

Petrología sedimentaria. Notas de teoría.

6. Rocas detríticas.

Componentes y caracterización de los distintos tipos

Ana M. Alonso Zarza

Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid. José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid.
alonsoza@geo.ucm.es

Resumen: Este es un gran bloque temático dedicado al estudio de los componentes y a la caracterización e interpretación de los tres grupos de sedimentos y rocas sedimentarias (rudáceas, arenáceas y lutáceas). El tema de mayor extensión es el dedicado a las areniscas. En todos los temas se hace hincapié en los procesos diagenéticos y se presentan los modelos clásicos del estudio de la procedencia.

Palabras clave: Componentes, rocas y sedimentos rudáceos. Rocas y sedimentos arenáceos. Rocas y sedimentos lutáceos. Diagénesis.

COMPONENTES DE LOS SEDIMENTOS DETRÍTICOS

Este primer tema se centra en el análisis de todos los componentes de los sedimentos y rocas sedimentarias. Estos componentes están presentes en los tres grupos, aunque en distintas proporciones.

Fragmentos de roca

La composición de los fragmentos de roca depende básicamente de la geología del área fuente y de la durabilidad de los granos durante el transporte. Son más abundantes cuanto mayor es el tamaño de grano de las rocas detríticas que los contienen. Pueden ser intraformacionales o intracuencas, son los formados dentro del área de sedimentación y corresponden esencialmente a fragmentos de barro arcilloso o carbonático, procedentes de la erosión de fangos previamente depositados. Los clastos extraformacionales o extracuencas proceden de fuera del área de sedimentación y pueden ser casi de cualquier tipo.

Cuarzo

- **Monocristalinos (Qm).**
- **Policristalinos (Qp)** por dos o más cristales, se dividen en Qp₂₋₃ (2 o 3 cristales) y Qp_{>3}. Los fragmentos de chert se clasifican como Qp.

Muchos de los cristales de cuarzo tienen extinción recta, sin embargo hay casos de extinción ondulante (al girar la platina no se extingue todo al mismo tiempo, sino en unos grados).

Origen de los distintos tipos: los cuarzos derivados de rocas volcánicas suelen ser monocristalinos, tener extinción recta y no presentar inclusiones. Los cuarzos e venas hidrotermales son mono o policristalinos gruesos y suelen presentar vacuolas rellenas de fluidos. Los cuarzos policristalinos metamórficos tienen cristales generalmente alargados con orientación preferente. La extinción ondulante es característica tanto de cuarzos metamórficos como plutónicos. Los más estables son los monocristalinos con extinción recta.

Feldespatos

Los feldespatos potásicos son más abundantes que las plagioclasas debido a su mayor estabilidad y a que son más frecuentes en rocas continentales de basamento (granitos y gneises), las plagioclasas son más abundantes en terrenos oceánicos y arcos isla.

Los granos de feldespato proceden de las mismas rocas que los de cuarzo, esencialmente granitos y gneises. La textura de los feldespatos puede dar una idea de su origen, los zonados suelen ser de origen volcánico, los piroclásticos tienden a ser cristales anhedrales, frecuentemente fracturados. Las pertitas se deben al enfriamiento rápido y por tanto suelen ser características de rocas plutónicas. En general los feldespatos de las rocas sedimentarias suelen ser de primer ciclo.

Filosilicatos

Son los componentes mayoritarios de las lutitas, pero aparecen también en la matriz de conglomerados y areniscas. Las micas son los de mayor tamaño y se presentan como accesorios. Los minerales del grupo de las arcillas pueden ser detríticos y autigénicos.

Minerales pesados

Son componentes accesorios que aparecen en proporciones menores del 1%. Suelen ser silicatos y óxidos resistentes a la meteorización química y abrasión mecánica. Pueden ser opacos (ilmenita, magnetita, etc.) o no opacos (apatito, granate, rutilo, estauroлита, turmalina, circón, etc.). Su peso específico suele ser superior a 2,9, más alto que el del Q y Feldespatos (2,6) por eso para separarlos del resto del sedimento y analizarlos se utilizan líquidos densos. También dan idea del área fuente.

Otro aspecto importante es que debido a su mayor densidad, suelen acumularse junto con granos de Q de mayor tamaño. Es lo que se denomina tamaño hidráulico equivalente. Los depósitos sedimentarios de interés económico, denominados placeres se forman así.

Otros componentes detríticos

Aquí se incluyen restos vegetales, fósiles, algunos granos carbonáticos (ooides, peloides, intraclastos, etc.), fragmentos de huesos, etc.

Madurez composicional

La madurez composicional se expresa como la relación entre el total de granos de cuarzo + chert frente a feldespatos + fragmentos de roca. Es un índice útil para comparar distintos tipos de areniscas. Una arenisca inmadura tiene muchos fragmentos de roca inestables y feldespato. Una arenisca madura tiene algo de feldespato y mucho cuarzo. Las areniscas que sólo tienen granos de cuarzo se denominan supermaduras.

La madurez textural y la composicional están muy relacionadas y pueden indicar el grado de transporte y también el posible reciclado de los clastos.

CONGLOMERADOS Y BRECHAS

Las rocas clásticas gruesas se denominan generalmente **ruditas** (latín) o **sefitas** (término griego). Los **conglomerados** (o **pudingas**) son gravas litificadas formadas por clastos cuyo diámetro es superior a 2 mm y que son redondeados a subangulosos. En las brechas los clastos son angulosos. A pesar de que son rocas relativamente poco representadas en el registro estratigráfico (1-2%) su estudio tiene mucho interés pues dan muchos datos sobre la procedencia, ambiente deposicional, paleogeografía y contexto tectónico. Una parte importante del estudio de los conglomerados se hace en el campo, donde se puede medir el tamaño de los clastos individuales, su forma, selección, etc. Por definición el esqueleto de los conglomerados y brechas está formado por cantos de tamaño superior a 2mm, El espacio intersticial puede estar vacío (poros) u ocupado por matriz, cemento, fluidos (agua, petróleo) o gas natural.

