Propiedades básicas de petrografía óptica aplicadas a la clasificación y estudio de las rocas ígneas

Basic properties in optical petrography applied to classification and study of igneous rocks

Teodosio Donaire y Emilio Pascual

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus El Carmen. Avda. Tres de Marzo, s/n. 21071 Huelva. E-mail: donaire@uhu.es; pascual@uhu.es.

Resumen El objetivo del taller es ofrecer una guía práctica para clasificar rocas ígneas de acuerdo con su composición mineralógica e inferir algunos aspectos elementales de su génesis a partir de su textura. La herramienta fundamental utilizada será la petrografía óptica, cuya importancia está siendo reivindicada de nuevo como una parte esencial del estudio de minerales y rocas. El trabajo, esencialmente práctico, se centrará en un número reducido de rocas seleccionadas que puedan ser inequívocamente clasificadas y muestren una historia geológica de interés.

Palabras clave: Rocas ígneas, Petrografía, mineralogía óptica, diagrama QAP.

Abstract *The goal of this activity is to offer a practical guide to the classification of igneous rocks according to their mineralogical composition, as well as to infer some elementary aspects of their genesis from their texture. Optical Petrography will be used as a classic tool whose essential importance is being re-stressed today in studying minerals and rocks. Practical work will focus on a reduced number of selected rocks, both allowing unequivocal classification and showing an interesting geologic history.*

Keywords: *Igneous rocks, Petrography, Optical Mineralogy, QAP diagram.*

INTRODUCCIÓN

La Petrografía es la disciplina de la Petrología que se ocupa de la descripción detallada de las rocas. El análisis de la estructura, la textura o la composición mineralógica de una roca es un requisito necesario para su clasificación y posterior interpretación. Aunque las descripciones petrográficas comienzan con el estudio de los afloramientos y de muestras de mano, los análisis más detallados son realizados mediante el microscopio petrográfico. Los datos que nos aportan el estudio de las texturas y las propiedades ópticas de los minerales en lámina delgada son de un valor esencial para interpretar la génesis de estas rocas.

El uso del microscopio petrográfico para reconocimiento de minerales resulta clave en el estudio y clasificación de rocas. Existen multitud de textos (Ehlers, 1987; Cruz, 1998; Nesse, 2003), atlas de rocas (MacKenzie et al., 1996) y aplicaciones informáticas con objetivos didácticos sobre Mineralogía Óptica en los que se tratan los fundamentos de esta disciplina. Entre estos últimos destaca la propuesta por Millán y Velilla (2004) como taller en un simposio previo de la AEPECT en el que presentaron el sitio web: http://geologia.ujaen.es/opticamineral dedicado a la óptica mineral. Recurrir a esta web y a otras páginas similares facilita la adquisición de conocimientos que a veces requieren una cierta práctica y entrenamiento.

A la hora de abordar la clasificación de una roca, sus rasgos texturales nos permiten inicialmente distinguir entre los grandes tipos (ígneas, metamórficas y sedimentarias) y diferenciar también los principales subtipos: plutónicas y volcánicas (ígneas), foliadas y no foliadas (metamórficas) o detríticas y no detríticas (sedimentarias) (Franco y Gonzalo, 2000). Este primer paso puede afrontarse sin mucha dificultad mediante el estudio de muestras de mano. Sin embargo, cuando se trata de dar un nombre específico a la roca muchas clasificaciones se basan en su composición mineralógica. Éste es el caso de las rocas ígneas donde el diagrama **QAPF** (**Q**uartz - **A**lkali feldspar – **P**lagioclase - **F**el-

ISSN: 1132-9157 – Pags. 188-197

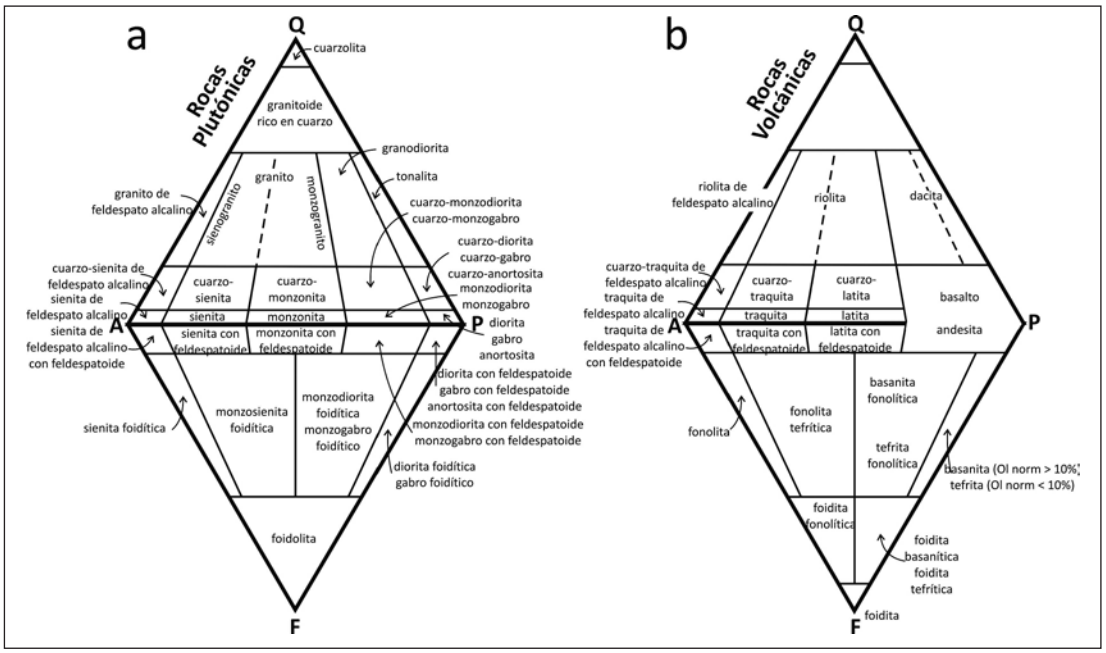


Fig. 1. a) Clasificación modal QAPF de rocas plutónicas (basada en Streckeisen, 1976). b) Clasificación modal QAPF de rocas volcánicas (según Streckeisen, 1978). Los vértices corresponden con Q = cuarzo, A = feldespato alcalino, P = plagioclasa, F = feldespatoide. Ambos diagramas no deben emplearse para rocas que contengan un contenido en máficos superior al 90%.

despatoid) (Streckeisen, 1973, 1976) (Fig. 1) es el más usado por recomendación de la subcomisión sobre sistemática de rocas ígneas de la IUGS (The International Union of Geological Sciences). Otros diagramas de rocas ígneas igualmente empleados son el de clasificación de rocas gabroicas (Fig. 2) y rocas ultramáficas (Fig. 3), también fundados en criterios mineralógicos.

