

SEGUNDA PARTE

CARACTERES GENERALES DE LAS ROCAS Y DE
TERMINACION DE LOS MINERALES QUE LAS
CONSTITUYEN

I

CARACTER QUIMICO DE LAS ROCAS

87). Elementos Constitutivos y Composición general de las
Rocas.

Los elementos químicos más comunes en las rocas, pueden ser agrupados como sigue:

(1)—O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K y Na.

(2)—Ti, P. y Mn.

(3)—Ba, Sr. y Li.

(4)—Zr, Os y Rb.

(5)—S y Cl.

(7)—Bo y Fl.

Por medio de análisis químicos delicados, se ha encontrado que el Cu, el Ni y el Co, casi siempre están presentes en la olivina, y en ocasiones también el Sn y el As.; el Cu y el Co, se encuentran en la augita, casi siempre, y algunas veces también Ni, Pb, Zn, Sn y Sb.; en la hornblenda, con frecuencia se encuentra Ni, Co, Cu y As, y en algunas augitas, Au y Ag.

Los elementos *nativos*, sin embargo, son muy raros en las rocas. El Fe se ha encontrado en algunos basaltos de Irlanda; el Fe ligado con Ni y Co, en Groenlandia, y en Nueva Zelandia el Fe ligado con Ni, en una extensa formación. Los metales preciosos, como constitutivos de las rocas, son rarísimos.

Según F. W. Clarke, y después de comparar 1,672 análisis de toda clase de tipos de rocas, los óxidos forman la gran mayoría de la corteza terrestre (el oxígeno sólo representa el 47 % del total). En general, da el autor citado la siguiente composición media de las rocas:

Si O ₂	=	59,71 %
Al ₂ O ₃	=	15,41 „
Fe ₂ O ₃	=	2,63 „
Fe O	=	3,52 „
Mgo	=	4,36 „
Ca O	=	4,90 „
Na ₂ O	=	3,55 „
K ₂ O	=	2,80 „
H ₂ O	=	1,52 „
Ti O ₂	=	0,60 „
P ₂ O ₅	=	0,22 „
<hr/>		
Suma	=	99,22 %

La unión de estos óxidos, entre sí, no es caprichosa. La potasa y la soda, por ejemplo, se combinan con cantidades suficientes de alúmina y sílice para formar *feldespatos*. El ácido fosfórico y la cal, dan nacimiento a la *apatita*. La magnesia, los óxidos de hierro y la sílice, forman la *olivina*, y cuando se agregan la alúmina y la cal nacen los *piroxenos*, los *amfiboles* y las *micas*. El exceso de sílice, sobre la cantidad necesaria para neutralizar las bases, aparece como *cuarzo*, y el exceso de alúmina cristaliza en *corindón*.

En términos generales se puede decir que el

Si O ₂ varía en las rocas de.....	40 a 80 %
Al ₂ O ₃ varía de.....	0 a 20 %
Fe O + Fe ₂ O ₃ + Mg O + Ca O de.....	4 a 50 %

Las álcalis K y Na aumentan a medida que crece la cantidad de Si O₂, pero el K es más abundante que el Na en las rocas ácidas, y en las básicas sucede lo contrario. Solamente en la pequeña familia de las rocas de *leucita*, los álcalis representan un alto porcentaje.

88). Relación y Cuociente de Oxígeno.

Algunos petrógrafos han querido caracterizar los diversos tipos de rocas con la denominada *relación de oxígeno* y con el *cuociente de oxígeno*. La primera es la relación entre el oxígeno de la Si O₂, el de las bases mono y bivalentes y el de las trivalentes. El segundo es el resultado que se obtiene al dividir el oxígeno de estas últimas por el de la sílice.

Ejemplo: *Análisis de una roca.*

$$\text{Si O}_2 = 72,24 \quad \therefore \text{O} = 37,51$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{Al}_2 \text{O}_3 = 14,92 \\ \text{Fe}_2 \text{O}_3 = 1,63 \end{array} \right\} \therefore \text{O} = 7,46$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{Fe O} = 0,23 \\ \text{Mn O} = 0,32 \\ \text{Ca O} = 1,08 \\ \text{Mg O} = 0,36 \\ \text{K}_2 \text{O} = 5,10 \\ \text{Na}_2 \text{O} = 3,51 \end{array} \right\} \therefore \text{O} = 2,50$$

$$\text{Relación de oxígeno} = 37,51 : 2,50 : 7,46.$$

$$\text{Cuociente de oxígeno} = \frac{7,46 + 2,50}{37,50} = 0,265$$

Haciendo cálculos sobre varios tipos de rocas, según sus respectivos análisis químicos, se obtiene la siguiente tabla de *cuocientes de oxígeno*:

Riolitas—Granitos.....	0,175 a 0,350.
Traquitas—Sienitas.....	0,350 a 0,575.
Dacitas—Dioritas cuarzosas.....	0,275 a 0,350.
Andesitas—Dioritas.....	0,350 a 0,500.
Basaltos—Gabros.....	0,540 a 0,675.

89). Relación entre la Composición Química y Mineralógica de las Rocas.

Es de observar, sin embargo, que esta manera de caracterizar la composición química de las rocas no es indicativa segura de su composición mineralógica. En efecto, entre la composición química de una roca y su constitución mineralógica no hay siempre relación fija, porque una misma magma en condiciones distintas de compactación, puede dar origen a diversos minerales o desarrollarse éstos en proporciones variables, lo que cambia el tipo de la roca.

90). Relación entre la Pasta (Ground mass) y los fenocristales (Phenocrists) de las Rocas.

Entre la *pasta* (ground mass) y los *fenocristales* (phenocrists) de una roca hay relaciones importantes. Se ha comprobado el hecho de que al compactarse una magma los minerales más básicos se separan en primer término, dejando una especie de *agua madre silíceo*, que forma la pasta o base. Ahora, como los álcalis de potasa aumentan a medida que la roca crece en acidez, es natural encontrar en la pasta más minerales de potasa que en los fenocristales, al paso que de los de soda sucede lo contrario. Para mejor ilustrar este asunto se da la siguiente tabla de análisis químicos de tres clases de rocas, primero en su *totalidad*, y luego de la parte *vítrea* o pasta separada de los fenocristales:

SUSTANCIA	Roca completa.		Pasta vítrea.		Roca completa.		Pasta vítrea.	
	Roca completa.	Pasta vítrea.	Roca completa.	Pasta vítrea.	Roca completa.	Pasta vítrea.	Roca completa.	Pasta vítrea.
Si O ₂	58.07	70.76	62.00	69.94	69.36	76.75		
Ti O ₂			0.17					
Al ₂ O ₃	13.22	10.93	17.93	15.63	16.23	12.32		
Fe ₂ O ₃	} 10.10	} 3.59	} 4.40	} 1.89	0.88	} 1.36		
Fe O.....					1.53			
Ca O.....	7.04	3.29	5.37	2.49	3.17	1.18		
Mg O.....	4.46	4.21	2.64	0.28	1.34			
K ₂ O.....	1.58	} 7.22	1.47	2.85	3.02	3.89		
Na ₂ O.....	2.59		4.29	3.83	4.06	3.55		
H ₂ O.....	1.50		1.66	3.25	0.45	0.54		
Total.....	98.56	100.00	99.93	100.16	100.04	99.59		
	A		B		C			

La roca A es de un dique en Inglaterra.

Las B y C son del monte Shasta en California.

El contraste entre la composición química de la *roca madre* y la de la *pasta*, libre de los fenocristales, no puede ser más claro.

91). Relación entre el peso Específico y la Composición Química de las Rocas.

Es digna de notarse también la relación que existe entre el peso específico de una roca y la sílice que contiene. En la tabla siguiente se ilustra este punto. Los números entre paréntesis indican el número de análisis hechos en cada caso, para obtener el promedio:

NOMBRE DE LAS ROCAS	Densidad media.	Densidades extremas.	Si O ₂ media.	Si O ₂ extrema.
(a) { Granito.....(23)	2.65	2.48—2.73	71.64	77.65—62.09
{ Slenita.....(10)	2.82	2.73—2.86	63.85	72.20—54.65
{ Gabro.....(13)	2.90	2.82—3.02	51.49	56.46—48.29
{ Peridotita.....(5)	3.26	3.22—3.29	44.58	50.59—42.70
(b) { Riolita.....(38)	2.61	2.53—2.70	72.25	76.06—67.61
{ Andesita.....(23)	2.66	2.54—2.79	59.20	66.75—54.73
{ Basalto.....(23)	2.86	2.75—3.10	48.36	53.73—42.65
(c) { Riolita vítrea....(11)	2.36	2.26—2.41	73.80	82.80—71.19
{ Basalto vítreo...(9)	2.71	2.69—2.76	52.32	54.93—50.82

Las rocas (a) son holocristalinas.

Las rocas (b) son porfíricas.

Las rocas (c) son hialinas

Según esto, el peso específico es función inversa de la sílice y directa de las bases.

Es curioso poner en relación el peso específico de los *meteoritos* y el de las rocas terrestres. Se observa que apenas los basaltos y las peridotitas se aproximan, entre éstas, a las primeras, y que la

densidad media de la tierra es casi igual a la media de los meteoritos.

Peso específico de las rocas terrestres y las meteóricas:

ROCAS TERRESTRES		METEORITOS	
Rocas estratificadas.....	2.60
Granitos.....	2.65
Basaltos.....	2.90	Meteoritos basálticos.....	3.35
Peridotitas.....	3.26	— peridotíticos.....	3.5—3.8
.....	Meteoritos de Fe y olivina.....	5.46—7.29
.....	Meteoritos metálicos.....	6.24—7.95

* * *

II

CARACTER MINERALOGICO DE LAS ROCAS

92). Constituyentes Minerales de las Rocas. Minerales Esenciales y Accesorios. Minerales Secundarios.

