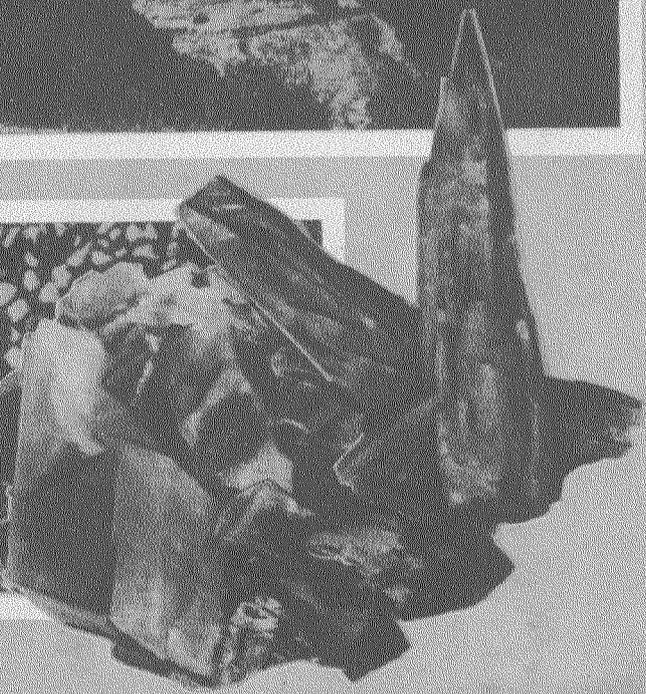
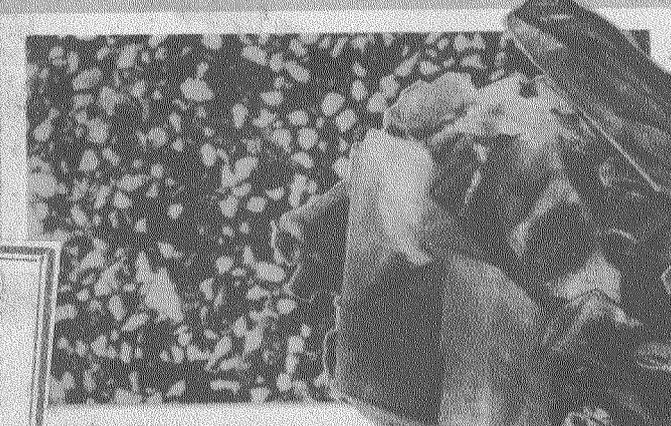
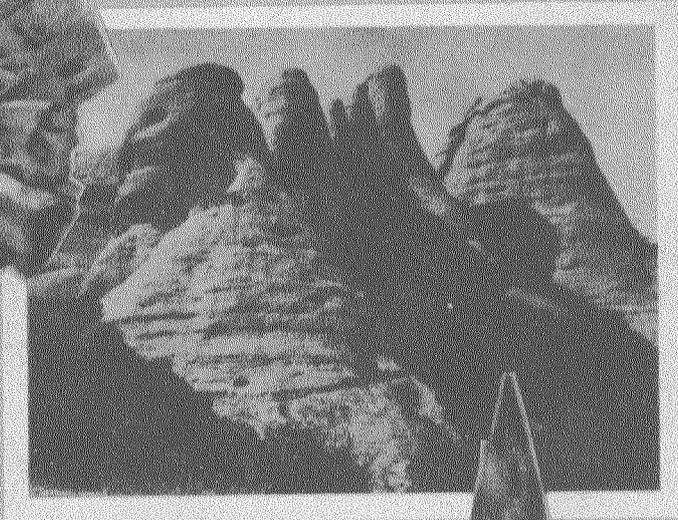


# PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

María Margarita Hernández Sarlabous



57

# PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Ing. María Margarita Hernández Sarlabous



Editorial  
Pueblo y Educación

Este libro,  
en tus manos de estudiante,  
es instrumento de trabajo  
para construir tu educación.  
Cuidalo.

Edición: Ing. Mayra Valdés Lara  
Diseño: Luis Soteras González-Nuevo  
Ilustración: Arturo Caballero Ayala

© María Margarita Hernández Sarlabous, 1986  
© Editorial Pueblo y Educación, 1986

EDITORIAL PUEBLO Y EDUCACIÓN  
Calle 3ra. A No. 4605, Playa,  
Ciudad de La Habana

Impreso por el Combinado Poligráfico "Osvaldo Sánchez", taller 01, 1985

## PRÓLOGO

---

*Este libro, Petrografía de las rocas sedimentarias, está destinado a los estudiantes de la enseñanza superior, en especial a los que cursan la especialidad de Geología, aunque también se puede utilizar por los estudiantes de otras especialidades como Ingeniería Geofísica e Ingeniería de Minas.*

*Para su elaboración se tomó como base el programa analítico de la asignatura Petrografía II (rocas sedimentarias y metamórficas), así como las conferencias y clases prácticas elaboradas por la autora en los últimos años. También, fueron consultados otros textos que tratan sobre esta materia.*

*Por lo antes expuesto se considera que este puede utilizarse como uno de los textos básicos de la asignatura Petrografía II de las especialidades geológicas.*

*Esperamos que dicho texto sea sometido a la crítica por parte de los geólogos y especialistas de esta rama, para cuando se amplíe, tengamos valiosas sugerencias, para mejorar nuestro trabajo.*

*No queremos terminar, sin antes expresar nuestro más sincero agradecimiento a aquellos compañeros que de una forma u otra contribuyeron a la realización de este libro.*

*La autora*

# ÍNDICE

---

INTRODUCCIÓN .....	VI
Capítulo 1 <b>Características generales de las rocas sedimentarias</b> .....	1
Composición de las rocas sedimentarias .....	1
Texturas y estructuras de las rocas sedimentarias .....	6
Capítulo 2 <b>Litogénesis</b> .....	12
Meteorización o intemperismo .....	12
Transporte .....	14
Deposición .....	15
Diagénesis .....	16
Capítulo 3 <b>Rocas clásticas</b> .....	18
Psefitas .....	20
Psamitas .....	23
Aleurolitas .....	26
Capítulo 4 <b>Rocas arcillosas</b> .....	28
Arcilla caolinitica .....	30
Arcilla montmorillonítica .....	30
Arcilla illítica o hidromicácea .....	31
Otros tipos de arcillas .....	31
Capítulo 5 <b>Rocas de origen químico y bioquímico</b> .....	32
Ferrolitas y Alitas .....	32
Manganolitas y Silicitas .....	37
Calizas y Dolomitas .....	40
Evaporitas y Fosforitas .....	49
Caustobiolitas .....	54

Capítulo 6 <b>Rocas piroclásticas</b> .....	57
Clasificación .....	59
Texturas .....	60
Alteraciones .....	61
BIBLIOGRAFÍA .....	62

## INTRODUCCIÓN

---

*La petrografía como ciencia, se dedica al estudio de las rocas, es decir, de sus asociaciones minerales y de los caracteres relativos a la textura y estructura. Surge como ciencia independiente a mediados del siglo XIX. En la actualidad la petrografía cuenta con métodos de investigaciones particulares y en los últimos años uno de los problemas más importantes dentro de la geología lo constituye el estudio del origen, variación y evolución de las diferentes rocas que forman parte de la corteza terrestre.*

*Diferentes investigadores se han destacado en el estudio de las rocas. Entre ellos, Werner (siglo XVII), Von Leonard, Haiüy, Roth, Zirkel y otros (siglo XIX). Un papel destacado en el desarrollo de la petrografía lo desempeñó el investigador ruso Fedorov al crear el método teodolítico para el estudio de las rocas a finales del siglo XIX.*

*Con el surgimiento de la petrografía descriptiva en el siglo XIX, se comenzaron los estudios en el campo de la fisico-química, sobre todo en lo concerniente a las rocas magmáticas y metamórficas, además, se realizaron las primeras clasificaciones químicas para las rocas ígneas, tema desarrollado por primera vez por Levinson-Lessing. En el estudio de las rocas ígneas desempeñaron un papel importante, Cross, Iddings, Person, Washington, Zavaritsky, quienes desarrollaron la petroquímica. En el análisis de las rocas metamórficas se destacaron los investigadores Eškola, Grubermann, Korzhinsky, Turner y otros.*

*Las rocas sedimentarias fueron en general, las menos estudiadas a causa del tamaño de sus granos; no obstante, en los últimos años se amplió su estudio, el que se apoya en otras ciencias como la sedimentología y la paleontología, además de utilizar el método de inmersión.*

*Actualmente, la utilización de los datos de la petrografía de las rocas sedimentarias en la correlación estratigráfica de los cortes geológicos y en el trabajo práctico de los geólogos petroleros es de gran aplicación, de ahí que en los últimos años haya avanzado el estudio de estas, fundamentalmente, en los procesos fisico-químicos que intervienen en la formación de las rocas sedimentarias.*

*En nuestro país diversos investigadores se han dedicado al estudio de los principales tipos de rocas, sobre todo, a partir del triunfo de la Revolución.*

## CAPÍTULO 1

### Características generales de las rocas sedimentarias

---

Se llama *roca sedimentaria* a aquella que se forma como resultado de la acumulación de los productos de la destrucción física, química y la actividad de los organismos, que sufren las diferentes rocas en la superficie terrestre.

El proceso de formación de una roca sedimentaria comienza con la destrucción de la roca inicial u original, la formación del sedimento, y concluye con la transformación de este en roca. Estos son procesos exógenos y se diferencian notablemente de los procesos de formación de las rocas ígneas y metamórficas.

Es necesario destacar que los procesos endógenos solo intervienen durante la formación de un grupo especial de rocas sedimentarias, las llamadas *rocas piroclásticas*, las que ocupan una posición intermedia o transicional entre las rocas ígneas y sedimentarias.

El estudio de las rocas sedimentarias está relacionado íntimamente con otras ciencias geológicas, como son: estratigrafía, geología general, geología histórica y sedimentología.

Las rocas sedimentarias ocupan un volumen de 5% en la corteza terrestre, mientras que se distribuyen en el 75% de la superficie total de la corteza.

### Composición de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se componen de los productos de la destrucción superficial de diferentes rocas, por lo que son muy diversas. Además de los productos de la destrucción superficial, en algunas rocas sedimentarias entran, también, otros materiales como arena, ceniza volcánica o soluciones postvolcánicas, mientras que en otras entra la sustancia carbonosa; esta se obtiene de la atmósfera como resultado de los procesos bioquímicos.

En el estudio de cualquier roca, se debe analizar su composición química y mineralógica. En muchas ocasiones, conociendo esta última se puede calcular aproximadamente la composición química de una roca. Sin embargo, durante el estudio de una roca sedimentaria la tarea se hace algo difícil. Por ejemplo, si se tiene una roca sedimentaria, constituida por el silicato glauconita (K,Mg)(Fe,Al)

$(\text{SiO}_3)_6 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$  puede tener igual o similar composición a otra roca que contenga cuarzo, hidróxido de Fe y algunos otros minerales en cantidades aproximadas.

## Composición química

La composición química global de las rocas sedimentarias no tiene gran importancia para su clasificación, como lo tiene para las rocas ígneas. Las variaciones de la composición química de las rocas ígneas se determina, fundamentalmente, por un proceso geológico principal, la diferenciación magmática, mientras que la diversidad de la composición química de las rocas sedimentarias está determinada por diferentes factores geológicos.

Un ejemplo de esto se muestra, en dos rocas sedimentarias muy distribuidas, la arenisca de cuarzo y el pedernal, las que presentan alrededor de 90% de  $\text{SiO}_2$  y, sin embargo, son de diferentes génesis, clástica la primera y química la segunda. De acuerdo con la composición química global, las rocas sedimentarias se dividen en diferentes grupos: rocas arcillosas, cuya composición química indica un relativo enriquecimiento en alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ); rocas silíceas, que se caracterizan por un brusco enriquecimiento de sílice ( $\text{SiO}_2$ ); rocas carbonatadas (calizas y dolomitas), enriquecidas en CaO, MgO, etc. y rocas evaporíticas (sales), enriquecidas en elementos, tales como: Na, K, Mg y otros. Existen rocas sedimentarias que se les caracteriza por la presencia de otros elementos químicos, como son: ferrolitas (Fe), manganolitas (Mn), alitas (Al, Fe) y fosforitas (P).

La principal característica del quimismo de las rocas sedimentarias, está determinada por la concentración de distintos elementos petrogenéticos que dan lugar a la formación de un tipo específico de roca.

A continuación se ejemplifica la composición química promedio de dos de los tipos más distribuidos de rocas sedimentarias:

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3+$		CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
			FeO	MgO			
Calizas	5,1	0,8	0,5	7,9	42,6	0,5	-
Areniscas	78,7	4,8	5,9	1,2	5,5	0,5	1,3

En general, la composición química promedio de las rocas sedimentarias, revela las siguientes particularidades:

1. En la composición química promedio de las rocas sedimentarias hay gran contenido de sílice.
2. En la composición química promedio hay un exceso de alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).
3. Los álcalis, en la composición química promedio de las rocas sedimentarias están representados por un predominio del  $\text{K}_2\text{O}$  sobre el  $\text{Na}_2\text{O}$ .
4. Predominio del CaO sobre el MgO.
5. Predominio del ión férrico  $\text{Fe}^{3+}$  sobre el ferroso  $\text{Fe}^{2+}$ .

Otra particularidad muy importante de la composición química de las rocas sedimentarias consiste en la concentración de elementos, tales como: P, Cl, Ti y otros, por vía química o mecánica. Los procesos bioquímicos intervienen también en la concentración de diferentes elementos; la concentración de carbono en las caustobiolitas, y de fósforo en las fosforitas, como resultado de la actividad vital de plantas y animales. Algunas rocas sedimentarias son formadoras de yacimientos valiosos, a causa de la concentración de uno u otro elemento con importancia económica e industrial.

## Composición mineralógica

La composición mineralógica de las rocas sedimentarias es muy variada y tiene gran importancia para su clasificación. Algunas rocas sedimentarias presentan una composición mineralógica homogénea (rocas monominerales), como por ejemplo, el yeso y la anhidrita, mientras que otras están constituidas por varias especies minerales. En general, los minerales de las rocas sedimentarias se dividen en tres grandes grupos, compuestos por:

Los minerales *detriticos* que proceden de la desintegración mecánica de rocas preexistentes, como por ejemplo, olivino, piroxenos y anfíboles, los que en general son inestables en las condiciones exógenas; los minerales *generados* durante el proceso de descomposición química de rocas preexistentes, por ejemplo, las arcillas y los minerales *exclusivos* formadores de rocas sedimentarias que presentan un origen primario, por ejemplo, la calcita y la dolomita.

Zavaritsky, a su vez, clasifica en dos grupos los minerales de las rocas sedimentarias: minerales alotígenos (o relicticos) y minerales autígenos (o singenéticos).

Se llaman *minerales alotígenos* o *relicticos* a aquellos que ya existían en las rocas primarias, los cuales se conservaron durante el proceso de destrucción de estas y que integran la composición de la nueva roca sedimentaria, ya sea, en forma inalterada o parcialmente alterados. Estos minerales se reconocen por la forma de los granos y están representados por fragmentos de formas angulosas y aplastadas.

A causa de su estabilidad, durante el intemperismo el cuarzo forma la mayor parte del material detritico de las rocas sedimentarias. Muchas veces se puede determinar de qué rocas primarias proviene el cuarzo, esto se debe a las inclusiones que presenta dicho mineral. Las inclusiones aciculares de sillimanita, actinolita, etc., indican que la roca primaria es metamórfica (esquistos cristalinos, neis y otros), sin embargo, las inclusiones redondeadas que forman como burbujas de agua o gas son características del cuarzo en las rocas ígneas o de los filones hidrotermales. Otras veces se presentan las inclusiones de carbonatos que evidencian un origen sedimentario (singenético).

Los minerales relicticos parcialmente estables, son los feldespatos potásicos y las plagioclasas. Por eso están presentes junto con el cuarzo en muchas rocas sedimentarias. El cuarzo, los feldespatos potásicos y las plagioclasas, forman lo que se llama la *fracción ligera* de las rocas sedimentarias, además de constituir los minerales relicticos principales. En ocasiones estos minerales forman hasta un 90% o más de toda la masa de roca. El resto está constituido por los minerales relicticos estables al intemperismo y, que son los llamados minerales accesorios, tales como: granate, esfena, epidota, zircón, turmalina, sillimanita y magnetita, estos minerales forman la *fracción pesada* de las rocas sedimentarias.

Durante el estudio de estas rocas se observa que los minerales relicticos accesorios son de gran importancia, ya que muchas veces la asociación de estos nos

indica la roca original de la que ellos provienen. Por ejemplo, la asociación del granate, sillimanita y estaurólita caracteriza a una roca metamórfica que fue sometida a la destrucción mecánica, por el contrario la asociación de la esfena, zircón, magnetita y apatito indica la destrucción de las rocas ígneas. Para el estudio de los minerales relictivos y su separación en fracción ligera o pesada, es necesario reducir la roca a fragmentos o detritos, posteriormente, estos son divididos en fracciones según sus propiedades físicas (magnetismo y peso específico). Más tarde se analizan estas fracciones bajo el microscopio binocular; además, se puede utilizar el método de inmersión.

Se llaman *minerales autógenos o singenéticos* a aquellos que se formaron conjuntamente con el sedimento, o sea, que tienen un carácter primario. Los minerales autógenos en las rocas detríticas o clásticas, por ejemplo, las areniscas, se encuentran como mezclas o, generalmente, forman el cemento de estas; en otros casos, por ejemplo, en una roca de origen químico como las calizas, el mineral singenético ocupa toda la roca. En general, los minerales singenéticos se encuentran en forma criptocristalina y raras veces en forma cristalina (o sea, en cristales bien definidos). En caso de que se presenten en forma cristalina se les distingue bien porque ellos están entrecrecidos y muchas veces rompen la estructura de otros minerales ya formados o que son relictivos. Los minerales singenéticos más comunes, formadores de rocas sedimentarias son los siguientes:

**Carbonatos.** Los minerales autógenos, de composición carbonatada son los más importantes y se presentan en cualquier tipo de roca sedimentaria. Los más comunes son: calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita ( $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$ ), aragonito ( $\text{CaCO}_3$ ), principalmente en los restos orgánicos, siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) y rodocrosita ( $\text{MnCO}_3$ ). Bajo el microscopio, a los carbonatos se les distingue por su alta birrefringencia, índice de refracción relativamente bajo, formas romboédricas y por lo general, van a presentar maclas polisintéticas. Macroscópicamente, se caracterizan por reaccionar con el ácido clorhídrico (HCl).

**Sulfatos.** Los sulfatos más comunes, formadores de rocas sedimentarias son: el yeso  $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  y la anhidrita  $\text{CaSO}_4$ . El yeso se encuentra en el cemento de algunas rocas clásticas y, también junto con la dolomita, de esta forma constituyen el mineral predominante en la roca llamada yeso; bajo el microscopio, este presenta los siguientes índices diagnósticos: índice de refracción (N) bajo, menor que el bálamo, baja birrefringencia (gris, de primer orden muy parecido a la del cuarzo), se presenta en agregados tabulares y, también, fibrosos, en raras ocasiones criptocristalino, se puede confundir con el cuarzo, pero se diferencia, principalmente, porque el yeso presenta clivaje y el cuarzo no. La anhidrita, se determina muy fácil bajo el microscopio. Presenta N alto y birrefringencia fuerte, clivaje perfecto en dos direcciones; en ocasiones se observan maclas polisintéticas.

**Cuarzo, ópalo y calcedonia.** Estos minerales tienen amplia distribución en las rocas sedimentarias. El cuarzo, se reconoce, fácilmente, por sus formas irregulares (angulares y subangulares), baja birrefringencia y otras. En algunos casos tiene un carácter posterior como consecuencia de la recristalización (deshidratación) de la calcedonia y del ópalo. La calcedonia, es la forma microcristalina de la sílice. Sus características principales son: formas en agregados fibrosos o radiales, es por esto que se diferencia del cuarzo, principalmente.

El ópalo, es la variedad amorfa de la sílice y se reconoce con facilidad bajo el microscopio. Es isótropo, con un N muy bajo (considerablemente menor que el bálamo). Por lo general, se presenta en los contornos de las secciones delgadas

de las rocas, se puede confundir con los minerales arcillosos o con el fosfato cálcico (colofana), los cuales son también isótropos. Se diferencian en el N (los minerales arcillosos tienen N similar al del bálamo, mientras que la colofana, tiene N mucho mayor que el bálamo).

**Minerales arcillosos.** Forman un grupo de minerales muy amplio. Se pueden diferenciar unos de otros, solamente, mediante el uso de métodos físicos de análisis tales como: rayos X, térmicos (ATD, ATG) y microscopía electrónica. Por su composición, los minerales arcillosos son aluminosilicatos hidratados. Las principales variedades son: caolinita, illita y montmorillonita. La caolinita, generalmente, se presenta en forma de láminas curvas, tiene baja birrefringencia, N igual que la montmorillonita, pero esta presenta una birrefringencia algo mayor. La hidromica, llamada sericita  $\text{KAl}_2(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  es un representante típico de este grupo. Por su composición ocupa un lugar intermedio entre las micas y las arcillas. Se diferencia de las micas por el bajo contenido de álcalis y el elevado contenido de agua. La sericita se distingue por su forma laminar y birrefringencia moderada.

**Óxidos e hidróxidos de Fe.** Los óxidos e hidróxidos de Fe, colorean a las rocas de rojo pardo. Generalmente, ellos se presentan como minerales accesorios y en ocasiones, forman el cemento de algunas areniscas. Se reconocen por el método de la luz reflejada.

**Hidróxidos de Al.** Forman determinados tipos de rocas sedimentarias (bauxitas). Los más comunes son: gibbsita  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , bohemita  $\text{AlO}(\text{OH})$  y diaspora  $\text{AlO}(\text{OH})$ , los cuales en general tienen N mayor que el bálamo. En las rocas sedimentarias siempre se les encuentra en forma criptocristalina, oolítica, pisoolítica, etcétera.

**Silicatos de Fe.** Los representantes más comunes son la glauconita y la llamada clorita ferruginosa (chamosita). Estos minerales son coloreados, verdosos, y de modo general se encuentran en forma de láminas fibrosas muy finas como la chamosita; en forma de acumulaciones pequeñas, la glauconita. Muchas veces forman oolitas o están presentes en los esqueletos de los organismos.

**Fosfatos.** Los fosfatos de Ca, están presentes en algunos tipos de rocas sedimentarias, fundamentalmente, en las fosforitas. Casi siempre forman agregados criptocristalinos o aparecen distribuidos como una masa en toda la roca (amorfa). Los minerales más comunes son: dahlita  $3 \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$  llamado también carbonato-apatito y la colofana  $3 \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n \text{Ca}(\text{CO}_3, \text{F}_2, \text{O}) \cdot (\text{H}_2\text{O})_x$ , que es la variedad amorfa de este grupo. La dahlita se presenta en pequeños cristales, es de baja birrefringencia, gris blanco de primer orden, mientras la colofana, es isótropa y su color propio es pardo amarillento. Estos minerales, principalmente la colofana, se pueden presentar en forma oolítica.