Estos diagramas se basan en la proporción relativa de una serie de minerales, por lo que poder identificarlos en la roca y determinar su porcentaje en volumen (análisis modal) son estudios previos necesarios. La identificación mineralógica en muestras de mano tiene en cuenta el reconocimiento de una serie de propiedades físicas significativas como el color, la exfoliación, brillo, dureza, etc. Sin embargo, estas propiedades a veces no se observan o son muy parecidas entre los minerales principales de dichas clasificaciones (p.e. entre plagioclasa y feldespato alcalino o entre anfíbol y piroxeno), por lo que recurrir a algunas propiedades ópticas significativas de estos minerales puede ser un complemento útil a su identificación y, por tanto, ayudar a la clasificación de la roca.

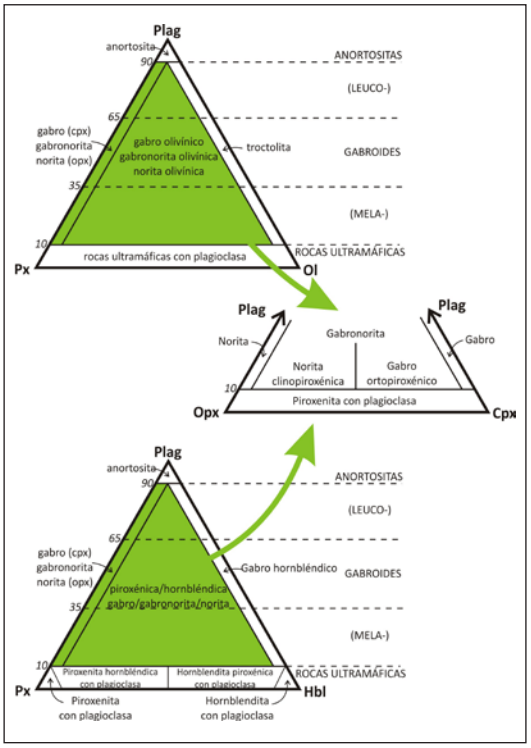


Fig. 2. Clasificación modal de rocas gabroicas basada en las proporciones de plagioclasa (Plag), piroxeno (Px), olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y hornblenda (Hb) (Según Streckeisen, 1976). Las rocas que aparecen en las áreas sombreadas de los dos diagramas triangulares pueden ser posteriormente clasificadas de acuerdo con el diagrama intermedio que se indica con las flechas.

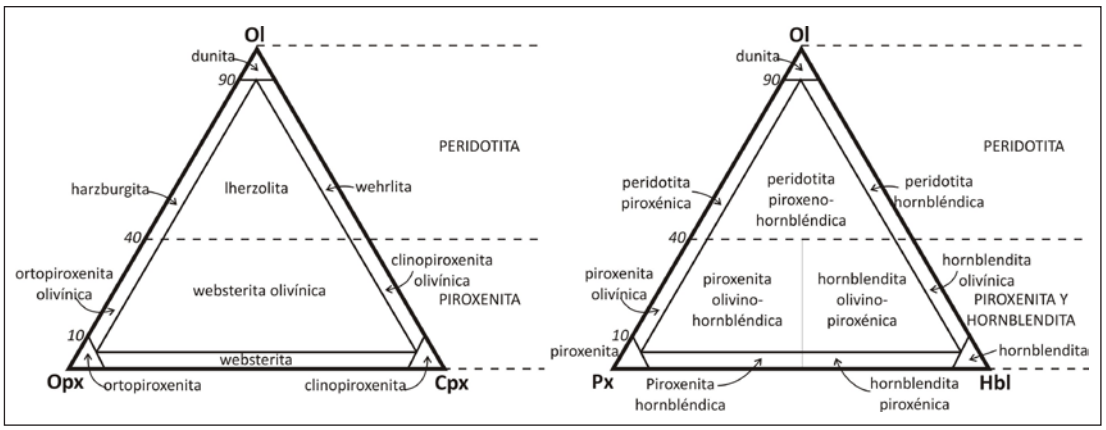


Fig. 3. Clasificación modal de rocas ultramáficas basada en la proporción de olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), piroxeno (Px) y hornblenda (Hbl) (Según Streckeisen, 1973).

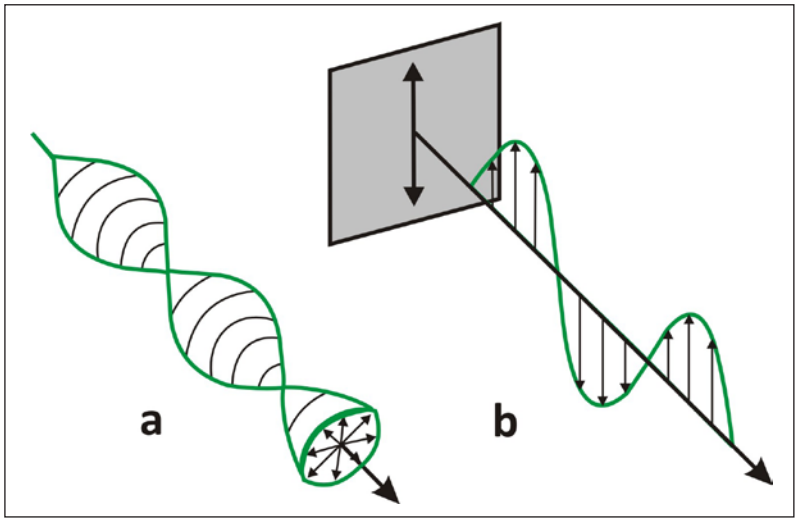


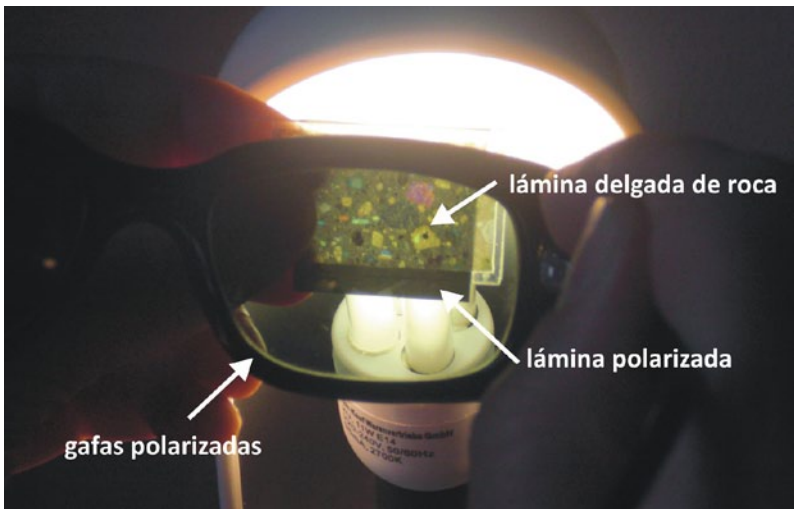
Fig. 4. Luz polarizada. (a) La luz no polarizada vibra en todas las direcciones en ángulos rectos de la dirección de propagación. (b) Con luz polarizada plana la vibración puede representarse como una onda que vibra en un único plano. Modificado de Nesse (2000).

