



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**POROSIDAD: GÉNESIS, CLASIFICACIÓN Y
CARACTERIZACIÓN EN LAS ROCAS
SEDIMENTARIAS PARA EL ALMACENAMIENTO
DE FLUIDOS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

LEYNES CHAVARRIA MARIA DEL SOCORRO



**DIRECTOR DE TESIS:
M .EN I. ALBERTO HERRERA PALOMO**

**CIUDAD UNIVERSITARIA
(2015)**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

DEDICATORIA

Quiero dedicársela a mi hermana Erika, jamás encontrare las palabras para agradecerte lo mucho que has hecho por mí, lo que me has dado y me has enseñado, por cuidar de mi desde pequeña y estar al pendiente siempre de mí, porque gracias a dios tengo una hermana maravillosa que aun en los fracasos estuvo conmigo y ha sido un ejemplo de vida para seguir adelante siempre, sin duda te dedico este trabajo por todos los sacrificios y te agradezco infinitamente por cada uno de los regaños y por todos los consejos dados, porque gracias a ti estoy aquí.

AGRADECIMIENTOS

A Dios

Gracias a Dios, por darme la fuerza y la inteligencia para tomar este camino en la vida.

A mis padres

A mis amados padres, por el esfuerzo y el cariño con que han sacado adelante nuestra familia, por que siempre han sido el motivo para no desistir, por nunca dejar de confiar en mi a pesar de las fallas, por ese amor incondicional.
Gracias, no por lo que dieron, sino por lo que me enseñaron.

A mi hermana

Por acoger mis estudios, por que a tu manera siempre me motivaste a seguir adelante, gracias por que si no fuera por ti no habria logrado esto.

A mi hermano

Gracias chuchin, por que a pesar de ser mi hermano menor me has enseñado muchas cosas, por el tiempo que has querido compartir con migo siempre, por aguantarme y aun asi encontrar un motivo para estar conmigo.

A mis amigos

Isela, Carmen, Nadia, Karina, Lupita, Marlly, Erika, Jesica, Griselda, Tania, Lucero, Gabi, Selene, Elaine, Margarita, Perla, Dani, Chris, Boni, Felipe, Emanuel, Ivan, Emigdio, Andres, Lozada, Toñoño, Toño, Wasa, Orestes, Tapia, Memo.

Gracias amigos por el apoyo, el cariño, los consejos, las desveladas por todo el tiempo compartido.

Gracias al Destino que me encuentre con ustedes.

A mis profesores

Por su tiempo y sus enseñanzas dentro y fuera del aula, gracias.

CONTENIDO

RESUMEN.....	6
INTRODUCCIÓN.....	7
CAPITULO 1. ROCAS SEDIMENTARIAS: GENESIS Y CLASIFICACIÓN.....	8
1.1 Génesis en las rocas sedimentarias.....	10
1.1.2. Ambientes sedimentarios	11
1.2 Clasificación.....	13
1.2.1 Rocas sedimentarias clásticas.....	13
1.2.2 Rocas sedimentarias no clásticas:.....	18
CAPITULO 2. POROSIDAD	43
2.1 Por su origen.....	44
2.1.1 Porosidad primaria	44
2.1.2 La porosidad secundaria.....	45
2.2 Comunicación de sus poros.....	47
2.3 Tamaño de los poros.....	49
2.4 Propiedades relacionadas.....	50
2.4.1 Permeabilidad	51
2.4.2 Mojabilidad.....	52
2.4.3 Tortuosidad.....	54
2.4.4 Saturación	54
2.4.5 Compresibilidad	55
CAPITULO 3. POROSIDAD EN ROCAS CLÁSTICAS	56
3.1 Parámetros texturales: (tamaño, selección, esfericidad, empaque)	56
3.1.1 Forma.....	56
3.1.2 Selección.....	60
3.1.3 Empaque.....	62
3.1.4 Tamaño	66
3.2 procesos diageneticos que incrementan la porosidad	67
3.3 PROCESOS DiagéNETICOS que disminuyen la porosidad.....	69

3.3.1 Cementación.....	70
CAPITULO 4. POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS	72
4.1 Clasificación de la porosidad en rocas carbonatadas.....	73
4.1.1 Clasificación de Choquette y Pray (1970)	73
4.1.2 Clasificación de Lucia (1995, 1999).....	75
4.2 Procesos diagenético que afectan la porosidad	78
4.2.1 Disolución	78
4.2.2 Estilolitas.....	80
4.2.3 Cementación	82
4.2.4 Compactación mecánica y química	86
CAPITULO 5. MÉTODOS Y TÉCNICAS PARA EL CÁLCULO DE LA POROSIDAD.	88
5.1 Métodos prácticos.....	89
5.1.1 Por radiación.....	89
5.1.2 Penetración de fluidos.....	96
5.1.3 Registros geofísicos	100
5.1.3.1 Registro sísmico	101
5.1.3.2 Registro de densidad.....	103
5.1.3.3 Registro neutrón.....	105
5.2 Métodos teóricos.....	108
5.2.1 Porosidad absoluta.....	108
5.2.2 Porosidad efectiva	108
Porosidad ponderada	108
CAPITULO 6. HOMOGENEIDAD DEL YACIMIENTO	111
6.1 Variación de la porosidad por Dykstra-Parsons	112
6.2 Homogeneidad de la FORMACIÓN PALEOCENO MIDWAY	118
CONCLUSION	141
BIBLOGRAFIA.....	142

RESUMEN

CAPÍTULO 1. En este capítulo se describe como se forma una roca sedimentaria, el ambiente sedimentario en el que se formó y como se clasifican, así mismo se describen las rocas que serán el objeto de estudio de esta tesis.

CAPÍTULO 2. Se describen las características de la porosidad, como se define, como se clasifica, se definen los tamaños de poro y la importancia de estos, además de describir otras propiedades de la roca que son importantes y se complementan con la porosidad.

CAPÍTULO 3. La porosidad en rocas clásticas se define por ciertos parámetros texturales propios de la diagénesis como son la forma, selección y empaque. Además existen otros procesos biogénéticos que dan como resultados cambios en la porosidad original.

CAPÍTULO 4. La porosidad en rocas carbonatadas no se define por los mismos parámetros que la porosidad en rocas clásticas, por ello este capítulo está dedicado a definir las características y la clasificación de dichas rocas, así como los procesos biogénéticos que tienen como consecuencia un aumento o disminución de la porosidad.

CAPÍTULO 5. Para determinar la porosidad de una roca, existen distintos métodos, los cuales pueden ser teóricos, prácticos y de registros geofísicos, en este capítulo se describen los métodos más utilizados.

CAPÍTULO 6. Ningún yacimiento es completamente homogéneo, por tanto en este capítulo se precisara como determinar qué tan homogéneo o heterogéneo es el yacimiento y se ejemplifica con un ejercicio práctico.

INTRODUCCIÓN

La porosidad es una propiedad de las rocas que define a los espacios vacíos que se encuentran dentro de ellas, todas las rocas son porosas, para fines de esta tesis sólo me enfocaré en las rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, específicamente las areniscas, lutitas, calizas y dolomías, la importancia de caracterizar la porosidad en estas rocas radica en que fungen como roca almacén para fluidos que pueden resultar económicamente explotables. La porosidad se divide por su origen (primario o secundario) y por la comunicación de sus poros (efectiva o no efectiva), la que nos interesa es la porosidad efectiva sin importar su origen, pues es la que nos ayuda a extraer fluidos almacenados.

Esta propiedad varía notablemente según el tipo de roca, y ésto se debe a las características de cada una, en las rocas clásticas por ejemplo, la porosidad es controlada por parámetros texturales, que son el tamaño de grano, composición, esfericidad, redondez y empaque, y por la composición que son definidas por su ambiente de formación y posteriormente modificadas por procesos biogénicos que a lo largo de tiempo puede provocar que la porosidad se incremente o disminuya.

En las rocas carbonatadas la porosidad se ve afectada por los procesos biogénicos, principalmente por la disolución generando poros que al paso del tiempo pueden ser cerrados por la recristalización o la cementación

Existen métodos teóricos y prácticos, que nos permiten determinar qué tan poroso y homogéneo es un yacimiento lo que nos ayudaría a proponer las zonas del yacimiento que son propicias para hacer la perforación, para ampliar el panorama y tomar una decisión más acertada es conveniente tomar en cuenta otras propiedades como son la mojabilidad, permeabilidad y saturación, todas relacionadas entre sí, para cumplir con nuestra tarea que es ubicar los yacimientos y participar en la correcta explotación de ellos, y con el fin de cubrir la demanda de hidrocarburos y agua que día a día necesitamos para poder subsistir.

CAPITULO 1. ROCAS SEDIMENTARIAS: GENESIS Y CLASIFICACIÓN

La corteza terrestre está constituida por rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, el 75% de las rocas que afloran son sedimentarias, aunque por volumen solo conformen un 5% de la composición total de la tierra. Su estudio es importante pues recursos como agua, petróleo y gas, se encuentran almacenadas en ellas, la **figura 1.1** muestra dos graficas de pastel, la primera hace referencia al porcentaje de ocurrencia de las rocas sedimentarias más comunes, la segunda al porcentaje de producción de hidrocarburos de ellas.

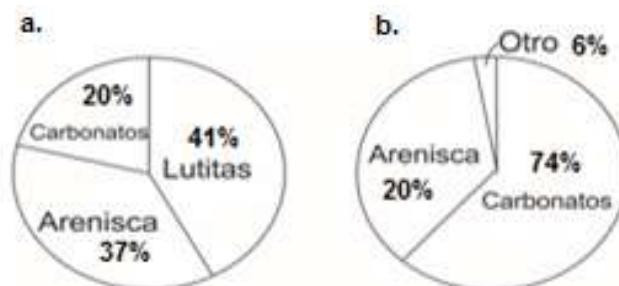


Figura 1.1 a. La gráfica de pastel representa el porcentaje de ocurrencia de las roca sedimentarias: lutitas(41%), areniscas(37%) y carbonatos(22%), b. La producción de hidrocarburos su mayoría se da en carbonatos (74%) seguido de las areniscas (20%).
Presentación: Ambientes Sedimentarios por Alberto Herrera Palomo

Por definición, una roca sedimentaria clástica es una roca formada por sedimentos provenientes de otras rocas, que pueden ser ígneas, metamórficas e incluso sedimentarias, los sedimentos son partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de las rocas, se depositan en la superficie terrestre por la acción del agua o el viento principalmente. Dichos procesos son continuos, es decir la roca está siendo constantemente erosionada, y las partículas transportadas hasta depositarse, ya sea en algún lago, un río, un pantano o un desierto por mencionar algunos ejemplos. Conforme se van acumulando más sedimentos, los que están en el fondo se compactan y durante un largo tiempo, partículas minerales se depositan entre los sedimentos, formando un cemento que solidifica la roca.

Los sedimentos se depositan en forma horizontal (principio de horizontalidad), uno sobre otros, lo que lleva a formar estratos, característica principal de estas

rocas, cada estrato es único pues guarda características como textura, composición y potencia propias del ambiente en el que se depositó.

La mayoría de los recursos económicos extraíbles de la corteza terrestre, como agua, petróleo y gas, se localizan en rocas clásticas.

Las estructuras sedimentarias primarias son rasgos característicos que presentan las rocas y que son producidos antes, durante y después del depósito de las capas de sedimentos antes de deformarse.

Las estructuras sedimentarias nos ayudan en el campo a determinar la polaridad de la sedimentación, es decir cuáles son las rocas jóvenes (techo) y cuales la base (piso) o rocas antiguas, también nos ayudan a determinar ambientes de depósito y determinar facies, en la **figura 1.2** están representadas las más utilizadas y se describen a continuación:



Figura1.2 En las ilustraciones podemos ver los tipos de estructuras primarias más comunes de encontrar en las rocas sedimentarias en el interior y el exterior del estrato. Modificada de memoria AAPG.

Planos de estratificación. Éstos son superficies planas a lo largo de las cuales las rocas tienden a romperse o separarse, indican cambios en la sedimentación, ya sea por cambios en las condiciones energéticas o pausas en la sedimentación.

Estratificación cruzada. Las capas están inclinadas más de 45° con respecto a la horizontal. El lado cóncavo de un estrato cruzado, indica la dirección de las capas más jóvenes, son característicos de dunas, deltas de río, y depósitos de canal, es decir ambientes con cambio de energía

Estratificación gradada. Las partículas que conforman el estrato cambian gradualmente de gruesas a finas (gradación normal), que son características de depósitos rápidos en aguas que contienen sedimentos de tamaños variables. Y puede ser inversa, de fino a grueso, que quiere decir que la energía de la corriente aumentó y depositó al final los granos más gruesos.

Rizaduras o marcas de oleaje. Las marcas de oleaje, son estructuras pequeñas en forma de ola, que son producidas por ambas corrientes, tanto de agua como de aire.

Bioturbación y trazas fósiles. La orientación de algunos fósiles es un método usado para determinar edades relativas.

Imbricación. Cuando los cantos presentan una orientación, en dirección a la corriente, están inclinados uno sobre otros. Esta estructura la podemos observar en las paleocorrientes y nos indica ambientes de alta energía.

Estructuras sedimentarias secundarias. Las que se generan posteriormente a la sedimentación. Se pueden encontrar tanto en la superficie como en el interior del estrato lo cual ocurre con mayor frecuencia. Se forman durante la diagénesis y las más comunes las podemos observar en la **figura 1.3**.



Figura 1.3 las estructuras sedimentarias secundarias se originan por procesos mecánicos y químicos. Memoria AAPG

1.1 GÉNESIS EN LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

La formación de las rocas sedimentarias a partir de los sedimentos, conforma la existencia de una serie de procesos que, en general, tienden a la reducción de la porosidad y al aumento de la compacidad de los materiales. Estos procesos se engloban bajo el nombre de diagénesis, que se refiere a todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después del depósito de sedimentos, durante y después de la litificación.

Litificación. La litificación es un proceso mediante el cual los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias, para que esto suceda se llevan a cabo dos procesos principales: compactación y cementación.

Compactación. Este proceso se da principalmente en las rocas de grano fino, cuando el sedimento se va acumulando a través del tiempo, el peso de éstos comprime los sedimentos más cercanos al fondo, lo que provoca el cierre de espacios porosos y la expulsión de agua. En cuanto mayor es la profundidad de enterramiento mayor es la compactación.

Cementación. Este es el proceso más importante, pues implica la precipitación de minerales entre los espacios de los granos de sedimentos, los materiales cementantes son transportados por el agua a través de los espacios abiertos, a lo largo del tiempo el cementante precipita sobre los granos de sedimentos, llena espacios vacíos y une los clastos, lo que lleva a una reducción en la porosidad en la roca (**figura 1.4**), los cementantes más comunes son; la calcita, el sílice y el óxido de hierro. Este es un proceso físico-químico en el que incluso hay liberación de calor.

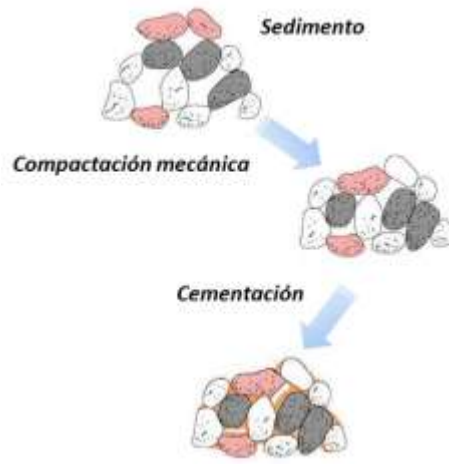


Figura 1.4. La imagen muestra a un grupo de sedimentos sufriendo procesos como la compactación mecánica y posteriormente la cementación.

1.1.2. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Un ambiente depositacional o ambiente sedimentario es simplemente un punto geográfico en la corteza terrestre donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales.

Algunos sedimentos, como los de tipo químicos, que precipitan en cuerpos de agua, son únicamente el producto de su ambiente sedimentario. Es decir, los minerales que los componen se originaron y se depositaron en el mismo lugar. Otros sedimentos se forman lejos del lugar donde se acumulan. Estos materiales pueden ser transportados a grandes distancias de su origen por una combinación de gravedad, agua, viento y hielo.

Los ambientes sedimentarios suelen estar agrupados en tres categorías de acuerdo a la clasificación clásica: continental, marina o de transición mostrados en la **figura 1.5** y descritos a continuación.

Ambientes continentales.

Los ambientes continentales están dominados por la erosión y el depósito asociado a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el agua corriente como proceso dominante. En las regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima

Ambientes marinos.

Los ambientes depositacionales marinos pueden dividirse en función de su profundidad.

El ambiente marino somero alcanza profundidades de unos 200 metros y se extiende desde la línea de costa hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente marino profundo se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 metros más allá de la plataforma continental. Según la clasificación descrita por PEMEX la zona marina se divide en somera, profunda y ultraprofunda. La zona marina somera se extiende desde la costa hasta la isobata de 500m, mientras que la zona marina profunda se extiende hasta los 1000 metros y la zona marina ultraprofunda se extiende a profundidades mayores de los 1000 metros.

Ambientes de transición.

La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava

denominados playas. Las llanuras mareales cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire conforme las mareas suben y bajan. A lo largo y cerca de la costa, el trabajo de las olas y las corrientes distribuye la arena, creando flechas litorales, cordones litorales e islas barreras.

Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de sedimentación en la zona de transición.

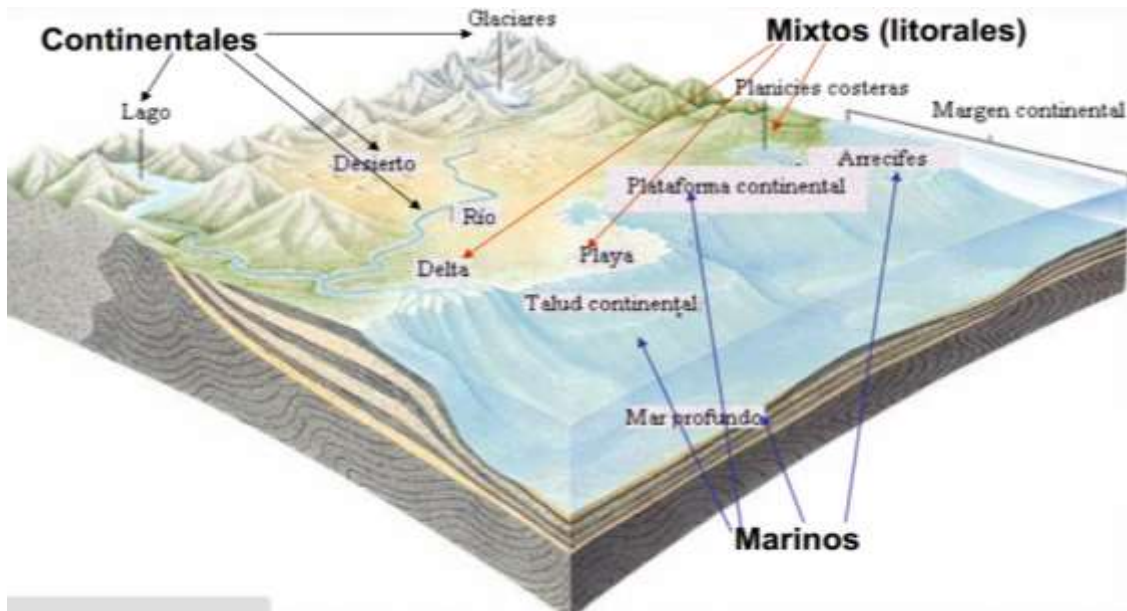


Figura 1.5 en la imagen podemos apreciar los ambientes de depósito que dan origen a las rocas sedimentarias. Continental: lagos, glaciares, desiertos, ríos; transicionales o mixtos: deltas, Playas, Planicies costera; Marino: Talud continental, Arrecifes, Plataforma continental.

1.2 CLASIFICACIÓN

1.2.1 ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS

A las rocas sedimentarias cuya composición es de más del 50% de terrígenos se les denomina Clásticas, sus componentes fueron transportados y depositados como clastos sólidos, derivados de la meteorización mecánica y química de rocas preexistentes.

El mineral más común de observar es el cuarzo, debido a su abundancia, dureza y resistencia y los minerales de arcilla por ser el producto de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. Otros minerales comunes son los feldespatos y las micas, de los cuales su presencia indica que los procesos de erosión y depósito fueron lo bastante rápidos para no alterar algunos de los minerales de la roca original. Las rocas resultantes son, lutitas, limolitas, areniscas, conglomerados y brechas, de las cuales sólo mencionaré las primeras tres y se pueden clasificar dependiendo del tamaño de grano predominante como se observa en la **figura 1.6**.

Rocas sedimentarias detríticas			
Textura clástica Tamaño del clasto		Nombre del sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Conglomerado
		Grava (clastos angulosos)	Brecha
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	Limolita
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	Lutita

1.2.1.1 ARENISCAS

Figura 1.6 Identificación de las rocas sedimentarias detríticas, el principal criterio de clasificación es el tamaño de los clastos. Tabla obtenida de Tarbuck

Este nombre lo reciben las rocas cuyos clastos predominantes son los de tamaño de arena (1/16 a 2 mm) se forman en distintos ambientes y a menudo contienen pistas sobre su origen, como lo son la selección, la forma de grano y la composición.

Selección es el grado de homogeneidad del tamaño de los clastos en una roca sedimentaria. Podemos decir que la roca está bien seleccionada cuando encontramos tamaños similares de arena en la misma roca, lo contrario a mal seleccionado, que es cuando encontramos tamaños de arena muy distintos en la roca.

La selección depende tanto del tipo de ambiente como del tiempo de transporte y depósito. Cuando la arena es transportada por viento suele estar mejor seleccionada que cuando es transportada por el oleaje y ésta a su vez está mejor seleccionada que la que es depositada por alguna corriente de agua.

La forma del grano de arena es otro aspecto importante, la esfericidad se refiere al grado de semejanza que alcanza el grano con una esfera, y esta depende principalmente de la composición y forma original del grano.

La redondez nos indica el transporte que experimentó el grano, pues en el momento de éste, ya sea por viento, oleaje o corrientes de agua, el grano de arena va colisionando con otros, lo que da como resultado la pérdida de sus bordes y esquinas angulosas.

La composición mineralógica también es un factor importante, pues nos va a servir para poder clasificarlas, hay 4 componentes principales y estos son los siguientes:

- Cuarzo y pedernal: constituyen los granos más abundante y estables en la roca.
- Feldespatos: son menos estables, pero también son abundantes.
- Fragmentos de roca de grano fino, estos fragmentos pueden ser de rocas metamórficas, ígneas e incluso sedimentarias.
- Material argiláceo, que principalmente es arcilla, pero también puede haber limos.

La clasificación de Pettijohn para las areniscas, considera como componentes principales el cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca. La **figura 1.7** muestra dos diagramas, en el primero está en función de los componentes principales ya mencionados, mientras que el segundo es sólo para clasificar a las litarenitas.

Una cuarzoarenita es una arenisca cuya principal composición es de cuarzo. Tiene menos del 5% de fragmentos de roca o de feldespatos. Esta

composición indica que se trata de una roca totalmente estable o madura, estos granos se encuentran bien redondeados o redondeados, además de estar muy bien seleccionados y tener una forma esférica.

Cuando el contenido de feldespato es mayor a 25% y a su vez es mayor al contenido de fragmentos de roca, nos estamos refiriendo a una arcosa, una subarcosa, es una arenisca cuyo contenido de feldespato está entre el 5 y 25%.

Las areniscas feldespáticas son muy comunes y los granos los encontramos bien redondeados, estos granos suelen ser limpios, pues solo los granos menos alterados sobreviven a la transportación y lavado considerables, generalmente estas rocas tienen una larga historia de sedimentación.

Una litarenita, se compone además de cuarzo y feldespatos por más del 25% de fragmentos de roca, la sublitenita, es una arenisca con un contenido de fragmentos de roca esta entre 5 y 25%.

Además, y en función de la naturaleza dominante de los fragmentos de roca, se distingue entre filarenitas (fragmentos de roca metamórfica dominantes), sedarenita (fragmentos de roca sedimentaria dominante) y volcarenitas (fragmentos de roca volcánica dominantes).

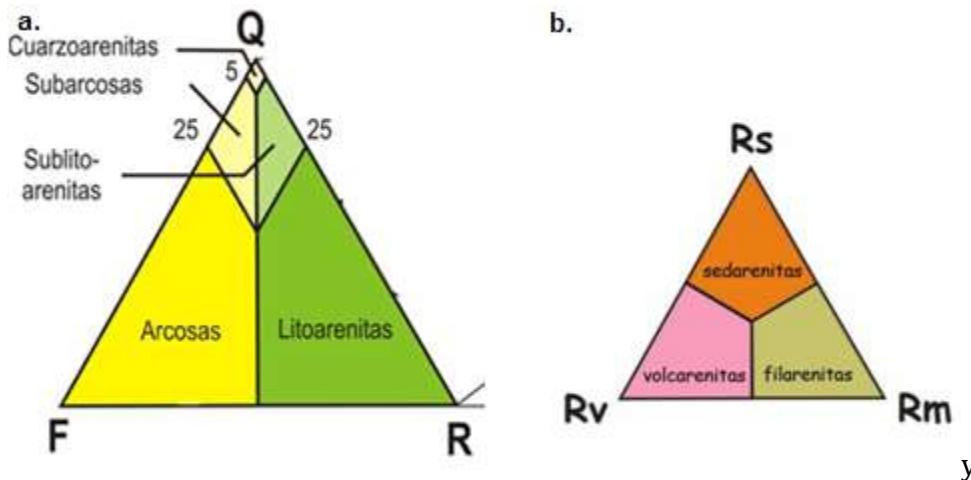


Figura 1.7. Clasificación de las areniscas según Pettijohn, considerando su composición, F= feldespato; Q= cuarzo; R=fragmento de roca, estos últimos pueden ser sedarenitas (Rs= rocas sedimentarias), volcarenitas o filarenitas.

1.2.1.2 LUTITAS Y LIMOLITAS

La lutita es una roca sedimentaria detrítica o clástica que se rompe con un patrón hojoso paralelo a la estratificación

Su descripción se basa en el tamaño de las partículas, es decir tamaño de arcilla (menor a $1/256$), esto indica que el depósito fue gradual por corrientes relativamente tranquilas en ambientes sedimentarios acuosos, como son lagos, llanuras de inundación de ríos, lagunas o zonas de cuencas oceánicas profundas,

Sus colores pueden variar por su composición o ambiente de formación; por ejemplo los colores gris, gris azulado, blanco y verde son característicos de ambientes depositacionales ligeramente reductores, el color verde también indica la presencia de clorita e illita en la roca.

Coloraciones rojas y amarillas representan ambientes oxidantes y un contenido de hematita.

Cuando presentan un color oscuro se denomina como lutita bituminosa, lo que nos indica que el ambiente en el que se formó había poco oxígeno, por ejemplo un pantano, en donde el contenido de materia orgánica que se descompone es alto y por lo tanto lo será en la roca.

Al depositarse las arcillas van formando capas, como láminas que se orientan al azar, lo que hace que haya una gran cantidad de espacios vacíos, que son rellenos por agua, tal situación cambia cuando nuevas capas de sedimento se depositan y comprimen a las que están por debajo. Al suceder esto las partículas de arcilla se amontonan y reordenan, lo que provoca que el agua acumulada sea expulsada.

Estas rocas son porosas, pero debido al tamaño tan pequeño de los poros no están conectados entre sí, por tanto son impermeables.

Como consecuencia de que las lutitas sean impermeables, no están bien litificadas, pues el fluido cementante no puede circular a través de ella.

Las limonitas están formadas por gránulos en su mayoría, del tamaño de limos, en los que predominan los filosilicatos del grupo de las micas como la illita, una composición de varios óxidos de hierro como son la goethita y lepidocrocita, también se compone por cuarzo, calcedonia, y calcita.

Suelen ser rocas impermeables. Presenta formas diversas pero casi siempre se encuentra en masas terrosas amarillentas que se disgregan con facilidad.

Distinguir las de una lutita es difícil pues casi siempre las encontramos juntas; una limolita suele tener, estando húmeda, un tacto más áspero por su contenido en partículas silíceas y una baja plasticidad por la escasa proporción de minerales arcillosos como la caolinita y la montmorillonita.

Con respecto a su fisilidad, la limolita es no fisil, es decir, se rompe en fragmentos o bloques.

1.2.2 ROCAS SEDIMENTARIAS NO CLÁSTICAS:

1.2.2.1 CARBONATADAS

Las rocas sedimentarias no clásticas tienen como principal fuente de sedimento material soluble precipitado mediante la meteorización química y por medio de organismos, dentro de esta clasificación se encuentran las rocas carbonatas que son las que nos interesan en esta tesis.

1.2.2.1.1 CALIZAS

La caliza es la roca sedimentaria bioquímica más abundante, formada por carbonatos, principalmente carbonato de calcio. Los dos constituyentes más importantes son la calcita y la dolomita, pero pueden aparecer cantidades pequeñas de carbonatos de hierro.

Las calizas pueden ser de origen orgánico o inorgánico. También se depositan calizas en el fondo marino, como consecuencia indirecta de procesos

metabólicos de los seres vivos. Pero la mayor parte de calizas provienen de los organismos que toman de las aguas los elementos para formar sus conchas y caparazones, estos organismos fijan el calcio disuelto en el agua. Al morir, se produce una acumulación de estas partes que se unen por un cemento calcáreo, generado a la vez que la sedimentación o por procesos diagenéticos.

Por ejemplo las coquinas, que son rocas de grano grueso, compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón poco cementados. También están las de arrecife de coral, que son calizas formadas por coral, los corales son invertebrados relativamente sencillos que segregan un esqueleto externo calcáreo, los corales viven en colonias, sobre una estructura de calcita secretada por ellos mismos.

Algunos de los constituyentes aloquímicos de las calizas son emplazados en la formación de la roca como partículas sólidas por olas y corrientes, tienen texturas y estructuras semejantes a los clásticos ordinarios. Muestran estructuras de corriente o hidrodinámicas tales como rizaduras y estratificación cruzada. Las rocas carbonatadas formadas in situ en un ambiente sin corrientes, no muestran selección ni alguna otra evidencia de actividades de corrientes, sin estratificación o con estratificación pobremente desarrollada o en algunos casos muestran estratificación burda. Las calizas ya sean hidrodinámicas o in situ están formadas de un complejo de granos o aloquímicos, micrita o carbonato de grano muy fino comúnmente como matriz; y espatita o calcita gruesamente cristalina la cual también funge como cemento.

La roca caliza es una roca permeable, y además tiene una gran resistencia a la meteorización, sin embargo, cuando el agua penetra en la caliza se lleva a cabo el proceso de disolución, mediante el cual se disuelve el carbonato de calcio, creando un tipo de erosión característica denominada kárstica.

1.2.2.1.1.1 FORMACIÓN

La precipitación del carbonato cálcico con la intervención del agua es un proceso inorgánico y/o bioquímico. El calcio proviene de la meteorización de minerales que lo contienen (piroxenos, anfíboles o plagioclasas) que, junto al anhídrido carbónico de la atmósfera, da lugar a la siguiente reacción que depende de la presión y temperatura:

El dióxido de carbono en el mar es absorbido de la atmosfera, cuando el CO₂ entra el océano se forma ácido carbónico:



En los océanos, el bicarbonato puede combinarse con el calcio para formar piedra caliza (carbonato de calcio, CaCO_3 , con sílice), que precipita al suelo del océano.



La erosión de roca de silicato. El ácido carbónico reacciona con la roca erosionada para producir iones de bicarbonato. Los iones de bicarbonato producidos son transportados al océano, donde se usan para hacer carbonatos marinos. A diferencia del CO_2 disuelto en equilibrio o en los tejidos muertos, la erosión no mueve el carbono a un reservorio del cual pueda volver fácilmente a la atmósfera.

En áreas superiores del océano con alta productividad biológica, los organismos convierten el carbono reducido en tejidos, y los carbonatos en partes del cuerpo duras como conchas y caparazones. Éstos compuestos son, respectivamente, oxidados y disueltos de nuevo en niveles medios del océano inferiores a donde se formaron, causando un flujo hacia abajo del carbono.

1.2.2.1.1.2 AMBIENTES DE FORMACIÓN

La disolución del carbonato se acelera al aumentar la presión y disminuir la temperatura, en cuencas oceánicas profundas no se forman calizas. Por ello las grandes acumulaciones de calizas se han formado en el mar, pero en plataformas continentales, aguas cálidas y alejadas de zonas emergidas que puedan aportar sedimentos clásticos.

En ambientes continentales el medio sedimentario típico son los lagos, aunque también existen extensas formaciones calcáreas asociadas a suelos (costras calizas), surgencias de agua (travertinos) y cuevas cársticas.

La clasificación más usada es la propuesta por Wilson (1975), quien constituye un modelo muy completo que prácticamente abarca todas las facies y posibilidades que se encuentran tanto en medios antiguos como actuales. En la **figura 1.8** está representada una plataforma carbonatada con las distintas

facies que se encuentran y a continuación se describen las características principales de cada una.

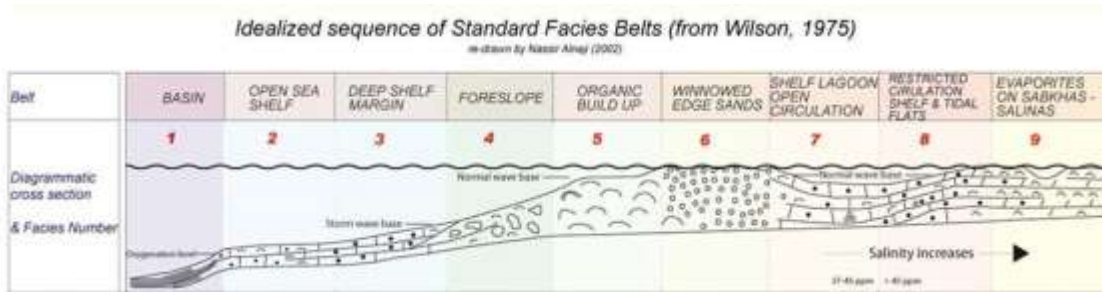


Figura 1.8 diagrama de facies sedimentarias idealizado de Wilson 1975

1. Facies de cuenca: El agua es muy profunda para la producción y depósito de carbonatos, dependiendo de la cantidad del influjo de sedimentos finos argiláceos y material silíceo. Pueden darse condiciones euxínicas e hipersalinas, por lo que es difícil la desintegración de plancton. Formación de calizas mudstone.

