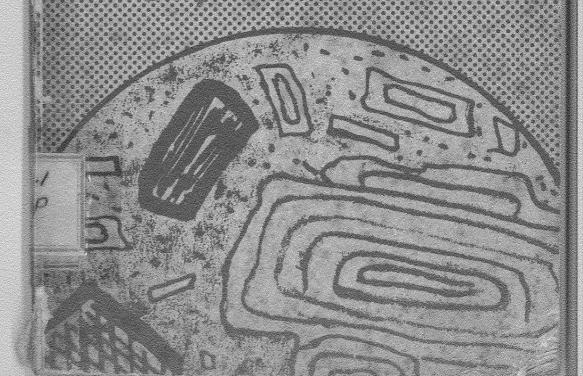


Dayrena Wile Fabrada



# Petrología de las rocas ígneas

Dayana Mc Pherson

5

EDICIÓN: Guadalupe Hechavarría

DISEÑO: Marta Mosquera REALIZACIÓN: Nelson Muñoz

EMPLANE: Ricardo Martínez Fernández

 Dayana Mc Pherson, 1981
 Sobre la presente edición: Editorial Oriente, 1981

EDITORIAL ORIENTE

José Antonio Saco No. 356, Santiago de Cuba

#### **PRÓLOGO**

El presente trabajo recoge algunos años de modesta experiencia en la docencia en la antigua Universidad de Oriente. Hemos tratado de recoger aquellos aspectos que consideramos fundamentales para los estudiantes de la especialidad de Geología del Instituto Superior Minero-Metalúrgico, así como también para todos aquellos interesados en esta ciencia geológica.

Deseamos agradecer a todos los compañeros que, de una forma u otra, nos han ayudado en la realización de este trabajo. Agradecemos muy especialmente la ayuda de los profesores de la cátedra de Petrografía del Instituto de Minas de Leningrado, en particular al doctor V. V. Dolivo-Dobrovolsky, doctor S. P. Soloviov, V. A. Zavaristky, así como al alumno de Geología Manuel Hernández, que colaboró en el mecanografiado del original.

A todos los compañeros nuestra más profunda gratitud.

LA AUTORA

Moa, 28 de octubre de 1976

#### INTRODUCCIÓN

# Concepto de roca y petrografía

La petrografía es la ciencia geológica que estudia las rocas, que no son más que un agregado mineral que se forma bajo determinadas condiciones. Estas rocas componen la parte sólida de la corteza terrestre y son cuerpos geológicos con formas y características físico-químicas determinadas.

Las rocas se componen de elementos químicos, los cuales fueron llamados "elementos petrogénicos" por Washington (1920), para diferenciarlos de los metalogénicos que forman parte de las menas. Estos elementos petrogénicos (o formadores de rocas) constituyen un grupo natural que posee una determinada posición en la tabla periódica de Mendeleiev, de acuerdo con su estructura atómica y otras características químicas; por eso, desde el punto de vista geoquímico, las rocas constituyen un agregado natural de minerales y/o vidrio volcánico, que a su vez están compuestos principalmente por elementos petrogénicos o formadores de rocas.

Sin embargo, no todo lo que se halla en la corteza terrestre son rocas; están los suelos, los sedimentos de los fondos de los mares y lagos, aunque si estos materiales se consolidan, dan lugar a rocas, y las menas.

# Fundamentos generales de la clasificación de las rocas

El estudio de los procesos geológicos que dan origen a la formación de las rocas, se utiliza para la división de las mismas en tres tipos fundamentales: ígneas o magmáticas, sedimentarias y metamórficas.

Las rocas ígneas se forman por la consolidación del líquido silicatado natural llamado magma, ya sea en el interior como en el exterior de la Tierra, como son las grandes masas de granito o las coladas basálticas.

Las rocas sedimentarias se forman por la compactación y cementación de los productos de la meteorización de las rocas preexistentes, ya sean ígneas, sedimentarias o metamórficas.

Las rocas metamórficas son aquellas que se forman por la acción de la temperatura y la presión sobre otras rocas.

Entre estos tipos de rocas existen algunas que pudieran ser consideradas como intermedias entre estos grupos, por ejemplo, las rocas piroclásticas, que son intermedias entre las ígneas y las sedimentarias: se componen de fragmentos de rocas expulsadas durante las erupciones volcánicas, que se acumulan y cementan unas con otras. Las pizarras metamorfizadas son intermedias entre las rocas sedimentarias y metamórficas; se componen de andalucita y minerales arcillosos y presentan una esquistosidad grosera. Las migmatitas son intermedias entre los granitos y los gneisses, o sea, entre las rocas ígneas y metamórficas.

Las rocas ígneas constituyen el objeto de nuestro estudio.

Para poder estudiarlas se clasifican teniendo en cuenta los aspectos siguientes:

- a) Composición mineralógica
- b) Estructura y textura

- c) Características químicas de las mismas (quimismo)
- d) Forma de yacencia.

Cada uno de estos aspectos se estudiará en los capítulos siguientes.

# Composición mineralógica de las rocas ígneas

Casi todas las rocas ígneas se componen de un agregado cristalino de minerales, los cuales se utilizan para la clasificación de los diferentes tipos de rocas desde el punto de vista mineralógico.

La composición mineralógica de las rocas ígneas se determina más fácilmente que la química; en las rocas de grano grueso se pueden identificar los minerales incluso a simple vista.

Para caracterizar la composición mineralógica de una roca magmática, no sólo hay que determinar qué tipos o cuáles son los minerales que la componen, sino también en qué cantidad éstas se encuentran.

Las rocas ígneas se componen aproximadamente de unos cuarenta minerales. La composición media de las mismas demuestra que éstas están formadas fundamentalmente de un 65 % de feldespatos (50 % de feldespatos potásicos y sódicos, y de un 15 % de cálcicos), de un 15 % piroxeno y anfíboles, de un 10,5 % de cuarzo, un 3,5 % de micas y un 6,0 % de otros minerales, de lo que se observa que los principales minerales formadores de rocas ígneas son los feldespatos.

Según el papel o significación de los minerales en las rocas magmáticas, éstos se dividen en principales o esenciales y secundarios.

1. MINERALES PRINCIPALES O ESENCIALES. Son aquellos que forman la masa principal de la roca, es decir, constituyen la masa de los minerales formadores de roca, los cuales la determinan. Si uno de los minerales falta o disminuye la cantidad de éste, la roca recibe otro nombre. Por ejem-

plo, los minerales principales del granito son los feldespatos, el cuarzo y la biotita; si uno de éstos falta o varía notablemente su cantidad, la roca recibe otro nombre. Según la composición química, los minerales principales o esenciales se dividen en dos grupos.

Minerales félsicos (o sálicos): Se componen de silicio y aluminio principalmente, a los cuales se unen los cationes de Na, Ca y K. A este grupo de minerales pertenecen los feldespatos, feldespatoides y cuarzo. Macroscópicamente, estos minerales de colores pálidos y en secciones delgadas son siempre incoloros, de ahí que se denominen también minerales incoloros o leucocráticos (del griego leucos, incoloro).

Minerales máficos (o fémicos): Se caracterizan por el alto contenido de Fe y Mg (el nombre de máficos o fémicos se deriva de las primeras sílabas de ferrum y magnesium). A este grupo de minerales pertenecen el olivino, los piroxenos, los anfíboles y las micas. Se les denominan también minerales coloreados o melanocráticos (del griego melanos, oscuro), ya que macroscópicamente tienen colores oscuros y en secciones delgadas son coloreados, excepto el olivino.

Entre los principales minerales formadores de rocas, predominan, como vimos anteriormente, los feldespatos, de ahí que la división de las rocas ígneas se haga basada en la presencia, carácter y cantidad de feldespatos. Junto con los feldespatos, una significación muy importante para la clasificación de las rocas, la tienen el cuarzo y la nefelina, las que indican que las rocas están sobre e infrasaturadas de SiO<sub>2</sub>, respectivamente.

Según el carácter y cantidad de los feldespatos, las rocas magmáticas se dividen en ultrabásicas, básicas, medias y ácidas.

Por el carácter de los minerales máficos, se denominan las diferentes variedades dentro de cada grupo, como por ejemplo: gabro olivínico, granito biotítico.

2. MINERALES SECUNDARIOS. Son aquellos minerales que se encuentran en las rocas en cantidades no significativas

y cuya presencia o ausencia no influye en la denominación de la roca. Pueden ser incluso los minerales félsicos y máficos, pero en cantidades inferiores al 5 %. En otras ocasiones son minerales característicos para un determinado tipo de roca, como por ejemplo: la cromita y la espinela para las peridotitas, la monacita para los granitoides, la eudialita para las sienitas nefelínicas; otros se hallan en diferentes tipos de rocas como el apatito y la magnetita. Estos minerales específicos reciben el nombre de accesorios. Entre éstas se encuentran también el zircón, la esfena, casiterita, apatito, xenotima, monacita, scheelita, rutilo, eudialita, eucolita, astrofillita, espinela, cromita, magnetita, titanomagnetita y otros minerales meníferos y no meníferos.

El estudio de los minerales accesorios es importante para el estudio de la génesis de la roca, para determinar las particularidades de la mineralización de algunos complejos magmáticos, para el estudio de los procesos de migración de elementos, para la formación de yacimientos minerales. En algunos casos, estos minerales accesorios se hallan en grandes cantidades, como la eudialita en las jibinitas (sienitas nefelínicas eudialíticas).

Como minerales secundarios también se consideran aquellos que surgen por la acción de procesos de transformación de las rocas ya consolidadas, como es la serpentina, clorita, calcita, zeolitas, sericita, saussurita.

Hay algunos minerales que no son característicos de las rocas ígneas, pero que a veces se hallan en las mismas como el granate, corindón, cordierita y otros. Estos minerales se denominan casuales.

Desde el punto de vista genético, los minerales de las rocas ígneas se dividen en los grupos siguientes:

1. Minerales magmáticos primarios o minerales de la fase principal de la cristalización de la roca. Corresponden a los principales minerales formadores de rocas: los silicatos y los minerales accesorios, los cuales se forman durante la cristalización del magma, hasta alcanzar la total solidificación de la roca. Estos minerales pueden ser

estables en las condiciones de la formación de la roca: se separan en forma continua, ininterrumpidamente, del líquido magmático; puede decirse que son normales. Otros minerales se forman en diferentes condiciones de temperatura, presión o composición del magma, v se hallan en la roca a modo de residuos, descomponiéndose en parte y transformándose en otro mineral, como por ejemplo: el cuarzo, corroído de algunas rocas efusivas; el olivino, sustituido en parte por piroxeno rómbico; la hornblenda, que sustituye restos de augita. Estos dos últimos ejemplos reciben el nombre de minerales de reacción; son el producto de la reacción de los minerales va formados (olivino, augita) con el líquido magmático residual que los rodea, que es más rico en sílice que el original, a partir del cual se formaron primeramente, o sea, representa los minerales estables para las nuevas condiciones físico-químicas del magma.

- 2. Minerales epimagmáticos (pneumatolíticos, de reacción e hidrotermales). Se forman por la acción de las soluciones residuales que contienen componentes volátiles (H<sub>2</sub>O B, F, CO<sub>2</sub>, Cl, SO<sub>3</sub>, OH y otros). Estos componentes volátiles actúan sobre la cristalización del magma y dan lugar a la formación de nuevos minerales, como turmalina, muscovita, topacio, fluorita. En otras ocasiones actúan sobre minerales ya formados, como por ejemplo, la nefelina, y dan lugar a la formación de la cancrinita y la sodalita, de la serpentina (a partir del olivino), de la clorita, epidota, zoicita, escapolita, etcétera.
- 3. Minerales diagenéticos. Al cambiar las condiciones físico-químicas de la roca ya consolidada, ocurren variaciones en la composición mineralógica de la misma, lo que da lugar a la formación de nuevos minerales estables para las nuevas condiciones físico-químicas. Estas variaciones comienzan inmediatamente después de la cristalización de la roca y se prolongan por un largo período. Como ejemplos, tenemos la sustitución de la tridimita por el cuarzo, y la sanidina por ortosa, en las rocas volcánicas.

4. Minerales exógenos secundarios. Estos minerales son el resultado de la acción de agentes externos que actúan sobre la roca ya consolidada, del intemperismo y de la acción de los diferentes tipos del metamorfismo. Estos minerales no influyen sobre la clasificación sistemática de las rocas.

# Asociación mineralógica en las rocas ígneas

Las rocas ígneas no son más que una asociación regular de minerales que responden a determinadas condiciones y que, por tanto, se rigen por determinadas leyes petrográficas.

A principios de siglo, Weinschenk (1906) estableció una serie de estas leyes empíricamente, como resultado de numerosas observaciones:

- (I) El cuarzo nunca se encuentra en rocas ígneas pobres en sílice y principalmente en aquellas que a la vez son ricas en álcalis. Nunca se halla junto con nefelina y leucita, por lo que se desprende que se hallará siempre en rocas ácidas.
- 2. La mica potásica como mineral primario no aparece junto con los piroxenos o la hornblenda.
- 3. El olivino se halla raras veces junto con hornblenda y ortosa y no se encuentra (salvo raras excepciones, como el rapakivi, en algunos *trapps* de Siberia y en estos casos es olivino rico en hierro) en rocas que contienen cuarzo.
- 4. La hornblenda generalmente se acompaña de la titanita o esfena, del olivino-picotita, de la melilita-perovsquita.
- 5) En las rocas ricas en sodio, la biotita es bastante rara y generalmente se sustituye por el piroxeno o la hornblenda.
- 6. En las rocas plutónicas, desde los granitos hasta los gabros la biotita aparece principalmente en las rocas ricas

en sílice y álcalis, al disminuir estos óxidos, la biotita se sustituye por la hornblenda (en las rocas intermedias) y por el piroxeno monoclínico (en las rocas básicas). De este modo, el máfico para los granitos será la biotita; para las sienitas y dioritas, la hornblenda, y para los gabros, el piroxeno. En las rocas ácidas que contienen plagioclasas, la biotita se halla junto con la hornblenda (tonalitas); en las rocas básicas que contienen ortosa y plagioclasa, la hornblenda se halla junto con el piroxeno (monzonitas).

7. Si la hornblenda y el piroxeno se desarrollan zonalmente en las rocas ricas en sodio, el piroxeno alcalino rodea a la hornblenda; en las rocas ricas en calcio ocurre siempre lo contrario.

8. En las rocas plutónicas ricas en sílice, la hornblenda es verde y raras veces es parda; en las rocas básicas, la hornblenda es parda.

9. La hornblenda y la mica en las rocas volcánicas son minerales inestables en las condiciones de cristalización de las coladas de lavas. Estos minerales se formaron en el interior de la Tierra (intratelúricos), por eso a menudo muestran huellas de disolución por la acción del magma sobre ellas, y en el período de cristalización de la colada o manto de lava, en lugar de la mica y la hornblenda, aparecen la augita y la hiperstena.

10. Los piroxenos y anfíboles ricos en sodio aparecen sólo en rocas magmáticas ricas en álcalis, en las cuales se halla el sodio en mayores cantidades que las necesarias para formar los silicatos aluminio-alcalinos.

11. La melanita y la mayoría de los silicatos que contienen zirconio y titanio se hallan sólo en rocas ricas en sodio.

12. Los silicatos alumínicos, los aluminosilicatos magnésicos y los silicatos cálcicos, tales como el corindón, espinela, etcétera, se encuentran en aquellas rocas ígneas cuyos magmas disolvieron parcialmente parte de las rocas sedimentarias encajantes.

13. La nefelina, leucita, melilita y sodalita (además de lazurita) se hallan sólo en rocas magmáticas y muy raras veces la nefelina se encuentra como mineral de contacto.

# Estructura y textura de las rocas ígneas

Se entiende por estructura aquella particularidad interna de la disposición de una roca que se determina por la forma, el tamaño absoluto y relativo y las interrelaciones de los minerales que la componen. Como ejemplo, supongamos que tenemos dos rocas compuestas por dos minerales principales: piroxeno y plagioclasa. En una, ambos minerales son granos isométricos y en la otra, las plagioclasas aparecen como cristales prismáticos alargados, mientras que el piroxeno se halla en pequeños granos de forma irregular y como si rellenara los espacios libres entre las plagioclasas. Ambas rocas se diferencian por la estructura: en el primer caso será una estructura formada por granos de aproximadamente igual tamaño, y en el segundo caso, los granos grandes estarán rodeados de una masa formada por granos pequeños.

Actualmente existen discrepancias entre los petrógrafos sobre los términos textura y estructura. Los de habla inglesa llaman estructura a lo que nosotros llamamos textura y a la estructura le llaman textura o bien fabric. Para nosotros será estructura lo anteriormente expuesto, es decir, las interrelaciones internas entre los minerales que forman la roca, la "armazón" interna de la roca.

Las estructuras de las rocas ígneas dependen de les factores siguientes:

- 1. Del grado de cristalización (relación cuantitativa de los cristales y el vidrio)
  - a) Holocristalinas
  - b) Hemicristalina o hipocristalina
  - c) Vítreas o hialinas.
- 2. Del tamaño absoluto de los granos

- a) De granos gigantes (los granos se miden en centímetros)
- b) De granos gruesos (de 3-5 mm)
- c) De granos medios (de 1-2 mm)
- d) De granos finos (de 0,5-1 mm)
- e) Criptocristalina o afanítica (menor de 0,5 mm).
- 3. Del tamaño relativo de los granos
  - a) Equigranulares
  - b) Inequigranulares.

Entre ambos grupos existen estructuras intermedias que son las porfídicas.

- 4. De la forma de los granos
  - a) Grado de idiomorfismo
     Idiomórficas
     Hipidiomórficas

**Anhedrales** 

- b) Hábito cristalino de los minerales.
- 5. Relaciones entre los granos de los diferentes minerales
  - a) Secuencia de formación (cristalización) de los minerales
  - b) Carácter de la cristalización simultánea
  - c) Variaciones de la forma de los granos hasta el endurecimiento de la roca (fusión de soluciones sólidas, reacciones en el estado sólido, etcétera).

Hábito cristalino: determina la forma del grano mineral. Si para un mineral dado, la forma propia del mismo es prismática, este hábito se conserva más o menos en la roca ígnea en condiciones de crecimiento libre. Solamente cuando el mineral no puede crecer libremente, adquiere formas irregulares.

Los hábitos para los minerales principales de las rocas ígneas son los siguientes: hábito tabular, lo poseen la biotita y a veces los feldespatos. La hornblenda, egirina y plagioclasas presentan hábitos prismáticos. Para las plagioclasas es muy característico la forma de bandas o listones, intermedios entre el hábito prismático y el tabular. Para la nefelina es típico el hábito columnar corto y los cristales gruesos, los que poseen contornos casi cuadrados y hexagonales. El cuarzo aparece en forma irregular y con huellas de disolución.

# 1. Grado de cristalización

- a) Estructura holocristalina, es aquella en que la roca está compuesta totalmente por cristales y no contiene vidrio volcánico. Es típica de las rocas intrusivas.
- b) Estructura hemicristalina o hipocristalina, la encontramos en las rocas que contienen cristales y vidrio volcánico. Es típica de las rocas efusivas jóvenes.
- c) Estructura vítrea o hialina, es aquella en que la roca está compuesta totalmente por vidrio volcánico. Es típica de las lavas modernas.

En el caso de las estructuras hemicristalinas, a menudo aparecen cristales en medio de la masa vítrea, en este caso la estructura se denomina vitrofírica.

Como vemos, estas estructuras se pueden subdividir a su vez por la cantidad relativa de elementos cristalinos, por una parte, y de vidrio volcánico, por la otra. En estos casos pueden utilizarse los términos casi cristalina (o anchicristalina), hemicristalina, vítreo-cristalina, hemivítrea y vítrea.

El vidrio volcánico es una sustancia viscosa sobrenfriada, en la cual los átomos y los grupos de átomos (radicales, iones, etcétera) se hallan distribuidos en desorden, como en los líquidos y no forman un sistema de redes regulares, correspondientes a una sustancia sólida cristalina. Cuando el vidrio se desvitrifica, se convierte en un agregado de pequeñísimos elementos cristalinos, de ahí que en las lavas paleozoicas prácticamente no se halla vidrio volcánico; estas lavas a veces se encuentran sometidas (o han sufrido) a los procesos del metamorfismo térmico y dinámico, en este caso, tampoco se encuentra vidrio volcánico. Generalmente el vidrio se transforma en una masa criptocristalina, en la cual no se observan muy bien los cristales de los minerales individualmente. Esta transformación del vidrio volcánico (desvitrificación) se efectúa más rápidamente al aumentar la temperatura; ésta provoca el aumento de la velocidad de reordenamiento de los átomos e iones que constituyen el vidrio y se convierten en una sustancia cristalina en lugar de la amorfa. Esto ocurre también al aumentar la presión.