Los minerales *esenciales* o constituyentes característicos de las rocas ígneas más comunes, no pasan de treinta, y los *accesorios* o sean aquellos que aunque de origen primario pueden existir o nó en una roca dada, apenas llegan a dos docenas. Los *secundarios*, provenientes de la descomposición de los anteriores, tampoco son numerosos. El petrólogo y químico Clarke ya citado, ha hecho un cómputo aproximado de la composición mineralógica de las rocas ígneas, con el siguiente resultado:

Apatita.....	0,6	‰
Minerales de titanio.....	1,5	—
Cuarzo.....	12,0	—
Feldespatos.....	59,5	—
Biotita.....	3,8	—
Hornblenda y piroxeno.....	16,8	—
Suma.....	94,2	‰

Los minerales esenciales más importantes de las rocas ígneas pueden agruparse en dos clases:

(1) *Minerales incoloros al microscopio, a la luz directa:*

Grupo de los feldespatos.	{	Ortoclasa.....	K Al Si ₃ O ₈ —(M)		
		Microclina.....	K Al Si ₃ O ₈ —(A)		
		Anortoclasa.....	(Na, K) Al Si ₃ O ₈ —(A)		
		Plagioclasas.	{	Albita (Ab).....	Na, Al Si ₃ O ₈ —(A)
				Anortita (An).....	Ca Al ₂ Si ₂ O ₈ —(A)
				Oligoclasa.....	Ab ₆ An ₁ a Ab ₃ An ₁ —(A)
				Andesina.....	Ab ₃ An ₁ a Ab ₁ An ₁ —(A)
		Labradorita.....	Ab ₁ An ₁ a Ab ₁ An ₃ —(A)		
Bitownita.....	Ab ₁ An ₃ a Ab ₁ An ₆ —(A)				

Feldespatoides.	{	Nefelina.....	K ₂ Na ₆ Al ₃ Si ₉ O ₃₄ —(H)
		Leucita.....	K Al (Si O ₃) ₂ —(C)

Sílice libre.	{	Cuarzo....	Si O ₂ —(R)
		Tridimita.....	Si O ₂ —(O)

Olivina..... (Mg, Fe)₂ Si O₄—(O)

(2) *Minerales de color al microscopio, a la luz directa, con excepción de la muscovita y la diópsida que son incoloros:*

Grupo de las micas.	{	Muscovita.....	H ₂ K Al ₃ (Si O ₄) ₃ —(M)
		Lepidolita....	KLi [Al (OH, F) ₂] Al (Si O ₃) ₃ —(M)
		Biotita.....	(H, K) ₂ (Mg, Fe) ₂ Al ₂ (Si O ₄) ₃ —(M)
		Flogopita..	[H, K (MgF)] ₃ Mg ₃ Al (Si O ₄) ₃ —(M)

Grupo del amfibol.	{	Hornblenda..	{	Ca (Mg, Fe) ₃ (Si O ₃) con...	}	(M)
		Na Al (Si O ₃) ₂ y.....				
				(Mg, Fe) (Al, Fe) ₄ (Si O ₆) ₂		
		Tremolita.....		Ca Mg ₃ (Si O ₃) ₄ —(M)		
		Actinolita.....		Ca (Mg, Fe) ₃ (Si O ₃) ₄ —(M)		

Grupo del piroxeno.	Hiperstena.....	(Fe, Mg) Si O ₃ —(O)
	Enstatita.....	Mg Si O ₃ —(O)
	Broncita.....	(Mg, Fe) Si O ₃ —(O)
	Diópsida.....	Ca Mg (Si O ₃) ₂ —(M)
	Augita.....	{ Ca (Mg, Fe) (Si O ₃) ₂ con } (M) { (Mg, Fe) (Al, Fe) ₂ Si O ₆ }
	Acmita.....	Na Fe (Si O ₃) ₂ —(M)
	Espodumena.....	Li Al (Si O ₃) ₂ —(M)
	Wollastonita.....	Ca Si O ₃ —(M)
	Rodonita.....	Mn Si O ₃ —(A)

Los minerales *accesorios* y *secundarios* más importantes son los siguientes:

Grupo de los granates.	Grosularita.....	Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ —(C)
	Andradita.....	Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂ —(C)
	Piropo.....	Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ —(C)
	Almandina.....	Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ —(C)
	etc.....	

Sodalita.....	Na ₄ (Al Cl) Al ₂ (Si O ₄) ₃ —(C)
Analcita.....	Na Al (Si O ₃) ₂ + H ₂ O—(C)
Melilita.....	(Ca, Mg, Na ₂) ₁₂ (Al ₂ Fe ₂) ₂ Si ₉ O ₃₆ —(T)
Circón.....	Zr Si O ₄ —(T)
Turmalina.....	(H ₂ , Na ₂ , Mg) ₃ (Al, Fe) ₆ (BOH) ₄ Si ₈ O ₃₈ —(R)
Apatita.....	[Ca (F, Cl)] Ca ₄ (PO ₄) ₃ —(H)
Corindón.....	Al ₂ O ₃ —(R)
Calcita.....	Ca CO ₃ —(R)
Epidoto.....	Ca ₂ (Al OH) (Al, Fe) ₂ (Si O ₄) ₃ —(M)
Titanita (Esfena).....	Ca Si Ti O ₅ —(M)
Magnetita.....	Fe ₃ O ₄ —(C)
Pirita.....	Fe S ₂ —(C)
Pirrotita.....	Fe ₇ S ₈ —(R)
Hematita.....	Fe ₂ O ₃ —(R)
Serpentina.....	H ₄ Mg ₃ Si ₂ O ₉ —(M)
Clorita.....	H ₃ (Mg, Fe) ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₈ —(M)
Caolín.....	H ₄ Al ₂ Si ₂ O ₉ —(M)

Talco.....	$H_2 Mg_3 (Si O_3)_4$ —(M)
Silimanita.....	$Al_2 Si O_5$ —(O)
Topacio.....	$[Al (F, OH)_2 Si O_4]$ —(O)
Escapolita. m	$[Ca_4 Al_6 Si_6 O_{25}] + n [Na_4 Al_3 Si_9 O_{24} Cl]$ —(T)
Dolomita.....	$Ca Mg (CO_3)_2$ —(R)
Rutilo.....	$Ti O_2$ —(T)
Espinél.....	$Mg Al_2 O_4$ —(C)
Ilmenita.....	$Fe Ti O_3$ —(R)
Ópalo.....	$Si O_2 + n (H_2 O)$ —Amorfo.

— 112 —

NOTA.—Las iniciales, al final, indican el sistema cristalográfico. Ejemplo: [C] cúbico etc.

93). Génesis de los Minerales de las Rocas y modo de Presentación.

Los minerales de las *rocas ígneas*, de origen *primario*, cristalizan, separándose de la *magma* o masa de silicatos en fusión *seca*, o en fusión *ácua ígnea* cuando contiene agua. En este último caso se originan los individuos más grandes y más bien cristalizados. El cuarzo es característico de magmas ácidas (más de 60 % $Si O_2$); la olivina de las básicas. Los feldespatos nacen en toda clase de magmas, pero sólo cuando éstas son ricas en álcalis se forman los feldespatoides. Cuando la sílice pasa del término medio, en vez de olivina, nacen la hornblenda, la augita, la biotita y otros minerales ferromagnesianos. Los piroxenos y los anfíboles exigen magmas ricas en álcalis. Ciertas masas de cromita, pirrotita y minerales níquelíferos, provienen de una segregación o concentración magmática. En cuanto a los minerales secundarios, tienen su origen en la alteración y descomposición de los primarios por los diversos agentes de desintegración de que se trató atrás. Así, los feldespatos pasan a caolines; la olivina a serpentina; el piroxeno y la mica a epidoto y clorita etc. Hay otros minerales de las rocas ígneas que no tienen su origen en la *magma* misma, sino en la condensación de vapores que de ellas se desprenden en forma de sublimados, o por la acción química de tales vapores sobre otros minerales que encuentran a su paso. El topacio y la turmalina, por ejemplo, que se encuentran en las cavidades de ciertos granitos, pueden tener este origen neumatolítico, lo mismo que las apatitas que se presentan en ciertos gabros.

En el caso de los minerales de las *rocas metamórficas* se presume que los granates, la diópsida, la tremolita, la wollastonita etc.,

nacen por efecto del calor, en el metamorfismo termal, sobre rocas calcáreas que contengan sílice y magnesia; y que el metamorfismo tectónico cambia el piroxeno en amfibol; la ortoclasa en muscovita; la plagioclasa en zoisita; la olivina en tremolita etc.

Otros minerales son de origen químico segregativo por *disolución* en las aguas que se infiltran por entre las rocas, y posterior *precipitación*. Cavidades, fisuras etc., se encuentran a veces llenas de ágatas, zeolitas, calcitas, cuarzo, piritas etc., que tienen este origen. También se observan casos de pseudomorfismo, metasomatismo etc.

*
* *

III

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL ORIGEN DE LAS ROCAS

94). Temperaturas de Fusión de Minerales y Rocas.

Muy obscura se presenta todavía la cuestión del origen de las rocas y su génesis, y apenas es posible tratar someramente la materia en un estudio elemental como el presente.

Ante todo conviene fijar ciertas *temperaturas de fusión de minerales y rocas*:

Minerales.	}	Estibina.....	525° C.	} Según L. J. Spencer.
		Natrolita.....	965° "	
		Almandina.....	1265° "	
		Actinolita.....	1296° "	
		Ortoclasa.....	1175° "	
		Broncita.....	1300° "	
Cuarzo.....	1430° "			

Rocas.	}	Granito.....	1240° "	} Según Doelter.
		Sienita.....	1190° "	
		Fonolita.....	1090° "	
		Lava [Vesubio].	1080° "	
		Riolita.....	1200° "	
		Traquita.....	1100° "	
		Andesita.....	1100° "	
		Basalto.....	1060° "	
Lava [Etna].....	1010° "	} Según Kemp.		

