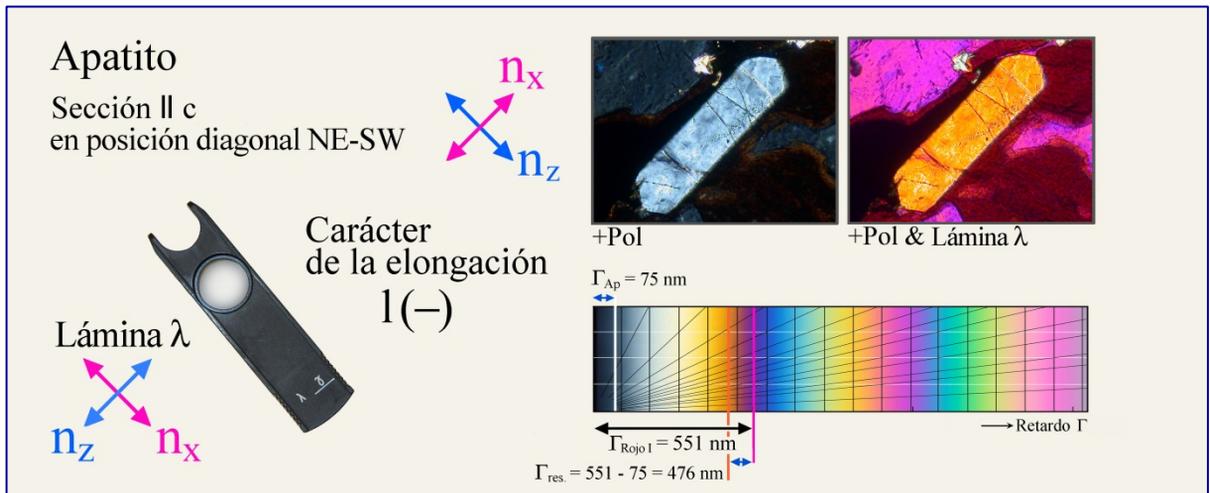


Figura 4-45 B. Apatito prismático mostrando elongación de signo negativo. En el apatito la onda rápida vibra paralela a la onda lenta de la lámina auxiliar rojo de primer orden, y la onda lenta del apatito vibra paralela a la onda rápida de la lámina auxiliar rojo de primer orden. Por lo tanto el retardo se reduce y se produce sustracción ($\Gamma_{res} = \Gamma_{rojo1} - \Gamma_{Ap} = 476 \text{ nm}$; amarillo-naranja de primer orden).

Cuando la dirección de extinción se desvía significativamente del eje mayor de la sección del cristal se toma por convención la posición de extinción que forma un ángulo menor a 45° con el eje mayor y se gira hasta la posición diagonal antes de insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden o la $\lambda/4$, para determinar el signo de la elongación. Sin embargo, si el ángulo de extinción es cercano a $40-50^\circ$ el uso de $l(+)$ y $l(-)$ se vuelve poco práctico.

Determinación del signo óptico de los minerales ópticamente uniaxiales

Los minerales ópticamente uniaxiales que son elongados en la dirección de c (por ej. cuarzo, apatito, turmalina) y están presentes en la lámina delgada en una sección aproximadamente paralela a su eje mayor tendrán la onda E (n_e) vibrando paralela a c y la onda O (n_o) perpendicular a c . Cuando el hábito de los minerales ópticamente uniaxiales es tabular (por ej. melilita), se aplica la misma regla pero ahora la onda O vibra paralela a la sección elongada.

Para ambos hábitos cristalinos, el signo óptico puede determinarse fácilmente por compensación o sea determinar si $n_e > n_o$ (= uniaxial ópticamente positivo) o $n_e < n_o$ (= uniaxial ópticamente negativo) (Fig. 4-46). El eje mayor de la sección de cristal es girado a la posición diagonal (orientación NE-SW), y la lámina auxiliar rojo de primer orden o $\lambda/4$ es insertada. Para cristales elongados según c , n_e será ahora paralelo a n_{zComp} y n_o paralelo a n_{xComp} . Para minerales tabulares la relación es inversa pues c es perpendicular a la dimensión mayor de las secciones de cristal. Los retardos entre las ondas son creados en el mineral ópticamente uniaxial (Γ_{Min}) y en la lámina compensadora; el retardo total resultará incrementado por adición de los retardos o disminuido por sustracción de los mismos, dependiendo del signo óptico. En consecuencia, la sección de cristal, cuando se inserta el compensador mostrará colores de interferencia más altos o más bajos.

Sección longitudinal de un cristal prismático elongado (Fig. 4-46A): no está alineado con el eje mayor de la sección; no es perpendicular a éste. La adición ocurre si $n_e > n_o$; el mineral es ópticamente uniaxial positivo. La sustracción ocurre si $n_e < n_o$; el mineral es ópticamente uniaxial negativo.

Sección transversal de un cristal tabular (Fig. 4-46B): no yace paralelo al eje mayor de la sección transversal; no es perpendicular a éste. La adición ocurre si $n_e < n_o$; el mineral es ópticamente uniaxial negativo. La sustracción ocurre si $n_e > n_o$; el mineral es ópticamente uniaxial positivo.

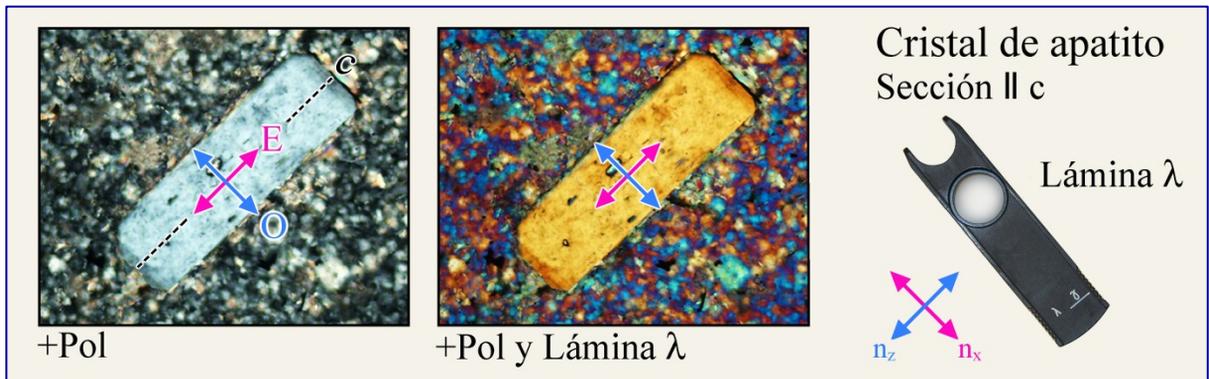


Figura 4-46 A. Apatito hexagonal en secciones longitudinales colocadas en posición diagonal, que muestran sustracción cuando la lámina auxiliar rojo de primer orden es insertada. Por lo tanto, el signo óptico es negativo ($n_e < n_o$).

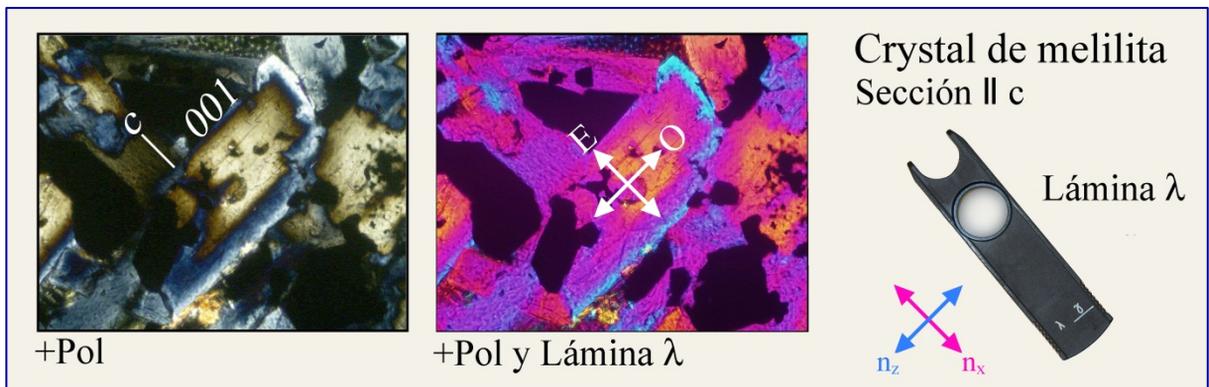


Figura 4-46 B. Melilita tetragonal en cristales tabulares que muestran adición o sustracción, dependiendo de la composición, al insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden. En este ejemplo el núcleo es ópticamente positivo (elevado contenido de componente åkermanita) en tanto que el borde es ópticamente negativo (elevado contenido de componentes melilita-Na y gehlenita).

4.2.5 Métodos conoscópicos

4.2.5.1 Algunos principios básicos

En **visión ortoscópica** “normal” la luz entra a la lámina delgada ortogonalmente como un set de ondas de luz paralelas vibrando E-W. El objetivo crea una imagen real invertida y ampliada de la lámina delgada que es luego vista ampliada a través del ocular. Los rayos de luz que entran a la lámina delgada atraviesan los granos minerales según direcciones cristalográficas definidas que dependen de la orientación de los respectivos cristales. Para conocer el comportamiento óptico de las especies minerales anisótropas deberán estudiarse secciones de cristal de diferente orientación, como se explicó en los capítulos anteriores (por ej. para determinar la birrefringencia es necesaria la sección de cristal con el máximo color de interferencia).