Además de esta transformación secundaria, en las lavas se observan formaciones como si constituyesen éstas el límite entre el estado amorfo y el cristalino. De tal modo, en los vidrios volcánicos, principalmente en aquéllos de composición liparítica y dacítica, se observan pequeñísimos elementos denominados cristalitos. Estos cristalitos representan los embriones de cristales, los cuales al desarrollarse posteriormente, se convierten en microlitos o esqueletos de cristales, que se pueden identificar bajo el microscopio de polarización a diferencia de los cristalitos.

Los tipos principales de cristalitos son los siguientes (Fig. 1):

Globulitos: Son pequeñísimas formaciones esféricas, a veces forman manojos irregulares denominados cumulitos, y otras veces se agrupan formando masas esféricas, conocidas como globoesferolitos. Posteriormente, pueden convertirse en esferolitos.

Margaritos: Al unirse éstos y formar paquetes densos, en forma de cuerpos alargados, cilíndricos y con los extremos redondeados, reciben el nombre de longulitos o cuerpos aculeiformes, llamados espiculitos o belonitos; si tienen forma de cabellos, reciben el nombre de triquitos. Los

de forma en abanico o semejantes a una hoja de helecho se denominan escopulitos.

En algunas ocasiones surgen unas formaciones esferolíticas que son intermedias entre las estructuras amorfas (vítreas) y las claramente cristalinas; éstas se observan en la masa vítrea como sustancias cristalinas anisótropas, en forma de hebras o filamentos alargados en una sola dirección y que partiendo de un centro, se distribuyen más o menos uniformemente, con contornos redondeados —esferolitos—. Estos cristalitos que constituyen los esferolitos pueden ser de un solo mineral, generalmente feldespato, o de cuarzo y feldespato. Se forman en lavas relativamente viscosas (dacíticas, liparíticas).

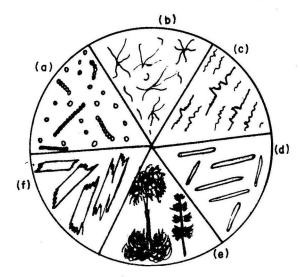


Fig. 1 Cristalitos de los vidrios volcánicos:

- a) globulitos y margaritos (cadenas)
- b) triquitos
- c) triquitos en una roca de textura fluidal
- d) longulitos
- e) escopulitos
- f) esqueletos de cristales.

En aquellas rocas en que predominan los esferolitos, la estructura se denomina esferolítica.

# 2. Tamaño absoluto de los granos

Para aquellas rocas en que los cristales se ven a simple vista, las estructuras se denominan faneríticas; si estos cristales son tan pequeños que no se observan a simple vista, se denominan afaníticas. Las primeras corresponden a las rocas en las cuales los cristales son mayores de 5 mm y hasta 0.5 mm. Las afaníticas son las de granos menores de 0,5 mm. En este último grupo se hallan las estructuras criptocristalinas, o sea, son las de las rocas que contienen microlitos, cristalitos y vidrio volcánico, los cuales no se pueden determinar a veces bajo el microscopio de polarización.

# 3. Tamaño relativo de los granos

Se dividen en estructuras equigranulares: aquellas en que todos los granos tienen aproximadamente el mismo tamaño, como ocurre en el caso de las aplitas, por ejemplo; e inequigranulares: las que poseen cristales de tamaños desiguales.

Existe un tipo intermedio que se denomina estructura porfídica que se caracteriza por la presencia de grandes cristales (fenocristales) rodeados por una masa formada por pequeños cristales o microlitos y vidrio volcánico. Esta estructura es típica para las rocas hipabisales y efusivas.

#### 4. Forma de los granos

a) Grado de idiomorfismo. Se llama idiomorfismo al grado de correspondencia de la forma del mineral con la que éste presenta en una roca dada. Si el mineral presenta sus contornos regulares característicos de su hábito cristalino, se dice que éste es idiomórfico; se observa principalmente en el apatito y, en general, en los máficos. Si se conservan algunos contornos regulares, se dice que el cristal es hipidiomórfico, como, por ejemplo, se encuentran generalmente las plagioclasas y los feldespatos potásicos. Se dice que el mineral es xenomórfico si el contorno es irregular, como ocurre en aquellos minerales que rellenan los espacios libres entre otros minerales, como es el caso del cuarzo, por ejemplo.

En general, las rocas que se componen de uno o dos minerales tienden a ser idiomórficas, como son las dunitas, por ejemplo; hipidiomórficas, que contienen más de tres minerales, como son las dioritas, y allotriomórficas, como los granitos, aplitas, etcétera.

# 5. Relaciones entre los granos de los diferentes minerales que componen la roca

Mientras más temprano se separe un mineral del magma, menos obstáculos encontrará durante la cristalización y más perfecto será su idiomorfismo. Los minerales que se separan más tarde serán allotriomórficos y rellenarán los espacios libres que queden entre los minerales ya formados.

En las rocas ígneas, para saber la secuencia de cristalización, es necesario estudiar la estructura de la roca; esta secuencia se puede establecer basado en la existencia del idiomorfismo total, parcial o su ausencia. Si un mineral dado se presenta idiomórfico en relación con otro u otros, se puede decir que la cristalización del primero ocurrió antes de que se formaran los otros. Si un mineral presenta un idiomorfismo parcial en relación con un segundo mineral que no lo presenta, puede decirse que el primero cristalizó antes que el segundo. Si un mineral idiomórfico se encuentra incluido en otro, puede decirse que el primero comenzó a cristalizar antes que el segundo, pero que fue rodeado por éste, aunque la parte interna del segundo mineral pudo haberse formado antes, en este caso el primer mineral pudo formarse antes o después.

En algunos casos, la inclusión de un mineral dentro de otro puede deberse a una disolución de soluciones sólidas, como titanomagnetita en hiperstena, diallaga. En otros, ocurre una cristalización simultánea de dos minerales, como por ejemplo, de cuarzo y feldespato en las pegmatitas (mezclas eutécticas).

Según Rosembush (1898), los minerales de las rocas ígneas cristalizan en el orden siguiente:

- 1. Los primeros minerales que se separan de un magma que está cristalizando, son los minerales accesorios como el apatito, zircón, titanita, magnetita, etcétera.
- 2. En segundo lugar se separan los minerales del grupo de los silicatos ferromagnesianos, más tarde los calcomagnesianos (silicatos), los silicatos ferroso-cálcicos, tales como olivino, biotita, anfíboles, piroxenos, o sea, los minerales máficos o coloreados.
- 3. A continuación se forman los aluminosilicatos cálcicos, los calco-alcalinos, alcalinos, o sea, las plagioclasas básicas, luego las medias, ácidas, feldespato potásico, nefelina, leucita. Estos minerales se denominan félsicos o claros o incoloros.
- 4. La cristalización termina con la separación de la sílice libre (cuarzo).

#### Texturas

La textura se determina por la distribución y situación de los distintos granos minerales en el espacio. Esta distribución y situación dependen de:

1. Factores internos relacionados con las características de la cristalización

2. La influencia de factores externos sobre la cristalización o en la roca ya formada.

En el primer caso surgen las texturas endógenas y en el segundo, las texturas exógenas.

Para las rocas ígneas, las texturas más características son las endógenas, que son uniformes, macizas, compactas, y en las cuales se puede observar una distribución desordenada, al azar; y en las rocas porfídicas se puede observar una distribución uniforme en los cristales en toda la matriz de la roca.

La textura uniforme o maciza, ya se dijo que era la más común dentro de las rocas ígneas. Se caracteriza porque en cualquier parte de la roca, los minerales se distribuyen uniformemente sin ninguna orientación. Esta textura demuestra que las condiciones de cristalización fueron iguales en todas las partes de la roca.

La textura taxítica o de schlieren (de fajas, cintas) se caracteriza porque las distintas partes de la roca se diferencian por la composición o la estructura. Existe una diferencia de textura y composición en la masa normal, pero sin límites netos. Representan una diferenciación in situ, una asimilación parcial de fragmentos de rocas en las cuales encajan, o invecciones de magma residuales en las rocas ya consolidadas. Si en la roca hay diferencias en la composición, la textura se denomina taxítica de composición y si es en la estructura, taxítica estructural. A veces existen diferencias en la composición y en la estructura, juntas en algunas partes de la roca. La textura taxítica se forma por la presencia de xenolitos, atrapados por el magma durante su penetración en las rocas encajantes o bien por la separación o aislamiento de minerales formados durante la primera etapa de la cristalización magmática. Los schlieren pueden tener forma de capas, cintas o formas irregulares.

La textura orbicular o esférica se parece bastante a la taxítica, pero se diferencia de ella en que los minerales

se distribuyen alrededor de un centro en forma de capas concéntricas de diferentes composiciones. Estas texturas se forman cuando durante la cristalización de los minerales el magma se sobresatura alternativamente de un componente y luego de otro, y relacionado con esto ocurre la secuencia de cristalización de los minerales.

Entre las texturas originales por factores externos, es decir, relacionadas con la influencia de la presión externa, se tienen: directivas y fajeadas.

Las texturas directivas o de dirección se caracterizan por una distribución subparalela de los minerales en la roca, según un plano o línea relativa. Estas texturas se observan muy bien en aquellas rocas que poseen minerales de forma alargada o laminar. Se subdividen en:

Textura gneissotípica: pertenece a aquellas rocas holocristalinas en las cuales los minerales se distribuyen subparalelamente (principalmente los máficos) y se forman por la acción de la presión uniforme durante la cristalización magmática, en las partes periféricas de la intrusión, a consecuencias del flujo del magma en la superficie de contacto.

Textura traquitoidea: se caracteriza por una distribución subparalela de los feldespatos que se orientan según la corriente de flujo.

Textura fluidal: es típica para las rocas efusivas, en las cuales los cristalitos y microlitos se distribuyen subparalelamente y se alargan en la dirección del flujo de lava.

Textura fajeada: se observa en las rocas en que los minerales se distribuyen en capas de diferente composición o estructura. Todavía el origen de este tipo de textura no está claro.

Textura compacta: se llama a aquella textura en que los granos minerales están uno junto a otro, sin espacios libres entre ellos. Es la más común para las rocas ígneas.

Textura porosa: se observa en las rocas que poseen poros esféricos o irregulares, no rellenados por minerales. Los poros pueden ser mayores o menores de 2 mm, y en el caso en que la mayor parte de la roca esté constituida por poros, constituyen la espuma de lava. Si los poros se encuentran rellenados por minerales secundarios, la textura se denomina amigdaloidal. Todas estas texturas son de las rocas efusivas. En el caso en que una roca holocristalina intrusiva posea poros o vacuolas, generalmente rellenos en parte por minerales pneumatolíticos e hidrotermales, la textura se denomina miarolítica.

# Petroquímica

Composición química de las rocas magmáticas Generalidades

La composición química es uno de los factores más importantes de las rocas ígneas y tiene un gran significado para la determinación de las rocas volcánicas, las cuales presentan estructuras hemicristalinas o vítreas, a consecuencia de lo cual no se pueden clasificar por su composición mineralógica. La parte de la petrología que estudia las características químicas de cada uno de los tipos de rocas y sus series naturales (complejos) se denomina Petroquímica.

En la composición de las rocas magmáticas, no todos los elementos del sistema periódico de Mendeleiev tienen una igual distribución. Los principales elementos químicos para las rocas, según Clarke (1920), son peso en %: () 47,29 %; Si 28,02 %; Al 7,96 %; Fe 4,50 %; Ca 3,47 %; Mg 2,29 %; Na 2,5 %; K 2,47 %. Estos elementos químicos se han denominado elementos formadores de rocas o petrogénicos. Una menor importancia poseen los elementos Ti, H. P, C, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Ni, Co, V, los cuales

se encuentra en décimas y centésimas partes de por cientos. Todos los demás elementos se hallan en cantidades menores de 0,50 %. La causa de esta regularidad en la composición química de las rocas ígneas radica en que la litosfera y la Tierra en su totalidad, están relacionadas con las características de la estructura de los átomos de los elementos químicos.

Como se puede observar en lo antes expuesto, el papel predominante lo tienen los elementos de las cuatro primeras filas de la tabla Mendeleiev, es decir, aquellos elementos cuvos números de orden no son mayores de 26. Los átomos de los elementos señalados presentan una mayor estabilidad nuclear y una menor inclinación hacia la desintegración espontánea.

Los átomos que poseen números pares de protones y neutrones tienen una estabilidad muy particular que los diferencia, es decir, son aquellos elementos cuyos pesos atómicos son iguales a la masa de los protones y neutrones y a dos veces el número de orden. Entre éstos, los átomos de mayor estabilidad son aquellos cuyos pesos atómicos son múltiplos de cuatro, como es el caso del oxígeno y del silicio (O, número atómico 8, peso atómico 16; Si, número atómico 14, peso atómico 28).

Los núcleos de los elementos pesados, sobrecargados de neutrones (por ejemplo, el peso atómico del uranio es 238,7 y la carga 92), fácilmente se desintegran y se convierten en otros elementos. A consecuencia de esto, los elementos con grandes números de orden no tienen una considerable distribución en la estructura de la Tierra. Conforme a este clarke (distribución de los elementos), se determina su energía atómica interna.

A continuación se dan las tablas para la composición química media de la corteza terrestre y de la Tierra en su totalidad (Tabla 1 y 2) y para las rocas magmáticas, expresada en % en óxidos (Tabla 3).

46,40 8,23 0,63 4,15 2,36 2,36 2,36 0,57 0,095 0,002 0,013 0,026 0,013 Vinogradov (1962) 0,093 0,023 0,017 0,047 47,0 29 8,05 4,65 2,96 2,50 2,50 1,87 0,45 (beso %) de los elementos 26 7,45 7,45 3,25 2,40 2,35 2,35 2,35 0,61 0,01 0,10 Clarke y Washington (1924) Contenido Elementos 

Tabla 1

Tabla 2
COMPOSICION QUÍMICA DE LA TIERRA

Elementos	Washington	Fersman	Maison	Levin
	(1925)	(1933)	(1958)	(1955)
0	27,71	28,56	27,17	34,6
Si	14,53	14,47	13,84	17,8
Ti	0,02	_	0,06	0,07
Al	1,79	1,22	1,07	1,4
Fe	39,76	37,04	38,80	25,6
Mg	8,69	11,03	11,25	13,9
Ca	2,52	1,38	1,07	1,6
Na	0,39	0,52	0,51	0,70
K	0,14	0,15	0,06	0,09
Mn	0,07	0,18	0,13	0,20
Co	0,23	0,06	0,20	_
Cr	0,20	0,26	0,19	
Ni	3,16	2,96	2,70	_
s	0,64	1,44	2,74	_
P	0,11	0,12	0,08	0,016
С		0,13	_	-
н		_		
		,		
			é	

Tabla 3
COMPOSICION QUÍMICA MEDIA DE LAS ROCAS MAGMATICAS

Peso % Oxidos	Clarke y Washington	Zavaritsky
	(1924)	(1955)
$SiO_2$	59,12	59,09
$Al_2O_3$	15,34	15,35
$\mathbf{F_2O_3}$	3,08	3,08
FeO	3,80	3,80
MgO	3,49	3,49
CaO	5,08	5,08
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,84
$K_2O$	3,13	3,13
$H_2O$	1,15	1,4
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,05
MnO	0,24	
$P_2O_5$	0,30	0,30
$Cr_2O_3$	0,055	-,
NiO	0,025	

En esta tabla se puede observar que los ocho primeros óxidos ocupan el 96,88 % del peso total de la composición de la roca. Éstos son SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, K<sub>7</sub>O y Na<sub>2</sub>O . Dichos óxidos constituyen las partes principales de las rocas magmáticas; se denominan óxidos formadores de rocas. Entre ellos predomina el SiO<sub>2</sub>, de ahí que las rocas ígneas por su alto contenido sean rocas silicatadas. La sílice en las rocas ígneas oscila entre el 35 y el 75 %.

Los datos estadísticos demuestran que en los continentes, los tipos más abundantes de rocas magmáticas son dos: uno que contiene 52,5 % de SiO<sub>2</sub> —rocas tipo basalto— v otro que contiene 73 % de SiO<sub>2</sub> —granitos—. El

fuerte predominio del basalto entre las rocas efusivas (pobres en SiO<sub>2</sub>) y la poca cantidad de lavas de composición riolítica (el contenido medio de SiO<sub>2</sub> es alrededor del 70 %), se explica por la alta viscosidad del líquido magmático, muy rico en SiO<sub>2</sub>, que impide u obstaculiza la expulsión.

En la composición de los líquidos magmáticos que se consideran fuentes primarias de rocas ígneas, tienen una gran importancia los componentes volátiles en los óxidos formadores de rocas de difícil volatilización. Entre éstos se hallan principalmente el H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> incluso el HF, H<sub>2</sub> S, SO<sub>2</sub>, BO<sub>3</sub>, S y otros.

Su existencia en los líquidos magmáticos y su influencia sobre la formación de las rocas se pueden juzgar por la composición mineralógica de las vetas pegmáticas, por los productos del metamorfismo de contacto, por las características del autometamorfismo, así como también la cantidad de componentes volátiles en el magma, la dan las observaciones sobre las erupciones volcánicas y la actividad de las fumarolas (aunque algunas cantidades pueden tener fuentes metamórficas).

El magma que da origen a las rocas magmáticas, es, por consiguiente, considerado como un líquido silicatado que representa una mezcla de componentes infusibles y volátiles.

En la Tierra, durante todas las épocas geológicas, han surgido rocas de determinadas composiciones químicas (granitos, gabros, sienitas). Esta repetición está condicionada por una composición química semejante, expuesta a la fusión y a la tendencia hacia la diferenciación. Por diferenciación se entiende el conjunto de procesos que conducen hacia la formación determinada de tipos y complejos de rocas magmáticas a partir de un líquido magmático. La correlación regular de los óxidos formadores de rocas en las rocas ígneas, es una de sus características

más importantes y que las diferencia de las rocas silicatadas de origen sedimentario y metamórfico.

# Principios de las clasificaciones petroquímicas y sus cálculos

La clasificación de las rocas magmáticas según la composición química exige el cumplimiento de dos importantes condiciones: primero, reflejar en las magnitudes comparadas las características petroquímicas más sobresalientes de las rocas, y segundo, dar la posibilidad de componer de un modo cómodo y evidente la mayoría de los análisis de las rocas. Para estos trabajos se han elaborado diferentes métodos para los cálculos químicos, cada uno de los cuales tiene sus características propias. Los análisis químicos son voluminosos, contienen hasta veinte determinaciones, luego se reelaboran en cantidades moderadas de cifras características (parámetros o coeficientes). Tal reelaboración de la posibilidad de trabajar el método con representación gráfica de la composición de las rocas y comparar una mayor cantidad de análisis químicos.

A pesar de la diversidad de clasificaciones petroquímicas y sus correspondientes métodos de cálculos, entre cllos se pueden distinguir dos direcciones fundamentales: primero, las clasificaciones iniciales (Levinson-Lessing, Roth, Fedorov) en las cuales el fundamento de la división cra puramente químico; durante el cálculo, por ejemplo, los óxidos se reunían en grupos de acuerdo con la valencia del elemento metálico. La segunda dirección de las clasificaciones petroquímicas se caracteriza por la tendencia a unir el quimismo de las rocas por su composition mineralógica. A este grupo pertenecen los sistemas de Zavaritsky, Kuznetsov, Cross, Iddings, Pirsson, Washington (estos últimos se conocen por las siglas C.I.P.W.), Nigeli y otros.

Existe también "el método del oxígeno" de T. Barth, que tiene otros objetivos y no entra en ningún grupo enumerado.

Algunos sistemas de cálculos petroquímicos de los análisis químicos de las rocas

Clasificación y método de Levinson-Lessing

Esta clasificación química fue elaborada en 1897. Afirma que el quimismo es variable independientemente y su función es la composición mineralógica. La clasificación basada en principios químicos, es la más universal, ya que atiende tanto a las rocas holocristalinas como a las vítreas.