Minerales.	}	Aegirita.....	925°	C.	} Según Kemp
		Hornblenda.....	1025° a 1085°	"	
		Nefelina.....	1080° a 1095°	"	
		Augita.....	1085° a 1095°	"	
		Albita.....	1110°	"	
		Oligoclasa.....	1120°	"	
		Labradorita.....	1125°	"	
		Biotita.....	1130°	"	
		Sanidina.....	1130°	"	
		Anortita.....	1132°	"	
		Microclina.....	1155°	"	
		Ortoclasa.....	1175°	"	
		Magnetita.....	1185°	"	
		Hiperstena.....	1185°	"	
		Muscovita.....	1230°	"	
Leucita.....	1300°	"			
Olivina.....	1350°	"			
Broncita.....	1400°	"			
	Cuarzo: Más alta temperatura.				

95). Génesis de las Rocas. Fusibilidad. Solubilidad.

Ahora, a grandes rasgos se puede sentar lo siguiente: La *fusibilidad* y la *solubilidad* desempeñan papel importantísimo en la formación y compactación de las rocas. La *fusibilidad* varía con la composición química. Las magmas ácidas—con 65 a 67 % Si O_2 —son las más infusibles y las más viscosas, mientras que las básicas—de 40 a 50 % Si O_2 —son muy fusibles y bastante líquidas. En cambio las rocas ultra-básicas, especialmente las compuestas de bases puras, son bastante infusibles. En cuanto a la *solubilidad* se puede decir que las magmas son soluciones de unos compuestos químicos en otros, y por consiguiente, la separación de los minerales componentes de una roca dada, se efectúa en orden a medida que a cada uno le llega su punto de *saturación*, por efecto del enfriamiento continuo que experimenta. Por consiguiente, los minerales menos solubles se separan en primer término y siempre de conformidad con las leyes de la termodinámica, cristalizando primero los individuos que desarrollan más calor al separarse. El orden general de separación es el siguiente: apatita; los óxidos metálicos; los sulfuros; el circonio y la titanita; los silicatos ferromagnesianos; los feldspatos; la nefelina y la leucita, y por último el cuarzo. Desde luego se comprende que una magma en consolidación se enriquece en sílice a medida que *nacen* minerales, convirtiéndose la sílice en *agua madre* o *solvente magmático*, y que el verdadero orden genético mineral es función de las dos variables: *temperatura* y *solubilidad*.

Entrando un poco más en detalle se puede observar:

96). Consanguinidad.

Con frecuencia las rocas de una comarca dada o de cierto período geológico tienen semejanza muy marcada—especie de *consanguinidad*—a causa de que provienen de un centro magmático o de varios centros unidos entre sí, caracterizados por una composición química homogénea. Las andesitas que bordean el Pacífico, desde el Japón, por Alaska, hasta Patagonia en los Andes, son ejemplo de esta clase.

97). Diferenciación. Leyes de Ludvig-Soret y de Rosenbusch.

A veces, sin embargo, una magma se descompone en productos parciales muy distintos, por el procedimiento conocido con el nombre de *diferenciación*, no bien entendido por cierto. La *diferenciación* puede ser en *tiempo* y en *espacio*. En el primer caso, las erupciones sucesivas, por ejemplo, de un volcán, suelen cambiar en carácter (basalto, andesita, traquita etc.) En el segundo caso, diversas porciones de una masa compactada, presentan *fases* distintas de una roca dada, y aun cambio completo de roca. Así, ciertas lacolitas de millas de extensión muestran según la porción que se examine, peridotitas, gabros, dioritas, granitos etc. Para explicar estos fenómenos suponen unos que la variación o cambio proviene de la *absorción* por licuación o solución, de porciones de las rocas invadidas por una magma invasora; y otros, quizá con mejores fundamentos, relacionan el fenómeno con procedimientos físico-químicos, tales como el enfriamiento y la cristalización. En efecto, según el principio de *Ludvig-Soret*, la sustancia menos soluble tiende a difundirse en la superficie que se enfría, y de acuerdo con la ley de *Rosenbusch*, los minerales más básicos se separan primero. Y si a esto se agrega el efecto de la gravedad, concentrando en la base o parte inferior de la magma lo más denso, el resultado es evidente: *diferenciaciones* notables en las diversas porciones de la magma compactada. Así naen diversas rocas de un mismo foco o centro.

98). Acción de los Gases. Acción Neumatolítica. Propilitización.

El efecto que producen los *gases* que todas las magmas líquidas contienen en solución, tales como vapor de agua—considerado hoy día como parte integrante de las magmas—el ácido carbónico, el hidrógeno sulfurado, el cloro, el flúor, el ácido bórico etc., es de grande importancia. Durante la compactación estos gases que no entran por mucho, excepto en inclusiones, en la composición misma de las rocas que se generan, aumentan en cantidad en el residuo magmático no cristalizado, hasta el punto de semejarse la magma a una solución de materia mineral en vapor sobrecalentado. Por esta razón el cuarzo—que es el último de los minerales en cristali-

zar como ya se observó—se presenta a menudo en depósitos minerales llamados de *precipitación* en las series filonianas. Cuando la solidificación de la magma llega a su fin, los gases son expelidos por entre las grietas, y en su camino atacan las sustancias que encuentran a su paso, caolinizando los feldespatos y obrando de muy diversas maneras hasta formar venas cuarzosas, auríferas, de apatita, de estaño etc. Esta acción neumatolítica es la principal fuerza generadora de los depósitos minerales y de la *propolitización* de las rocas.

99). Carácter de las Magmas. Compuestos Eutécticos.

Las magmas pueden considerarse como ciertas ligas, soluciones de unas sustancias minerales en otras, y así, cuando se enfrían, se separan en forma cristalina unas y otras sustancias, según el orden de saturación, hasta quedar un residuo con compuestos en proporciones definidas llamado *eutéctico*, que al fin se consolida en una masa compuesta de minerales desarrollados simultáneamente. Una porfirita, por ejemplo, puede considerarse como formada de una primera generación de cuarzo en cristales bien desarrollados, aprisionados luego en la masa *eutéctica*, compuesta de cuarzo y feldespato en mezcla íntima y en forma criptocristalina, por lo común. En rocas más complejas, este procedimiento no es tan sencillo, y la supersaturación juega su papel. Ejemplo: En los basaltos la augita y el feldespato puede presentarse en la pasta y en los fenocristales. Probablemente ocurre lo siguiente: La augita se separa primero por encontrarse en exceso de la mezcla eutéctica restante. Al llegar a este punto sigue formándose la augita, y el feldespato por falta de *núcleos* nacientes se atrasa en su formación, lo que da lugar a una supersaturación de la magma en materia feldespática. Al fin este mineral principia a formarse y con grande actividad, desarrollándose en fenocristales bien definidos y tratando de disolver la augita, como en efecto aparece ella en formas corroídas en esta clase de rocas. Al fin el equilibrio eutéctico se establece y sobreviene la cristalización simultánea de la pasta de la roca con individuos de las dos especies.

*
*
*

IV

ESTRUCTURA DE LAS ROCAS

100). Consideraciones generales.

Repitiendo parte de lo dicho en las páginas anteriores, conviene agrupar en este capítulo—y siguiendo a Grenville Cole—lo relativo a la estructura de las rocas o sea a la distribución y orden de las partes que las componen o forman. Para el efecto, las rocas pueden ser agrupadas naturalmente como sigue:

101). Estructura de las Rocas de Fragmentos Groseros.

Pueden ser o nó estratificadas. A la vista es fácil reconocer el tamaño, forma y posición de los elementos componentes y si han sufrido alteraciones por acciones químicas o mecánicas. Si los fragmentos son muy angulares, la roca puede ser un *aglomerado volcánico*, una *brecha de talud* o una *brecha de fricción*. La *estructura brechada* es la más común e interesante, y las rocas así caracterizadas se diferencian fácilmente de las demás de este grupo.

102). Estructura de las Rocas Estratificadas.

Si los lechos de estratificación son finamente formados, la *estructura* de la roca es *laminar*, y el tamaño de los granos componentes indica la *textura*, que puede variar desde *granular* a *microgranular*. En los calcáreos, cuando hay nódulos de capas concéntricas, con núcleos de diversa naturaleza, se manifiesta la *estructura oolítica*, y la *pisolítica* que es una forma imperfecta de la primera. Las rocas sedimentarias pueden ser *fosilíferas* y *concrecionales* y los granos o elementos que las forman pueden estar *cementados* o tener *junturas* (*joints*). Cuando al romper una *concreción* se notan grietas que provienen de contracción de la masa y están llenas de productos de infiltración, la roca tiene *estructura seplariana*.

103). Estructura de las Rocas Clivadas y Foliadas.

Cuando hay *foliación* o *clivaje* en una roca se dice que tiene *estructura foliada* o *clivada*, aunque no siempre es fácil, a la vista distinguir el clivaje de la foliación, como se vió atrás. La *foliación* consiste en el agrupamiento de los minerales constitutivos en superficies de curvatura paralela, a menudo en formas alargadas por efecto de las presiones, mientras que los minerales que se encuentran en los planes de *clivaje*, no están alterados. Cuando individuos de desarrollo considerable no ceden a los esfuerzos mecánicos que producen la *foliación* de las rocas, como sucede en muchos *gneises*, resulta la *estructura moteada* u *ojosa*.

104). Estructura de las Rocas Igneas provenientes de la Consolidación de Masas Fundidas. Porfirítica. Columnar. Esferoidal y Cavernosa.

La manera como se presentan los elementos que forman esta clase de rocas es sumamente variada. Para mejor inteligencia se separan en varios *subgrupos*. En todos ellos, sin embargo, pueden distinguirse cuatro clases generales de estructura: a) *Porfirítica*, cuan-

do uno o más de los cristales constitutivos se desarrollan idiomórficamente en mayor escala que los demás. b) *Columnar*, efecto del fenómeno de la contracción, al enfriarse, y aparente desde luego en formas diversas de sección circular o poligonal, más comúnmente hexagonal; c) *Esferoidal* o en forma de capas concéntricas de superficies curvas, también en íntima relación con la contracción; d) *Cavernosa*, efecto del desarrollo de cristales, a menudo en hermosas formas, en las paredes de las cavidades que se presentan en las masas ígneas.

105). Estructura Especial de las Rocas Vítreas. Perlítica. Esferulítica. Litofisa. Cinteada. Fluidad y Pumícea.