2. Facies de plataforma: El agua con una profundidad de decenas o aún cientos de metros generalmente es oxigenada y con salinidad marina normal. Las corrientes tienen buena circulación y son lo suficientemente profundas para encontrarse bajo el nivel de oleaje normal, pero con tormentas intermitentes que afectan los sedimentos del fondo. Formación de calizas mudstone y wackstone

3. Facies de margen de cuenca: Se encuentra en el límite o al pie de la plataforma carbonatada de material conchífero derivado de la misma. Las condiciones de profundidad y base del oleaje, así como el nivel de oxígeno son muy similares a las de la facies 2. Formación de calizas wackstone.

4. Facies de pendiente frontal de la plataforma carbonatada: Generalmente la pendiente se localiza arriba del límite más bajo de agua oxigenada, encima de la base del oleaje. Los detritos carbonatados se depositan comúnmente con una inclinación de casi 30 grados, es inestable y de tamaño variado. La estratificación presenta derrumbes, montículos, frentes en forma de cuña y bloques grandes. Formación de calizas packstone.

5. Facies de arrecifes de margen de plataforma El carácter ecológico depende de la energía del agua, inclinación de la pendiente, productividad

orgánica, cantidad de la construcción del armazón, uniones, entrapamientos, frecuencia de exposiciones subaéreas y cementación. se caracteriza por la formación de calizas grainstone. Se distinguen tres márgenes de plataforma lineares:

- Tipo I.- Formado por la pendiente de lodo carbonatado y acumulaciones de restos orgánicos.
- Tipo II.- Se refiere a rampas de arrecifes en loma, formando armazones orgánicos en grupos aislados o capas incrustantes de organismos creciendo en la base del oleaje y estabilizando los restos de detritos orgánicos.
- Tipo III.- Son armazones de bordes arrecifales como las asociaciones actuales de coral-alga con formas sésiles que crecen a través de la base del oleaje dentro de la zona de rompiente

6. Facies de arenas de barrera arenosa de borde de plataforma: Éstas toman las formas de bancos, playas, barras de marea de mar abierto en abanicos, cinturones o islas de dunas. La profundidad de tales arenas marginales varían de 5 a 10 metros. El ambiente es oxigenado pero no adecuado para la vida marina debido al cambio constante de sustrato.

7. Facies marina de plataforma abierta: Este ambiente se localiza en estrechos, lagunas y bahías abiertas detrás del borde de plataforma externa. La profundidad del agua es generalmente somera, a veces sólo algunos metros de profundidad. La salinidad es normal, a veces variable y con circulación moderada. Formación de calizas mudstone y wackstone.

8. Facies de plataforma de circulación restringida: Incluye la mayor parte de los sedimentos finos en lagunas muy someras y los sedimentos gruesos en canales de marea y playas locales. Todo el complejo corresponde al ambiente de planicies de mareas. Las condiciones son extremadamente variables y constituye un ambiente muy difícil para los organismos. Llegan a presentar aguas dulces, salinas e hipersalinas, con exposiciones subaéreas frecuentes y con condiciones reductoras y oxidantes; existe abundante vegetación tanto marina como de pantano. Los terrígenos de origen eólico pueden llegar a representar una porción importante en los depósitos.

9. Facies de plataforma evaporítica: Ambiente de supramarea y de lagos en la plataforma marina. El clima se caracteriza por ser árido y con un intenso calor (áreas de sabkhas y planicies de sal), por lo que las inundaciones marinas son muy esporádicas. El yeso y la anhidrita son muy comunes dentro de estos depósitos.

1.2.2.1.1.3 CONSTITUYENTES PRINCIPALES DE UNA ROCA CARBONATADA

Es importante reconocer los componentes de la roca, los principales componentes se dividen en 2 grupos: aloquímicos y ortoquímicos.

1.2.2.1.1.3.1 Aloquímicos

Los aloquímicos son todas aquellas partículas formadas dentro de la cuenca de sedimentación, pero que no son producto de la precipitación química en el agua. Son principalmente, fragmentos de organismos que vivieron durante la sedimentación o partículas producidas mecánicamente. Se dividen en 2 grupos: Los componentes biogénicos o esqueletales, que son producto de la fragmentación de macro o microorganismos, y los no biogénicos o no esqueletales, originados ya sea por la abrasión mecánica del sedimento o producidos durante la sedimentación por procesos físicos y/o químicos.

1.2.2.1.1.3.2 Aloquímicos biogénicos

Peloides. Los peloides mejor conocidos como pellets su principal característica es que son partículas micríticas redondeadas o de forma elíptica. Se clasifican en: Pellets fecales, peloides de algas, pseudopeloides, peloides bahamíticos y peletoides. **(Figura 1.9)**

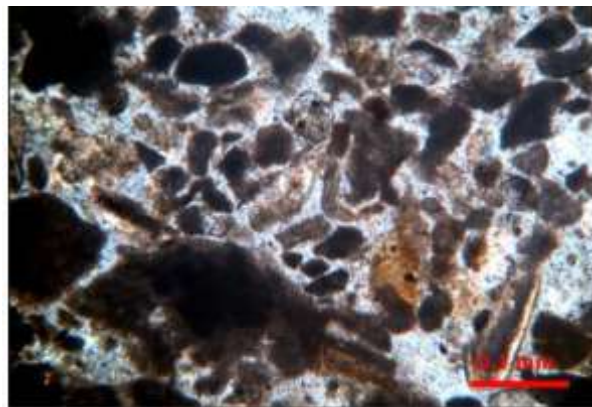


Figura1.9 Peloides en sección delgada

Oncoides. Los oncoides también se conocen como biopisolitos o "bizcochos" de algas. Tienen núcleos irregulares, además de una lámina micrítica que los cubre y algunas partes detríticas. Las laminaciones son productos de actividad

de organismos. Constituyen arrecifes de intermarea en un ambiente marino normal e hipersalino de alta y baja energía; también se pueden encontrar asociados a zonas de trasgresión y regresión. Los oncoides se clasifican de acuerdo a su origen, tamaño y forma. La más común es de acuerdo a su tamaño y son: Micro-oncoides: tamaño inferior a 2 mm, piso-oncoides: el tamaño va desde 2mm a 1 cm y macro-oncoides: el tamaño es superior a 1 cm. **(figura 1.10)**

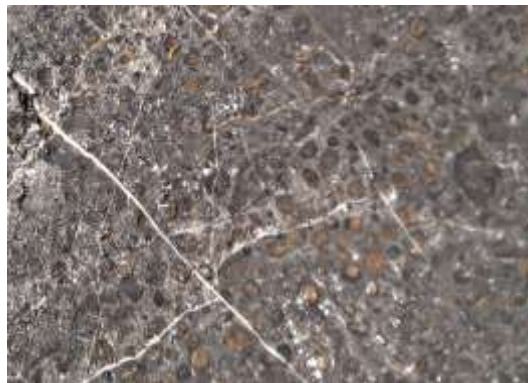


Figura 1.10 Oncoides

Ooides. Los ooides son partículas generalmente esféricas a elípticas con laminaciones alrededor de un núcleo y una estructura concéntrica, radial o tangencial. Son formados en aguas marinas someras de ambiente tropical y subtropical, con temperatura superior a 20° C, por encima de los 20m de profundidad, de alta energía, y se generan por la acción de las olas o de las corrientes de marea, en aguas marinas normales o hipersalinas en donde hay grandes aportaciones de núcleos; y se producen lugares asociados a la presencia de algas, bacterias o sustancias orgánicas. **(figura 1.11)**

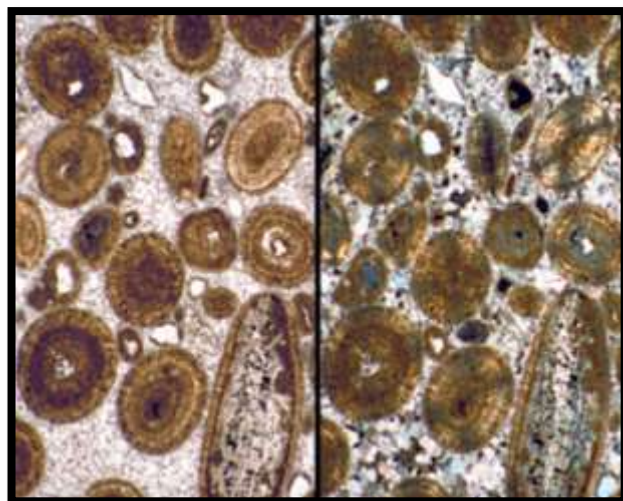


Figura. 1.11 Ejemplo de ooides, se puede ver la estructura concéntrica característica de estos.

Pisoides. Los pisoides son similares a los oncoides ya que tienen laminaciones densas, concéntricas y regulares de 2 a 10 mm. Frecuentemente están rotos y su núcleo puede ser un fragmento de roca u otro fragmento de pisoides. Están formados de aragonita por influencia de agua meteórica. Se forman en ambiente marino vadoso, es decir donde hay mezcla de agua salada y meteórica, y en ambiente lacustre. Existen 3 formas de producción de pisoides: Por precipitación química en aguas agitadas, por precipitación química o bioquímica en aguas no agitadas, durante la formación de suelos en climas húmedos a subtropicales. **(Figura 1.12)**

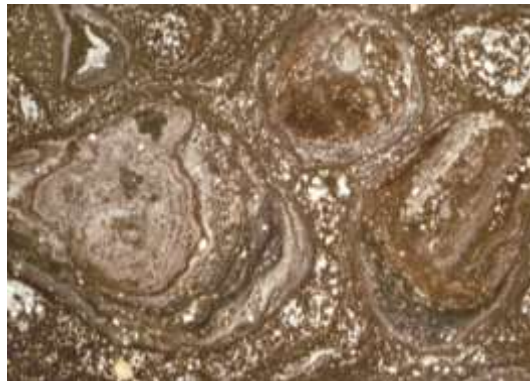


Figura 1.12 La imagen muestra un ejemplo de pisoides

Intraclastos. Los intraclastos son producto del retrabajo del lodo marino durante la sedimentación. Son de menos de 0.5 mm hasta varios centímetros, no están bien redondeados y son el producto de corrientes marinas, olas de distribución del fondo marino, desecación del sedimento o producto de movimientos de éste. **(Figura 1.13)**

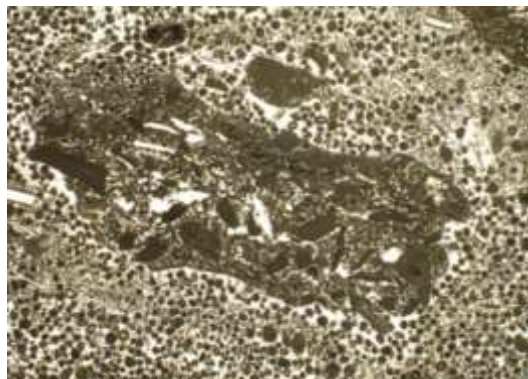


Figura 1.13 . Un gran complejo de intraclastos entre ooides y peloides de grano fino.

Extraclastos. Los extraclastos son también llamados aloclastos o litoclastos. Los extraclastos no son fragmentos de rocas consolidadas. Pueden ser carbonatados o no carbonatados. Su tamaño varía de 1 mm hasta centímetros y son con frecuencia de forma angular. Los extraclastos son producto de erosión de sedimentos desde fuera de la cuenca. (**Figura 1.12** ejemplo de un extraclasto)

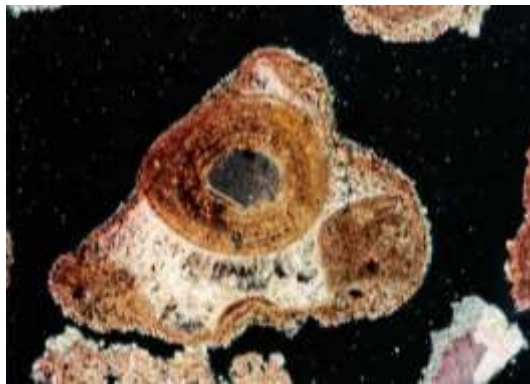


Figura 1.14..Grano de arena correspondiente a un extraclasto con textura grainstone (fragmento de caliza oolítica con cemento fibroso)

Terrígenos. Son fragmentos redondeados de minerales transportados a la cuenca, pueden ser de arcilla, cuarzo, micas, partículas piroclásticas, o cualquier otro mineral o fragmento de roca. (**Figura 1.15**)

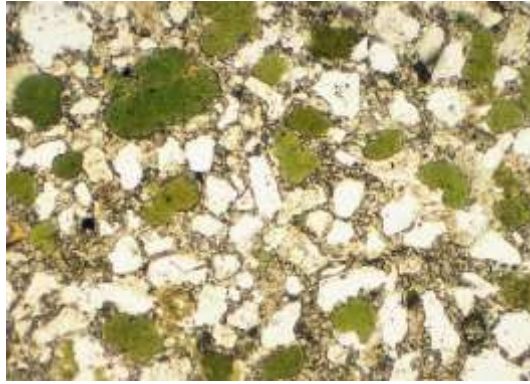


Figura 1.15. Fragmentos de cuarzo, ejemplo de terrígeno.

Minerales Autigénicos. Los minerales autigénicos son cristales nuevos, generados in situ en el sedimento y en general de forma euedral. En la mayoría de los casos se encuentran embebidos en la matriz de la roca ya sea carbonato o arcilla. Algunos ejemplos de minerales autigénicos son cuarzo, feldespatos, pirita ,zircón, muscovita y turmalina. **(Figura 1.16)**

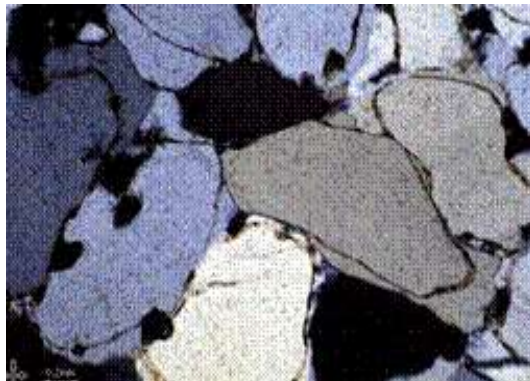


Figura 1.16. Cuarzo con sobre crecimiento.

1.2.2.1.1.3.3 Aloquímicos biogénicos.

Foraminíferos. Los foraminíferos son organismos unicelulares que secretan una concha o testa con una arquitectura variada. La mayoría de las formas presentan multicámaras arregladas de manera seriada (uniseriada, biseriada o triseriada) o son enrolladas (espiral, cónica y planispiral). Los foraminíferos conocidos pueden alcanzar hasta más de 5 cm de diámetro máximo, sin embargo la mayoría son de tamaños inferiores a 1 mm. Pueden ser bentónicos o planctónicos. **(Figura 1.17)**

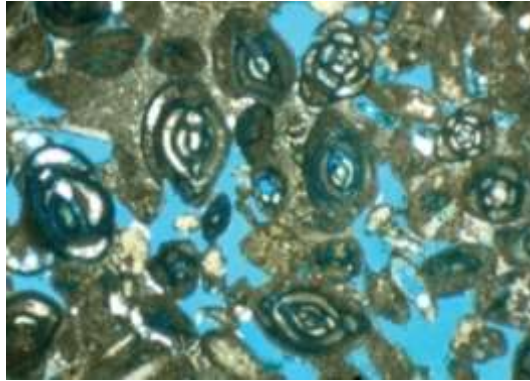


Figura 1.17. Ejemplo de foraminiferos (miliolidos)

Cocolitofóridos.

Cocolitóforos son algas unicelulares planctónicas que pertenece a la división (o phylum) Haptophyta que producen cocolitos - placas exoesqueléticas calcáreas. El Haptophyta se caracteriza por la posesión de dos flagelos y un tercer flagelo como orgánulo, la haptionema.