Ni el ángulo entre los ejes ópticos ni el signo óptico pueden ser determinados directamente en el modo de observación ortoscópico, excepto en algunas circunstancias específicas cuando se sabe que la simetría del cristal es elevada (hexagonal, trigonal, tetragonal) y cuando la forma del cristal permite identificar la dirección del eje c (cf. Cap. 4.2.4).

Al contrario que en la ortoscopia, la **visión conoscópica** utiliza un set de rayos de luz fuertemente convergente, lo que significa que la lámina delgada será atravesada por un cono amplio de rayos de inclinación variable (Fig. 4-47). Para lograr esto la apertura de la iluminación es llevada al máximo insertando la lente auxiliar del condensador en el camino de la luz y abriendo el diafragma de apertura.

Dependiendo de su dirección de propagación, los rayos de este cono de luz formarán una imagen en el plano focal encima del objetivo, por lo cual, la abertura máxima del cono de rayos que forma la imagen, dependerá de la apertura del objetivo usado (Fig. 4-48). Ya que, en los minerales ópticamente anisótropos, la luz se propaga en todas las direcciones como ondas que vibran en dos direcciones perpendiculares entre sí, estos pares de onda son llevados a interferencia en el analizador generando una figura de interferencia. Esta figura de interferencia puede ser observada como una imagen aumentada insertando una lente auxiliar (lente de Amici-Bertrand) en el camino de la luz, o, directamente, removiendo el ocular y observando dentro del tubo del ocular. Las ondas de luz que viajan en la dirección del eje del microscopio y que por lo tanto están orientadas perpendicularmente al plano de la lámina delgada, forman el centro de la figura de interferencia. Cuanto mayor sea el ángulo de la dirección de propagación del rayo con el eje del microscopio, mayor será la distancia del punto de la imagen al centro de la figura de interferencia. Entonces, la figura conoscópica de interferencia permite estudiar el comportamiento frente a la propagación de la luz en un mineral anisótropo de manera simultánea para una multitud de direcciones cristalográficas dentro del cristal.

La geometría de la figura de interferencia y su modificación mediante el uso de compensadores permite determinar el número de ejes ópticos (uniaxial vs biaxial), el ángulo entre los ejes ópticos ($2V$) y el signo óptico.

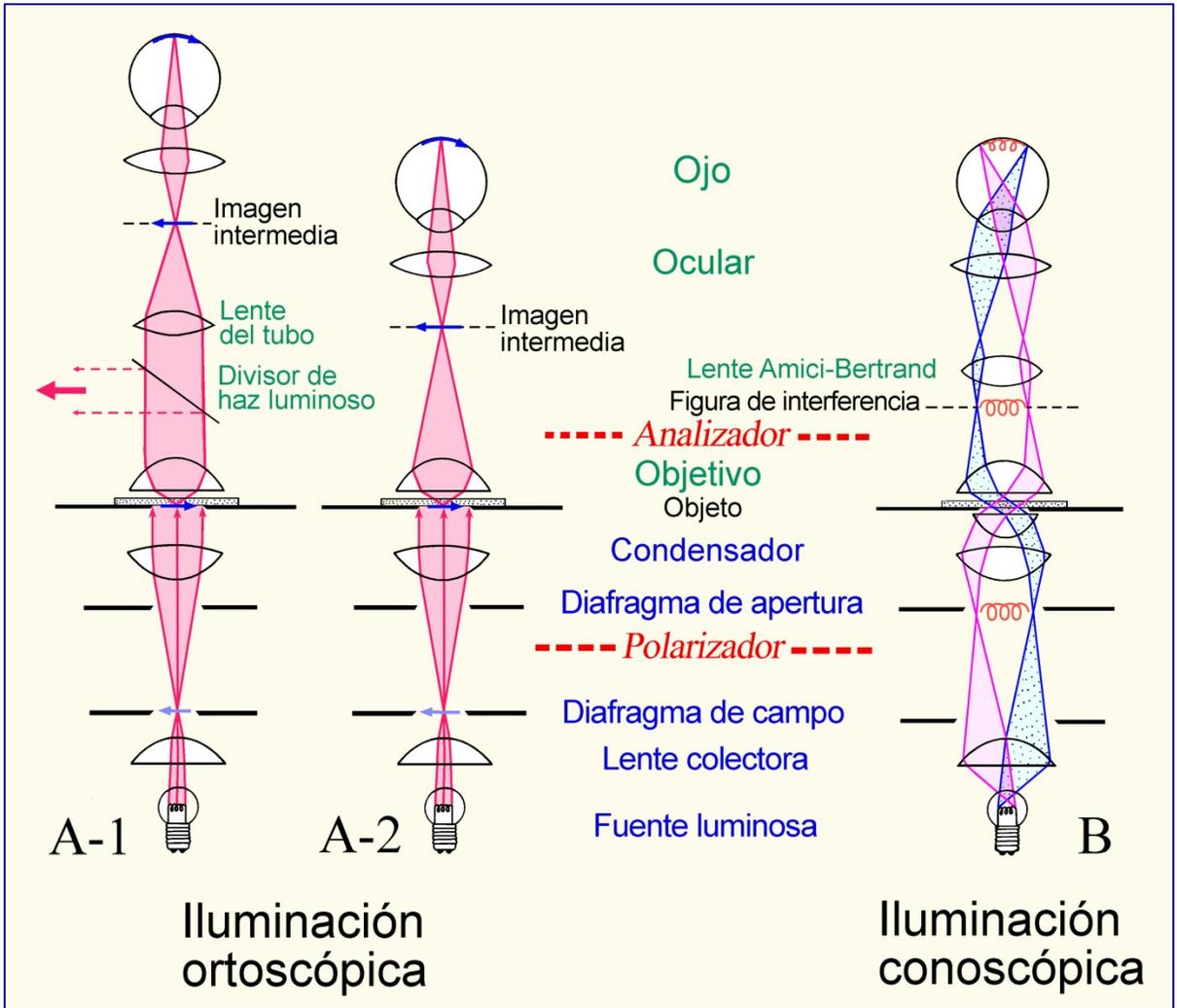


Figura 4-47. Trayectorias de la luz en el microscopio de polarización.

A: Modo de iluminación ortoscópica. En los microscopios de longitud de tubo finita, los objetivos producen una imagen real invertida (imagen intermedia) del espécimen que es luego vista con mayor aumento a través del ocular (A-2). En los microscopios corregidos al infinito, el objetivo proyecta la imagen del espécimen al infinito y una segunda lente ubicada en el tubo (lente de tubo) forma la imagen intermedia que es luego vista a través del ocular (A-1). Este último diseño óptico permite insertar componentes accesorios como analizador, compensadores o divisores de haz, en la trayectoria de los rayos de luz paralelos, entre el objetivo y la lente de tubo, con efectos mínimos en la calidad de la imagen.

B: Modo de iluminación conoscópica. Los rayos paralelos del cono de luz que ilumina el espécimen crean una imagen en el plano focal superior del objetivo (B). En el caso de los cristales anisótropos, se genera una imagen de interferencia que puede ser vista con aumento insertando una lente auxiliar (lente de Amici-Bertrand). La imagen de interferencia también puede ser observada directamente en el tubo reemplazando el ocular por un pequeño diafragma fijo (pinhole).

4.2.5.2 Conoscopía de cristales ópticamente anisótropos.

En modo conoscópico, las ondas que se desvían de la incidencia vertical, al aumentar el ángulo de inclinación, viajan distancias crecientes dentro del cristal birrefringente. De acuerdo a la relación $\Gamma = d * (n_z' - n_x')$ descrita en el Cap. 4.2.3 debe concluirse que el retardo Γ de las ondas aumenta al aumentar los ángulos debido al continuo incremento de d' (= largo de la trayectoria de la luz dentro del cristal). En concordancia, los colores de interferencia en una figura de interferencia conoscópica deben generalmente incrementarse hacia fuera. Sin embargo, la figura de interferencia está en mucho mayor medida controlada por la orientación de las direcciones de vibración y los valores de birrefringencia de los pares de onda dentro del volumen observado de cristal anisótropo. Como se describió previamente, la birrefringencia para ondas paralelas al eje óptico es cero. Aumenta a medida que el ángulo entre el eje óptico y la dirección de propagación del rayo (o normal de onda, para ser preciso) aumenta.