En esta clase se observan: a) La *estructura perlítica*, proveniente de finísimas fisuras en la masa vítrea, que dan nacimiento a formas curvadas, globulares como perlas, a veces con hermosas coloraciones de óxidos producidos por descomposiciones incipientes. b) La *estructura esferulítica*, que tiene su origen en la separación de materia cristalina de la masa vítrea, en forma de agregados globulares de tamaños variables desde un milímetro de diámetro hasta cinco o seis centímetros, y en ocasiones hasta de un metro. A veces se observan en dichos núcleos formas radiales, o el centro se presenta hueco con incrustaciones de calcedonia o calcita, proveniente de la descomposición de la roca; c) La *estructura litofisa* (en forma de *ampolla*), caso particular de la esferulítica y que tiene por causa, según von Richthofen, la expansión de vapores en el interior de la masa esferoidal. Las capas concéntricas que constituyen los glóbulos están generalmente separadas entre sí por espacios ocupados por cristales pequeños de origen secundario; d) La *estructura cinteada* o en *bandas* se observa en las rocas cuando las esferulitas, cristalitas o minerales porfiríticos, se agrupan en esa forma desde su nacimiento, por lo cual a veces aparecen más o menos deformados, debido a movimientos posteriores de las rocas ya compactadas; e) La *estructura fluidal* está relacionada con la *cinteada*, pero más comúnmente proviene de movimientos de la magma, en su estado plástico, por lo cual los cristales se orientan con sus ejes mayores paralelos entre sí; f) La *estructura pumícea* y *escoriácea* se aplica a rocas completamente vítreas, con vejiguillas gaseosas alargadas como en la piedra pómez, o a rocas casi macizas, de carácter litoidal, como las escorias.

106). Estructura Especial de las Rocas Litoidales. Hemicrostalina. Microcristalina. Escoriácea.

A este grupo se refieren: a) La *estructura hemicrostalina* caracterizada por pasta o base compacta, casi vítrea a la vista. Con la lente se observan agregados de esferulitas, y el conjunto de la roca es de una mezcla de cristalitas, cristales y vidrio. Rocas de esta clase se conocen con el nombre de *criptocristalinas*; b) La *estructura microcristalina*

tilina se aplica a los casos en que los cristales son ya visibles con la lente, y por la ausencia de la masa vítrea. Los cristales pueden ser simples gránulos arredondados (*microgranular*) o individuos idiomórficos o alotriomórficos; e) La *estructura escoriácea* está caracterizada por cavidades, las cuales cuando se rellenan con productos de descomposición o amígdalas originan la *estructura amígdaloideal*

107). Estructura Especial de las Rocas distintamente Holo-cristalinas. Granítica. Granular. Ofítica. Pegmatítica. Orbicular.

La textura de estas rocas es completamente cristalina y los minerales alcanzan a veces gran desarrollo, hasta quince centímetros de longitud. Se distinguen en ellas: a) La *estructura granítica*, denominada *microgranítica* cuando los individuos no son todos distinguibles a la simple vista. Está caracterizada por una serie de cristales idiomórficos de primera generación, enclavados en pasta cristalino-granular, de individuos alotriomórficos, entre los cuales el más común es el cuarzo; b) La *estructura granular*, que corresponde a las rocas compuestas de granos o individuos aparentemente de igual tamaño, con contornos en parte arredondados sin forma geométrica bien definida; c) La *estructura ofítica*, que deriva su nombre de las doleritas y gabros de los Pirineos, denominados por Palassou "Ofitas" y en las cuales esta estructura es muy común. En este caso, uno de los minerales constituyentes se ha desarrollado libremente en formas idiomórficas, mientras que los demás se han compactado en los interespacios en grandes cristales con superficies de clivaje paralelas; d) La *estructura pegmatítica o gráfica*. Corresponde a rocas en que dos minerales como el cuarzo y el feldespato se han desarrollado simultáneamente, perturbándose mutuamente hasta formar masas entrelazadas. Cuando los cristales no alcanzan gran tamaño se dice que la estructura es *micropegmatítica*; e) La *estructura orbicular* que no es otra cosa, según Vogelsang, que el más alto grado de desarrollo de la *esferulítica*. Es muy rara y se observa en las dioritas orbiculares de Oóreega.

* * *

V

PROPIEDADES MORFOLOGICAS DE LOS MINERALES DE LAS ROCAS

108). (A). Modo de Presentación. Cristalitas. Cristaloides. Microlitas. Cristales Perfectos.

Los minerales que entran en la composición de las rocas se presentan en diversas formas, desde el estado naciente hasta los cristales perfectos. De la materia amorfa se pasa a las *cristalitas*, o forma-

elemental generadora de un cristal, con cierto acomodo molecular sistemático, pero sin contornos polihédricos y sin capacidad para polarizar la luz. Se les da el nombre de *globulitas*, en su forma arredondeada más elemental; *margaritas*, cuando varias de ellas se encadenan; *longulitas*, cuando se presentan en forma de agujas, y *cumulitas* cuando se agrupan en haces o racimos.

De las *crystalitas* se pasa a los *crystaloides*, que ya tienen el poder de polarizar la luz, pero carecen de forma polihédrica definida.

Luego siguen las *microlitas*, individuos cristalográficos completos y perfectos, pero tan pequeños que no permiten obtener de ellos secciones delgadas adecuadas para su identificación al microscopio.

Por último, vienen los *individuos cristalográficos completos*, aunque rara vez se presentan de tamaño y perfección suficientes para determinar macroscópicamente el sistema de cristalización a que pertenecen. Por esta razón es necesario preparar secciones delgadas para el examen microscópico, utilizando las propiedades ópticas de cada mineral, y efectuar análisis químicos cuantitativos cuando se desea certeza absoluta en la determinación de las especies. Comúnmente no basta una sección delgada para el estudio de una roca, porque al hacerla, rara vez se logra cortar los diversos minerales que la constituyen, en forma y sentido convenientes para su cabal determinación. Además, cuando los minerales son granulares, el microscopio no revela su forma cristalina, y el observador queda reducido a determinar el color, la dirección del clivaje, la magnitud del ángulo de éste, y las propiedades ópticas.

Como referencia, se deja constancia en este lugar de los ángulos cristalográficos característicos de las especies minerales más importantes.

<i>Quarzo.</i> —Caras prismáticas.....		120°
<i>Calcita.</i> —Olivaje rombohédrico.....		105° 5'
<i>Espato flúor.</i> —La cara del cubo y el clivaje octahédrico.....		125° 16'
<i>Augita.</i> —Caras prismáticas.....	87° 5' y	92° 55'
<i>Hornblenda.</i> —Caras prismáticas.....	55° 30' y	124° 30'
<i>Ortoclasa.</i> —Olivaje principal.....		90°
<i>Labradorita.</i> —Olivaje principal.....	93° 20' y	86° 40'
<i>Granate.</i> —Dos planos adyacentes del dodecaedro rómbico.....		120°
<i>Espinel.</i> —Caras octahédricas.....		109° 28'
<i>Topacio.</i> —Caras prismáticas típicas.....	124° 17' y	55° 43'
<i>Circón.</i> —Caras prismáticas.....		90°

(B). Estructura de los Minerales de las Rocas.

A este respecto conviene notar :

109). (a). Perturbaciones en la Cristalización.

No son comunes. Se manifiestan en el desarrollo imperfecto de los extremos o caras de los cristales, a veces con agrupaciones de

otros individuos pequeños en la parte interrumpida, como sucede en las magnetitas, hematitas, olivina, leucita etc. Ocurre, también, que cristales ya formados, con entera regularidad, se fracturan o deforman por presiones y fluctuaciones de la magma que los envuelve.

110). (b). Destrucción de Cristales ya formados.

Los fenocristales experimentan, a veces, cambios notables, cuando permanecen sumergidos en una magma cáustica, por corrosión, fusión parcial y aun por destrucción total. Es muy común observar, por ejemplo, sinuosidades profundas en las caras de los cristales de cuarzo, leucita, olivina, feldespato y augita, por esta causa. Otros cambios, provenientes, también, de la acción de la magma, y muy frecuentes en la hornblenda y la augita, consisten en la formación de una capa marginal opaca, que envuelve los cristales. Esta envoltura está constituida por gránulos pequeñísimos de un compuesto de hierro, de naturaleza poco conocida, que se denomina *opacita*. Esta alteración es distinta de la proveniente de la oxidación común del mineral, con la consiguiente formación de magnetita. Por último, cuando la magma disuelve un cristal puro, sucede a veces que la cavidad así obtenida es ocupada por agregados de otras especies, los cuales adquieren así una forma cristalina que no les corresponde. Se les denomina *pseudo-cristales*, y los más comunes son los de hornblenda, augita y biotita.

111). (c). Estructura Concéntrica o en Zonas.

En ciertos minerales, como la barita, la turmalina, el epidoto y el granate, se observa a veces, a la simple vista, un crecimiento por capas concéntricas, correspondientes a períodos sucesivos de desarrollo. En forma más delicada, fina y detallada se manifiesta este fenómeno, al microscopio, en los feldespatos, la augita, la hornblenda, la leucita y otros. Se conoce con la denominación de *estructura de zonas*. La luz polarizada produce hermosos cambios de luz en las zonas y en ocasiones los *ángulos de extinción* son variables, debido a diferencia en la composición química de las diversas zonas.

112). (C). Inclusiones en los Minerales de las Rocas.

Muchos minerales, al formarse aprisionan en su masa materias extrañas, diseminadas en la magma, y visibles rara vez al ojo desnudo. Tales inclusiones son:

(a). Gaseosas o Poros Gaseosos.

Consisten en burbujas muy pequeñas, de forma oval generalmente, y frecuentes en las rocas vítreas. Los gases más comunes

son aire y bióxido de carbono. Los poros gaseosos se presentan distribuidos ordinariamente en forma regular, en series, en los planos de clivaje y en los de las zonas. Los minerales del grupo de la haüina, la apatita, los feldespatos y la augita, contienen casi siempre estas inclusiones gaseosas. El cuarzo y algunas otras especies minerales, presentan cavidades vacías o rellenas de gases, las cuales corresponden en su forma, a la que caracteriza al cristal en que se observan. Por este motivo se les ha dado el nombre de *cristales negativos*.