El método del cálculo se basa en la reunión de los óxidos de un solo tipo en grupos de acuerdo con la valencia y sólo se presta atención a los principales componentes. Sumando las cantidades moleculares correspondientes a esos grupos de óxidos, se obtienen cuatro grupos, como dijimos anteriormente:

$$R_2O = Na_2O + K_2O$$

$$RO = FeO + MgO + CaO$$

$$RO_2 = SiO_2 + TiO_2$$

$$R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3$$

Posteriormente, los grupos  $R_2O$  y RO se suman en el grupo RO; el coeficiente  $R_2O_3$  se añade a este grupo, luego se divide por la cantidad de  $RO_2$ . De este modo obtenemos la llamada "fórmula magmática" de Levinson-Lessing. Se puede expresar del modo siguiente:  $m RO \cdot n R_2O_3 \cdot p SiO_2 \alpha = \frac{2p}{m+3n}$  en forma abreviada donde  $\alpha$  es el coeficiente de acidez, p la cantidad molecular del grupo  $RO_2$ , m del RO y n del  $R_2O_3$ . Los coeficientes 1, 2 y 3 corresponden al número de átomos de oxígeno combina-

dos con los diferentes metales. El coeficiente de acidez muestra la relación entre los átomos de oxígeno presentes en el SiO<sub>2</sub> y la de las cantidades de O<sub>2</sub> en los otros óxidos. Según el coeficiente de acidez, las rocas ígneas se dividen en ultraácidas, medias, básicas y ultrabásicas. En la tabla 4 pueden observarse los diferentes tipos de rocas y, además, las cantidades correspondientes de  ${\rm SiO_2}$ .

Tabla 4
DIVISION DE LAS ROCAS IGNEAS SEGUN EL COEFICIENTE
DE ACIDEZ

Tipos de rocas	α	Cantidad de SiO <sub>2</sub> peso en %	Ejemplos de rocas	
Ultraácidas	7,5	71-75	Aplitas, algunos granitos	
Acidas	5-2,5	75-65	Granitos	
Medios	2,5-2,2	65-52	Sienitas, dioritas	
Básicas	2,2-1,3	52-45	Gabros	
Ultrabásicas	> 1,3	> 45	Dunitas, peridotitas, urtitas	

Para determinar el contenido relativo de álcalis y de elementos alcalino-térreos, se utiliza la relación entre  $R_2O$  y RO, los cuales se podrán caracterizar por sus cantidades moleculares correspondientes.

Para las rocas alcalinas esta relación es mayor que 1; para las alcalino-térreos, menor. Según la relación entre el R<sub>2</sub>O y RO, se dividen las rocas en alcalinas, alcalino-térreo y neutrales. Levinson-Lessing considera que el coeticiente de acidez y la relación RO<sub>2</sub> y RO son las características más sobresalientes de las rocas magmáticas. (Tablas especiales para la determinación del coeficiente de acidez, la relación R<sub>2</sub>O/RO y la importancia de la magnitud RO. F. Y. Levinson-Lessing y P. S. Beliankin, 1905.)

Tales sistemas se utilizaban en el siglo pasado para la clasificación de las rocas magmáticas (por ejemplo, los sistemas de Roth o de Levinson-Lessing). La inexactitud más considerable de tales sistemas radica en la reunión en un mismo grupo de los óxidos que desempeñan papeles diferentes en el proceso de formación de los minerales de la roca (como por ejemplo, el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Estos sistemas de cálculo actualmente ya no se utilizan.

# Clasificación y método de Zavaritsky

Es un sistema de cálculo donde los componentes de una roca se reúnen según su papel en la composición de los principales minerales formadores de rocas. Los minerales principales que componen las rocas magmáticas se dividen en dos grandes grupos: félsicos o "claros" y máficos u "oscuros". Los minerales claros (feldespatos, feldespatoides, cuarzo) tienen estructura de armazón, esqueletos, y son, además, aluminosilicatos con grandes cationes: K, Na o Ca, o son sílice libre.

Los minerales oscuros (olivino, piroxenos, anfíboles, biotita) tienen estructuras de otros tipos: de tetraedros aislados, de cadenas, capas, y son silicatos (a veces aluminosilicatos) de magnesio y hierro y en parte de calcio. De esto se observa que el CaO desempeña un doble papel: por una parte entra en la composición de los feldespatos en forma de anortita y por otra, en la composición de los minerales oscuros (por ejemplo, diópsido).

En relación con este rasgo característico, los sistemas de cálculo del grupo dado dividen la cal (CaO) en dos partes: feldespática y libre; al mismo tiempo el factor que regula esta división es el contenido de alúmina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

# Cálculo de los análisis por el método de A. M. Zavaritsky

Las características numéricas obtenidas por el cálculo de los análisis según el método de Zavaritsky, reflejan las relaciones atómicas correspondientes a los números relativos de átomos de elementos que desempeñan diferentes papeles en la composición de las rocas. Las cifras características principales son cuatro: a, c, b, y s, donde a representa el número relativo de átomos de Na y K, que entran en la composición de los aluminosilicatos; c es el número relativo de átomos de Ca, que pueden formar parte de los aluminosilicatos (en combinación con Ca Al<sub>2</sub>...): b es el número relativo de átomos de los metales que no forman parte de los aluminosilicatos (Fe, Mg, el exceso de Ca, a veces el exceso de Al, y muy raras veces, el exceso de Na); y s es el número relativo de átomo de Si (a los cuales se les suma el Ti condicionalmente). En los casos de las composiciones sobresaturadas de álcalis (ver más abajo), en vez de la característica c, aparece la característica c, lo cual representa el número relativo del exceso de átomos de Na, que forman no los aluminosilicatos, sino la combinación NaFe en los silicatos de tipo egirina. En el proceso del cálculo, la suma de las características numéricas principales se iguala a 100, es decir: a + b + + b + s = 100 (o en el caso de las composiciones sobresaturadas de álcalis,  $a + \overline{c} + b + s = 100$ ).

Además de las características principales, se calculan las características complementarias (parámetros): en primer lugar, aquellas que muestran la distribución de los elementos que caen en los grupos b'y a:

f': número relativo a los átomos de Fe en el grupo b,

m': número relativo de los átomos de magnesio en el .grupo b,

c' : número relativo de los átomos de calcio en el grupo b.

En las composiciones sobresaturadas de Al<sub>2</sub>O<sub>8</sub>, en vez do tener las características c', tendremos la a', que es el número relativo de los átomos de aluminio que se encuentran en el grupo b. En casos muy raros de composiciones

sobrenaturales de álcalis, en vez de la característica f' puede aparecer la n', que es el número relativo de los átomos de sodio que se hallan en el grupo b.

Después se calculan:

- n: número relativo de los átomos de sodio en el grupo a.
- t: número relativo de los átomos de titanio en el grupo s.
- φ: número relativo de los átomos de hierro trivalente en el grupo b.

Además, se calcula el parámetro Q, que significa el exceso o déficit relativo de sílice y a veces incluso la relación a: c.

El orden del cálculo de las características numéricas es el siguiente: primero los contenidos en % en pesos de los óxidos se llevan a cantidades moleculares (es más cómodo hacerlo con la ayuda de las tablas especiales que aparecen en los manuales de Petroquímica y Cálculos Petroquímicos). Luego se determina a cuál de las tres clases o series pertenece la composición de la roca estudiada:

1. Rocas de la serie normal, para las cuales:

$$(Na_2O + K_2O) < Al_2O_3 (Na_2O + K_2O + CaO)$$

De aquí en adelante, las fórmulas de los óxidos expresan sus cantidades moleculares en la composición de la roca.

2. Rocas sobresaturadas de aluminio, para las cuales:

$$Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$$

3. Rocas sobresaturadas de álcalis, para las cuales:

$$(Na_2O + K_2O) > Al_2O_3$$

En el orden del cálculo de las cifras características se diferencia un poco para las distintas series (Fig. 2).

Roces de la serie normal	Rocas sobresaturadas de alúmina	Rocas sobrescturadas de dicalis
me 0 + K 0) < AI 0 0 < (No 0 + K 0 + CoO)	AI203>(Na2 0+K20+Ce0)	(Nag0+Kg) >Alg03
CeO Au <sub>2</sub> O <sub>8</sub> No <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	AlgOs NegO+KgO	GoO AigO NagO NagO
8+ SHO <sub>2</sub> +T(O <sub>2</sub> A+ E(Ma <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) 6+ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) 8+ MaO+FeO'+CeO' A+ B+A+C+B PeO'+FeO+MnO+2 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Red'+CeO-C	S=SIO <sub>2</sub> +TIO <sub>2</sub> A=2(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) C=CaO B=MgO+FeO'+2Ai <sub>2</sub> O' <sub>3</sub> N=S+A+B+C FeO=FeO+MnO+2Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Ai <sub>2</sub> O' <sub>3</sub> Fai <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO)	S= SIO <sub>2</sub> +TIO <sub>2</sub> A= 2 Ai <sub>2</sub> O <sub>3</sub> C= 2(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-Ai <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) B= MgO+FeO'+CaO' N= S+A+B+C FeO'= FeO+MnO+2 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -C CaO'= CaO

Fig. 2

Veamos la secuencia del cálculo para cada serie por separado.

1. Rocas de la serie normal

Se calculan primeramente las magnitudes:

$$S = SiO_2 + TiO_3$$

A = 2 (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), se duplica porque para cada molécula" de Na<sub>2</sub>O o K<sub>2</sub>O, corresponden dos átomos del metal.

$$C = Al_0O - (Na_0O + K_0O)$$

$$B = MgO + FeO' + CaO'$$
 en donde  $FeO' = FeO + MnO + 2 FeO_3$  y  $CaO' = CaO - C$  ( $CaO' = Cal$  "libre")

Después se calcula la suma:

$$N = S + A + C + B,$$

y las cifras características principales según las fórmulas:

$$s = \frac{100 \text{ S}}{N}$$

$$a = \frac{100 \text{ A}}{N}$$

$$b = \frac{100 \text{ B}}{N}$$

$$c = \frac{100 \text{ C}}{N}$$

Para estos cálculos también pueden utilizarse tablas, como por ejemplo, la de Chetvierikov, 1956, y la regla de cálculo, además de las cifras características complementarias:

$$f' = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{B}$$

$$n = \frac{2 \text{ Na}_2 \text{O} \cdot 100}{A}$$

$$m' = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{B}$$

$$t = \frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{S}$$

$$e' = \frac{\text{CaO}' \cdot 100}{B}$$

$$\varphi = \frac{2 \text{ Fe}_2 \text{O}_3 \cdot 100}{B}$$

$$Q = s - (3 a + 2 c + b)$$
 y la relación a:c

La fórmula para el cálculo del parámetro Q, que indica el exceso o déficit relativo de sílice, se basa en que para la saturación de cada átomo de Na o K en los aluminosilicatos, se necesitan tres átomos de Si (en concordancia con las fórmulas de los feldespatos Na Al Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub> y K Al Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>); para cada átomo de Ca en la anortita, se necesitan dos Si (Ca Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>, anortita); y para cada átomo de Mg, Fe o Ca en los silicatos simples, es necesario un átomo de Si (SiO<sub>4</sub> Mg Fe, olivino).

#### 2. Rocas sobresaturadas de alúmina

Se calculan:

$$S = SiO_2 + TiO_2$$

$$A = 2 (Na_2O + K_2O)$$

$$C = CaO$$

$$B = MgO + FeO' + 2 Al2O'3$$

donde  $FeO' = FeO + MnO + 2Fe_2O_3$  como en el caso anterior, y

$$Al_2O'_3 = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

Calculando la suma

$$N = S + A + C + B$$

se hallan como se hizo anteriormente:

$$s = \frac{100 \cdot S}{N} ; \qquad c = \frac{100 \cdot G}{N}$$

$$a = \frac{100 \cdot A}{N} ; \qquad b = \frac{100 \cdot b}{N}$$

Las características complementarias se calculan como se hizo para la serie normal, excepto que en vez de c' se calcula a':

$$a' = \frac{2 \text{ Al}_2 \text{O}'_3 \cdot 100}{\text{B}}$$

3. Rocas sobresaturadas de álcalis

Se calculan:

$$S = SiO_2 + TiO_2$$

$$A = 2 Al_2O_3$$

$$\overline{C} = 2 (Na_2O + K_2O - Al_2O_3)$$

$$B = MgO + FeO' + CaO'$$

En este caso

$$CaO' = CaO y$$

$$FeO' = FeO + Mn + 2 Fe_2O_3 - \overline{C}$$

Calculando

$$N = S + A + \overline{C} + B$$

hallamos:

$$s = \frac{100 \cdot S}{N} \qquad c = \frac{100 \cdot C}{N}$$

$$a = \frac{100 \cdot A}{N} \qquad b = \frac{100 \cdot A}{N}$$

Las características complementarias son las mismas que las de las rocas de la serie normal, sólo que n y  $\varphi$  se calculan por las fórmulas:

$$n = \frac{(2 \text{ Na}_2\text{O} - \overline{\text{C}}) \cdot 100}{\text{A}}$$

$$\varphi = \frac{(2 \operatorname{Fe_2O_3} - \overline{C}) \cdot 100}{B}$$

$$Q = s - (3 a + 2 c + b)$$

En algunos casos muy raros, puede resultar que:

$$2 (Na_2O + K_2O - Al_2O_3) > FeO + MnO + 2 Fe_2O_3$$

(rocas sobresaturadas fuertemente de álcalis). En estos casos:

$$\overline{C} = \text{FeO} + \text{MnO} + 2 \text{Fe}_2\text{O}_3$$

$$Na' = 2 (Na_2O + K_2O - Al_2O_3) - \overline{C}$$

$$B = MgO + CaO' + Na'$$

(Todo el Fe se considera que está unido a los álcalis, por eso  $\varphi = o$ .)

Además, conforme con esto, en vez de la característica complementaria f', aparece n' =  $\frac{Na' \cdot 100}{B}$ . En este caso,  $\phi = o$ .

Como ejemplos se dan los cálculos de los análisis de las rocas ígneas, según el sistema de A. N. Zavaritsky, para rocas de cada serie. Los cálculos deben escribirse de tal modo, que pueden corregirse fácilmente para cada etapa.

1. BASALTO, ROCA DE LA SERIE NORMAL

$$(Na_2O + K_2O) < Al_2O_2 < (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$c = \frac{28 \cdot 100}{1440} = 6.1$$

$$c' = \frac{72 \cdot 100}{386} = 18.6$$

$$b = \frac{386 \cdot 100}{1440} = 26.8$$

$$n = \frac{100 \cdot 100}{132} = 75.8$$

$$t = \frac{17 \cdot 100}{834} = 2$$

$$Q = \frac{68 \cdot 100}{386} = 17.6$$

$$Q = 57.9 - m (27.6 + 12.2 + 26.8)$$

$$Q = -8.7$$

$$a: c = 1.5$$

#### 2. GRANITO, ROCA SOBRESATURADA DE ALÚMINA

$$Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$$

Q = +28,4

a:c = 5.6

$$a = \frac{330 \cdot 100}{1434} = 23,0 \quad m' = \frac{32 \cdot 100}{122} = 26$$

$$b = \frac{122 \cdot 100}{1434} = 8,5 \quad c' = \frac{36 \cdot 100}{122} = 30$$

$$n = \frac{(288 - 64) \cdot 100}{330} = 68$$

$$t = \frac{14 \cdot 100}{918} = 1,5$$

$$\varphi = \frac{(82 - 64) \cdot 100}{122} = 15$$

$$Q = 64,0 - (69,0 + 9,0 + 8,5)$$

$$Q = -22,5$$

$$a: c = 5,1$$

A. N. Zavaritsky elaboró el método gráfico para la representación de las características en diagramas, en forma de las proyecciones de un vector en el espacio. Las cifras características principales son las relaciones de cuatro parámetros: s, a, c y b que pueden representarse por medio de un punto en el interior de un tetraedro. En calidad de éste se toma un tetraedro rectangular, cuyos vértices constituyen las características s= 100; a = 100; b = 100 y c = 100 (Fig. 3). Para la representación de este tetraedro en un plano (o en papel), se utilizan las proyecciones del tetraedro en las caras contiguas SAB y SCB (Fig. 4). (Se abate el tetraedro.) En este diagrama las proyecciones P<sub>1</sub> v P<sub>2</sub> de cualquier punto P del interior del tetraedro, se construyen fácilmente con la ayuda de las coordenadas rectangulares, que corresponden a las cifras características a, c v b (Fig. 4).

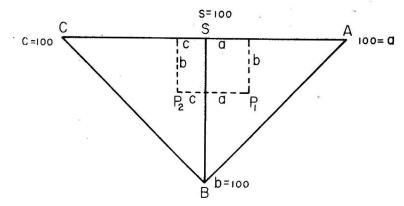


Fig. 3

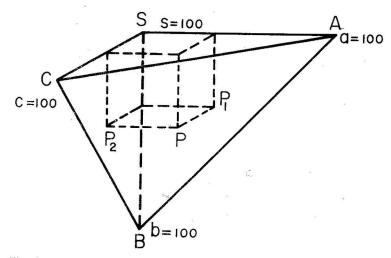


Fig. 4

Para representar en el diagrama las características complementarias f', m', y c' (o f', m' y a'), en el plano SAB se construye un vector cuyo origen corresponde a la provección del punto figurativo P<sub>1</sub>. El extremo del vector se traza con la ayuda de las coordenadas rectangulares, compuestas por la característica complementaria c' que

se traza a partir del punto P<sub>1</sub> hacia la derecha, y la característica m', desde este punto hacia abajo. Por medio de las coordenadas c' y m' se construye el vector (Fig. 5). Si en lugar de la característica c' se tiene a' (roca sobresaturada de alúmina), entonces ésta no se traza a la derecha de P<sub>1</sub>, sino hacia la izquierda.

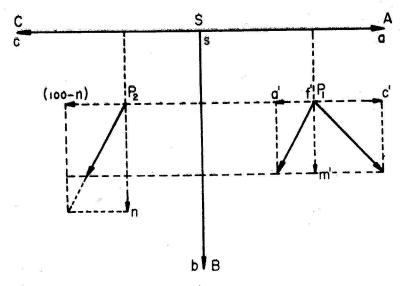


Fig. 5

La característica complementaria n refleja la dirección del vector que se origina en el punto P<sub>2</sub> (en el plano SCB). Desde el punto P<sub>2</sub> se traza hacia abajo la magnitud proporcional n, y hacia la izquierda, 100-n.

La dirección de la línea P<sub>2</sub>M determina la dirección del vector buscado. El extremo del vector debe estar situado en la misma línea horizontal que el extremo del vector del punto P<sub>1</sub>; de tal modo, ambos vectores pueden considerarse como las proyecciones en el espacio de un mismo vector (en el tetraedro SACB). Las dos proyecciones del vector en el diagrama dan una idea bastante completa acerca del quimismo de la roca.

Hacemos notar que si en vez de la cifra característica principal c, se tiene el parámetro c, cuando construye la segunda proyección, la magnitud c se traza desde el origen de las coordenadas hacia la derecha y no hacia la requierda como c; de tal modo, ambas proyecciones yacerán hacia la derecha de la línea SB. Es más cómodo hacer todas las construcciones sobre el papel cuadriculado (milimetrado), aunque para las características complementarias hay que tomar una escala diez veces menor que la utilizada para las cifras características.

Las características de las particularidades del quimismo de la roca se observan por la posición del vector en el diagrama.

Los vectores que se encuentran en la parte inferior del diagrama, corresponden a las rocas ricas en componentes máficos.

Mientras más se acerque el vector al eje SB, más pobre en aluminosilicatos será la roca; mientras más se aleje de SB, en el plano ASB, más rica en aluminosilicatos alcalinos será la roca; en la proyección CSB, los vectores que se alejan de SB corresponden a las rocas ricas en anortita.

En la proyección ASB, los vectores que se dirigen hacia la izquierda y abajo, a diferencia de los restantes, corresponden a las rocas sobresaturadas de alúmina.

Si el contenido relativo de hierro es grande en el miembro máfico, los vectores de las rocas son cortos, se separan muy poco de la vertical indicando un gran contenido de MgO; por el contrario, los que se inclinan hacia la derecha indican un gran contenido de cal libre (no feldespática). Si el vector en la proyección CSB pasa a la derecha del eje, SB, la roca estará sobresaturada de álcalis.

Los vectores que se inclinan bruscamente hacia abajo en la proyección CSB, demuestran un gran predominio de sodio; los inclinados, el predominio de potasio en los aluminosilicatos.

En la figura 6 se muestra el diagrama de los vectores correspondientes a las tres rocas calculadas anteriormente (1. basalto; 2. granito; 3. lujarita). Además, se observan los vectores correspondientes a seis tipos de rocas ígneas.