Clasificación de los sedimentos clásticos gruesos

Si bien la clasificación de las areniscas resulta clara e inequívoca, la de los sedimentos clásticos más gruesos es más complicada y las pocas clasificaciones que existen difieren tanto en los criterios que se deben utilizar, como en el nombre que se debe dar a los distintos tipos.

La clasificación más adecuada es la de Pettijohn (1975), posteriormente modificada por Boggs (1992, 2009). En esta clasificación se separan esqueleto de matriz atendiendo al tamaño, se consideran sólo clastos del esqueleto aquellos superiores a 2 mm. Los pasos que se deben seguir a la hora de clasificar estos materiales son:

- Comparar la composición del esqueleto y la matriz. Así se puede diferenciar entre conglomerados y brechas intraformacionales y extraformacionales. Los intraformacionales están constituidos por clastos que proceden de la misma cuenca de sedimentación, y proceden de la erosión de la misma unidad sedimentaria de la que después forman parte. Los granos del esqueleto y de la matriz son idénticos. En general se trata de barro carbonático o arcilloso débilmente litificado que se erosiona (tormentas, oleaje, etc.) y transporta distancias muy cortas. En general, se distinguen dos tipos los formados por clastos lutíticos y los formados por clastos carbonáticos, generalmente son clastos alargados y angulosos. Los conglomerados y brechas extraformacionales están constituidos por clastos que derivan de áreas externas a la cuenca, sino de detritos alterados en áreas fuentes externas que han sido transportados y depositados en otras zonas alejadas del área fuente. Los clastos del esqueleto y los de la matriz suelen ser distintos.
- Analizar la proporción de matriz. Ortoconglomerados formados esencialmente por esqueleto, la matriz se presenta con proporciones inferiores a 15%. Por tanto, tienen una fábrica clasto-soportada en la que unos clastos están en contacto con los otros.

Paraconglomerados, tienen matriz arenosa o lutítica en proporción superior al 15% y en muchas veces supera el 50%, por lo que puede ser una arenisca o lutita en la que los clastos mayores están flotando. Pueden tener fábrica clasto-soportada pero lo más frecuente es que sea matriz-soportada. Si quitásemos la matriz los clastos que están flotando colapsarían. También se usa el término diamictita para rocas detríticas en las que los granos están flotando en la matriz.

- La composición de los clastos del esqueleto permite separar entre conglomerados y brechas oligomícticos y petromícticos. En los C y B oligomícticos más del 90% de los clastos del esqueleto son de una o pocas variedades de rocas y minerales resistentes como metacuarcita, venas de cuarzo y chert. El término petromíctico o polimíctico se usa para C y B formados por distintos tipos de rocas inestables, como basaltos, pizarras y calizas. Los petromícticos son más abundantes que los oligomícticos, pues estos últimos requieren elevado transporte o en muchos casos varios ciclos de erosión-sedimentación.
- Los paraconglomerados y parabrechas se pueden subdividir atendiendo a su origen y al tamaño y organización interna de su matriz. Hay que fijarse en si la matriz es arenosa o lutítica, en si esta laminada o no, en si el esqueleto están imbricado, seleccionado o presenta gradación. Otros rasgos importantes son si el depósitos es laminar o lenticular y con que otros tipos de depósitos se asocia. De acuerdo con esto se pueden definir las rocas lutíticas laminadas con cantos que consisten en clastos flotando dentro de una matriz laminada. Los clastos se denominan "dropstones" y suelen proceder de clastos desprendidos de

icebergs o ser piroclastos volcánicos. Los paraconglomerados y parabrechas en los que la matriz está desorganizada se denominan till (el sedimento) tillitas (till litificado), si su origen es claramente glacial o tilloides si se han depositado por procesos de transporte en masa.

Características texturales generales

Selección. En general tanto en los conglomerados, como en las brechas se puede reconocer una amplia variedad de tamaños por lo que generalmente están peor seleccionados que las areniscas. Pueden ser unimodales o bimodales, siendo esto característico de los ortoconglomerados fluviales debido a la sedimentación de carga mixta de fondo, junto con la carga de suspensión, más fina. Los paraconglomerados están aun peor seleccionados y suelen ser polimodales, o al menos bimodales.

La forma de los granos (esfericidad) tiene más que ver con sus propiedades físicas que con el transporte que hayan sufrido. Los clastos procedentes de rocas metamórficas suelen ser alargados, mientras que granitos y mármoles suelen dar clastos más esféricos. La redondez de los clastos depende también del tipo de roca y de la intensidad con que haya sufrido los procesos de abrasión, aunque los clastos gruesos suelen adquirir la redondez más fácilmente que los finos.

Muchos clastos tienen **rasgos superficiales** que los hablan de los procesos que han sufrido. Los clastos de origen glacial suelen tener estrías, aunque también las pueden tener algunos clastos fluviales. Las marcas con formas curvas) de deben al impacto a alta velocidad de clastos transportados por ríos de gradientes altos. Algunos clastos presentan su superficie pulida, pues son capaces de difundir la luz dando la apariencia de un clasto helado. El transporte eólico es el principal causante de este rasgo generado por el impactos grano a grano a alta velocidad, durante las tormentas de arena, esto genera numerosas microfracturas en la superficie.

Fábrica. Como ya hemos descrito en el apartado general de las texturas los clastos pueden estar orientados e imbricados.

Origen de conglomerados y brechas

Aunque la mayor parte de los conglomerados y brechas son de origen sedimentario (epiclástico), estos materiales también pueden formarse como resultado de procesos volcánicos (piroclatos), tectónicos (cataclásticos) y de impactos meteoríticos.

Diagénesis de Conglomerados y Brechas

Los conglomerados, como cualquier otra roca sedimentaria, sufren modificaciones después de su sedimentación. Estas modificaciones conllevan la cementación y litificación de éstos materiales, esencialmente debido a la cementación.

La cementación de C y B es muy similar a la de las areniscas, la única diferencia es que en muchos casos la cementación comienza en la parte inferior de los clastos. Por lo que, si desprendemos los clastos de la roca, se observa esa fina película que los recubre parcial o totalmente. Son muy frecuentes los cemento es de grandes cristales de calcita.