El objetivo de este taller es explicar en primer lugar los principios básicos de la mineralogía óptica y determinar en láminas delgadas de rocas mediante el uso de material polarizado algunas propiedades ópticas significativas de los minerales. Con posterioridad se explican los diagramas de clasificación de rocas ígneas más comunes y cómo el uso de las propiedades ópticas de los minerales nos facilita la labor de clasificación y puede servirnos como introducción de otros aspectos de la historia de las rocas ígneas. Este taller puede realizarse en últimos cursos de la enseñanza pre-universitaria.

ALGUNOS CONCEPTOS BÁSICOS DE MINERALOGÍA ÓPTICA

Consideramos conveniente introducir previamente al alumno la idea fundamental de que la práctica totalidad de la materia que nos rodea tiene una estructura cristalina. Es su estructura, pues, la que condiciona todas las propiedades físicas de los minerales y la que hace que, de acuerdo con dicha estructura, muchas de sus propiedades físicas dependan de la dirección considerada.

Fig. 5. Si interponemos una lámina delgada entre unas gafas de sol y una lámina (ambas polarizadas y cruzadas) podemos observar los colores de interferencia que muestran los piroxenos en este basalto alcalino.



El uso intensivo en Petrografía de las propiedades ópticas de los minerales se debe, simplemente, a que su variación permite distinguir de forma sencilla muchos minerales entre sí. Pero para conseguirlo es preciso modificar la naturaleza de la luz que hacemos incidir sobre ellos de forma que resalten mejor sus diferencias de comportamiento óptico según la dirección. Usaremos, pues, **luz polarizada**.

La luz procedente del sol o de una bombilla vibra en todas las direcciones en ángulos rectos a la dirección de propagación (Fig. 4a). Si la vibración de la luz se limita a un único plano se dice que la luz es polarizada plana y la vibración puede representarse como una onda que vibra en un único plano (Fig. 4b). Determinados materiales pueden producir este efecto si son colocados en la trayectoria óptica. Tales materiales se denominan polarizadores y son la base de la petrografía óptica.

Es obvio que no todas las propiedades ópticas que se determinan mediante un microscopio petrográfico pueden observarse a simple vista. El microscopio posee una serie de accesorios que permiten determinar otras propiedades. No obstante, el uso de unas láminas polarizadas y una lupa (en caso de no poseer microscopio petrográfico) permite observar algunas de las más significativas a la hora de determinar minerales clave en las clasificaciones. La tabla I recoge una serie de propiedades ópticas de materiales objeto de estudio y muestra algunos ejemplos representativos.

MATERIALES NECESARIOS

Para la realización de la primera parte del taller se va a emplear una lupa de mano, material polarizado (unas gafas polarizadas pueden servir) y láminas delgadas de diversos tipos de roca. Las observaciones que pueden realizarse pueden dividirse en dos grandes grupos:

1. Colocando una lámina polarizada debajo de la lámina delgada (observación con luz polarizada plana).
2. Colocando una lámina delgada entre dos láminas polarizadas previamente orientadas de forma que los rayos que emergen de la primera son absorbidos por la segunda (observación con polarizadores cruzados). Cuando la luz emerge del polarizador vibra en un solo plano y cuando sale del mineral anisótropo vibra en dos planos perpendiculares. Al atravesar estos dos rayos el analizador emergen vibrando en un solo plano pero con una diferencia de fase que origina fenómenos de interferencia de ondas. La figura 5 muestra cómo usando unas gafas polarizadas y una lámina polarizada podemos observar los colores de interferencia de los minerales.

Tabla I. Propiedades ópticas significativas de minerales/materiales ígneos

Isótropo vs. anisótropo

Un material es ópticamente isótropo cuando la luz lo atraviesa a la misma velocidad en cualquier dirección. El vidrio volcánico y los minerales pertenecientes al sistema cúbico son isótropos. Un material es anisótropo cuando la velocidad de la luz varía según la dirección. Minerales ópticamente anisótropos son aquellos que cristalizan en los sistemas cristalinos tetragonal, hexagonal, ortorrómbico, monoclínico y triclínico. Los materiales isótropos se pueden distinguir de materiales anisótropos mediante observación con polarizadores cruzados. Los primeros aparecerán de color negro (extinguidos) porque no afectan a la dirección de polarización de la luz procedente de la lámina polarizada inferior y toda la luz es absorbida por la lente polarizada superior.

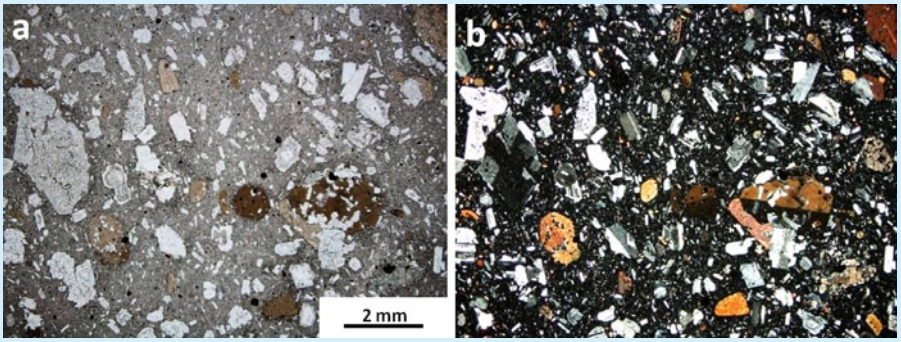
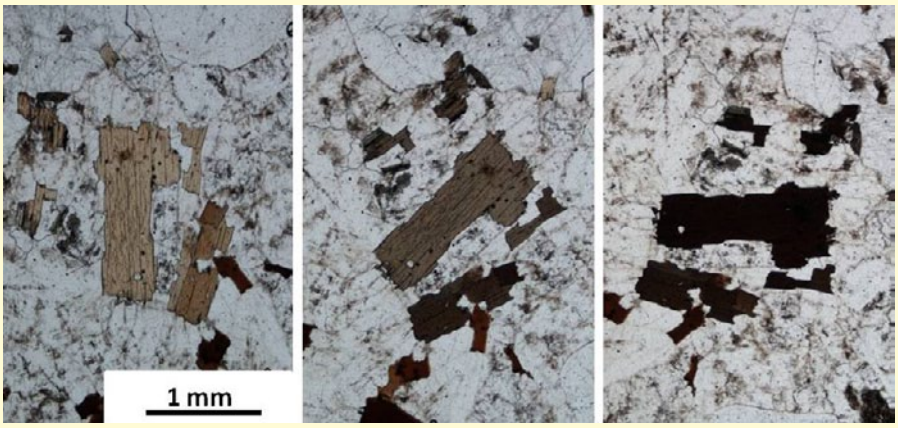


Lámina delgada de una andesita con luz polarizada (a) y con polarizadores cruzados (b). La andesita posee una textura afanítica porfídica en la que se pueden observar cristales de plagioclasa (color claro) y anfíbol (color marrón) incluidos en una matriz vítrea. Al tratarse de un material isótropo, la matriz aparece negra (extinguida) en la visión con polarizadores cruzados.