Debido a su tamaño microscópico y a la extensa distribución de muchos de sus grupos, los cocolitos (nanoplancton calcáreo) son muy importantes como fósiles traza para resolver cuestiones de estratigrafía. Constituyen indicadores sensibles a los cambios de temperatura y salinidad de los océanos. **(Figura 1.18)**

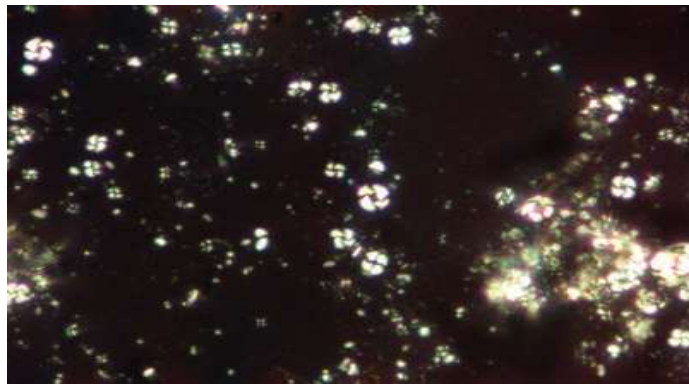


Figura 1.18. Cocolitoforidos vistos en el microscopio

Radiolarios. Los radiolarios son organismos microscópicos unicelulares que secretan una concha silicia opalina, usualmente inferiores a un milímetro y comúnmente con un diámetro máximo que varía entre 0.1 y 0.2 mm La morfología de la concha es extremadamente variable, sin embargo típicamente tienen forma de esfera o de campana hueca y perforada que contiene una o más barras o puntales que se alargan hacia el interior del organismo donde poseen otra esfera. **(Figura 1.19).**



Figura 1.19. Radiolarios

Calpionélidos. Los calpionélidos son alargados, tienen una concha o lórica hueca o vacía de tamaño que varía de 80 a 150 micrometros. Son organismos planctónicos. **(Figura 1.20)**



Figura 1.20. Calpionélido

Ostrácodos. Los ostrácodos consisten de dos valvas, que pueden ser lisas u ornamentadas y se mantienen unidas mediante una charnela. Muchas formas son inferiores a un milímetro en diámetro máximo, aunque existen organismos mayores a los 3 cm. **(Figura 1.21)**

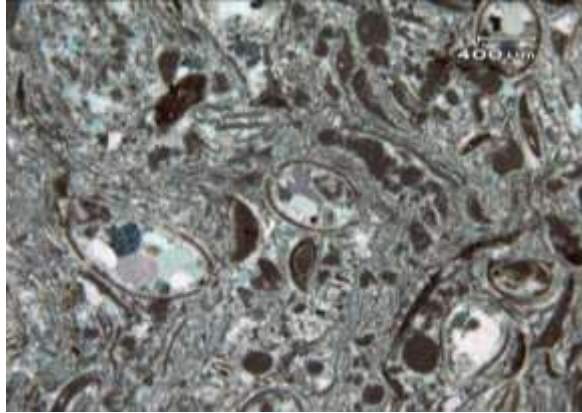


Figura 1.21. Calpionelidos

Algas. Las algas calcáreas, exceptuando los cocolitofóridos que son de tamaño pequeño y de ambiente planctónico, son plantas acuáticas marinas y no marinas que poseen una calcificación interna y/o externa. Las algas calcáreas se dividen en: cianofíceas (algas azules), clorofíceas (algas verdes), feofíceas (algas pardas) y rodofíceas (algas rojas). **(Figura 1.22)**

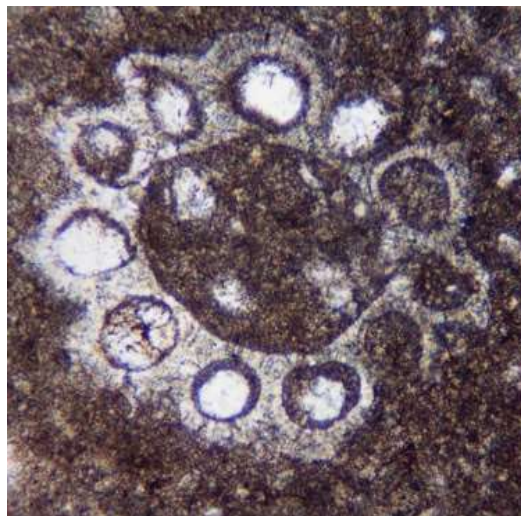


Figura 1.22. Alga vista desde una sección transversal. (memoria AAPG)

Los componentes **ortoquímicos** son producto de la precipitación química directa en el agua, ya sea marina o meteórica, al momento de la sedimentación o durante la diagénesis. Los principales productos ortoquímicos son la matriz y el cementante, constituidos por calcita microcristalina o micrita y calcita espatita. Los principales minerales carbonatados son aragonita, calcita y dolomita.

La micrita es el sedimento carbonatado de tamaño de grano menor de 5 micrómetros por lo que no pueden observarse granos discretos al microscopio, sino una masa informe de tonos más o menos oscuros. Su origen puede ser estrictamente debido a la precipitación directa a partir del agua marina, o a la desintegración de partes duras carbonatadas de microorganismos, como algas verdes. Dado que en muchos casos no se puede distinguir entre ambos tipos, su definición como ortoquímico, no es posible, aunque se puede considerar que son ortoquímicos en sentido amplio. La micrita suele ser la fracción fina o matriz de los carbonatos.

Normalmente, cuando el tamaño de grano está entre 5 y 10 micrómetros se denomina espatita. La espatita generalmente se presenta rellenando poros como cementante precipitado "in situ". En algunas áreas en la zona de intermarea las arenas carbonatadas son cementadas como roca de playa; sin embargo, la espatita también se origina mucho después del enterramiento o por recristalización a partir de los cristales más finos de calcita.

Debido a que este material se encuentra rellenando poros, cavidades y fracturas, no se considera ortoquímico, se considera cementante. La espatita debe ser distinguida de granos de calcita y dolomita producto de recristalizaciones del material original. Estas recristalizaciones pueden afectar selectivamente a algún componente determinando, o a toda la roca, de manera que no se respetan los contactos entre granos.

1.2.2.1.1.4 CLASIFICACIONES

1.2.2.1.1.4.1 CLASIFICACIÓN DE FOLK (1962)

Folk establece una clasificación de calizas teniendo en cuenta las proporciones relativas de los tres constituyentes básicos: granos (aloquímicos), matriz micrítica y cemento espático (ortoquímicos).

Diferencia tres tipos básicos de calizas: aloquímicas (con >10% de granos), micríticas (con <10% de granos) y biolitas, que a su vez podemos dividir en 8 grupos de acuerdo a su textura, la que refleja varios niveles de energía durante la sedimentación (**figura 1.23**).

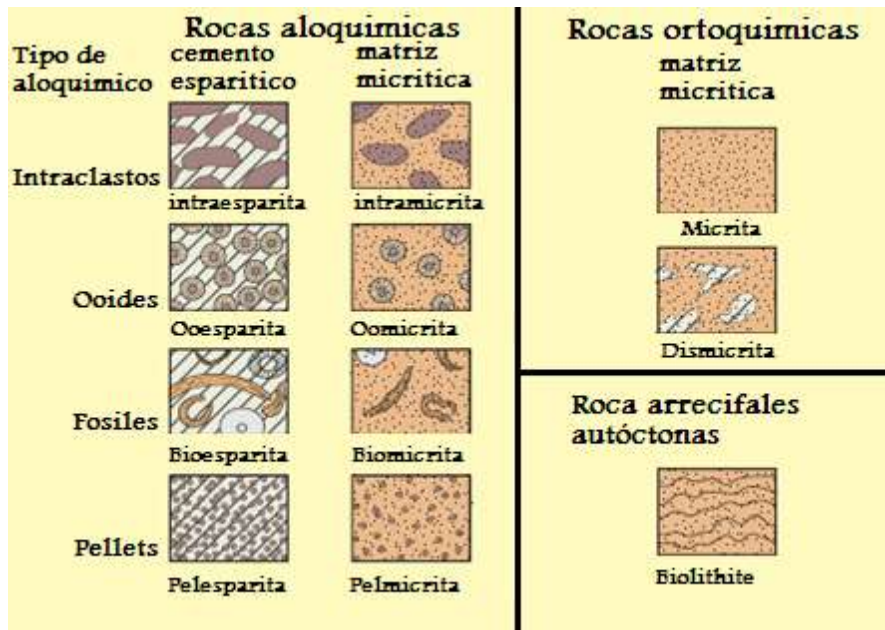


Figura 1.23 Modificado de folk (1962). La imagen muestra una aproximación de cómo se ven los diferentes tipos de calizas, calificadas por Folk, basándose en el contenido de aloquímicos y de ortoquímicos.

Rocas con más de 2/3 de matriz de micrita:

1. Micritas puras o dismicritas con menos del 10% de partículas.
2. Micritas o dismicritas con contenido en partículas del 1% a 10%, "micritas fosilíferas".

3. Biomicritas, intramicritas, oomicritas y pelmicritas con contenido del 10% al 15% de partículas. Las partículas se encuentran esparcidas por toda la matriz y están holgadamente empaquetadas, "biomicritas tenues".

4. Biomicritas, pelmicritas, etc. con más del 50% en partículas. Las partículas se encuentran densamente empaquetadas, "biomicritas densas".

Rocas con porcentajes desiguales de esparita y micrita:

5. Bioespatitas pobremente lavadas con contenido similar micrita y espatita. Se forman por corrientes débiles o de intensidad cambiante.

Rocas con más de 2/3 de espatita:

6.- Bioespatitas no clasificadas. Toda o casi toda la micrita es lavada y las partículas de diferentes tamaños y pobremente clasificadas son cementadas por espatita.

7.- Bioespatitas clasificadas. Las partículas que son de aproximadamente el mismo tamaño (bien clasificadas), pero ligeramente redondeadas, se encuentran cementadas por espatita.

8.- Bioespatitas redondeadas. La mayoría de los granos son redondeados, generalmente debido al re trabajo en la zona de marea en la playa.



Figura 1.24. Clasificación de las calizas (Folk, R. L 1959, Practical petrographic classification of limestones. Bulletin of the American Association of petroleum Geologist, vols. 43, pags.1-38). Las caliza tipo 1 constan de una mezcla de constituyentes aloquímicos y cemento de calcita espática; las de tipo 2 constituyen un porcentaje variable de granos aloquímicos en una matriz microcristalina y las de tipo 3 están formadas por una matriz de calcita microcristalina.

1.2.2.1.1.4.2 CLASIFICACIÓN DE DUNHAM (1962)

Está basada en la textura de depósito de los sedimentos, Distingue dos tipos generales de carbonatos, los que presentan textura depositacional reconocible, y los que presentan textura cristalina. Para los primeros se consideran de utilidad tres características texturales: La presencia o ausencia de lodo calcáreo, el cual diferencia los lodos calcáreos del grainstone, La abundancia de granos que permite la subdivisión de mudstone, wackestone y packstone y la presencia de señales de liga o trabamientos durante el depósito lo que define al boundstone

Mudstone: Textura matriz-soportada con menos del 10% de granos.

Wackestone: Textura matriz-soportada con más del 10% de granos.

Packstone: Textura grano-soportada y con matriz micrítica. El espacio intergranular está ocupado por espatita.

Grainstone: Textura grano-soportada y sin matriz micrítica. El espacio intergranular puede estar ocupado por cemento.

Boundstone: Los componentes originales se encuentran ligados durante la sedimentación debido a la acción de organismos bioconstructores (corales, algas rodófitas, cianobacterias, etc.).

Los carbonatos cristalinos, son aquellos donde la textura depositacional no es reconocible, pues sólo se logran observar cristales de calcita, granos soportados. La clasificación de Dunham (1962) es muy práctica, tanto para rocas como para sedimentos.

1.2.2.1.1.4.3 CLASIFICACIÓN DE EMBRY Y KLOVAN (1971)

Esta clasificación complementa la clasificación de Dunham, añadiendo cinco nuevos tipos:

Rudstone: Textura grano-soportada, en la que los "clastos" tienen un tamaño > 2 mm y están en una proporción superior al 10%.

Floatstone: Textura matriz-soportada, en la que los "clastos" tienen un tamaño > 2 mm y están en una proporción superior al 10%.

Dentro de los boundstone diferencian los siguientes tipos:

Framestone: Tipo de bioconstrucción en la que los organismos construyen armazones rígidos (Ej.: arrecifes de corales).

Bindstone: Tipo de bioconstrucción por organismos (esqueléticos o no) que incrustan y atrapan el sedimento (Ej.: estromatolitos).

Bafflestone: Tipo de bioconstrucción en la que los organismos atrapan sedimento por efecto pantalla.

TEXTURA DEPOSITACIONAL RECONOCIBLE						TEXTURA DEPOSITACIONAL NO RECONOCIBLE
COMPONENTES NO UNIDOS DURANTE LA SEDIMENTACIÓN				COMPONENTES UNIDOS DURANTE LA SEDIMENTACIÓN	CRISTALINA	
CON MATRIZ MICRÍTICA			GRANO SOTENIDAS Y SIN MATRIZ MICRÍTICA			
MATRIZ SOTENIDAS		GRANO SOTENIDAS				
< 10% GRANOS	> 10% GRANOS					
MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CRISTALINA	
	Floatstone	Rudstone	Framestone	Bindstone	Bafflestone	
	30 mm	30 mm	30 mm	1m	100 mm	
				100 mm	100 mm	

Figura 1.25 Comparación entre las clasificaciones de Dunhan 1962(superior) y la clasificación de Embry y Klován 1971 (inferior).

1.2.2.1.1.4.4 CLASIFICACIÓN DE FRIEDMAN (1965).

Esta clasificación es útil para calizas y dolomías cristalinas, en las que no se aprecia la textura depositacional. En ella se considera la textura cristalina (forma de los cristales) y la fábrica cristalina (dimensión y relaciones mutuas entre cristales). El autor propone los siguientes términos texturales:

Equigranular: los cristales tienen aproximadamente las mismas dimensiones. Dependiendo de la forma de los cristales, a su vez la textura podría ser:

- Xenotópica (cristales anedrales).
- Hipidiotópica (cristales subeudrales).

- Idiotópica (cristales euedrales).

Inequigranular: los cristales tienen dimensiones diferentes. LA clasificación es la misma que para los cristales equigranulares dependiendo de la forma de éstos.

En cada uno de estos tres últimos casos, las relaciones mutuas entre los cristales pueden ser: poiquilotópica, cuando los cristales son de gran tamaño y engloban a cristales más pequeños, y porfirotópica, cuando los cristales son de tipo porfiroblástico, y se distinguen por su contraste con el resto de los cristales de la roca.

1.2.2.1.2 DOLOMÍAS

Roca compuesta por dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), mineral muy parecido a la calcita, ambos tienen brillo vítreo, dureza de 3 a 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta, la forma de diferenciarlos es al utilizar ácido clorhídrico, por el contenido de magnesio la reacción de la dolomita será menor a la de la calcita. El contenido del mineral dolomita en la roca debe ser de al menos 50%, para ser una dolomía, de lo contrario será considerada como una caliza dolomítica, una dolomita se considera pura si contiene un 90% de dolomita.

Al ser la dolomita más densa y de estructura cristalina más compacta que la calcita, este proceso implica un aumento del volumen de huecos de la roca, es decir, de su porosidad.

En general, respecto a las calizas, las dolomías son rocas más duras y resistentes, menos solubles (4 veces menor en agua pura) y no reaccionan con el ácido clorhídrico en frío. A escala de campo y en muestra de mano las diferencias más notables están relacionadas con el color y las formas de alteración presentadas:

En las dolomías predominan los colores amarillentos y pardo amarillentos; con frecuencia se observan colores marrones en superficie (debidos al Fe contenido en la red de la dolomita) y grises en fractura.

No muestran formas cóncavas de disolución en superficie como las calizas, la disolución está ahora controlada por las diaclasas y las rupturas suelen tener formas de paralelepípedos.

La dolomía es comúnmente porosa y por tanto un objetivo en la exploración de petróleo.

En términos de la termodinámica, que debería ser un estable precipitado, muy extendido en el agua de mar, pero ciertos factores cinéticos obstaculizan su formación. Estos factores incluyen:

1. La hidratación de los iones de Mg en el agua de mar
2. Eficiencia de aragonito y de alta Mg precipitación de calcita
3. Iones SO₄ inhiben la precipitación

Los tipos de fábricas de Dolomías fueron clasificados por Sibley y Gregg (1987) como plana (idiotópica) y no plana (xenotópica), sobre la naturaleza de los límites de los cristales, representados en la en la **figura 1.26**.

Como regla general, los tamaños de cristal en dolomías son una función del sitio de nucleación y las tasas de crecimiento cristalino. Sobre la base de las tasas de crecimiento de cristal, primero formados tienden a ser cristales más finos de dolomitas en la etapa de entierro. Dolomitas con distribuciones de tamaño unimodal generalmente representan una sola fase de la formación con sitios de nucleación disponibles de manera uniforme.



Figura 1.26 Tipos de fábricas de Dolomías clasificados por Sibley y Gregg

1.2.2.1.2.1 LA FORMACIÓN DE DOLOMÍAS

La dolomía también puede formarse por la precipitación del magnesio en el agua del mar, aunque la mayoría se origina por dolomitización.

Los depósitos actuales son muy escasos, correspondiendo a ambientes muy restringidos como los hipersalinos. El agua de mar se compone por diferentes elementos, después del cloro y el sodio, el magnesio es el elemento más abundante, se encuentra en una relación constante respecto al cloro. Se combina con otros elementos formando cloruro de magnesio, sulfato de magnesio y bromuro de magnesio y está presente en el esqueleto de algunos organismos marinos. **(Figura 1.27)** En un ambiente hipersalino la cantidad de sales de magnesio son elevadas por tanto es propicio para la formación de dolomías.

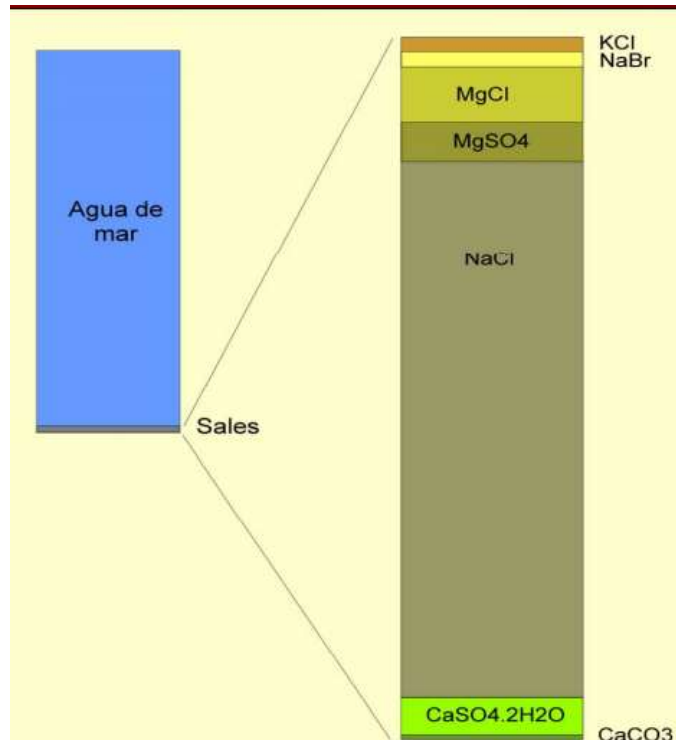


Figura 1.27 Resultados del experimento de Usiglio (1849), donde muestra el orden en el que precipitan las sales disueltas en el mar.