Los conglomerados con mucha matriz pueden litificarse no sólo por la cementación, sino también por la recristalización metamórfica de bajo grado de esas arcillas. Otros procesos diagenéticos frecuentes son: la disolución intraesatratal de los clastos, en ocasiones con interpenetraciones estilolíticas, y la deformación y rotura de algunos cantos pro la presión mecánica.

Comentario sobre ambientes de sedimentación

Los conglomerados y brechas se depositan en ambientes de sedimentación variados, en general de alta energía e incluyen: laderas, abanicos aluviales, sistemas fluviales, deltas y abanicos deltaicos, plataformas siliciclásticas, y depósitos marinos más profundos.

ARENISCAS

Las areniscas constituyen el grupo más estudiado de los sedimentos detríticos, dedicaremos a ellas un tema dedicado a su clasificación y composición y otro dedicado a la diagénesis.

Clasificación de las areniscas

Las areniscas se deben clasificar inicialmente según la clasificación de Zuffa, para todos los tipos de arenitas y posteriormente, se define mejor su clasificación siguiendo el criterio clásico de Dott, (1964). La ventaja de utilizar inicialmente la clasificación de Zuffa, es que incluye componentes que la clasificación de Dott no considera.

- **Clasificación de Zuffa**

La clasificación de Zuffa sitúa como vértices de un tetraedro los siguientes componentes: 1) granos no carbonáticos extracuencas NCE, 2) granos carbonáticos extracuencas, CE 3) granos no carbonáticos intracuencas NCI y 4) granos carbonáticos intracuencas CI. Dependiendo de la proporción de estos granos se definen:

- ✓ **Extrarenitas no carbonáticas o areniscas**, que posteriormente se clasificaran según Dott-Pettijohn.
- ✓ **Intrarenitas no carbonáticas**.
- ✓ **Extrarenitas carbonáticas** (quizás litoarenitas.??).

- ✓ **Intrarenitas carbonáticas.** Entran dentro de las calizas
- ✓ **Arenitas híbridas** ocupando el triángulo central de las dos caras.

- **La clasificación de Dott, 1964**

Esta clasificación utiliza dos criterios fundamentales:

1) **La proporción de matriz**, considerando como matriz cualquier material clástico (de tamaño inferior a 30 micras), independientemente de su origen. No se consideran otros componentes intersticiales como pueden ser los cementos.

2) **La composición de los granos de arena** que forman parte del esqueleto: cuarzo, fragmentos de roca y feldespatos.

Esta clasificación es totalmente descriptiva y por tanto no incorpora elementos subjetivos. Según esta clasificación las arenas y areniscas se clasifican en dos grandes grupos: las arenitas que contienen menos del 15% de matriz y las grauvacas o vacas que tienen más del 15 de matriz.

Dentro de esos dos grandes grupos se pueden también establecer diferencias dependiendo de la proporción de granos de Q, Fr o F. Las cuarzoarenitas (y ortocuarzitas) y las cuarzo-vacas tienen un esqueleto formado en más del 95% por cuarzo. Las arenitas con más del 25% de feldespatos y mayor proporción de feldespatos que de fragmentos de roca se denominan arcosas. El término litoarenita se refiere a arenitas en las que el contenido en FR > Ftos y Fr > 25%. Las arenitas arcosas se pueden dividir en arcosas y arcosas líticas, aunque el término más usado es arcosa. Se definen dos tipos transicionales las subarcosas y las sublitoarenitas. También se pueden utilizar otros términos específicos como filarenitas (litoarenitas en las que los Fr son de pizarras y esquistos) o calcíticas (Fr de fragmentos de calizas).

Las vacas o grauvacas son transicionales entre las arenitas y las lutitas. Se duelen distinguir: grauvacas feldespáticas, grauvacas líticas y cuarzovacas, aunque éstas últimas no son muy frecuentes.

Petrografía de areniscas

- **Cuarzoarenitas u ortocuarzitas**

Generalmente son de colores claros, blancas o grises aunque a veces presentan tonos rojizos debido a la presencia de cementos de Fe. Están formadas casi exclusivamente por granos de cuarzo monocristalinos con cementos sintaxiales. También son frecuentes los granos de chert, metacuarzita y minerales pesados resistentes como circon, turmalina y rutilo. También pueden tener cementos de calcita, tanto en mosaico como poiquilótópicos. Pueden presentar contactos suturados y estilolitos debido a los procesos de presión disolución. Su

composición química es indicativa de su mineralogía tan homogénea. Son supermadura textural y composicionalmente y suelen presentar variadas estructuras sedimentarias.

En muchos casos las cuarzoarenitas son el resultado de periodos extensos de meteorización y transporte, de tal forma que casi todos los granos a excepción del cuarzo se han roto y alterado. El clima en el área fuente juega un papel fundamental. Muchos granos de cuarzo pueden ser de segundo ciclo, es decir derivados de sedimentos (areniscas y conglomerados) pre-existentes, este hecho está indicado por la presencia de cementos sintaxiales desgastados mecánicamente, lo que indica que son de un ciclo anterior. Las cuarzoarenitas se depositan esencialmente en cratones estables y márgenes pasivos. Dadas sus condiciones de formación no son muy abundantes en el registro sedimentario. En depósitos recientes ¿es fácil encontrar cuarzoarenitas? ¿en qué zonas del planeta podríamos encontrarlas?

Una gran parte de las cuarzoarenitas son depósitos marinos someros que se acumulan a lo largo de la línea de costa como playas, dunas, llanuras de marea, barras. Algunas cuarzoarenitas son depósitos eólicos subáereos.