Las rocas sedimentarias en general, presentan algunas características que hacen que se puedan diferenciar de otros tipos de rocas. Como resultado de la acumulación de los sedimentos, formarán diferentes capas que indican determinadas condiciones de deposición y aparecerá la estratificación, que es una de las particularidades relativa a la textura más común de las rocas sedimentarias. Otra característica es, que muchas de ellas surgen a causa de la destrucción físico-química de otras rocas; por lo general, son capas friables o semifriables.

En las rocas sedimentarias existen variedades criptocristalinas y también, amorfas, por lo que su estudio se hace algo difícil y se requiere usar métodos especiales como: el microscopio electrónico, análisis de rayos X, ATD y otros; además, algunas variedades de rocas sedimentarias se caracterizan por la presencia de fósiles.

## Texturas y estructuras de las rocas sedimentarias

Los rasgos texturales y estructurales de una roca determinada, se utilizan mucho durante su estudio. La gran diversidad de procesos geológicos, que actúan y dan lugar a la formación de las rocas sedimentarias, traen por consecuencia la gran variedad de texturas y estructuras de estas rocas. Para determinar cómo se formó una roca sedimentaria, se deben estudiar, tanto la composición mineralógica, como los rasgos de su textura y estructura.

La diferencia entre las rocas sedimentarias de origen clástico (mecánico) y las rocas sedimentarias químicas (por precipitación química) está basada, principalmente, en su estructura y textura.

**Textura.** Se define, como los rasgos físicos de una roca, que se observan a simple vista. Está determinada por el tamaño, forma, disposición espacial y relaciones mutuas entre los agregados minerales.

**Estructura.** Son los rasgos mineralógicos de una roca, que no se observan a simple vista, sino bajo el microscopio. La estructura de una roca sedimentaria depende de la forma, tamaño, disposición espacial y relaciones mutuas entre los granos que integran los agregados minerales.

## Principales tipos de texturas de las rocas sedimentarias

Las texturas más comunes de las rocas sedimentarias son de origen físico y deben su existencia principalmente, a procesos ocurridos durante la deposición de los sedimentos o posterior a ello. Las texturas de origen orgánico están representadas por la presencia de restos orgánicos y las químicas por el desarrollo de los llamados estilolitos.

### TEXTURAS FÍSICAS

La característica por la cual se reconoce a muchas rocas sedimentarias en el campo, es su disposición en capas o estratos. Entre estas texturas se incluyen: la estratificada, la masiva o maciza y la conglomerática y brechosa.

La *textura estratificada*, se expresa en la alternancia de capas de igual o diferente composición. Un estrato, es un horizonte individual de roca con espesor de un centímetro o mayor, separada del estrato superior y del inferior por un marcado cambio de litología o por una separación física que se denomina plano de estratificación. La estratificación está determinada por variaciones en las condiciones de deposición, por ejemplo, regresión o transgresión marina, inmersión y sumersión de la cuenca. Esta textura puede ser: gradacional, horizontal e inclinada u oblicua.

La textura con estratificación gradacional se caracteriza porque la roca presenta partículas, cuyo tamaño va pasando gradualmente de gruesas a finas, de abajo hacia arriba. Este tipo de textura evidencia un proceso de sedimentación, relativamente rápido, bajo ambientes geológicos inestables y en una cuenca que sufre movimientos oscilatorios. También, las corrientes turbias son consideradas como uno de los agentes que originan la estratificación gradacional.

La textura con estratificación horizontal, es una de las más comunes en las rocas sedimentarias. Se caracteriza porque las capas se disponen de manera estable según el rumbo y el buzamiento, o sea, las capas están dispuestas paralelamente entre sí, lo que evidencia condiciones de tranquilidad durante la deposición.

La textura con estratificación oblicua o inclinada, es característica, también, de las rocas clásticas y de las calizas, se caracteriza porque las capas o estratos forman ángulo con respecto a su supuesto plano horizontal (buzamiento).

La *textura masiva o maciza*, es la que no ofrece ningún tipo de estratificación manifiesta. Esta le brinda a la roca un aspecto de densidad evidente. Puede ser tanto, de origen físico, como químico.

La *textura conglomerática y brechosa*, es típica para rocas sedimentarias, que presentan clastos o fragmentos con diámetros mayores de 2 mm y se les encuentra cementados por cualquier sustancia química.

### TEXTURAS QUÍMICAS

Son las que se presentan como consecuencia de la acción de soluciones químicas, durante la deposición de los sedimentos o posteriormente a esto. Se incluyen dentro de estas texturas: la formación de estilolitos, nódulos, oolitas y pisoolitas.

La *textura suturada o de sutura (estilolitos)*, la identifican suturas irregulares similares a los gráficos de los sismógrafos, que se forman en una roca determinada, principalmente, en las rocas sedimentarias de origen químico, a causa de la disolución química que ocurre como respuesta a la presión que se ejerce sobre la roca, ya que el agua que contiene en sus poros tiende a ir hacia zonas de menor presión. Las dimensiones de las suturas varían desde fracciones de milímetros (microscópicas) hasta varios centímetros y metros.

La *textura nodular (nódulo)*, la identifican cuerpos protuberantes, comúnmente, subredondeados, cuya composición mineralógica es diferente a la de la roca que lo contiene, por ejemplo, los de pedernal, en algunas calizas. Los nódulos no presentan disposición interna concéntrica o radial, lo que los distingue de las oolitas o pisoolitas.

La *textura oolítica (concrecionaria)*, es típica para las rocas de origen químico (calizas, silicitas, ferrolitas, etc.). Se caracteriza esta textura por la presencia de nódulos o concreciones llamadas oolitas, con estructura interna concéntrica o radial y, cuyo diámetro oscila entre 0,25 y 2 mm. Se forma por la deposición de soluciones químicas alrededor de un centro o núcleo.

La *textura pisoolítica (concrecionaria)*, es igual a la anterior, pero a diferencia de ella las pisoolitas poseen diámetros mayores de 2 mm.

### TEXTURAS ORGÁNICAS U ORGANÓGENAS

La presencia de fósiles en una roca determinada, dará lugar a una textura organógena. Esta es típica para rocas de origen químico-orgánico como las calizas organógenas. En general, estas rocas sedimentarias están constituidas por restos de conchas, huesos, dientes, etc., los que se conservan inalterados en sus partes más duras.

## Principales tipos de estructuras de las rocas sedimentarias

Las estructuras de las rocas sedimentarias de acuerdo con su origen, se clasifican en tres grandes grupos: estructuras clásticas o fragmentarias (detriticas), químicas o cristalinas y organógena.

Es necesario señalar, que es frecuente encontrar estructuras intermedias, como resultado de una deposición detritica unida a una deposición química.

## ESTRUCTURAS CLÁSTICAS O FRAGMENTARIAS (DETRÍTICAS)

Son características de las rocas sedimentarias de origen mecánico (físico) representadas por fragmentos, clastos o detritos, minerales, rocas y restos de organismos. Los fragmentos, generalmente, están unidos por cualquier sustancia química, como es el cemento.

La estructura clástica o detrítica, está condicionada por una serie de características, tales como: tamaño y forma de los clastos o fragmentos y la relación de estos con el material cementante.

### Tamaño

El tamaño de los fragmentos es un elemento importante de la estructura clástica, ya que refleja los procesos de transporte, así como la distancia desde la que provinieron, hasta su lugar de deposición. El tamaño de los fragmentos, se determina por medio del llamado, análisis granulométrico, ya que a través de secciones delgadas su determinación es menos exacta.

Diversos autores han propuesto diferentes tablas granulométricas. No obstante, algunos geólogos acostumbran a expresar el tamaño o diámetro de los clastos, en números enteros o decimales, mientras que otros, lo expresan en fracciones de milímetros. A causa de la gran variedad de escalas granulométricas se estableció universalmente la utilización de las escalas de Niggli y Grabau. De acuerdo con estas los clastos o fragmentos reciben la siguiente clasificación:

Tamaño, mm	Niggli	Grabau
2	psefítico	rudáceo
2-0,625	psamítico	arenáceo

### Forma

La forma de los fragmentos refleja la intensidad del transporte. Para expresarla se utilizan los términos esfericidad y redondeamiento, pero, usualmente se utiliza el grado de redondeamiento; sobre esta base se reconocen las siguientes formas: angular, subangular, subredondeada, redondeada y muy redondeada. Estos grados se aplican principalmente, a las arenas. Se dice que un grano es angular, cuando sus bordes son muy irregulares; subangular, es el punto en que los bordes están algo redondeados; subredondeada, cuando algunas esquinas y bordes forman curvas suaves; redondeada, cuando todas las esquinas y bordes constituyen curvas suaves; muy redondeadas, cuando ya todas las esquinas y bordes están destruidos.

### Relación de los fragmentos y el material cementante

El carácter de la relación, entre los fragmentos y el material cementante, tiene gran importancia para determinar una estructura fragmentaria. Para comprender mejor las relaciones entre los fragmentos y el material cementante, es necesario explicar los conceptos de matriz y de cemento.

Se entiende como *matriz*, una película que bordea a los clastos minerales, cuya composición, generalmente, es arcillosa (sericitica) y, que en ocasiones une físicamente a los clastos. En cambio se conoce como *cemento*, al precipitado químico secundario que rellena los espacios vacíos entre los fragmentos, uniéndolos fuer-

temente. La cementación es un proceso posterior a la deposición, y su composición puede ser cualquiera, carbonatada, silicea, etcétera.

Según el tamaño de los fragmentos o clastos las estructuras clásticas o detríticas pueden ser: psefíticas, psamíticas y aleurolíticas, las cuales se diferencian entre sí, por el tamaño de los clastos o fragmentos; las psefíticas tienen fragmentos, cuyo diámetro es mayor que 2 mm, psamíticas de 2-0,1 mm y aleurolíticas de 0,1-0,01 mm. Estos fragmentos pueden tener diferentes formas y se encuentran cementados por cualquier sustancia química

De acuerdo con las relaciones mutuas entre el material cementante y los clastos o fragmentos, existen los siguientes tipos de cementos, que caracterizan a las estructuras clásticas:

**Cemento basal.** Los fragmentos o clastos están encerrados en el cemento (fig.1) y no hacen contacto unos con otros, o sea, no se tocan.

**Cemento de poros.** Aquel que rellena los espacios vacíos entre los fragmentos (fig.2) los cuales se tocan unos con otros.

**Cemento de contacto.** En ocasiones el cemento se encuentra en pocas cantidades en la roca y, solamente, en aquellos lugares de contacto entre los fragmentos (fig.3).

**Cemento de corrosión.** Este tipo de cemento penetra en los fragmentos a través de grietas o fisuras que poseen. En general, su composición está representada por óxidos e hidróxidos de Fe, principalmente, limonita (fig.4).

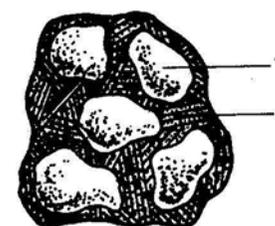


Fig. 1 Cemento basal: 1) clastos; 2) cemento

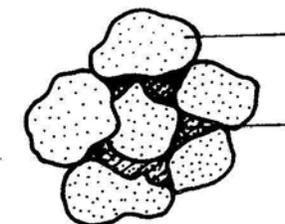


Fig. 2 Cemento de poros: 1) clastos; 2) cemento

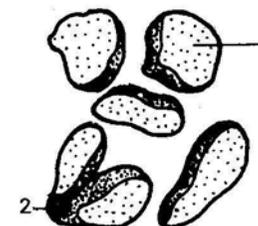


Fig. 3 Cemento de contacto: 1) clastos; 2) cemento

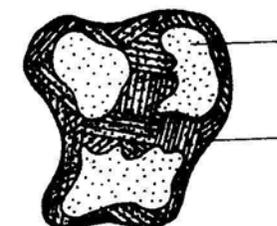
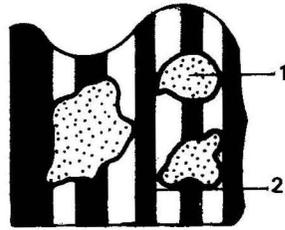


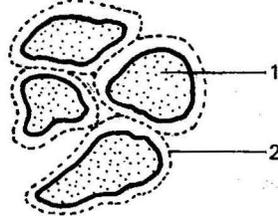
Fig. 4 Cemento de corrosión: 1) clastos; 2) cemento

**Cemento poiquilítico.** Los espacios existentes entre los fragmentos están ocupados por un solo cristal o por un mosaico de cristales, ya sea, de calcita o de yeso, el que se extingue simultáneamente. En este caso los fragmentos son inclusiones poiquilíticas en ese monocristal (fig.5).

**Cemento de acrecimiento.** Típico de las rocas clásticas cuarzosas. El cemento de acrecimiento se forma cuando los fragmentos de cuarzo durante el proceso de cementación se expanden y entrecrecen entre sí. De esta forma este cemento recibe el nombre de expansión (fig. 6).



**Fig. 5** Cemento poiquilítico: 1) clastos; 2) cristal de un mineral



**Fig. 6** Cemento de acrecimiento: 1) clastos; 2) cemento

Es necesario destacar que estos diferentes tipos de cementos pueden estar combinados en una misma roca, o sea, que en una arenisca se puede encontrar un cemento de contacto unido con uno de poros. El estudio del cemento en las rocas clásticas o detríticas es muy importante, porque son índices de la contemporaneidad de formación o de deposición de la sustancia química que constituye el cemento. Las estructuras clásticas son típicas de rocas sedimentarias fragmentadas, tales como: areniscas, conglomerados y aleurolitas.

#### ESTRUCTURAS QUÍMICAS O CRISTALINAS

Estas estructuras están determinadas por procesos químicos o bioquímicos, cuyo resultado es la cristalización de sustancias a partir de soluciones coloidales, así como la cristalización directa a partir de cualquier sustancia química.

Las estructuras químicas o cristalinas, se clasifican según las diferentes cualidades de los granos, como son: dimensión, forma, contorno y estructura interna.

De acuerdo con la *dimensión* se pueden dividir las estructuras en:

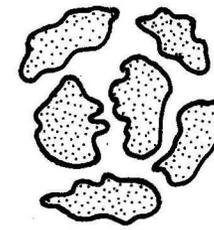
- de granos gruesos:* 2-1 mm (estructura cristalina);
- de granos medios:* 1-0,5 mm (estructura microcristalina);
- de granos finos:* 0,5-0,05 mm (estructura criptocristalina).

En dependencia de la *forma* las estructuras son:

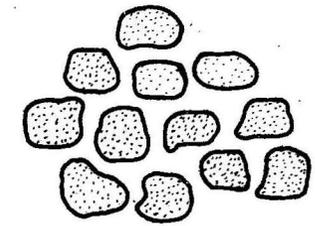
- isométrica:* los granos tienen formas más o menos iguales o similares;
- anisométrica:* los granos tienen formas diferentes.

Según el *contorno* pueden ser:

- dentada o granulosa:* los granos tienen sus bordes irregulares (fig. 7);
- de mosaico:* los granos minerales tienen sus bordes regulares, que dan aspecto de mosaico (fig. 8).



**Fig. 7** Estructura dentada o granulosa según el contorno de los granos



**Fig. 8** Estructura de mosaico según el contorno de los granos

De acuerdo con la *estructura interna* se tienen los siguientes tipos de estructuras químicas:

*oolítica:* aquella en que la masa total de la roca o por los menos, más del 75% se compone de oolitas. Estas tienen una composición química casi siempre carbonatada y presentan una distribución interna concéntrica o radial alrededor de un núcleo o centro, que puede ser un grano de arena, fragmentos de conchas, etc. Además de la composición carbonatada, pueden ser silíceas o fosfatadas. Las oolitas se forman en un medio marino constantemente en movimiento, de forma, que los granos de arena que hacen de núcleo permanecen en suspensión, en un medio enriquecido en cal disuelta y temperatura elevada;

*pisoolítica:* cuando las oolitas existentes en la roca, presentan diámetros mayores de 2 mm y ambas tienen el mismo origen;

*pseudoolítica:* se forma, también, durante la deposición y posterior cristalización del sedimento a partir de una solución en suspensión. Las pseudoolitas son cuerpos alargados que a diferencia de las oolitas no presentan estructura interna concéntrica definida.

#### OTRAS ESTRUCTURAS QUÍMICAS O CRISTALINAS

Cuando los cuerpos minerales son menores de 0,01 mm, es decir, que apenas son distinguibles bajo el microscopio, se puede inferir que tal estructura se llama *pelitomórfica* o *fangosa*. La masa pelitomórfica de calcita bajo el microscopio presenta iguales características con nicóles cruzados, que sin el analizador, esto es, una masa amarilla pardusca, homogénea.

#### ESTRUCTURA ORGANÓGENA

Es aquella que se representa, principalmente, por restos fósiles. Aparece en las rocas de origen bioquímico, como las calizas coralinas, silicíticas organógenas (diatomitas y radiolaritas).

Esta estructura organógena se puede combinar con otras, por ejemplo, con la pelitomórfica si la roca presenta restos de fósiles y material fino; se puede acompañar, además de las estructuras clásticas si hay restos de organismos y minerales detríticos.

## Litogénesis

Los procesos más importantes que intervienen en la formación de las rocas sedimentarias son: el intemperismo, el transporte, la deposición y la diagénesis de los sedimentos. Las rocas sedimentarias, se forman como resultado de la actividad química o mecánica de los diferentes agentes del intemperismo, sobre las rocas preexistentes (ígneas, sedimentarias o metamórficas) y los productos de esta actividad, posteriormente, son transportados y depositados en cualquier medio, por lo que ocurre la consolidación de estos materiales acumulados hasta formar una nueva roca.

Los diferentes factores que intervienen en la formación de las rocas sedimentarias reciben el nombre de *litogénesis*, y agrupa los siguientes procesos: meteorización o intemperismo, transporte, deposición y diagénesis.

### Meteorización o intemperismo

La gran masa de los sedimentos, es un material que se forma como resultado de la descomposición química y la desintegración mecánica sufrida por las rocas preexistentes. La meteorización es el proceso mediante el cual, las rocas bajo la acción de los agentes del intemperismo van a ser destruidas, las que formarán partículas cada vez más pequeñas, además de sufrir una lixiviación más o menos intensa de algunos componentes químicos. Este proceso abarca: la desintegración mecánica y la descomposición química.

Comúnmente, estos dos procesos actúan en conjunto, pero en ocasiones se pueden desarrollar independientemente y puede predominar cualquiera de los dos, en un momento determinado.

### Desintegración mecánica

La desintegración mecánica se desarrolla mejor en regiones secas y frías. Este proceso se origina por varias causas o factores: los cambios bruscos de temperatura y la actividad erosiva del agua, del viento, de los glaciares, etcétera.

Los cambios bruscos de temperatura, provocan en la roca primaria la aparición de grietas. En las regiones áridas, por ejemplo, la contracción y dilatación que sufren las rocas, a causa de los cambios de temperatura (mayores durante el día y menores durante la noche), origina esfuerzos que ocasionan el rompimiento de las capas superficiales. Este tipo de esfuerzo, lo sufren tanto, los minerales claros como, los oscuros; a causa de sus diferentes coeficientes de dilatación.

También, la congelación del agua en las grietas y fracturas presentes en las rocas tienden a romperlas en fragmentos. Este proceso se manifiesta en las partes más altas de las zonas montañosas, por lo que se cubren las cimas con una gruesa capa de detritos rocosos. Una gran labor destructora de las rocas la realizan los agentes erosivos, como el agua, el viento y los glaciares.

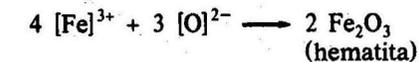
Se calcula que un gran porcentaje del volumen total de las rocas destruidas, se relaciona con la actividad de los ríos. No se debe olvidar la abrasión marina que producen las llamadas cuevas marinas y, por último, la acción de las raíces de las plantas y algunos organismos vivos sobre las rocas son capaces de destruirlas.

### Descomposición química

El intemperismo químico se verifica por la acción del agua, el oxígeno, ácidos orgánicos y anhídrido carbónico, sobre la roca. El proceso de intemperismo químico es más rápido en las regiones cálidas y húmedas de las latitudes bajas, que en las regiones frías y secas. Durante las precipitaciones atmosféricas se disuelve una determinada proporción de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), oxígeno y otros gases, lo que trae como consecuencia que esta agua sea muy activa químicamente y ataque a los minerales. Esta actividad química se hace más efectiva si la temperatura es alta, como ocurre, por ejemplo, en los climas tropicales.

Los procesos más comunes y conocidos del intemperismo químico son: la oxidación, la hidratación y la carbonatación.

La *oxidación*, se relaciona con la acción del oxígeno disuelto en el agua y, en menor grado, con el oxígeno del aire. La oxidación no es más que la combinación del oxígeno con otra sustancia. Esta se manifiesta mejor, en un clima húmedo, por lo que da lugar a la formación de combinaciones oxidadas de Fe, Mn, etc. El ejemplo más típico de este proceso, es el que ocurre para formar la hematita:



La oxidación ocurre, de forma diferente, en dependencia de la cantidad de oxígeno disuelto en el agua. Se considera que la oxidación máxima ocurre más arriba del nivel freático en la llamada zona de infiltración o aereación. Más abajo del nivel freático las aguas se encuentran relativamente estancadas, por lo que en general no ocurre la oxidación.

La *hidratación*, consiste en la adición o combinación del H<sub>2</sub>O a un mineral. Ocurre generalmente, junto con la hidrólisis, oxidación y carbonatación. La hidratación se caracteriza por un aumento en el volumen de la sustancia; la presencia de H<sub>2</sub>O en un mineral, se expresa en la fórmula correspondiente, por el grupo [OH]<sup>-</sup> (como ocurre en los minerales arcillosos) y por n (H<sub>2</sub>O) como sucede con el ópalo y el yeso. Entre los minerales que más sufren la hidratación están los feldespatos, los que al combinarse con el agua forman minerales arcillosos y sílice libre.

La *carbonatación*, no es más que la combinación de los iones de carbonato  $\text{CO}_3^{2+}$  o de bicarbonato  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , con algún metal (Ca, Mg, Fe, Mn). Las reacciones químicas que ocurren durante la carbonatación, se verifican con la presencia de  $\text{CO}_2$ . Las rocas portadoras de calcio y magnesio son comúnmente alteradas a carbonatos. La acción del  $\text{CO}_2$  sobre los silicatos complejos de las rocas (como los minerales máficos y los feldespatos) producen carbonatos, que son solubles y fácilmente eliminados.