Color y pleocroismo

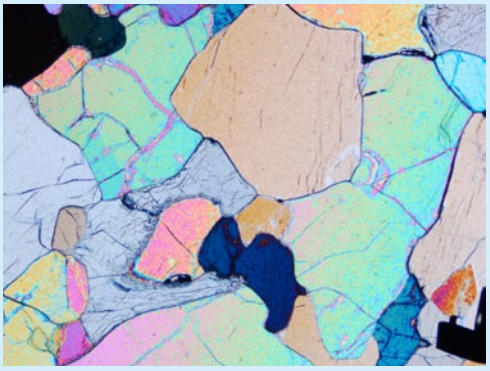
Ambas propiedades se determinan con luz polarizada plana. El color de un mineral en lámina delgada depende de la absorción que sufran los rayos al atravesarlo. Existen determinados minerales que cambian de color cuando giramos una lámina delgada situada sobre una lámina polarizada. Esta propiedad se denomina pleocroismo. Los cambios de color son debidos a que los rayos en los que se divide la luz son absorbidos de forma diferente cuando pasan a través del mineral y por tanto producen diferentes colores.



Pleocroismo observado en una biotita. Cambio de color en este mineral cuando se gira una lámina delgada de roca sobre una lámina polarizada.

Colores de interferencia

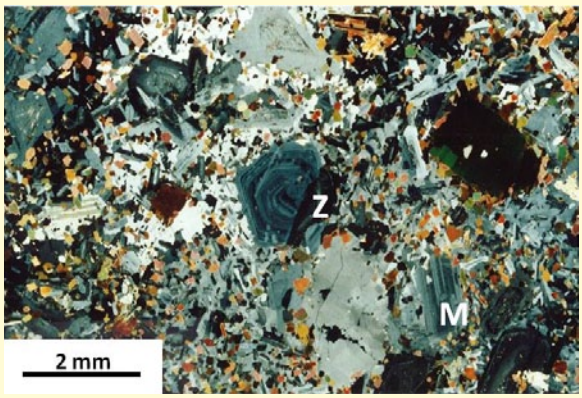
Cuando una lámina delgada con minerales anisótropos se coloca entre polarizadores cruzados se puede observar que éstos muestran una gama de colores característica. Estos colores se denominan colores de interferencia. Se producen cuando la luz que penetra en un mineral anisótropo se divide en dos rayos que vibran en ángulos rectos entre ellos y tienen diferentes velocidades. Los rayos lento y rápido llegan al polarizador superior y se obtiene una resultante según la dirección de vibración de éste.



Colores de interferencia observados entre polarizadores cruzados. La fotografía muestra diversos cristales de olivino que se caracterizan por presentar colores de interferencia en tonos rojizos, verdosos y amarillos.

Tabla I. Propiedades ópticas significativas de minerales/materiales ígneos

Tabla I. Propiedades ópticas significativas de minerales/materiales ígneos.

Maclas y zonaciones	Como se ha indicado, la orientación óptica de un cristal es responsable tanto de las propiedades ópticas que observamos en él como de su variación. Por lo tanto, es evidente que si observamos cristales maclados cada uno de los individuos tendrá propiedades distintas del adyacente, no por tratarse de especies distintas, sino porque su orientación cambia de acuerdo con la ley de simetría de macla correspondiente. Así, por ejemplo, las maclas lamelares de las plagioclasas resultan en cristales que muestran alternativamente bandas claras y oscuras debido a la alternancia de propiedades ópticas. Para explicar adecuadamente el concepto de zonación, es preciso introducir previamente el concepto clave de que la mayoría de los cristales no son sustancias puras, sino soluciones sólidas en que los espacios reticulares pueden ocuparse con átomos distintos. Así, por ejemplo, una plagioclasa en el transcurso de la cristalización, y a menos que ésta alcance en todo momento el equilibrio, se formarán cristales heterogéneos en los cuales cada zona de crecimiento tendrá una composición, y por tanto unas propiedades ópticas, diferentes.  *Fotografía con polarizadores cruzados de una tonalita. Esta roca plutónica está compuesta por plagioclasa, cuarzo y biotita. Las plagioclasas se caracterizan por sus maclas lamelares (M) y por presentar zonaciones (Z).*

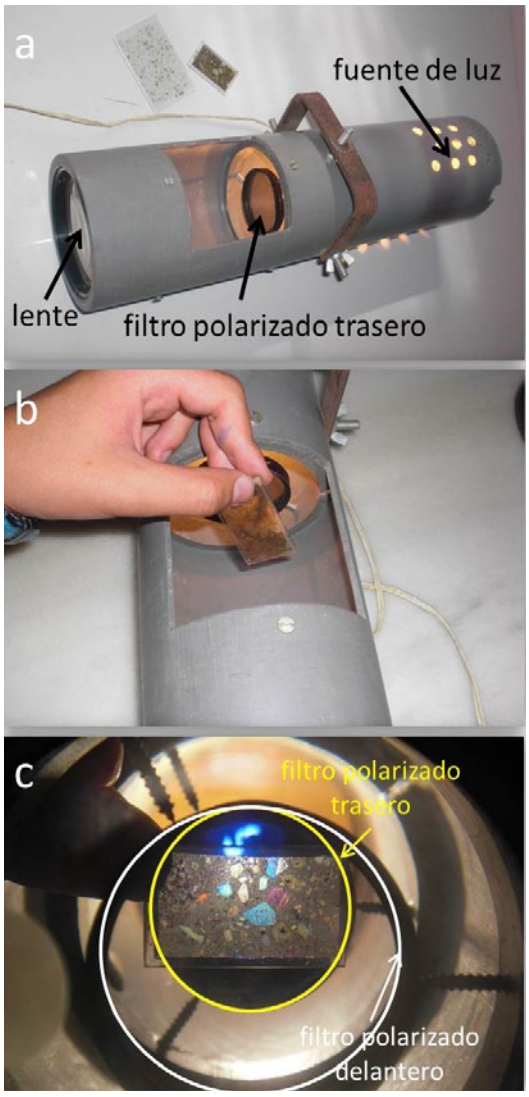


Fig. 6. a) Instrumento elaborado con un tubo de material rígido al que se le incorporan dos filtros de polarización (en la foto solo visible el trasero), una lente en uno de sus extremos y un foco de luz. b) Las láminas delgadas se introducen a través de un orificio situado entre ambos filtros. c) Al estar los dos polarizadores cruzados se observan los colores de interferencia que poseen estos minerales.

Con objeto de facilitar la observación de las láminas delgadas de rocas se puede construir un pequeño dispositivo con un tubo de material rígido al que se le incorporan dos filtros de polarización, una lente en uno de sus extremos y un foco de luz en el otro, tal y como se muestra en la figura 6. Las láminas delgadas se introducen a través de un orificio situado entre ambos filtros. Dispositivos similares a éste ya han sido propuestos en trabajos previos (Correig y Nogués, 1988).

En la parte final de este taller se muestran una serie de ejemplos donde puedan observarse con más detalle las propiedades ópticas mostradas y hacer una aplicación de esta disciplina para la clasificación y determinación de la historia geológica de algunas rocas.