- **Las arcosas**

Tienen más del 25% de feldespatos aunque normalmente presentan proporciones de Feldespatos comprendidas entre el 40 y 50%. Los feldespatos potásicos dominan si el área fuente es corteza continental, si el área fuente es volcánica predominan las plagioclasas. Son generalmente de color beige o rosado debido al color de los feldespatos y también a la presencia de hematites finamente diseminado sobre los granos, pues muchas arcosas forman parte o constituyen sucesiones rojas. Las arcosas pueden ser desde productos de alteración que han sufrido un mínimo transporte a areniscas muy bien ordenada y con estratificaciones cruzadas que han sufrido un transporte importante. Texturalmente son rocas o sedimentos cuya selección varía de baja a buena, y con granos desde muy angulosos a subredondeados, variando estos parámetros texturales en función del transporte. ¿En qué se diferencian químicamente de las cuarzoarenitas? Presentan una amplia variedad de cementos y procesos diagenéticos como son: cementación por calcita o cuarzo, cementos sintaxiales de feldespatos, y cementación y formación de matriz a partir de los minerales inestables.

Además del área fuente el clima y el relieve del área fuente son factores importantes que controlan la formación de las arcosas. Bajo condiciones húmedas, los feldespatos se meteorizan a minerales de la arcilla, por tanto, climas semi-áridos y glaciales favorecen la formación de arcosas. Por otra parte, si la erosión es muy rápida (relieve importante del área fuente), se pueden producir detritos arcósicos a pesar de que la meteorización química sea

importante. ¿Conocemos alguna formación arcósica cercana? Indicad algún ejemplo.

Las arcosas se pueden depositar en distintos ambientes: abanicos aluviales, sistemas fluviales, plataformas siliciclásticas, etc.

- **Las litoarenitas**

Estas areniscas se caracterizan por presentar mayores contenidos de feldspatos que de fragmentos de roca. Los componentes más abundantes son los cuarzos monocristalinos (30-80%) y los fragmentos de roca (5-50%). La mezcla de granos de color claro (Q y Fto) con fragmentos de roca más oscuros da un aspecto moteado. Su composición y química es muy variada dependiendo del tipo de fragmentos de roca que incluyan. Generalmente tiene poca matriz primaria, si tienen mucha matriz se parecen mucho a las grauvacas. Los cementos son tanto de calcita como de cuarzo y es muy frecuente la presencia de matriz secundaria. La proporción de sílice puede variar desde el 90% (semejante al de las cuarzoarenitas) al 50-60% de las grauvacas. La proporción de Al_2O_3 y K_2O depende de la proporción de fragmentos de lutitas o pizarras que incluya. La presencia de fragmentos de caliza y dolomías aumenta el porcentaje de los óxidos de Ca, Mg y CO_2 .

Las litoarenitas son inmaduras composicionalmente, pero pueden ser maduras a submaduras desde el punto de vista textural. Son características de depósitos aluviales, plataformas marinas y llanuras abisales. Pueden presentar estructuras sedimentarias muy variadas, siendo los fósiles escasos. Muchas de las areniscas formadas en cinturones orogénicos clásticos son litoarenitas, ya que la desintegración física de estas rocas genera detritos ricos en fragmentos de rocas. La mayor abundancia de litoarenitas coincide espacial y temporalmente con zonas activas tectónicamente.

- **Las grauvacas**

Son rocas duras y oscuras y muy “enigmáticas”. Dentro del esqueleto el componente fundamental es el cuarzo monocristalino (25-50%) y policristalino, son frecuentes los fragmentos de roca de distintos tipos. Los sedimentarios de grano fino, y metasedimentarios son los que dominan, también pueden ser muy frecuentes los fragmentos de rocas plutónicas, de calizas y volcánicas. Dentro de los feldspatos son más frecuentes las plagioclasas. Son rocas oscuras y en ocasiones difíciles de reconocer.

La proporción de SiO_2 varía entre el 50 y 70%. La elevada proporción de matriz rica en minerales de la arcilla que presentan (más del 15%) hace que también sean ricas en Al_2O_3 , MgO y $FeO+Fe_2O_3$.

La elevada matriz que presentan hace que las grauvacas sean, por definición, rocas inmaduras, aunque en algunas el esqueleto puede estar formado por granos bien redondeados y seleccionados. La distribución de tamaños de granos suele ser bimodal, la moda principal corresponde al esqueleto, la secundaria a la matriz.

El origen de la matriz de las grauvacas no está del todo claro, de ahí que se hable del “problema de las grauvacas”. La presencia de proporciones elevadas de matriz se puede explicar de dos formas: 1) sedimento de grano fino depositado junto con la fracción arena y 2) alteración diagenética de minerales inestables (líticos) para dar lugar a la formación de pseudomatriz. Las dos soluciones son aceptadas, si bien se piensa que una gran parte (no toda) de la matriz de las grauvacas es de origen diagenético.

Una gran parte de las grauvacas se han depositado por corrientes de turbidez en distintos tipos de cuencas generalmente alejadas de los márgenes continentales. Las grauvacas fueron dominantes durante el Arcaico, pues las áreas emergidas eran esencialmente arcos volcánicos. Constituyen una parte importante de los cinturones de rocas verdes. En general, una gran parte de las grauvacas se depositaron durante periodos de movimientos tectónicos importantes.

Composición de areniscas ¿de qué depende?

La composición de las rocas detríticas depende de numerosos parámetros que operaron durante la pedogénesis, erosión, transporte, sedimentación y enterramiento. Los factores principales o de primer orden son: composición del área fuente, modificación por meteorización química y disgregación y abrasión mecánica, entradas autígenas, selección hidrodinámica y diagénesis. Todos estos parámetros están a su vez influenciados por: contexto tectónico de la región, medio de transporte y sedimentación, clima, vegetación, relieve, pendiente y naturaleza y energía de los medios de transporte y sedimentación.

Procedencia de areniscas (importante)

Los distintos trabajos de Basu muestran que la composición de areniscas generadas a partir de áreas fuentes metamórficas y plutónicas es distinta y también depende del clima. Además, las distintas tipologías de los granos de cuarzo: cuarzo con extinción recta, cuarzo con extinción ondulante, cuarzo policristalino 2-3 individuos y cuarzos policristalinos de más de 3 individuos pueden ser indicadoras de la procedencia de estas rocas.