La meteorización tiene gran importancia geológica, ya que es el factor fundamental para la formación de los suelos agrícolas, de los yacimientos residuales de Al, Ni, Co, y de las lateritas y yacimientos de caolín.

## Transporte

El material soluble o insoluble, que se suministra por la meteorización en sus dos formas se transporta desde su lugar de origen hasta la cuenca de deposición por tres medios principales: viento, agua y hielo. En ocasiones estos materiales no se transportan sino que se acumulan en su lugar de origen. Entre los agentes principales de transporte el rol principal lo juega el agua. Algunos de estos agentes hacen una buena selección de los materiales que transportan; otros como el hielo no realizan una buena clasificación de los clastos o detritos. En los ríos los sedimentos se transportan de diferentes maneras (fig. 9).

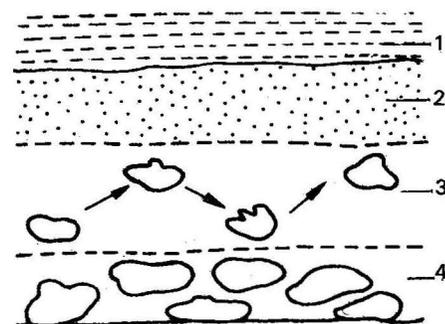


Fig. 9 Formas de transporte fluvial de los sedimentos: 1) en solución; 2) en suspensión; 3) a saltos; 4) a tracción

*Arrastre o tracción:* los sedimentos son transportados o arrastrados por el fondo. Este tipo de transporte lo sufren las partículas más gruesas (guijarros);  
*a saltos:* las partículas se transportan a saltos, como en el caso de las arenas;  
*en suspensión:* se transportan en suspensión las partículas más finas, como las arcillas;  
*en solución química:* se transportan las partículas en forma iónica o coloidal, como en el caso de los carbonatos.

Durante el transporte no solo ocurre la destrucción del material, sino también su clasificación de acuerdo con su tamaño. Si el traslado es corto, los detritos o clastos apenas sufren transformación, o sea, sus contornos serán irregulares, pero si por el contrario, el transporte es largo y prolongado se liman los bordes de los fragmentos, se aplastan sus caras y la clasificación de estos aumenta.

El viento es el agente de transporte que mejor clasifica los sedimentos. El choque de los granos, durante el transporte por el viento origina que su desgaste sea más rápido, por lo que se redondean sus bordes y se rayan sus superficies. Los mayores volúmenes de sedimentos son trasladados por el agua en forma de suspensión, solo una parte muy insignificante es transportada en forma de soluciones químicas.

## Deposición

El proceso de deposición ocurre, prácticamente, cuando la velocidad de transporte se hace nula, o disminuye tanto, que la fuerza de la gravedad es mayor lo que hace que los materiales se sedimenten. Esta sedimentación puede ocurrir en tierra (cuencas, depresiones, etc.) y se forman los *depósitos continentales*; cuando los materiales se sedimentan en el mar forman los llamados *depósitos marinos*. Los materiales clásticos, se depositan según la siguiente consecutividad desde la línea de costa hasta el mar abierto: canto rodado, grava, arena y material fino (arcilloso).

La deposición de los materiales químicos, depende de factores diferentes a los de los sedimentos clásticos. El agua de mar contiene determinada cantidad de iones en solución, los principales son:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , etc. Estos iones se precipitan a partir de la solución cuando ocurren cambios físico-químicos de la cuenca o la actividad de los organismos, que puedan alterar el equilibrio del sistema. De esta manera se forman diversos tipos de rocas sedimentarias de origen químico u orgánico.

Los depósitos continentales, se caracterizan, generalmente, por la ausencia de fósiles, por ejemplo, depósitos eólicos, lacustres, fluviales, palustres y de pie de monte.

Los depósitos marinos son muy importantes, ya que una gran cantidad de rocas sedimentarias se forman como consecuencia de la deposición o sedimentación marina. Se caracterizan porque el material que llega al mar, desde el continente se mezcla con el agua salada, la que favorece la floculación y hace posible la deposición del material en suspensión. Cuando este proceso es normal la deposición de los materiales químicos, ocurre con la siguiente consecutividad: óxidos de Fe y de Mn, sílice, silicatos de Fe, carbonato de Fe, carbonato de Ca, carbonato de Ca y Mg, sulfatos de Ca, cloruro de Na, cloruro de K, cloruro y sulfatos de Mg.

Los ambientes de deposición marina, se clasifican de acuerdo con la profundidad de las aguas en:

*Nerítico:* se pueden encontrar estos depósitos hasta una profundidad de 200 m y se caracterizan por la presencia de casi todos los tipos de materiales, desde arena, gravas (materiales gruesos) hasta materiales finos y orgánicos. Esta zona se caracteriza por presentar cambios de sedimentación, en zonas pequeñas; los organismos que vivían en tierra se adaptan con facilidad a esta zona. Es también característico, la acumulación de minerales pesados. Las aguas someras presentan una buena "iluminación" y oxigenación, donde se desarrolla una amplia población de fósiles planctónicos, principalmente, y se forman rocas fosilíferas de corales, algas, moluscos, etcétera.

*Batial o hemipelágico:* se caracteriza por profundidades entre 200-400 m, donde predominan depósitos de sedimentos finos. Estos sedimentos finos llamados *fangos* pueden adquirir diferentes colores en dependencia de la composición mi-

neralógica que posean; así el fango azul, se debe a la pirita singenética, que en él se encuentra y tiene olor a gas sulfhídrico ( $\text{SH}_2$ ); el fango rojo, se forma en zonas cercanas donde ocurre la meteorización de las lateritas u otras rocas ricas en hidróxidos de Fe; fango verde, debe su color a la presencia de glauconita; fango calcáreo, llamado también, cienos organógenos, se representa por la acumulación de restos orgánicos de foraminíferos en especial (globigerinas), finalmente, el fango volcánico, que representa los restos de lava depositados en el fondo del mar. Por lo general estos se encuentran cerca de zonas volcánicas y muchas veces presentan intercalaciones de material piroclástico.

Abisal o eupelágico: los depósitos abisales forman los lechos oceánicos actuales. Están a profundidades mayores de 4 000 m, donde el agua posee una temperatura mayor o igual a 5 °C. Estos depósitos lo forman el lodo de Diatomeas, y el de Radiolarios y la arcilla oceánica roja. Como se puede observar, estos depósitos están constituidos casi, totalmente, por restos orgánicos de composición silicea; lo cual se debe a que el carbonato de calcio a esta profundidad es inestable, no se precipita, por lo que a partir de esto solo se encuentran los fangos silíceos, aunque es necesario señalar que recientemente, se han encontrado sedimentos calcáreos, depositados por corrientes turbias, a dichas profundidades.

## Diagénesis

Es el conjunto de transformaciones físico-químicas, que ocurren en un sedimento, durante su proceso de transformación en roca. No se puede determinar el límite entre la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado, solo se plantea en general, que para que ocurra la diagénesis, se requiere solamente presión y temperatura ambiente, mientras que para el metamorfismo son necesarios otros factores. La diagénesis puede ser de dos tipos: temprana o del sedimento (singenética) y tardía (epigenética).

La diagénesis temprana es el proceso que se verifica simultáneo o posteriormente a la deposición del sedimento y el comienzo de su solidificación, como resultado del desequilibrio entre el sedimento y las condiciones físico-químicas del ambiente de deposición.

La epigénesis ocurre de dos maneras: epigénesis regresiva, cuando rocas ya formadas, alcanzan la zona o nivel de las aguas subterráneas, lo que hace posible el afloramiento de dichas rocas y que estas sean sometidas nuevamente a la acción meteorizante de los diferentes agentes y epigénesis progresiva, donde las rocas en vez de aflorar descienden hasta profundidades mayores y sufren cambios; bajo la acción de nuevas condiciones se forman nuevos minerales y por ende, surge una nueva roca. Se establece una frontera entre las rocas sedimentarias y las metamórficas.

### Procesos diagenéticos

La diagénesis temprana incluye los siguientes procesos: cementación, autogénesis y segregación.

**Cementación.** Consiste en la precipitación de sustancias, tales como: el  $\text{CaCO}_3$ , el  $\text{SiO}_2$ , óxidos de Fe, etc. entre los poros de los sedimentos clásticos y que hace posible su cementación. Durante esta disminuye la permeabilidad y la porosidad de los sedimentos. La cementación puede ser también epigenética.

**Autogénesis.** Este proceso se manifiesta por la formación de minerales nuevos dentro del sedimento durante su consolidación. Esto se debe, principalmente, a que los sedimentos iniciales no están en equilibrio químico, y este se alcanza a causa de la eliminación de las sustancias inestables y el desarrollo de las estables. Se forman así los llamados minerales autígenos. Estos se reconocen microscópicamente, porque son bastante idiomórficos y por lo general rompen la estructura de los minerales en la roca.

**Segregación.** No es más que la concentración de algunas soluciones, alrededor de un núcleo o centro que puede estar constituido por restos de fósiles, partículas de arena fina, granos de cuarzo y calcita. Esta segregación dará lugar a la formación de estructuras concrecionarias, como las oolitas, pisoolitas, etc. Estas concreciones pueden ser singenéticas, las que se disponen junto con la roca, por ejemplo, caliza oolítica y epigenética, que se forman cuando la roca está ya endurecida, por ejemplo, concreciones de pedernal en algunas calizas. Según su composición se distinguen las concreciones de carbonatos, silíceas, óxidos e hidróxidos de Fe y de Mn. Estas generalmente, presentan una estructura interna concéntrica o de fibras radiales. Existen concreciones organógenas que sirven para determinar la edad de la roca que las contiene. Algunas concreciones como las de Mn tienen gran importancia económica.

La diagénesis tardía comprende los siguientes procesos: metasomatismo, recristalización y compactación.

**Metasomatismo.** No es más que la transformación de una roca en otra, sin cambio de volumen. Esta transformación es el resultado del cambio que se produce en la composición mineralógica de la roca inicial, o sea, ocurre un reemplazamiento de un mineral por otro, como sucede por ejemplo en la sustitución del  $\text{CaCO}_3$  por el de Mg. Este proceso recibe el nombre de dolomitización de las calizas y se verifica por la acción de las aguas subterráneas que están saturadas de sales magnesianas, como resultado de su paso a través de las capas de dolomitas, estas actúan sobre las calizas. La dolomitización ocurre en diferentes etapas. Otro proceso epigenético de sustitución es la silicificación de las calizas, o sea, sustitución del  $\text{CaCO}_3$  por el cuarzo, principalmente. Este fenómeno lo ocasiona la acción de las aguas subterráneas.

**Recristalización.** Consiste en la disolución de cristales pequeños para formar granos cada vez mayores. Este proceso se efectúa bajo condiciones determinadas, por ejemplo, bajo la acción de la presión que ejerce la columna geológica suprayacente sobre las rocas ya depositadas. Las rocas sedimentarias de origen químico, son las que sufren este proceso y ejemplo de ello es la caliza pelitomórfica (fangosa) que pasa a caliza cristalina

**Compactación.** No es más que la reducción de los poros de una roca bajo los efectos de la presión que ejercen los estratos suprayacentes. La compactación produce, además, la reducción del volumen de la roca. Durante este proceso epigenético ocurre la expulsión de los fluidos presentes en la roca hacia zonas de presión menor. Este movimiento de soluciones produce u origina la formación de estilolitos en las rocas de origen químico. Un ejemplo de este proceso lo constituye la arcilla recién depositada, la cual contiene agua en sus poros y por el proceso de compactación pasa a argilita, que es una roca de mayor coherencia y dureza.

## Rocas clásticas

A la hora de clasificar las rocas sedimentarias se deben tener en cuenta muchos factores, sobre todo, atendiendo a la gran variedad de sedimentos que constituyen o forman parte de estas. Varios petrólogos han realizado diversas clasificaciones de estas rocas; algunas de ellas basadas en su composición mineralógica, otras apoyadas en sus texturas y estructuras, otras, por el contrario, están basadas en el medio de transporte y deposición.

Una de estas clasificaciones es la propuesta por Pettijohn quien utiliza la representación de los componentes minerales más comunes en un tetraedro, que se conoce como el *tetraedro fundamental de Pettijohn*, donde él clasifica los principales tipos de rocas sedimentarias. Los cuatro componentes que él utiliza en su tetraedro (fig. 10) son: cuarzo, carbonato, arcilla y pedernal (para referir los sedimentos de silicitas). Cualquier sedimento se puede representar por un punto dentro del tetraedro, por consiguiente en una cara de este se podrán señalar los diferentes tipos de rocas, que contienen a tres de sus componentes minerales (fig. 11).

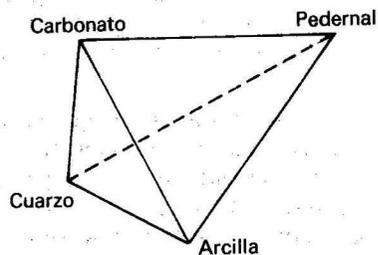


Fig. 10 Tetraedro fundamental de Pettijohn: componentes minerales del tetraedro

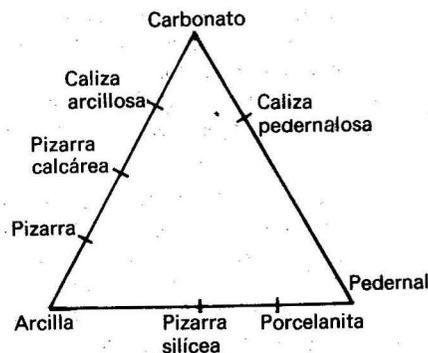


Fig. 11 Tipos de rocas según el tetraedro fundamental de Pettijohn (en una de sus caras)

Los vértices del tetraedro varían sus componentes para representar otros tipos de rocas. El tetraedro fundamental y sus caras triangulares se utiliza, para señalar las mezclas de componentes que intervienen en los diferentes tipos de rocas sedimentarias. En general, este sistema del tetraedro fundamental, es cuantitativo.

La clasificación más aceptada de las rocas sedimentarias, es la que se realiza, teniendo en cuenta su génesis. Esta se divide en tres grupos fundamentales: clásticas, detríticas o fragmentarias; arcillosas; y químicas y orgánicas (bioquímicas). Cada grupo se estudiará en capítulos independientes.

Las rocas clásticas, detríticas o fragmentarias, se forman a partir de los productos de la destrucción de diferentes rocas primarias, como resultado de su meteorización sobre la superficie terrestre; comprenden alrededor del 12% de las rocas sedimentarias en general. Estas rocas se componen de fragmentos de minerales relictivos o alotígenos y, además de fragmentos de rocas estables al intemperismo. Los minerales singenéticos se presentan en las rocas detríticas solamente, como una mezcla o formando el cemento de las variedades cementadas. Los clastos o fragmentos de estas rocas pueden estar sueltos o cementados.

Para efectuar la clasificación de las rocas sedimentarias clásticas o detríticas (tabla 1) es necesario tener en cuenta: el tamaño y forma de los clastos o fragmentos y el grado de cementación.

Tabla 1

Rocas clásticas o detríticas

Tipo de roca	Tamaño de los fragmentos o clastos, mm	Forma de los fragmentos o clastos	Grado de cementación Suetos	Cementados
Psefitas	≥ 2	Redondeados a subredondeados	Gravas Guijarro	Conglomerado
		Angulosos subangulosos	Escombros Cascajo	Brecha
Psamitas	2-0,1	Cualquier forma	Arena	Arenisca
Aleurolita	0,1-0,01	Cualquier forma	Loess	Aleurolita

Para el reconocimiento y determinación de las rocas clásticas, es necesario tener en cuenta: clastos de minerales o fragmentos de rocas, material cementante constituido por cualquier sustancia química y la matriz, en caso de presentarse en la roca.

## Psefitas

Son rocas clásticas, cuyos fragmentos tienen diámetros iguales a 2 mm y mayores que este valor. Su composición mineralógica es muy variada y sus clastos están constituidos principalmente, por fragmentos de rocas y, más escasamente, por granos minerales, de forma que estos depósitos psefiticos se consideran como *líticos* (pétreos).

Las psefitas, se forman como resultado de la acumulación de fragmentos grandes que surgen durante la desintegración mecánica de las rocas. Según la composición petrográfica de las rocas madres a partir de las cuales ellas se forman, se les nombran conglomerados y brechas maduras estructuralmente si están constituidas por fragmentos silíceo-cuarzosos, los que son muy estables a la meteorización, mientras que se les llaman conglomerados y brechas inmaduras estructuralmente a aquellas que están constituidas por fragmentos de rocas fácilmente alterables o inestables.

## Conglomerados

Representados por fragmentos o clastos de forma redondeada o subredondeada y, además, unidos por un cemento, que le brinda a la roca una dureza característica. Los conglomerados presentan diferente composición litológica; según esta se clasifican en: monomícticos, oligomícticos y polimícticos.

*Monomícticos.* Los fragmentos están representados por rocas muy estables a la meteorización y, generalmente, tienen una sola composición, por ejemplo, conglomerados de pedernal, de calizas y de rocas efusivas ácidas.

*Oligomícticos.* Constituidos por fragmentos de rocas estables a la meteorización, pero representados por más de un componente litológico, por ejemplo, conglomerados de cuarcitas y calizas, y de pedernal y cuarzo.

*Polimícticos.* Los conglomerados polimícticos están representados por varios tipos de rocas. Con frecuencia están mal seleccionados y sus fragmentos constituyentes son de rocas ígneas, sedimentarias y en ocasiones metamórficas.

Los conglomerados monomícticos y oligomícticos son característicos de zonas muy estables (plataformas continentales). Por su parte los conglomerados polimícticos representan los productos típicos de la sedimentación en las regiones geosinclinales. El material cementante de estos conglomerados, es variado, puede ser calcáreo o silíceo y en ocasiones areno-arcilloso y también ferroso. Generalmente, los fragmentos hacen contacto entre sí. La matriz es arcillosa o areno-arcillosa. Según la proporción de fragmento y matriz, los conglomerados se dividen en: ortoconglomerados y paraconglomerados.

*Ortoconglomerados.* Contienen muchos fragmentos respecto a la matriz y por lo general dichos fragmentos hacen contacto entre sí.

*Paraconglomerados.* Al contrario de los anteriores presentan un predominio de la matriz sobre los fragmentos. Los paraconglomerados presentan una abundante matriz arcillosa con escasos fragmentos que están diseminados. Son producto de corrientes turbias.

Por su origen se distinguen los siguientes tipos de conglomerados: marinos, fluviales, glaciares o de morrenas y fanglomerados.

Los marinos forman espesores pequeños a lo largo de las costas. Generalmente, los fragmentos o clastos aparecen redondos, más aplastados y clasificados; están orientados según la estratificación (con inclinación no mayor de 7-8°). Los fragmentos que constituyen los conglomerados marinos están representados por rocas estables a la meteorización.

Los fluviales tienen fragmentos que están peor seleccionados que los anteriores. Forman espesores mayores que los marinos y la inclinación según la estratificación alcanza hasta los 30°.

Los glaciares o de morrenas tienen los fragmentos mal seleccionados y clasificados. Frecuentemente, se encuentran asociados con bandas de arcilla o arcillas bandeadas.

Los fanglomerados se forman cerca de las depresiones montañosas, son típicos conglomerados polimícticos, constituidos por fragmentos que se acumulan en los abanicos aluviales, donde la fuerte pendiente de una corriente montañosa es retenida bruscamente y todas las partículas en suspensión que ella trae se depositan en las depresiones. Estas rocas están cementadas por una matriz de cuarzo, feldespato, minerales arcillosos, clorita, sericita, etc. Forman depósitos no estratificados y sus fragmentos están mal seleccionados.

### *Importancia geológica de los conglomerados*

Se utilizan para la determinación de la edad relativa de los fragmentos de rocas, ya que estos serán más viejos que el propio conglomerado. Los llamados conglomerados basales, que forman la base de algunas formaciones, muchas veces cubren las discordancias. Estos conglomerados basales evidencian un hiato, o sea, señalan un nuevo ciclo de sedimentación.

### *Distribución en Cuba*

En Cuba están ampliamente distribuidas estas rocas clásticas, por ejemplo, los conglomerados Camarones en la provincia Santiago de Cuba y la formación Via Blanca en las provincias occidentales.

## Gravas

Se presentan como fragmentos sueltos, cuyos diámetros son mayores de 2 mm. Sus formas son redondeadas a subredondeadas, por el tamaño de los fragmentos se clasifican en:

<i>Gruesa</i> , mm	<i>Mediana</i> , mm	<i>Fina</i> , mm	<i>Gravilla</i> , mm
64	64-16	16-4	4-2

De acuerdo con el componente mineral, las gravas se clasifican igual que los conglomerados en: monomícticas, oligomícticas y polimícticas.

*Monomícticas.* Constituidas, generalmente, por un componente mineral por ejemplo, grava calcárea.

*Oligomícticas.* Formadas por más de un componente mineral por ejemplo, grava con cuarzo, feldespato.

*Polimícticas.* Constituidas por varios componentes minerales por ejemplo, grava correspondiente a una roca granítica.

En dependencia de la forma las gravas pueden ser: planas, redondas, columnares y planocolumnares.

Mediante el estudio granulométrico de las gravas y, teniendo en cuenta su porcentaje en peso y su diámetro en mm, se construyen las llamadas curvas granulométricas. Para determinar el aplanamiento de las gravas y guijarros, se utiliza el llamado índice de aplanamiento ( $I_a$ ), que viene expresado por la siguiente fórmula:

$$I_a = \frac{a + b}{2c}$$

donde:

$a$  – largo;

$b$  – ancho;

$c$  – espesor.

Este índice es necesario calcularlo en gravas de igual composición petrográfica.

Algunas características de las gravas, son índices de su origen y su agente de transporte, por ejemplo; las gravas con estrias, son índices de depósitos que fueron transportados por el hielo, las gravas bien seleccionadas (redondeadas), indican la acción transportadora del viento y las huellas de choques señalan la acción del agua. Las gravas cuando son fluviales, buzan siempre aguas arriba y hacia el mar, cuando son costeras.

#### *Importancia geológica de las gravas*

La orientación espacial de las gravas y guijarros (al medir su eje más largo), señala la dirección de la corriente antigua. Por medio de un análisis petrográfico de las gravas se determina la composición litológica de la cuenca.

#### *Distribución en Cuba*

Al igual que los conglomerados, las gravas están ampliamente distribuidas en nuestro país y forman depósitos aluviales y costeros (marinos).

### **Brechas**

Las brechas son rocas menos comunes que los conglomerados; en general, no forman capas potentes y están constituidas por fragmentos o clastos mayores de 2 mm, los que se encuentran cementados por cualquier sustancia química. Estos fragmentos tienen formas angulosas a subangulosas. Cuando estas psefitas de formas angulosas se encuentran sueltas, reciben el nombre de escombros, ripios, cascajos, etcétera.