(b). Flúidas.

Están formadas por partículas de agua, bióxido de carbono líquido por compresión, soluciones de cloruro de sodio u otras soluciones salinas, aprisionadas dentro del mineral, en cavidades irregulares o de la forma característica de los *cristales negativos*. Se distribuyen en el mineral, como en el caso de las gaseosas. Casi todas estas inclusiones tienen una burbuja de gas fija o débilmente móvil, y persistente, aun a temperaturas de 100°, excepto en el caso del bióxido de carbono, que se caracteriza por la gran movilidad de la burbuja y porque ella desaparece al calor de 32° C. Es difícil distinguir las inclusiones gaseosas de las líquidas, a menos que tengan burbujas. Los poros gaseosos tienen el borde más obscuro (casi negro) que las inclusiones líquidas. Por último, las inclusiones flúidas son más comunes en las rocas antiguas que en las ígneas modernas.

(c). Partículas Sólidas Vitreas.

De la misma manera que en los casos anteriores, durante la formación de un mineral, a veces quedan encerrados dentro de su masa, fragmentos de vidrio o cristales nacientes, provenientes de la magma madre. Son, como todas las inclusiones, de pocos centésimos o milésimos de milímetro de diámetro, se acomodan de manera semejante a las ya enumeradas y tienen forma análoga. Por lo común las acompañan burbujas de gas completamente inmóviles. Son comunes en los feldespatos, cuarzos y augitas de las rocas eruptivas modernas. Sus bordes no son oscuros, lo que sirve para distinguir las de las otras. A veces no son incoloras.

(d). Minerales extraños.

Son comunes especialmente en el cuarzo, la estauroлита, la augita y otros minerales. Consisten en granos o cristales pequeños, de los característicos de la roca en que se encuentran, y se distribuyen como en los casos anteriores. A veces es fácil distinguir al microscopio las especies a que pertenecen.

••

VI

DETERMINACION DE LOS MINERALES DE LAS ROCAS

Esta parte del estudio de la Petrología debe ser eminentemen-

te práctico. Conviene, sin embargo, hacer algunas anotaciones, como guía o memorandum para el estudiante.

113). (A). Preparación de las Secciones Delgadas.

Los aparatos y elementos indispensables para preparar secciones de rocas, en su forma más elemental, cuestan muy poco, y consisten en lo siguiente, que puede ser suficiente para preparar de uno a dos centenares de secciones :

	PRECIOS DE FÁBRICA
Un aparato de mano, para amolar o pulir.....	75 marcos.
Un aparato para la preparación, con termómetro etc.	20 —
2 Frascos de Bálsamo de Canadá.....	3 —
1 Kilogramo de cemento y cera en barras.....	5 —
1 Pinzas de plata alemana y otras de acero	3 —
1 Aguja de preparación, con repuestos, y una es- pátula	2 —
4 Kilogramos de esmeril en 4 tamaños.....	8 —
3 Kilogramos carborundum granulado en 2 tama- ños	11 —
1 Kilogramo de Tripoli	2 —
200 Gramos de estaño calcinado y rojo para pulir..	2 —
1 Frasco de Kololita	1 —
250 Vidrios para objetivo, de 75 milímetros \times 25 milímetros hasta 32 milímetros \times 32 milímetros	25 —
300 Vidrios para tapa, de 25 milímetros \times 20 milí- metros hasta 15 milímetros \times 15 milímetros.....	10 —
1 Lente de bolsillo	3 —
Suma	170 marcos.

La Casa de Voigt & Hochgesang de Göttingen, y la de James Swift & C.^o de Londres, venden estos materiales.

114). (B). El Microscopio Polarizador.

En su forma más simple se compone de las lentes bien conocidas de un microscopio común (objetivo y ocular), con los siguientes aditamentos: (a). *Una plataforma giratoria*, graduada de 0° a 360° , para medir ángulos de extinción, de clivaje etc. (b). *Dos prismas de Nicol*, para investigaciones en luz polarizada paralela. (c). *Un condensador*, para observaciones en luz polarizada convergente. Los microscopios completos tienen otros varios accesorios, que no son indispensables para un *curso elemental*. De los dos prismas de Nicol, el que va ordinariamente debajo de la plataforma y encima del reflector, se denomina *polarizador*; el que va en el ocular se conoce con el nombre de *analizador*. Para investigaciones a la luz polariza-

da paralela, los dos prismas de Nicol deben colocarse de modo que la dirección de las vibraciones de los rayos de luz, sea normal de un prisma a otro, lo que se consigue poniendo el cero de la graduación del analizador, en coincidencia con la marca que tiene el tubo para el efecto, y el ocular ajustado de tal modo que las retículas queden paralelas a la dirección de las vibraciones en los prismas de Nicol. El condensador, para obtener luz polarizada convergente, está formado por dos lentes plano-convejas. Para observaciones de esta clase, se remueve el ocular y se cruzan los Nicols. (*)

(C). Propiedades Ópticas de los Cristales.

115). Isotrópicos. Uniaxiales. Biaxiales. Refracción simple. Refracción doble. Colores de Polarización. Extinción. Índices de Refracción. Cristales Positivos y Negativos. Birefringencia. Figuras de Interferencia.

Las propiedades ópticas de los minerales—de suyo muy complejas—se utilizan admirablemente, en muchos casos, para determinar la especie mineral, aun cuando la forma cristalina exterior no sea aparente.

Los cristales se clasifican en los cinco grupos siguientes, según su acción sobre la luz plano-polarizada transmitida:

(1). *Cristales ópticamente isotrópicos*.—Corresponden al sistema cúbico.

(2). *Cristales ópticamente uniaxiales*.—Corresponden a los sistemas tetragonal y hexagonal.

(3). *Cristales ópticamente biaxiales*, en los cuales las tres direcciones ópticas principales, coinciden con los tres ejes cristalográficos. Corresponden al sistema ortorómbico.

(4). *Cristales ópticamente biaxiales*, en los cuales sólo una de las tres direcciones ópticas principales, coincide con un eje cristalográfico. Corresponden al sistema monoclinico.

(5). *Cristales ópticamente biaxiales*, en los cuales no hay relación entre las direcciones ópticas y los ejes cristalográficos. Corresponden al sistema anórtico.

Los minerales del primer grupo, conocidos también con el nombre de minerales de *refracción simple*, permanecen *oscuros* al microscopio, con los Nicols cruzados, en una revolución completa de la plataforma, y por esto se les denomina *isotropos*. Esto depende de que la elasticidad del éter en tales cuerpos, es igual en todas las direcciones, esto es, la luz al penetrar en ellos, no sufre cambio en la dirección de las vibraciones. A veces hay ciertas anomalías o desequilibrio en la formación de los cristales, y en tales casos, hay indicios de pleocroismo, o cambios de color. No es posible distinguir,

(*) *Microscopios Polarizadores* pueden obtenerse de la Casa Fuess—Berlín. S. W. Alte Jakobstrasse—108; de Voigt & Hochgesang—Göttingen; de James Swift & Co—Londras, y de Bausch & Lomb Optical Co, Rochester—N. Y. Cuestan de \$ 60 a \$ 120, según clase y calidad.

a la luz polarizada, la materia vítrea o amorfa, de los minerales isotrópicos.

Los cristales de los demás grupos son *anisotrópicos* o de *doble refracción*, esto es, muestran los llamados *colores de polarización*, durante una revolución de la plataforma, en luz polarizada paralela. Cuatro veces pasan los cristales de color a obscuro, y esto ocurre al girar de 90° a 90° . Cuando el color desaparece, se dice que hay *extinción*, esto es, el rayo luminoso se *extingue* tan pronto como un eje de elasticidad coincide con la sección principal de uno de los prismas de Nicol. La *doble refracción* depende de la diferencia de elasticidad del éter, en direcciones definidas, dentro del cristal. Los colores provienen de la *interferencia* de los rayos de luz, y la intensidad o brillo de ellos es mayor cuando la sección es de un espesor considerable y el *índice de refracción grande*. También depende de la dirección en que el cristal es cortado.

Los minerales del *segundo grupo* son de *refracción simple* cuando el rayo de luz se propaga en la dirección del eje óptico, que coincide en este caso con el eje cristalográfico principal. Para cada color de la luz, hay dos *índices de refracción*: el *ordinario* (ν) que corresponde al rayo de luz que vibra perpendicularmente al eje óptico, y el *extraordinario* (μ) que corresponde a la luz que vibra paralelamente a dicho eje. Si el primero es mayor que el segundo, el cristal es *ópticamente negativo*; en caso contrario, es *positivo*. La diferencia entre los dos, marca el grado de doble refracción o *birefringencia*. A la luz *convergente*, entre Nicols cruzados, los cristales uniaxiales, cuando se les coloca con su eje óptico en coincidencia con el eje del microscopio, producen las *figuras de interferencia*, consistentes en varios anillos concéntricos, cada uno con los colores del espectro de la luz blanca. El conjunto es a la vez interceptado por una cruz negra, con sus brazos paralelos a los planos principales de los Nicols.

En los cristales del *tercero, cuarto y quinto grupos* hay tres índices principales de refracción, denominados α , β y γ . El orden de magnitud, entre ellos, es el siguiente: $\gamma > \beta > \alpha$. En los cristales positivos, β se aproxima más a α que a γ , y en los negativos sucede lo contrario. La magnitud de la doble refracción se expresa por $(\gamma - \alpha)$. Las *figuras de interferencia* aparecen concéntricas al redor de dos centros, con fajas envolventes de los dos grupos, interceptadas por una cruz negra o por dos porciones de parábola, opuestas.

116). Absorción de la luz por los Cristales. Pleocroismo.