IDENTIFICACIÓN DE LOS MINERALES ESENCIALES

Los diagramas de clasificación de rocas ígneas emplean un número reducido de minerales clave. Estos pueden ser identificados en muestras de mano si se observan una serie de propiedades características. Sin embargo, en ocasiones hay que recurrir a la petrografía óptica para poder identificarlos. Por ejemplo, los feldespatos son difíciles de identificar si son de color blanco y no se observan sus maclas. En este último caso, si colocamos una lámina delgada entre dos polarizadores cruzados podremos observar las maclas lamelares que diferencian a las plagioclasas de los feldespatos alcalinos. Asimismo, las zonaciones composicionales también son características de las plagioclasas (Tabla I).

De igual forma ocurre con los minerales máficos imprescindibles para clasificar las rocas gabroicas y ultramáficas. Por ejemplo, la biotita puede ser reconocida por su hábito planar y su brillo característico, sin embargo, el resto de minerales máficos (piroxenos, anfíboles, olivinos, etc.) son difíciles de identificar en la mayor parte de las muestras de mano. Los olivinos son minerales incoloros en la lámina delgada y se caracterizan por mostrar colores de interferencia elevados y ausencia de exfoliación (Tabla I). Los anfíboles suelen mostrar con luz polarizada plana colores oscuros (verdes, marrones) y suelen ser pleocroicos. Si tenemos una buena lupa podremos ver las exfoliaciones que nos permiten diferenciarlos de los piroxenos. Los anfíboles tienen, como los piroxenos, dos sistemas de exfoliación, pero éstos forman un ángulo en torno a 60º, mientras que en los piroxenos presentan un ángulo en torno a 90º.

El sitio web: http://geologia.ujaen.es/opticamineral puede servir de ayuda para la identificación de los minerales clave, necesarios para la clasificación de las rocas ígneas.

APLICACIONES A LA CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS

Para clasificar una roca ígnea es necesario en primer lugar identificar su textura lo que nos permitirá diferenciar entre los dos grandes tipos (plutónicas y volcánicas) y en segundo lugar su mineralogía.

Los rasgos texturales genéricos de una roca ígnea deben tener en cuenta los siguientes aspectos: 1) cristalinidad, 2) términos que describen el grado de distinción de cristales a simple vista, 3) morfología cristalina, 4) tamaño relativo de cristales y 5) rango absoluto de tamaño de grano.

La cristalinidad describe el grado de cristalización de la roca o las proporciones relativas de cristales y vidrio y diferencia entre las siguientes texturas: a) holocristalina: compuesta por más del 90% en volumen de cristales, b) hipocristalina o hipohialina: compuesta por vidrio y cristales sin que ninguno de ellos supere el 90% en volumen de la roca y c) vítrea (holohialina): compuesta por más del 90% en volumen de vidrio. El vidrio es ópticamente isótropo por lo que aparecerá oscuro (extinguido) en las láminas que se observen con polarizadores cruzados (Tabla I).

Los términos que describen el grado de distinción de cristales a simple vista son: a) ***fanerítica***: todos los cristales de los minerales principales pueden ser distinguidos a simple vista. Esta textura es característica de las **rocas plutónicas** y b) ***afanítica***: la mayor parte de los cristales, excepto algunos fenocristales presentes, no pueden ser distinguidos a simple vista. Esta textura es característica de **rocas volcánicas**. Las rocas afaníticas pueden ser: microcristalinas (la mayoría de los cristales pueden ser identificados en lámina delgada con ayuda de un microscopio petrográfico) o criptocristalina (la mayoría de los cristales son demasiado pequeños como para poder ser identificados incluso con el microscopio petrográfico).

Entre los términos que describen la calidad de desarrollo de las caras cristalinas se diferencian los siguientes subtipos: a) **idiomorfos** (euhedrales o automorfos): cristales completamente limitados por sus caras características. Cuando la gran mayoría de los cristales son idiomorfos la textura de la roca se califica como panidiomórfica; b) **hipidiomorfos** (subhedrales): cristales limitados por alguna de sus caras características. Cuando todos los cristales son hipidiomorfos o existen cristales idiomorfos, hipidiomorfos y xenomorfos, la textura de la roca se califica como hipidiomórfica y c) **alotriomorfos** (anhedrales o xenomorfos): cristales no limitados por sus caras características. Cuando la mayoría de los fenocristales son xenomorfos, la textura de la roca se califica como alotriomórfica.

Respecto al tamaño relativo de los cristales se diferencian texturas: a) equigranular: la mayoría de los fenocristales poseen un tamaño de grano similar; b) inequigranular: los cristales difieren significativamente en su tamaño de grano. Dentro de este subtipo se destaca la textura porfídica (cristales de tamaño relativamente grande incluidos en una matriz de grano mucho más fino).

Por último, respecto al rango absoluto de tamaño de grano se diferencian: rocas de grano grueso: (cristales con diámetros superiores a 5 mm); de grano medio (1-5 mm), de grano fino (1 y 0,05 mm) y de grano muy fino (cristales con diámetros inferiores a 0,05 mm).

Una vez descrita la roca desde un punto de vista textural y diferenciada el tipo de roca ígnea en plutónica y volcánica, los diagramas de clasificación se basan posteriormente en su contenido mineralógico. La primera clasificación modal de rocas volcánicas y plutónicas está basada sobre las proporciones relativas de los siguientes grupos de minerales para los que hay que determinar los datos modales:

Q: cuarzo, tridimita, cristobalita
A: feldespato alcalino, incluyendo ortosa, microclina, pertita, anortoclasa, sanidina y plagioclasa sódica (An_0 a An_5)
P: plagioclasa (An_5 a An_{100}) y escapolita
F: feldespatoides o foides (*foids*) incluyendo nefelina, kalsilita, analcima, sodalita, noseana, haüyna, cancrinita y pseudoleucita.
M: minerales máficos y relacionados (e.g. mica, anfíbol, piroxeno, anfíbol, olivino, minerales opacos, minerales accesorios (circón, apatito, titanita), epidota, allanita, granate, melilita, monticellita, carbonato primario.

Los grupos Q, A, P y F incluyen a los minerales félsicos, mientras que los del grupo M se consideran

Tabla II. Composición en fenocristales de diversas rocas volcánicas lávicas porfídicas.

	Basalto	Andesita	Dacita	Traquita	Riolita
Olivino					
Piroxeno					
Anfíbol					
Biotita					
Plagioclasa					
Feldespato alcalino					
Cuarzo					
Feldespatoide					

Abundancia mineral	Abundante	Frecuente	Raro/ausente

minerales máficos. La suma de Q, A, P, F y M debe ser 100%. Los minerales de los grupos Q y F se excluyen mutuamente (i.e, si Q está presente, F debe estar ausente y viceversa).