Las brechas reflejan una ausencia de transporte, o que este fue pobre, es decir, la deposición de estas es cercana a su lugar de origen. De acuerdo con su origen se clasifican en: intraformacionales, tectónicas o estructurales (de falla), volcánicas y organógenas.

Las *brechas intraformacionales* son rocas formadas por fragmentos de calizas, se cementan por material calcáreo de grano muy fino. Se originan producto de la destrucción de los sedimentos carbonatados recién depositados, a causa de la acción del oleaje, por lo que su origen es marino. Estas brechas intraformacionales generalmente rodean a los arrecifes de calizas.

Las *brechas tectónicas o estructurales (de falla)* son producidas por fallamiento, plegamiento intenso, intrusión u otras fuerzas tectónicas. Están constituidas por fragmentos de la roca que sufrió dichos procesos tectónicos y el material cementante es del mismo material, pero triturado. Los fragmentos en ocasiones pueden presentar sus caras con superficies de deslizamientos.

Las *brechas volcánicas* se forman cerca de las chimeneas y focos volcánicos, y surgen como resultado de las erupciones volcánicas. Están constituidas, totalmente, por fragmentos de rocas efusivas, cementadas por arena o ceniza volcánica.

Las *brechas organógenas* por lo general, se representan por acumulaciones de restos orgánicos depositados cerca de su lugar de origen. Este término no es usado frecuentemente.

#### *Importancia geológica de las brechas*

Las brechas tectónicas señalan procesos de fallamiento, mientras que las volcánicas indican actividad volcánica, lo que determina su gran importancia geológica.

#### *Distribución en Cuba*

En Cuba están, ampliamente, distribuidas estas rocas, por ejemplo, las brechas de la formación San Ignacio en la provincia Guantánamo, formación La Picota, etc. Las brechas tectónicas se observan en Siguaney, provincia Sancti Spiritus.

### **Psamitas**

Las rocas, clastos o detritos medianos, están representadas por las psamitas. De todas las rocas clásticas son las más importantes y difundidas. Las arenas y las areniscas, son las representantes típicas de estas rocas. Se definen *las psamitas*, como rocas clásticas, cuyos clastos o fragmentos presentan diámetros que varían entre 2-0,1 mm. Cuando estos clastos o fragmentos están sueltos, se forman las arenas y cuando están cementados, las areniscas.

### **Arenas**

Son psamitas sueltas, muy porosas a causa de la baja cohesión entre los granos, lo que indica que estas rocas son permeables al agua, al petróleo y a otras sustancias. En las arenas predominan los minerales resistentes y estables a la meteorización, por eso son con frecuencia cuarzosas y, raramente, cuarzo-feldespáticas. Otros minerales componentes de las arenas son las micas, principalmente la moscovita, mena metálica (magnetita e ilmenita). En general, la composición de las arenas depende, fundamentalmente, de las rocas desintegradas. Si uno de estos minerales predomina, la arena tomará el nombre de dicho mineral, por ejemplo, arena cuarzosa, si predomina el cuarzo, arena micácea si es la mica y arena glauconítica si es la glauconita la que predomina.

La forma de los granos en las arenas es muy variada, desde angulares hasta subredondeadas. Esto depende en gran medida del transporte que sufren y del tamaño de los clastos o fragmentos. En las arenas de los ríos predominan los clastos subangulares, en las arenas costeras marinas, se observan los granos más redondeados, mientras que las arenas eólicas (dunas) presentan un mayor redondeamiento.

Teniendo en cuenta el tamaño de los clastos, las arenas se clasifican en:

Fina, mm	Media, mm	Gruesa, mm
0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-2

Durante la investigación de una muestra de arena se puede determinar, de cuales rocas proviene dicha arena, por ejemplo, el cuarzo, el feldespato y el zircón provienen del granito; el granate, la estauroлита y la cianita de la roca metamórfica.

Dentro de las arenas los minerales se clasifican en fracción ligera y fracción pesada. La primera se compone de cuarzo, feldespato, mica (blanca), calcita, etc., y la segunda de magnetita, ilmenita, piroxenos, anfíboles, rutilo y zircón. Para la separación de estas fracciones, se usan diferentes métodos, como son: utilización de líquidos pesados (bromoformo), separación magnética, lavados de muestra y otros.

#### Importancia geológica de las arenas

La mayoría de los yacimientos minerales importantes de Au, Pt, casiterita, diamante, etc., están unidos con las arenas y forman los yacimientos de placeres.

Haciendo el análisis mineralógico de las arenas se determina cual es la roca madre. En ocasiones son colectoras de petróleo y, comúnmente, definen los horizontes acuíferos.

#### Uso industrial

Se aprovecha como material de construcción, durante la fabricación de hormigón. La arena cuarzosa tiene una enorme utilización práctica. En la producción de vidrio, se utilizan las que contienen no menos de 98,5% de SiO<sub>2</sub> y no más de 0,1% de F<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Algunas arenas arcillosas se utilizan en la industria cerámica, para la fabricación de ladrillos.

#### Distribución en Cuba

Las arenas están distribuidas a lo largo y ancho de nuestro país: las cuarzosas se distribuyen en la Isla de la Juventud, el Sábalo en Pinar del Río, Las Tunas, Trinidad, etcétera.

### Areniscas

Son psamitas consolidadas. En general son rocas cuarcíferas, ya que el cuarzo es uno de los minerales más estables a la meteorización. Hay areniscas constituidas, principalmente, por cuarzo y son llamadas areniscas puras o monomícticas. También se encuentran areniscas en las que, además de cuarzo, se presentan otros minerales y reciben el nombre de polimícticas. Las oligomícticas están constituidas, principalmente, por cuarzo y pequeñas cantidades de feldespato.

En las areniscas hay que tener en cuenta la presencia de matriz o cemento o ambos. La matriz se representa por pequeñas láminas de minerales arcillosos, mientras que el cemento lo está por sustancias químicas, tales como: calcita, cuarzo, óxido de Fe, etc. Por lo general, la matriz se deposita junto con el sedimento y, el cemento lo hace posteriormente.

En el estudio y determinación de las rocas clásticas, se deben tener en cuenta los siguientes tipos de cemento: basal o básico, de contacto, de poros, de crecimiento o de expansión y de corrosión.

#### Clasificación de las areniscas

Según Pettijohn, se establece la siguiente división de las areniscas, la cual se representa en un triángulo paragenético, en cuyos vértices hay minerales arcillosos, feldespatos y cuarzo (fig. 12).

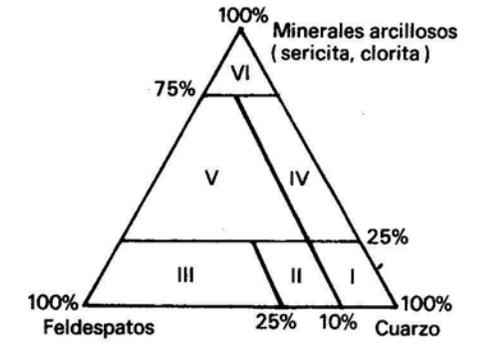


Fig. 12 Clasificación de las areniscas según Pettijohn: I- ortocuarcita-arenisca cuarzosa; II-arenisca arcósica-feldespática; III-arcosa; IV-subgrauvaca; V-grauvaca; VI-arcilla-arenosa

Ortocuarcita y arenisca cuarzosa, arenisca arcósica o feldespática, arcosa, subgrauvaca, grauavaca y arcilla arenosa, constituyen los distintos tipos de areniscas.

La ortocuarcita y la arenisca cuarzosa se caracterizan por presentar 90% o más de cuarzo. Son rocas casi monominerales y la presencia del cuarzo le confiere una gran madurez estructural. Los minerales accesorios son también estables y están representados por: turmalina, granate, zircón y rutilo. El cemento de las cuarcitas es silíceo del tipo de crecimiento. Son areniscas monomícticas. Las areniscas cuarzosas presentan, además del cuarzo otros minerales componentes, como son feldespatos potásicos o plagioclasas, aunque en poca cantidad. El cemento casi siempre es carbonatado. Entre los minerales accesorios se encuentran: mica moscovita, mena metálica y glauconita.

Las cuarcitas y areniscas de cuarzo son características de las zonas de plataforma donde el ambiente de formación es tranquilo y favorece la sedimentación. Se depositan a partir de aguas claras y limpias. En Cuba existen areniscas muy ricas en cuarzo, en las secuencias antiguas de la formación de San Cayetano, en Pinar del Río; Amaro provincia de Villa Clara y en la localidad de Caonao, provincia de Cienfuegos.

La arenisca arcósica o feldespática tiene una proporción de feldespato potásico comprendida entre 25-10%. Constituyen rocas de composición intermedia entre las arcosas y las areniscas. Las areniscas arcósicas son más maduras estructuralmente que las arcosas. En general, son areniscas oligomícticas. El cemento de estas rocas, regularmente, es carbonatado.

La arcosa se compone de cuarzo, pero presenta mayor proporción de feldespatos, los que sobrepasan el 25%. El feldespato fundamental, es el potásico (ortosa, microclina), pero presentan también, una pequeña cantidad de plagioclasa ácida (albita o albita-oligoclasa) y hasta un 10% de moscovita.

Las arcosas son areniscas de colores claros, grisáceos, rojizos, etc. Macroscópicamente, se parecen mucho a los granitos, por lo que a veces es difícil diferenciarlas. El cemento algunas veces, es carbonatado, pero, también, puede ser óxido de Fe. Además de cuarzo, feldespato potásico y mica moscovita, presentan frag-

mentos de rocas inestables. Como minerales accesorios contienen hornblenda, granate, turmalina y esfena.

Las arcosas se originan a partir de la meteorización de los batolitos graníticos, después que son levantados en las épocas de orogenia. Se forman, también, a partir de los neiss. En nuestro país existen arcosas como consecuencia de la desintegración mecánica de los macizos dioríticos cuarcíferos de Cuba central. En Sierra Morena, provincia de Villa Clara se han localizado productos arcóscicos derivados de granitos verdaderos de edad muy antigua. También, en sedimentos profundos de Cuba occidental.

La *subgrauvaca* contienen 25% aproximadamente de cuarzo, además, feldespato, mica moscovita y grandes cantidades de fragmentos de rocas. Son areniscas polimícticas.

El material cementante, frecuentemente, está representado por una matriz de composición arcillosa. Los clastos o fragmentos tienen formas angulosas a subangulosas y son de colores grises a oscuros. Presentan algunas veces carbonatos que rellenan los poros.

La *grauvaca* a diferencia de las arcosas, tienen colores oscuros. Por lo general, están bien cementadas y tienen una composición mixta, pues presentan más del 25% de feldespatos y gran cantidad de minerales arcillosos, los cuales realizan el papel de material cementante y, también, fragmentos de rocas inestables. En general, son areniscas polimícticas. Se forman a partir de rocas de composición media a básica como dioritas, gabros, anfibolitas, etc., en medio de corrientes turbias generadas en condiciones de inestabilidad tectónica de las zonas geosinclinales. Ellas pertenecen a las formaciones de *flysch*, donde se encuentran con frecuencia estratificadas.

En Cuba, se han descrito *grauvacas* con dudas. Algunos autores plantean que muchas de las areniscas polimícticas descritas son probablemente *grauvacas* o *subgrauvacas*.

La *arcilla arenosa* se clasifica dentro de las rocas arcillosas. Algunos autores la incluyen dentro del grupo de las aleurolitas.

#### *Importancia geológica de las areniscas*

Son índices del ambiente de deposición, por ejemplo, las cuarcitas y areniscas cuarzosas indican condiciones estables de formación, mares someros, aguas limpias y claras. Las *grauvacas* por su parte, indican inestabilidad tectónica y existencia de corrientes turbias.

### **Aleurolitas**

Se incluyen en este grupo las rocas clásticas, cuyos fragmentos o clastos presentan diámetros que varían entre 0,1-0,01 mm. Cuando están sueltas, forman el loess y si están cementadas, las aleurolitas.

### **Aleurolitas**

Son rocas de transición entre las rocas arcillosas y las areniscas. Sus clastos o fragmentos se representan por cuarzo, micas, feldespatos, calcita, etc. Generalmente, presentan una abundante matriz arcillosa, con frecuencia algo carbonatada.

Las aleurolitas son de colores oscuros (grises, gris verdoso) y sus componentes minerales solo se reconocen bajo el microscopio. Frecuentemente, presentan estratificación. Se forman en el fondo de las cuencas marinas en las zonas transicionales de deposición de las areniscas y las arcillas. En Cuba se reportan aleurolitas en casi toda la isla.

### **Loess**

Son rocas de color amarillento, finamente porosas y friables. Aunque no presentan cemento, se caracterizan por una gran cohesión entre sus granos, por lo que no es deleznable como las arenas, ni plástica como las arcillas. Su composición mineralógica es variada: calcita, granos diseminados de cuarzo, feldespatos, etc. No presentan estratificación.

Son sedimentos de origen eólico. Se supone que se originaron por la desintegración mecánica de rocas durante los periodos fríos (glaciares pleistocénicos). El loess es de edad cuaternaria y no se conocen sus similares más viejos. Cubren áreas extensas en América del Norte y Europa. En ocasiones forman barrancos casi verticales con una altura de decenas y cientos de metros, tal como afloran en China.

En Cuba no se conoce la existencia de depósitos de loess, salvo algunos casos descritos dubitativamente en Pinar del Río.

## Rocas arcillosas

Las arcillas forman alrededor de un 80% del volumen total de las rocas sedimentarias. A este grupo pertenecen las rocas, cuyas partículas son menores de 0,01 mm. Las rocas arcillosas ocupan una posición intermedia entre las rocas clásticas y las químicas. En la composición mineralógica de dichas rocas, además de los minerales del grupo de la arcilla (singenética) hay, también, minerales detríticos (relicticos).

Estudiar la composición de las rocas arcillosas es algo difícil. El método microscópico (utilización de secciones delgadas) no da buenos resultados, ya que las rocas arcillosas son criptocristalinas o amorfas y por vía óptica no se reconocen con frecuencia sus minerales. En la actualidad, gracias a la utilización del microscopio electrónico y los métodos físicos de análisis, tales como: rayos X, ATD, etc., se determina con bastante precisión la composición de estas rocas.

En la composición de las rocas arcillosas entran: material detrítico finamente disperso que lo representan los minerales relicticos, como: pequeñísimos fragmentos de cuarzo, feldespatos, moscovita; la hidromica (sericita) representada por escamas pequeñas; los minerales arcillosos del grupo caolinita, montmorillonita o illita; los óxidos e hidróxidos de Fe y Al (limonita, diaspora) y las sustancias carbonosas, sulfuros y otras. Se establece que las arcillas se componen, principalmente, de hidromicas y minerales arcillosos. El rol que juega el cuarzo y el feldespato en la composición de estas rocas es secundario.

Las propiedades físicas de las arcillas la determinan su estructura finamente dispersa y su composición mineralógica. Estas propiedades son de gran utilidad durante la determinación de estas rocas, entre estas propiedades, las más significativas son: plasticidad, capacidad refractaria, capacidad de absorción y permeabilidad.

La *plasticidad* no es más que la propiedad que tienen las rocas arcillosas de conservar en estado húmedo la forma dada. Las arcillas se clasifican en: muy plásticas y menos plásticas. Las muy plásticas presentan lustre graso o sedoso, buena partición (disyunción), mientras que las menos plásticas presentan fractura concoidea y lustre mate.

La *capacidad refractaria* está determinada por la capacidad que tienen las arcillas de conservar su forma y no destruirse a una alta temperatura. Las arcillas refractarias pasan al estado de fusión a una temperatura mayor de 1 580-1 770 °C y están representadas por caolines puros.

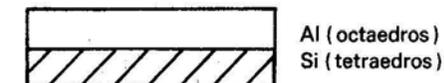
La *capacidad de absorción* en muchas arcillas, principalmente, las montmorilloníticas es notable porque absorben ávidamente no solo el agua, sino también la grasa, colorantes y otros.

La *permeabilidad* se conoce en las rocas arcillosas porque al saturarse de agua totalmente no la dejan pasar a través de ellas, por lo que se consideran rocas impermeables.

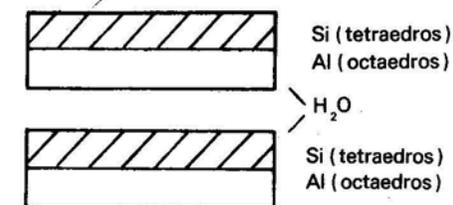
Macroscópicamente las arcillas se caracterizan por presentar diferentes colores, fracturas, una gran compactación y textura masiva. Algunas arcillas muestran estratificación muy fina y cuando están secas se separan en láminas (fisilidad). Las arcillas que presentan fisilidad, reciben el nombre de *lutitas*, mientras que las arcillas que poseen un gran endurecimiento y no son fisibles, se denominan *argilitas*.

Actualmente, en dependencia de la composición mineralógica, se distinguen tres tipos de arcillas: caolinitica, montmorillonítica e illítica o hidromicácea. Antes de iniciar el estudio de cada una de estas arcillas, es necesario hacer una breve explicación de los minerales que componen estos grupos.

La *caolinita*  $(OH)_8 Al_2 Si_4 O_{10}$ , es el mineral arcilloso más común y al igual que los demás minerales arcillosos, los cuales, estructuralmente, están constituidos por hojas de tetraedros de silicio y octaedros de aluminio es también, un filosilicato. La red de la caolinita está constituida por dos hojas diferentes, una de tetraedros de silicio y otra de octaedros de aluminio que dan lugar a la formación de cristales bastante perfectos y, además, contienen la máxima proporción de Al de todos los minerales arcillosos.



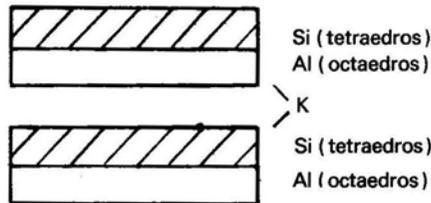
La *montmorillonita*  $(OH)_4 Al_4 Si_8 O_{20} \cdot H_2O$ , está constituida por tres hojas, tienen en el centro la hoja de octaedros de aluminio limitada por ambos lados de tetraedros de silicio. Esta red da lugar a la formación de minerales con apariencia de hojas delgadas, que tienen la característica de absorber agua, por eso los agregados de montmorillonita tienen la propiedad de aumentar de volumen varias veces cuando se sumergen en agua.



La *illita*  $(OH)_4 K(Al_4 Fe_4) (SiAl)O_{20}$ , tiene una red estructural que se parece mucho a la de la montmorillonita, pero a diferencia de esta, no acepta moléculas de H<sub>2</sub>O en su estructura, sino que los tetraedros de silicio y los octaedros de aluminio

se ligan, frecuentemente, con cationes de potasio. A la illita, también, se le denomina hidromoscovita.

En general, estos minerales arcillosos se forman a partir de la descomposición química de minerales primarios. Las propiedades ópticas de estos minerales, son similares. Todos son ópticamente negativos y birrefringentes, poseen bajos colores de interferencia y bajos índices de refracción.



### Arcilla caolinítica

Se componen de los minerales del grupo de la caolinita; tienen color claro, amarillo, rosado-parduzco, grises, etc., en dependencia de la presencia de óxidos de Fe, sustancias bituminosas y otras. Son plásticas, refractarias, pero no poseen una gran capacidad de absorción. Su origen es continental y se forman a partir de la descomposición química de los feldespatos presentes en los granitos, arcosas y neiss, en medio de un clima húmedo y caliente, donde prevalecen las reacciones ácidas. Cuando las arcillas caoliníticas forman grandes acumulaciones, con importancia económica, surgen los denominados yacimientos de caolín, que pueden ser primarios y redepositados.

Los primarios, son de color blanco, poco plásticos y se forman *in situ*, o sea, en su lugar de origen, mientras que los redepositados son más puros y apenas contienen material clástico, se forman lejos de su lugar de origen, a causa de que el material que se obtiene como consecuencia de la descomposición química, se transporta, lava y se lleva en suspensión hasta depositarse finalmente, en el mar. Estos caolines forman lentes entre las calizas y algunas areniscas.

### Arcilla montmorillonítica

Se origina en un medio alcalino, por lo que es posible su formación en el mar. En los fondos marinos constituyen la roca llamada bentonita que representan a las montmorillonitas puras y se forman como resultado de la alteración de la ceniza y el vidrio volcánico a minerales arcillosos, en los fondos marinos.

Las arcillas montmorilloníticas, son untuosas al tacto, no son plásticas y presentan colores oscuros (grises, verdes, etc.). La principal característica física de estas rocas, es su gran capacidad de absorción. La bentonita, por ejemplo, absorbe ávidamente el agua y se hincha 7-8 veces más de su volumen inicial. En regiones no tropicales, la montmorillonita se desarrolla a partir de la meteorización continental de rocas ígneas básicas, como los gabroides. En general, estas arcillas se forman a partir de rocas de composición media, principalmente, tobas u otras rocas volcánicas en medio alcalino.

### Arcilla illítica o hidromicácea

Raramente se presentan puras, ya que es común encontrar en ellas minerales relicticos o clásticos como mezclas. Por lo general son plásticas y en ocasiones son menos plásticas, no son refractarias y casi no poseen capacidad de absorción. Se considera, que estas arcillas hidromicáceas se forman a partir de los productos del intemperismo en condiciones de clima seco, donde la descomposición química es pobre. Son las menos abundantes de todas las arcillas y con frecuencia se forman por la alteración de otras arcillas.

### Otros tipos de arcillas

Se distinguen dos tipos de arcillas de acuerdo con su origen: las arcillas residuales o eluviales y las redepositadas.

Las *arcillas residuales o eluviales*, se originan durante la meteorización química, o sea, se forman *in situ*. Con estas arcillas, se relacionan los depósitos de caolín que se forman durante la descomposición química de los granitos o de las sienitas, también, algunas bentonitas que se encuentran en el lugar de alteración de las tobas. Otros productos residuales son las llamadas arcillas rojas (terra rossa) que rellenan las cavidades cársticas.

Las *arcillas redepositadas*, se dividen a su vez en dos grupos. El primer grupo lo representan las arcillas coloidales (geles) las cuales fueron transportadas hasta el lugar de acumulación, ya sea continental o marino. El segundo grupo de arcillas redepositadas, son las que fueron transportadas en forma de suspensión. Generalmente se depositan y acumulan junto con materiales clásticos en las cuencas marinas. Estas arcillas redepositadas, en muchas ocasiones forman lentes entre las areniscas y las calizas.