1.2.2.1.2.2 MODELO DE FORMACIÓN

La dolomía tipo sabkha se forma cuando el agua marina fluye sobre sedimentos perimareales en regiones áridas. La evaporación origina la precipitación de minerales evaporíticos incluyendo a la dolomía. El incremento de densidad de la salmuera originada por evaporación provoca que ésta se percole y dolomitice los sedimentos subyacentes. De esta manera el avance por densidad provee el bombeo. La dolomía de tipo sabkha se asocia con sedimentos de supramarea y contiene estructuras distintivas asociadas, tales como estromatolitos algáceos, anhidritas nodulares, e intercapas eólicas. Es común encontrar microcristales. Debido a que la dolomía de tipo sabkha se forma singenéticamente a partir de la evaporación de agua de mar, las composiciones de $\delta^{18}O$ son pesadas, y el Sr y Na pueden ser altos mientras que el Mg y Fe pueden ser bajos. En la **figura 1.28** observamos los dos modelos típicos de “ojo de toro” y “lágrima” en los que precipitan las dolomías.

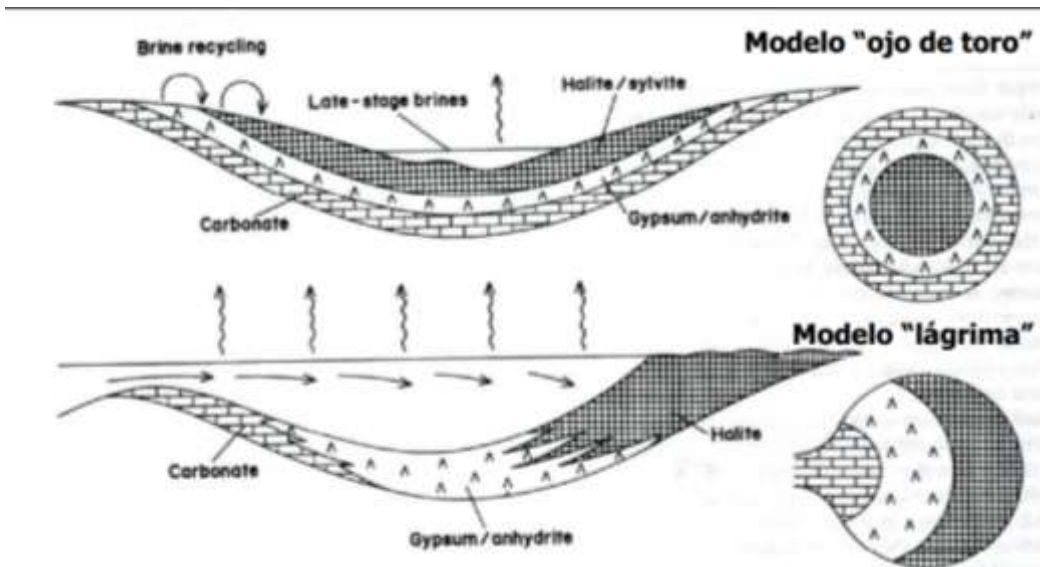
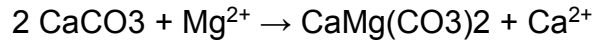


Figura 1.28. Modelos de formación de dolomía, modelo de ojo de toro (arriba) y modelo lagrima (abajo)

1.2.2.1.3 CALIZAS DOLOMÍTICAS

Las calizas dolomíticas son calizas que fueron afectadas por el proceso de dolomitización, aproximadamente el 30-40% de todas las calizas han sido dolomitizadas este proceso conlleva un reemplazamiento diagenético de calizas preexistentes, y puede tener lugar en una etapa temprana o tardía respecto a la formación del carbonato cálcico precursor. La sustitución mineral se produce probablemente por fenómenos de difusión a escala local (mediante

procesos de disolución–precipitación a escala atómica) y puede ser total o parcial.



Para que este proceso se mantenga a lo largo del tiempo y genere importantes volúmenes de dolomías se requiere:

- Una caliza que aún se conserve porosa y permeable.
- Una fuente capaz de suministrar gran cantidad de Mg.
- Un fluido capaz de importar Mg, disolver la calcita, precipitar dolomita y exportar Ca.
- Una fuerza que mantenga el fluido en movimiento.

Por ello es raro encontrar calizas dolomitizadas recientes, ya que dicho reemplazamiento necesita de un largo periodo de tiempo para que se lleve a cabo.

El porcentaje de dolomías en las series carbonatadas puede situarse alrededor del: 65 % en el Precámbrico, 35 % en el Paleozoico, 10 % en el Mesozoico y 5 % en el Terciario..

La dolomía también puede formarse por la precipitación del magnesio en el agua del mar, aunque la mayoría se origina por dolomitización.

1.2.2.1.3.1 MODELOS DE DOLOMITIZACIÓN

Se presenta una descripción de los modelos desde el punto de vista de formación de yacimientos y una breve descripción de la manera de reconocerlos con base en sus características geométricas, texturas y geoquímica. Warren (2000) ha dividido en 3 principales grupos:

A) Modelos sin deposicionales:	B) Modelos de sepultamiento somero:	C) Modelos de sepultamiento profundo
<ul style="list-style-type: none"> • Lacustre o tipo Coorong • Tipo Sabka • Marino Normal 	<ul style="list-style-type: none"> • Reflujo • Mezcla 	<ul style="list-style-type: none"> • Sepultamiento profundo • Hidrotermal

Modelos sindeposicionales

- Lacustre.

La dolomita en este modelo precipita en forma laminar y masiva en el centro de cuencas lacustres, márgenes de playa y planicies de lodo.

- Tipo Sabka.

La dolomita tipo sabkha se forma cuando el agua marina fluye sobre sedimentos perimareales en regiones áridas. La evaporación origina la precipitación de minerales evaporíticos incluyendo a la dolomita. El incremento de densidad de la salmuera originada por evaporación provoca que esta se percole y dolomitice los sedimentos subyacentes. De esta manera el avance por densidad provee el bombeo.

- Modelo de agua marina.

La dolomita marina toma el Mg directamente del agua de mar. El bombeo del magnesio es suministrado por las mareas, esta es una dolomita de submarea, La dolomita puede precipitar como un cemento marino directamente en poros rellenos de agua de mar.

Modelos de sepultamiento somero

- Modelo de Reflujo.

La dolomita de reflujo se encuentra donde las salmueras generadas en lagunas evaporíticas o cuencas abiertas fluyen a través de las calizas infrayacentes y las dolomitizan. La evaporación del agua marina en lagunas o cuencas hipersalinas causa la precipitación de yeso, que incrementa la relación Mg/Ca de la salmuera evaporítica residual.

La dolomita de reflujo puede ser reconocida de varias formas. Generalmente aparece por debajo de niveles de evaporitas. El porcentaje de dolomita decrece a profundidad, conforme se aleja de las evaporitas. La distribución regional de la dolomita con frecuencia imita a la unidad evaporítica suprayacente. La dolomita parece haberse formado antes de la compactación y con frecuencia es de fábrica preservativa. El tamaño de cristal puede variar ampliamente de cristalino fino a medio. Debido a que el proceso de reflujo ocurre antes de la compactación, con frecuencia los yacimientos poseen buena porosidad intercrystalina.

- **Modelo de Zona de Mezcla**

El modelo de zona de mezcla de agua marina-meteórica está basado en la idea de que la mezcla de agua meteórica con agua marina puede producir un fluido subsaturado con respecto a la calcita y la aragonita, y supersaturado con respecto a la dolomita. El Mg es suministrado por el agua marina y el avance hidrodinámico provee la bomba hidrológica. Este modelo ha sido ampliamente utilizado para explicar secuencias dolomitizadas antiguas con ausencia de evaporitas. Sin embargo los dos problemas principales que presenta este modelo son la ausencia de dolomita en casi todas las zonas de mezcla modernas y el hecho de que el agua marina por si sola está más supersaturada con respecto a la dolomita que cualquier mezcla de agua meteórica-agua marina.

La dolomita generalmente es finamente cristalina, con texturas de reemplazamiento caracterizadas por tamaños de cristal de $<20\mu$ y cemento con cristales de $<100\mu$.

Modelos de sepultamiento profundo

- **Modelo de Sepultamiento**

Este tipo de dolomitización puede ocurrir en el subsuelo durante el sepultamiento y levantamiento de una formación carbonatada (Allan y Wiggins, 1993). Estudios experimentales muestran que con el incremento de temperatura se incrementa también la relación Mg/Ca (Hardie, 1987) de igual manera se infiere que las elevadas temperaturas encontradas durante el sepultamiento, superan las barreras cinéticas y favorecen la dolomitización. Las fuentes de fluido más citadas para la dolomitización por sepultamiento son: a) salmueras evaporíticas residuales ricas en Mg, b) agua de mar modificada, y c) aguas de compactación de lutitas.

- **Hidrotermal**

La dolomita hidrotermal ocurre en condiciones de sepultamiento a temperaturas elevadas y presiones por fluidos (salmueras) que son de temperaturas y presiones mayores que las del ambiente de la roca encajonante.

Esta dolomita se emplaza en la periferia o a lo largo de fallas o sistemas de fracturas (Davies y Smith, 2006). La dolomitización hidrotermal es controlada por las estructuras y forma cuerpos reemplazados que son generalmente tabulares o siguiendo planos de estratificación y fallas. Aunque el principal control es hidrotermal, la facies y diagénesis temprana son importantes controles para las fábricas y texturas de reemplazamiento así como el volumen y tipo de porosidad.

CAPITULO 2. POROSIDAD

Debido al proceso de formación de las rocas y a la distribución de esfuerzos en las mismas, los granos no siempre están en contacto unos con otros, lo que provoca espacios vacíos dentro de ellas. A estos espacios se le denominan poros.

El término poro se refiere a los espacios disponibles dentro de la roca. Las conexiones entre los poros se conocen como garganta de poro es decir los pasajes interconectados entre dos granos, que conecta dos poros de mayor volumen. El número, tamaño y distribución de las gargantas de poros controlan muchas de las características de resistividad, flujo y presión capilar de la roca.

La porosidad es el volumen disponible en una roca para almacenar fluidos, El volumen ocupado por los fluidos siempre será menor al de la roca, por tanto se tiene que expresar como una parte del volumen total de la roca, en porcentaje.

Proporciona el contenedor para la acumulación de fluidos y da características como la capacidad de absorber y retener fluidos de la roca, la porosidad se puede clasificar, por su origen o por la comunicación de sus poros.

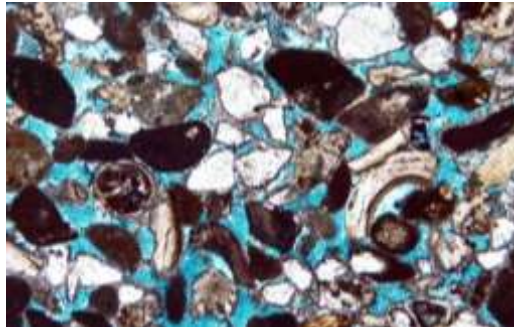


Figura 2.1 Ejemplo de porosidad en una caliza grainstone puede distinguir en azul el espacio poroso.

2.1 POR SU ORIGEN

2.1.1 POROSIDAD PRIMARIA

La porosidad primaria, se forma durante la génesis de la roca, y puede ser interpartícula o intrapartícula. En general las rocas con porosidad primaria presentan características más uniformes que además presentan porosidad secundaria.

Porosidad interpartícula. Se forma entre los granos de la roca al momento del depósito. **(figura 2.2)**

Porosidad intrapartícula. Se refiere a las cavidades que quedan dentro de los granos, la cual se presenta desde su origen.

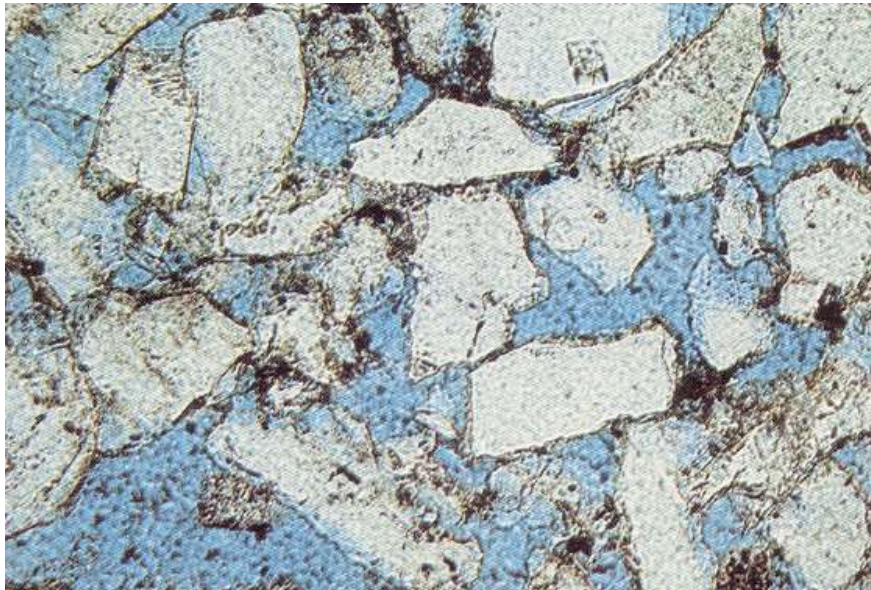


Figura 2.2 Ejemplo de porosidad interpartícula en una arenisca.

2.1.2 LA POROSIDAD SECUNDARIA.

La porosidad secundaria se forma después de la depositación y se desarrolla durante la diagénesis por disolución, dolomitización, y fracturamiento de la roca debido a esfuerzos.

DISOLUCIÓN

La disolución es un proceso mediante el cual se origina una reacción química entre los fluidos que saturan el medio poroso y la matriz de la roca. Este proceso origina una modificación en el volumen poroso del sistema y por ende en la porosidad. La disolución se da principalmente en rocas carbonatadas; el carbonato de calcio (CaCO_3) es el constituyente esencial en las calizas y es poco soluble en agua pura. En la naturaleza el agua posee cierta cantidad de dióxido de carbono (CO_2) y ácido carbónico (H_2CO_3). Este último es el responsable de que el carbonato se disuelva. En la **figura 2.3** podemos observar un ejemplo de disolución en una arenisca.

En las rocas silíceas, la formación de cavidades por disolución no es tan común, sin embargo se forman cavidades en areniscas, la disolución se da no solo por las diaclasas o planos de estratificación, principalmente, a través de las superficies intercristalinas o del cemento. La disolución actúa en pequeñas cantidades, disminuye así la cohesión de la roca de manera exponencial.

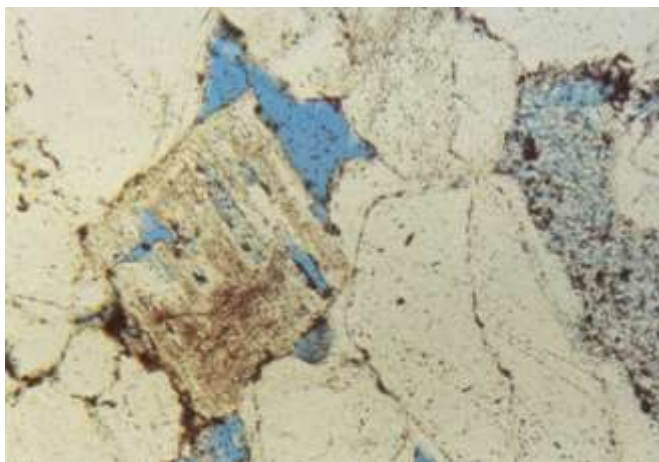


Figura 2.3. Ejemplo de disolución en arenisca, en la imagen se muestra un feldespato potásico disuelto, en azul el espacio poroso.

FRACTURAS

Después de producirse la depositación de sedimentos y originarse la roca, ésta se puede encontrar sometida a procesos geológicos de deformación originados por actividades tectónicas que pueden generar fisuras o desplazamiento de los granos que conforman la matriz de la roca, una fractura es un plano de ruptura en la roca.

Por su escala las fracturas pueden ser micro o macro:

Macro fracturamiento. Se refiere al fracturamiento que se da en las rocas que podemos ver a simple vista o con una lupa.