La clasificación de las **rocas plutónicas** se realiza en los siguientes pasos:

1. Si M <90%, la roca se clasifica de acuerdo a sus minerales félsicos usando el diagrama QAPF (Fig. 1).
2. Si M >90% se trata de una roca ultramáfica y se clasifica de acuerdo al contenido en minerales máficos: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda (Fig. 3).

En el primer caso, para poder utilizar el diagrama QAPF, las cantidades modales de Q, A, P y F deben ser conocidas y recalculadas de forma que la suma sea 100% (se deben sustraer los máficos del análisis modal). Para representar estos valores hay que tener en cuenta que cada uno de los componentes aparece en los vértices del triángulo donde posee un valor 100% y de cero en los vértices opuestos. Las **rocas gabroicas** (campo de gabros, dioritas y anortositas) pueden dividirse de acuerdo con la abundancia relativa de sus minerales máficos según la clasificación modal de rocas gabroicas (Fig. 2).

En el caso de las **rocas volcánicas**, cuando M **<** 90% y se puede realizar un análisis modal se utiliza la clasificación QAPF volcánicas (Fig. 1b). Sin embargo, en aquellas rocas volcánicas en las que no pueda determinarse el porcentaje en volumen de sus minerales por ser la matriz de tamaño de grano muy fino o vítrea, pueden emplearse los minerales visibles (comúnmente fenocristales) para asignar un nombre según la tabla II.

La figura 7 muestra un ejemplo de clasificación de varias rocas ígneas en el diagrama QAP (parte superior del diagrama QAPF). Las rocas plutónicas se

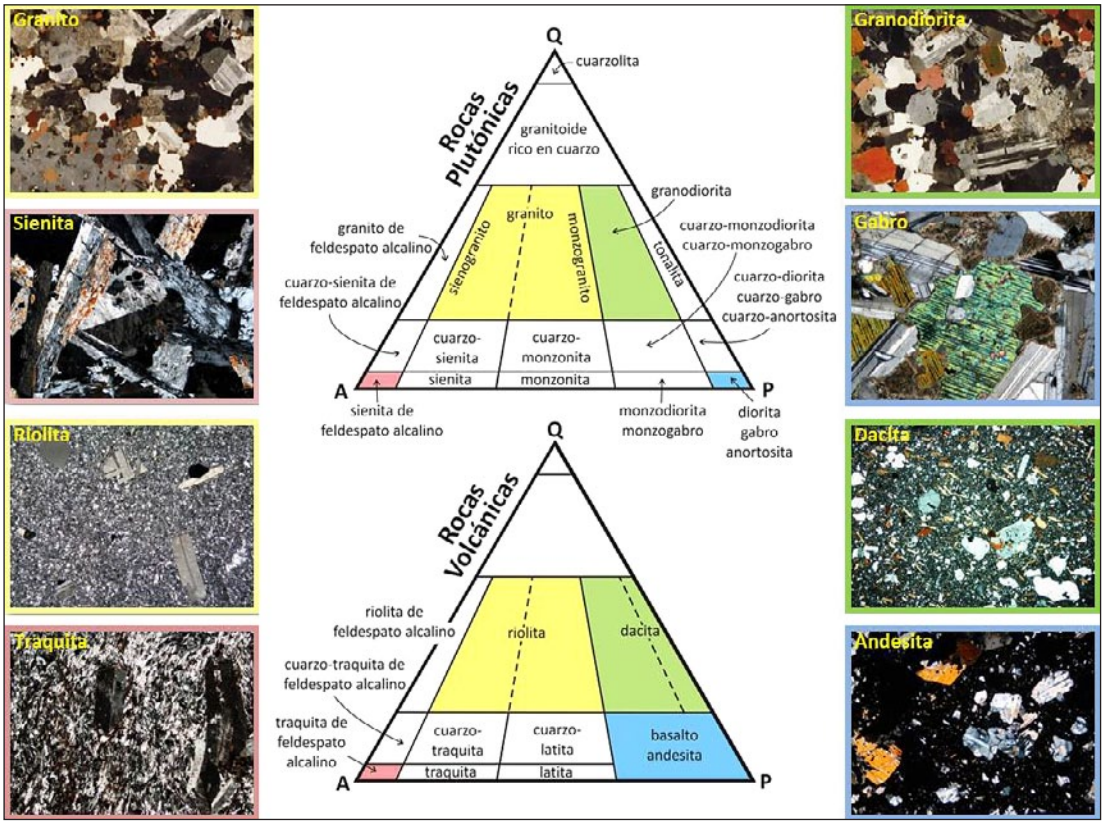


Fig. 7. Diagramas QAP para rocas plutónicas y rocas volcánicas. Los colores del contorno de las fotografías corresponden con el relleno de los campos en dicho diagrama. La anchura de las fotografías es de aproximadamente 5 mm. Explicación en el texto.

caracterizan por mostrar una textura fanerítica que difiere de la textura afanítica porfídica característica de las volcánicas. Dentro de las plutónicas se muestran como ejemplo un gabro formado esencialmente por plagioclasa y piroxeno -Q(0%), A(0%), P(100%)-, una sienita compuesta principalmente por feldespato alcalino -Q(0%), A(100%), P(0%), una granodiorita cuyos componentes son plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato alcalino -Q(30%), A(15%), P(55%)- y, por último un monzogranito con similar composición mineralógica que la granodiorita, pero con diferente contenido modal -Q(35%), A(30%), P(35%). A pesar de que en estos dos últimos ejemplos las rocas contienen un 15% de biotita, este mineral máfico ha sido omitido en el cálculo y se ha procedido a recalcular los valores de Q, A y P a 100%.

Respecto a las rocas volcánicas, cuando se observan todos los minerales es posible clasificarlas en dicho diagrama (Fig. 7). Así, la traquita, el equivalente volcánico de la sienita, está constituida esencialmente por feldespato alcalino –Q(0%), A(100%), P(0%)-; mientras que riolitas y dacitas muestran proporciones muy similares a granitos y granodioritas, respectivamente. Sin embargo, la andesita debemos clasificarla por su contenido en fenocristales (Tabla II) puesto que la matriz es vítrea (ópticamente isótropa) y no se puede clasificar según el diagrama QAP.

ANÁLISIS DE MUESTRAS: CLAVES PARA SU INTERPRETACIÓN

Como ejemplos prácticos de la utilización docente del método que proponemos presentamos diversos tipos de rocas cuya composición o evolución textural son completamente diferentes. Los principales componentes minerales de las rocas pueden ser determinados sin ambigüedad y, por lo tanto, hay un primer objetivo didáctico común que es el de la clasificación de las rocas. El segundo objetivo es mostrar cómo observaciones texturales sencillas nos permiten extraer conclusiones seguras y significativas sobre cómo se formaron las rocas.

Granitoides

Constituyen el grupo de rocas plutónicas más abundante en la corteza terrestre, y probablemente su principal componente en, al menos, sus partes superior y media. Lo que presentamos en este taller es un resumen de los rasgos petrográficos de la granodiorita de Los Pedroches, que forma parte de un batolito del SW ibérico y representa bien rasgos comunes en dichas rocas.