#### Importancia geológica de las arcillas

Su importancia consiste en que mediante el estudio de ellas se reconstruyen una serie de procesos geológicos, por ejemplo, las rocas arcillosas ofrecen datos sobre el ambiente de sedimentación; el caolín indica ambiente continental y las bentonitas actividad volcánica.

Desde el punto de vista geomorfológico las rocas arcillosas constituyen depresiones del relieve. Para los hidrogeólogos, las arcillas son importantes porque forman horizontes impermeables, además de actuar como verdaderos *taponos* en los trabajos de búsqueda de petróleo, ya que forman *sellos*.

En la ingeniería geológica las arcillas significan condiciones desfavorables para los cimientos, ya que tienen una capacidad de carga pequeña y se contraen fácilmente. En la agricultura son importantes las arcillas porque son formadoras de los suelos.

#### Distribución en Cuba

Se han encontrado yacimientos de caolín en el km 13 de la Isla de la Juventud, Dumañuecos en Tunas, Pontezuelo en Camagüey, bentonita en Rodas y Amaro provincia Villa Clara; y en Las Tunas.

## Rocas de origen químico y bioquímico

---

Se definen las rocas de origen químico, como aquellas rocas sedimentarias, que se originaron a partir de la precipitación de soluciones químicas. De acuerdo con la composición de estos precipitados se formarán diferentes tipos de rocas sedimentarias químicas, tales como: ferrolitas y alitas (de Fe y Al); manganolitas (de Mn); calizas, dolomitas (rocas carbonatadas); sales (rocas de sulfatos, halogenuros) y otras. Por su parte las rocas de origen organógeno y bioquímico, se forman, las primeras por la acumulación de restos orgánicos muertos, mientras que las segundas se originan durante la acumulación y posterior putrefacción de restos de plantas, vegetales y materia orgánica.

### Ferrolitas y Alitas

Son rocas sedimentarias en cuya composición intervienen soluciones enriquecidas en Fe (ferrolitas) y en Fe y Al (alitas). Estas rocas se caracterizan por formar cortezas de intemperismo, que en el caso de las alitas pueden alcanzar grandes espesores (lateritas y bauxitas).

### Ferrolitas

El hierro por ser uno de los elementos más abundantes y de mayor distribución en la corteza terrestre, se encuentra en casi todos los tipos de rocas. La presencia del Fe es evidente en las rocas coloreadas de rojo o de café (óxido de Fe). El color indica más que la abundancia, el estado de oxidación y combinación del Fe. Los minerales de Fe más comunes en las rocas sedimentarias son la limonita, hematita, siderita, glauconita, pirita y la magnetita.

Las ferrolitas son rocas raras, aunque muy comunes en las formaciones de hierro de edad antigua. Estas rocas son de importancia económica, pues constituyen menas industriales de hierro. Es muy difícil definir las rocas sedimentarias enriquecidas en Fe, ya que este término abarca un grupo de rocas de características mineralógicas y estructuras muy diversas. Como ferrolitas, se designan solamente aquellas rocas en las que la concentración de Fe supera el 15% o aproximadamente el 21,3% de  $Fe_2O_3$ .

Más de las 3/4 partes de todas las reservas mundiales de Fe, son yacimientos de origen sedimentario. La composición mineralógica de estas rocas se representa por óxidos e hidróxidos de Fe, carbonatos de Fe, silicatos y sulfuros. De acuerdo con esta composición las ferrolitas se dividen en: oxidicas, silicatadas, carbonatadas y sulfidicas.

Las *ferrolitas oxidicas* se representan, principalmente, por hematita ( $Fe_2O_3$ ). Son rocas criptocristalinas de color pardo, amarillo o rojo pardusco, con un gran peso específico. La estructura de estas rocas es la oolítica y en ocasiones pisoolítica o pseudoolítica. Estas oolitas se encuentran cementadas por un material carbonatado o arcilloso, o por el mismo material de hierro.

Dentro de este grupo, entran las llamadas areniscas ferruginosas, cuyo cemento está constituido por hematita, principalmente. También se encuentra dentro de este grupo limonita, la que forma concreciones oolíticas y, además, magnetita, que se origina durante la diagénesis por pérdida de agua de la limonita.

Los depósitos de ferrolitas oxidicas se forman en condiciones de oxidación sobre la roca madre (rocas básicas), que forman superficies de intemperismo (sombrosos de Fe). La textura de estas rocas es oolítica, masiva y raras veces estratificada.

Las *ferrolitas silicatadas* son rocas constituidas, principalmente, por glauconita y chamosita (clorita ferruginosa), de color verdoso a negra. Con frecuencia se presentan con estructura oolítica. Las oolitas de glauconita, generalmente, son de color verde brillante y al oxidarse pasan a limonita por lo que adquieren un color pardo-ocre. Estas rocas tienen origen marino, donde prevalecen condiciones reductoras. Las oolitas de chamosita son, relativamente, blandas y por eso en las secciones delgadas se pueden ver mecánicamente deformadas y aplastadas. El material cementante de estas rocas, casi siempre es la misma glauconita o la chamosita mezclada con siderita. Se pueden encontrar en el cemento pequeños fragmentos detríticos de cuarzo.

Las *ferrolitas carbonatadas* son rocas que tienen como mineral principal a la siderita ( $FeCO_3$ ). Son de origen marino, de aguas someras, donde no existen condiciones, fuertemente oxidantes. Además de siderita estas rocas pueden contener calcita y dolomita. Son rocas criptocristalinas. Una roca representante de este grupo es la llamada caliza ferruginosa, donde los fragmentos de fósiles, se sustituyen por siderita o hematita.

La roca llamada esferosiderita, es una roca arcillosa carbonatada, en la cual la siderita forma pequeñas concreciones oolíticas, que se cementan por un material arcilloso. Las ferrolitas carbonatadas forman depósitos interstratificados con otros sedimentos marinos de poca profundidad.

Las *ferrolitas sulfidicas* se caracterizan por la presencia de sulfuros de Fe (pirita y marcasita). Estos sulfuros de Fe, pueden estar en las rocas, en forma diseminada, segregadas en masas nodulares, remplazando fósiles, etc. Se forman por lo general, en aguas estancadas, pobres en  $O_2$ , mal aereadas. La pirita, es el resultado de procesos bioquímicos que se derivan de la proliferación de bacterias en el material orgánico en putrefacción, el cual libera entre otros gases  $SH_2$ . En estos tipos de depósitos las ferrolitas se encuentran asociadas con rocas arcillosas y calizas negras (bituminosas).

### Origen del Fe

Las condiciones de formación de las menas ferrolíticas son muy complejas. El Fe es uno de los elementos menos móviles. Generalmente, se acumula en el lugar

de descomposición de las rocas. Se determinó que el Fe, que contiene las ferrolitas, es el resultado de la descomposición de los minerales de Fe presentes en las rocas primarias que sufrieron los procesos del intemperismo químico, o que lo aportaron las soluciones hidrotermales.

El Fe, frecuentemente, se acumula en condiciones continentales en suelos, pantanos y lagos. Las menas de Fe lacustres y palustres, son las más distribuidas, aunque no forman grandes yacimientos. El Fe se acumula, también, en condiciones marinas. Sin embargo, las condiciones de formación del Fe marino, aún no están del todo esclarecidas. En general, el Fe forma yacimientos residuales en las lateritas o concentraciones pobres en la *terra rossa* sobre las calizas.

Las condiciones de oxidación y reducción darán lugar a la formación de limonita y hematita (condiciones oxidantes) y pirita (condiciones reductoras). Con estas últimas, también, se relacionan las menas ferrolíticas de chamosita.

#### *Importancia geológica de las ferrolitas*

Algunos yacimientos de Fe surgen como consecuencia de las exhalaciones volcánicas submarinas y se conocen como yacimientos submarinos exhalativos. Grandes yacimientos de menas de Fe se presentan en Krivoi Rog (plataforma rusa), en el escudo Canadiense, plataforma brasileña, etc., donde forman grandes espesores. Los yacimientos de Fe, también, están vinculados a los geosinclinales, por ejemplo, los de jaspilita y taconita, rocas constituidas por  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , fundamentalmente.

#### *Distribución en Cuba*

En Pinar del Río, Isla de la Juventud, Santiago de Cuba, Holguín; La Sierpe en Sancti Spiritu, aunque la gran mayoría de ellas son oxidicas.

### **Alitas**

Así se llaman las rocas formadas, principalmente, por hidróxidos de Al y Fe. Los minerales de Al y Fe, en particular los coloides, se originan casi en su totalidad en la corteza de meteorización, durante la descomposición química de las rocas y solo en contados casos se transportan en forma de soluciones coloidales. Dentro de este grupo de rocas se encuentran: bauxitas y lateritas.

Las *bauxitas* tienen gran importancia práctica. Se forman a partir de sedimentos químicos especiales, cuya precipitación ocurre muy localmente. Esta precipitación se relaciona con las condiciones físico-químicas especiales. La precipitación ocurre a partir de soluciones coloidales enriquecidas en hidróxidos de Al, fundamentalmente.

Las bauxitas son rocas residuales, que se transportan con frecuencia a cortas distancias y están formadas, preferentemente por minerales ricos en Al (40-65% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), representados por bohemita, cliaquita, diáspora y gibbsita y, además, pequeñas cantidades de minerales arcillosos y óxidos e hidróxidos de Fe.

La composición mineralógica de las bauxitas consiste, principalmente, en hidróxidos de Al, pero estos pueden estar separados o, formando combinaciones, por ejemplo existen bauxitas, constituidas, fundamentalmente, por bohemita; mientras que otras están representadas por una mezcla de cliaquita, diáspora y gibbsita. Son rocas criptocristalinas, similares a las arcillas, su coloración es variada: claras, grises, amarillentas, oscuras, rojos pardos y pardos.

Las bauxitas jóvenes (recientes) son blandas, mientras que las antiguas, son duras. Por su composición mineralógica, se dividen en dependencia de la proporción que presenten de gibbsita, bohemita y diáspora. Para la determinación de estos minerales, es necesario utilizar métodos físicos de análisis: rayos X, espectral, ATD, ATG, etc., ya que es casi imposible determinarlos bajo el microscopio petrográfico en secciones delgadas.

Las estructuras y texturas de las bauxitas son diferentes. Además de la estructura pelitomórfica homogénea, se desarrollan las estructuras oolíticas y pseudoolíticas. La composición del cemento de estas oolitas y pseudoolitas, es de hidratos de aluminio. La textura común de las bauxitas es la oolítica. Raras veces se desarrolla la textura estratificada.

#### *Origen*

Las bauxitas se forman como resultado de diferentes procesos geológicos. Su formación comienza con los procesos de intemperismo químico a partir de las rocas feldespáticas en condiciones climáticas especiales, fundamentalmente, tropicales donde el agua de lluvia circula de forma continua durante largos periodos a través de rocas aluminicas. Se derivan de diferentes rocas, entre las que figuran las sienitas, sienitas nefelinicas, pegmatitas graníticas, sedimentos arcósicos y rocas de composición básica a media en particular el gabro y el basalto. Se reconocen por su carácter terroso, su color rojo pardo, y su textura.

El nombre proviene de la región Baux en Francia. Las hay asociadas a rocas carbonatadas que forman *terra rossa* (arcilla roja) y constituyen el residuo insoluble de la descomposición de las calizas.

#### *Distribución en Cuba*

En los últimos años, se descubrieron cortezas de intemperismo bauxíticos en Cuba. La primera de ellas se localizó en la región de Sierra Azul, Pan de Guajabón, provincia Pinar del Río. También, se estableció la presencia de productos bauxíticos en el norte de la Sierra de Cubitas en la provincia Camagüey, y en los últimos años se descubrieron manifestaciones de lateritas bauxíticas en las regiones de Quemado del Negro, Moa, en la provincia Holguín y Alto de la Clarita en la provincia Guantánamo.

Las *lateritas*, son las rocas eluviales rojas, que forman potentes cortezas de intemperismo, y están situadas en las zonas tropicales. Estas rocas se caracterizan por poseer cierta porosidad, permeabilidad, textura pisoolítica y nodular. La composición química se representa por óxidos e hidróxidos de Fe y Al que prevalecen sobre el Si. Las lateritas se diferencian de las arcillas en que no producen absorción de agua, y si se mezcla con esta no dan una masa plástica.

El espesor de las lateritas varía desde algunas decenas de metros hasta 100 m. Generalmente, se forman a partir de rocas básicas y ultrabásicas en regiones de clima húmedo con un relieve suave, poco inclinado o por descomposición química de las rocas enriquecidas en Fe y Al que dan lugar a la formación de suelos residuales; son de color rojo y van a formar concreciones de limonita, principalmente.

El perfil típico de las lateritas, se representa por los siguientes productos de arriba hacia abajo (fig.13).

Hacia abajo donde los procesos de meteorización son débiles, las lateritas pasan a productos arcillosos. Durante la formación de las lateritas ocurre la eliminación

de  $\text{SiO}_2$  que se halla en suspensión en las soluciones, lo que origina la precipitación inmediata de los óxidos e hidróxidos de Fe y Al. Esta eliminación es el resultado de la lixiviación.

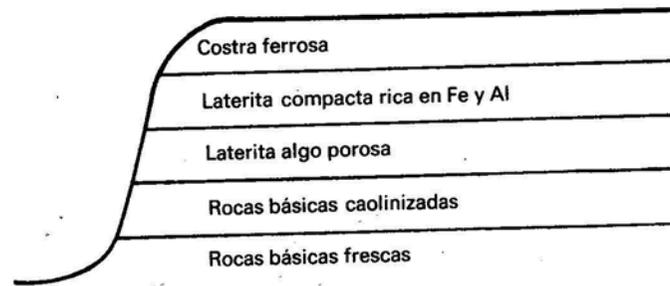


Fig. 13 Perfil típico de las lateritas

Las lateritas desarrolladas sobre serpentinita contienen con frecuencia cantidades considerables de Ni y Co. El nombre de laterita se deriva de la palabra latina *later*, ladrillo. Ocupan un área de alrededor 400 km<sup>2</sup>. Son de edad Plioceno-Cuaternaria (fig.14).

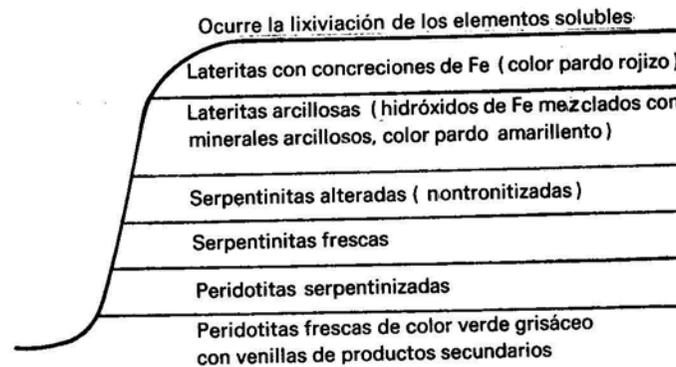


Fig. 14 Perfil de las lateritas cubanas

Las lateritas en Cuba representan nuestra más grande riqueza mineral y sus reservas son consideradas como unas de las mayores del mundo. Se calcula que en nuestro país existen unos 4 500 millones de toneladas de lateritas, con alto contenido de Ni y Co, constituyen, además, una fuente de suministro de Fe y se desarrollan sobre peridotitas serpentinizadas. En ocasiones surgen a partir de gabros, pero estos no contienen Ni y Co, sino están enriquecidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

#### Distribución en Cuba

Las cubiertas de lateritas en Cuba son corrientes y típicas. Gran importancia revisten las cortezas de intemperismo de la parte NE de la provincia Holguín. También, en Pinar del Río y en la Meseta de San Felipe provincia Camagüey se han encontrado lateritas.

## Manganolitas y Silicitas

Son rocas sedimentarias constituidas, principalmente, por óxidos e hidróxidos de Mn (manganolitas) y por ópalo, calcedonia y cuarzo (silicitas). Esta última también tiene un origen bioquímico (diatomitas, radiolaritas). Estas rocas, tienen gran importancia económica y, en general, son bastante comunes.

### Manganolitas

Las menas sedimentarias de Mn, se distinguen en dependencia de su composición mineralógica. Las más distribuidas son las que están constituidas por óxidos e hidróxidos de Mn (pirolusita  $\text{MnO}_2$ ) y psilomelano (hidróxidos de Mn y Ba), con textura pisoolítica. Se conocen también las menas carbonatadas y silico-pirolusíticas.

Se definen las *manganolitas*, como aquellas rocas constituidas por óxidos e hidróxidos y, también, por carbonatos de Mn. Tienen en gran parte un origen marino y se relacionan genéticamente con los sedimentos químicos de composición silícea. Cerca de la línea de la costa, se forman las menas psilomelano-pirolusíticas, pero a medida que aumenta la profundidad de la cuenca se transforman en rocas carbonatadas.

Las manganolitas tienen propiedades similares a las ferrolitas y, raramente, forman concentraciones considerables. Aunque el Mn es un elemento poco móvil, sus hidróxidos se precipitan en el lugar donde ocurrió el intemperismo, por lo que forman yacimientos residuales. En otras ocasiones, se pueden transportar en suspensión o en forma coloidal, penetrando estos coloides a gran distancia en el medio marino donde coagulan y precipitan a pH elevado (8,5).

Los yacimientos de Mn necesitan para su formación de un relieve suave para la más rápida acumulación de los productos de la descomposición química.

#### Origen del manganeso

Las rocas eruptivas de composición básica, descompuestas químicamente, constituyen la fuente primaria de coloides de manganeso, ya que contienen una proporción más elevada de este que otras rocas. En la mayoría de los casos, el mineral primario de las manganolitas, es la redocrosita ( $\text{MnCO}_3$ ) y presenta colores claros semejantes a las calizas. Durante los procesos de oxidación superficial estas rocas se convierten en menas negras típicas de manganeso a causa de la formación de pirolusita y psilomelano) y, además son porosas.

Las menas primarias de psilomelano y pirolusita, son rocas de color negro, criptocristalinas y en muchas ocasiones la estructura oolítica y pseudoolítica es predominante en estas rocas. Algunas variedades tienen aspecto semifrías y tiznan las manos. También, se desarrollan los tipos concrecionarios (nodulares).

Las menas silíceas-pirolusíticas, son semejantes a las anteriores por su estructura, pero se caracterizan por una mezcla de ópalo, calcedonia y cuarzo, singenéticos.

Prácticamente, no hay yacimientos eluviales de menas de manganeso, ya que el contenido de este en las rocas primarias es muy pequeño. En general, las texturas de estas menas son oolíticas, pisoolíticas, nodulares y masivas.

### Distribución en Cuba

Se localizan en Ponupo (La Maya), El Cristo, en la provincia de Santiago de Cuba; en Charco Redondo y en Granma. Estos yacimientos se vinculan con el vulcanismo submarino de edad Eoceno medio, por lo que no se consideran, estrictamente, sedimentarios. Los yacimientos más grandes se encuentran en la URSS, en Nikopol, Chiatura, de edad Oligoceno.

### Silicitas

Así se denominan a las rocas silíceas de origen químico y bioquímico. Estas rocas sedimentarias se componen, totalmente, de sílice singenético, en forma de ópalo, calcedonia y cuarzo. Están poco distribuidas, pero en algunas regiones determinan su estructura geológica.

#### Composición mineralógica de las silicitas

El papel esencial, lo desempeñan algunas de las formas de  $\text{SiO}_2$ , tales como: el ópalo, la calcedonia y el cuarzo. El ópalo, es la variedad amorfa de la sílice; con el tiempo tiende a recristalizar en forma de calcedonia y esta a su vez, a cuarzo, por lo que el ópalo apenas se encuentra en las rocas antiguas, mientras que las jóvenes, presentan ópalo y calcedonia.

Además de estos minerales principales, como componentes accesorios se encuentran, carbonatos, pirita, hematita y otros.

#### Origen y fuentes del $\text{SiO}_2$

Es uno de los compuestos poco móviles. De los productos de descomposición es llevado en concentraciones pequeñas mediante soluciones químicas y coloidales. A pesar de estar en pequeñas cantidades en las aguas marinas, algunos organismos tienen la capacidad de extraer la sílice para la construcción de sus caparazones, por ejemplo, algas diatomeas, radiolarios y esponjas silíceas.

Otra parte de la sílice se precipita inorgánicamente. Las preguntas básicas que conciernen al origen de los sedimentos silíceos son las siguientes: ¿cuáles son las fuentes de suministro de tanta cantidad de sílice soluble contenida en estos sedimentos? y ¿cómo ha llegado a concentrarse en los sedimentos silíceos más puros?

Estas preguntas actualmente no pueden contestarse de manera satisfactoria. Parte de la sílice resulta de la descomposición de silicatos por el intemperismo. La cantidad de sílice obtenida por este medio, es mayor si la descomposición tiene lugar en regiones de suave relieve y clima tropical a subtropical.

Otras fuentes de  $\text{SiO}_2$  son las erupciones volcánicas antiguas. Esto lo indica el hecho de que algunas rocas silíceas se encuentran relacionadas con diferentes rocas volcánicas y sus productos piroclásticos. Esta sílice proviene de las fuentes postvolcánicas calientes que al mezclarse con el agua de mar dan lugar a la precipitación del  $\text{SiO}_2$ . Otro índice de este hecho, es la relación de potentes sedimentos de diatomitas con los productos de las erupciones volcánicas submarinas, como ocurre en Argelia.

Según su origen, las rocas silíceas se dividen en: químicas, organógenas y criptogenéticas.

**Silicitas químicas.** Se forman como resultado de la precipitación del sedimento a partir de una solución enriquecida en  $\text{SiO}_2$ . Entre estos se encuentran: geisseritas, jaspes y tripolitas.

Las *geisseritas* provienen de las deposiciones silíceas a partir de los géisseries y manantiales postvolcánicos. Son rocas porosas, ligeras, de colores claros (amarillo-blancuzco) compuestas, principalmente, por diminutas fibras o concreciones de ópalo. Como impurezas se presentan la limonita y otros óxidos. Están presentes en las zonas de actividad termal y vulcanógenas.

Los *jaspes* son rocas masivas, no estratificadas, muy duras, con colores diversos, los cuales dependen de los minerales de Fe presentes en estas rocas, que le ofrecen colores vistosos. Por su gran dureza, sus colores vistosos y la carencia de agrietamiento, se utilizan como materiales decorativos.

La composición del jaspe se representa por bandas de cuarzo criptocristalino que resultan de la recristalización de la calcedonia, las cuales se alternan con bandas de hematita. Presentan estructura criptocristalina.

Las *tripolitas* por su aspecto exterior, son muy similares a las diatomitas. Son rocas friables, de color blanco, porosa. Bajo el microscopio se observa que están constituidas por pequeños corpúsculos de ópalo. Se pueden encontrar pequeñas cantidades de minerales arcillosos y minerales clásticos, en forma de mezcla.