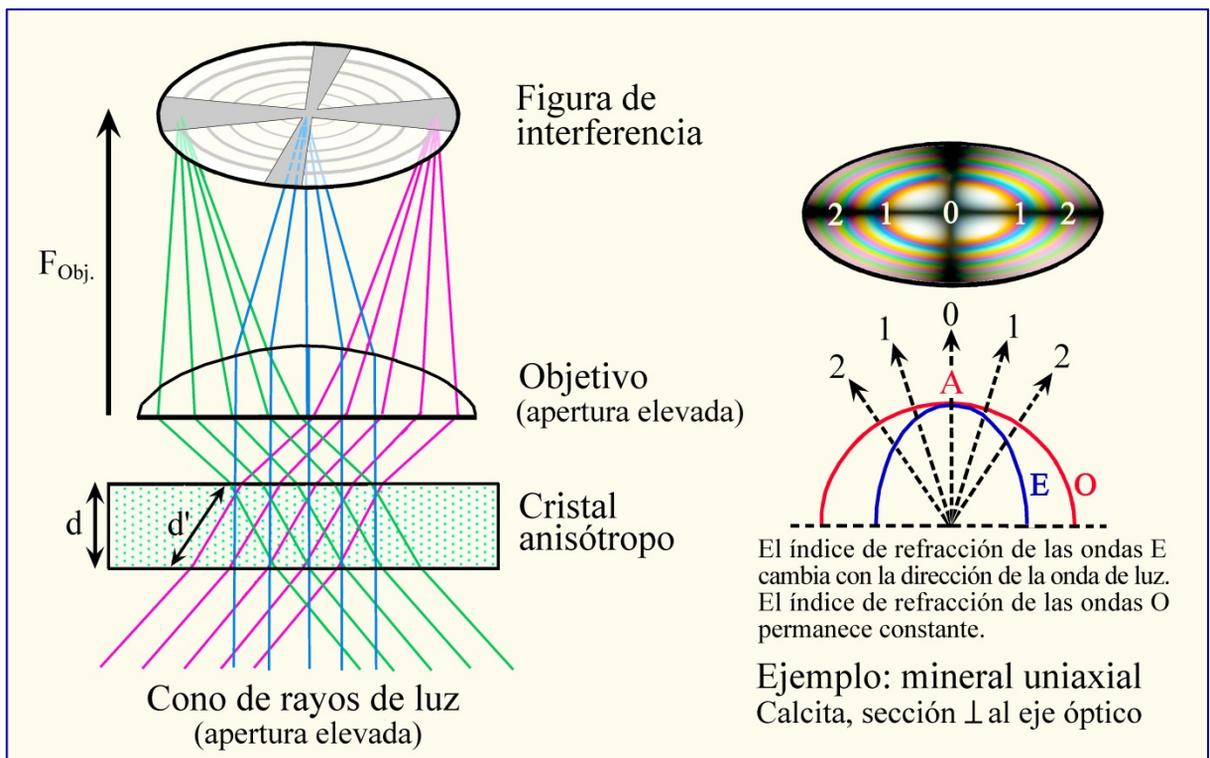


Figura 4-48. Generación de una figura de interferencia en el plano focal superior del objetivo por sets paralelos de rayos que atraviesan el cristal a diferentes ángulos. El ejemplo muestra estas relaciones para un cristal uniaxial (calcita) cortado perpendicularmente al eje óptico.

La geometría de las figuras de interferencia obtenidas con cristales anisótropos puede ser ilustrada con el modelo de esfera esquidromo desarrollado por Becke (1905). El cristal es considerado como ocupando el centro de una esfera. Cada dirección de propagación de rayo de las ondas de luz dentro del cristal tiene un punto correspondiente en la superficie esférica donde el rayo atraviesa esta superficie. En cada uno de estos puntos, las direcciones de vibración de las ondas relacionadas pueden ser mostradas como una tangente (por ej. O y E en el caso de los minerales ópticamente uniaxiales). Al conectar todas las tangentes de igual dirección de vibración se genera una malla geométrica de direcciones de vibración que dependerá de la simetría óptica del cristal (Fig. 4-49,50).

Esfera esquiódromo

Para las especies minerales ópticamente uniaxiales, una red longitudinal y latitudinal de círculos que tienen simetría rotacional, forma la superficie de la esfera (Fig. 4-49). Los meridianos (longitudes) representan las direcciones de vibración de las ondas E y los círculos de latitud las de las ondas O. El eje óptico A es el eje de rotación de la red.

Para las especies minerales ópticamente biaxiales, la superficie esférica es un arreglo de dos sets de elipses entrecruzadas con simetría ortorrómbica (Fig. 4-50). Los ejes ópticos A_1 y A_2 emergen de los focos comunes de estas elipses, Los planos de simetría de la red se corresponden con las secciones principales ZX, ZY e YX.

Red esquiódromo (proyectada)

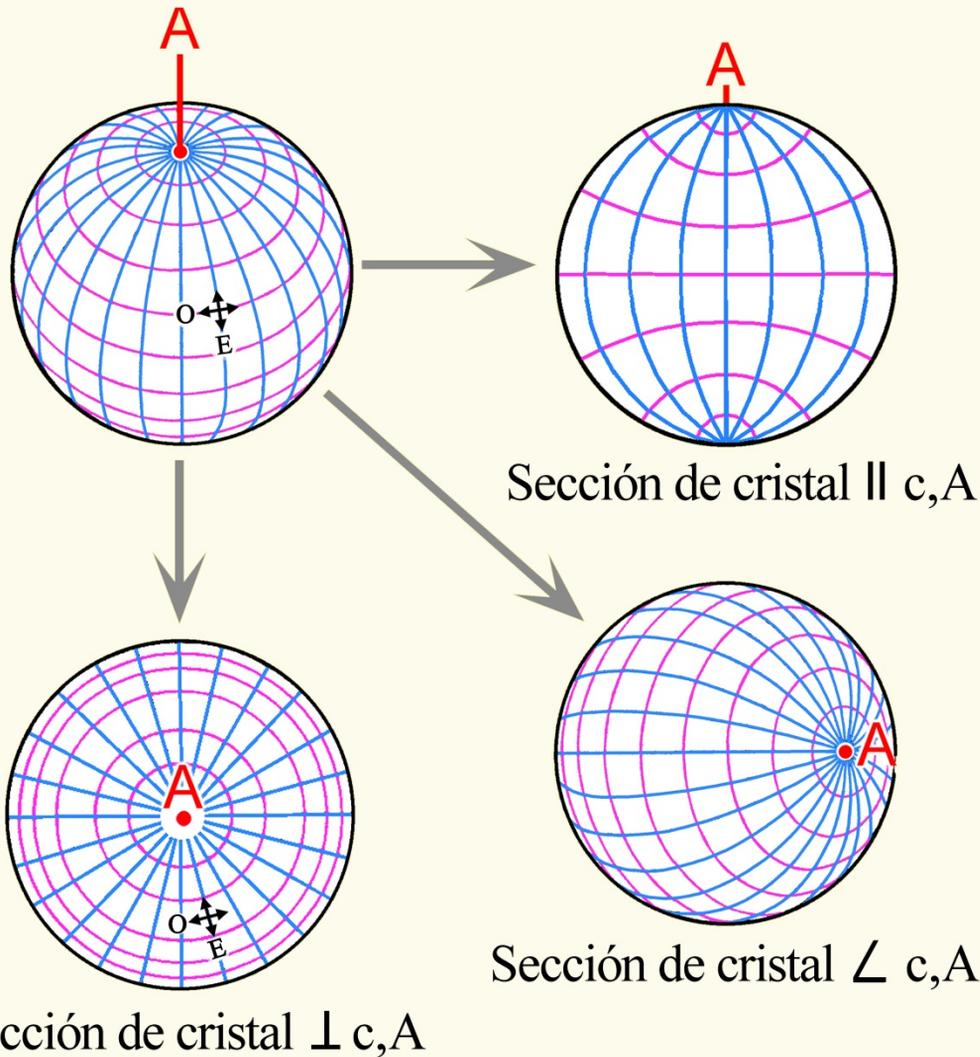
Por razones surgidas de la práctica, la parte de la superficie de la esfera esquiódromo que es capturada en el cono conoscópico de rayos de luz cuando emergen de la sección del cristal, es proyectada en el plano de la sección delgada (Fig. 4-49, 50). Las redes esquiódromo y las correspondientes figuras de interferencia para orientaciones importantes en el diagnóstico de minerales ópticamente uniaxiales y biaxiales, son presentadas en las figuras 4-51 a 4-54.

Figura de interferencia

En la figura de interferencia los dominios que aparecen en extinción son aquellos en los cuales las direcciones de vibración de las ondas son paralelas a las direcciones del polarizador y del analizador. [Por analogía con la posición de extinción en ortoscopia: la luz entrando al cristal en tales direcciones, vibrará exclusivamente E-W y por lo tanto será bloqueada por el analizador; no se generan ondas vibrando N-S!]. Los dominios extinguidos se denominan “isogiras”. Su geometría depende de la simetría óptica y de la orientación del cristal y puede cambiar cuando se gira la platina del microscopio (Figs. 4-51 a 4-54).

Los dominios donde las direcciones de vibración de las ondas se desvían de las direcciones del polarizador y del analizador, aparecen con diferente intensidad de iluminación y diferente color de interferencia. [Analogía con la posición diagonal en ortoscopia: los rayos de luz entrando al cristal en esas direcciones se dividen en dos sets de ondas vibrando ortogonalmente, que interferirán posteriormente en el analizador]. Las líneas curvas de igual color (o igual retardo Γ) son llamadas “isocromas”. Su geometría depende de la simetría óptica y de la orientación del cristal (Fig. 4-51, 53). El rango del espectro de colores, o sea el número de isocromas, es determinado por los valores de birrefringencia, el espesor de la placa de cristal [$\Gamma = d * (n_z' - n_x')$] y la apertura del objetivo (Figs. 4-52 a 4-54).