Uno de los aspectos en los que más se ha avanzado recientemente es en el análisis de la composición de estas areniscas y su relación con el contexto tectónico en el que se generaron. Para ello se utilizan distintos parámetros o relaciones, que quedan expresados en triángulos distintos. La representación de los distintos

componentes de las areniscas es indicativa del contexto tectónico en el que se generaron. Los parámetros utilizados son distintos dependiendo de los autores. Pero todos ellos se basan en la proporción relativa de los distintos componentes de las areniscas.

Ejercicio

Analizar los triángulos propuestos por Dickinson (1985) para ver cómo la composición de las areniscas puede ser indicativa del contexto tectónico en el que se han generado.

Diagenesis - Conceptos básicos

La diagénesis incluye todos los cambios o procesos que se producen en los sedimentos y rocas sedimentarias desde que se depositan hasta que, si es el caso, se sitúan en el campo del metamorfismo. La diagénesis conduce al endurecimiento y litificación de los sedimentos blandos. Los límites entre diagénesis y metamorfismo son difíciles de establecer, aunque convencionalmente se considera que la diagénesis incluye los procesos que tienen lugar a temperaturas inferiores a 300°C y presiones inferiores a 1-2 kilobares.

Estadios diagenéticos

- **Singénesis** o **sindiagénesis**. Se refiere a los procesos que tienen lugar prácticamente al mismo tiempo que la sedimentación (bioturbación, etc.).
- **Eogénesis** o **diagénesis temprana**. Puede tener una duración de 1.000-1.000.000 de años y afecta a sedimentos situados a profundidades inferiores a 100 m. Las aguas intersticiales son de la misma composición que las aguas del ambiente de sedimentación. Marinas en ambientes marinos y meteóricas (dulces) en ambientes continentales. Estas aguas pueden sufrir modificaciones debido a la descomposición de la materia orgánica y a la actividad microbiana.
- **Mesogénesis** o **diagénesis de enterramiento**. Las aguas intersticiales han modificado su composición debido a reacciones con los minerales de la arcilla, disolución de granos inestables, precipitación de minerales autigénicos (neoformados) o por mezcla con otras aguas de distinta composición. Opera durante decenas de millones de años y afecta a las rocas hasta profundidades de 10.000 m. Suelen ser aguas salinas, neutras y alcalinas, se les denomina también aguas de formación.
- **Telogénesis**. son procesos que tienen lugar en condiciones relativamente superficiales, cuando las formaciones rocosas han sufrido levantamientos tectónicos que las han situado en o cerca de la superficie. Las aguas suelen ser meteóricas.

Ambientes diagenéticos

- Ambientes meteóricos (vadosos y freáticos).
- Ambiente marino (vadosos y freáticos).
- Ambiente de mezcla de agua.
- Ambiente de enterramiento.

Factores que controlan la diagénesis

- Composición y textura inicial del sedimento.
- Clima. Cantidad de agua y composición de las aguas intersticiales.
- Composición de los fluidos diagenéticos.
- Temperatura y Presión.
- Tiempo.

Procesos diagenéticos

Son muchos los procesos diagenéticos que actúan sobre los sedimentos y rocas sedimentarias. Algunos son más específicos de arenas y areniscas, otros más de carbonatos y otros operan en ambos tipos de rocas. En este tema veremos los procesos más importantes que actúan sobre arenas y areniscas. El estudio completo de los procesos diagenéticos se completará en el tema dedicado a diagénesis de carbonatos.

- **Compactación**

En los estadios iniciales de enterramiento la compactación conlleva la pérdida de agua y el mayor empaquetamiento de los granos (de cúbico a romboédrico, en el caso de esferas perfectas). El barro o matriz empapada en agua tiene hasta el 60-80% de agua y se compacta perdiendo el agua muy fácilmente. Los mismos minerales de la arcilla son dúctiles y laminares y pueden compactarse fácilmente cuando el agua sale de las posiciones interlaminares. Si la presión es mayor los granos más débiles (fragmentos de pizarras, cantos blandos...) son aplastados y deformados, perdiendo su forma y dando lugar a la formación de seudomatriz. Las micas y granos alargados se pueden doblar. En definitiva, con el aumento de la presión de enterramiento los componentes blandos se compactan y deforman más que los resistentes, por lo que la proporción de granos aumenta. Estos procesos de compactación son meramente mecánicos. Pero la compactación también puede ser química.

El aumento de presión favorece la disolución, de tal forma que si debido a esta presión los granos están en contacto, se puede producir disolución en dicho contacto así se generan los contactos concavo-convexos, los suturados y a mayor escala las líneas de disolución y los estilolitos. Los componentes no solubles se acumulan en las líneas de disolución o marcando el estilolito. Estos procesos son muy importantes en cuarzoarenitas. Además estos procesos

ponen en solución iones que posteriormente se pueden utilizar en procesos de cementación.

Los procesos de compactación deben tenerse en cuenta a la hora de calcular el espesor inicial de los sedimentos (si se quiere correlacionar), las tasas de sedimentación, etc. Pero lo más importante desde el punto de vista aplicado es que contribuyen a cerrar de forma importante la porosidad.

- **Cementación**

La cementación consiste en la precipitación de nuevos minerales, de composición variable, en los poros de las rocas o sedimentos, como resultado de la circulación a través de ellos de las aguas subterráneas. La formación de cementos requiere, por tanto, que haya poros que contengan el agua en el que precipitarán esos cementos.

Cementos de sílice

El cemento más típico es el de cuarzo sintaxial (recrecimientos en continuidad óptica), que precipita alrededor de los granos y en continuidad óptica con ellos. A veces se distingue por la presencia de una fina película de óxido de Fe y/o arcillas. Si la película es más gruesa inhibe la precipitación del cemento. También hay cementos de cuarzo en mosaico. También el ópalo puede ser una fase cementante con sus distintas texturas.

Las aguas marinas sólo contienen 1 ppm de sílice y las fluviales 13 ppm las fluviales. Los procesos de presión-disolución generan sólo 1/3 de la sílice necesaria. Por tanto, la sílice necesaria para la formación de los cementos debe proceder de: transformaciones de los minerales de la arcilla, rotura de fragmentos volcánicos y feldespatos, fósiles silíceos y espículas de esponjas.

Ejercicio: Analizar los gráficos de solubilidad de la sílice en función de la temperatura y sacar las conclusiones pertinentes.