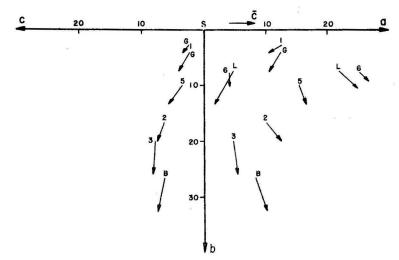


Fig. 6

Tabla 5

	% en peso					
Óxidos	1	2	3	4	5	6
SiO,	71,84	56,22	50,58	40,55	59,48	49,69
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,73	0,43	0,12	0,65	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	17,16	16,12	2,11	17,30	21,67
$Fe_2O_3$	1,13	2,88	2,60	3,36	2,86	2,17
FeO	1,33	4,92	6,24	5,15	3,24	2,27
MnO	0,04	0,15	0,11	0,14	0,22	0,15
MgO	0,63	3,60	10,43	39,67	1,71	0,48
CaO	1,67	7,05	9,83	1,18	4,03	1,96
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,66	2,14	0,22	4,02	12,18
$K_2O$	4,22	1,64	0,51	0,17	4,88	8,43
$H_2O$	0,80	1,73	0,92	7,29	1,35	0,33
$P_2O_5$	0,13	0,26	0,09	0,04	0,26	0,17

- Granito micáceo
   Diorita
   Norita
   Harzburgita
   Sienita

- 6. Sienita nefelínica.

Tabla 6 CANTIDADES MOLECULARES

٠.: ـ		,	3	4	5	6
Oxido	l.	2	,	-	3	
SiO <sub>2</sub>	1 195	936	842	675	992	828
rio,	004	009	005	001	008	006
ALO,	143	169	158	021	170	213
Fe <sub>s</sub> O <sub>s</sub>	007	018	016	021	018	014
FeO	018	068	086	071	044	032
MnO	000	002	001	001	003	002
MgO	015	089	258	985	042	012
CaO	030	126	175	023	071	035
Na <sub>2</sub> O	054	059	034	003	065	197
K <sub>k</sub> O	045	017	005	002	052	089
H <sub>0</sub>	044	094	050	405	075	017
P <sub>a</sub> O <sub>s</sub>	001	002	001	000	002	002

### CIFRAS CARACTERÍSTICAS

	1	2	3	4	5	9
a	13,18	10,7	5,3	0,5	16,36	29,32
c	1,99	6,5	8,1	0,9	3,70	4,27
b	4,99	16,1	29,3	61,2	10,00	9,01
S	79,83	66,6	57,3	37,4	69,93	57,4
۴	30,0	29,8	19,9	6,4	30,8	n' = 64,12
m'	20,0	39,03	59,6	89,1	29,4	0,92
a'	46,7					
n	54,5	77,9	87,2	60,0	55,5	77,6
t	0,33	6,95	0,6	0,15	0,6	0,07
ф	23,3	15,8	7,4	3,8	19,6	0
Q	+34,65	+ 5,4	- 4,1	-27,1	+ 3,45	-48,11
c'		14,5	12,9	0,6	12,0	2,7

#### SISTEMÁTICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Como vimos al tratar sobre la composición, estructura, textura y yacencia de las rocas ígneas, en la naturaleza existen diferentes tipos de las mismas, por eso una de las primeras tareas de la Petrografía fue establecer una clasificación de las rocas ígneas, es decir, dividirlas en varios grupos más o menos grandes.

Sistematizar las rocas ígneas es mucho más difícil que, por ejemplo, los minerales o los elementos químicos. La difícultad principal está en que no se pueden establecer límites precisos, exactos, entre cada una de las rocas. Actualmente la clasificación de las rocas ígneas se basa en los rasgos principales siguientes:

- a) Composición mineralógica
- b) Estructura de la roca
- c) Forma y condiciones de yacencia en la roca.

Según las condiciones de yacencia las rocas ígneas, se dividen en tres grupos principales: plutónicas, hipabisales (filonianas) y efusivas.

Rocas plutónicas: Se caracterizan por ser holocristalinas, de grano medio o grueso; son las rocas que se forman a grandes profundidades y constituyen parte de los grandes cuerpos intrusivos (batolitos, lacolitos, lopolitos).

Rocas hipabisales: Por las condiciones geológicas de formación, son intermedios entre las plutónicas y las efusivas. Son rocas que vacen en vetas o filones y en otros cuerpos geológicos pequeños, que generalmente acompañan a los grandes. Se caracterizan porque son totalmente cristalinas, de estructura de grano fino o porfídica.

Rocas efusivas: La característica principal de estas rocas es la estructura porfídica, con una matriz hemicristalina o de grano muy fino.

Según su edad, se dividen en:

Cenotípicas

- 1. Cenotípicas: son las más jóvenes, frescas, formadas por lavas jóvenes
- 2. Paleotípicas: son las rocas viejas, alteradas,

Ambos tipos se diferencian por las características siguientes:

Tabla 7

Paleotípicas

1 Presencia de vidrio volcánico	No hay vidrio, en su lugar se encuentran los productos de su alteración
2 Feldespatos potásicos (sanidina)	No hay sanidina, el feldespato potásico es igual al de las rocas intrusivas
3 Presencia de hornblenda basáltica (pada).	No hay hornblenda basáltica, sino hornblenda verde común
4 Las plagioclasas son tanto en forma de fenocristales, como pueden aparecer en la matriz	Las plagioclasas se hallan albi- tizadas, sericitizadas o saussu- ritizadas
5 La biotita y la hornblenda ba- sáltica se encuentran opaciti- zadas	El fenómeno de la opacitaza- ción desaparece. Los máficos (biotita y hornblenda) se hallan cloritizados
6 El olivino se halla sustituido por iddingsita	El olivino se halla sustituido por serpentina

nerales secundarios como epidota v clorita

7 No son característicos los mi- La clorita y epidota son minerales típicos y colorean la roca de verde (verde-gris)

8 Sc hallan zeolitas u otros mi- No hay zeolitas nerales hidrotermales

Por su composición mineralógica las rocas ígneas se dividen en:

- 1. Rocas ultrabásicas
- 2. Gabro-basalto
- 3. Diorita-andesita
- 4. Granodiorita-dacita
- 5. Granito-riolita
- 6. Sienita-traquita
- 7. Sienita nefelínica-fonolita
- 8. Gabroides y basaltoides alcalinos.

# Rocas ultrabásicas

Este grupo de rocas sólo se encuentra en cuerpos intrusivos, no contienen plagioclasa y a menudo son monominerales. Hasta ahora no se conocen rocas efusivas correspondientes a este grupo y en general son raras las hipabisales. Estas rocas son poco abundantes (0,4 % del total de las roscas ígneas), pero sin embargo, son muy importantes por los vacimientos minerales con los cuales están genéticamente relacionados, como: cromo, níquel, cobalto, platino, diamantes, asbesto, hierro, etcétera.

Las rocas ultrabásicas se componen solamente de minerales máficos, principalmente de olivino y piroxeno. Según su composición, se tienen tres tipos:

- 1. Monominerales: dunitas y olivinitas (sólo olivino)
- 2. Peridotitas (piroxeno más olivino)

- 3. Piroxenitas y hornblenditas (piroxenos y hornblenda respectivamente).
- 1. ROCAS OLIVÍNICAS

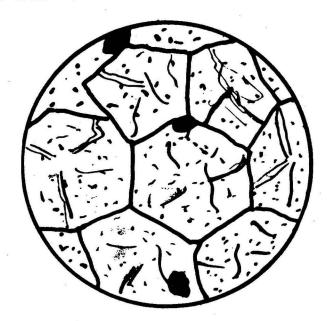


Fig. 7 Estructura panidiomórfica (dunita).

Dunitas (de Dun, Nueva Zelandia): El mineral principal es olivino y como accesorio se encuentra cromita o espinela cromífera (3%). Megascópicamente es una roca oscura, casi negra si está serpentinizada, lo que es muy frecuente; si es fresca, es verde olivo y granular; compacta y cubierta por una capa ferrosa de intemperismo si se halla serpentinizada. La estructura es panidiomórfica; el olivino es idiomórfico, con contornos poliédricos, aunque no con su forma totalmente perfecta. La cromita se encuentra en cristales idiomórficos, a diferencia de la magnetita que se halla en otras rocas ultrabásicas. Tam-

bién puede encontrarse el granate de cromo (uvarovita). Las dunitas serpentinizadas tienen estructura de lazo. Además de la serpentina (antigorita o crisotilo), en las dunitas alteradas puede haber talco y tremolita si se añade calcio a la roca. Las dunitas yacen en las partes centrales de los cuerpos peridotíticos. Los cuerpos más grandes se hallan en Nueva Zelandia (montaña Dun), Urales, África del Sur y Cuba (ver Fig. 7).

Olivinitas: Se componen de olivino y como accesorio, cromita y bastante cantidad de magnetita (titano-magnetita) en granos xenomórficos. La estructura es sideronítica. En la roca la magnetita se distribuye entre los granos de olivino de cemento. La magnetita puede alcanzar hasta un 10 % o más. En general, el olivino tanto en las dunitas como en las olivinitas oscila de 100-85 % (ver Fig. 8).



Fig. 8 Estructura sideronítica. Olivino rodeado por menas (olivinita).

#### 2. PERIDOTITAS

Son rocas granulares, generalmente de color verde oscuro, compuestas por olivino y piroxeno. Son más abundantes que las dunitas. Se dividen, según el carácter del piroxeno, en:

Wehrlita: Se compone de olivino y piroxeno monoclínico (diálaga).

Harzburgita: Se compone de olivino y piroxeno rómbico.

Lherzolita: Se compone de olivino y piroxeno rómbico y monoclínico.

Existen rocas muy raras que se componen de olivino y hornblenda a causa de la alteración de los piroxenos y se denominan peridotitas hornbléndicas. Más raras aún son las peridotitas micáceas, que contienen además del olivino y piroxeno, flogopita y generalmente algo de hornblenda.

Los minerales accesorios de las peridotitas son la cromita, magnetita, titano-magnetita, espinela, etcétera. La estructura de las peridotitas puede ser panidiomórfica; a veces se puede semejar a la hipidiomórfica, y otras es sideronítica.

Como minerales secundarios se puede encontrar serpentina, talco, tremolita, uralita, carbonatos, etcétera.

La textura puede ser maciza y taxítica.

Las peridotitas se encuentran relacionadas con los gabros en cuerpos intrusivos, que generalmente están serpentinados.

Los grados macizos se hallan en Bushveld (Africa del Sur), Australia, Guatemala y Cuba.

#### 3. PIROXENITAS

Se diferencian muy fácilmente de las peridotitas (macroscópicamente). Son de color oscuro, negras o verdinegras, y granulares. Son rocas monominerales compuestas por piroxeno y minerales accesorios. Según el tipo de piroxeno, se dividen en:

Dialagita: Se compone de piroxeno monoclínico (diálaga).  $(\mathcal{O}_{f^{\times}})$ 

Enstatitita, broncitita, hiperstenita: Se componen de un solo piroxeno rómbico (enstatita, broncita, hiperstena).

Diopsidita: Si el piroxeno monoclínico es diópsido.

Los minerales accesorios de las piroxenitas son los mismos que los de las peridotitas. Los minerales secundarios generalmente son tremolita, actinolita (uralita). La estructura es panidiomórfica sideronítica. Las piroxenitas siempre acompañan a las peridotitas. Yacen en las intrusiones, en los bordes, a modo de una zona de reacción alrededor de los cuerpos de dunita.

Hornblendita: Se compone de hornblenda, que al parecer es de formación autometamórfica; surge como resultado de la anfibolitización de las piroxenitas. Generalmente yacen en forma de vetas (Fig. 9).



Fig. 9 Estructura poiquilítica. Olivino y magnetita incluidos en hornblenda (hornblendita).

# Rocas hipabisales (filoneanas)

Las rocas hipabisales del grupo de las rocas ultrabásicas, están relacionadas con las diabasas, que son rocas filoneanas básicas. En este grupo se encuentran las picritas y kimberlitas.

Las picritas están geológicamente relacionadas con las rocas del grupo gabro-basalto y generalmente se hallan junto con diques de diabasa. Se componen de augita parda y olivino, pero siempre con cierta cantidad de hornblenda, plagioclasa y a veces piroxeno rómbico. Como minerales accesorios se encuentran magnetita, espinela, perovsquita y apatito. Siempre presentan algo de serpentinización. La estructura es panidiomórfica, poiquilítica y porfídica. Son rocas de grano fino y de color verde oscuro. En las picritas que están relacionadas con las peridotitas alcalinas, el piroxeno es titano-augita, a veces rodeado por egrina-augita, y el anfíbol es barqueviquita o arfvedsonita. También se halla un poco de plagioclasa, de feldespato potásico y análcima.

Las kimberlitas se componen de olivino y broncita con un poco de piroxenos monoclínicos, flogopita, cromita, ilmenita, perovsquita, piropo, etcétera. Se halla sólo en forma de detritos de rocas y minerales y tienen estructura brechosa típica. Como regla, los minerales magmáticos están fuertemente alterados a serpentina y carbonatos. Son rocas de color verde y gris. La "tierra azul" (blue ground) es la kimberlita meteorizada, de donde se extraen los diamantes. Las kimberlitas se hallan sólo en los cuellos o chimeneas volcánicas de África del Sur y Siberia.

Las meimechitas son una variedad única vítrea o hemicristalina de rocas ultrabásicas; son de color negro, con estructura porfídica. Los fenocristales son de olivino de 2-15 mm. La matriz es de vidrio con microlitos de titanoaugita de color violeta. La textura es amigdaloidal y los poros se hallan rellenos de carbonato o serpentina. Por la composición química, corresponde a las rocas ultrabásicas (no tienen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), yace en capas o sábanas de potencia

de hasta 500 m. A pesar de que corresponde a las rocas ultrabásicas, hasta ahora no hay índices de su formación en la superficie terrestre.

Condiciones de yacencia y origen de las rocas ultrabásicas

Las rocas de este grupo se hallan en las regiones plegadas y en las de plataforma. En las zonas plegadas yacen en forma de macizos junto con rocas del grupo gabrobasalto o forman cuerpos independientes. En las zonas de plataforma se encuentran en macizos diferenciados junto con gabroides o con intrusiones ultrabásicas alcalinas del tipo central.

# Grupo gabro-basalto

El grupo del gabro-basalto corresponde a un grupo de rocas tanto intrusivas como efusivas. Las diferencias entre uno y otro tipo se establecen por la estructura, pero a veces una familia de rocas intrusivas o efusivas cristaliza y da variedades granulares, y solamente se pueden establecer las diferencias según las condiciones de yacencia. Esto se observa más en las rocas filonianas, las cuales son granulares, aunque muchas de ellas se desarrollan en la superficie en forma de diques, en las regiones volcánicas como efecto de la consolidación o enfriamiento del magma en condiciones de superficie. Por eso las rocas filonianas de estructura diabásica se llaman diabasas, tanto las hipabisales como las efusivas de igual estructura.

# Rocas plutónicas

Son rocas de color oscuro (gris, gris oscuro), granulares, con granos de tamaño variable que se componen de plagioclasas y piroxenos monoclínicos (diálaga); ambos minerales se hallan aproximadamente en la misma cantidad. También a veces se encuentran variedades con más del 50 % de minerales máficos y en este caso se denominan melanocráticas; otras veces ocurre que casi el 100 % (o muy cerca de él) de la roca es plagioclasa básica, estas rocas son más claras y se denominan leucocráticas.

Las rocas melanocráticas constituyen como un grupo de transición entre las piroxenitas (piroxenitas plagioclásicas) y los gabros. También esta transición puede encontrarse entre las peridotitas y dunitas (peridotitas y dunitas plagioclásicas).



Fig. 10 Estructura diabásica u ofítica (gabro normal).

Además de diálaga puede encontrarse olivino, piroxeno rómbico, hornblenda y biotita (en poca cantidad) como minerales principales. Como accesorios se hallan magnetita, ilmenita, titano-magnetita, apatito, esfena (raras veces). Los minerales secundarios son epidota, zoicita y albita; los tres integran una pseudomorfosis en las plagioclasas básicas. A veces a esta pseudomorfosis se le añade un poco de sericita, que se forma por la alteración del

componente potásico y que constituye parte de las plagioclasas. Cuando la pseudomorfosis de los minerales del grupo zoicita o epidota se desarrolla en forma de pequeñas partículas, casi coloidales o a veces coloidales, entonces a esta pseudomorfosis se le llama saussurita. Como consecuencia de la alteración de los piroxenos, se forma hornblenda secundaria, fibrosa, denominada uralita. Además de los máficos, pueden formarse clorita y epidota, del olivino talco, iddingsita y serpentina.

Según la composición mineralógica, las rocas plutónicas del gabro se dividen en:

- 1. Gabro normal: Se compone de labrador (50-70 %) y piroxeno-monoclínico (diálaga), a veces es diópsido y augita. Generalmente las plagioclasas se hallan en un 53 % y los piroxenos en un 47 %. Puede haber olivino, pero si se encuentra en cantidades mayores del 5 %, la roca se denomina gabro-olivínico (Fig. 10).
- 2. Norita: Se compone de plagioclasa básica (labrador del 60-70 %) y piroxeno rómbico (broncita o hiperstena). Si en la norita existe olivino, se denomina norita-olivinica. Si además de piroxeno rómbico, hay piroxeno monoclínico, la roca es una gabro-norita (Fig. 11).
- 3. Troctolita: Plagioclasa básica (bitownita del 70-90 %) y olivino.
- 4. Anortosita: Se compone de un 50-90 % de plagioclasa básica y olivino, piroxeno y menas. Si la plagioclasa es labrador (50-70 %), la roca se denomina labradorita.
- 5. Gabro-hornbléndico: Se compone generalmente de plagioclasa básica, hornblenda parda y piroxeno monoclínico.

Para los gabros, la estructura típica es la gabroidea. Esta se distingue porque las plagioclasas tienen un carácter tabular grueso, con igual grado de idiomorfismo, tanto las plagioclasas como los piroxenos, a causa de una

cristalización simultánea de ambos minerales a partir de un líquido de composición eutéctica.

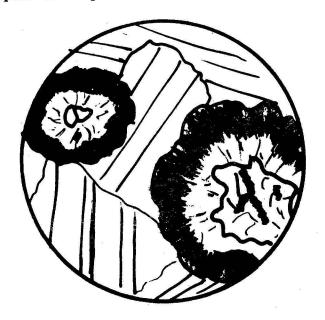


Fig. 11 Estructura de corona o de reacción. Se halla alrededor de los granos de olivino y consiste en un anillo de piroxeno rómbico, rodeado a su vez por anfibol (norita).

Puede observarse que en los gabros leucocráticos, las plagioclasas son un poco más idiomórficas y en las melanocráticas, son menos idiomórficas que los piroxenos. Esto se debe a que los gabros leucocráticos y melanocráticos se forman de líquidos que se diferencian del eutéctico por un mayor o menor contenido de plagioclasa, de ahí que cristalice primero o después según se halle en el primero o segundo caso.

Las noritas a menudo presentan estructura poiquilítica, a veces se observan estructuras de corona.

Si las rocas contienen muchas menas, pueden presentar estructura sideronítica.

La textura de los gabros es maciza y listonada o bandeada; también puede encontrarse la globular.

Por el contenido de sílice (45-52 %), el grupo gabrobasalto corresponde a las rocas básicas. Se caracterizan además por un alto contenido de calcio (CaO 10,5-11,5 %), de hierro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO de 10,5-12 %) y de magnesio (MgO de 6,5-8,5 %), y una pequeña cantidad de sodio (Na<sub>2</sub>O hasta 2,5 %) y potasio (K<sub>2</sub>O 1 %).

# Yacencia y origen

Generalmente yacen en forma de lopolitos, lacolitos, sills, facolitos y raras veces en diques y stocks.

En las regiones plegadas, los macizos se distribuyen en grupos formando un cinturón o banda, asociados a las ultrabásicas, como por ejemplo, en el cinturón de los Urales (gabros-peridotitas-dunitas).

En las zonas de plataforma, forman enormes macizos como los lopolitos de Duluth, Sudbury, Stillwater, Bushveld y el Gran Dique de Rhodesia.

# Rocas hipabisales

Entre las rocas hipabisales del grupo gabro-basalto, hay discrentes rocas que están estrechamente relacionadas con las plutónicas. Se pueden dividir en dos grupos:

- 1. Asquísticas, relacionadas con los macizos de gabro como el microgabro y gabro-porfirita
- 2 Diasquísticas, gabro-pegmatita, diabasa-pegmatita.