Esferas esquiódromo: cristales uniaxiales

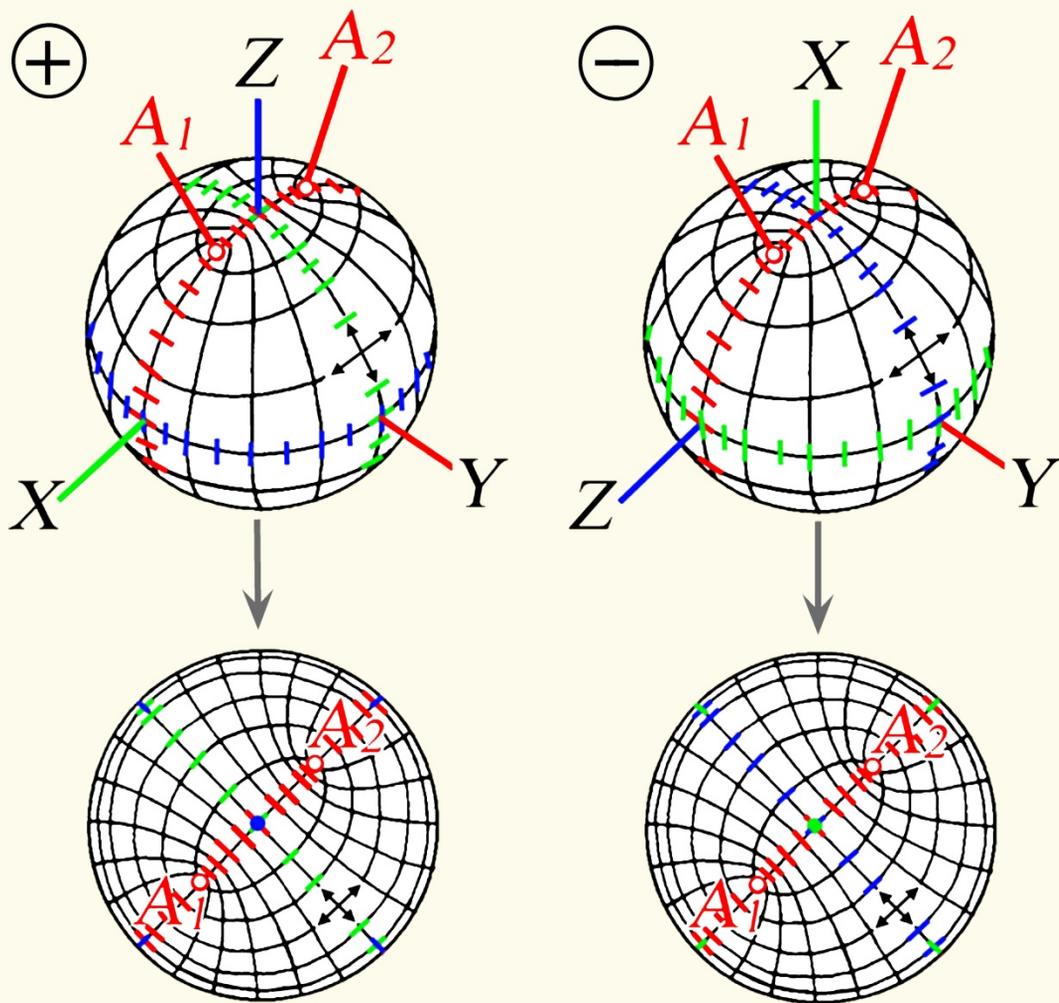


Redes esquiódromo

Figura 4-49. Esfera esquiódromo y proyecciones para cristales ópticamente uniaxiales.

En la esfera esquiódromo, las direcciones de vibración de las ondas O y E vibrando ortogonalmente, están fijas para todas las direcciones de propagación de los rayos. Las ondas O (en rojo) vibran siempre latitudinalmente; las ondas E (en azul) vibran longitudinalmente. Las proyecciones de la red esquiódromo 3-D en el plano de visión son extremadamente útiles para la interpretación de las figuras de interferencia que resultan de las distintas orientaciones posibles de un cristal uniaxial. La figura muestra estas proyecciones para secciones de cristal ortogonal al eje óptico, oblicua al eje óptico y paralela al eje óptico (respectivamente eje c) del cristal.

Esferas esquidromo: cristales biaxiales



Redes esquidromo
secciones \perp a la bisectriz aguda

Figura 4-50. Esfera esquidromo y proyecciones para cristales ópticamente biaxiales.

En la esfera esquidromo, las direcciones de vibración de las ondas vibrando ortogonalmente están fijas para todas las direcciones de propagación de rayos posibles. La red muestra dos sets de elipses que se entrecruzan. Los dos ejes ópticos A_1 y A_2 emergen del foco común de estas elipses. Las direcciones de vibración con índices de refracción principal n_z , n_y y n_x yacen en las secciones principales XY , ZX y ZY . Se muestran en la figura en azul, rojo y verde respectivamente. Para la investigación del signo óptico y del ángulo de los ejes ópticos $2V$, las figuras de interferencia más útiles son las de secciones de cristal ortogonal a la bisectriz aguda (Z o X , para $2V < 45^\circ$) o perpendicular a uno de los ejes ópticos (A_1 o A_2 para $2V > 45^\circ$).

4.2.5.3 Minerales ópticamente uniaxiales

Para las especies de minerales ópticamente uniaxiales, una red de círculos meridionales y latitudinales que tiene simetría rotacional, forma la superficie esférica del esquiódromo (Fig. 4-49). Los meridianos representan las direcciones de vibración de las ondas E y los círculos de latitud los de las ondas O. El eje óptico A es el eje de rotación de la red.

Las secciones de cristal perpendiculares al eje óptico A se reconocen en visión ortoscópica por su comportamiento isótropo. En visión conoscópica estas secciones muestran una figura de interferencia característica que es una cruz negra. Las isogiras se vuelven más anchas hacia el borde del campo de visión y los cuatro sectores están llenos con círculos concéntricos coloreados. El eje óptico forma el centro (melatopo) de la cruz (Figs. 4-49,51,52). Cuando se gira la platina del microscopio la figura de interferencia no cambia.

Interpretación de la figura de interferencia

Las direcciones de vibración de las ondas O y E son ortogonales entre sí y están dispuestas de manera concéntrica alrededor del eje óptico. En las direcciones N-S y E-W de la figura de interferencia, las direcciones de vibración coinciden con las direcciones del polarizador y del analizador. En estas direcciones sólo las ondas vibrando E-W pasan la placa del cristal (ondas O a lo largo de la isogira N-S; ondas E a lo largo de la isogira E-W), pero son bloqueadas por el analizador. Debido a la simetría rotacional de la indicatriz (y de la red esquiódromo) y de la particular orientación de la placa del cristal (dirección de visión paralela al eje óptico), la figura de interferencia no se mueve ni cambia al girar la platina.

El incremento en los colores de interferencia hacia el borde del campo de visión está causado por el incremento del retardo Γ de las ondas O y de las ondas E desde el centro [$\Delta n = 0$ en la dirección del eje óptico] a la periferia, el rango potencial de colores visibles está limitado por la birrefringencia máxima específica del mineral perpendicular al eje óptico [$\Delta n = |n_e - n_o|$]. El arreglo circular de las isocromas es el resultado de la simetría rotacional de la indicatriz y de la orientación específica, perpendicular al eje óptico de la sección del cristal. El rango del espectro de colores (o sea el número de isocromas) depende de la birrefringencia y del espesor de la placa de cristal [$\Gamma = d * (n_e - n_o)$] así como de la apertura numérica del objetivo. Por ejemplo, para una lámina delgada de 25 μm de espesor, la figura de interferencia de la altamente birrefringente calcita ($\Delta n = 0,172$) comprende aproximadamente seis órdenes de colores de interferencia, mientras que el cuarzo ($\Delta n = 0,009$) muestra únicamente colores de primer orden (Fig. 4-52).

En secciones de cristal oblicuas al eje óptico A, la cruz isogira se corre hacia la periferia del campo de visión y se mueve de manera circular cuando se gira la platina del microscopio. La distancia entre el melatopo y el centro del campo de visión refleja el ángulo entre el eje óptico y el eje del microscopio. Las porciones E-W y N-S de la cruz isogira se mueven a través del campo de visión sin rotar (Fig. 4-51B,C).

Las secciones de cristal paralelas al eje óptico muestran la máxima birrefringencia en visión ortoscópica. La figura de interferencia conoscópica es una cruz negra muy ancha que ante una mínima rotación de la platina se abre rápidamente (“figura flash”, Fig. 4-51D). Debido a su similitud con figuras de interferencia de minerales ópticamente biaxiales, las figuras de interferencia de esta orientación no tienen aplicación práctica significativa.