Como la mayoría de los granitoides, la granodiorita de Los Pedroches está constituida por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita (Fig. 8), si bien en algunos casos puede contener adicionalmente anfíboles e incluso piroxenos. La biotita

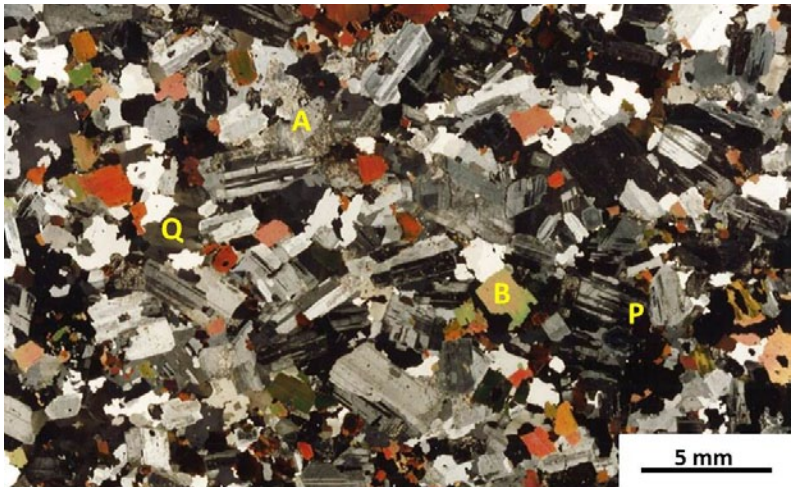


Fig. 8. Detalle al microscopio petrográfico de la granodiorita de Los Pedroches. P: plagioclasa (se observan las características maclas lamelares), Q: cuarzo, B: biotita y A: feldespato alcalino. Este último mineral es minoritario y aparece comúnmente como intersticial.

muestra marcado pleocroísmo en tonos marrón rojizo; el cuarzo se caracteriza por sus colores de interferencia grisáceos y superficies limpias carentes de cualquier alteración; la plagioclasa puede distinguirse de éste por su intensa zonación y maclado lamelar, y el feldespato alcalino, netamente menos abundante que la plagioclasa, se distingue del cuarzo por su alteración y la falta de maclas lamelares, si bien puede mostrar maclas de dos individuos (Carlsbad). Todas estas propiedades se aprecian con claridad en las láminas polarizadas y, por tanto, permiten en primer lugar clasificar la roca como granodiorita de acuerdo con el esquema QAPF.

La observación textural permite apreciar que el hábito de la plagioclasa y la biotita es idiomorfo. La mayor parte de los cristales de estas dos especies muestran caras cristalinas consistentes con un crecimiento con suficiente espacio disponible. Por el contrario, cuarzo y feldespato alcalino son intersticiales y no muestran hábito propio. Ocupan los huecos que dejan los anteriores. En consecuencia, esta roca es un buen ejemplo de cómo tiene lugar la cristalización magmática en una roca plutónica: los primeros cristales que precipitan del magma cuando éste se emplaza en la corteza y comienza a enfriarse tienen espacio suficiente para crecer de acuerdo con su hábito característico, en tanto que los más tardíos carecen de espacio y se adaptan a los intersticios disponibles. El interés de mostrar estos rasgos es doble: por un lado, es una notable evidencia de que la roca cristalizó a partir de un magma; además familiariza al alumnado con el concepto de que esa cristalización sigue una pauta, naturalmente marcada por la físico-química del magma.

Dacitas

Las dacitas son rocas volcánicas que proceden de la cristalización de magmas muy viscosos y, por tanto, típicos de contextos donde la actividad volcánica es explosiva (Monte Santa Helena, EEUU; Unzen, Japón). Aunque aparecen en muy diversos contextos geológicos se hallan principalmente en zonas de subducción en márgenes continentales activos,

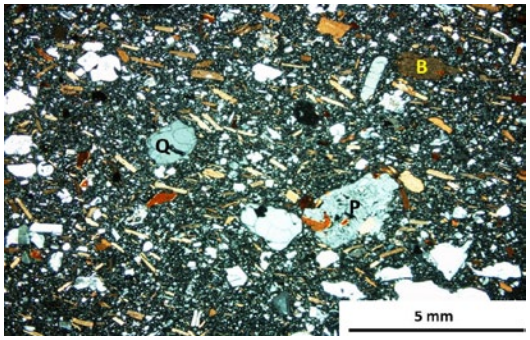


Fig. 9. Detalle al microscopio de una dacita del cabo de Gata. La roca presenta una textura afanítica porfídica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (P), biotita (B) y cuarzo (Q).

donde la placa oceánica subduce bajo una potente corteza continental. La formación de este tipo de rocas nos aporta gran información sobre la conexión entre corteza oceánica y continental.

Estas rocas son equivalentes volcánicos de los magmas granodioríticos. Muestran prácticamente la misma composición, pero posee una textura diferente, marcada por una matriz vítrea que muestra la rápida velocidad de enfriamiento propia de los entornos volcánicos. La muestra que analizamos es una dacita del cabo de Gata (Almería) (Fig. 9). Esta roca se caracteriza por mostrar una textura afanítica porfídica y está compuesta esencialmente por fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo incluidos en una matriz microcristalina o vítrea, según muestra. Tal y como ocurre con las granodioritas, los cristales de plagioclasa y biotita son idiomorfos y cristalizaron en primer lugar.

Basaltos

Son las rocas volcánicas más abundantes en nuestro planeta, y aparecen en contextos muy diferentes, incluidas zonas de dorsal oceánica, islas oceánicas (Hawai, La Reunión o Canarias) o en contextos de subducción. En cada uno de estos casos los basaltos van a mostrar composiciones mineralógicas y químicas diferentes, pero en todos ellos se caracterizan por el predominio de plagioclasa frente al resto de minerales del esquema QAPF, así como por el de olivino y distintos tipos de piroxeno entre los minerales máficos.

El caso que se comenta en este taller es el de un basalto alcalino procedente de Canarias (Fig. 10). Esta roca posee una textura afanítica porfídica

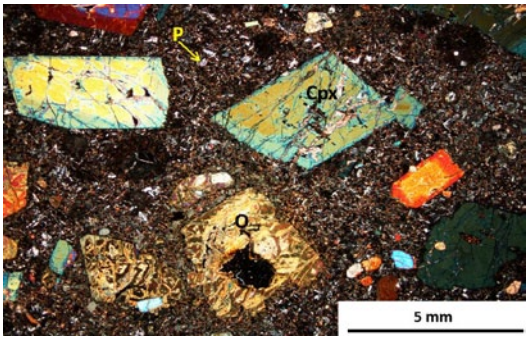


Fig. 10. Detalle al microscopio de un basalto alcalino de Canarias. Esta roca posee una textura afanítica porfídica y está compuesta por fenocristales de olivino (O) que están alterados a serpentina y clinopiroxeno (Cpx) incluidos en una matriz microcristalina compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y olivino.

y está compuesta por fenocristales de olivino (alterados a serpentina) y clinopiroxeno incluidos en una matriz microcristalina compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Aunque no hay fenocristales de plagioclasa, éste es el único mineral félsico del diagrama QAPF que aparece en la roca, la cual clasificamos como basalto y no como andesita por la presencia de fenocristales de olivino (Tabla II).