Cementos de carbonato

La calcita es más abundante como cemento que el cuarzo, pues es más soluble que la sílice, sobre todo en condiciones sub-superficiales, donde las fluctuaciones del pH de las aguas freáticas favorecen la precipitación y disolución de la calcita. El cemento de calcita es muy frecuente en areniscas y conglomerados clastosoportados. Los cementos carbonáticos también pueden ser dolomíticos y de forma ocasional también se han reconocido cementos de siderita y ankerita. El calcio y el carbonato proceden del agua del mar y disolución de granos esqueléticos carbonáticos. Las texturas son las que se han comentado frecuentemente y habéis visto en prácticas.

Cementos de óxidos e hidróxidos de Fe, hematites, limonita y goethita

Tiñen mucho la roca, aunque estén en proporciones inferiores al 0.1%. Generalmente proceden de la alteración de silicatos que tienen Fe (...). Las condiciones de precipitación vienen dadas por las condiciones de oxidación, se moviliza en estado reducido y se fija como Fe oxidado en condiciones oxidantes. Las rocas que tienen estos cementos son rojas, como las areniscas de Buntsandstein. Se presentan como finas películas bordeando los granos. Suelen ser cementos muy tempranos.

Otros cementos

Sulfatos y sulfuros. Yeso Celestita (Sr) y Baritina. Pirita.

Cementos de feldespatos

Los más frecuentes son los cementos sintaxiales de Ftos K y más raramente de Albita. Se necesitan aguas alcalinas ricas en Na o K, Al y Si. Estos elementos proceden de la hidrólisis y disolución de los granos menos estables (volcánicos).

Minerales de la arcilla y ceolitas

Los minerales autigénicos de la arcilla se presentan como cementos que rellenan poros y recubrimientos de arcillas de hasta 50 micras alrededor de los granos. La mineralogía es importante pues si se trata de caolinita se reduce la porosidad, pero no la permeabilidad, en el caso de la illita sucede lo contrario. Estos minerales pueden ser también el resultado de la transformación de granos detríticos de feldespatos o fragmentos de roca a los que reemplazan que a veces conservan la forma o a veces la han perdido por compactación (Grauvacas). Los feldespatos pueden transformarse a un agregado nido de moscovita que se conoce como sericita.

- **Disolución**

Es el principal proceso que conduce a la formación de porosidad secundaria, afecta a todos los tipos texturales y composicionales y requiere la presencia de aguas subsaturadas en esa fase mineral. La liberación de CO₂ en etapas diagenéticas avanzadas ayuda notablemente a la disolución de los componentes carbonáticos.

- **Recristalización**

Se diferencia de la cementación en que no se produce en ningún poro, sino que es el resultado del crecimiento de unos cristales a expensas de los otros.

Ambientes y secuencias diagenéticas

- **Eogénesis o diagénesis subsuperficial**

- ✓ **Ambiente marino**

La mayor parte de los granos de las areniscas son estables en aguas marinas. Los procesos diagenéticos no empiezan hasta que las aguas marinas de los poros se han modificado. Si hay M.O. la oxidación bacteriana libera bicarbonato, lo que ayuda a la disolución de algunos granos. Cuando se gasta el oxígeno, las bacterias sulfato-reductoras producen más bicarbonato y hacen disminuir el pH produciendo H₂S. Puede precipitar pirita si hay Fe⁺², y calcita y dolomita como cementos locales. Si hay silicatos metaestables pueden precipitar minerales de la arcilla y se pueden formar cementos sintaxiales de cuarzo y feldespatos. Glauconita y bertierina son también características de estos estadios.

- ✓ **Ambiente no-marino, cálido y húmedo**

Las aguas intersticiales son ácidas debido a la descomposición de la M.O. Generalmente hay poco K, Mg y SO₄ y puede precipitar caolinita y Q, mientras que los feldespatos se disuelven. Si hay componentes máficos (con Fe y Mg) se puede formar siderita y clorita si las aguas intersticiales son anóxicas.

- ✓ **Ambientes no-marinos, cálidos y áridos**

Las aguas intersticiales son oxidantes. Los rasgos más característicos son: calcretas, capas rojas, yesos y zeolitas.

- **Ambiente mesogenético o de enterramiento**

Las aguas intersticiales son más salinas. El grado de enterramiento hace que aumenten la Presión y la Temperatura. Muchos granos son inestables y se disuelven y algunas barreras cinéticas se pueden sobrepasar (dolomita).

Hay cambios en la mineralogía, las esmectitas se transforman en illitas a través de los interestratificados. Se libera: sílice, Ca, Na, Fe y Mg, esto junto a los iones aportados por los procesos de P-Dis hacen que haya suficientes iones para los procesos de cementación y autigénesis. Son característicos de estas etapas: recrecimientos de Q, precipitación de dolomita, ankerita y clorita, además de la albitización de las plagioclasas. La formación de hidrocarburos tiene lugar en este ambiente (1.5-3 km de profundidad). Ello puede conducir a la formación de aguas ácidas que pueden disolver los cementos y componentes carbonáticos, generando porosidad secundaria.

Otro factor importante es la presión a la que están sometidos los fluidos intersticiales. Si la permeabilidad es baja los fluidos pueden estar sometidos a mayores presiones que la del enterramiento (litostática), lo que hace que las reacciones diagenéticas se retarden y disminuyan las presiones grano-grano, favoreciendo también la preservación de la porosidad primaria.

- **Ambiente telogenético**

Tiene lugar cuando las rocas se sitúan en posiciones superficiales. En ambientes semiáridos el proceso más importante es la oxidación de los sulfuros y los carbonatos de hierro para formar óxidos e hidróxidos de Fe. En climas más húmedos se meteorizan los feldespatos, carbonatos y minerales pesados, lo que hace aumentar la porosidad.