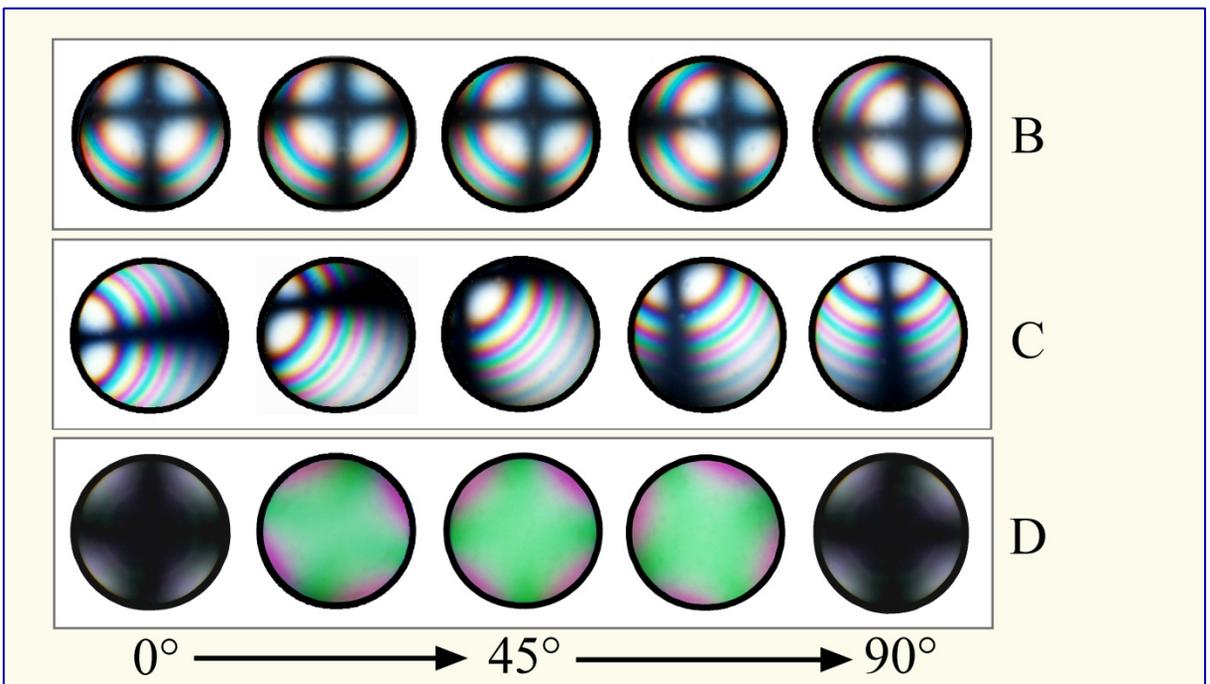
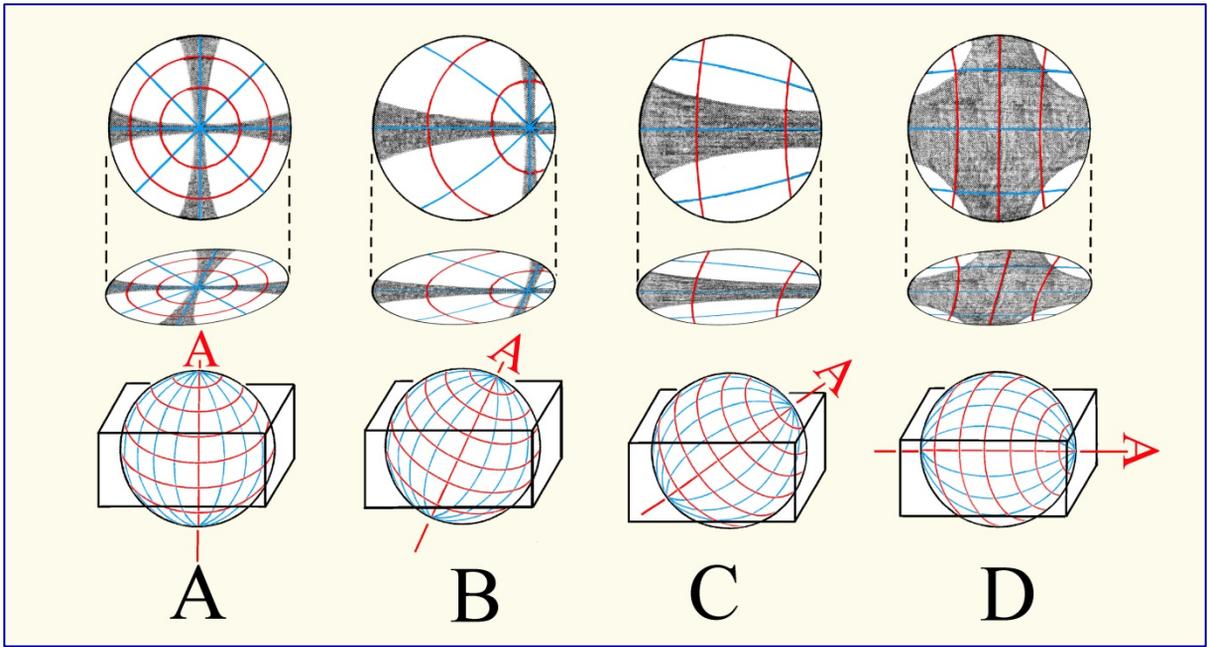


Figure 4-51. Figuras de interferencia de minerales ópticamente uniaxiales.

Parte superior: presentaciones esquiódromo e isogiras para secciones de cristal de diferente orientación de un mineral uniaxial. Las direcciones de vibración son mostradas en rojo (onda O) y en azul (onda E).

Parte inferior: corrimiento de las isogiras e isocromas para orientaciones de cristal B, C y D durante un giro de la platina del microscopio de 90°.

Determinación del signo óptico de los minerales uniaxiales

Para la determinación del signo óptico son necesarias secciones de cristal que sean o bien isotropas o que muestren un color de interferencia muy bajo en visión ortoscópica. La figura de interferencia mostrará entonces una cruz isógira negra más o menos centrada.

Cuando se inserta la lámina auxiliar rojo de primer orden la cruz se volverá roja de primer orden, mientras que los cuatro cuadrantes mostrarán dos secuencias diferentes de colores de interferencia dependiendo de la dirección de vibración de las ondas E y O. Dos casos pueden distinguirse:

Caso A: En los cuadrantes I y III los colores de interferencia aumentan en un orden (= adición), mientras que en los cuadrantes II y IV los colores de interferencia disminuyen en un orden (= sustracción). Entonces, $n_e' > n_o$ y por lo tanto el signo óptico del mineral es positivo (Fig. 4-52; ejemplo: cuarzo).

Caso B: En los cuadrantes I y III los colores de interferencia disminuyen en un orden (= sustracción), mientras que en los cuadrantes II y IV los colores de interferencia aumentan en un orden (= adición). Entonces, $n_e' < n_o$ y por lo tanto el signo óptico del mineral es negativo (Fig. 4-52; ejemplo: calcita).

La figura de interferencia de los minerales de elevada birrefringencia muestra múltiples isocromas. Para distinguir claramente entre los casos A y B se sugiere el uso de la cuña de cuarzo en lugar de la lámina auxiliar rojo de primer orden. Al insertar la cuña de cuarzo las isocromas en los cuatro cuadrantes se desplazan de un modo característico (Fig. 4-52,55).

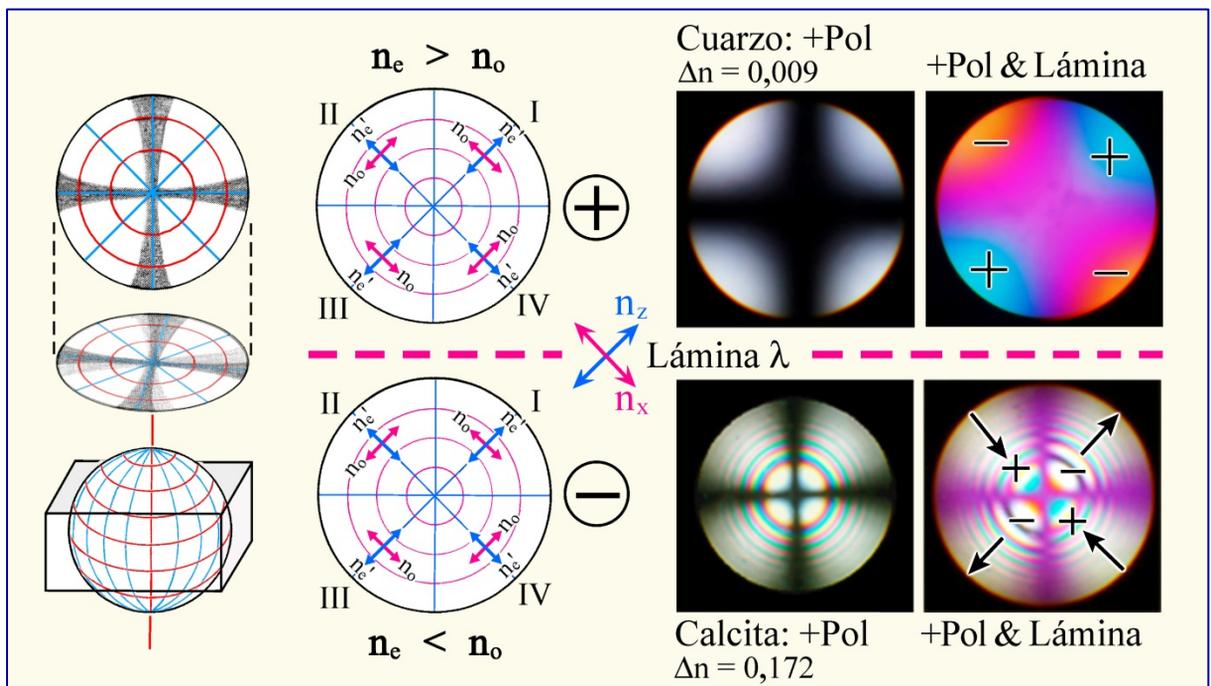


Figure 4-52. Determinación del signo óptico de un cristal uniaxial.

La distinción entre signo óptico positivo y negativo es realizada en secciones perpendiculares al eje óptico observando los fenómenos de adición y sustracción causados al insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden.