Micro fracturamiento. Es el que afecta a la roca de manera microscópica, y solo lo podemos ver en microscopio electrónico o petrográfico. **(Figura 2.4).**

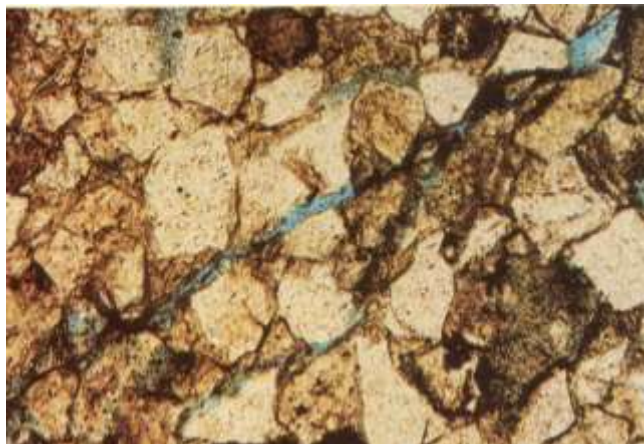


Figura 2.4 En la imagen se muestra una Arenisca con porosidad secundaria por fracturamiento, dicho fracturamiento es a escala microscópica.

RECRISTALIZACIÓN

Este es un proceso común en las rocas clásticas, y se refiere a la disolución de un mineral en la roca que posteriormente volvió a cristalizar, el precursor es disuelto y el cristal final es precipitado de la solución.

En el proceso de recristalización la disolución tiene un papel muy importante, ocasionado por las bajas temperaturas a la cual los sedimentos están sujetos en la diagénesis. **(Figura 2.5).**

Figura 2.5 La imagen muestra un ejemplo de recristalización de cuarzo en los bordes de los clastos de una arenisca.

2.2 COMUNICACIÓN DE SUS POROS.

Debido a que el material cementante puede sellar algunos poros de la roca, aislándolos del resto del volumen poroso, los poros se pueden encontrar unidos entre si, o aislados. Dependiendo de cómo sea la comunicación de estos poros, la porosidad se puede clasificar de la siguiente manera:

- Interconectada o efectiva.
- No interconectada o no efectiva.
- Total o absoluta.

La porosidad interconectada o efectiva se define como el volumen total de la roca que representa espacios que pueden contener fluidos y se encuentran comunicados entre sí.

Por el contrario la porosidad no interconectada o no efectiva representa la fracción del volumen total de la roca que está conformada por los espacios que pueden contener fluidos pero no están comunicados entre sí.

La porosidad total o absoluta de una roca está definida como el volumen total de poros, estén o no conectados entre ellos.

Entonces la porosidad absoluta o total del sistema es igual a la sumatoria de la porosidad efectiva más la porosidad no efectiva.

$$\varphi_{total} = \varphi_{efectiva} + \varphi_{no\ efectiva} \quad \text{ecuacion ... 2.1}$$

Para el ingeniero geólogo la porosidad de mayor importancia es la efectiva, debido a que está representa el volumen de espacios de la roca que puede estar ocupado por fluidos movibles, estos 3 tipos de porosidad podemos observarlos en la **figura 2.6**.

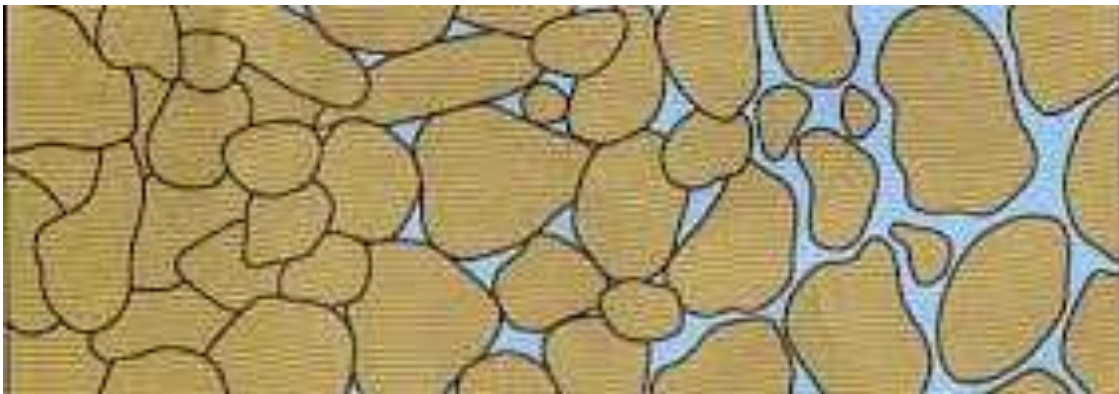


Figura 2.6. De derecha a izquierda, podemos ver poros que contienen un fluido y además están conectados entre ellos, ejemplo de porosidad efectiva; al centro se observan poros que contienen fluidos, pero que no están conectados entre ellos; por último a la izquierda, no hay porosidad.

2.3 TAMAÑO DE LOS POROS

La Unión Internacional de Química Pura y Aplicada: IUPAC define los materiales porosos en 3 categorías, de acuerdo al diámetro del poro (d) que presenten: micro-porosos ($d < 2 \text{ nm}$), meso-porosos ($2 \text{ nm} < d < 50 \text{ nm}$) y macro-porosos ($d > 50 \text{ nm}$). De acuerdo a esta definición, los materiales clasificados a escala mesoscópica o meso-porosos son nano-materiales y por ende presentan las características distintivas de esta familia de compuestos. En la **figura 2.7** observamos la clasificación de poros de acuerdo a la IUPAC. Y en la tabla 2.2, muestra los tamaños de poro y su función.

Cualquier material que contenga cavidades, canales o intersticios puede ser considerado como poroso.

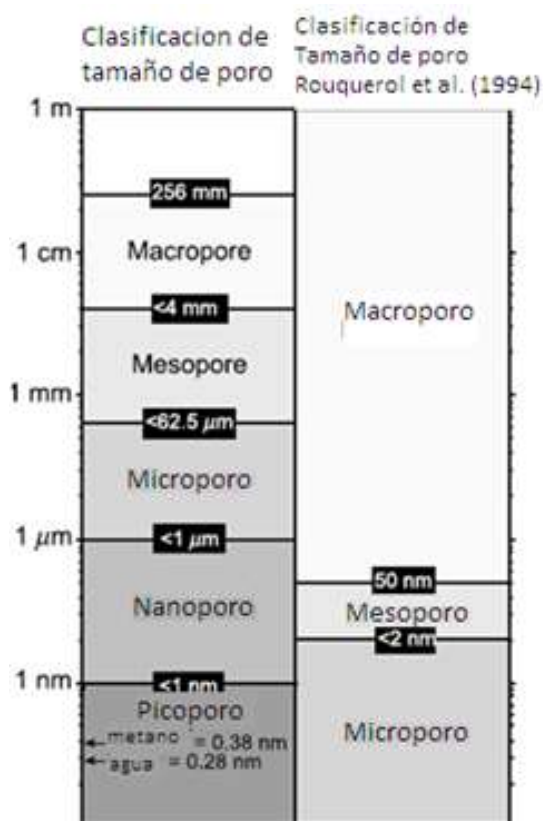


Figura 2.7 Clasificación de tamaño de poro, modifica de la Choquette y Pray (1970). Los tamaños de las moléculas de metano y agua se muestran como referencia.

Tamaño	Tamaño en micrómetros	Función
Macroporos	>50 nm	Alineación y drenaje (flujo de gravedad)
Mesoporos	2-50 nm	Conducción de agua (flujo capilar rápido)
Microporos	<2nm	Retención de agua (flujo capilar lento)

Tabla 2.2 especifica los tamaños de poros y su función.

Los macro-poros son visibles a simple vista. Se denominan también poros no capilares o poros de aireación. Este tamaño de poro se puede drenar aplicando una tensión de 0.1 bar a un suelo saturado. Incluyen grietas o fisuras de suelos arcillosos secos.

Los meso-poros son los poros capilares típicos de un suelo de textura media; el agua que los permea sigue las leyes de capilaridad y la ley de flujo de Darcy.

Los micro-poros se presentan típicamente en suelos arcillosos. El agua de los microporos más pequeños, menores a un micrometro, puede alejarse de las leyes de capilaridad y de la ley de flujo de Darcy; además, su composición iónica, viscosidad y fluidez pueden diferir de la del agua contenida en los microporos más grandes.

El diámetro promedio de los poros en suelos arenosos es mayor que en suelos arcillosos; por tanto, en suelos arenosos la velocidad de infiltración de agua es muy rápida, pero su capacidad de retención de humedad es baja. En suelos arcillosos sucede lo contrario, la velocidad de infiltración es baja y la capacidad de retención de humedad es alta. En la siguiente tabla muestro la función principal de los tamaños de poros.

2.4 PROPIEDADES RELACIONADAS

Además de la porosidad existen otras propiedades que se complementan y están relacionadas unas con otras, por ejemplo, la permeabilidad, para que una roca sea permeable primero tiene que ser porosa, la saturación, aunque la roca sea porosa y permeable si está más saturada de agua que de hidrocarburos y además la mojabilidad de la roca es por hidrocarburos, la obtención de estos se tornara más complicada, a continuación describiré estas propiedades.

2.4.1 PERMEABILIDAD

Es la capacidad o medición de una roca para transmitir fluidos, se mide en Darcies o mili Darcies, Las lutitas y la limolitas suelen ser menos permeables que la areniscas, para que una roca sea permeable necesariamente tiene que ser porosa, en la **figura 2.8** la flechas indican la capacidad que tiene el fluido para moverse dentro de la roca

La permeabilidad absoluta se refiere a la permeabilidad obtenida cuando sólo existe un fluido, o fase, presente en la roca.

La permeabilidad efectiva es la capacidad de flujo preferencial o de transmisión de un fluido particular cuando existen otros fluidos inmiscibles presentes en el yacimiento (por ejemplo, la permeabilidad efectiva del gas en un yacimiento de gas-agua).

La permeabilidad relativa es la relación entre la permeabilidad efectiva de un fluido determinado, con una saturación determinada, y la permeabilidad absoluta de ese fluido con un grado de saturación total.



Figura 2.8 Se observa un ejemplo de la permeabilidad de la roca, las flechas en el lado izquierdo indican el flujo que puede tener un fluido a través de los poros

La permeabilidad de la roca depende de la porosidad, en la figura 2.9 observamos la relación que guardan ambas propiedades en cada tipo de roca, cada punto representa una roca analizada, y en cada grafica los puntos muestran una línea con pendiente positiva, lo que indica que la permeabilidad aumenta al aumentar la porosidad.

Porosidad

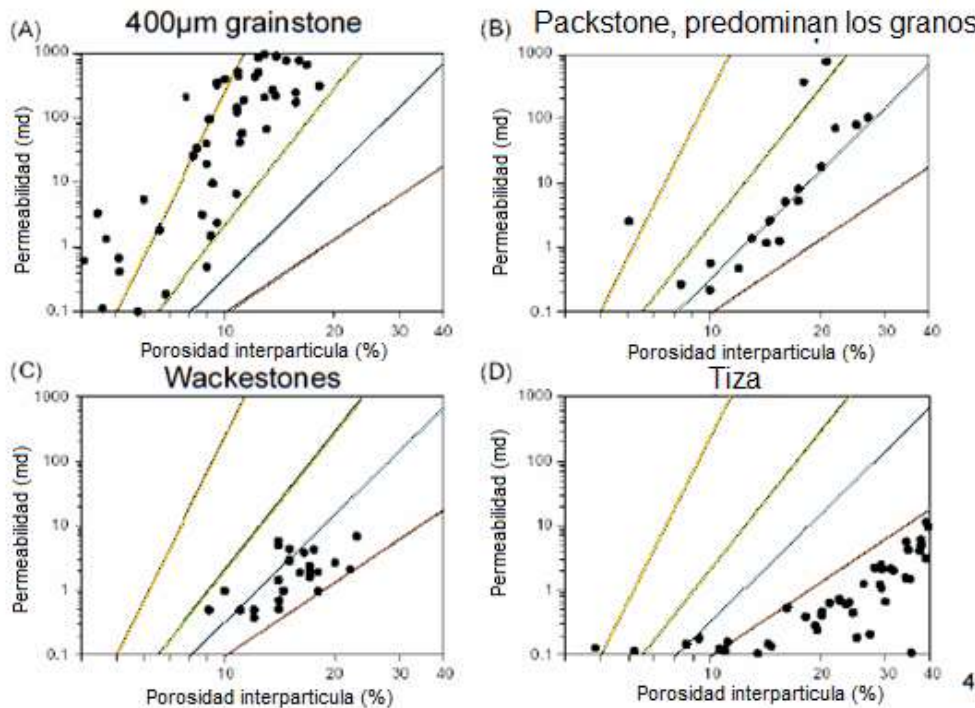


Figura 2.11. Graficas de porosidad interpartícula (%) vs permeabilidad(md), cada punto indica una muestra.(a)Caliza Grainstone los puntos siguen la tendencia al área comprendida entre la línea naranja y verde, aunque los valores de porosidad no rebasan el 20% la permeabilidad si alcanza valores altos de hasta 2000md. (b)Caliza Packstone, la gráfica muestra valores de porosidad y permeabilidad altos. (c)Caliza Wackstone, la tendencia de las muestras indica una alta porosidad y baja permeabilidad. (c) Tiza, la gráfica muestra valores de porosidad muy altos y bajos de permeabilidad.

2.4.2 MOJABILIDAD

La preferencia de un sólido por el contacto con un líquido o un gas, conocido como la fase mojante, en vez de otro.

La fase mojante tenderá a dispersarse sobre la fase sólida y un sólido poroso tenderá a absorber la fase mojante, desplazando en ambos casos la fase no mojante. Una roca puede tener una mojabilidad por agua, por petróleo o intermedia. El estado intermedio entre humedecido con agua y humedecido con petróleo puede ser causado por un sistema de mojabilidad mixta, en el que algunas superficies o granos se encuentran humedecidos con agua y otros con petróleo, o un sistema neutral en el que las superficies no se encuentran intensamente humedecidas con agua ni con petróleo. En la **figura 2.13** se muestra una gota de petróleo en distintas

superficies. Tanto el agua como el petróleo humedecen la mayor parte de los materiales con preferencia con respecto al gas, pero el gas puede humedecer el azufre, el grafito y el carbón. La mojabilidad afecta la permeabilidad relativa, las propiedades eléctricas y los perfiles de saturación del yacimiento.

La mojabilidad es importante pues afecta el comportamiento capilar y el desplazamiento del fluido dentro del yacimiento, pues el fluido mojante tiende a llenar los poros más pequeños, mientras que los no mojantes llenan los poros más grandes.

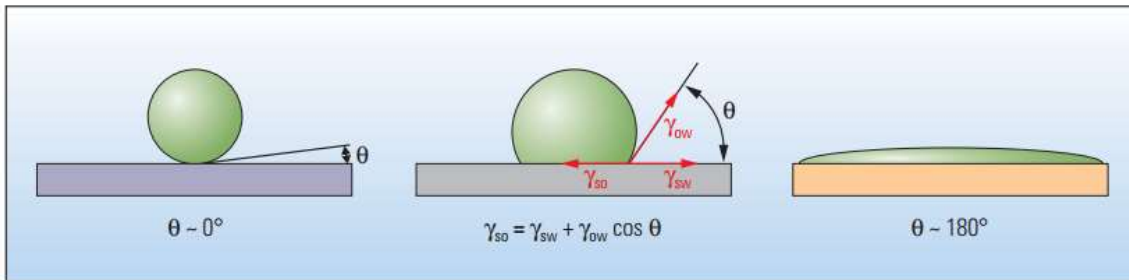


Figura 2.13 izquierda. Una gota de petróleo sobre una superficie mojable por agua en este caso el ángulo de contacto se aproxima a cero; centro. En una superficie de mojabilidad intermedia también se forma una gota pero el ángulo de contacto está dado por el equilibrio en las fuerzas que interactúan, la fuerza entre el petróleo y la superficie, la fuerza entre el agua y la superficie y la fuerza entre el petróleo y el agua; a la derecha, en una superficie mojable por petróleo, este se dispersa, generando un ángulo de contacto de 180°.

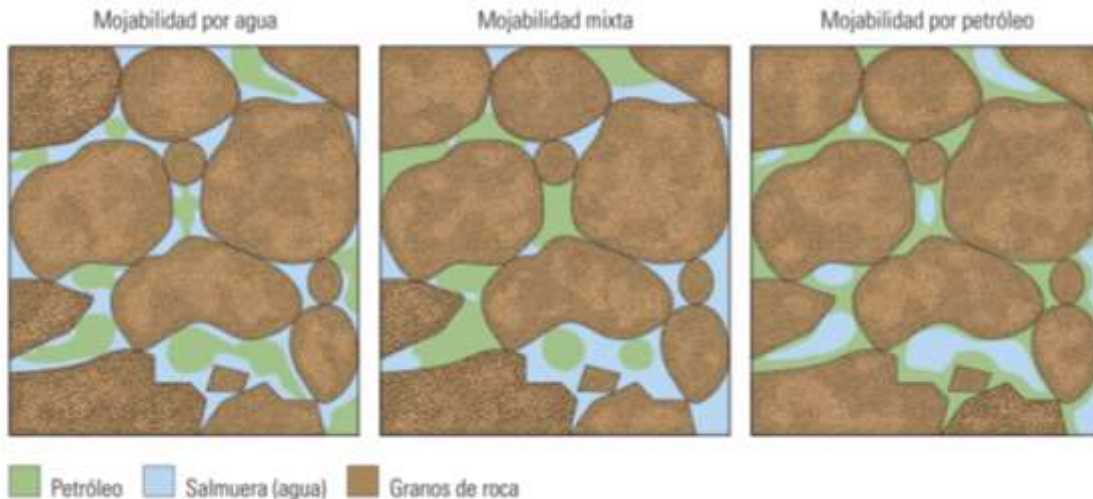


Figura 2.14 Izquierda. Mojabilidad por agua, el petróleo permanece en el centro de los poros; Centro. Mojabilidad mixta, algunos poros son mojables por agua y otros por petróleo; derecha. Todas las superficies son mojables por petróleo.