Excepto en los minerales que cristalizan en el sistema cúbico, los rayos de luz son absorbidos diferencialmente, según la dirección de la vibración, por los cristales; y los rayos polarizados, al salir de ellos, pueden ser de diferente intensidad y aun de diferente color, en el caso de minerales coloreados. En turmalina, por ejemplo, el rayo ordinario que vibra perpendicularmente al eje princi-

pal, es casi totalmente absorbido, mientras que el rayo extraordinario pasa libremente. Un cristal uniaxial que muestre diferencias perceptibles en el color de los rayos ordinario y extraordinario, se conoce con el nombre de cristal *dicroico*; los biaxiales que muestren el mismo fenómeno, se denominan *tricroicos*, o en general, *pleocroicos*. El pleocroismo es muy pronunciado en algunos minerales, como la iolita—llamada también dicroita. En una dirección se ve azul oscuro; en otra azul pálido, y en una tercera dirección, amarillo pálido. La biotita pasa de obscuro pronunciado al mismo pálido. La hornblenda tiene un pleocroismo semejante al anterior, o de verde pálido a verde obscuro. La andalusita, de incolora a rosada.

117). Cristales Gemelos.

Polisintéticos. Cruzados. Leyes de Carlsbad, de Baveno, de la Albita y Periclínica.

El conjunto o agrupación de cristales más común, es el de los *gemelos* (twins). En este caso, dos individuos de la misma clase crecen juntos, en forma simétrica, de tal manera que una porción del gemelo puede colocarse en la posición del otro, por giración al rededor de un eje o por reflexión sobre un plano. El plano de reflexión se llama plano del gemelo, y es paralelo a una de las caras reales o virtuales del cristal; el eje de rotación se denomina eje del gemelo y es paralelo a una de las aristas, o perpendicular a una de las caras del cristal. Los cristales gemelos son reconocibles, en algunos casos, por la presencia de ángulos entrantes, entre las caras de las dos porciones. A veces el fenómeno se repite varias ocasiones en el mismo plano o en otros semejantes del cristal, lo que da lugar a gemelos triples, cuádruples etc. Cuando ocurre esto en el mismo plano, se obtienen los *gemelos polisintéticos*, o en forma laminar. Al polariscopio, los gemelos muestran variedad de colores y ángulos diferentes de extinción, lo que permite reconocerlos fácilmente, en casos en que no son aparentes. El plano de unión de las partes de un gemelo es por lo común irregular, en forma de escalas; y cuando ocurre la laminación paralela—*polisintética*—las fajas pueden ser en forma de cuña o interrumpidas, esto es, no van de extremo a extremo. En ciertas especies minerales, como la microclina, ocurren *gemelos cruzados*, en grupos normales entre sí. La observación de los cristales gemelos es muy importante, porque hay especies minerales en que no se observa el fenómeno y en otras es característico. A la luz polarizada no son reconocibles los cristales en consideración, que pertenezcan al sistema cúbico, porque ambos individuos permanecen oscuros, al girar la plataforma. Los de los sistemas tetragonal y hexagonal son reconocibles cuando el sistema de los ejes es inclinado; así uno de los individuos aparece oscuro, mientras que el segundo se colora, lo que permite medir el ángulo que forman los dos ejes principales. Los gemelos del sistema rómbico son comunes según las caras del braquidomo, de la pirámide y del prisma. En el sistema monoclinico se distinguen espe-

cialmente los gemelos de las *leyes de Carlsbad* y de *Baveno*, característicos de la ortoclasa. En el primer caso, el gemelo se asemeja a un libro abierto; en el segundo, a una hoja de papel cortada diagonalmente. Los gemelos del sistema triclinico son importantísimos. La plagioclasa se distingue al polariscopio fácilmente, por los gemelos de la *ley de la albita*, de carácter polisintético. Las láminas o fajas gemelas muestran variados colores de polarización y la dirección de la extinción no ocurre en una misma posición, en dos fajas adyacentes. También es muy común en este sistema la *ley periclinica* de gemelas, en dos sentidos a la vez, normales entre sí. Con frecuencia las leyes de la albita y la periclinica se combinan, esto es, se observan en un mismo cristal.

(D). Forma Cristalina de los Minerales.

118). Sistemas Cúbico, Tetragonal, Ortorómbico, Monoclínico, Anórtico y Hexagonal.

Corresponde este estudio a la Mineralogía, pero conviene recordar aquí los diversos sistemas de cristalización, para fácil referencia. Según la inclinación mutua de los ejes de cristalización y las longitudes interceptadas en ellos por el plano parametral, todos los cristales pueden ser agrupados en *seis sistemas o grupos*, cada uno de los cuales comprende varias clases, según el grado de simetría.

(1). *Sistema Cúbico*.—Conocido también con los nombres de isométrico, regular, octahedral y tesoral. Los tres ejes cristalográficos son de igual longitud, y en ángulo recto entre sí. Comprende cinco clases: holosimétrica, tetrahedral, piritohedral, plagiuhedral y tetartohedral.

(2). *Sistema Tetragonal*.—Llamado también piramidal, cuadrático y dimétrico. Los tres ejes están en ángulo recto entre sí; tiene dos ejes de igual longitud, intercambiables; el tercer eje, que es de longitud distinta, se coloca siempre en posición vertical y es el eje considerado como principal o morfológico. Los parámetros se designan de la manera siguiente: $a : a : c$. El eje c puede ser mayor o menor que a . En cada especie, la relación $a : c$, es constante, y se conoce con el nombre de *relación axial*. Comprende siete clases: holosimétrica, escalenohedral, bipiramidal, piramidal, ditetragonal, trapezohedral y biesfenoidal.

(3). *Sistema Ortorómbico*.—Lleva, además, los nombres de rómbico, prismático y trimétrico. Los tres ejes se encuentran en ángulo recto, pero son todos desiguales en longitud y no intercambiables. Las relaciones axiales Ox , Oy y Oz , se expresan por $a : b : c$. La elección del eje vertical, c , es arbitraria, y se acostumbra colocar el mayor de los ejes horizontales, de izquierda a derecha, y se toma como unidad $Oy = b = 1$. Se le denomina eje macro-diagonal, mientras que el eje c se conoce con el nombre de braqui-diagonal. La relación $a : b : c$, es constante y característica para cada especie mineral. Este sistema comprende tres clases de simetría: holohedral, piramidal y biesfenoidal.

(4). *Sistema Monoclínico*—Conocido, además, con los nombres de oblicuo y monosimétrico. Tiene dos ángulos rectos entre los ejes cristalográficos y el tercero es oblicuo. Los ejes son desiguales en longitud. El eje que es perpendicular a los otros dos, es el eje $Oy = b$, y se le denomina eje ortodiagonal. La elección de los otros dos ejes es arbitraria. El ángulo agudo entre los ejes Ox y Oz , se designa por la letra β . Para determinar una especie cristalográfica, se necesita conocer el ángulo β y la relación $a : b : c$. Estos factores son característicos para cada especie. El sistema monoclínico comprende tres clases: holosimétrica, hemimórfica y clinohedral.

(5). *Sistema Anórtico*.—Se le denomina también triclinico. Todos los ángulos son oblicuos y los ejes desiguales. Para determinar una especie mineral, se necesita conocer los ángulos α , β y γ que forman los ejes, y la relación parametral $a : b : c$. Este sistema comprende dos clases de simetría: holosimétrica y asimétrica.

(6). *Sistema Hexagonal*.—No tiene sino un eje de simetría, *triad* o *hexad*, llamado eje *principal* o *morfológico*. Los cristales pertenecientes a la primera simetría, se agrupan en la división *rombohedral* o *trigonal*; los de la segunda, en la división *hexagonal*. Por la peculiar simetría de este sistema, los ejes cristalográficos de referencia, son diferentes de los acostumbrados para los demás sistemas. Para la división *rombohedral* los ejes se toman paralelos a los tres ejes de un rombohedro, son iguales en longitud e intercambiables. Todos están igualmente inclinados con respecto al eje principal, y el ángulo que forman es característico para cada especie mineral. La división *hexagonal* tiene cuatro ejes de simetría, de los cuales el vertical coincide con el eje principal; los otros tres, que van horizontalmente, se inclinan entre sí en ángulos de 60° . El plano en que están situados es normal al eje principal, y tienen igual longitud. Estos tres ejes se anotan con la letra a y el vertical, con la letra c . La relación $a : c$, es constante para cada especie—y a veces se expresa simplemente por la letra c . La división *rombohedral*, comprende las siguientes clases: holosimétrica, ditrigonal-piramidal, trapezohedral, rombohedral, trigonal-piramidal, trigonal-bipiramidal y ditrigonal-bipiramidal. La división *hexagonal* comprende las clases holosimétrica, bipiramidal, dihexagonal-piramidal, trapezohedral y hexagonal-piramidal.

119). (E). Identificación al Microscopio de los principales Minerales de las Rocas Igneas.

Al describir las diferentes rocas, se anotaron ya algunos de los caracteres de los minerales más comunes en ellas. En forma más conveniente, para referencia, se describen en seguida someramente las especies minerales, en el orden indicado atrás:

120). Ortoclasa.

Quando se presenta idiomórfico, aparece en forma rectangular o hexagonal. Generalmente no muestra sino un clivaje y en oca-

siones ninguno. Por alteración, se enturbia, en apariencia *nubosa*. Los colores comunes de polarización son débiles: gris, blanco y amarillo. La extinción ocurre a 21° del eje principal, en secciones adecuadas. Inclusiones comunes, lo mismo que desarrollo en zonas. Gemelos sencillos, según las leyes de Carlsbad y Baveno.

121). Microclina.

Semejante al anterior. Con los Nicols cruzados, sin embargo, se distingue fácilmente porque los cristales gemelos se presentan en un sistema más o menos definido de fajas que se cruzan entre sí, en ángulos casi rectos, formando una especie de malla.

122). Anortoclasa.

Semejante a la microclina, de la cual sólo se diferencia por la presentación de los gemelos en redes finísimas, de láminas apenas visibles al microscopio. Tiene, además, la peculiaridad de que se pasa bruscamente de partes densamente pobladas de gemelos, a otras que no los exhiben.

123). Plagioclasas.