Las asquísticas: Son rocas intrusivas de poca profundidad, en las que no hubo modificación de los elementos leucocráticos y melanocráticos y que tienen la misma composición que las grandes masas de las cuales se derivaron. Son aquellas que no se han fraccionado en diferentes tipos, como por ejemplo, miembros leucocráticos y melanocráticos.

Las diasquísticas: Son rocas que forman pequeñas intrusiones constituidas por miembros melanocráticos y leucocráticos, que parecen ser partes diferentes procedentes de un mismo magma.

# Rocas asquísticas

Microgabro: Tiene una composición semejante al gabro y estructura microgabroidea. Para llamar microgabro a una roca, es necesario observar las condiciones de yacencia, porque estas rocas se parecen mucho a las corneanas (piroxeno-plagioclásicas).

Gabro-porfirita: Se diferencia del microgabro sólo por la estructura que es porfídica con matriz de estructura microgabroidea. Los fenocristales son del piroxeno monoclínico y plagioclasa.

# Rocas diasquísticas

Gabro-pegmatita: Se caracteriza por tener estructura de granos grandes o gigantes. Se compone de plagioclasa, generalmente más ácida que las del gabro, y piroxeno; además, puede contener biotita, cuarzo y, como accesorios, titano-magnetita y apatito.

Hay otras rocas filoneanas que pertenecen a los cuerpos intrusivos, como son las diabasas y doleritas.

Diabasas y doleritas: Tienen una composición mineralógica análoga al gabro y se diferencian de éste sólo por la estructura. Generalmente la estructura es de grano medio, ofítica, diabásica, poiquiloofítica y dolerítica.

Estructura ofítica: Las plagioclasas son más idiomórficas que los máficos; las primeras se hallan en cristales alargados en forma de listones. Estructura diabásica o subofítica: Entre los cristales prismáticos largos de las plagioclasas, se hallan granos grandes de piroxeno u olivino.

Estructura poiquiloofítica: Se caracteriza por la presencia de pequeños listones idiomórficos de plagioclasa, incluidos dentro de los máficos, generalmente piroxenos. Esta estructura demuestra que la separación de las plagioclasas comenzó antes de la terminación de la cristalización de los máficos.

Estructura dolerítica: Se diferencia de la diabásica porque en los espacios libres que dejan las plagioclasas se encuentran los máficos en cristales más pequeños que las plagioclasas.

Las diabasas y las doleritas se diferencian en que las primeras son paleotípicas, con muchos minerales secundarios que colorean la roca de verde oscuro, y las doleritas son cenotípicas y de color negro.

Las diabasas y doleritas se hallan tanto en las regiones plegadas como en las de plataforma, también junto con basalto en los *trapps*.

# Rocas efusivas

Se diferencian dos grupos: las cenotípicas, basaltos y doleritas efusivas, y las paleotípicas, porfiritas basálticas y diabasas efusivas. La diferencia entre los basaltos y doleritas efusivas es que los primeros contienen vidrio y otras veces son holocristalinas con microlitos muy pequeños (no mayor de 0,5 mm). Las doleritas efusivas son holocristalinas y los cristales mayores de 0,5 mm.

Según la composición mineralógica, se tienen:

Basaltos olivínicos: (Infrasaturados de sílice SiO<sub>2</sub> 45 %.) Son negros compactos, formados por fenocristales de placificadas básicas, piroxeno y olivino (Figs. 11a y 11b).

Basaltos toleíticos: Contienen menor cantidad de olivino que el anterior.

Hialobasalto: Variedad vítrea de basalto que se forma en las coladas superficiales.

Doleritas efusivas: Se diferencian de los basaltos porque la estructura es de granos mayores, del tipo ofítica, poiquiloofítica y dolerítica.



Fig. 11a Estructura porfídica (basalto olivínico-hialobasalto).

Porfiritas basálticas y diabasas efusivas: Se caracterizan porque todos los minerales magmáticos se encuentran fuertemente alterados. En las rocas paleotípicas no hay vidrio, se halla sustituido por minerales del grupo de la clorita; las plagioclasas se encuentran saussuritizadas, albitizadas y a veces cloritizadas; los piroxenos se sustituyen por anfíbol y clorita, y el olivino por serpentina. La textura es maciza, porosa y amigdaloidal.



Fig. 11b Estructura amigdaloidal (basalto amigdaloidal).

#### Yacencia

Se hallan en las zonas de plataforma y en las zonas plegadas. Los cuerpos son coladas o mantos (mesetas de basalto), como por ejemplo, en Islandia, Siberia, Africa del Sur, América del Sur, India.

En Cuba se encuentran en el Puerto de Moya, Cantera Warren, pendiente sur de la Sierra Maestra, norte de Pinar del Río, Habana y Matanzas, y sur de Camagüey.

### Yacimientos minerales

Con las rocas intrusivas están relacionados los yaciruentos de titano-magnetita, níquel y platino. Con los mandtos y doleritas, los yacimientos de cobre nativo, miquel, platino y polimetales. Los basaltos se usan como material de construcción (balastro).

# Grupo diorita-andesita

En el grupo diorita-andesita, así como en el grupo gabrobasalto, predominan las rocas efusivas sobre las intrusivas. Las andesitas y porfiritas-andesíticas componen el 23 % y las dioritas el 1,8 % del total de las rocas magmáticas.

Por el contenido de sílice, estas rocas corresponden al tipo intermedio (52-65 %). Generalmente están saturadas de sílice y algunas variedades son sobresaturadas y contienen cuarzo, aunque menor cantidad de hierro, calcio y magnesio que los gabros, pero el contenido de álcalis es mayor que en estas rocas: CaO 8-8,5 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO 9-10 %; MgO 4,5-6 %; Na<sub>2</sub>O 3,5 %; K<sub>2</sub>O hasta 1,5 %.

Están geológicamente relacionadas con rocas del grupo gabro-basalto, granito-riolita y con el de sienita-traquita.

# Rocas plutónicas

Las dioritas son rocas granulares, generalmente sin o con cuarzo, compuestas principalmente por plagioclasas medias y uno o dos máficos, frecuentemente hornblenda y a veces piroxeno o biotita.

En las dioritas típicas, el máfico se halla de 30-35 %, casi siempre hornblenda; félsicos de (65-70 %), que contienen hasta un 5 % de accesorios, y a veces parte del anfíbol se sustituye por piroxeno o biotita. La plagioclasa típica de las dioritas es la andesina (no hay ortoclasa y si se encuentra, es en muy poca cantidad). El cuarzo no debe ser mayor que el 6 % y se le llama diorita, pero si el cuarzo se halla en un 6-10 %, se le llama diorita cuarcífera. La composición de las plagioclasas oscila de labrador o oligoclasa, algo alteradas, casi siempre zonales (Fig. 12).



Fig. 12 Estructura hipidiomórfica (diorita).

La hornblenda generalmente es verde, raras veces parda. Esta (la común) es primaria y a veces aparece sustituida por una variedad fibrosa (secundaria, uralita). El piroxeno es diópsido-augita, raras veces es hiperstena; si existen feldespatos alcalinos, es en muy poca cantidad y es ortoclasa, aunque generalmente no hay.

Como minerales accesorios se hallan: apatito, magnetita, esfena, ilmenita (a veces), zircón, y son casuales la pirita, granate, ortita, la mayoría de los procesos postmagmáticos. Como minerales secundarios se encuentran clorita, uralita, sericita, piroxenos y minerales arcillosos.

La estructura típica de las dioritas es hipidiomórfica, en la cual a veces las plagioclasas son más idiomórficas que los máficos; el cuarzo siempre es xenomórfico.

La textura es maciza, gneissotípica, como resultado del movimiento del líquido cuando estaba cristalizando. También puede encontrarse la textura orbicular, aunque raras veces (Fig. 12).

Según Rosembush (1877), las dioritas se dividen en dioritas con cuarzo y dioritas sin cuarzo y cada uno de estos grupos se subdividen de acuerdo con el máfico que contengan.

- 1. Dioritas con cuarzo: biotíticas, biotito-hipersténicas, hornbléndicas, augíticas.
- 2. Dioritas sin cuarzo o simplemente dioritas: biotíticas, biotito-hipersténicas, hornbléndicas, augíticas.

Según el máfico se halla en mayor o menor cantidad, se llaman dioritas melanocráticas o leucocráticas respectivamente.

# Yacencia y origen

Las dioritas y dioritas cuarcíferas muy a menudo yacen en los bordes de los macizos graníticos, a veces se encuentran en los macizos con gabros, también aparecen como cuerpos independientes en forma de pequeños stocks, lacolitos y diques.

La relación constante de las dioritas con las rocas ácidas o básicas, se explican porque es frecuente que tengan un origen híbrido. En algunos casos las dioritas surgen por contaminación del magma básico con las rocas ácidas, en otros casos es la asimilación por parte del magma granítico de calizas o de rocas básicas.

El hallazgo de las dioritas en los bordes de los macizos de gabro en contacto con rocas ácidas, puede ser el resultado de la asimilación del SiO<sub>2</sub> del magma básico, es decir, que éste se enriquece en SiO<sub>2</sub>.

Pueden formarse también las dioritas por medio de la diferenciación magmática. Ésta se observa en los bordes de los *stocks* graníticos. Dicha diferenciación, si es de un magma básico, se observa en las partes superiores de los macizos de gabro.

Los cuerpos independientes de las dioritas son pequeños, de ahí que muchos petrógrafos opinen que generalmente se formen como rocas híbridas de los magmas ácidos o básicos. Esto no es cierto, ya que se encuentran rocas efusivas análogas a las dioritas, que poseen la misma estructura y composición mineralógica que las rocas plutónicas.

# Rocas hipabisales

Éstas son rocas bastante abundantes y existen variedades asquísticas y diasquísticas.

ROCAS ASQUÍSTICAS. Tienen la misma composición que las rocas plutónicas. Se dividen en *microdioritas* y *microdioritas* cuarcíferas, que se caracterizan por tener estructura microgranular y las dioritas-porfirita y diorita cuarcífera-porfirita, de estructura holocristalina porfídica.

ROCAS DIASQUÍSTICAS: Se denomina diorita-aplita a la variedad leucocrática, que se compone casi totalmente de plagioclasa media y muy poca cantidad de hornblenda. A este grupo pertenecen también los lamprófidos (o aplitas), que se caracterizan por su composición mineralógica y su estructura. Estas rocas son bastante abundantes. Según el tipo de máfico, se observan:

Kersantitas (de Kersanton, aldea francesa): Son lamprófidos micáceos que se componen de plagioclasas, las cuales predominan sobre los feldespatos y biotita. Son rocas oscuras, ricas en micas oscuras, en las que se hallan grandes fenocristales de biotita, rodeados por una matriz formada por los minerales félsicos. Raras veces se encuentran otros máficos como augita, olivino. En estas rocas la biotita ocupa más del 30 % de la roca.

Spessartitas (de Spessart, Alemania): Son lamprófidos hornbléndicos, de estructura porfídica o de grano fino, de color oscuro, casi negras. Contienen plagioclasas cálcicas (andesina, labrador). El máfico es hornblenda verdepardo, que ocupa alrededor del 40 % de la roca y a veces más. Como fenocristales, en la spessartita se hallan los anfíboles (hornblenda) y raras veces las plagioclasas. A veces se encuentra diópsido y como mineral casual, olivino.

Odinitas: Son más básicas que las spessartitas. Se componen de listones de plagioclasas y prismitas de hornblenda, con poca cantidad de augita y labrador. Por su composición mineralógica se acercan al gabro hornbléndico, por eso a veces se consideran dentro del grupo del gabro.

Las aplitas y pegmatitas de composición diorítica son raras. Se denominan dioritas-aplitas a las plagioaplitas que contienen poca cantidad de hornblenda. Las pegmatitas dioríticas están relacionadas con las rocas de la formación gabro-peridotítica.

Las gabro-pegmatitas y plagioaplitas representan rocas filonianas relacionadas con los gabros y son los residuos finales de la diferenciación y cristalización de un magma de composición gabroidea.

Quimismo de los lamprófidos. En las kersantitas la cantidad de SiO<sub>2</sub> oscila de 46 a 55 %, menor que el contenido normal para las dioritas (52-65 %). La presencia de biotita en estas rocas refleja levemente la proximidad a las rocas del tipo alcalino. En las spessartitas el SiO<sub>2</sub> se halla de 50-55 %, casi igual que para las odinitas, esto está relacionado con el carácter básico de las plagioclasas.

# Rocas efusivas

Andesitas y porfiritas andesíticas: Estas rocas por su composición química y en parte mineralógica, son similares a las dioritas, que junto con los basaltos son las rocas efusivas más ampliamente distribuidas. Macroscópicamente se caracterizan por poseer estructura porfídica, con matriz afanítica, compuesta de plagioclasas calcosódicas con pocos piroxenos, una mayor o menor cantidad

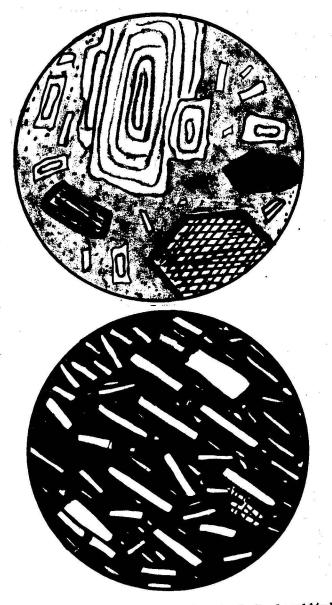
de vidrio volcánico o las alteraciones de los minerales anteriormente citados y del vidrio. No contienen, o casi no contienen, cuarzo primario u otra forma de sílice libre: tridimita o cristobalita. En la matriz a menudo se hallan fenocristales de plagioclasas calco-sódicas, piroxeno monoclínico, rómbico, o hornblenda o biotita. A veces con el piroxeno rómbico o sin él, existe olivino. Las plagioclasas (en forma de fenocristales) varían de bitownita a oligoclasa, pero generalmente son labrador y andesina. Las plagioclasas más ácidas son características para las andesitas hornbléndicas y micáceas; las más básicas, para las andesitas augíticas. Las plagioclasas son generalmente zonales y de hábito tabular. Los piroxenos monoclínicos son diópsido-augita, los que se alteran a clorita, epidota, calcita, etcétera. Los piroxenos rómbicos generalmente son hiperstena. La hornblenda es de color pardo rojizo, la mica es biotita parda. El cuarzo es raro o bien se halla como mineral casual. Como accesorios se encuentran magnetita, apatito, zircón (Figs. 13 y 14).

La estructura de la matriz es holocristalina y microgranular, y se denomina microdiorítica o diorita-porfirítica. Además, la matriz puede tener estructura hialopilítica (andesítica), pilotaxítica e intersertal (Fig. 15).

Estructura hialopilítica: es una estructura hemicristalina, con alto contenido de vidrio en la matriz. Es típica para las andesitas, de ahí que se denomine también andesítica (Fig. 14).

Estructura pilotaxítica: se parece a la estructura taxítica de las rocas ácidas, pero aquí los microlitos en vez de ser de feldespato alcalino, son de plagioclasa y además contienen augita y magnetita (Fig. 14).

Estructura intersertal: los microlitos son bastante gruesos, hay menor cantidad de vidrio volcánico que en la hialopilítica. Los microlitos de feldespato se disponen desordenadamente, y entre ellos se disponen los otros minerales como augita, magnetita y el vidrio volcánico o los productos de la alteración de los mismos.



Figs. 13 y 14 Estructura hipocristalina (an, ita hornbléndica).



Fig. 15 Estructura pilotaxítica. Fenocristales y microlitos de plagioclasas y máficos rodeados de vidrio volcánico (andesita).

Las andesitas y porfiritas andesíticas se dividen según el carácter del máfico predominante: andesitas y porfiritas augíticas, hipersténicas, hornbléndicas y micáceas. Las más comunes son las augíticas.

El nombre de andesita proviene de los Andes, donde estas rocas se hallan en los volcanes que componen el cinturón volcánico del Pacífico.

Entre las lavas de los volcanes modernos, predominan las andesitas; estos volcanes forman parte del cinturón que rodea el océano Pacífico. Entre las lavas del Atlántico no se hallan las andesitas, y en el Mediterráneo se encuentran aisladamente.

Las andesitas forman cúpulas, obeliscos y coladas, también forman diques y cuerpos intrusivos cercanos a la superficie. El magma andesítico es relativamente rico en gases, de ahí que las erupciones de los volcanes de este tipo sean catastróficas, como por ejemplo, el Mont-Pelee y Krakatoa. También se hallan en Hungría, Kamchatka y Cáucaso. En Cuba todo el vulcanismo es andesítico (y basáltico).

La distribución de las andesitas entre las lavas modernas demuestra que la formación del magma andesítico está relacionado con las zonas de orogénesis y de plegamiento; en estas zonas se encuentran junto con basaltos. Las lavas de composición andesítica son típicas de las intrusiones centrales y de los volcanes de este tipo.

Grupo de rocas sobresaturadas de sílice Rocas cuarzo-feldespáticas: granito-riolita y granodiorita-dacita

# Generalidades

Las rocas de este grupo, a diferencia del grupo gabrobasalto, en donde predominan las rocas efusivas, tienen alto índice de intrusivas. Entre estos grupos no sólo existen diferencias en la distribución de los tipos intrusivos y efusivos, sino que hay también fuertes contrastes entre ambos grupos. Los basaltos que predominan en las rocas básicas son las rocas ígneas más típicas, las cuales se forman por la cristalización de un magma silicatado, que ocurre ante nuestros ojos; los granitos se forman en las profundidades, se componen de minerales que requieren para su formación la acción de los componentes volátiles y presentan señales que a veces son difíciles de explicar a través de la simple cristalización de un líquido silicatado.

La naturaleza de los granitos como rocas ígneas formadas por la cristalización de un magma en el interior de la corteza terrestre, para algunos casos no ofrece dudas; en otros, los granitos están estrechamente relacionados con rocas metamórficas provenientes de la transformación de rocas sedimentarias, de modo que se pierden los

límites entre los granitos y las rocas metamórficas encajantes, y surge la duda de si es posible la formación del granito a partir del metamorfismo y no de un magma silicatado líquido.

Los factores geológicos que indican la existencia de un magma granítico son:

- 1. La existencia, sin lugar a dudas, de rocas volcánicas de igual composición (riolitas y dacitas).
- 2. Temperatura de formación relativamente alta, que se observa por las reacciones con las rocas encajantes.
- 3. Yacencia en forma de cuerpos evidentemente ígneos en parte de diques que cortan rocas encajantes, apófisis de masas bastante grandes dentro de rocas encajantes.
  - 4. Contactos muy fuertes en muchos casos.
  - 5. Transición a otras rocas evidentemente magmáticas.
- 6. Presencia de granitos con gabros en algunos cuerpos intrusivos, por ejemplo, en Sudbury.

Por su forma de yacencia, los granitos se dividen en:

- 1. Plutónicos; aparecen en batolitos, stocks, lacolitos, diques y en otros cuerpos que evidencian origen magmático.
- 2. Granitos de los escudos cristalinos antiguos y plataformas cristalinas (metamórficos). Son los granitos anatéxicos, característicos de la formación de los escudos antiguos y de plataforma, pero que también se hallan en zonas geosinclinales jóvenes, como el Complejo Ilmensky (Urales), de edad paleozoica (240 • 106 años), que es parecido al Complejo Precámbrico de Ontario.

#### Granitos

Son rocas leucocráticas en las cuales el contenido de los máficos oscila del 5-10 %, en las granodioritas es alrededor del 15 %, a veces es mayor, y puede llegar a ser cero como en los granitos alasquíticos. El cuarzo se halla de 25-30 % en los granitos y 20-25 % en las granodioritas. De tal modo, la composición principal es de feldespatos,

de ahí que la clasificación de las rocas se haga basada en el carácter de los mismos. Los mamíferos tienen un carácter secundario.

Por la composición mineralógica, los granitos se pueden dividir por:

- a) Contenido sólo de feldespato alcalino, con una mayor o menor cantidad de plagioclasa calco-sódica.
  - b) Carácter del feldespato alcalino.
- c) Carácter de los otros minerales, además del cuarzo y feldespatos.