4.2.5.4 Minerales ópticamente biaxiales

La esfera esquiódromo de las especies minerales ópticamente biaxiales muestra un arreglo de elipses superpuestas que tiene simetría ortorrómbica (Fig. 4-50). Los ejes ópticos A_1 y A_2 emergen del foco común de las elipses. Ambos ejes ópticos forman un ángulo axial $2V$ que puede tener valores específicos en los distintos minerales entre 0 y 90° . La bisectriz aguda de $2V$ es o bien Z ($2V_Z < 90^\circ =$ ópticamente positivo) o X ($2V_X < 90^\circ =$ ópticamente negativo). Los planos de simetría de la red corresponden a las secciones principales ZX (= plano de los ejes ópticos), ZY e YX de la indicatriz.

Las secciones de cristal ortogonales a la bisectriz aguda (para $2V$ bajos) u **ortogonales a uno de los ejes ópticos** (para $2V$ altos) suministran las figuras de interferencia menos ambiguas al diagnóstico. A diferencia de lo que ocurre con las figuras de interferencia de los cristales ópticamente uniaxiales, en los cristales biaxiales las isogiras de las figuras de interferencia cambian su forma al girar la platina (Fig. 4-53A,B).

Figuras de interferencia de las secciones de cristal orientadas ortogonalmente a la bisectriz aguda ($2V < 60^\circ$).

En las posiciones de extinción (visión ortoscópica), el plano axial está orientado o bien N-S o E-W. En esta posición la imagen conoscópica es una cruz negra con una isogira más ancha que la otra. La más delgada representa el plano de los ejes ópticos y se ve más estrecha en los puntos donde emergen los ejes ópticos (melatopos). Al examinar minerales fuertemente birrefringentes pueden verse múltiples isocromas rodeando estos dos melatopos (Fig. 4-53 A).

Al girar la platina 45° , hasta la posición diagonal, la cruz isogira se abre para formar dos hipérbolas que, dependiendo del sentido de rotación, se ubican en los cuadrantes I y III o en los II y IV. Los ejes ópticos emergen en los puntos de inflexión de las hipérbolas. Durante una rotación de la platina de 360° las isogiras se separan y convergen en correspondencia con el cambio entre las posiciones de máxima iluminación y extinción en el modo de visión ortoscópico (Fig. 4-53). Al aumentar el ángulo entre los ejes ópticos, la distancia entre las dos isogiras hiperbólicas aumenta mientras que su curvatura disminuye (Fig. 4-53, abajo a la derecha).

Figuras de interferencia de secciones de cristal orientadas ortogonalmente a un eje óptico ($2V > 60^\circ$).

La determinación del signo óptico de los minerales de ángulo axial óptico grande requiere secciones de cristal perpendiculares a uno de los ejes ópticos o secciones de cristal en los que la dirección de observación no se desvíe significativamente de la orientación de uno de los ejes ópticos. Tales secciones de cristal se observan isótropas o con muy bajos colores de interferencia en el modo de observación ortoscópico. La figura de interferencia presenta una isogira de mayor o menor curvatura, con el eje óptico emergiendo del punto de inflexión. Al girar la platina la isogira rota a través del campo de visión (Fig. 4-53 C). [A diferencia de lo que ocurre en los minerales ópticamente uniaxiales donde las isogiras se mueven paralelamente a las direcciones de polarizador y analizador (E-W y N-S), Fig. 4-51]. Las aureolas roja y azul de las isogiras, tal como se observa en las figuras 4-54 y 4-56 (muscovita), son causadas por la dispersión de los ejes ópticos, lo que significa que la posición de los ejes ópticos varía con la longitud de onda de la luz. Estas aureolas de color no deben confundirse con isocromas.

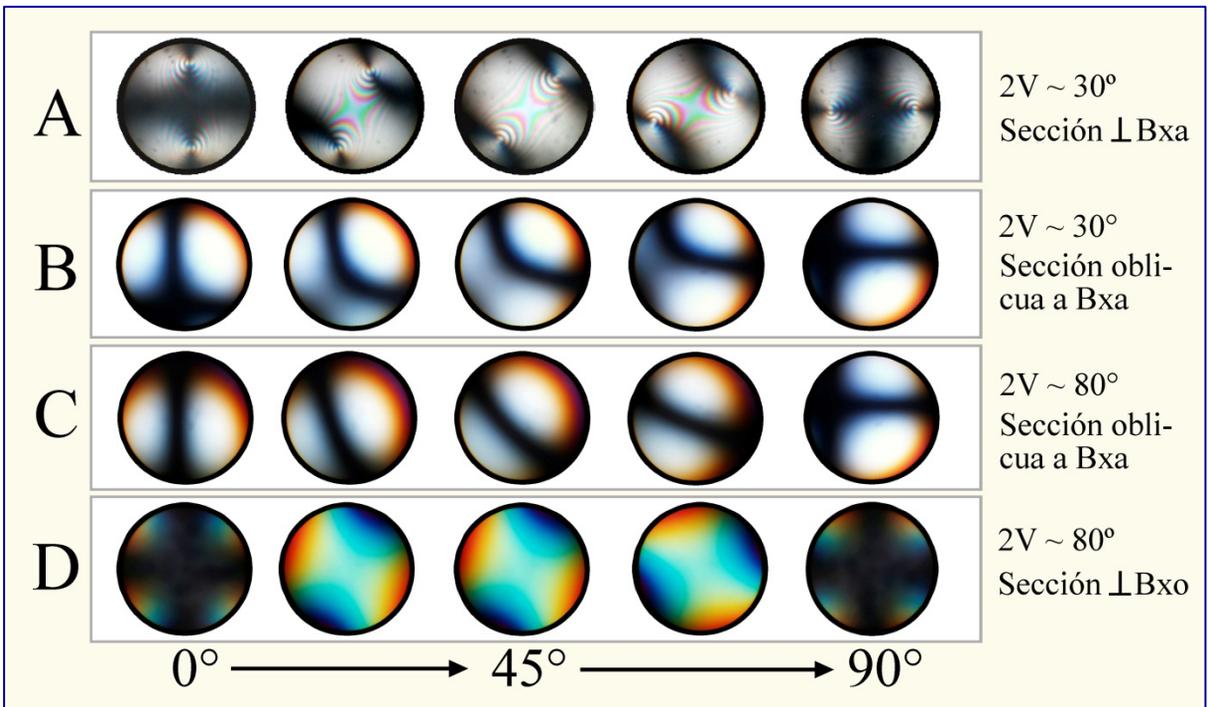
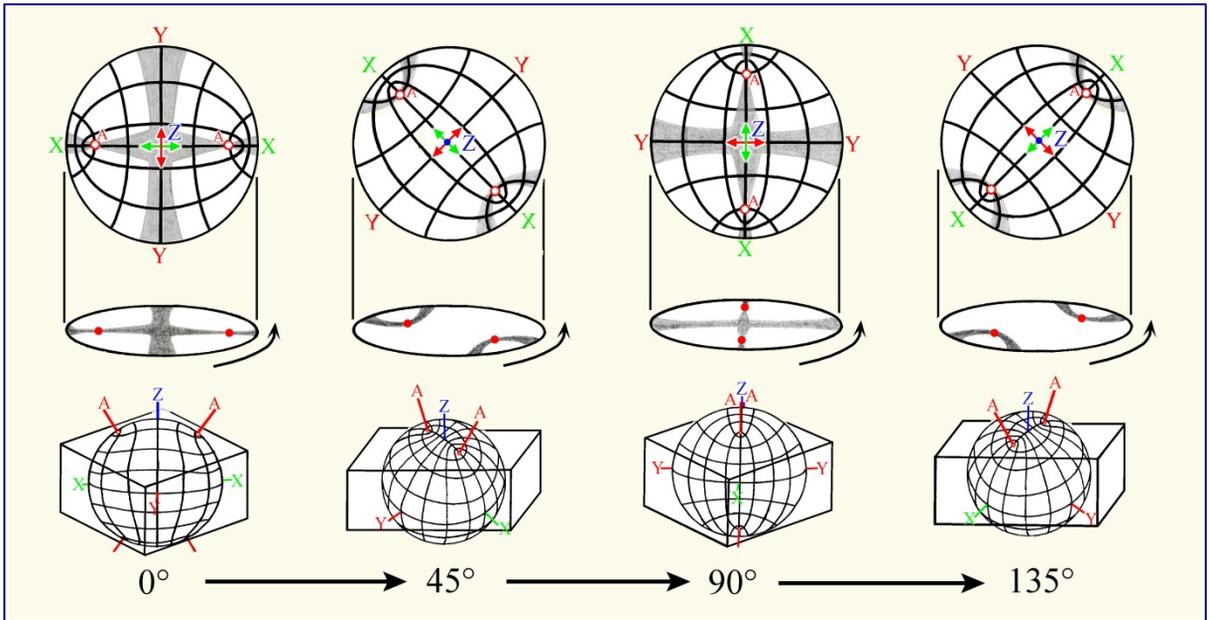
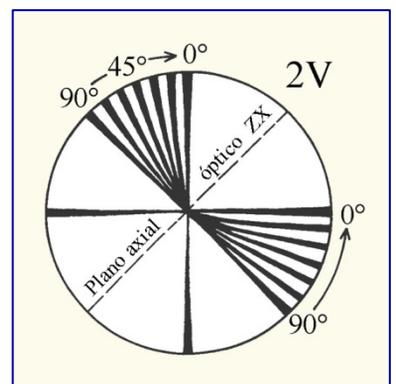


Figure 4-53. Figuras de interferencia de minerales ópticamente biaxiales.