Indicadores diagenéticos

Cuando estudiamos una arenisca o cualquier roca sedimentaria necesitamos saber el orden de los procesos diagenéticos que ha sufrido, pues así sabremos cómo ha evolucionado la porosidad y si los episodios de generación de porosidad pudieron ocurrir cuando la materia orgánica había madurado lo suficiente. También es conveniente tener una idea de la profundidad y temperatura a la que suceden los distintos procesos diagenéticos. Hay algunos criterios:

- **El color de alteración de los conodontos**

Los conodontos son fósiles fosfáticos de aspecto dentiforme. Se hacen más oscuros según aumenta la temperatura de amarillo pálido (< 80º) a negro (> 300ºC). Lo malo es que son escasos y solo hay desde el Cámbrico Superior al Triásico y en rocas marinas.

- **Reflectancia de la vitrinita**

La materia orgánica procedente de restos vegetales leñosos se hace más brillante según se sitúa a temperaturas más altas. Esto además es un indicador del rango de los carbones.

- **Transformaciones de los minerales de la arcilla**

Según aumenta la Tª dejan de ser estables en este orden: esmectitas, interstratificados y todo puede pasar a illita. A 150º la caolinita también puede pasar a illita o clorita. A temperaturas más altas solo resisten las micas y las cloritas.

- **Mineralogía de las ceolitas**

Cambios de heulandita y analcima a laumontita y posteriormente prehnita y pumpellita.

Estos indicadores nos sirven para situar el rango de temperatura y/o profundidades de enterramiento que han sufrido nuestras rocas. Por otra parte, hay que tener en cuenta que los procesos diagenéticos se pueden situar en un contexto más amplio tanto dentro del marco de la tectónica de placas y hay que tener en cuenta los posibles cambios del nivel del mar. Por ejemplo, descensos en el nivel del mar pueden hacer que fluidos meteóricos entren en sedimentos marinos. En otros casos el ascenso del nivel del mar puede controlar los procesos de diagénesis temprana de areniscas continentales.

Porosidad - permeabilidad

Son aspectos muy importantes pues controlan la calidad de una roca como almacén y están controlados tanto por la textura inicial del sedimento como por los procesos diagenéticos que ha sufrido.

$$\text{Porosidad total} = \frac{\text{volumen total} - \text{volumen de sólidos}}{\text{Volumen total}} \times 100$$

$$\text{Porosidad efectiva } Pe = \frac{\text{volumen de poros interconectados}}{\text{Volumen total}} \times 100$$

Lo que es verdaderamente importante es la porosidad efectiva, pues controla la calidad de una roca como almacén y la capacidad del sedimento para que por el puedan circular fluidos. La permeabilidad depende de la porosidad efectiva, de la forma y tamaño de los poros y de las propiedades del fluido (viscosidad y gradiente de presión). La permeabilidad depende de la velocidad a la que fluye el fluido a través de una sección de roca, está por la ley de Darcy.

$$Q = (K/\mu)(dp/dl)$$

Q= velocidad del fluido, K =permeabilidad, μ = viscosidad del fluido, dp/dl = gradiente de presión en dirección al flujo. En general, en las areniscas la permeabilidad aumenta con la porosidad.

La porosidad puede ser primaria o secundaria. Un buen almacén de petróleo generalmente tiene porosidades de 20-35%.

La **porosidad primaria** depende de la textura del sedimento. Es mayor a mayor tamaño de grano, mayor selección, mayor redondez, menor grado de empaquetamiento y menor proporción de arcillas. Los sedimentos de grano fino

tienen mayores porosidades efectivas, pero su permeabilidad es menor pues el tamaño de poro tan pequeño hace difícil la circulación de fluidos a su través.

Después de la sedimentación y al aumentar la presión de enterramiento hay una disminución progresiva en la porosidad y permeabilidad de las areniscas. La composición es el principal factor de condicionará la evolución de la porosidad. La porosidad disminuye más en arcosas y litoarenitas que en cuarzoarenitas. El principal proceso que contribuye a la disminución de la porosidad y permeabilidad es la cementación. Una gran parte de las areniscas que son rocas almacén han sido cementadas sólo parcialmente, de forma que conservan parte de su porosidad inicial.

Se puede generar porosidad **secundaria** durante el enterramiento por disolución de componentes iniciales o diagenéticos. Las aguas ácidas son las más favorables para la disolución y pueden proceder de la decarboxilación de la M.O, se libera CO₂ y en algún caso se relaciona con la formación y migración de los hidrocarburos.

LUTITAS

Introducción

A pesar de su abundancia (cubren alrededor del 75% de la superficie continental), son las rocas sedimentarias que menos se han estudiado. En general son fácilmente alterables y relativamente blandas, por lo que muy frecuentemente están cubiertas por vegetación y afloran en malas condiciones. Además debido a su tamaño tan fino su estudio tiene que realizarse mediante técnicas más sofisticadas.

Los rasgos que hay que describir de una lutita son: color, grado de fisibilidad, estructuras sedimentarias, contenido mineral, contenido orgánico y contenido fosilífero.

Muchas lutitas presentan una orientación preferente debida a la alineación paralela de las micas y arcillas laminares. Esta fábrica se denomina fisibilidad y se define como la capacidad de una lutita para partirse a lo largo de superficies paralelas finas. A estas lutitas se les denomina ortopizarras.

	Sedimento	Roca
	PELITA (Mud)	LUTITA (Mudstone)
63µm > T > 4µm	Aleurítica o limosa	Aleurítica (Siltstone)
T < 4 µm	Arcillosa	Arcillosa (Claystone)

¿Qué se describe?: color, grado de fisibilidad, estructuras sedimentarias, contenido mineral, contenido orgánico y contenido fosilífero.

Estructuras sedimentarias

Las lutitas pueden presentar distintas estructuras sedimentarias como: laminación, estructuras de corriente (ripples, flasher y lenticular, parting lineation...), generalmente de pequeña escala. Otras lutitas son masivas por transporte o modificación posterior.

Otros rasgos que suelen presentar son: desecación, nódulos, gotas de lluvia, estructuras biogénicas.

Composición

La composición media de una lutita es de: 30% de cuarzo, 10 % de Feldespatos, 50 % de minerales de la arcilla (filosilicatos) y el restante 10% carbonatos y/u óxidos.