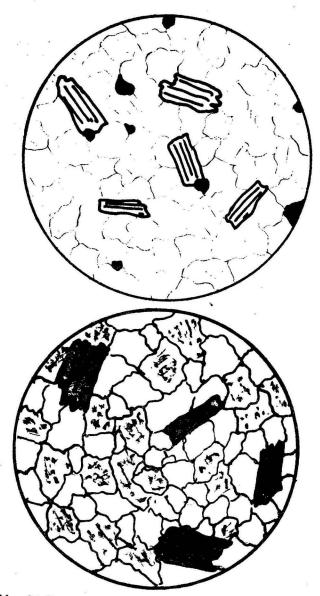
Por eso los granitos se dividen de acuerdo con:

- 1. Carácter del feldespato en general, es decir, la presencia o ausencia casi o total de plagioclasa cálcica y el carácter del feldespato alcalino.
  - 2. Carácter del máfico predominante.

Los granitos que no contienen plagioclasas cálcicas se denominan alcalinos; poseen piroxenos y anfíboles alcalinos, biotita más muscovita, y a veces mica del litio.

Los granitos que contienen plagioclasas calco-sódicas se llaman granitos calcoalcalinos o normales, y a este grupo pertenecen las granodioritas, en las cuales la cantidad de ortoclasa es mucho menor que la de plagioclasa y constituye un 20 %, mientras que en el granito la cantidad de feldespato potásico, como regla, nunca es menor del 30 %. En algunas rocas pobres en potasio el cuarzo se halla del 20-30 % y contiene además plagioclasas ácidas (albita, oligoclasa) con minerales máficos. En estas rocas se observa una mayor cantidad de álcalis (Na) y sílice que en las dioritas cuarcíferas, además, poseen una menor cantidad de hierro y magnesio, y se denominan plagiogranitos (Figs. 16 y 17).

Granitos alcalinos: Se componen de feldespatos alcalinos, del tipo K y Na, como micropertita, microclina-pertita, anortoclasa; raras veces se halla albita (feldespato sódico puro, microclina y ortosa (feldespato potásico puro). Los máficos son anfíboles alcalinos (arfvedsonita, riebequita), piroxenos alcalinos (egirina-augita, egirina) y



Figs. 16 y 17 Estructura allotriomórfica (granito micáceo).

biotita, que a veces contiene litio. Como minerales accesorios se encuentran apatito, zircón y magnetita. Según el carácter del máfico, se divide en:

- 1. Granitos alcalinos biotíticos
- 2. Granitos de riebequita
- 3. Granitos de egirina
- 4. Granitos de arfvedsonita
- Granito alcalino alasquítico, que no contiene minerales máficos.

En los granitos normales o calco-alcalinos, el feldespato, potásico-alcalino es ortosa o microclina, que a veces tiene intercrecimientos pertíticos, como ortoclasa-micropertita y microclina-micropertita. En estas rocas no se halla albita.

Los máficos de los granitos y granodioritas son biotita, muscovita, hornblenda común, a veces diópsido, raras veces piroxeno rómbico. Como accesorios se encuentran apatito, zircón, magnetita, esfera, ilmenita, hematita y ortita.

Según el máfico, los granitos normales se dividen en:

- 1. Granitos alasquíticos, que no contienen máficos
- 2. Granitos de biotita o muscovita o de dos micas
- 3. Granitos de biotita
- 4. Granitos hornbléndicos
- 5. Granitos piroxénicos.

En los granitos normales las plagioclasas son del tipo albita-oligoclasa, oligoclasa y a veces andesina.

Otra variedad de granito muy importante es el rapakiwi. Se caracteriza por tener grandes cristales de ortosa rosada, rodeados por una matriz granular de ortosa, plagioclasa, cuarzo, biotita con mucho hierro, hornblenda, a veces olivino y diópsido. Como accesorios se hallan apatito, magnetita, fluorita, ortita y monacita. Se encuentra en Suecia, Finlandia y Ucrania.

Los máficos de las granodioritas generalmente son hornblenda o biotita, o ambos juntos.

Las estructuras de los granitos y granodioritas son de grano grueso, medio y fino, equigranulares y porfídicas, en general predominan estructuras hipidiomórficas.

La secuencia del idiomorfismo en los granitos es:

- 1. Minerales accesorios: apatito, magnetita, zircón en pequeños cristales, generalmente incluidos en otros minerales
- 2. Minerales máficos, generalmente idiomórficos
- 3. Plagioclasas
- 4. Ortoclasa, cuarzo y microlina, que son los últimos en cristalizar.

La textura de los granitos és uniforme, masiva, gneissotípica, esférica.

Durante el intemperismo de los granitos, los primeros minerales en alterarse son los feldespatos, que se transforman en caolín, escamitas de sericita, óxidos de aluminio y sílice.

Las formas de yacencia de los granitos ya dijimos eran batolitos, lacolitos, *stocks* y diques, para la mayoría de los granitos paleozoicos y más jóvenes.

En otros casos se hallan asociados a complejos ígneos, como el lopolito de Busheld, Sudbury y otros. En los escudos cristalinos antiguos, el del Báltico, Canadá, Siberia y África del Sur. En Cuba se encuentran al sur de Oriente, Camagüey, Santa Clara y Escambray.

Se utilizan como piedra de construcción, pulidos para pisos, malecones, etcétera, ya que resisten bien los agentes de la meteorización.

# Quimismo de los granitos y grandioritas

La cantidad de  $SiO_2$  es más del 65 %; contiene mayor cantidad de  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  y  $Na_2O$  que los grupos anteriores y menor cantidad de MgO y FeO +  $Fe_2O_3$ . El parámetro n es alto, así como el s y a.

# Rocas hipabisales del grupo del granito

En los bordes de las intrusiones de granitos, no es raro hallar rocas con estructura porfídica. Son aún más típicas las rocas que se encuentran en cuerpos intrusivos pequeños, como lacolitos y diques. Son rocas del tipo de pórfidos de granito, los cuales se diferencian del granito por la estructura. Estas rocas son profundas, pero menos que los granitos, y son asquísticas. Rocas diasquísticas sólo pueden considerarse las leucocráticas, principalmente las aplitas, que por su composición corresponden a las rocas alasquísticas y representan los productos finales de la diferenciación de los magmas graníticos; estas rocas diasquísticas son las pegmatitas y aplitas.

Pórfidos de granitos: Son holocristalinas, porfídicas, que contienen fenocristales de cuarzo, feldespatos alcalinos, a veces plagioclasas, biotita, piroxeno y hornblenda. Se pueden dividir en pórfidos de granitos alcalinos, que no contienen plagioclasa con minerales máficos alcalinos, y pórfidos de granito calco-alcalinos con plagioclasas calco-sódicas y sin minerales máficos alcalinos.

Las rocas diasquísticas de composición granítica representan los productos leucocráticos ácidos de magmas profundos. A veces éstos están relacionados con rocas más básicas, dioritas y gabros. Se caracterizan por la ausencia total o casi total de máficos, de ahí que posean colores claros. Por el tamaño de los granos y otras particularidades estructurales, las rocas diasquísticas se dividen en aplitas y pegmatitas.

Aplitas: Son rocas de grano pequeño o fino, raras veces porfídicas, de color blanco, gris claro, amarillo o rosado, compuestas total o casi totalmente de minerales claros, cuarzo y feldespato alcalino. Como máficos se hallan en muy poca cantidad cuando existen piroxenos y anfíboles alcalinos; más a menudo se hallan micas. En las plagio-aplitas también se encuentra hornblenda en cantidades insignificantes. Además, a menudo se encuentran accesorios como muscovita, granate y turmalina. Los accesorios

más comunes son: magnetita, ortita y otros típicos de las pegmatitas, como xenotima (YPO<sub>3</sub>), crisoberilo (Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub> Be), alejandrita, topacio y anatasa. La microestructura de las aplitas es aplítica o panidiomórfica, que se caracteriza porque los minerales componentes principales cristalizaron más o menos al unísono. Los granos son generalmente isométricos.

Pegmatitas: Se diferencian de las aplitas por la estructura; los granos son gigantes o grandes y los minerales presentan intercrecimiento entre sí. Los minerales en la mayoría de los casos forman buenos cristales, los más comunes son muscovita, lepidolita, turmalina, granate, topacio y minerales con elementos volátiles como boro, flúor, agua, etcétera, además del cuarzo y feldespato alcalino comunes en ellos; también puede encontrarse albita.

Las pegmatitas a menudo se hallan relacionadas estrechamente con las aplitas, a veces en las partes centrales de las vetas de aplitas y otras veces en la periferia de las mismas. Otras veces forman cuerpos independientes entre las masas de rocas profundas, en forma de vetas.

Las particularidades de la composición, estructura y condiciones de yacencia de las pegmatitas y aplitas demuestran que se formaron después de la cristalización de los granitos con los cuales se hallan relacionadas, pero bajo la acción de componentes volátiles, cuya presencia lo demuestran los minerales raros que se encuentran en ellas.

Desde el punto de vista petrográfico, las pegmatitas graníticas pueden dividirse según la estructura, textura y composición mineralógica.

Por la estructura se tiene:

- 1). Pegmatitas de granos muy gruesos: los minerales principales sin ninguna orientación.
- Pegmatitas de estructura gráfica: el cuarzo forma intercrecimiento con el feldespato y constituye jeroglifos (Fig. 18).

Según la textura, las pegmatitas pueden ser listonadas o bandeadas y orbiculares, es decir, según la disposición



Estructura gráfica o jeroglífica (pegmatita granítica). Fig. 18

del cuarzo y el feldespato: en forma de capas más o menos paralelas y concéntricas.

Por la composición mineralógica se pueden dividir según:

- A. Presencia de minerales raros
- 1. Pegmatitas graníticas (no contienen minerales raros)
- 2. Pegmatitas con granate
- 3. Pegmatitas con minerales de las tierras raras (T. R.)
- 4. Pegmatitas de niobio y tántalo
- 5. Pegmatitas de boro y flúor, turmalina y muscovita
- 6. Pegmatitas de sodio y litio con lepidolita y otros minerales de Li
- 7. Pegmatitas de flúor, berilio con topacio, berilio, etcétera.

- B. El carácter de los feldespatos
- 1. Pegmatitas potásicas; contiene microclina y raras. veces ortosa
- 2. Pegmatitas potásico-sódicas con micropertita
- 3. Pegmatitas calco-sódicas con plagioclasas.

En los tres tipos puede haber biotita, muscovita y otros minerales.

# Rocas efusivas

Riolitas (liparitas) y pórfidos de liparita

Son las rocas efusivas neovolcánicas (riolitas) y paleovólcanicas (pórfidos de riolita) correspondientes de los granitos.

Son rocas afaníticas compuestas por feldespato alcalino y cuarzo, tridimita o cristobalita en algunos casos, o vidrio o de composición similar a la mezcla de ambos minerales. En otros casos son rocas pórfidos con fenocristales de feldespato y cuarzo con biotita, hornblenda, diópsido o piroxenos y anfíboles alcalinos en matriz formada por estos minerales.

Según la composición y la estructura se dividen en:

Riolitas y pórfidos de riolita, de estructura porfídica y composición correspondiente a los granitos normales, contienen fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, algo de biotita, piroxeno y hornblenda parda. En las riolitas el feldespato alcalino es sanidina, en los pórfidos de riolita es ortosa y a veces micropertita de color terroso, rojizo, amarilloso o grisáceo. Como accesorios se encuentran apatito, zircón, pirita, granate, titanita, anatasa, fluorita, muscovita y turmalina. La matriz es microgranítica, poiquilítica, pero más comunes son las estructuras microfelsítica, vítrea o esferolítica. La textura puede ser fluidal o bandeada.

Si los fenocristales son solamente de feldespatos y en la matriz se halla el cuarzo, la roca se denomina pórfido de felsita; si los fenocristales son de cuarzo, se denomina pórfido cuarcífero.

Queratófidos cuarcíferos son rocas paleotípicas porfídicas de color grisáseo, verdoso claro o blanco, que contienen fenocristales de albita, algo de cuarzo y máficos. La microestructura de la matriz es similar a la de los pórfidos cuarcíferos.

Felsitas: son rocas afaníticas que se diferencian de las riolitas porque no contienen o casi no contienen fenocristales.

Vidrio volcánico: se diferencian por el color, microestructura y fractura.

- a) Pechstein: negro, rojo, pardo, verdoso, con brillo resinoso, contiene hasta un 8 % de agua.
- b) Obsidiana: gris, gris-negro, negro, con fractura concoidea y brillo vítreo.
- c) *Perlita*: gris, azul, amarillo-gris, con brillo de cera y esmalte, contiene de 3-4 % de agua.
- d) Piedra pómez: blanco, gris-amarillo, con brillo mate o sedoso en las fracturas, muy poroso.

Dacitas y pórfidos de dacita: Las dacitas son neovolcánicas y los pórfidos de dacitas, paleovolcánicos, que corresponden por su composición a los granitos y granodioritas ricas en calcio (calcoalcalinos). Se componen de fenocristales de plagioclasas calco-sódicas, a veces cuarzo y poca cantidad de biotita, piroxenos y anfíboles, en matriz formada por estos minerales.

Yacencia: Forman cúpulas y a veces mantos o coladas, vetas y lacolitos no profundos. Las erupciones de los volcanes de este tipo de lava son catastróficas, debido a la gran cantidad de gases y soluciones disueltas en el magma silíceo. Por la acumulación de las partículas arrojadas por las erupciones, se forman las rocas piroclásticas. Se hallan en las zonas de vulcanismo moderno: Nueva Zelandia, Kamchatka y América del Norte.

# Grupo sienita-traquita

El grupo sienita-traquita son rocas raras y se encuentran en pequeña cantidad (0,6%). Los cuerpos de sienita son pequeños; los más grandes se hallan en Brasil (Sierra) con un área de 1 200  $km^2$ ; en los Urales se encuentran cuerpos grandes de 100-200  $km^2$ ; en Piemonte alcanzan  $60 \ km^2$ .

Las sienitas y traquitas se pueden definir como rocas sin cuarzo, compuestas principalmente por feldespatos alcalinos (ortoclasa, microclina, pertita), solo o junto con plagioclasa (albita-andesita) y máficos, en pequeña cantidad o ninguna. Además, no contienen feldespatoides.

Por el contenido de SiO<sub>2</sub> (52-65 %) corresponden a las rocas intermedias, saturadas de sílice. Contienen además  $Al_2O_3$  (12-18 %), álcalis ( $Na_2O + K_2O : 10-12$  %), hierro (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 4-5 %), calcio (CaO : 2-4 %) y magnesio (MgO : 1-2 %).

# Rocas plutónicas

Las sienitas son rocas faneríticas, equigranulares o porfídicas, de color claro (gris claro), rosa-gris o parduzco. En calidad de fenocristales en las variedades porfídicas se hallan los feldespatos.

Sienitas normales: Contienen feldespato potásico (ortoclasa, microclina o pertita) de 50-70 %, plagioclasa de 10-30 % y minerales máficos de 10-20 % (hornblenda verde, raras veces biotita y augita). El cuarzo, cuando se encuentra, es en cantidades menores del 5 %. Las rocas que contienen cuarzo en cantidades mayores que el 5 % se denominan sienitas cuarcíferas y si se hallan en cantidades mayores del 15 %, se denominan granosienitas. Los minerales accesorios principales de la sienita son la titanita, magnetita y apatito.

Sienitas alcalinas: Se componen de los minerales principales, feldespato alcalino, generalmente pertita (80-85 %) y máficos: biotita, anfíboles y piroxenos alcalinos (15-

20 %). En algunas variedades hay cuarzo y en otras, nefelina; como minerales accesorios, generalmente hay titanita, zircón, apatito y magnetita.

Según el carácter de los minerales principales, las sienitas alcalinas se dividen en:

Nordmarquitas: sienitas nefelinas cuarcíferas.

Pulasquitas: sienitas alcalinas con lepidomelano titanífero, egirina-augita, egirina, barqueviquita, arfvedsonita y aquermanita [Na<sub>2</sub> Mg<sub>4</sub> Al<sub>2</sub> Fe<sub>2</sub> (O, OH, F) Si<sub>16</sub>O<sub>44</sub>]; puede encontrarse nefelina, noseana y sodalita.

Larviquitas: se caracterizan porque contienen feldespato (anortoclasa y micropertita) con contornos rómbicos en un 88 %; titano-augita, 8 %; apatito y barqueviquita, 4 %; lepidomelano y a veces olivino y magnetita.

Umptequitas: son sienitas alcalinas con arfvedsonita y egirina.

En algunas variedades de sienitas alcalinas, el feldespato es albita. Los miembros leucocráticos de tales rocas se denominan *albititas*. Las albititas como yacimientos minerales se forman como resultado del metasomatismo del sodio, por lo que se supone que la albita en las sienitas sea un mineral postmagmático (Fig. 19).

La estructura de las sienitas es generalmente hipidiomórfica. Los feldespatos poseen hábito tabular y se disponen paralelamente, lo que origina la textura traquitoidea que es típica para las sienitas alcalinas. Los máficos son bastante idiomórficos. El cuarzo, cuando existe, es xenomórfico y rellena los espacios libres entre los otros minerales.

Hay algunas variedades de rocas que son intermedias entre las sienitas y los gabros, dioritas, granitos y sienitas nefelínicas.

Gabro-sienitas o monzonitas: Se diferencian de las sienitas por:

- 1. La plagioclasa es labrador (raras veces andesina)
- 2. La cantidad de plagioclasa es igual a la de feldespato potásico (de 30-35 %)

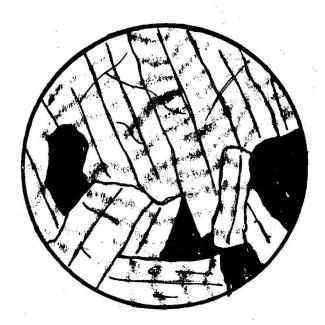


Fig. 19 Estructura traquitoidea (umptequita).

3. Máficos en un 35 %; augita junto con hornblenda, biotita y a veces hiperstena y olivino.

Los accesorios son: titanita, apatito y magnetita. La estructura es monzonítica, grandes cristales allotriomórficos de plagioclasa y máficos incluidos en el feldespato.

Sieno-dioritas: Se diferencian de las sienitas porque predominan las plagioclasas (andesina u oligoclasa) sobre los feldespatos. Las plagioclasas son generalmente zonales. El mineral máfico es la hornblenda.

Grano-sienitas: Se diferencian de los granitos por un contenido mayor de máficos (10-20 %) y el cuarzo se encuentra entre 10-20 %. Las grano-sienitas pueden ser normales o alcalinas.

Las sienitas alcalinas están relacionadas con los granitos alcalinos y con las sienitas nefelinas. Las variedades intermedias se diferencian por el aumento del cuarzo o nefelina respectivamente.

# Yacencia y origen

Las sienitas normales se hallan en los bordes de los macizos graníticos y raras veces forman cuerpos independientes (stocks y diques pequeños). Las sienitas alcalinas se encuentran relacionadas con rocas alcalinas (granitos alcalinos y sienitas nefelínicas). Las monzonitas están asociadas a los gabros o a los gabroides alcalinos.

Las condiciones de yacencia y relaciones de las sienitas con otras rocas, hacen suponer que las sienitas pueden formarse como resultados de procesos de diferenciación y asimilación complejas.

Los cuerpos mayores se hallan en Alemania, Egipto, Noruega y Urales.

# Rocas filonianas

Las rocas asquísticas para las sienitas normales y alcalinas son los pórfidos de sienita y las microsienitas. La estructura para los últimos es microgranítica y la matriz para la primera tiene esta estructura.

Las rocas hipabisales diasquísticas pueden ser leucocráticas y melanocráticas. Entre las leucocráticas se hallan: sienitas-aplitas, bostonita y sienitas-pegmatitas.

Sienita-aplita: es una roca de grano fino, que se compone casi totalmente de feldespatos.

Bostonita: es de grano fino, compuesto de feldespato potásico en cristales alargados, delgados y de bordes dentados, los cuales a menudo se orientan paralelamente; este aspecto hace que la estructura se denomine bostonítica.

Sienita-pegmatita: los granos son gigantes o grandes y se componen casi totalmente de feldespato alcalino (pertita generalmente), con poca cantidad de egirina-augita, biotita, anfíbol alcalino y minerales de las tierras raras.

Los miembros diasquísticos melanocráticos son las minettas y voguesitas.

Minettas: de granos finos, macizos, a veces porfídicas. Los fenocristales son de biotita, parda, idiomórficos, a veces zonales y feldespatos potásicos en cristales xenomórficos. Como accesorios se hallan apatito y magnetita. A veces se encuentra olivino, hornblenda, plagioclasa y cuarzo. Como minerales secundarios contiene clorita, calcita, sericita y minerales arcillosos.