Forman una serie o grupo isomorfo, con albita y anortita en los dos extremos. Son generalmente incoloros, vítreos o de un color blanco opaco. Rara vez gris azulado o rosado. Cuando están alterados, las zonas exteriores son claras y el interior nuboso. Se presentan secciones rectangulares, o granulares cuando son de origen secundario. Comúnmente corroídos por la magma, y con inclusiones comunes, a veces *schlierizadas*, como en los gabros. La estructura en zonas es muy común y los ángulos de extinción variables, por cambios de composición. La extinción, cuando se puede estudiar en las fibras de clivaje, puede servir para distinguir las diversas especies. La *albita* da ángulo de 5° ; la *labradorita*, 9° ; la *anortita*, hasta 37° ; la *bitownita*, $17\frac{1}{2}^{\circ}$ y la oligoclasa casi cero. Estas observaciones son, sin embargo, difíciles y requieren mucha práctica. Por este motivo, el estudiante que principia, puede conformarse con reconocer que el mineral que estudia es *plagioclasa*, es decir, uno de los individuos de la *serie albita-anortita*. El carácter más utilizable para la identificación de las plagioclasas, es el de los gemelos repetidos, en láminas o fajas, a veces numerosas, según la ley de la albita.

124). Nefelina.

En granos o prismas cortos hexagonales e incoloros, en lavas, y de color obscuro o verdoso en rocas holocristalinas. Muy descom-

ponible en masas grises-verdosas, las cuales recristalizan en zeolitas pseudomórficas. No es observable el clivaje, y las inclusiones son comunes, dispuestas en zonas. Se confunde fácilmente con los feldespatos y con apatita. Las secciones hexagonales son casi isotrópicas. No se presentan cristales gemelos.

125). Leucita.

Mineral característico de las lavas. Se observa en cristales incoloros esferoidales, que dan secciones octagonales o casi circulares. Con frecuencia se ven varios individuos agrupados. El clivaje no es visible. Las inclusiones—casi siempre vítreas—forman a veces zonas que ocupan gran parte del mineral. Los cristales pequeños son ordinariamente isotrópicos, pero los grandes muestran un sistema complejo de laminaciones cruzadas, de color más o menos gris. Por este motivo, puede confundirse este mineral con microclina.

126). Cuarzo.

Comunemente claro e incoloro, con lustre vítreo. Se observa en granos, prismas cortos, pirámides dobles o prismas largos terminados por pirámides. Generalmente alotriomórfico, de bordes corroídos y a veces entrelazados con feldespatos. Por lo común agrietado y con inclusiones líquidas abundantes. En las rocas antiguas, las inclusiones tienen burbujas movibles; en las lavas recientes, las burbujas son fijas en las inclusiones vítreas, y a menudo en forma de cristales negativos. No hay cristales gemelos, ni productos de descomposición. Los colores de polarización son semejantes a los de los feldespatos, pero notables por su brillo y distinción.

127). Tridimita.

Variiedad de cuarzo, observable en cavidades de las lavas ácidas, en nidos de forma escamosa.

128). Olivina.

Incolora, en su estado puro, pero al descomponerse pasa a serpentina gris-verdosa y aun a magnetita, que es negra. Se presenta en forma granular, pero más ordinariamente en un hexágono alargado, característico. El clivaje se ve rara vez, pero muestra muchas grietas, y corrosiones cuando es idiomórfico. Se ven inclusiones líquidas y otras, a veces ramificadas y bellamente *schlierizadas*, razón por la cual se le confunde, a veces, con dialaja. Los productos

de descomposición verdes, son pleocróicos. No hay gemelos. Los colores de polarización son brillantes. Se le confunde, a veces, con augita.

129). Muscovita.

Uno de los minerales típicos del grupo de las *micas*, que se caracterizan por su clivaje perfecto. Prácticamente incoloro o de apariencia plateada. Generalmente es alotriomórfico, de forma hexagonal y carácter laminar, con bordes fibrosos, y a veces de aspecto ondulado. Se distingue fácilmente de la *biotita*, por la falta de pleocroísmo. No hay gemelos ni los productos de descomposición son comunes. Los colores de polarización no son tan vivos como los de la *biotita*. Se observan matices de verde y violeta.

130). Biotita.

Se diferencia de la muscovita en que generalmente es de color obscuro o verdoso, aunque a veces también es incolora. Se observa en ella un fuerte pleocroísmo, de diversos matices oscuros. Se descompone al pseudomorfo clorita. Los colores de polarización son poco visibles. Se confunde, a veces, con hornblenda, pero su estructura fibrosa ondulada en los bordes, y su clivaje sencillo, la caracterizan.

131). Flogopita.

De color bronceado. Dificilmente se distingue de la *biotita*. Poco común.

132). Hornblenda. Tremolita. Actinolita.

Los minerales del grupo de los *amfiboles* forman una serie isomorfa, y se asemejan mucho a los del grupo de los *piroxenos*. Se distinguen de éstos, especialmente, en la forma y en el ángulo del clivaje. En la *hornblenda*, la forma es prismática, romboidal, y el ángulo del prisma es de 124° . A veces se presenta fibrosa en grupos o venas de segregación magmática. De color verde u obscuro. Poco alterable, aunque a veces se observa un borde negro, por la formación pseudomórfica de magnetita. En ocasiones, también, se altera a clorita. El pleocroísmo es fuerte, en las variedades de color. Pasa de amarillo obscuro a casi negro y de verde amarillento a verde subido. Los colores de polarización son semejantes a los de la *augita*. Los cristales gemelos son comunes y sencillos, pudiéndose distinguir con el polarizador sólo, a causa del pleocroísmo. El clivaje es característico. En secciones transversas, se presentan dos series de es-

trías, que se intersecan en ángulo de 125° , mientras que en los piroxenos, el ángulo es de 90° . La *tremolita* se distingue de la hornblenda, porque es completamente incolora, y la *actinolita* por su color verde más pálido, y ambos son, por consiguiente, poco pleocróicas.

133). Augita. Diópside. Acmita. Hiperstena. Enstatita. Broncita.

Los *piroxenos* forman un importante grupo de minerales, que se clasifican en tres series, cada una de las cuales cristaliza en sistema diferente. Entre los monoclinicos, la *augita* es el más importante. De color anarillo obscuro u obscuro púrpura. La forma es prismática, comunmente octagonal, y el ángulo prismático es de 87° . Se altera a clorita y a hornblenda. En este último caso, el pseudomorfo se denomina *uralita*. El clivaje es sencillo o cruzado, pero en este último caso, el ángulo de intersección es recto, lo que sirve para distinguirla de la hornblenda. El pleocroismo es muy leve o falta por completo. Los colores de doble refracción son fuertes: amarillo, verde, rosado etc. Contiene inclusiones vítreas y cristalinas, y a veces se desarrolla en zonas. Los gemelos son comunes, sencillos, o laminares, esto es, en fajas repetidas. La *diópside* se diferencia de la *augita*, en que es de color verde. La *acmita* es fuertemente pleocróica. Entre los *piroxenos* ortorómbicos la *hiperstena* es el más importante. Forman aquéllos una serie isomórfica, que pasa de *enstatita* a *hiperstena*. Son muy semejantes a la *augita*. En su forma se presentan como ésta, pero el ángulo prismático es de 88° . El color, clivaje e inclusiones, son semejantes a los piroxenos monoclinicos. El pleocroismo de la *hiperstena* es característico: de azul verdoso a obscuro rojizo. La *enstatita* no muestra casi pleocroismo, por ser muy pálida. La *broncita* muestra pleocroismo especial: verde azulado, obscuro y rojo.

134). Granates.

Reciben varios nombres, según la composición química y forman una serie isométrica. Es difícil diferenciarlos, al microscopio. En general son incoloros, oscuros o rosados. De formas poligonales en algunas lavas, pero generalmente granular. Clivaje raro. Inclusiones de toda especie son comunes. El índice de refracción muy alto, lo que permite observarlos en las secciones muy claramente. Son generalmente isotrópicos y el pleocroismo no existe.

135). Sodalita.

Incolora y alotriomórfica. La forma general es cúbica, o granular. El clivaje no es frecuente. Isotrópica y sin doble refracción. Se observa en la forma cúbica, en cavidades de las traquitas.

136). Analcita. Grupo de las Zeolitas.

La analcita pertenece al grupo de las *zeolitas* o silicatos hidratados de origen secundario, que se presentan en cavidades o fisuras. Son incoloras, y a veces se presentan en agregados fibrosos o aciculares. La doble refracción es anómala: matices grises o grisosos pálidos. Pueden ser confundidas las *zeolitas* con leucita. La *natrolita* se distingue por sus colores de polarización y su carácter acicular.

137). Melilita.

Mineral raro. Ocorre en lavas ultra-básicas, con olivina y leucitas. Incolora o de un amarillo pálido. Granular o prismático. Aspecto fibroso, a causa de líneas que la atraviesan con regularidad.

138). Circón.

Incoloro. Granular o en secciones cuadradas o prismáticas. Se confunde con la apatita, a veces. Se caracteriza, sin embargo, por su alto índice de refracción y por los colores de polarización, de fuertes matices de gris o verde.

139). Turmalina.

Comunmente amarillo-oscuro, con matices azulosos en ciertas partes. A veces incolora. Es generalmente producto de la alteración de micas y feldspatos. Las secciones transversales son triangulares o hexagonales; las verticales, alargadas o aciculares. El clivaje, si existe, es muy imperfecto, lo que sirve para distinguirla de la biotita y la hornblenda. Fuertemente pleocrítica, excepto en secciones basales: pasa de gris oscuro a amarillo-oscuro pálido. La doble refracción es semejante a la de la augita, aunque los colores son un poco menos brillantes o definidos que los característicos de este mineral.

140). Apatita.

Mineral rara vez distinguible a la vista por su pequeñez habitual. Incoloro, inalterable. Se presenta en forma de prismas hexagonales o aciculares, largos. El clivaje no es común. No tiene inclusiones, y se presenta incluida en los minerales comunes de las rocas. Los colores de polarización son más débiles que los de los feldspatos. Se observan rara vez gemelos. Puede confundirse con augita o nefelina.

141). Corindón.

Incoloro o azul celeste; a veces obscuro, a causa de inclusiones. En forma granular o en hexágonos o rectángulos. Las variedades de color, fuertemente pleocróicas. La estructura en zonas muy común. Brillantes colores de polarización. Puede confundirse con la apatita o el cuarzo.