2.4.3 TORTUOSIDAD

Es una característica que representa lo tortuoso de una curva, es decir, el grado de vueltas que tiene (**figura 2.15**). La tortuosidad de los canales porosos dificulta la filtración de los líquidos y gases, por lo tanto se reduce su permeabilidad.

Es evidente que cuanto más tortuoso los canales mayor es la probabilidad de dejar petróleo en la roca en el proceso del desplazamiento por el agua.

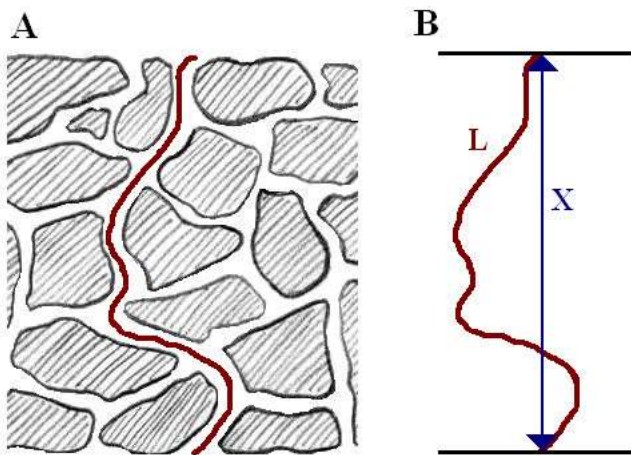


Figura 2.15 A) la línea roja indica el camino tortuoso que sigue el fluido; B. Es una comparación entre el camino tortuoso del fluido y la distancia más corta de un punto a otro.

2.4.4 SATURACIÓN

La saturación de un medio poroso con respecto a un fluido se define como la fracción del volumen poroso de una roca que está ocupada por dicho fluido.

$$S_x = \frac{V_x}{V_t} \quad \text{ecuación 2.2}$$

Donde:

S_x = Saturación de la fase X.

V_x = Volumen que ocupa la fase X.

V_t = Volumen poroso total de la roca.

La sumatoria de las saturaciones de todos los fluidos que se encuentran presentes en el espacio poroso de una roca, debe ser igual a 1. Si consideramos un medio poroso saturado por petróleo, agua y gas, tenemos:

$$S_o + S_w + S_g = 1 \qquad \text{ecuación 2.3}$$

Dónde:

S_o = Saturación de petróleo.

S_w = Saturación de agua.

S_g = Saturación de gas.

2.4.5 COMPRESIBILIDAD

Un yacimiento a miles de pies bajo la tierra se encuentra sometido a una presión de sobrecarga originada por el peso de las formaciones suprayacentes. La presión de sobrecarga no es constante y depende de factores como la profundidad, naturaleza de la estructura, consolidación de la formación, tiempo geológico, entre otros. La profundidad de la formación es la consideración más importante, y un valor típico de presión de sobrecarga es aproximadamente 1 pci por pie de profundidad.

El peso de sobrecarga simplemente aplica una fuerza compresiva al yacimiento. La presión en el espacio poroso de la roca normalmente no se acerca a la presión de sobrecarga. Una presión de poro típica, comúnmente referida como la presión del yacimiento, es aproximadamente 0.5 lpc por pie de profundidad, asumiendo que el yacimiento es suficientemente consolidado así la presión de sobrecarga no se transmite a los fluidos en el espacio poroso.

La compresibilidad de cualquier material (sólido, líquido o gaseoso) en un intervalo de presión dado y a una temperatura fija se define como el cambio de volumen por unidad de volumen inicial causado por una variación de presión.

CAPITULO 3. POROSIDAD EN ROCAS CLÁSTICAS

La porosidad en areniscas, lutitas y limolitas, está controlada principalmente por la fábrica, por las características de depósito. Esta porosidad se modifica con el paso del tiempo y con la interacción de procesos físicos y químicos que logran aumentar o disminuir el espacio poroso en la roca.

3.1 PARÁMETROS TEXTURALES: (TAMAÑO, SELECCIÓN, ESFERICIDAD, EMPAQUE)

Las rocas sedimentarias clásticas son agregados de sedimentos en su mayoría de material terrígeno, el tamaño de estos en las areniscas permite que el estudio de los parámetros texturales se haga a simple vista o con lupa, en cambio en las lutitas y las limolitas se necesita de un microscopio electrónico, de barrido o microsonda pues son agregados de sedimentos más finos.

La forma, tamaño, selección y empaque de los granos se definen desde el origen de los propios sedimentos, el tamaño y la forma, se relacionan con la composición y el transporte del sedimento, mientras que la selección y empaque, dependen del ambiente de depósito.

Entender y aplicar correctamente estos parámetros texturales, es importante para conocer la porosidad de la roca que sea de nuestro interés.

3.1.1 FORMA

La forma se refiere al aspecto geométrico de los granos, para hacer la descripción de los granos se analizan su esfericidad y redondez.

Esfericidad es el grado de aproximación de la forma del grano al de una esfera, de acuerdo a las relaciones axiales de los ejes en las partículas. Tomando en cuenta a los ejes menor, medio y mayor de la partícula como a, b y c respectivamente, como se observa en la **figura 3. 1**, se definen un par de parámetros, que son: índice de achatamiento e índice de elongación.

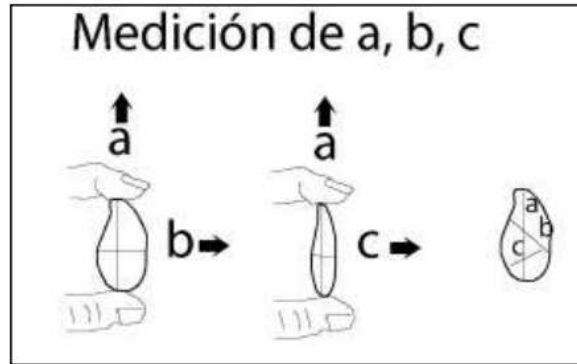


Figura 3.1 forma correcta de realizar la medición de los lados a, b y c para fines de la esfericidad

El índice de achatamiento es la relación que existe entre el eje mayor y el eje medio en la partícula, el índice de elongación es la relación entre el índice medio con el índice menor de la partícula, en la **tabla 3.1** se muestran las relaciones entre los índices de elongación y achatamiento así como la forma correspondiente a dichas relaciones.

La combinación de ambas relaciones nos ayuda a realiza una clasificación más precisa en cuanto a la esfericidad de las partículas, propuesta por Zingg (1935).

Clase	Índice elongación de (b/a)	Índice achatamiento de (c/b)	Forma
1	>2/3	<2/3	Dicoidales u Oblados
2	>2/3	>2/3	Esfericos o equidimensional
3	<2/3	<2/3	Elipsoidale o triaxiales
4	<2/3	>2/3	Prolados o cilíndricos

Tabla 3.1 En la segunda y tercera columna se muestran las relaciones de los índices de elongación y achatamiento y en la cuarta se muestra la forma que corresponde a dichas relaciones

La redondez se define como la medida de la cantidad de vértices y aristas en el clasto. Esta es una propiedad tridimensional, para fines prácticos se mide a partir de la proyección bidimensional de una silueta del grano como está representado en la **figura 3.2**.

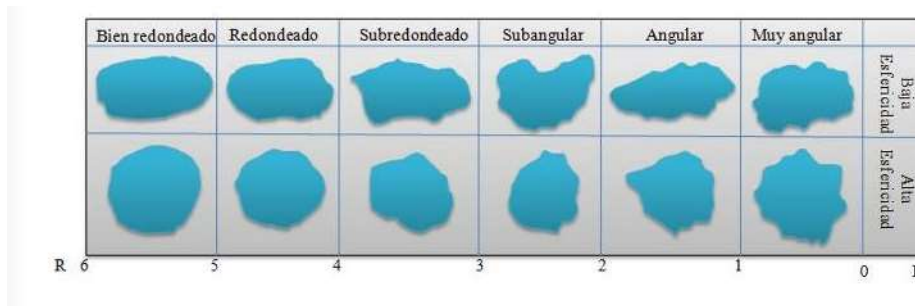


Figura 3.2 escala visual para la identificación del grado de redondez.

El estudio de la esfericidad y redondez es cualitativo si se trata de estimaciones visuales. Mientras que las partículas que componen a la roca sean más esféricas y redondeadas, la roca tendrá mayor porosidad, el contacto entre cada partícula será menor, por lo tanto habrá más espacio entre cada una. Una partícula puede ser esférica, mas no redondeada, cada propiedad es independiente de la otra.

Los factores que más influyen en la esfericidad y redondez de un clasto, son los siguientes:

- 1) la forma original del clasto (litología)
- 2) la estructura del fragmento (esquistosidad, fisilidad, crucero, diaclasas)
- 3) naturaleza del agente de transporte
- 4) energía del agente de transporte y condiciones de transferencia de ésta, entre el medio y el clasto
- 5) duración e intensidad de las condiciones precedentes.

La forma de los sedimentos va a depender principalmente de su origen; por ejemplo un cristal de granate, por su forma octaédrica, es más sencillo que adquiera una forma semejante a una esfera, en cambio un cristal de hornblenda tiende a ser prismático o laminar por lo que es más difícil que adquiera una forma esférica.

La redondez está relacionada con el transporte que sufrieron los sedimentos. Las partículas bien redondeadas no solo indican que probablemente los sedimentos tuvieron un largo tiempo de transporte o que la energía de la corriente era alta, también tiene que ver con la composición, pues es más fácil encontrar por ejemplo, una feldespato muy redondeado, junto a un cuarzo sub-anguloso.

Sneed y Folk (1958) propusieron la esfericidad máxima de proyección, Φ_p (también denominada esfericidad efectiva de sedimentación), que es igual a la razón entre una sección principal de una esfera de igual volumen y el área máxima de proyección del rodado, se expresa cuantitativamente como:

$$\Phi_p = \sqrt[3]{c^2/AB} \quad \text{ecuación 3.1}$$

En términos de los cocientes B/A y C/B:

$$\phi_p = \sqrt[3]{B/A \cdot (C/B)^2} \quad \text{ecuación 3.2}$$

Cuantitativamente, la redondez verdadera expresada por la fórmula de Wadell (1933) es:

$$\text{redondez} = \sum \left(\frac{r/R}{N} \right) \quad \text{ecuación 3.3}$$

Donde:

r = radio de curvatura de las esquinas

R = radio del mayor círculo inscripto

N = N° de esquinas (incluyendo r = 0)

Para la descripción de la redondez de los clastos se utilizan las expresiones cualitativas explicadas en la **tabla 3.2**:

Intervalo de redondez	Valor medio del intervalo	Clasificación
0.12- 0.17	0.14	Muy anguloso
0.17- 0.25	0.21	Anguloso
0.25- 0.35	0.30	Subanguloso
0.35- 0.49	0.41	Subredondeado
0.49- 0.70	0.59	Redondeado
0.70- 1	0.84	Muy redondeado

Tabla 3.2 la tabla muestra los valores correspondientes para la clasificación de la redondez.

Los valores de esfericidad y redondez se pueden relacionar para practicidad, en una gráfica, como la que se muestra en la **figura 3.3**.

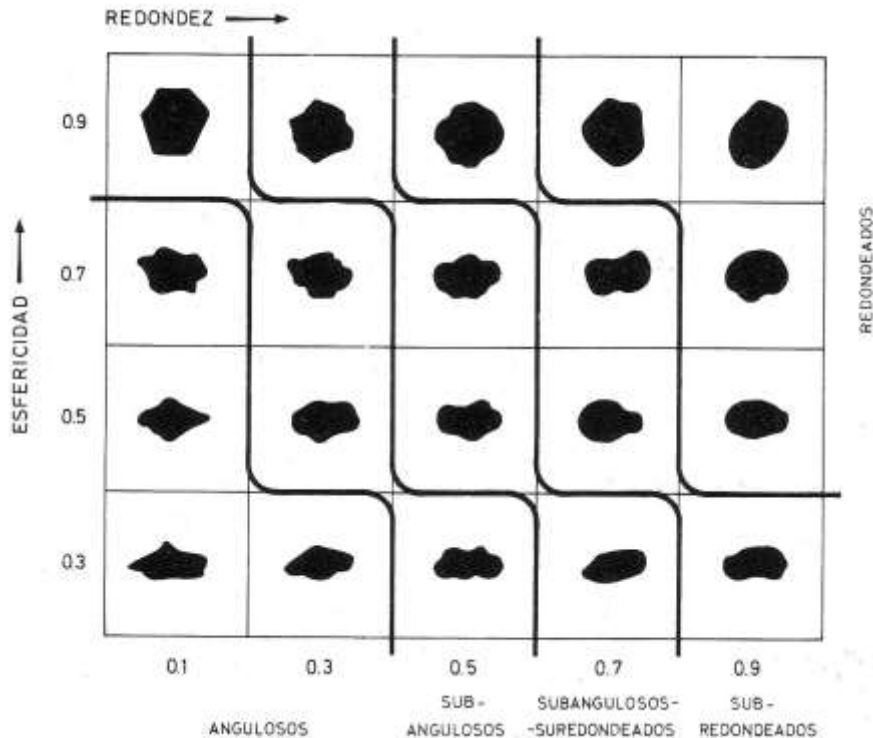


Figura 3.3 La figura muestra una relación entre la esfericidad y la redondez, de forma vertical, la esfericidad aumenta, y de forma horizontal la redondez aumenta ala derecha.

3.1.2 SELECCIÓN

La selección es una propiedad que describe que tanto varían los tamaños de granos en una roca, al momento del depósito una roca puede contener diferentes tamaños de granos, pero también pueden tener en general un tamaño de grano definido.

La selección se mide en función de la desviación estándar, que es un índice numérico de la dispersión de un conjunto de datos, mientras mayor es la desviación estándar, mayor es la dispersión de la población.

La desviación estándar es un promedio de las desviaciones individuales de cada observación con respecto a la media de una distribución. Así, la desviación estándar mide el grado de dispersión o variabilidad lo que refleja el tipo de agente de transporte y es una medida de su grado de fluidez.

Para calcular la desviación estándar a una serie de datos de los tamaños de los granos que conforman un agregado clástico, primero se tiene que calcular la media.

$$\text{media} = \bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{ecuación 3.4}$$

La media es el promedio aritmético del total de los datos de la muestra, la mediana es la muestra que queda justo a la mitad de todos los datos, ambas reflejan la energía cinética media del agente de transporte

A cada uno de los datos que tenemos inicialmente le restamos la media calculada, posteriormente realizamos la suma de los cuadrados de cada uno de los datos y así obtenemos la varianza.

$$s^2x = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad \text{ecuación 3.5}$$

Finalmente, la desviación estándar es la raíz cuadrada de la varianza, por lo tanto solo nos queda realizar esta operación.

$$\sigma = \sqrt{s^2x} \quad \text{ecuación 3.6}$$

El resultado se tiene que comparar con la **tabla 3.3**, que indica los parámetros utilizados para medir la selección.

Selección	Desviación estándar(PHI)
Muy bien seleccionada	< 0.35
Bien seleccionada	0.35-0.50
Moderadamente bien seleccionada	0.50-0.70
Moderadamente seleccionada	0.70-1.00
Pobrementemente seleccionada	1.00-2.00
Muy pobremente seleccionada	2.00-4.00
Extremadamente pobremente seleccionada	>4.00

Tabla 3.3 La tabla contiene la clasificación usada para la selección según folk 1974., en la segunda columna está el valor de la desviación estándar correspondiente al grado de selección.

También se puede hacer una estimación visual, considerando qué tan parecido son los granos, unos con otros. Un extremo es donde todos o la gran mayoría de los clastos son del mismo tamaño, y el otro extremo es cuando los tamaños varían

notablemente dentro del agregado clástico y a este se le clasifica como muy pobremente seleccionado.

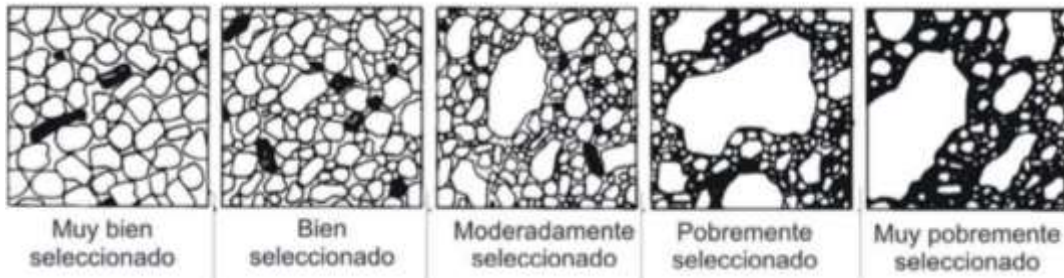


Figura 3.3 Imágenes de selección de materiales clásticos (areniscas) vistos con lupa (Compton 1962).