**Silicitas organógenas.** Las rocas silíceas organógenas, están representadas por tres tipos principales: diatomitas, radiolaritas y espongolitas.

Las *diatomitas* se componen casi totalmente, de placas y conchas de algas diatomeas (constituidas por ópalo). A los depósitos no consolidados de diatomeas se les llama *tierra de diatomeas*. Por su aspecto exterior las diatomitas son de color blanco, o más bien amarillosas, son muy ligeras, porosas y friables. Bajo el microscopio las algas diatomeas presentan aspectos diversos. Son como celdas de una red, con diferentes formas: circulares, triangulares, etc., constituidas de ópalo, que dan lugar a una masa casi isotropa.

Además de las algas diatomeas, las diatomitas presentan pequeñas cantidades de minerales arcillosos, cuarzo detrítico, zircón, espículas de esponjas y radiolarios. Las diatomitas son de aguas dulces y marinas. Son típicas de sedimentos abisales, que forman el lodo de diatomeas, donde las aguas frías con gran cantidad de  $\text{CO}_2$  disuelto impiden el desarrollo amplio de sus competidores, los organismos calcáreos.

Las *Radiolaritas* se componen casi, totalmente, de esqueletos de radiolarios. Estos esqueletos se caracterizan por tener forma regular o globular. Están constituidas por ópalo. Los esqueletos de los radiolarios se destruyen fácilmente y por eso las actuales radiolaritas se conocen poco. Por su aspecto exterior se asemejan mucho a las diatomitas, por lo general, son muy duras y las diatomitas muy blandas.

Las radiolaritas son típicas de regiones profundas, abisales. Además de esqueletos y testas de radiolarios presentan espículas de esponjas, minerales clásticos (cuarzo, feldespatos, etc.), minerales arcillosos y en ocasiones, calcita. Los depósitos de radiolarios no consolidados reciben el nombre de *tierra de radiolarios*.

Las *Espongolitas* se llaman así a las silicitas que se componen, fundamentalmente, de espículas de esponjas. Son rocas relativamente raras. Pueden contener hasta un 30% de material clástico. Junto con las espículas de esponjas o fragmentos de ellas. Las espículas tienen forma de varilla, recta o curva, simple o ramificada, pero siempre con un canal axial característico.

Las secciones transversales y circulares de estas varillas tienen diámetros de 0,05-0,1 mm. Las espongolitas pueden ser friables y compactas, en las cuales las espículas y el material clástico presentes en ellas están cementados por ópalo. El ópalo se transforma, parcialmente, por la recristalización en calcedonia. Macroscópicamente las espongolitas son de colores oscuros y, además, son porosas.

*Silicitas criptogenéticas.* Son silicitas, cuyo origen no es aún bien conocido. A este grupo de rocas pertenece: el pedernal.

El *perdernal* es una de las silicitas más comunes y corrientes. Típicamente, son rocas estratificadas, con frecuencia intercaladas con calizas. Son muy duras, con colores variados (negro, rojizo, etc.), y fractura concoidea característica. Estas rocas son de origen dudoso, ya que algunas veces muestran restos de fósiles (radiolarios) que indican un origen orgánico, mientras que otras veces están constituidas por un agregado criptocristalino de calcedonia, que evidencia un origen químico.

Algunos petrólogos consideran que el perdernal resulta de la precipitación química de la sílice en condiciones marinas como consecuencia de la actividad volcánica submarina. Existen algunos de textura oolítica o concrecionaria, y reciben el nombre de *horsteno*. El *flint* es la variedad negra del pedernal y que, además, presenta fractura concoidea. Está constituido por cuarzo y calcedonia, tiene estructura criptocristalina y generalmente, forma nódulos en las calizas y en las cretas.

A los pedernales también se les designa *chert*, desde el punto de vista mineralógico están constituidos por una mezcla de ópalo, calcedonia y cuarzo. Por lo general, presentan estructura criptocristalina y en ocasiones muestran una laminación o alternancia de estos minerales.

A medida que aumentan las impurezas, los pedernales pasan, gradualmente, a porcelanitas que es un pedernal impuro, el cual presenta grandes cantidades de carbonatos y minerales arcillosos. Son menos densas que los pedernales y, además, son microporosas.

#### *Texturas y estructuras de las silicitas*

Algunas silicitas presentan texturas y estructuras oolíticas. Estas silicitas son de origen químico y reciben el nombre de silicitas oolíticas.

Las diatomitas y radiolaritas presentan texturas, generalmente, masivas. Su estructura es organógena. El pedernal presenta textura masiva y en ocasiones estratificada. La estructura es criptocristalina. El jaspe presenta textura masiva y su estructura es criptocristalina, en ocasiones bandeada (alternancia de cuarzo o calcedonia, con hematita).

#### *Distribución en Cuba*

Se han encontrado pedernales pardos, estratificados con calizas del Cretácico superior en Rancho Veloz y Buenavista, en Villa Clara. En formas de concreciones (*horsteno*) en rocas margosas pertenecientes a la formación Toledo, Marianao, Ciudad Habana (de edad Eoceno inferior). También, se han encontrado radiolaritas (con frecuencia carbonatizadas) en diversas localidades del país.

Por último, se debe destacar el hallazgo en Cuba de troncos de árboles fosilizados, totalmente, silicificados (opalizados). Estos hallazgos se encuentran en diversas localidades y sus condiciones de formación y su época aún no están bien esclarecidas.

### **Calizas y Dolomitas**

Las rocas carbonatadas son aquellas compuestas total o casi, enteramente, de carbonatos. Las más distribuidas son las calizas y dolomitas. Otras rocas carbonatadas son: las margas, las cretas y las transiciones entre calizas y dolomitas. La

composición mineralógica de estas rocas son la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y la dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , principalmente. Además de estos carbonatos, pueden estar presentes siderita ( $\text{FeCO}_3$ ), aragonito ( $\text{CaCO}_3$ ) y magnesita ( $\text{MgCO}_3$ ). Estos minerales no son esenciales y, raras veces están presentes en los sedimentos calcáreos.

Otros muchos minerales, además de los carbonatos pueden estar presentes en las rocas carbonatadas. Algunos estarán en forma clástica o detrítica como el cuarzo y minerales de la arcilla. También pequeños cristales de feldespatos, yeso, piritita, glauconita, etc., y minerales bituminosos, que le dan un color característico. Para clasificar una roca como calcárea, debe contener un mínimo de 50% de minerales carbonatados.

### **Calizas**

Su composición mineralógica se representa, fundamentalmente, por calcita, que es el carbonato de calcio estable y el aragonito presente en los restos orgánicos. Las calizas se distinguen por su aspecto exterior, su textura y su estructura.

#### *Origen*

Se forman, principalmente, por la precipitación química directa del carbonato de Ca, que es uno de los compuestos que precipita más rápido a causa de su movilidad y los cambios físico-químicos en las condiciones de sedimentación. Ejemplos de calizas de origen químico son: estalactitas, estalagmitas y calizas oolíticas. Estas rocas de origen químico se forman, principalmente, en aguas someras y calientes.

Además de un origen químico, las calizas tienen origen orgánico, o sea, las que se forman como consecuencia de la acumulación de restos orgánicos. Estas rocas son las más abundantes y comunes. De acuerdo con su origen las calizas se dividen en: químicas, organógenas, clásticas y criptogenéticas.

*Calizas químicas.* En este grupo se ubican: oolíticas, travertinas, criptocristalinas, cristalinas y margas.

Las *oolíticas* se componen total o casi, totalmente, de oolitas calcáreas. Ellas se forman en agua someras y calientes, cerca de las costas donde el oleaje es mayor. En estas condiciones el carbonato precipita alrededor de un centro o núcleo, formando las oolitas. Hay calizas oolíticas que se forman a mayores profundidades, están estrechamente relacionadas con las calizas detríticas y organógenas. No siempre estas calizas se determinan a simple vista.

Esta estructura es bien visible cuando las oolitas son mayores de 1 mm y están bien cementadas. Con frecuencia, las calizas oolíticas recristalizan completamente y se transforman en microgranulosas, en las que son visibles solamente las huellas de la estructura oolítica primaria (huellas concéntricas). Las calizas oolíticas son muy comunes, menos abundantes son las pseudoolíticas.

Las *travertinas* son rocas porosas, de color claro, amarillenta o gris blancuzca. En estas se encuentran residuos vegetales o huellas de tallos y hojas. Estas rocas carbonatadas se forman como consecuencia de la precipitación del carbonato de Ca a partir de aguas termales y frías.

Comúnmente, forman depósitos calcáreos en las cuevas, cavernas y lechos de los ríos, presentan en ocasiones textura bandeada. La estructura más característica de ellas es la de crustificación y en menor grado la granulosa. Son porosas y pre-

sentan fractura concoidea. Poseen bajo peso específico (son muy ligeras), tienen edad cuaternaria.

Las *criptocristalinas* aparecen como resultados de la precipitación del material pelitomórfico (lodo calcáreo) y la posterior recristalización de este. Esta recristalización es solamente parcial y muy débil, lo que confiere a la roca poco grado de compactación. Estas calizas se componen de pequeñísimos granos, cuya granulometría es aproximadamente de 0,01 mm. Su estructura es criptocristalina. Su textura es masiva, aunque algo deleznable.

Las *cristalinas* surgen como consecuencia de la total recristalización del fango calcáreo. Son las más comunes y, también, una de las más distribuidas. Su coloración es blanca, gris, amarillenta, rojo-pardo, e incluso negra; esto depende del contenido de impurezas que ellas contengan.

Generalmente, son masivas y muy pocas veces estratificadas. Bajo el microscopio los granos de calcita son irregulares (granulosas). Acompañando este tipo de caliza puede estar presente la glauconita, también, minerales detríticos (cuarzo, feldspatos, etcétera). En menor cantidad se pueden presentar pequeños granos de dolomita, aunque en raras ocasiones.

Las *margas* están, ampliamente, distribuidas en Cuba. Estas no son más que la mezcla de carbonato de calcio y materiales arcillosos. Originalmente se definió a la marga como una roca de origen químico que se forma en aguas dulces, después el término se amplió para aplicarlo también a las de origen marino. Las margas se denominan, comúnmente, como acumulaciones carbonatadas friables. Bajo el microscopio presentan granos muy finos. La textura es masiva, aunque son friables y deleznales. Por procesos diagenéticos se endurecen como las calizas.

Al disolver estas rocas mixtas en HCl y sobre la base del tanto por ciento del residuo arcilloso obtenido, se establecen las siguientes series (según Pettijohn), caliza pura (0-10%), calizas margosas (10-40%), marga (40-70%), arcilla margosa (70-90%), arcilla pura (90-100%).

**Calizas organógenas.** Las calizas organógenas en dependencia de su origen se dividen en: autóctonas y alóctonas. Esta división de las calizas es muy usada por Pettijohn.

Las calizas autóctonas, están constituidas por restos orgánicos que no se han transportado desde el lugar en que vivieron y murieron, o sea, se han formado por la acumulación *in situ* de organismos. Dentro de las calizas autóctonas tenemos: biohermas y biostromas.

Las *biohermas* forman un grupo de calizas organógenas, muy abundantes. Constituyen cuerpos en forma de promontorios o cúpulas que se elevan desde el fondo marino. Estas biohermas son llamadas también arrecifales. Son muy resistentes al oleaje y en ocasiones forman islas. En estado fósil estas construcciones se manifiestan en forma de lentes que pasan, lateralmente, a calizas estratificadas. Los componentes fósiles más abundantes son las algas marinas, corales y foraminíferos.

Las *biostromas* son calizas autóctonas que poseen mayor extensión que las biohermas y también una estratificación bien marcada. Su composición es semejante a las biohermas.

Las calizas organógenas se reconocen, fácilmente. Bajo el microscopio se determinan los constituyentes fosilíferos, ya que, generalmente, las conchas y restos orgánicos están enteros y bien conservados. Los restos orgánicos están cementados

por un agregado criptocristalino o pelitomórfico de composición calcárea y, muchas veces, recristalizadas. La estructura principal es la organógena, pero si, además existe material pelitomórfico, material detrítico, etc., se combinan las siguientes estructuras: órgano-pelitomórfico y órgano-detrítico.

Las calizas alóctonas son las que han sufrido transporte, por lo que los constituyentes organógenos se presentan destruidos, despedazados y forman acumulaciones orgánicas fragmentarias. En la práctica, diferenciar fenómenos autóctonos de alóctonos resulta difícil, sobre todo, cuando los fósiles son escasos o están ausentes.

**Calizas clásticas.** Constituidas por la acumulación de restos de rocas que sufren procesos parecidos a las rocas clásticas normales y se cementan más tarde por calcita. Estas calizas presentan fragmentos de organismos. La estructura general es la clástica o detrítica. Además de fragmentos de rocas y organismos, las calizas detríticas, también, presentan materiales terrígenos, tales como: cuarzo y feldspatos.

Las calizas detríticas se forman en las zonas cercanas a las costas, donde llegan materiales clásticos continentales. El material calcáreo presente en las rocas calcáreas detríticas, es imposible relacionarlo con las rocas clásticas sedimentarias comunes. En primer lugar el material calcáreo es inestable sobre la superficie terrestre y se vuelve estable en cuencas donde al acumularse se mezcla con el lodo calcáreo, químicamente, sedimentario. En segundo lugar, su formación, con frecuencia está cerca de la roca inicial, la que es sometida a la destrucción y redeposición como consecuencia de la erosión marina. Las dimensiones y las formas de los fragmentos no son constantes para cada caliza, estos parámetros pueden variar. En las calizas clásticas o detríticas de fragmentos gruesos, donde las dimensiones de estos últimos se miden en cm, la estructura puede ser visible sin el microscopio. Las de detritos medianos se reconocen en gran parte solo bajo el microscopio.

En estos tipos de calizas la forma de los detritos no siempre es angular. A pesar de que el material detrítico no sufre un transporte considerable, el aplastamiento o desgaste de estos fragmentos calcáreos, por ser una roca blanda, generalmente, es bastante bueno.

El material cementante muchas veces recristaliza. Esta recristalización parcial de la roca, provoca la desaparición de los límites entre el cemento y los fragmentos, lo que implica que se vuelvan imprecisos.

Las calizas de detritos pequeños menores de 0,3-0,5 mm, incluso bajo el microscopio, se determinan con dificultad, ya que su estructura fragmentaria o detrítica, desaparece bajo una incipiente recristalización y se parecen a las calizas criptocristalinas de origen químico.

**Calizas criptogenéticas.** Son de origen dudoso, este grupo es poco representativo y en la mayoría de los casos no hay índices que indiquen, directamente, su origen, por ejemplo, las calizas pelitomórficas, que son de grano fino, tienen un origen incierto, puesto que en algunos casos es posible registrar la presencia de restos de fósiles muy pequeños y que al parecer se han redisueltos, pero otras veces no se observan los fósiles, sino que se aprecia un precipitado muy fino de material calcáreo, que, aparentemente, presenta un origen químico.

La creta es una caliza friable, de color blanco, de grano fino, porosa, poco endurecida; esta se compone, principalmente, de restos de foraminíferos, moluscos, espículas de esponjas y testas de radiolarios. La creta es de origen orgánico, con material arcilloso en muy poca cantidad. Son típicas de regiones de plataforma.

Independientemente, de si se forma o no una u otra caliza a partir del lodo calcáreo o a partir de los fragmentos calcáreos, etc., lo importante en su proceso de formación son las condiciones fisico-químicas de acumulación como resultado de la actividad química.

Cuando se alteran los minerales primarios, tales como: las plagioclasas y otros minerales calcáreos, el Ca se traslada en solución y se lixivia. Más tarde se transporta por las aguas superficiales en forma de  $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$ . En general, casi todo el material carbonatado se traslada al mar, donde ocurre la precipitación del sedimento. Para que precipite el bicarbonato de Ca y sedimente el carbonato de Ca son necesarias determinadas condiciones fisico-químicas. Estas condiciones se pueden determinar en primer lugar por el contenido de  $\text{CO}_2$  disuelto en el agua, cuya reacción es:



Esta es reversible y puede ir a la derecha, cuanto menos sea el contenido de  $\text{CO}_2$ . El contenido de  $\text{CO}_2$  y en particular su presión parcial dependen de la temperatura del agua, al incrementarse esta, la disolución de  $\text{CO}_2$  disminuye, por eso, la elevación de la temperatura contribuye a la precipitación del sedimento calcáreo. También, participa en la eliminación del  $\text{CO}_2$ , el movimiento del agua, sobre todo, en la zona de resaca (línea costera). Aquí se formarán las calizas oolíticas y algunas calizas organógenas.

Interviene, además, en la eliminación del  $\text{CO}_2$ , la actividad de los organismos. Sin embargo, no solo la eliminación de  $\text{CO}_2$  influye en la sedimentación del material calcáreo. Algunas bacterias al descomponerse desprenden combinaciones nitrogenadas, en forma de amoníaco y, esto contribuye a la descomposición del bicarbonato de Ca según la reacción:



El amoníaco se obtiene durante la descomposición de los organismos después de muertos.

#### *Procesos diagenéticos que sufren las calizas*

Las calizas pueden perder sus características primarias (estructuras, texturas, etc.), durante los procesos diagenéticos, y muchas veces, la acción de estos provoca, que en ocasiones no se pueda establecer correctamente el origen de las rocas.

Los fenómenos diagenéticos más comunes son: recristalización, metasomatismo, segregación, compactación y autogénesis.

**Recristalización.** Es uno de los procesos diagenéticos más frecuentes en las calizas, consiste en la formación de cristales mayores a partir de la recristalización de los pequeños, por ejemplo, la recristalización del fango calcáreo. La recristalización, también, puede ocurrir posteriormente, a la sedimentación, por ejemplo, durante los procesos tectónicos.

**Metasomatismo.** Aún no se ha determinado en qué momento ocurre el proceso de metasomatismo en las calizas, aparentemente este fenómeno ocurre durante la deposición y diagénesis o mucho tiempo después.

El proceso de metasomatismo consiste en la sustitución del Ca por el Mg. A este proceso, también, se le llama dolomitización y durante este las calizas pasan gradualmente a dolomitas.

**Segregación.** Durante este proceso diagenético ocurre la formación de oolitas y pisoolitas.

**Compactación.** Las calizas jóvenes se caracterizan habitualmente por su considerable porosidad, mientras que las calizas más antiguas adquieren durante la diagénesis un carácter compacto y denso. Durante el proceso de compactación se forman los microestilolitos.

**Autogénesis.** Durante la diagénesis, en las calizas tiene lugar una amplia migración de materiales, pero la  $\text{SiO}_2$ , es uno de los más comunes y lo hace en forma coloidal, al sustituir al carbonato en las concreciones oolíticas y reemplazándolo en los fragmentos orgánicos. Gran parte de la  $\text{SiO}_2$  precipita, directamente, bajo la forma de cuarzo autígeno, a veces con contornos idiomórficos; también se forman feldespatos autígenos. Su carácter autígeno se reconoce porque rompen la estructura primaria de la roca, cortan los elementos estructurales como las oolitas, restos de fósiles, etc., además, por su forma idiomórfica.

#### *Relaciones entre el ambiente de deposición y las calizas*

Las calizas permiten en muchos casos, conocer el ambiente donde ocurrió la sedimentación. De este modo, las travertinas, indican un ambiente de deposición de aguas dulces, manantiales, etc. Las calizas organógenas con fauna bentónica (altas, artejos de crinoideos, etc.), son índices de aguas neríticas, someras. Las calizas oolíticas, son costeras o de litoral. Las fangosas o pelitomórficas son de aguas neríticas profundas.

Las calizas organógenas con fauna planctónica, generalmente margosas con *Calpionella spp.*, *Globotruncana spp.*, etc., son exclusivas de zonas batiales. La sedimentación en un ambiente tranquilo lo evidencian los restos orgánicos bien conservados en los intersticios. Un medio ambiente dinámico, expuesto a la acción de las olas y las mareas, se conoce por los fósiles rotos, desarticulados y fragmentados.

#### *Importancia geológica de las calizas*

Las calizas tienen gran importancia geológica y constituyen índices del ambiente de sedimentación. Además, son índices de criterios paleontológicos. Las calizas porosas son colectoras de petróleo. La utilización práctica de las calizas es muy amplia. En la metalurgia, la caliza se utiliza como fundente, esta tiene que ser pura y mecánicamente sólida, con un contenido de CaO no menor del 50%; mezclada con arcilla se utiliza en la producción del cemento.

Se utiliza ampliamente como piedra de construcción, también, como material ornamental (calizas muy recristalizadas que se pueden pulir). Una amplia utilización tienen las calizas en la industria química (para la obtención de CaO y  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ), en la industria azucarera (refinación de azúcar) y otras ramas. La caliza triturada neutraliza los suelos ácidos. La creta se utiliza en la fabricación de pinturas, tizas, etcétera.

#### *Distribución en Cuba*

Las calizas y otras rocas calcáreas están muy distribuidas en toda la isla. Existen algunas localidades donde afloran estas rocas que se explotan y utilizan en la industria, como son: Siguaney, Guayos, Fomento en Sancti Spiritus; El Purio, Vi-

Ila Clara; Coliseo y Alacranes, Matanzas; Chambas, Ciego de Ávila; Esmeralda, Camagüey; Gibara, Farallones, en Moa, Holguín. Margas, se han determinado en Caonao, Cienfuegos y en Siguaney en Sancti Spiritus.

## Dolomitas

Estas rocas carbonatadas se componen, principalmente, del mineral dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). Para definir una roca como dolomita es necesario que más del 50% de su volumen esté constituido por dicho mineral, aunque algunos autores llaman como tales a las rocas que presentan alrededor del 25% del mineral; además de este casi siempre presentan calcita. La mayoría de las dolomitas son de colores claros, pero en muchas ocasiones se vuelven amarillentas a causa de la oxidación del hierro contenido en ellas al sufrir la exposición al aire; a diferencia de las calizas, las dolomitas son considerablemente, más homogéneas y uniformes. La granulometría es diferente, ya que las dimensiones de los granos varía entre 0,3 mm hasta 1 mm.

Por lo general no se encuentran restos orgánicos en las dolomitas, pero en casos muy raros se observan acumulaciones de conchas, totalmente, recristalizadas, en las que la calcita ha sido sustituida por la dolomita o, simplemente, se ha lixiviado.

No existen las dolomitas oolíticas, pero en algunos casos son notables las huellas de una estructura oolítica anterior en el sedimento. Existen las dolomitas detriticas (dolarenitas).

Las dolomitas se diferencian bastante de las calizas, por sus particularidades petrográficas y, también, presentan un origen, totalmente, diferente. El origen de las dolomitas no está aún en su totalidad esclarecido. Al parecer se forman de diferentes maneras, pero el problema radica, en cuál de ellas es la fundamental.