142). Calcita.

Forma granular u oval. Incolora. Haciendo girar rápidamente el polarizador, se produce un *titileo*, especie de pleocroísmo, muy característico de este mineral. La doble refracción es fuerte, de colores pálidos, grises, verdosos o rosados. Gemelos laminares. Olivaje rombohédrico, en dos o tres direcciones.

143). Epidoto.

A veces incoloro, pero por lo común de un amarillo típico, o amarillo verdoso. Generalmente en granos irregulares; a veces en prismas, semejantes a los de hornblenda. El clivaje no es siempre visible, y por lo general, en una sola dirección. Muy débil pleocroísmo; matices verdosos. Los colores de polarización muy brillantes. Esto se utiliza para distinguirlo de los piroxenos y anfíboles.

144). Titanita (Esfena).

De color amarillo obscuro o verde obscuro. De forma rómbica, un poco aguda, o imperfecta y arredondeada. El clivaje es prismático y sólo visible en individuos bien desarrollados. Débil pleocroísmo. Gemelos comunes, simples. Los colores de polarización son grises subidos, poco aparentes.

145). Magnetita.

De color opaco, aun en secciones muy delgadas. A la luz reflejado, aparece de gris de acero. En forma granular o irregular; a veces en octaedros. En las partes vítreas, se observa en forma de cristalitas alargadas. Es elemento muy común de descomposición y se encuentra en las cavidades o bordes de las olivinas, hornblendas etc.

146). Pirita.

Opaco. A la luz reflejada muestra color de amarillo de bronce o amarillo plateado. De forma cuadrada o en granos. Se distingue de *pirrotita*, por su color más blanco o bronceado.

147). Hematita.

En placas de color rojo anaranjado claro. También se presenta en masas irregulares, asociada a la limonita y la magnetita. A la luz reflejada, color rojo característico.

148). Serpentina.

De color amarillo, amarillo verdoso o azul verde. Muy distinguible como pseudomórfico de olivina. El pleocroismo es a veces observable, en matices de verde. Las masas de serpentina son menos uniformes que las de clorita. A veces se presenta en fibras visibles a la luz polarizada, en matices grisosos.

149). Clorita.

Grupo de minerales que se asemejan a las micas. Son sin embargo más blandas que aquéllas y menos elásticas. Color verde amarillento o azuloso. En placas hexagonales o fibrosas y en agregados esferulíticos. A menudo, pseudomorfas de biotita. Olivaje basal, bien definido. Un tanto pleocróicas: de amarillo a verde. La doble refracción, débil. La extinción es, a veces, paralela al olivaje; en otras forma ángulo de 15° con el eje vertical. Gemelos no existen. Puede confundirse con biotita o serpentina.

150). Caolín.

Producto blando, de color blanco, que resulta de la descomposición de los feldespatos. A veces en forma de placas bien definidas, que dan colores fuertes de polarización.

151). Talco.

Se confunde fácilmente con muscovita. Se presenta en áreas de cristales grisosos o incoloros, de fuerte refracción doble.

152). Silimanita.

Incoloro y de forma generalmente acicular. Rara vez se observa el clivaje. Se asemeja a la apatita, pero da colores de polarización más brillantes.

153). Topacio.

Semejante al cuarzo, pero a menudo muestra clivaje basal bien definido. Generalmente en granos. Probablemente proviene de la alteración de los feldespatos y otros silicatos aluminosos.

154). Escapolita.

Serie de minerales entre la *meicnita* y la *marialita*. Incoloros o grisosos. Se observa en granos en las cavidades de las lavas, asociado a las alteraciones de los feldespatos. El clivaje no es claro y los colores de polarización más fuertes que los de los feldespatos.

155). Dolomita.

Semejante a la calcita, pero no se observan gemelos, y la forma de los individuos es rómbica.

156). Rutilo.

Generalmente no se observa en las rocas sino en puntos negros, visibles sólo al microscopio. A veces en formas prismáticas, con gemelos pequeñísimos. El índice de refracción es muy alto, y así son muy conspicuos en las secciones. Color, amarillo obscuro, rojo obscuro o negro.

157). Espinel.

Miembro de la serie de los espineloides, que principia en espinel y termina con magnetita. Se asemeja el primero al último, en sus caracteres comunes, pero son más y más traslucientes, al pasar del espinel, por la cromita, a la magnetita. Todos son isotropos.

158). Ilmenita.

En granos o hexagonal. Aquéllos se asemejan a la magnetita.

Opaca. Los productos de descomposición se asemejan a la esfena. A la luz reflejada, es negra, con una malla de líneas blancas, provenientes de su descomposición.

159). Opalo.

• Semejante a la calcedonia. Incoloro, y a veces con estriaciones iridescentes, a la luz reflejada. Isotrópico, y con los Nicols cruzados se observa una cruz negra.

(F). Manera de describir las Rocas.

Sistema propuesto por el Profesor Iddings y otros.

El Profesor Iddings y otros petrólogos, han propuesto, por vía de uniformidad y común inteligencia, describir las rocas que se estudian en secciones delgadas, al microscopio, en el siguiente orden, y de acuerdo con la nomenclatura que se expresa. (*)

160). Grado de Cristalización.

Una roca puede ser:

- (a). *Holocristalina*, completamente cristalina, sin vidrio.
- (b). *Pericristalina*.—Con $37\frac{1}{2}$ % o más de materia cristalina, y el resto vidrio.
- (c). *Docrisalina*.—Con materia cristalizada, entre $62\frac{1}{2}$ % y $37\frac{1}{2}$ %.
- (d). *Hialocristalina*.—Cuando el porcentaje de cristales en la roca varía entre $37\frac{1}{2}$ % y $62\frac{1}{2}$ %.
- (e). *Dohialina*.—Con cristales entre $12\frac{1}{2}$ % y $37\frac{1}{2}$ % del total.
- (f). *Perhialina*.—Cuando hay menos de $12\frac{1}{2}$ % de materia cristalina.
- (g). *Holohialina*.—Cuando la roca es completamente vítrea.

161). Tamaño absoluto de los Granos.

Una roca puede ser:

- (a). *De grano grosero*.—Cuando los cristales, por término medio, son de más de 5 milímetros en su mayor diámetro.

(*) Finlay—Igneous Rocks.

(b). De *grano medio*.—Cuando el diámetro de ellos varía de 1 a 5 milímetros.

(c). De *grano fino*.—Cuando los cristales no alcanzan a tener un milímetro, en su mayor dimensión.

162). Relación entre el tamaño de los Cristales, y la presencia de Pasta o Base.

Puede ser:

(a). De *textura o fábrica equigranular*.—Cuando la roca está compuesta de cristales de magnitud de un mismo orden, esto es, con diámetros entre 1 y $1\frac{1}{2}$.

(b). De *fábrica inequigranular*.—Con cristales de magnitudes de diversos órdenes.

(c). De *fábrica seriática*.—Cuando las variaciones en tamaño de una roca inequigranular, son en series continuas. En este caso se distinguen: la *fábrica seriato homeoide*, con pocas series de tamaños, y con cristales en igual número, en cada serie; la *fábrica seriato porfiroide*, con pocas series de tamaños, pero con muy diferente número de cristales en cada serie; la *fábrica intersertal*, con muchas series de tamaños de cristales, pero igual número de cristales en cada serie, y, por último, la *fábrica seriato porfirítica*, con muchas series de cristales y número desigual de ellos, en cada serie.

(d). De *fábrica hiatal*.—Cuando la variación en el tamaño de los cristales ocurre en una misma serie. En este caso se distinguen: la *fábrica hiatal porfirítica*, caracterizada por pasta cristalina o vítrea, en la cual aparecen enclavados irregularmente individuos notoriamente más grandes, llamados *fenocristos* o *fenocristales*, y *fábrica hiatal poikilitica*, cuando en una pasta de cristales relativamente grande, se incrustan individuos de menor tamaño.

163). Relación entre la Pasta y los Fenocristales.

Para expresar la proporción relativa entre la *pasta* y los *fenocristos* contenidos en ella, se usan los siguientes términos:

(a). *Perpática*.—Pasta, $87\frac{1}{2}\%$ o más.

(b). *Dopática*.—Pasta de $87\frac{1}{2}$ a $62\frac{1}{2}\%$.

(c). *Sempática*.—Pasta entre $62\frac{1}{2}$ y $37\frac{1}{2}\%$.

(d). *Dosémica*.—Pasta de $37\frac{1}{2}$ a $12\frac{1}{2}\%$.

(e). *Persémica*.—Pasta menor de $12\frac{1}{2}\%$.

164). Tamaño de los Fenocristales.

Para describir el tamaño de los fenocristales, se emplean los siguientes términos:

(a). *Magnofirico*.—Cuando son, por término medio, de más de 5 milímetros de diámetro.

(b). *Mediofirico*.—Cuando el tamaño varía entre 5 y 1 milímetros.

(c). *Minofirico*.—Cuando son de menos de un milímetro, en su mayor diámetro.

165). Manera de describir los Minerales.

En cuanto a cada uno de los minerales constitutivos de las rocas, se debe anotar:

(A). Perfección del Contorno.

(a). *Euhedral*.—Cuando el cristal está limitado completamente por caras cristalográficas.

(b). *Subhedral*.—Apenas, en parte, está el cristal limitado por caras cristalográficas.

(c). *Anhedral*.—Sin caras cristalográficas.

(B). Hábitos Cristalográficos.

Los minerales son de hábito:

(a). *Ecuant*.—Cuando son equidimensionales.

(b). *Tabular*.—Dos dimensiones mayores que la tercera.

(c). *Prismoide*.—Dos dimensiones menores que la tercera.

(d). *Irregular*.—Sin simetría.

(C). Acomodo de los Cristales Tabulares en las Rocas Equigranulares.

Puede ser:

(a). *Paralelo*.

(b). *Subparalelo*.

(c). *Diverso*, en todas direcciones.

(d). *Radial*, divergente.

(e). *Irregular*.

FIN