Arriba: cambios en la figura de interferencia de una sección de cristal perpendicular a la bisectriz aguda durante la rotación de la platina del microscopio. Posiciones normales a 0° y 90°; posiciones diagonales a 45° y 135°.

Centro: variación en las figuras de interferencia de cristales ópticamente biaxiales dependiendo de la orientación, 2V y posición durante la rotación de la platina del microscopio. Las secuencias mostradas corresponden a la rotación de 0 a 90°. Bxa-bisectriz aguda, Bxo-bisectriz obtusa.

Abajo: relación entre 2V y curvatura de la isogira para secciones de cristal perpendiculares a un eje óptico.



Determinación del signo óptico en los minerales biaxiales

Para la determinación del signo óptico deben seleccionarse secciones de cristal con el color de interferencia más bajo posible. Para minerales con 2V bajo, las figuras de bisectriz aguda son también adecuadas (Fig. 4-54). En modo ortoscópico, los granos apropiados mostrarán birrefringencia baja; cero en el caso ideal. En general, es suficiente con observar uno de los ejes ópticos (melatopo) dentro del campo de visión. Idealmente el punto de máxima curvatura (melatopo) de la isogira debería estar en el centro del campo de visión de forma tal que la dirección de curvatura pueda observarse claramente. El lado convexo de la hipérbola apunta hacia la bisectriz aguda; el lado cóncavo hacia la bisectriz obtusa.

Para la observación del cambio en el color de interferencia cuando se inserta un compensador, las isogiras deben ser posicionadas de forma tal que el plano de los ejes ópticos esté en posición diagonal, con orientación NE-SW. Con esta orientación, los lados cóncavos de las isogiras apuntan NE y SW o en una de esas dos direcciones cuando sólo una isogira está dentro del campo de visión. Luego de insertar la lámina auxiliar rojo de primer orden, las isogiras se ven rojo de primer orden, mientras que los colores de interferencia entre las isogiras cambian en concordancia con el signo óptico del mineral (Fig. 4-54):

Caso A: en el lado convexo de las isogiras ocurre sustracción (amarillo-naranja de primer orden cerca del melatopo), mientras que el lado cóncavo muestra adición (azul de segundo orden cerca del melatopo). La bisectriz aguda es Z; *el signo óptico del mineral es por lo tanto, positivo* (Fig. 4-54; ejemplo: aragonito).

Caso B: en el lado convexo de las isogiras ocurre adición (azul de segundo orden), mientras que en el lado cóncavo ocurre sustracción (amarillo-naranja de primer orden). La bisectriz aguda es X; *el signo óptico del mineral es por lo tanto, negativo* (Fig. 4-54; ejemplo: muscovita).

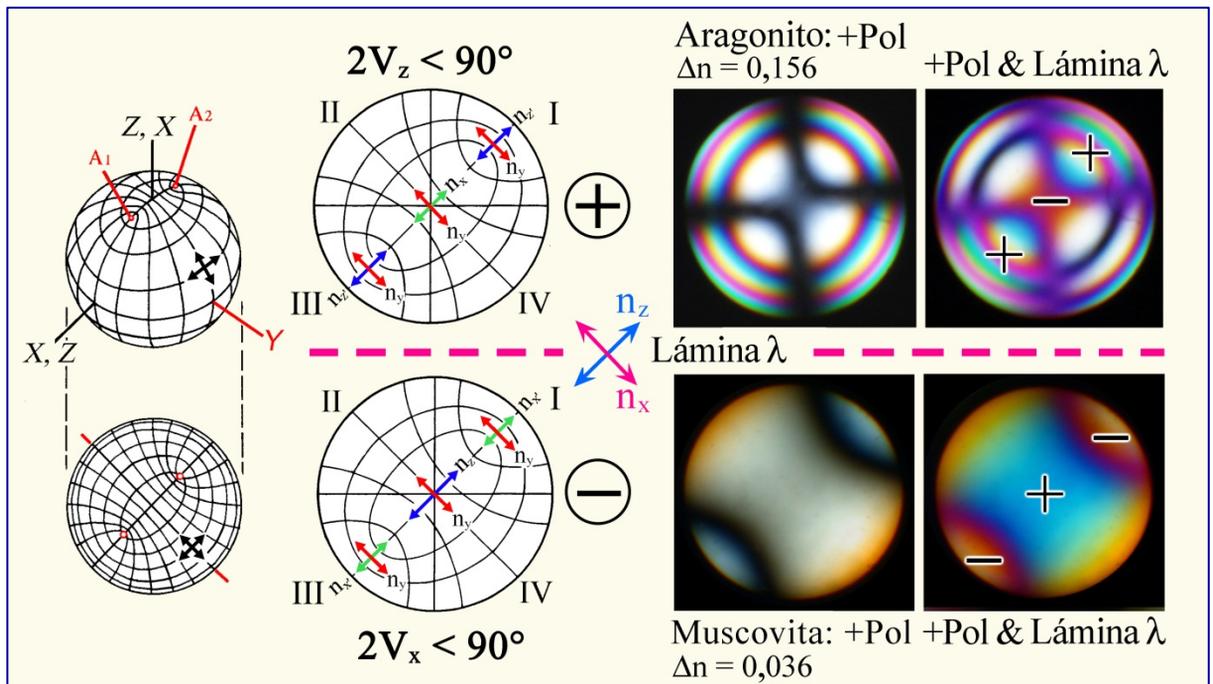


Figura 4-54. Determinación del signo óptico de un cristal biaxial.

El signo óptico puede determinarse en secciones perpendiculares a la bisectriz aguda o perpendiculares a uno de los dos ejes ópticos. La distinción entre signo óptico positivo y negativo se realiza observando los fenómenos de adición y sustracción que ocurren cuando se inserta la lámina rojo de primer orden. Las isogiras de la mica muestran aureolas azules claras en el lado cóncavo debido a la dispersión de los ejes ópticos.

Al estudiar los minerales de birrefringencia alta se sugiere utilizar la cuña de cuarzo en lugar de la lámina auxiliar rojo de primer orden. Cuando se inserta la cuña de cuarzo las isocromas en los cuatro cuadrantes migran de manera característica (Fig. 4-55).

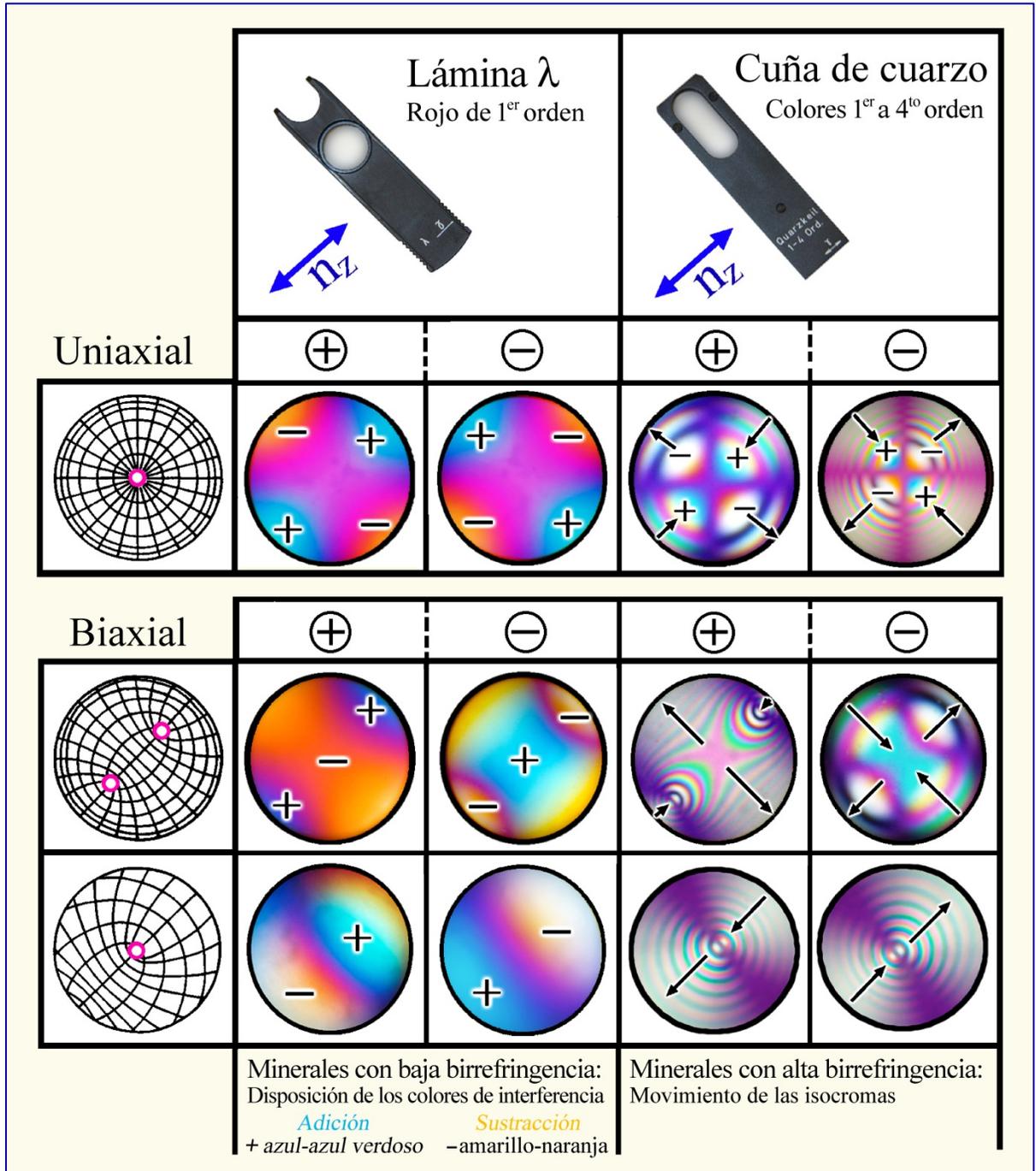


Figura 4-55. Determinación del signo óptico de los minerales anisótricos.