Voguesita: se parece a la minetta, pero en vez de poseer como máfico principal la biotita, posee hornblenda parda o verde y a veces augita. Predominan los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas. El apatito, magnetita y titanita se hallan como accesorios.

Las minettas y voguesitas forman diques, pero se encuentran a veces como schlieren en los macizos de sienitas y granitos normales.

#### Rocas efusivas

Las rocas efusivas análogas a la sienita son las traquitas (cenotípicas) y los pórfidos de traquita (paleotípicas).

Las traquitas y los pórfidos de traquita se componen de fenocristales de feldespato y una cantidad no muy grande de máficos. Las traquitas son gris claro; los pórfidos de traquita, pardos. En la primera, los fenocristales de feldespato son frescos, vítreos transparentes; en los pórfidos, opacos, grises, rosados y pardos. En las traquitas normales los máficos son biotita, hornblenda parda o verde, diópsido, hiperstena; los félsicos son plagioclasa media (30-40 %) y sanidina. En las rocas alcalinas los máficos son anfíboles y piroxenos alcalinos arfvedsonita, riebequita, egirina, egirina-augita) y a veces hay feldespatoides.

En la matriz se hallan feldespatos potásicos en forma de microlitos alargados, dispuestos en forma de flujos. Esta estructura se denomina traquítica. A veces los microlitos de feldespato potásico tienen forma tabular corta y en secciones, son isométricos. La estructura de la matriz con feldespatos en cortes isométricos se denomina ortofídica.

En las rocas alcalinas, la matriz contiene microlitos de sanidina, egirina, anfíboles alcalinos, magnetita, apatito y a veces feldespatoides.

Las variedades paleotípicas se diferencian de las cenotípicas porque la sanidina se sustituye por ortoclasa o pertita pelitizada; las plagioclasas están serictizadas, y los máficos sustituidos por clorita, actinolita, carbonatos, óxidos de hierro y titanio.

Traquibasaltos: son rocas porfídicas, negras, que contienen feldespato alcalino, pero no en forma de fenocristales; los máficos son olivino, titano-augita, hornblenda parda, biotita.

Traquiandesita: contiene menor cantidad de máficos que los traquibasaltos, y las plagioclasas son menos básicas.

Traquiriolitas: son efusivas, análogas a las granosienitas. Contienen menor cantidad de cuarzo que las riolitas.

Queratófidos: son rocas paleotípicas compuestas casi totalmente por albita, ésta se halla como fenocristales y en la matriz. La biotita, hornblenda y egirina-augita se encuentran como fenocristales. La matriz contiene los accesorios: magnetita y apatito, y los secundarios: clorita, epidota y calcita.

#### Yacencia

Aparecen en forma de mantos o coladas, cúpulas y diques acompañados por todas. Se hallan geológicamente relacionados con los basaltos y fonolitas. Estas coladas se pueden observar en las islas del Pacífico, Indico y Atlántico: Samoa, Tahití, Hawaii, Reunión, Santa Elena, en Francia e Italia.

Con las rocas del grupo sienita-traquita se relacionan yacimientos de hierro y cobre, de magnetita y apatito (Kiruna, Suecia) y de oro (Ontario y Quebec, Canadá).

Algunas variedades de sienita (larviquitas) y traquitas se usan como material de construcción.

# Grupo sienita nefelínica-fonolita

Las rocas del grupo sienita nefelínica-fonolita se hallan en muy poca cantidad, no más del 1 % del total de las rocas magmáticas. Se caracterizan por la composición química que se refleja en un alto contenido de álcalis ( $Na_2O + K_2O : 13-16$  %) y aluminio ( $Al_2O_3 : 20-22$  %) y poca cantidad de sílice ( $SiO_2 : 50-60$  %). Los álcalis se encuentran en mayor cantidad que el aluminio, de modo que estas rocas pertenecen al grupo de las alcalinas y por el contenido de sílice, a las infrasaturadas.

La composición mineralógica se caracteriza por la presencia de feldespatos alcalinos, feldespatoides y máficos alcalinos. La existencia de feldespatoides en estas rocas se debe al déficit de sílice, por lo cual corresponden a las rocas infrasaturadas de SiO<sub>2</sub>; los máficos alcalinos se deben al exceso de álcalis, que sobrepasan al alumnio; este exceso de álcalis se une al hierro.

El grupo de las sienitas nefelínicas-fonolitas se dividen según la cantidad de los minerales principales, de los accesorios, de las características de la estructura y textura.

#### Rocas plutónicas

Las sienitas nefelínicas son claras, grises, rosa-gris, de grano medio o grande, con textura maciza, listonada y tra-quitoidea. A veces son inequigranulares.

Las sienitas nefelínicas se componen de feldespatos alcalinos (60-70 %), nefelina (10-30 %) y máficos (10-25 %). Los feldespatos alcalinos son ortosa, microclina, albita, a veces en forma de pertita; los máficos son egirina, egirina-augita, arfvedsonita, riebequita y lepidomelano. Los accesorios son apatito, magnetita, zircón, ilmenita, fluorita y los minerales siguientes: eucolita, eudialita (Na, Ca, Fe) a Zr [(OH, CL) (Si<sub>3</sub>O<sub>9</sub>)] astrofollita, lamprofillita

[(K<sub>2</sub>Na<sub>2</sub>, Ca) (Fe<sup>++</sup>, Mn)<sub>4</sub> Ti, Zr (OH Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>], que son silicatos de zirconio y titanio. Además se encuentra calcita y magnetita.

Los minerales postmagmáticos son sodalita, cancrinita, analcima y zeolitas.

La estructura puede ser hipidiomórfica y panallatriomórfica. La nefelina unas veces cristaliza antes o después que los feldespatos potásicos. La albita siempre se forma al final de la cristalización postmagmática. Los máficos se caracterizan porque generalmente se forman después que los félsicos y ocupan los espacios libres que quedan entre éstos (estructura agpaítica).

Las principales variedades de sienita nefelínica son:

- 1. Lugarita (Lugar, Escocia): contiene de 45 a 50 % de nefelina, como egirina y accesorio eudialita.
- 2. Mariupolita (Mariupol, Mar de Azof): contiene de 50 a 70 % de albita, de 15 a 30 % de nefelina, egirina y como accesorio, pirocloro (Na, Ca)<sub>2</sub> (Nb, Ta, Ti)<sub>2</sub>O<sub>g</sub> (OH, F, O).
- 3. Foyaita (Foya, Portugal): es una variedad leucocrática que contiene de 7 a 10 % de máfico, y anfíboles alcalinos con egirina-augita. Los félsicos son feldespatos potásicos, albita y nefelina (20-25 %). La estructura es hipidiomórfica.

En todas las sienitas nefelínicas existe feldespato como mineral principal, pero hay algunos tipos que están estrechamente relacionados con rocas que, como félsico principal, poseen la nefelina (iyolita, urtita), que corresponden a los gabroides alcalinos, donde la sílice se halla en menor cantidad (menos de 52 %).

# Yacencia y origen

Las sienitas nefelínicas forman cuerpos pequeños como stocks, lacolitos y lopolitos, que ocupan áreas de unas cuantas unidades a decenas de km², como en Transvaal, Africa del Sur. Se hallan en macizos complejos rodeados

de sienitas alcalinas y a veces muchos cuerpos están asociados a las carbonatitas.

# Rocas hipabisales

Las variedades asquísticas son los pórfidos de sienitas nefelínica y las microsienitas nefelínicas o tinguaítas.

Tinguaitas: son rocas afaníticas o de grano fino, grises, formadas por feldespatos, nefelina, agujitas de egirina, anfibol alcalino, lepidomelano y accesorios.

Pórfidos de sienita nefelínicas: tienen la misma composición que las tinguaítas, pero se diferencian en la estrutura.

Las variedades diasquísticas son la sienitas que yacen en diques y contienen minerales de niobio, tántalo, tierras raras, silicatos de titanio y zirconio (pirocloro, eudialita, lamprofillita, astrofillita y otros).

Aplitas de sienitas nefelínicas: se hallan raras veces.

#### Rocas etusivas

Según el feldespatoide se dividen en: fonolitas nefelínicas, fonolitas leucíticas y leucitófiros.

Fonolitas nefelínicas o fonolitas: son claras, grises, rosadas, verdosas, porfídicas. Como fenocristales se hallan sanidina, nefelina, haüyna, noseana, sodalita, piroxenos (zonales, en el centro diópsido y en la periferia egirina-augita y egirina), anfíboles alcalinos y accesorios. Las variedades paleotípicas contienen ortoclasa, microclina y pertita, en vez de sanidina y minerales secundarios (zeolitas, caolinita, carbonatos y sericita) que sustituyen a los feldespatos y nefelina.

Fonolitas leucíticas: se caracterizan por la presencia de fenocristales de leucita y sanidina. La nefelina se halla sólo en la matriz. Los máficos son anfíboles y piroxenos alcalinos (Fig. 20).

Leucitófiros: contienen leucita y un poco de sanidina y egirina.



Fig. 20 Estructura fonolítica (nefelinítica, fonolita nefelinica).

#### Yacencia y origen

Yacen en forma de coladas pequeñas, cúpulas y diques. Son rocas muy poco abundantes.

Los cuerpos más grandes se hallan en el África oriental en los volcanes del Gran Graben, en las islas del océano Pacífico (Tahití, Somoa) y en el Atlántico (Azores, Canarias, Santa Elena).

#### Yacimientos minerales

Las sienitas nefelínicas y fonolitas tienen importancia económica como fuentes de aluminio, fósforo (apatito); en algunos tipos se concentran elementos raros como niobio y tántalo (en el zircón), eudialita, titano-magnetita.

# Gabroides y basaltoides alcalinos

Las rocas correspondientes a los gabroides y basaltoides alcalinos se encuentran en muy poca cantidad. Se caracterizan por la composición química, gran cantidad de aluminio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 13-18 %), álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O: 7-11 %), hierro (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 8-10 %), calcio (9-10 %) y magnesio (0,5-8 %). La sílice se halla generalmente de 40-50 %, raras veces es menor del 40 %.

Por las relaciones entre los minerales máficos (40-50 %) y félsicos se parecen a los gabros, pero se diferencian de ellos en que el félsico, además de plagioclasa básica, es feldespato potásico o nefelina, o solamente nefelina y feldespato potásico.

Los basaltoides alcalinos se parecen a los basaltos, diferenciándose de ellos por la presencia de feldespato potásico y feldespatoides (nefelina y leucita). Dentro de este grupo existen muchas variedades, pero veremos sólo algunas.

Essexita: Se compone de piroxeno monoclínico (con o sin olivino), plagioclasa básica y feldespato potásico. Puede contener nefelina o sodalita y anfíbol de titanio (barqueviquita). La estructura es hipidiomórfica gabroidea, donde las plagioclasas son menos idiomórficas que el gabro; el feldespato potásico es xenomórfico.

Las essexitas se parecen a las monzonitas, pero se diferencian de ella por la augita y por el menor contenido de feldespato potásico. Se hallan en pequeños cuerpos, stocks y vetas en EE. UU. (Massachusetts), Río de Janeiro, sur de Noruega y Asia central.

Shonquinitas: piroxeno monoclínico y feldespato potásico, aproximadamente en igual cantidad; pueden considerarse como sienitas muy melanocráticas. La estructura más común es la poiquilítica. Los cuerpos más grandes se hallan en EE. UU. (Shonkin Sag, Montana), Asia central y Siberia.

Teralita: se compone de piroxeno monoclínico (generalmente con olivino), 50 %; plagioclasa básica, 20-25 %, y

nefelina, 25 %. La estructura típica de ésta se caracteriza porque la nefelina es más xenomórfica que las plagioclasas y máficos.

Iyolita: se compone de augita o egirina-augita y nefelina, casi en igual cantidad. Se encuentran en los macizos de sienita nefelínicas, como en los Urales.

Missourita: se compone de augita, olivino y leucita. Si contiene pseudoleucita en lugar de leucita, la roca se denomina fergucita. Yacen en forma de pequeños stocks muy próximos a la superficie, a modo de núcleos volcánicos.

Teshenita: se parecen a las diabasas; contienen titanoaugita (50 %), plagioclasa básica y analcima. La estructura es parecida a la ofítica (diabásica). Las teshenitas están relacionadas geológicamente con las diabasas. Yacen en forma de diques y pequeños cuerpos intrusivos. Los cuerpos más grandes se hallan en Polonia, Siberia y Escocia.

Monchiquita: corresponde a los lamprófidos; se caracteriza por poseer fenocristales de augita, olivino, barqueviquita y biotita. En la matriz hay plagioclasas, nefelina, leucita y analcima. Se encuentran en diques juntos con sienitas nefelínicas.

Tefritas y basanitas (tefritas olivínicas): se parecen a los basaltos por su composición y estructura. Se componen de piroxeno monoclínico (y olivino en las basanitas), plagioclasas básicas y feldespatos: nefelina. Se encuentra en el Vesubio.

Leucititas y nefelinitas: son basaltoides sin feldespatos, se componen de piroxeno y leucita (leucititas) o piroxeno y nefelina (nefelinitas). Las variedades que contienen olivino, se denominan basalto leucíticos y nefelínicos.

#### Generalidades sobre los lamprófidos

Al estudiar las rocas hipabisales (filonianas) diasquísticas, observamos en casi todas la existencia de variedades melanocráticas, las cuales, con mucha dificultad, se pueden comparar con los tipos plutónicos y efusivos correspondientes.

Al mismo tiempo, estas rocas presentan rasgos comunes, de modo que se pueden reunir en un grupo especial; los llamados lamprófidos. En relación con su quimismo se caracterizan por un bajo contenido de sílice y un gran contenido de álcalis y de componentes máficos. Entre éstos se halla la gran difusión de la mica oscura, como uno de los minerales máficos.

Uno de los primeros grupos establecidos fueron los de la minetta y la kersantita, pertenecientes a los grupos de sienitas y dioritas respectivamente. Por su composición química estos lamprófidos son típicos para la formación de rocas calco-alcalinas: SiO<sub>2</sub>: sílice de 49-51 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO: 8,3-8,7 %; MgO: 8-6 %; CaO: 6-5 %; (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de 7-5 %. De aquí se observa que por su quimismo son rocas muy semejantes a las alcalinas. Si se compara con la composición de la minetta y la del basalto leucítico, se observa la semejanza. Una y otra composición del magma que cristaliza en diferentes condiciones, puede dar una u otra roca. Este caso se observa en los llamados trapps micáceos (Pirson, 1905), que corresponden a las minettas típicas y que transicionan a rocas leucíticas.

Los otros lamprófidos del grupo de la diorita, que por su composición mineralógica se acercan aún más a las dioritas, en su quimismo tienen características propias, a y c; se acercan a los de la granodiorita, andesitas y dioritas, pero a diferencias de éstas, los lamprófidos tienen mayor magnitud de b y menor de s.

Si se comparan los lamprófidos con los gabros y noritas, se observan en aquéllos mayor cantidad para s y menor para c. Por eso, estos lamprófidos se desplazan también hacia el lado de las rocas alcalinas.

Además, es de notar la característica general para todos los lamprófidos: la ausencia de fenocristales de feldespatos; éstos se hallan como inclusiones o en la matriz. Los fenocristales son de minerales máficos (estructura lamprofídica). Otra característica es la gran difusión de la

mica como mineral máfico, como se dijo anteriormente. En segundo lugar, en esta relación se encuentra la hornblenda y el piroxeno para los tipos más básicos. El mineral accesorio más común y en algunos casos esencial (principal), es el olivino, casi siempre alterado en parte a serpentina. En los lamprófidos más ácidos aparece el cuarzo, que es el último mineral en formarse.

Los lamprófidos rápidamente se meteorizan y se alteran a carbonatos, clorita y uralita. Los feldespatos están tan sumamente alterados, que no se pueden identificar prácticamente. Los máficos sí se pueden identificar por el tipo de alteración y por la forma de los cristales. Por la presencia o tipo de máfico pueden dividirse en lamprófidos micáceos, hornbléndicos y piroxénicos.

La división de los lamprófidos, según el carácter de los máficos, se funda de acuerdo con el tipo y su composición. En primer lugar, los máficos de estas rocas aparecen en grandes cantidades, y en segundo lugar, la presencia demicas está relacionada con un aumento del contenido de potasio, que corresponde a la composición química de la roca.

Según Kupletsky, la formación de los lamprófidos alcalinos está relacionada con procesos de asimilación e hibridismo.

Estos últimos se clasifican por la presencia o ausencia de biotita y olivino: lamprófidos de biotita y olivino, lamprófidos de piroxeno, anfíbol y félsicos, lamprófidos de piroxenos, anfíbol y melilita.

Los lamprófidos, como puede observarse, se relacionan con las rocas del grupo de las dioritas, granitos, sienitas, sienitas nefelínicas y gabroides alcalinos.

#### Rocas ígneas no silicatadas

Son rocas muy raras, evidentemente de origen magmático, según los conocimientos actuales que se tienen acerca de ellas. Se pueden dividir en los grupos siguientes:

- 1. Masas ferrosas magmáticas de origen magmático, relacionadas con las sienitas y gabros. Parecen ser las últimas fracciones de las rocas silicatadas.
  - a) Relacionadas con sienitas (tipo Kiruna); presentan fluoropatito, además de pirita y calcopirita.
  - Relacionadas con gabros; presentan titanio (ilmenita en parte), además de piroxeno, anfíbol, aluminio, raras veces plagioclasas, espinelas, pirita, piroxeno, calcopirita.
- 2. Menas sulfurosas marginales; se producen como resultado del enfriamiento de magmas sulfúricos. Son ricas en magmas pegmatíticos. Los minerales principales son: la pirrotina, pirita, cuarzo, piroxenos, anfíboles, granate, cordierita, clorita y epidota. Aparece el platino y están relacionadas con las noritas principales.
- 3. Carbonatitas (Brögger, 1921), descubiertas en Oslo. Están relacionadas con las sienitas nefelínicas, en las cuales, como sabemos, se halla calcita magmática. Se componen de calcita magmática (primaria) con algo de dolomita y siderita. Se encuentran en diques y macizos pequeños. Contienen además feldespatos alcalinos, piroxenos alcalinos, anfíboles alcalinos, micas, titanita, a veces fluoropatito y aluminio. Aparecen además asociados a rocas ultrabásicas alcalinas.

TABLAS PETROQUÍMICAS

TABLA PARA EL CALCULO DE LOS OXIDOS EN CANTIDADES MOLECULARES Y EN POR CIENTOS DE PESO\*

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
				SiO <sub>2</sub> , peso	molecu	lar 60,06				
35	583	584	586	588	589	591	593	594	596	598
36	599	601	603	604	606	608	609	611	613	614
37"	616	618	619	621	623	624	626	628	629	631
38	633	634	636	638	639	641	643	644	646	648
39	649	651	653	654	656	658	659	661	663	664
40	666	668	669	671	673	674	676	678	679	681
41	683	684	686	688	689	691	693	694	696	698
42	699	701	703	704	706	708	709	711	713	714
43	716	718	719	721	723	724	726	728	729	731
44	733	734	736	738	739	741	743	744	746	748
45	749	751	753	754	756	758	759	761	763	764
46	766	768	769	771	773	774	776	778	779	781

\* Traducción de las tablas de Quimismo de las rocas magmáticas y algunas cuestiones de petroquímica de S. P. Soloviov, 1970, realizada por la autora.