- **Mineralogía de las arcillas**

- ✓ Tetraedros de silicio-oxígeno.
- ✓ Capas de aluminio en coordinación octaédrica con O^- e iones de OH^- . La capa se llama **trioctaédrica**. Si sólo dos octaedros están ocupados y el tercero está vacante (el centro ocupado por un ion trivalente, Fe^{+3} , Al^{+3}) la capa se denomina **dioctaédrica**.

- **Repaso de los minerales laminares más importantes**

- ✓ **Minerales tipo 1:1**
Caolinita, dickita, nacrita y halloysita.
- ✓ **Minerales tipo 2:1**
Esmectitas e illita .
- ✓ **Minerales tipo (2:1:1)**
Clorita.
- ✓ **Minerales fibrosos**
Son esencialmente la paligorskita y la sepiolita.
- ✓ **Interstratificados**
Son minerales en los que alternan capas de cualquiera de los minerales citados anteriormente.

Genesis y distribución de los minerales de la arcilla en los sedimentos recientes.

- **Minerales de la arcilla en zonas de alteración y suelos (lutitas residuales)**
 - ✓ Horizonte B de suelos.
 - ✓ La illita se forma en ambientes templados donde alternan periodos secos y húmedos y los suelos son neutros o ligeramente alcalinos.
 - ✓ Las cloritas suelos de zonas templadas regiones templadas de latitudes altas.
 - ✓ Las esmectitas en condiciones moderadas de meteorización. Suelos alcalinos de zonas áridas.
 - ✓ La caolinita y halloysitas en zonas tropicales donde el lavado es intenso favoreciendo las condiciones ácidas y buen drenaje.

Algunos tipos especiales de arcillas como los fibrosos (sepiolita y paligorskita) son característicos de tipos especiales de suelos como calcretas y silcretas.

- **Diagénesis**

Los minerales de la arcilla pueden precipitar como cementos dentro de sedimentos siliciclásticos más gruesos y también las arcillas de las lutitas pueden ser alteradas y reemplazadas por otras arcillas durante la diagénesis.

- **Volcánicas**

Los vidrios volcánicos son metaestables y con el tiempo se devitrifican, transformándose en esmecticas, cloritas, illita y zeolitas.

- **Sedimentarias**

Las caolinitas son más abundantes en los cinturones tropicales, especialmente en las cercanías de las grandes desembocaduras de los ríos.

Las montmorillonitas se forman especialmente de surcos mediooceánicos y cerca de los arcos isla, donde hay abundante material volcánico. En el resto de los fondos oceánicos el mineral dominante es la illita.

Continetales

Llanuras de inundación, zonas distales de abanicos (rojas y con nódulos de carbonato).

Lacustres su mineralogía depende de la química del agua, pueden ser detríticas o neoformadas (sepiolita, paligorskita, esmectitas, etc.).

Marinas

Líneas de costa de baja energía.

Cinturones de barro nearshore a profundidades de 5-20 m.

Plataformas marinas abiertas.

Algunas lutitas especiales

- **Lutitas ricas en materia orgánica y pizarras negras**

3-10% de carbono orgánico. Pueden generar petróleo con el calentamiento (Profundidad y T^a).

Tasa de productividad orgánica es muy alta y circulación restringida, generalmente es MO sapropélica procedente del fitoplancton. Estratificación del cuerpo de agua. Ambientes anóxicos.

- **Loess y loesitas**

Son depósitos clásticos de tonos amarillentos-marrones formados por granos de cuarzo de tamaño limo (20-50 micras). Se interpretan como depósitos eólicos. Se diferencian dos tipos: a) loess de regímenes fríos y b) loess derivados de zonas áridas desérticas.

Diagenesis de lutitas y minerales de la arcilla

Compactación y pérdida de agua: agua de poros, agua absorbido en arcillas (2-4 Km).

Cambios mineralógicos por aumento de T^a.

- Transformación de esmectitas a illitas pasando por un interestratificado illita-esmectita. El proceso comienza a unos 70-95°C (2-3 km).
- Las caolinitas también se transforman en illitas pero a temperaturas y profundidades algo mayores.
- Las esmectitas, interestratificados y caolinitas no pasan al campo del metamorfismo, pero sí la illita y la clorita. El grado de cristalinidad de la illita aumenta con el grado de metamorfismo.

Pregunta importante ¿ Hay cambios en la mineralogía de las arcillas a lo largo del registro geológico?. Discute las posibles causas.

BIBLIOGRAFÍA

- Boggs, S. Jr. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Macmillan Publishing Co., New York, NY.
- Boggs, S. Jr. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge. 600 pp.
- Dott, R.H. Jr. 1964. Wacke, Graywacke and Matrix-What approach to Immature Sandstone Classification?. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 625-623.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 333-361.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd ed. Harper & Row Publ. New York. 628 pp.

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

- Basu, A. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 1-18.
- Boggs, S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge. 600 pp.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 333-361.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Co. Austin, Texas 159 pp. Disponible en:
[http:// www.lib.utexas](http://www.lib.utexas)
- Friedman, G.M.; Sanders, J.E. y Kopaska-Merkel, D.C. 1992. *Principles of Sedimentary Deposits. Stratigraphy and Sedimentology*. Macmillan Publ. Co., New York, 717 pp.
- Johnsson, M.J. y Basu, A. 1993. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*: Geological Society of America Special Paper 284.
- McDonald, D.A. y Surdam, R. C. (Eds) 1984. *Clastic Diagenesis*. Memoir 37. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 434 pp.

- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd ed. Harper & Row Publ. New York. 628 pp.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E., y Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.
- Prothero, D.R. y Schwab, F. 2004. *Sedimentary Geology. An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy*. W.H. Freeman and Co. New York. 557 pp.
- Scholle, P.A. 1979. *A Color- Illustrated Guide to Constituent, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks*. Memoir 28, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. (3ª Ed). Blackwell Sci. Publ, Oxford, 262 pp.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1991. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ. Oxford, 482 pp.
- Zuffa, G.G. (Ed.). 1985. *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 408 pp.

Recibido: 28 abril 2009.

Aceptado: 25 enero 2010.