4.2.5.5. Consejos prácticos para la observación conoscópica

Los granos minerales deben cumplir con requisitos específicos para ser investigados conoscópicamente:

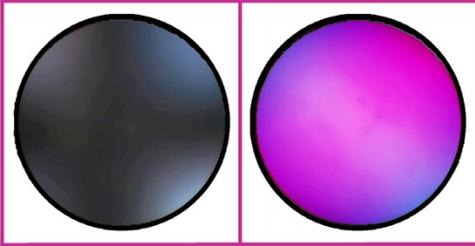
- a. El mineral debe cubrir completamente el campo de visión cuando se utiliza un objetivo de gran aumento ($M_o = 40x, 50x, 63x$ ó $100x$ de inmersión en aceite) y apertura numérica grande ($> 0,6$).
- b. La porción del grano mineral observada no debe estar maclada ni mostrar exsolución de fases o efectos de alteración.
- c. El grano mineral debe tener una orientación adecuada.

El procedimiento para obtener la figura de interferencia se realiza como sigue:

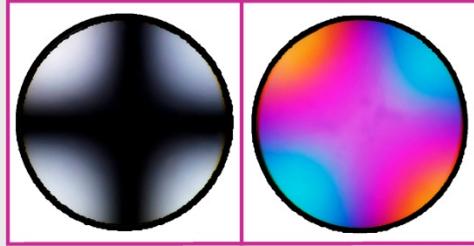
- a. Mover el grano del mineral hasta el centro del retículo, usar un objetivo de alto aumento (mínimo $40x$) y enfocar.
- b. Abrir todos los diafragmas debajo de la platina.
- c. Mover el condensador a su posición más elevada e insertar la lente auxiliar del condensador en el camino de la luz.
- d. Insertar el analizador. Quitar el ocular; usar un diafragma fijo (pinhole) si está incluido con el microscopio y observar la imagen en el tubo del ocular, o usar la lente de Amici-Bertrand y observar la imagen aumentada a través del ocular. En algunos modelos de microscopio la lente de Amici-Bertrand puede centrarse y enfocarse separadamente, lo cual es importante para el trabajo cuantitativo.
- e. En algunos modelos de microscopio existe un diafragma superior que puede utilizarse para reducir o eliminar la periferia alrededor de un grano mineral cuando éste es tan pequeño que no ocupa completamente el campo de visión. Cuando no existe lente de Amici-Bertrand con diafragma superior, se puede obtener una figura de interferencia bien definida utilizando un diafragma fijo simple (pinhole) en lugar del ocular.

Los minerales fuertemente coloreados pueden causar problemas para la determinación de su signo óptico si se usa la lámina auxiliar rojo de primer orden. Por ello es recomendable utilizar la cuña de cuarzo, que permite la observación de la dirección de movimiento de las isocromas.

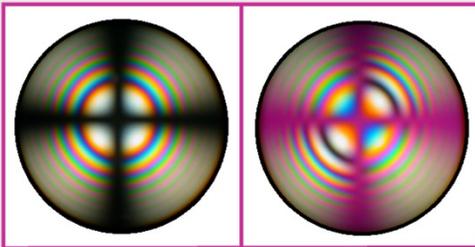
Minerales ópticamente uniaxiales



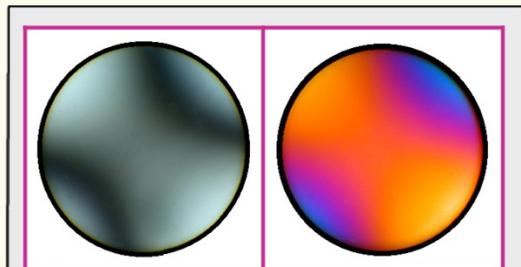
Apatito en sección \perp eje óptico
 $2V_x = 0^\circ$ $\Delta n = 0,003$



Cuarzo en sección \perp eje óptico
 $2V_z = 0^\circ$ $\Delta n = 0,0091$

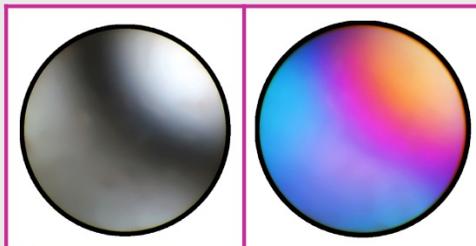


Calcita en sección \perp eje óptico
 $2V_x = 0^\circ$ $\Delta n = 0,1719$

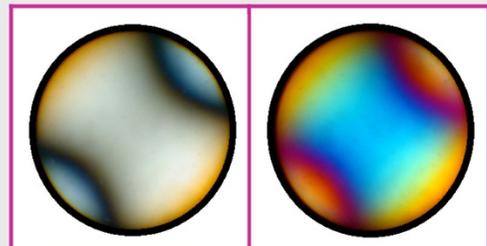


Sillimanita en sección \perp bisectriz aguda
 $2V_z \sim 25^\circ$ $\Delta n = 0,020$

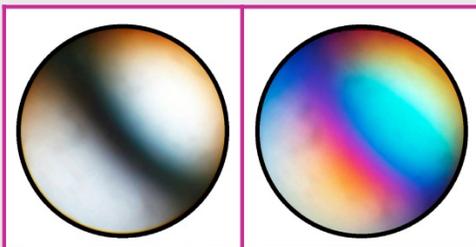
Minerales ópticamente biaxiales



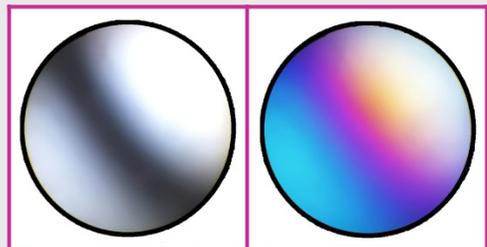
Wollastonita en sección \perp eje óptico
 $2V_x = 36-42^\circ$ $\Delta n = 0,014$



Muscovita en sección \perp bisectriz aguda
 $2V_x \sim 40^\circ$ $\Delta n \sim 0,040$



Clinopiroxeno en sección \perp eje óptico
 $2V_z \sim 60^\circ$ $\Delta n \sim 0,030$



Forsterita en sección \perp eje óptico
 $2V_x \sim 90^\circ$ $\Delta n = 0,033$

Figura 4-56. Figuras de interferencia conoscópica de minerales seleccionados vistas en secciones de granos cortadas perpendicularmente al eje óptico o a la bisectriz aguda. Lado izquierdo: figura de interferencia sin compensador; lado derecho: con lámina auxiliar rojo de primer orden insertada.

5. Marcha sistemática para la determinación mineral

Observaciones sin analizador (modo luz polarizada plana)

Color del mineral

Color, tono e intensidad,
Distribución del color
Pleocroísmo
Cap. 4.2.1

Refracción de la luz

Relieve, chagrin,
Línea de Becke:
Índice de refracción n
Cap. 4.2.2

Características morfológicas

Forma del grano, maclas,
fracturas, clivaje,
zonación, inclusiones,
alteraciones
Cap. 3.1 – 3.4

Pleocroísmo, cambio en relieve/chagrin = anisotropía
Minerales no cúbicos

Observaciones en polarizadores cruzados

La sección mineral permanece extinguida al girar la platina

a. Isótropo

No muestra figura de interferencia
de eje óptico centrado
Vidrios, minerales cúbicos

b. Anisótropo: Sección \perp a un eje óptico

Figura de interferencia de eje centrado,
de mineral uniaxial o biaxial: Cap. 4.2.5
Minerales no cúbicos

La sección mineral se extingue y se ilumina al girar la platina = anisótropo

Color de interferencia

bajo, alto
normal, anómalo
Cap. 4.2.3

Características morfológicas

Maclas e intercrecimientos;
Subgranos, extinción ondulosa;
Zonación, desmezclas;
Cruces de Brewster en esferulitas
Cap. 3.3, 3.4, 4.2.3

Sección con el máximo
color de interferencia

Sección con color de
interferencia más bajo

Birrefringencia
Cap. 4.2.3

- a. ópticamente uniaxial, signo óptico
Sección $\sim \perp$ eje óptico
- b. ópticamente biaxial, signo óptico
Sección $\sim \perp$ bisectriz aguda, o \perp eje óptico
Cap. 4.2.5

Extinción

<i>ortorrómbico</i> <i>monoclínico</i>	{	recta	}	<i>hexagonal</i>
		simétrica		<i>trigonal</i>
		inclinada	→	<i>triclínico</i>

Signo de elongación: 1 (+), 1 (-)
Cap. 4.2.4

Ángulo de extinción: ϵ
Cap. 4.2.4