Rocas ultramáficas

Su interés radica en que representan la composición del manto superior terrestre, en tanto que el emplazamiento cortical de magmas de esa composición es muy raro. Por eso conviene resaltar al alumnado, en primer lugar, que las rocas ultramáficas que presentamos, procedentes del Macizo de Ronda, proporcionan indicios directos sobre su origen a partir de su mera clasificación.

Las muestras que observaremos se componen de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y una fase accesoria que generalmente es espinela (Fig. 11). Esta última, menos abundante, es isótropa y muestra un color pardo rojizo característico. El olivino y el ortopiroxeno son claramente distinguibles, especialmente en términos texturales, si bien al microscopio también se distinguen por sus propiedades ópticas. En cuanto al clinopiroxeno, es texturalmen-

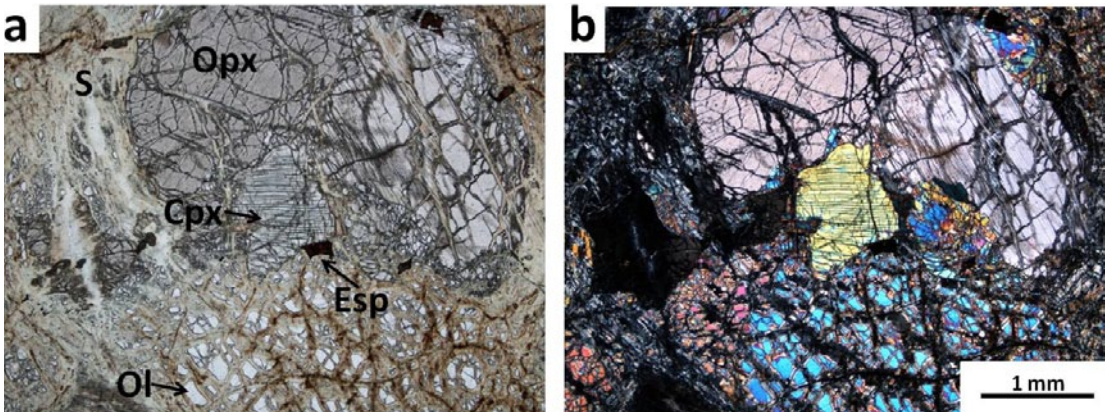


Fig. 11. Aspecto al microscopio petrográfico de una lherzolita con espinela de Ronda (a) con luz polarizada plana y (b) con polarizadores cruzados. Ver en texto las características ópticas de las fases minerales que la constituyen. Ol: olivino; Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Esp: espinela y S: serpentina.

te similar al ortopiroxeno, pero muestra colores de interferencia no grisáceos. Aparte de estos elementos, es conveniente describir que la roca muestra un mayor grado de alteración sobre todo en el caso del olivino, cuyas fracturas aparecen rellenas por serpentina.

Esta roca no puede representarse en el doble triángulo QAPF porque los minerales en que éste se basa o no existen o son accesorios. Por eso la IUGS recomienda un triángulo de clasificación diferente, basado en la abundancia relativa de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Fig. 3). Una vez explicado al alumnado que los minerales de alteración (como la serpentina en este caso) no cuentan para la clasificación de la roca, y de acuerdo con el esquema de clasificación usado, la roca se clasifica como una lherzolita.

Por otra parte, la textura de esta roca también es completamente diferente de la que mostramos en el primer ejemplo porque todos los minerales observados son xenomorfos. Es evidente, además, que los cristales han sido deformados en estado sólido, sobre todo en el caso de los piroxenos, cuya deformación puede ser fácilmente reconocida porque sus líneas de exfoliación aparecen arqueadas o fracturadas (Fig. 12). Deducimos que los rasgos de la roca corresponden a un emplazamiento tectónico, no magmático.

CONSIDERACIONES FINALES

Los ejemplos utilizados permiten en todos los casos cubrir un primer objetivo de nomenclatura y clasificación que debe constituir la primera finalidad de todo estudio de rocas ígneas. Un objetivo, además, muy difícil de alcanzar sin el uso del microscopio petrográfico. Pero estos ejemplos van más allá de ese primer objetivo: todos ellos muestran también cómo las rocas ígneas pueden ser interpretadas (al menos en sus aspectos genéticos más elementales) sin que ello implique ni el uso de unos medios costosos ni la introducción de conceptos teóricos excesivos. Por tanto, el uso de petrografía óptica aplicada a la clasificación y estudio de rocas ígneas constituye un buen recurso educativo para utilizarlo en los últimos cursos de la enseñanza preuniversitaria. El alumnado, con la ayuda y guía del profesorado, puede llegar a conocer cómo se clasifican las rocas ígneas.

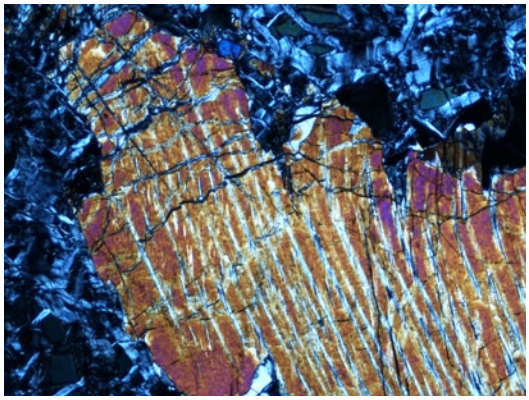


Fig. 12. Detalle de un cristal de clinopiroxeno con las exfoliaciones arqueadas producto de la deformación. La escala es de 1 mm.

BIBLIOGRAFÍA

Correig, T.M. y Nogués, J.M. (1988). Aplicaciones didácticas del polariscopio. *Henares Revista Geología*, 2, 355-360.

Cruz, E.M. (1998). Etapas para el aprendizaje de las rocas con el uso del microscopio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 6.2, 179-184.

Ehlers, E. (1987). *Optical Mineralogy*, Vols. 1 y 2. Blackwell Scientific. Oxford.

Franco, M.D. y Gonzalo, J.C. (2000). Taller de Petrología. Enseñanza de la Petrología con el microscopio petrográfico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra,* 8.1, 38-47.

Jiménez, J. y Velilla, N. (2004). "Óptica Mineral": una herramienta informática para el estudio de los minerales en el microscopio petrográfico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12.1, 57-61.

MacKenzie, W. S., Donaldson, C.H. y Guilford, C. (1996). *Atlas de rocas ígneas y sus texturas*. Ed. Masson.

Nesse, W.D. (2000). *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press.

Nesse, W. (2003). *Optical Mineralogy*, 4ª ed. Oxford University Press.

Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18 (10), 26–30.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews,* 12, 1–33.

Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilite rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 143, 1–14. ■

Fecha de recepción del original: 18/05/2012
Fecha de aceptación definitiva: 01/06/2012