En la actualidad muchos consideran que la principal manera de formación de las dolomitas, es la transformación diagenética del lodo calcáreo en cuencas de elevada salinidad. Esto ocurre durante la interacción química entre el lodo calcáreo sedimentado en las cuencas de elevada salinidad, con las sales de Mg que contiene el agua marina muy salada. Estas reacciones reversibles se expresan por la reacción de Heidinger:



y, también, por la reacción de Mariniak:



Estas reacciones pueden ocurrir a TPN, solamente en presencia de NaCl que disuelto en el agua muy salada sería más que suficiente para que se verifiquen dichas reacciones.

La relación de las dolomitas con el yeso, la anhidrita y otras sales; la ausencia de restos de fósiles y la total recristalización del sedimento dolomítico, indican que las dolomitas se formaron en cuencas muy salinas, por precipitación directa de material dolomítico.

La presencia de sustancia carbonosa y de bitúmenes, en muchas rocas dolomíticas demuestran, la adición de sustancias orgánicas en la cuenca donde ocurrió la transformación del lodo calcáreo en dolomita. Tatarsky demostró que dicha adición ayudaba al desarrollo de este proceso. El carbonato de amonio, que se libera cuando se descompone la sustancia orgánica, no solo contribuye a la precipitación

del lodo calcáreo, sino que, también, al mezclarse con el sulfato de Mg disuelto en el agua marina, provoca la formación del carbonato de Mg que al interactuar con el lodo calcáreo forma la dolomita.

Otro mecanismo de formación de las dolomitas ocurre por medio de la precipitación directa del sedimento dolomítico, a partir del agua de mar. Actualmente, entre los sedimentos jóvenes, es rara la formación del lodo dolomítico, pero en el pasado, a causa de otras condiciones climáticas y fisico-químicas este pudo estar muy distribuido en las cuencas, por lo que son mucho más comunes entre las rocas antiguas. Strajov, durante el estudio de la formación del lodo dolomítico, llegó a la conclusión de que para que ocurra la precipitación directa de la dolomita es necesario: un considerable contenido de iones de Mg en el agua; el carácter alcalino del medio ( $\text{pH} > 8,3$ ) y una gran saturación del agua con diferentes sales carbonatadas y bicarbonatadas. En la actualidad los mares son menos alcalinos ( $\text{pH} < 8,3$ ) y la saturación de carbonatos es de 3-4 veces menor que lo necesario para que precipite la dolomita. Por eso es probable que en este momento no se precipite el lodo dolomítico.

La formación de la dolomita como resultado de la sustitución metasomática de las calizas (dolomitización), es muy frecuente. Este tipo de dolomita está muy distribuida, aunque generalmente, no ocurre la dolomitización total, sino la formación de las calizas dolomíticas. Durante el proceso de metasomatismo desaparecen los rasgos de las calizas primarias, por ejemplo, los fósiles no se conservan o se conservan muy mal en las dolomitas; otro efecto es una porosidad secundaria, que según algunos autores, se debe a una pequeña disminución en el volumen de la roca inicial.

El proceso metasomático de la dolomitización, está provocado, principalmente, por la acción de las aguas subterráneas, las que están enriquecidas en Mg. Ellas se enriquecen al pasar a través de capas de dolomitas, rocas ultrabásicas, etc. Aunque no existen dudas sobre el proceso de la dolomitización, aún no se ha podido establecer el momento en que ocurre la sustitución de la caliza por la dolomita, ya que pudo haber ocurrido durante la diagénesis temprana (singenética) o posteriormente (durante la epigénesis). Probablemente la dolomitización se verifique en ambos casos, ya que existen evidencias de una dolomitización primaria y, también, una posterior. En general, se distinguen dos tipos de dolomitas: primarias y secundarias.

Las *dolomitas primarias* son aquellas que se forman por precipitación directa de sales de Mg en las cuencas salinas. Constituyen el piso de los estratos evaporíticos.

Las *dolomitas secundarias* se forman durante el proceso de dolomitización y sustituyen a los organismos y al material calcáreo. Este reemplazamiento ocurre durante la formación, litificación y hundimiento de los espesores calcáreos. Estas forman nidos en las calizas, los cuales tienen formas irregulares (fig. 15).

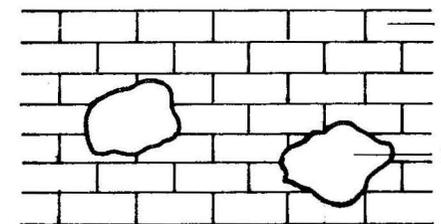


Fig. 15 Dolomitas secundarias que forman nidos en las calizas: 1) caliza; 2) dolomita

También, rellenan vetas que cortan la estratificación de las calizas con las que está asociada (fig.16).

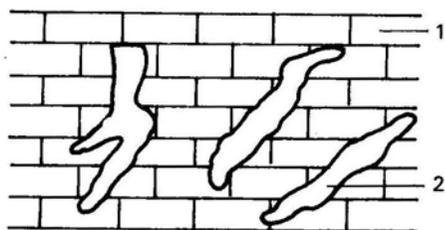


Fig. 16 Dolomitas secundarias que rellenan vetas que cortan la estratificación de las calizas: 1) caliza; 2) dolomita

Si se tiene en cuenta la proporción calcita-dolomita, las rocas carbonatadas se clasifican en:

Caliza pura	90% calcita	10% dolomita
Caliza dolomítica	90-50% calcita	10-50% dolomita
Dolomita calcárea	50-10% calcita	50-90% dolomita
Dolomita	90% dolomita	10% calcita

En general, bajo el microscopio las dolomitas presentan estructura de mosaico, con cristales bien formados, regulares, romboédricos. En muchas ocasiones se confunden con las calizas. Para diferenciar estas de las dolomitas se utilizan los métodos colorimétricos, que son muy utilizados por los petrógrafos, como son:

La *reacción de Lemberg* requiere de cromato de potasio ( $K_2CrO_4$ ) y nitrato de plata ( $AgNO_3$ ), es necesario que las soluciones tengan una concentración de 10% de  $AgNO_3$  y 20% de  $K_2CrO_4$ . Consiste en añadir varias gotas de nitrato de plata sobre la muestra durante 2-5 min, después se lava esta con cuidado y se trata con el cromato de potasio; este se deja pocos segundos. El resultado es que la caliza toma un color pardo y la dolomita toma colores débiles o claros.

La utilización del *metil violeta y el HCl* es otro método que consiste en añadir una pequeña cantidad de HCl al metil violeta hasta causar un cambio en la coloración de este (color verdoso). Si una gota de esta solución se coloca por algún tiempo sobre la caliza o la dolomita, el ácido es más rápidamente neutralizado por la calcita que por la dolomita, esto dará como resultado que la caliza tome un color violeta y la dolomita permanezca por algún tiempo de color verde.

La utilización del *rojo alizarina* es un método que se usa mucho actualmente. La solución se prepara con 100 mililitros de agua destilada, 0,2 mililitros de HCL concentrado y 0,1 gramo de alizarín rojo. Se dejan caer unas gotas de este preparado sobre una sección delgada sin tapar de la muestra de roca carbonatada a investigar y se mantienen dichas gotas algunos segundos sobre ella, se obtiene que la dolomita no se tiñe y la caliza se tiñe tomando un color rojo violáceo.

Estos métodos colorimétricos se basan en la fácil teñidura de la caliza respecto a la dolomita. Además de estos se utilizan los análisis químicos durante el estudio de estas rocas carbonatadas.

#### Distribución en Cuba

Se encuentra dolomita como intercalaciones en calizas, cerca de Perico, Matanzas de edad Mioceno inferior; en Cayo Romano al norte de Ciego de Ávila se han perforado calizas intensamente dolomitizadas; también, en Remedios en Villa Clara.

## Evaporitas y Fosforitas

Estas rocas sedimentarias se forman a partir de sedimentos depositados químicamente. Las evaporitas, por ejemplo, se forman durante la acumulación de sedimentos procedentes de la evaporación del agua de mar y raramente, la de los lagos. La precipitación del sedimento se produce, a causa de que durante la evaporación, la concentración de diferentes sales disueltas en el agua se hace mayor y esto da lugar a la sobresaturación de esta, por lo que se produce la precipitación de dichas sales. Las fosforitas, por ejemplo, se forman por la concentración de fosfatos ( $P_2O_5$ ).

## Evaporitas

Se llaman rocas evaporitas a las compuestas por minerales, generalmente, solubles denominados sales y, que se forman por la precipitación química de sales, en cuencas donde la evaporación es mayor que la precipitación. Por lo general son rocas monominerales. La mayoría de los depósitos evaporíticos, están representados por rocas sulfatadas y sales, como son: yeso, anhidrita, halita o sal gema, carnalita y silvita.

*Yeso y anhidrita.* En la mayoría de los yacimientos salinos están presentes estas rocas. El yeso, se compone principalmente del mineral yeso ( $CaSO_4 \cdot 2 H_2O$ ) y la anhidrita por el mineral anhidrita ( $CaSO_4$ ); además de estos minerales principales, a estas rocas se acompañan la dolomita y sales como halita, fluorita, que se presentan en pequeñas cantidades.

El *yeso* es una roca relativamente blanda, de granos finos, color blanco, gris, rosado, etc. Estas rocas algunas veces se encuentran manchadas de óxidos e hidróxidos de Fe. Generalmente, presentan brillo sedoso y en ocasiones son transparentes. También, pueden ser friables y terrosas. Asociadas al yeso, se pueden presentar: dolomita, anhidrita, fluorita y halita, y en algunos casos, minerales arcillosos. Bajo el microscopio, el yeso se presenta en forma de cristales alargados, ó en forma fibrosa. Tiene baja birrefringencia (0,009), parecida al cuarzo, y bajo índice de refracción.

Para hacer las secciones delgadas de yeso, es necesario, no calentar mucho la muestra porque pierde agua y se convierte en pequeñas fibras, por lo que es difícil su reconocimiento microscópico, al transformarse en un hemidrato. El yeso es una de las primeras evaporitas en depositarse y los afloramientos de esta roca están constituidos, fundamentalmente, por este mineral. Forma depósitos estratificados y también lentes asociados con arcilla y margas. Puede formar drusas, aunque con carácter posterior (epigenético). En climas húmedos cuando hay disolución forman superficies cárnicas en los yacimientos. En la mayoría de los yacimientos evaporíticos de yeso-anhidrita, se ha demostrado, que el yeso presente es el resultado de la hidratación de la anhidrita.

Esta roca tiene una amplia utilización práctica, como material de construcción. De este se prepara el alabastro, para lo cual, se deshidrata cuando se calienta hasta una temperatura de 120-150 °C. Se emplea en la fabricación del cemento, en aparatos médicos, para la obtención de ácido sulfúrico, y, también, como objeto ornamental. En Cuba se encuentra yeso en Punta Alegre, Ciego de Ávila; en Baitiquirí, Guantánamo; Loma Cunagua, Morón, Ciego de Ávila; Corral Nuevo, Matanzas.

La *anhidrita*, macroscópicamente es similar al yeso, pero se diferencian por presentar ella mayor dureza (el yeso se raya con la uña, mientras que la anhidrita no), ser de color blanco, rosado, gris, amarillo, azul, etc. La textura de esta roca puede ser maciza o estratificada y su componente principal es el sulfato de Ca, también pueden presentar halita, fluorita y en menos cantidad dolomita.

La anhidrita precipita después que el yeso, a temperatura aproximadamente de 42 °C, cuando el agua tiene alta salinidad puede hacerlo a temperatura más baja. Bajo el microscopio, presentan estructura de mosaico, con cristales bien formados, regulares. Este es un mineral que presenta alta birrefringencia (0,04) y alto índice de refracción y puede presentar maclas polisintéticas. Forma yacimientos de depósitos estratificados y se presenta asociada al yeso, halita, dolomita y otras sales. Esta roca no tiene gran aplicación práctica. Se ha encontrado en pozos de perforación junto con yeso en Punta Alegre y Cunagua, Ciego de Ávila.

*Sal gema, carnalita, silvita.* Comúnmente estas sales haloideas son monominerales y tienen menos distribución que las anteriores. Sin embargo, son formadoras de grandes espesores de rocas. A consecuencia de su elevada plasticidad, forman en ocasiones cúpulas salinas, llamadas domos salinos que pueden romper la estructura de las rocas encajantes. Por lo general, estas rocas se encuentran acompañadas por yeso y anhidrita.

Macroscópicamente, son rocas de colores claros, granos grandes, bien cristalizados y presentan algunas características físicas que permiten diferenciarlas unas de otras.

La *sal gema (sal de roca, halita)* desde el punto de vista mineralógico, es una roca monomineral constituida, principalmente, por el mineral halita (NaCl). Presenta características físicas distintivas, que hacen que se reconozca fácilmente.

Constituyen sedimentos plásticos, que tienden a formar los domos salinos. Generalmente, en las partes superiores de estos domos se puede encontrar yeso y anhidrita. Forman inyecciones en las estructuras plegadas y se reconoce su presencia por métodos geofísicos. De acuerdo con la secuencia de deposición de las evaporitas, se depositan posteriormente el yeso y la anhidrita. Además del mineral halita, estas rocas pueden contener fluorita y otras sales, aunque en pequeñas cantidades.

Bajo el microscopio, la halita se presenta en cristales perfectos, regulares, por lo general de formas cúbicas, con alto índice de refracción y relieve; la halita es isótropa y su estructura es de mosaicos. Las secciones delgadas de sal gema se preparan con queroseno.

Desde el punto de vista macroscópico son rocas de colores claros: blanco, gris, incolora, rosada, etc. En su gran mayoría son vítreas, de textura masiva, solubles en agua y de sabor salado.

La halita forma depósitos, de espesores considerables y está asociada a otros sedimentos como los calcáreos y las arcillas. A causa de su gran solubilidad, raras veces se encuentra halita en la superficie. Esta tiene una amplia utilización práctica en la industria alimentaria y en la industria química. En Cuba hay halita en Punta Alegre, Ciego de Ávila, así como grandes salinas artificiales (Caimanera); Rancho Veloz, Villa Clara, etcétera.

La *carnalita* es una roca evaporítica constituida principalmente por el mineral carnalita  $K, MgCl_3 \cdot 6 H_2O$ . Se relaciona en gran medida con las otras sales estudiadas. Junto con la silvita, es una de las últimas sales evaporíticas en depositarse. Al igual que la halita, la carnalita, es de color claro y presenta una característica física inconfundible: su delicuescencia, o sea, es soluble con solo exponerse al aire.

La *silvita* junto con la carnalita, forman las llamadas sales de potasio. Su composición mineralógica se representa por el mineral silvita (KCl). Presenta características físicas y de deposición similares a la roca anterior. Comúnmente forman pequeños espesores.

La utilidad práctica de estas sales de K es, principalmente, para la obtención de fertilizantes potásicos, necesarios para la economía. También en la industria química, para la obtención de potasio. Casi siempre se encuentran asociadas a otras sales.

#### *Condiciones de formación de las rocas evaporitas*

En general, para la formación de estas rocas son necesarias las siguientes condiciones:

1. Existencia de una cuenca cerrada parcialmente, donde la entrada de agua desde el continente es restringida y menor que la evaporación.
2. Clima árido y seco, ausencia de lluvias y ríos, que al desembocar en la cuenca pueden disminuir la concentración de sales y aportar sedimentos clásticos.
3. Subsistencia paulatina de la cuenca.
4. Existencia de débiles movimientos orogénicos los que dan lugar a la formación de potentes domos salinos, hay que tener en cuenta, la elevada plasticidad de estas rocas.

La primera explicación del proceso de acumulación de potentes espesores de rocas evaporíticas, fue enunciada por Oxenius (1877). Él formuló la llamada teoría de las barreras, la cual se basa, a grandes rasgos, en que en las lagunas semicerradas situadas en zonas áridas, tiene lugar al mismo tiempo una intensa evaporación y un lento hundimiento del fondo de la cuenca; al ocurrir estos fenómenos pueden aparecer periódicamente nuevas porciones de agua marina. Las sales, se depositan después de la disminución del volumen de agua por evaporación, en no menos de tres veces. Sobre el sedimento recién depositado se forma una capa de agua con una concentración muy grande de cloruro de Na (salmueras). A medida que ocurre la evaporación, y la deposición de los sedimentos, el nivel de la capa de esta salmuera se va elevando continuamente, hasta formar una especie de barrera, la cual, al seguirse elevando, se pone en contacto con el agua de mar, se mezcla con esta y provoca que entre a la laguna agua fresca, la cual dulcifica en algo el agua de la cuenca. La deposición de sales cesa y comienza nuevamente el ciclo.

El hundimiento del fondo de la cuenca, explica la formación de potentes capas de evaporitas. Si esto no ocurriera, entonces la potencia de los sedimentos evaporíticos hubiera estado limitada por la profundidad de la laguna y la altura de la barrera.

#### *Secuencia de deposición de las evaporitas*

Durante la deposición de las sales evaporíticas influyen notablemente la temperatura, las condiciones químicas y solubilidad de las diferentes sustancias.

El primero en precipitar es el yeso, después la anhidrita y por último, las sales haloideas. Pero la periodicidad de esta secuencia, se puede alterar por cambios en la temperatura, por ejemplo, el yeso precipita a temperaturas entre 30-32 °C, pero si esta aumenta hasta 42 °C en lugar de yeso, precipitará la anhidrita.

También la salinidad del medio influye durante la secuencia de deposición, por ejemplo, la anhidrita puede precipitar a temperaturas menores, cuando el agua tiene alta salinidad.

## Fosforitas

Las fosforitas son rocas de origen químico y bioquímico, cuya composición principal está representada por minerales fosfáticos. Se designan como fosforitas a las rocas sedimentarias que contienen  $P_2O_5$  en cantidad mayor de 5-10%. Las fosforitas están representadas por diferentes rocas sedimentarias (areniscas, rocas carbonatadas, etc.), cuyo contenido de fosfato oscila entre el 5-10% o más.

La composición mineralógica de las fosforitas, según han demostrado los análisis de rayos X, está representada por una mezcla de minerales, cuya composición química es fosfato de calcio. Los minerales principales de las fosforitas son: dahlita  $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$  (carbonato-apatito) y frankolita (carbonato-flúor-apatito). Estas variedades presentan birrefringencia baja y son casi isótropas; generalmente, se presentan formando pequeños cristales. En las fosforitas es muy común el carbonofosfato amorfo de calcio, variedad llamada colofana.

La colofana es de color pardo amarillento-pardo oscuro, y algunas veces es incolora. Se puede presentar en forma colomórfica, oolítica y, además, es isótropa. En ocasiones muestra una recristalización a dahlita. También, las fosforitas pueden tener cuarzo, moscovita, calcita y fósiles.

Macroscópicamente, presentan diversas formas y son difíciles de reconocer. Se distinguen dos tipos fundamentales de texturas de las fosforitas: nodular o concrecionaria, cuando el fosfato de calcio forma nódulos aislados, o concreciones, y estratificadas, cuando el fosfato de calcio se encuentra distribuido regularmente en una roca. Las fosforitas que aparecen en forma nodular, tienen regularmente color pardo oscuro a negro y están constituidas por colofana.

Cuando las fosforitas aparecen en forma masiva, formando capas o lentes, son de color negro, pardo, a veces blancuzcos, parecidas a las rocas carbonatadas y solo son reconocibles en el campo por la prueba microquímica para esto se utilizan los reactivos,  $NO_3H$  y molibdato de amonio, que dará como resultado un precipitado amarillo.

### Origen y formación de las fosforitas

La formación de las fosforitas es un proceso complejo y aún no está totalmente esclarecido. Al parecer la fuente del fósforo, es el material orgánico, que lo obtiene del que proviene del continente, ya que el fósforo es un elemento importante en la constitución de las partes más duras de algunos organismos, tales como: dientes, huesos, escamas de peces, etc.; además de apatito y otras rocas fosfatadas que son erosionadas en el continente. Antiguamente se consideraba que las fosforitas se formaban a partir de la descomposición de organismos, como son: los vertebrados. En la actualidad se considera que el proceso de formación de estas rocas, es más complejo.

El origen de las fosforitas se explica por la teoría de Kazakov. Según este autor las aguas profundas están enriquecidas en  $P_2O_5$ , el que proviene de los organismos que mueren lentamente. El  $CO_2$  es capaz de fijar el  $P_2O_5$  y mantenerlo en solución,

por lo que en las aguas de las capas superiores el  $P_2O_5$  es absorbido por los organismos vivos.

Cuando las corrientes marinas elevan las aguas profundas hacia las zonas más superficiales, estas aguas se calientan, se libera  $CO_2$  y se origina la precipitación del  $P_2O_5$ , formándose las fosforitas a profundidades de hasta 200 m. Tal explicación de la formación de las fosforitas, es hasta el momento la más probable y la más aceptada.

### Fuentes del fósforo

Las principales fuentes del fósforo, son los huesos, dientes, escamas, etc., de los organismos. También, se encuentra en cantidades apreciables, en los coprolitos de peces y crustáceos. Otras fuentes del fósforo la constituyen los restos de excrementos de murciélagos y otras aves; fuentes de fósforo también son las exhalaciones volcánicas.

Por su origen, las fosforitas se dividen en: químicas y organógenas. Las primeras son aquellas que se forman por la precipitación química de soluciones enriquecidas en fosfatos y las segundas se originan como resultado de la acumulación de huesos de vertebrados en las cavernas y los excrementos de murciélagos, llamados también guano.

Según su lugar de deposición, las fosforitas se clasifican en: continentales y marinas y estas últimas pueden ser de origen platafórmico y geosinclinal.

Las *fosforitas continentales* están distribuidas en menor escala que las marinas. Entre las fosforitas continentales son notables las que se forman de cortezas de imperismo.

Los yacimientos continentales de fosforitas, sustituyen parcialmente a las calizas de las superficies cársicas, por la acumulación de dientes de vertebrados y huesos. Esta sustitución se realiza mediante reacciones a partir de organismos en putrefacción que liberan nitrato de amonio. Bajo condiciones continentales, se forman, también, depósitos orgánicos de fosfato (guano) blando y de color pardo. Se deposita principalmente, sobre las costas e islas, a partir de los excrementos de pájaros, y en las cuevas a partir de los excrementos de murciélagos, como ocurre en Cayo Ávalos, Cayo Largo y en muchas cuevas cubanas.

Las *fosforitas marinas* son las que están más ampliamente difundidas y constituyen capas continuas en las regiones geosinclinales, donde se encuentran mezcladas con otras rocas sedimentarias.

Las *fosforitas geosinclinales* forman capas estratificadas, generalmente, son de colores oscuros y presentan textura oolítica. Aparecen muchas veces intercaladas con calizas, areniscas, arcillas, etcétera.