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
47	783	784	786	788	789	791	793	794	796	798
48	799	801	803	804	806	808	809	811	813	814
49	816	818	819	821	823	824	826	828	829	831
50	833	834	836	838	839	841	843	844	846	848
51	849	851	853	854	856	858	859	861	863	864
52	866	868	869	871	873	874	876	878	879	881
53	883	884	886	888	889	891	892	894	896	897
54	899	901	902	904	906	907	909	911	912	914
55	916	917	919	921	922	924	926	927	929	931
56	932	934	936	937	939	941	942	944	946	947
51	849	951	952	954	956	957	959	961	962	964
58	966	967	969	971	972	974	976	994	996	997
59	982	984	986	987	990	991	992	977	979	981
60	999	1,001	1,002	1,004	1,006	1,007	1,009	1,011	1,012	1,014
61	1,016	1,017	1,019	1,021	1,022	1,024	1,026	1,027	1,029	1,031

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
62	1,032	1,034	1,036	1,037	1,039	1,041	1,042	1,044	1,046	1,047
63	1,049	1,051	1,052	1,054	1,056	1,057	1,059	1,061	1,062	1,064
64	1,066	1,067	1,069	1,071	1,072	1,074	1,076	1,077	1,079	1,081
65	1,082	1,084	1,086	1,087	1,089	1,091	1,092	1,094	1,096	1,097
66	1,099	1,101	1,102	1,104	1,106	1,107	1,109	1,111	1,112	1,114
67	1,116	1,117	1,119	1,121	1,122	1,124	1,125	1,127	1,129	1,130
68	1,132	1,134	1,135	1,137	1,139	1,140	1,142	1,144	1,145	1,147
69	1,149	1,150	1,152	1,154	1,155	1,157	1,159	1,160	1,162	1,164
70	1,165	1,167	1,169	1,170	1,172	1,174	1,175	1,177	1,179	1,180
71	1,182	1,184	1,185	1,187	1,189	1,190	1,192	1,194	1,195	1,197
72	1,199	1,200	1,202	1,204	1,205	1,207	1,209	1,210	1,212	1,214
73	1,215	1,217	1,219	1,220	1,222	1,224	1,225	1,227	1,229	1,230
74	1,232	1,234	1,235	1,237	1,239	1,240	1,242	1,244	1,245	1,247
75	1,249	1,250	1,252	1,254	1,255	1,257	1,259	1,260	1,262	1,264
76	1,265	1,267	1,269	1,270	1,272	1,274	1,275	1,277	1,279	1,280
77	1,282	1,284	1,285	1,287	1,289	1,290	1,292	1,294	1,295	1,297

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> peso	molecul	ar 101,94				
0	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009
1	010	011	012	013	014	015	016	017	018	019
2	020	021	022	023	024	025	025	026	027	028
3	029	030	031	032	033	034	035	036	037	038
4	039	040	041	042	043	044	045	046	047	048
5	049	050	051	052	053	054	055	056	057	058
6	059	060	061	062	063	064	065	066	067	068
7	069	070	071	072	073	074	075	075	076	077
8	078	079	080	081	082	083	084	085	086	087
9	088	089	090	091	092	093	094	095	096	097
10	098	099	100	101	102	103	104	105	106	107
11	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117
12 .	118	119	120	121	122	123	124	125	125	126
13	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
14	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146
15	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156
16	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166
17	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176
18	177	178	178	179	180	181	182	183	184	185
19	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195
20	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205
21	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215
22	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225
23	226	227	228	229	229	230	231	232	233	234
24	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244
25	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254
26	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264
27	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274
28	275	276	277	278	279	280	281	281	282	283
29	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	8,0	0,9
				TiO <sub>2</sub> peso	molecui	lar 79,90	8			
0	000	001	003	004	005	006	008	009	010	011
1	013	014	015	016	018	019	020	021	023	024
2	025	026	028	029	030	031	033	034	035	036
3	038	039	040	041	043	044	045	046	048	049
4	050	051	053	054	055	055	056	058	059	061
5	063	064	065	066	068	069	070	071	073	074
6	075	076	078	079	080	081	083	084	085	086
7	088	089	090	091	093	094	095	096	098	099
8	100	101	103	104	105	106	108	109	110	111
9	113	114	115	116	118	119	120	121	123	124
		<b>1</b>	<u> </u>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , pes	o molecu	lar 159,68				
0	000	001	001	002	003	003	004	004	005	006
1	006	007	007	008	009	009	010	011	011	012
2	012	013	014	014	015	016	016	017	017	018

% .	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
3	019	019	020	021	021	022	023	023	024	024
4	025	026	026	027	028	028	029	029	030	030
5	031	032	033	033	034	034	035	036	036	037
6	038	038	039	039	040	. 041	041	042	0.43	043
7	044	044	045	046	046	047	048	048	049	049
8	050	051	051	052	053	053	054	054	055	056
9	056	057	058	058	059	059	060	061	061	062
10	063	063	064	064	065	066	066	067	068	069
11	069	069	070	071	071	072	073	073	074	074
12	075	076	076	077	078	078	079	079	080	081
13	081	082	083	083	084	084	085	086	086	087
14	088	088	089	090	090	091	091	092	093	093
15	094	095	095	096	096	097	098	098	099	100
16	100	101	101	102	103	103	104	105	105	106
17	106	107	108	108	109	110	110	111	111	112

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
18	113	113	114	115	115	115	116	117	118	118
19	119	120	120	121	121	122	123	123	124	125
			r	FeO, peso	molecu	lar 71,94			-	
0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	012
1	014	015	017	018	019	021	022	024	025	026
2	028	029	031	032	033	035	036	038	039	040
3	042	043	044	046	047	049	050	051	053	054
4	056	057	058	060	061	063	064	065	067	068
5	070	071	072	074	075	077	078	079	081	082
6	083	085	086	088	089	090	092	093	095	096
7	097	099	100	102	103	104	106	107	109	110
8	111	113	114	115	117	118	120	121	122	124
9	<b>12</b> 5	127	128	129	131	132	134	135	136	138
10	139	141	142	143	145	146	148	149	150	152
11	153	154	156	157	159	160	161	163	164	166

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
12	167	168	170	171	173	174	175	177	178	180
13	181	182	184	185	186	188	189	191	192	193
14	195	196	198	199	200	202	203	205	206	207
15	209	210	212	213	214	216	217	218	220	221
16	223	224	225	227	228	230	231	232	234	235
17	237	238	239	241	242	244	245	246	248	249
18	251	252	253	255	256	257	259	260	262	263
19	264	266	267	269	270	271	273	274	276	277
				MnO, pe	so molecu	lar 70,93				
0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	013
1	014	015	017	018	020	021	023	024	025	027
2	028	030	031	032	034	035	037	038	039	041
3	042	044	045	046	048	049	051	052	054	055
		380		MgO, pes	so molecu	lar 40,32				
0	000	003	005	007	010	012	015	017	020	022

96	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	025	027	030	032	035	037	040	042	045	047
2	050	052	055	057	059	062	065	067	069	072
3	074	077	079	082	084	087	089	092	094	097
4	099	102	104	107	109	112	114	117	119	121
5	124	127	129	132	134	136	139	141	144	146
6	149	151	154	156	159	161	164	166	169	17
7	174	176	179	181	183	186	189	191	194	196
8	198	201	203	206	208	211	213	216	218	221
9	223	226	228	231	233	236	238	241	243	245
10	248	250	253	256	258	260	263	265	268	270
11	273	275	278	280	283	285	288	290	293	29
12	298	300	303	305	307	310	312	315	317	320
13	322	325	327	330	332	335	337	340	342	34
14	347	350	352	355	357	360	362	365	367	36
15	372	374	377	379	382	384	387	389	392	39

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
16	397	.399	402	404	407	409	412	414	417	419
17	422	424	427	429	432	434	436	439	441	444
18	446	449	451	454	456	459	461	464	466	468
19	471	474	476	479	481	484	486	489	491	494
20	496	499	501	503	506	508	511	513	516	518
21	521	523	526	528	531	533	536	538	541	543
22	546	548	551	553	556	558	560	563	566	568
23	570	573	575	578	580	583	585	588	590	593
24	595	598	600	603	605	608	610	613	615	618
25	620	622	625	628	630	632	635	637	640	642
26	645	647	650	652	655	657	660	662	665	667
27	670	672	675	677	680	682	685	687	690	692
28	_694	697	699	702	704	707	709	712	714	717
29	719	722	724	727	729	732	734	737	739	742
30	744	746	749	751	754	756	759	761	764	766

116	96	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
	31			<del> </del>							+
	31	769	771	774	776	779	781	784	786	789	791
	32	794	796	799	801	804	806	808	811	814	816
é	33	819	821	823	826	828	831	833	836	838	841
	34	843	846	848	851	853	856	868	861	863	860
	35	868	870	873	876	878	881	883	885	888	890
	36	893	895	898	900	903	905	908	910	913	91
	37	918	920	923	925	928	930	932	935	937	94
	38	942	945	947	950	952	955	957	960	962	96
	39	967	970	972	975	977	980	982	985	987	99
	40	992	994	997	999	1 002	1 004	1 007	1 009	1 012	1 014
					CaO, peso	molecul	ar 56,08				
	0	000	002	004	005	007	009	011	013	014	016
	1	018	020	021	023	025	027	029	030	032	034
ā	2	036	038	039	041	043	045	046	048	050	052
	3	054	055	057	059	061	062	064	066	068	070

96 .	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
4	071	073	075	077	079	080	082	084	086	087
5	089	091	093	095	096	098	100	103	103	105
6	107	109	111	112	114	116	118	120	121	123
7	125	127	128	130	132	134	136	137	139	141
8	143	144	146	148	150	152	153	155	157	159
9	161	162	164	166	168	169	171	173	175	177
10	178	180	182	184	185	187	189	191	193	194
11	196	198	200	201	203	205	207	209	210	212.
12	214	216	218	219	221	223	225	227	228	230
13	232	234	235	237	239	241	243	244	246	248
14	250	251	253	255	257	259	260	262	264	266
15	268	269	271	273	275	276	278	280	282	284
16	285	287	289	291	292	294	296	298	300	301
17	303	305	307	308	310	312	314	316	317	319
18	321	323	324	326	328	330	332	334	335	337

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
19	339	341	342	344	346	348	349	351	353	355
20	357	358	360	362	364	366	367	369	371	373
21	375	376	378	380	382	383	385	387	389	391
22	392	394	396	398	399	401	403	405	407	408
23	410	412	414	416	416	417	419	421	423	424
24	428	430	432	433	435	437	439	440	442	444
		<u> </u>		Na <sub>2</sub> O, pes	o molecu	ılar 61,994				
0	000	002	003	005	006	008	010	011	013	015
1	016	018	019	021	023	024	026	027	029	031
2	032	034	035	037	039	040	042	044	045	047
3	048	050	052	053	055	056	058	060	061	063
4	065	066	068	069	071	073	074	076	077	079
5	081	082	084	085	087	089	090	092	094	095
6	097	098	100	102	103	105	106	108	110	111
7	113	115	116	118	119	121	123	124	126	127

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
8	129	131	132	134	135	137	139	140	142	144
9	145	147	148	150	152	153	155	156	158	160
10	161	163	165	166	168	169	171	173	174	176
11	177	179	181	182	184	185	187	189	190	192
12	194	195	197	198	200	202	203	205	.206	208
13	210	211	213	215	216	218	219	221	223	224
14	226	227	229	231	232	234	235	237	239	240
15	242	244	245	247	248	250	252	253	255	256
16	258	260	261	263	265	266	268	269	271	273
17	274	276	277	279	281	282	284	285	287	289
18	290	292	294	295	297	298	300	302	303	305
19	306	308	310	311	313	315	316	318	319	321
		*		K <sub>2</sub> O, pes	o molecul	ar 94,20				
0	000	001	002	003	004	005	006	007	009	010
1	011	012	013	014	. 015	016	017	018	019	020

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
2	021	022	023	024	025	027	028	029	030	031
3	032	033	034	035	036	037	038	039	040	041
4	042	044	045	046	047	048	049	050	051	052
5	053	054	055	056	057	058	059	061	062	063
6	064	065	066	067	068	069	070	071	072	073
7	074	075	076	077	079	080	081	082	083	084
8	085	086	087	088	089	090	091	092	093	094
9	095	097	098	099	100	101	102	103	104	105
10	106	107	108	109	110	111	112	114	115	116
11	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126
12	127	128	129	131	132	133	134	135	136	137
13	138	• 139	140	141	142	143	144	145	146	148
14	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158
15	159	160	161	162	163	165	166	167	168	169
16	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
17	180	181	183	184	185	186	187	188	189	190
18	191	192	193	194	195	196	197	198	200	201
19	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211
			1	H <sub>2</sub> O, peso	molecula	r 18,016	•			
0	000	006	011	017	022	028	033	039	044	050
1	056	061	067	072	078	083	089	094	100	106
2	111	117	122	128	133	139	144	150	155	161
3	166	172	- 178	183	189	194	200	205 -	211	217
4	222	228	233	239	244	250	255	261	266	272
5	277	283	289	294	300	305	311	316	322	328
6	333	339	344	350	355	361	366	372	377	383
7	389	394	400	405	411	416	422	427	433	438
8	144	450	455	461	466	472	477	483	488	494
9	500	505	511	516	522	527	533	538	544	550

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
				P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , peso	molecula	ar 142,04				
0	000	001	001	002	003	004	004	005	006	006
1	007	008	008	009	010	011	011	012	013	013
2	014	015	015	016	017	018	018	019	020	020
3	021	022	023	023	024	025	025	026	027	027
4	028	029	030	030	031	032	032	033	034	035
5	035	036	037	037	038	039	039	040	041	042
				ZrO <sub>2</sub> , pes	o molecula	ir 123,22				
0	000	001	002	002	003	004	005	006	007	007
1	800	009	010	011	011	012	013	014	015	015
2	016	017	018	019	020	020	021	022	023	024
3	024	025	026	027	028	028	029	030	031	032
4	033	033	034	035	036	037	037	038	039	040
5	041	041	042	043	044	045	046	046	047	048

0,6	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	
				CO <sub>2</sub> , peso	molecul	ar 44,00	V		30		
0	000	002	005	007	009	011	014	016	018	020	
ì	023	025	027	030	032	034	036	039	041	043	
2	045	048	050	052	055	057	059	061	064	066	
3	068	070	073	075	077	080	082	084	086	089	
4	091	093	095	098	100	102	105	107	109	111	
5	114	116	118	120	123	125	127	130	132	. 134	
6	136	139	141	143	145	148	150	152	155	157	
7	159	161	164	166	168	170	173	175	177	180	
8	182	184	186	189	191	193	195	198	200	202	
9	205	207	209	211	214	216	218	220	223	225	
SO <sub>3</sub> , peso molecular 80,06											
0	000	001	003	004	005	006	008	009	010	011	
1	013	014	015	016	018	019	020	021	023	024	
2	025	026	028	029	030	031	033	034	035	036	
3	038	039	040	041	043	044	045	046	048	049	
4	050	051	053	054	055	056	058	059 -	060	061	

O00   O03   O06   O09   O11   O14   O17     O28   O31   O34   O37   O39   O42   O45     O28   O31   O34   O37   O39   O42   O45     O85   O87   O90   O93   O96   O99   I01     O00   O05   O11   O16   O21   O26     O00   O01   O02   O03   O04     O00   O01   O02   O03   O10   O10     O13   O14   O15   O22   O22   O23     O20   O20   O21   O22   O22   O24     O20   O20   O21   O22   O22   O23     O20   O20   O21   O22   O22   O23     O20   O21   O22   O22   O23     O20   O20   O21   O22   O22   O23     O20   O21   O22   O22   O23     O20   O20   O21   O22   O22   O23     O20   O21   O22   O22   O23     O20   O21   O22   O22   O23     O20   O21   O22   O23   O24     O20   O20   O21   O23   O24     O20   O21   O22   O23   O24     O20   O21   O23   O24     O20   O21   O22   O23   O24     O20   O21   O21   O23   O24     O20   O21   O21   O21   O23     O20   O21   O21   O21   O21     O20   O21   O21   O2	8	0'0	0,1	2′0	6,0	0,4	5'0	9'0	20	8'0	6'0
000         003         006         009         011         014         017           028         031         034         037         039         042         045           085         059         062         065         065         068         070         073           085         087         690         093         096         099         101           000         000         001         011         016         021         026         032           000         001         002         011         016         017         079         084           000         001         002         010         010         020         032         064           000         001         001         002         002         003         004         016           013         014         015         016         016         017         018         018           000         001         020         021         022         023         024         018           000         001         001         001         002         020         003         004         005         006					Cl, peso	molecula	т 35,45				
028         031         034         037         039         042         045           056         059         062         065         066         069         101           085         087         090         093         096         099         101           000         000         005         011         016         021         026         032           003         053         063         063         068         074         079         084           007         001         002         002         003         009         010         010           013         014         015         016         016         017         018           020         020         020         020         020         010         010           000         001         020         021         022         023         024           000         001         001         002         002         020         023         024           000         001         001         002         003         004         005         006           000         001         001         002         003		000	003	900	600	011	<b>710</b>	017	020	023	025
056         059         062         065         065         068         070         073           085         087         099         099         101           000         005         011         016         021         026         032           053         058         063         068         074         079         084           050         001         002         068         074         079         084           000         001         002         002         003         004         010           013         014         015         016         017         018           020         020         021         022         023         024           000         011         012         022         023         024           000         001         021         022         023         024           000         001         001         002         003         004         005           000         001         001         002         003         004         005         006           000         001         001         001         003         004		920	031	034	037	620	042	045	048	051	950
085         087         090         093         096         101           000         005         011         016         021         026         032           053         058         063         068         074         079         084           000         001         002         002         003         004         004           007         007         008         009         010         010         010         010           013         014         015         016         016         017         018           020         020         021         022         023         024         024           000         001         002         020         020         010         011           000         001         020         021         022         023         024           000         001         001         002         003         004         005         006           000         001         001         002         003         004         005         006           010         001         001         003         004         005         005	2	920	020	790	965	890	020	073	920	620	082
F, peso molecular 19,99           000         005         011         016         021         026         032           053         058         063         068         074         079         084           000         001         062         068         074         079         084           000         001         002         002         003         004         004           013         014         015         016         016         017         018           020         020         021         022         023         024           000         001         001         002         003         004           000         001         001         002         020         024           000         001         001         002         003         004         005           010         001         001         001         002         003         004         005           010         001         001         001         001         001         001         001         001	~	085	780	86	093	960	660	101	25	107	011
000   005   011   016   021   026   032     053   058   063   068   074   079   084     000   001   002   002   003   004     007   007   008   009   009   010   010     013   014   015   016   015   017   018     020   020   021   022   022   023   024     000   001   002   003   004   005     000   001   002   003   004   005     010   011   012   013   014   015						molecula	1				
053   058   063   068   074   079   084     000   001   002   002   003   004     007   007   008   009   010   010     013   014   015   016   017   018     020   020   021   022   023   024     000   001   002   003   004   005     000   001   002   003   004   005     010   011   012   013   014   015	0	98	902	011	910	170	970	032	027	042	047
BaO, peso molecular 153,36           000         001         002         002         003         004         004           007         007         008         009         010         010         010           013         014         015         016         016         017         018           020         020         021         022         023         024           000         001         002         003         004         005         006           010         001         001         013         014         015         015	-	053	920	963	990	074	610	084	089	992	100
000         001         002         002         003         004         004           007         007         008         009         009         010         010           013         014         015         016         017         018           020         020         021         022         023         024           SrO, peso molecular 103,63           000         001         002         003         004         005         006           010         ,011         012         013         014         015         015					BaO, peso	molecula	ır 153,36				
007         008         009         009         010         010         010           014         015         016         016         017         018           020         021         022         023         024           SrO, peso molecular 103,63           001         002         003         004         005         006           011         012         013         014         015         015	0	000	100	000	005	003	903	200	905	902	906
013         014         015         016         016         017         018           020         020         021         022         023         024           SrO, peso molecular 103,63           000         001         002         003         004         005         006           010         ,011         012         013         014         014         015         015		000	200	806	600	600	010	010	011	012	012
020         020         021         022         022         023         024           SrO, peso molecular 103,63           000         001         002         003         004         005         006           010         ,011         012         013         014         014         015	~	013	914	015	910	910	017	810	810	610	
SrO, peso molecular 103,63           000         001         002         003         004         005         006           010         ,011         012         013         014         014         015	~	070	020	021	022	022	023	024	024	025	
000         001         002         003         004         005         006           010         ,011         012         013         014         014         015		2			SrO, peso	molecula	г 103,63				
011 012 013 014 014 015		900	100	005	903	8	905	900	200	800	600
	_	010	110	012	013	014	. 014	015	910	017	810

# INDICE

Prólogo	
Introducción Composición mineralógica de las rocas ígneas Estructura y textura de las rocas ígneas Petroquímica	2
Sistemática de las rocas ígneas	5
Rocas ultrabásicas	5
Grupo gabro-basalto	5
Grupo diorita-andesita	6
Grupo de rocas sobresaturadas de sílice. Rocas cuarzo-feldespáticas: granito-riolita y granodio-rita-dacita	7
Grupo sienita-traquita	8
Grupo sienita nefelínica-fonolita	9:
Gabroides y basaltoides alcalinos	9
Generalidades sobre los lamprófidos	9
Rocas ígneas no silicatadas	100
Tablas petroquímicas	103
Bibliografía	125

Este libro ha sido impreso por el Combinado Poligráfico "Osvaldo Sánchez". Se terminó de imprimir en el mes de mayo de 1981 "Año del XX Aniversario de Girón"