Las *fosforitas de plataforma* están representadas por concreciones y nódulos de fosforitas. Estas concreciones se encuentran en calizas, areniscas, margas y el mineral acompañante es la glauconita. Muchas veces las fosforitas forman el cemento de las areniscas glauconíticas. La deposición simultánea de fosforita y glauconita está vinculada con la presencia de corrientes marinas. Las fosforitas de plataforma sirven como indicadores de hiatus submarinos causados por la acción de antiguas corrientes, que dieron lugar a la formación de fosforitas.

### Importancia geológica

Son excelentes estratos guías, indicadores de ambientes y profundidad de sedimentación.

### Distribución en Cuba

En Cuba se encuentran yacimientos de fosforitas, en la localidad de Pipián, Güines, La Habana, los cuales son de tipo continental y marino. Estas rocas, se encuentran asociadas principalmente, con calizas, presentando estructura oolítica, pseudoolítica y en ocasiones están mezcladas con el material carbonatado que une a estas oolitas. El contenido de  $P_2O_5$  en estas rocas es variable, sus valores oscilan entre 5 y 18%. También, se descubrieron yacimientos de fosforitas, en Pinar del Río, en el lugar conocido como, "La Pimienta" situado en el municipio Minas, Santa Lucía. Este yacimiento presenta una constitución compleja que se manifiesta en una potencia discontinua, así como una distribución irregular de los componentes útiles.

En este yacimiento se han determinado dos tipos principales de menas fosforíticas: primarias donde las calizas de diferentes tipos poseen un contenido de  $P_2O_5$  igual o mayor a 5% y secundarias donde las fosforitas friables están relacionadas estrechamente con la corteza de intemperismo.

Las fosforitas están representadas por calizas de tipo oolítico, pisoolítico, coprolíticos, etc. Estas calizas están constituidas por un material pelitomórfico, en parte criptocristalino, mezclado con fosfato. La cantidad de  $P_2O_5$  en estas rocas es variable y alcanza, en algunas muestras hasta el 14%. El origen de la fosfatización en estas rocas aún no está bien esclarecido, ya que este pudo haber surgido, conjuntamente, con la deposición del material carbonatado, o posteriormente a este.

Las menas secundarias están compuestas por un material detrítico-arcilloso, donde predomina el componente silíceo y son las más ricas en  $P_2O_5$ , esta cantidad oscila desde el 5% hasta más del 20%.

Estas fosforitas secundarias, están genéticamente vinculadas con la formación de las cortezas de intemperismo, asociadas a las superficies cársicas de las fosforitas carbonatadas primarias y coinciden con su área de distribución. Desde el punto de vista geomorfológico, estas fosforitas secundarias constituyen los sectores del área del yacimiento "La Pimienta". Bajo el microscopio se observa un material fragmentario areno-arcilloso, de color pardo, pardo gris hasta pardo oscuro, representado por fragmentos de rocas silíceas, fosforitas, cuarzo, calcedonia, calizas silicificadas, etc. Las investigaciones realizadas en la URSS arrojaron, que el material fosfático presente en muestras pertenecientes a este tipo de fosforita, está representado por fluorapatito, sin embargo, investigaciones realizadas en el CIPIM, arrojaron la presencia de una mezcla de minerales del tipo apatito-frankolita.

Las fosforitas secundarias friables son beneficiadas por un esquema tecnológico simple y el concentrado obtenido se utiliza para la producción de superfosfato, por el método de tratamiento de acidez. Se han encontrado fosforitas organógenas (guano) en muchas cuevas y cayos adyacentes a nuestra isla.

### Caustobiolitas

Las caustobiolitas son típicas de los depósitos sapropélicos y la importancia práctica de estas rocas, es bien conocida; no solamente constituyen la masa principal de los combustibles, sino que también, son importantes en la industria química. Estas rocas forman compuestos orgánicos y surgen a partir de la putrefacción de restos vegetales, tales como: proteínas, azúcares, celulosa, grasas, etcétera.

Las caustobiolitas, son rocas de origen bioquímico, cuya composición la integra el material orgánico. El nombre caustobiolita proviene del vocablo *causto*,

arder, *bio*, vida y *litos*, piedra, o sea, significa piedra biológica que arde. Los principales tipos de caustobiolitas son: turba, carbón, sapropel y humus.

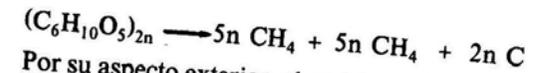
La *turba* representa el primer estadio de formación de todos los carbones y consiste, principalmente, en materia vegetal descompuesta. Se forma en condiciones de abundante lluvia, donde imperan temperaturas medias y existe abundante vegetación. Al acumularse los restos en los pantanos, estos residuos vegetales comienzan a descomponerse, y el resultado final es la formación de una masa esponjosa rica en carbono, llamada turba.

Las turbas se han formado sobre todo durante el Cuaternario aunque, también, existen turberas, de edad Terciaria. En Cuba existen depósitos considerables de estos productos, acumulados masivamente, en la Ciénaga de Zapata.

El *carbón* es de origen vegetal, y es una roca de color oscuro, generalmente, estratificada, fácilmente combustible y constituida por material orgánico. Se forma por la compactación o endurecimiento de restos de plantas alteradas de diversos modos.

Desde el punto de vista químico, los carbones están constituidos por una mezcla de carbono, hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y otras impurezas (azufre, arcilla, sílice, etc.). El azufre es una impureza que presentan los carbones y se encuentra en forma de marcasita o de piritita. La ceniza es la materia residual no combustible, que proviene de las impurezas de sílice, arcilla y otras sustancias. Cuanto menor sea la cantidad de ceniza presente en los carbones, mayor será la calidad de estos.

El carbón se forma a partir de la celulosa y el lignito (hidratos complejos de carbono) mediante el proceso llamado carbonización, el cual consiste en una serie de reacciones, bajo aguas estancadas, carentes de oxígeno. En general, no es más que el desprendimiento de  $CO_2$ , metano (gas de los pantanos) y enriquecimiento en carbono.



Por su aspecto exterior, el carbón es siempre una roca oscura, negra, negra parduzca, compacta, ligera. Presenta fractura concoidea, brillante, en ocasiones mate. Existen una serie de carbones que indican una carbonización progresiva; de acuerdo con dicha serie estos son: Lignito, Carbón de piedra, Carbón cannel y Antracita. Cada uno de estos carbones presentan diferentes propiedades físicas que permiten identificarlo.

**Lignito.** Se le llama carbón café por su color negro pardusco. Es un carbón fósil, que ocupa una posición intermedia entre el carbón y la turba. Es una roca mate, ligera, formada por un material con apariencia de madera, que se combina con materia vegetal descompuesta, y a menudo presenta bandas o juntas. Poseen un contenido alto de humedad por lo que al ser expuestas al aire se desintegran fácilmente.

**Carbón de piedras.** Se compone totalmente, de sustancias orgánicas; es un carbón fósil y su color es negro brillante, compacto y ligero. Presenta fractura concoidea, arde fácilmente, y al quemarse produce una llama amarilla humeante.

**Carbón cannel.** Es una clase especial de carbón de piedra carente de lustre, que se rompe con fractura astillosa y está formado por esporas, polen, etc. No ensucia los dedos.

**Antracita.** Carbón fósil, duro, brillante, ligero y frágil, rompe con la fractura concoidea; arde lentamente, sin humo, y con una llama corta azulosa.

Los carbones se forman por acumulación de residuos vegetales, en pantanos, lagos y lagunas. La putrefacción ocurre parte en el aire y parte bajo el agua. Las transformaciones en serie de la turba, lignito y, posteriormente, carbón, ocurren durante millones de años; la primera etapa de formación está representada por la turba. En las etapas posteriores, la turba enterrada se transforma en lignito y después en antracita. En Cuba no existen depósitos de carbones verdaderos, solo algunos hallazgos aislados de lignito.

El *sapropel* es un depósito muy rico en compuestos orgánicos que se encuentra en el fondo de diferentes cuencas, tales como: lagos, estuarios y lagunas. La descomposición de restos de organismos, tales como el plancton da origen a depósitos de hidrocarburos (depósitos bituminosos). Los depósitos sapropélicos están compuestos, principalmente, de esporas y otras sustancias enriquecidas en material graso, céreo, resinoso. El petróleo natural, es un líquido oleaginoso menos denso que el agua de coloración, generalmente, oscura y olor acre.

Sobre el origen del petróleo, existían antiguamente dos hipótesis principales: un origen orgánico o uno inorgánico. Esta cuestión no está del todo superada, ya que se ha comprobado la presencia en el petróleo de restos de materia orgánica y ciertas bacterias asociadas a los yacimientos de petróleo, que revelan claramente su origen mediante las reacciones bacterianas anaerobias, a partir de restos animales y vegetales. No obstante, según algunos autores, hay petróleos de origen, totalmente, inorgánico. El petróleo forma depósitos bituminosos.

Por oxidación los petróleos pasan a los asfaltos, los que se pueden localizar en algunos lugares de Cuba. Este asfalto se encuentra en diferentes formas: pastosa (chacapote), impregnando rocas, tales como areniscas, calizas, etc.; cuando está en estado compacto, endurecido, recibe el nombre de asfaltita.

En Cuba hay petróleo en Guanabo, Ciudad de la Habana; Majagua, Ciego de Ávila. Depósitos de asfaltita existen en el Mariel, La Habana; Placetas y Buena Vista, Villa Clara; Martí, Matanzas entre otras localidades.

El *humus* está representado por la acumulación de restos vegetales. Producen los suelos agrícolas, mezclado con arcilla y otras sustancias.

#### *Importancia geológica de las caustobiolitas*

Son indicadores paleoclimáticos. Indican ambientes de pantano y que, además, la vida vegetal y animal fue muy abundante.

## CAPÍTULO 6

# Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas constituyen un grupo muy complejo de transición entre las rocas ígneas del tipo efusivo y las sedimentarias propiamente dichas; y tienen una amplia distribución en Cuba.

La palabra piroclástica proviene de los vocablos griegos *pyro*, fuego, *klastos*, fragmento, quebrado, etc., y son el resultado de la mezcla de materiales detríticos expulsados durante las erupciones volcánicas con o sin material sedimentario recién depositado.

Se definen las *rocas piroclásticas*, como rocas que se forman a causa de las explosiones volcánicas, cuyos materiales son transportados por el aire, depositados en la superficie o en las aguas del mar y, posteriormente, son erosionadas junto con otros materiales sedimentarios, clásticos o químicos, lo que da lugar a la formación de una roca híbrida, aunque hay rocas piroclásticas que pueden ser no híbridas.

Los materiales volcánicos presentan diferentes dimensiones y formas. De acuerdo con su tamaño, estos se clasifican en: bloques, bombas, lapilli, arena volcánica y ceniza o polvo volcánico.

**Bloques.** Son cuerpos mayores de 32 mm que se encuentran totalmente solidificados al ser expulsados. Muchos de ellos son fragmentos arrancados de la garganta o cono volcánico. Cuando se acumula y se cementa este material, se forma la llamada brecha volcánica. Con frecuencia se utiliza el término brecha tobácea o toba brecha, pero en general no se debe usar, pues se presta a confusión.

**Bombas.** Son fragmentos mayores de 32 mm, pero a diferencia de los anteriores, se encuentran parcial o totalmente fundidas al ser expulsadas. Las bombas son, generalmente, pedazos de lava semienfriada. La forma de las bombas depende del estado físico de la lava, si esta se encuentra en estado viscoso se forman cuerpos más o menos regulares, cuya superficie puede estar agrietada. Si por el contrario la lava se encuentra en forma líquida, se formarán cuerpos en forma de gotas, lágrimas, huesecillos, que se enfrían durante su vuelo por el aire. Estas bombas al compactarse y ser cementadas formarán los llamados aglomerados volcánicos.

**Lapilli.** Proviene del latín *lapillus*, piedra pequeña. Son fragmentos, cuyos diámetros varían entre 4-32 mm, y se clasifican así, atendiendo a su tamaño, indepen-

dientemente de las condiciones existentes antes de la expulsión volcánica. Al cementarse y compactarse, se forman las llamadas tobas de lapilli.

**Arena volcánica.** Son pequeños fragmentos sueltos, cuyos diámetros varían entre 4-0,2 mm, los cuales al ser compactados forman las tobas volcánicas.

**Ceniza o polvo volcánico.** Son partículas semejantes al polvo, cuyos diámetros son menores de 0,2 mm. Forman las llamadas tobas cineríticas.

En general, estos materiales volcánicos antes mencionados se pueden depositar en cualquier lugar, ya sea sobre la superficie terrestre o en las cuencas marinas. De acuerdo con el lugar de deposición de los materiales volcánicos, se definen diferentes zonas.

La zona cercana al aparato volcánico se caracteriza por la acumulación de bombas, fragmentos de gran tamaño y por la formación de grandes espesores de lava. La zona intermedia o transicional se caracteriza por la formación de espesores de lava pero de menor potencia. Hay gran heterogeneidad de materiales, ya que en esta se depositan materiales gruesos (lapilli) y parte de arena volcánica.

Son características las tobas de granos medios o gruesos. En esta zona, también, se depositan las ignimbritas o tobas soldadas, las que se originan por la compactación de partículas incandescentes expulsadas por el volcán, que aún sin enfriarse se acumulan y queman, se fusionan y tienden a soldarse. Las partículas incandescentes que forman a las ignimbritas son llamadas *nubes ardientes*, *nuees ardentes*.

La zona alejada del aparato volcánico se caracteriza por la formación de rocas piroclásticas de granos finos, que forman intercalaciones con las rocas sedimentarias preexistentes. Mientras más alejado esté el aparato volcánico, el tamaño de las partículas depositadas será menor. En esta zona se deposita, principalmente, arena volcánica y también, algo de ceniza. Es necesario señalar que la ceniza volcánica por otra parte, puede ser transportada muchos kilómetros por el viento y las partículas aún más finas pueden permanecer suspendidas largo tiempo como polvo atmosférico.

Las bombas volcánicas son muy importantes para distinguir los horizontes piroclásticos, de los horizontes sedimentarios. Es necesario saber diferenciar las bombas (fig.17); estas se van a caracterizar por: estar recubiertas por una coraza y por presentar fenocristales dispuestos paralelamente a los contornos de las bombas.



Fig. 17 Bomba volcánica donde los fenocristales se disponen paralelamente a los contornos de esta

Esta disposición de los fenocristales se debe al movimiento de rotación de las bombas en el aire durante la expulsión, y al estar en estado fluido los fenocristales se pegan a la coraza disponiéndose concéntricamente alrededor de esta. La forma aerodinámica, que ellas presentan, sirve para diferenciarlas de los fragmentos presentes en un horizonte sedimentario, ya que estos tienen una forma redondeada, a causa del transporte que ellos sufren y, además, están meteorizados.

#### Componentes volcánicos y sedimentarios de las rocas piroclásticas

Entre los componentes volcánicos se encuentran:

1. Cristales idiomórficos de cuarzo, plagioclasas, etc., que se originaron a altas temperaturas y, también, cristales fracturados de cuarzo y feldespatos que presentan bordes irregulares.
2. Astillas de vidrio volcánico.
3. Minerales máficos (piroxenos, anfíboles, etc., aunque pueden ser sedimentarios).
4. Ceniza volcánica.
5. Fragmentos de rocas volcánicas.

Entre los componentes sedimentarios se encuentran:

1. Microfauna.
2. Minerales detriticos que sufrieron algún transporte, ya que sus contornos son más o menos subredondeados.
3. Minerales pesados como: distena, estaurolita, etcétera.
4. Material cementante, generalmente, calcáreo.

#### Clasificación

La clasificación de las rocas piroclásticas está determinada por una serie de términos mixtos, que indican las diferentes proporciones de componentes volcánicos y sedimentarios:

Nombre de la roca	Tanto por ciento de componente volcánico, %	Tanto por ciento de componente sedimentario, %
Tobas o tufa	90	10
Tufitas	50	50
Arenisca tobácea o caliza tobácea, aleurolita tobácea	10	90

#### Tobas

Están formadas, principalmente, por una mezcla de cristales, vidrio y, también, por fragmentos de rocas. Son rocas que presentan diversas coloraciones. Las tobas son las rocas piroclásticas más comunes y más distribuidas. Cuando la presencia de fragmentos de rocas es abundante, es común denominar a las tobas según su composición litológica, por ejemplo, si los fragmentos corresponden a un basalto, la roca recibe el nombre de toba basáltica, si es de andesita, toba andesítica, etcétera. Las tobas se diferencian de las rocas sedimentarias clásticas (areniscas) en las siguientes características:

1. Las tobas presentan cristales, cuya composición mineralógica es inestable durante el intemperismo, por ejemplo, plagioclasa básica, piroxeno y olvino.

2. En las tobas existe vidrio volcánico o de los productos de su alteración.
3. En las tobas puede haber ausencia de estratificación o estratificación muy gruesa. No obstante hay tobas estratificadas en capas bastante delgadas formadas por ejemplo, a partir de corrientes turbias originadas por explosiones volcánicas.
4. Las tobas contienen fragmentos de rocas efusivas.

Las tobas presentan diferentes tipos de estructura; las que dependen del contenido de vidrio, clastos de minerales y fragmentos de rocas. Estas estructuras son:

*Vitreoclástica.* Cuando la roca tobácea está constituida casi totalmente por vidrio volcánico. Estas tobas se denominan vitreoclásticas.

*Cristaloclástica.* Constituida por fragmentos de fenocristales, tales como cuarzo, plagioclasa, feldespato, etc. En ocasiones se encuentran cristales enteros, bien formados y la roca recibe el nombre de toba cristaloclástica.

*Litoclástica.* Se compone de fragmentos de rocas efusivas y la forma de estos es variada. Se les puede establecer bien la identidad, por ejemplo, fragmentos de andesita, basalto, etc. Las rocas reciben el nombre de toba litoclástica.

Hay casos, en los que se presentan fragmentos de rocas y cristales; entonces se combinan dos estructuras, o sea, puede ser lito-cristaloclástica o si por el contrario, en la roca se encuentra vidrio volcánico y cristales, la estructura toma el nombre de vitreo-cristaloclástica, y así sucesivamente. La combinación de estas estructuras, se hace de acuerdo con la proporción de los componentes de la roca.

## Tufitas

Al igual que las tobas son muy abundantes y, en general ocupan una posición intermedia entre las rocas piroclásticas y las rocas sedimentarias detríticas (areniscas). La estructura que presenta se denomina tufítica. A diferencia de las tobas, las tufitas presentan las siguientes características:

1. Presentan abundante material sedimentario (casi siempre carbonatado) y, además, se pueden encontrar restos de fósiles.
2. Poseen pequeñas cantidades de material detrítico (cuarzo, mica, etc.).
3. En las tufitas se desarrolla mejor la estratificación.
4. Son generalmente, de granos más finos. Las tufitas son rocas de colores claros, y a medida que aumenta el material detrítico en ellas, pasan gradualmente a areniscas tobáceas.

## Areniscas tobáceas

Son menos comunes que las anteriores. El material detrítico en estas rocas es más abundante y el material cementante es carbonatado, en general transicionan a las rocas clásticas normales.

Las areniscas tobáceas se diferencian de las areniscas de origen sedimentario, por la presencia de fragmentos de rocas en las primeras y, además de minerales, tales como piroxenos, anfíboles, etc. La estructura sería psamítica.

## Texturas

La textura más común que presentan las rocas piroclásticas es la masiva, y con frecuencia estratificada por deposición marina. No obstante, en ocasiones se ma-

nifiesta una textura finamente estratificada en las tufitas, las que, también, pueden presentar estratificación gradacional. La estratificación gradacional es muy común en las areniscas tobáceas, por ejemplo, en la formación El Cobre.

Los llamados aglomerados tobáceos, constituidos por fragmentos de diámetro mayor de 30 mm y, que se encuentran cementados por ceniza o arena volcánica, presentan una textura aglomerática. Los fragmentos de estos aglomerados pueden ser de rocas piroclásticas o volcánicas.

## Alteraciones

Las rocas piroclásticas se alteran fácilmente a causa del intemperismo y la acción de las aguas subterráneas. Su alteración comienza por la desvitrificación del vidrio volcánico, que da como resultado un material de coloración verde (clorita, principalmente).

*Pelitización.* Ocurre cuando los feldespatos potásicos y plagioclasas ácidas se alteran a minerales arcillosos.

*Carbonatización.* Cuando las plagioclasas cálcicas se alteran a carbonato (calcita). Este tipo de alteración a veces se presenta en toda la roca.

*Cloritización.* Consiste en la alteración de minerales máficos a clorita.

*Zeolitización.* No es más que la alteración de las plagioclasas y del vidrio volcánico, a minerales del grupo de las zeolitas. Estos minerales, también, pueden estar como accesorios, rellenando vetas y espacios vacíos en las rocas. Presentan formas radiales y fibrosas, birrefringencia débil y bajo índice de refracción.

*Saussuritización.* Se pone de manifiesto cuando las plagioclasas cálcicas se alteran a un agregado criptocristalino de calcita, epidota y cuarzo.

*Sericitización.* Ocurre cuando las plagioclasas medias, ácidas y los feldespatos potásicos se alteran a sericita.

La alteración del vidrio y la ceniza volcánica a minerales arcillosos en los fondos marinos, dará lugar a la formación de mantos de bentonita.

## Importancia geológica de las rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas son índices de actividad volcánica. En nuestro país, las rocas piroclásticas marcan dos periodos de actividad volcánica, una de edad Cretácico superior, cuyos productos de deposición se observan en toda la isla, principalmente, en la parte central y un segundo período más joven de edad Paleoceno-Eoceno el cual se manifiesta ampliamente al sur de Santiago de Cuba.

## BIBLIOGRAFÍA

- 
- HEINRICH, E.W.M.: *Petrografía microscópica*. 2da. ed., Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 1972.
- HUANG, WALTER T.: *Petrología*. Edición Revolucionaria, Instituto Cubano del Libro, La Habana, 1972.
- PETTIJOHN, F.J.: *Sedimentary Rocks*, 1956.
- POKRISHKIN, V.: "Áreas de prospección y estudios de fosforitas en la República de Cuba", en *Revista Tecnológica*, vol. V, no. 2, La Habana, 1967.
- SEGURA SOTO, R.: *Introducción a la Petrografía*. Ediciones Urmo, Bilbao, 1973.
- VATAN, A.: *Manual de Sedimentología*, 1967.
- YURPALOV, O. y otros: *Informe sobre los resultados de los trabajos de exploración y búsqueda para fosforitas realizados en la provincia de Pinar del Río* (inédito).
- ZAVARITSKY, V.A.: *Petrografía II, rocas sedimentarias y metamórficas*. Ministerio de Enseñanza Superior y Media Especiales de la RSSFR, Leningrado, 1969.

Este título ha sido impreso  
por el Combinado Poligráfico  
Evelio R. Curbelo  
Se terminó de imprimir en el  
mes de febrero de 1986  
Año del XXX Aniversario del  
desembarco del Granma