La selección, depende del ambiente de depósito y de la composición de los granos, además esta propiedad condiciona fuertemente la porosidad de una roca; un agregado clástico muy bien seleccionada es el que tendrá mayor porosidad, pues todos clastos serán prácticamente del mismo tamaño, por lo tanto no habrá clastos más pequeños que rellenen los huecos entre ellos; de lo contrario si la roca es muy pobremente seleccionada habrá espacios entre los clastos grandes, y estos espacios serán rellenos por los granos más pequeños. Lo que provoca que la porosidad se reduzca (**figura 3.5**).

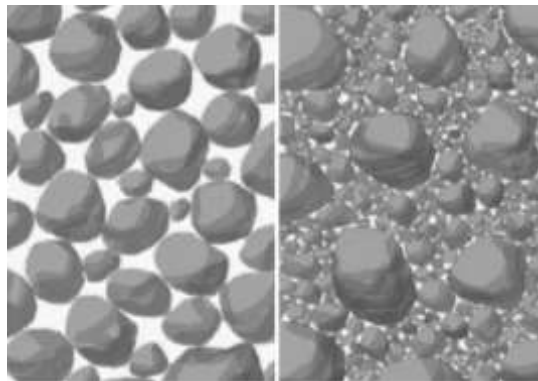


Figura 3.5 En la imagen de la izquierda el agregado clástico presenta muy buena selección, a la derecha está muy pobremente seleccionada lo que da como resultado una porosidad mucho menor, comparada con la figura a la izquierda

3.1.3 EMPAQUE

En una roca las partículas pueden acomodarse de diferentes maneras, el empaque se refiere a la manera en que están acomodados los granos, los arreglos regulares consisten de filas y columnas ordenadas en patrones cristalográficos. Con filas ordenadas a 60° o a 90°, pueden ser divididos en cuatro tipos: cúbico, ortorrómbico, tetragonal y romboédrico, estas partículas se consideran idealmente como esferas, y todas del mismo tamaño.

En la naturaleza es poco común encontrar granos con estas características, y que además tengan estos arreglos, sin embargo, conocer estos empaques nos sirven para realizar estimaciones aproximadas.

3.1.3.1 POROSIDAD POR EL TIPO DE EMPAQUE

EMPAQUE CUBICO

El empaque cubico es en el que las partículas sufren la mínima compresión, los ejes axiales de las esferas forman 90° entre si, este tipo de empaque es el que genera mayor porosidad que es de 47.64%. **(figura 3.6).**

$$\phi = \frac{V \text{ poroso}}{V \text{ total}} = \frac{V \text{ total} - V \text{ esferas}}{V \text{ total}} = 1 - \frac{8 \left(\frac{4}{3} \pi \left(\frac{R}{2} \right)^3 \right)}{\left(4 \left(\frac{R}{2} \right) \right)^3} = 0.4764$$

$$\phi = 47.64\%$$

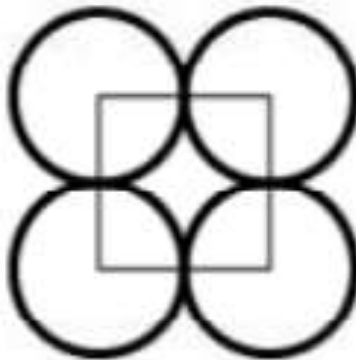


Figura 3.6. Acomodo del Empaque cúbico

EMPAQUE ORTORRÓMBICO

En este tipo de empaque los ejes axiales de las esferas forman 90° y 60° entre ellos, por lo cual está más cerrado que el empaque cubico **(figura 3.7).**

La porosidad máxima alcanzada en este tipo de empaque es de 39.54%

$$V_{\text{esferas}} = 8 \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \right) = 33.51R^3$$

$$V_{\text{total}} = A * B * C$$

$$A = 4R \cos(30^\circ) = 3.464R$$

$$B = C = 4R$$

$$V_{\text{total}} = 3.464R * 4R * 4R = 55.426R^3$$

$$V_{\text{poroso}} = V_{\text{total}} - V_{\text{esferas}} = 55.426R^3 - 33.51R^3 = 21.92R^3$$

$$\emptyset = \frac{V_{\text{poroso}}}{V_{\text{total}}} = \frac{21.92R^3}{55.426R^3} = 0.3954 = 39.54\%$$

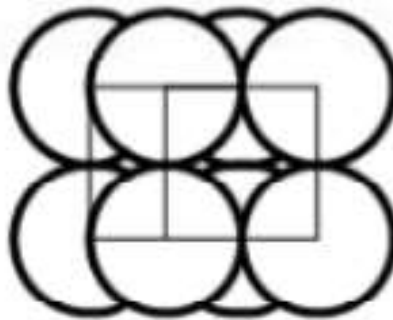


Figura 3.7 Acomodo del empaque ortorrómbico

EMPAQUE TETRAGONAL-ESFENOIDAL

En este tipo de empaque, los ejes axiales de las esferas forman ángulos de 60° entre sí, en todas las direcciones, por lo tanto los espacios entre las esferas disminuyen. La porosidad promedio en este empaque es de 30.19% (**figura 3.8**)

$$V_{\text{esferas}} = 8 \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \right) = 33.51R^3$$

$$V_{\text{total}} = A * B * C$$

$$A = 2R$$

$$B = 2R \sin(60^\circ)$$

$$C = 2R \sin(60^\circ)$$

$$V_{\text{total}} = 2R * 2R \sin(60^\circ) * 2R \sin(60^\circ) = R^3$$

$$V \text{ poroso} = V \text{ total} - V \text{ esferas} = R^3 - 33.51R^3 = R^3$$

$$\phi = \frac{V \text{ poroso}}{V \text{ total}} = \frac{R^3}{R^3} = .3019 = 30.19\%$$

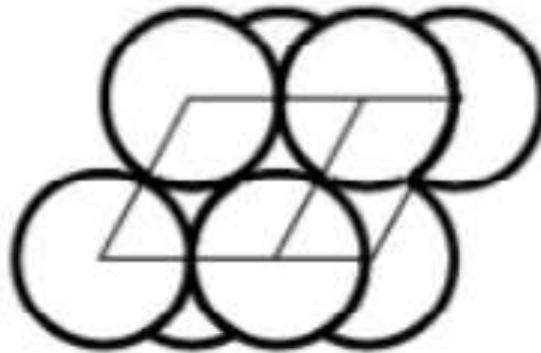


Figura 3.8 Acomodo del Empaque tetragonal- esfenoidal

EMPAQUE ROMBOÉDRICO

Este empaque es el que presenta la máxima compactación, el ángulo que forman los ejes axiales de las esferas es de 45° . La porosidad que alcanza este empaque es de 25.94% (**figura 3.9**)

$$A = 4R \cos(45^\circ) = 2.828R$$

$$B = C = 4R$$

$$V \text{ total} = 2.828R * 4R * 4R = 45.25R^3$$

$$V \text{ poroso} = V \text{ total} - V \text{ esferas} = 45.25R^3 - 33.51R^3 = 11.74R^3$$

$$\phi = \frac{V \text{ poroso}}{V \text{ total}} = \frac{11.74R^3}{45.25R^3} = 0.2594 = 25.94\%$$

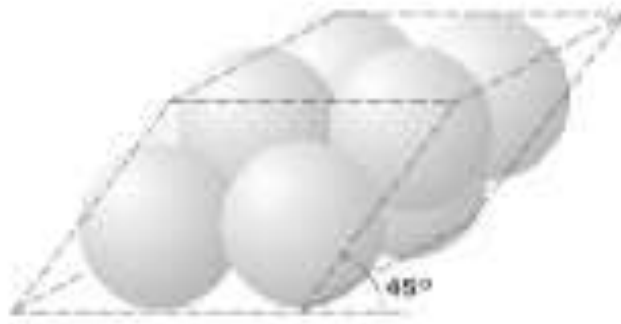


Figura 3.9 Acomodo en el empaque romboédrico

3.1.4 TAMAÑO

El tamaño de los sedimentos en un agregado clástico depende del ambiente en el que se depositan, lo observamos en la figura 3.10 en la cual las gráficas muestra una comparación en tamaños de los sedimentos en los depósitos fluviales, de playa, flujo de detritos, corrientes de turbidez y eólicos

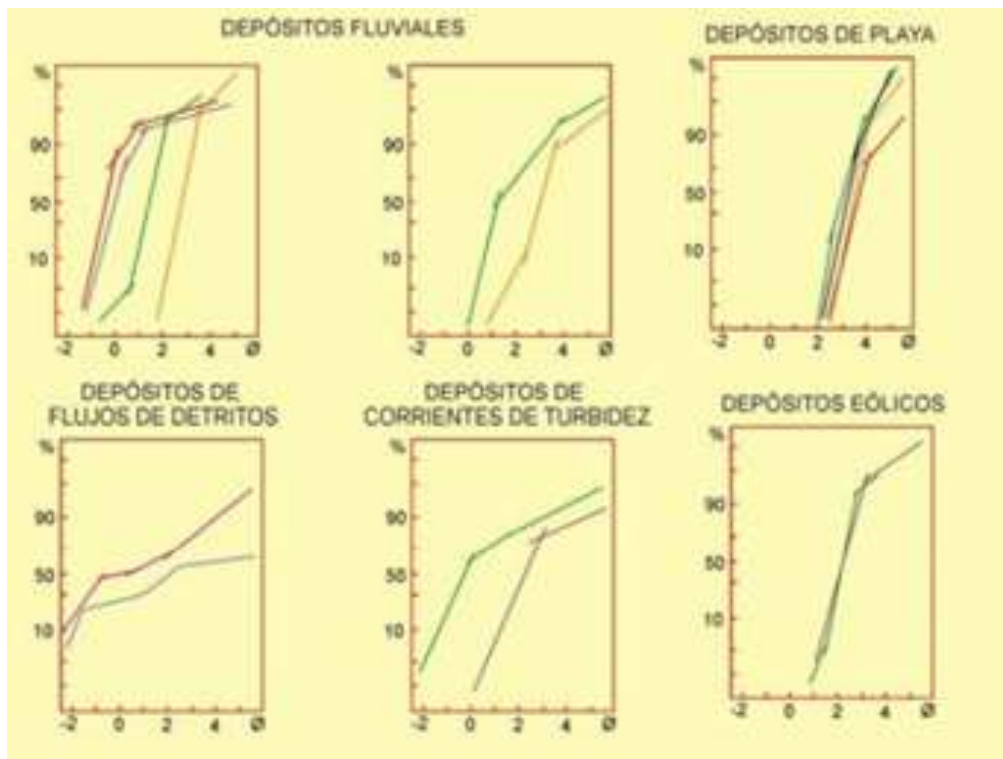


Figura 3.10 tamaños de sedimentos según su ambiente de depósito

Las variaciones en tamaño, en esfericidad, redondez y clasificación de los granos de una roca, complican las posibilidades de empaquetamiento, si se tienen por ejemplo clastos irregulares y de diferentes tamaños, tales irregularidades podrían encajar con otras irregularidades en otros clastos y esto provocaría una disminución en la porosidad.

3.2 PROCESOS DIAGENETICOS QUE INCREMENTAN LA POROSIDAD

Posterior al depósito, las rocas clásticas están sujetas a pasar por procesos que pueden aumentar la porosidad siendo principalmente el fracturamiento, y en menor medida la disolución.

3.2.1 FRACTURAMIENTO

Las fracturas son el resultado de procesos como movimientos y deformaciones corticales (epirogénesis y orogénesis), contracción y disecación de los sedimentos, liberación de tensión, Una fractura es el plano de ruptura en una roca, y en las rocas sedimentarias éstas las encontramos perpendiculares a la dirección de los esfuerzos que las provocaron.

se clasifican en fallas y diaclasas, y se pueden distinguir unas de otras, pues las fallas son aquellas rupturas en las que se observa un desplazamiento entre dos bloques de roca, las diaclasas son rupturas en donde solo se observa una abertura, como podemos observar en la **figura 3.11**

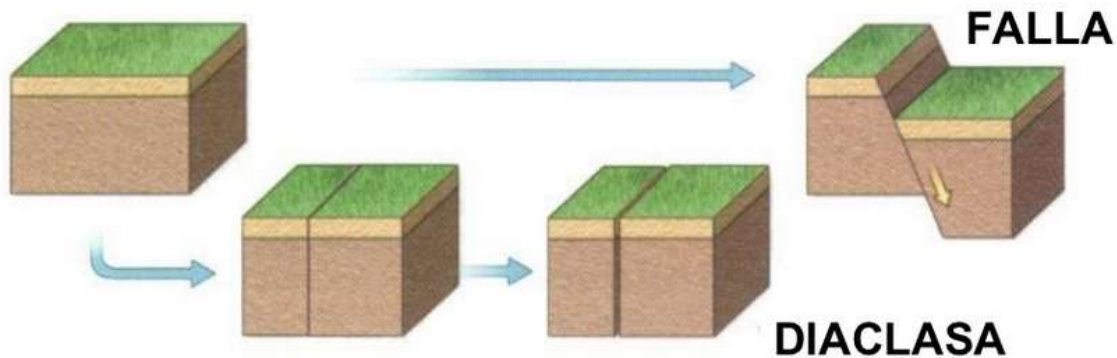


Figura 3.11 Esta imagen es para mostrar las diferencias entre una falla y una diaclasa, en la diaclasa solo se hace una abertura en la roca, en cambio en las fallas de presenta un desplazamiento relativo entre los bloques.

Las fracturas pueden clasificarse con base a su amplitud o apertura, como fracturas enormes, grande, mediana pequeña y micro-fractura.

Tipo	Amplitud (mm)
Fractura enorme	≥ 100
Fractura grande	10-100
Fractura mediana	1-10
Fractura pequeña	0.1-1
Micro-fractura	< 0.1

Figura 3.4 Clasificación de las fracturas según su tamaño.

Existe otra clasificación más reciente, la cual define aspectos importantes de las fracturas como son su distribución, la forma del plano y su alcance. La distribución está definida por el rumbo y buzamiento del plano de la fractura y por el espacio que hay entre fracturas (espaciamiento). La forma del plano puede ser recta o curvada. El alcance es la longitud que tiene su intersección con la superficie (alcance lateral) y la profundidad a la que llega (alcance vertical). Por eso, recientemente se ha introducido otra clasificación. Esta clasificación divide las fracturas en fracturas sistemáticas y fracturas no sistemáticas, las cuales se abordan a continuación.

3.2.1.1 FRACTURAS SISTEMÁTICAS Y NO SISTEMÁTICAS.

La intersección de una fractura sistemática con un estrato es una línea recta. Suelen formar grupos de fracturas paralelas (sets de fracturas sistemáticas) y las fracturas individuales pueden tener un gran alcance. Frecuentemente dos sets se cruzan y el ángulo entre ambos revela información valiosa acerca de las fuerzas de deformación de la corteza. Las fracturas sistemáticas son consideradas como la consecuencia de deformación geológica a escala regional.

Las fracturas no sistemáticas suelen ser más numerosas cerca de la superficie y en muchos casos se han formado por la liberación de tensión y por la meteorización.

En una roca fracturada la porosidad aumenta, pues se generan aberturas que pueden ser llenadas por un fluido.



Figura 3.12 Ejemplo del micro-fracturamiento, y el cómo resulta e el aumento de la porosidad de la roca.

3.3 PROCESOS DIAGÉNETICOS QUE DISMINUYEN LA POROSIDAD

Al paso del tiempo los fluidos que saturan la roca precipitan, cerrando el espacio poroso, Los procesos de cementación y recristalización dan como resultado que espacio poroso se cierre, pues ambos consisten en la precipitación de los fluidos que saturan a la roca, en la **figura 3.13**, ésta graficada la porosidad porcentual vs el tiempo, desde el inicio de la precipitación. En la que claramente observamos la disminución de la porosidad mientras aumenta el tiempo de precipitación.

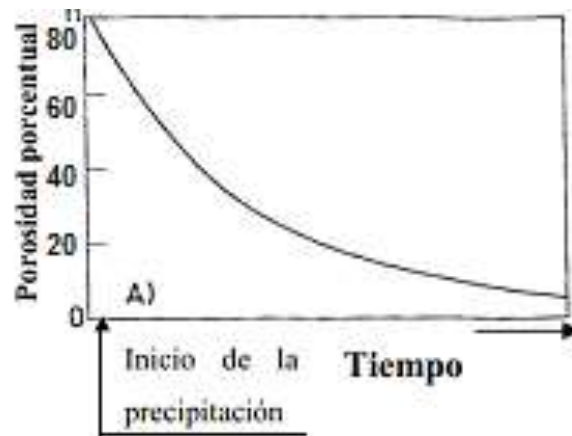


Figura 3.13 En la gráfica se observa como disminuye la porosidad desde que comienza la precipitación.

3.3.1 CEMENTACIÓN

La cementación es la última etapa de la formación de la roca, provoca un endurecimiento de los sedimentos clásticos. Para que pueda haber cementación se necesita de un espacio poroso y permeable, saturado por un fluido, para que éste pueda pase a través de los poros y precipite entre ellos.

Los cementantes más comunes son de sílice y calcita, aunque otros carbonatos así como los óxidos de hierro también pueden someterse a éste proceso. Minerales de barita, anhidrita, zeolitas, y arcilla son menos comunes.

La cementación provoca una disminución de la porosidad, pues el cementante ocupa lugares que inicialmente estaban vacíos o rellenos por algún fluido en la **figura 3.14** se observa una arenisca al microscopio, totalmente cementada.

Este proceso se ve condicionado a la cantidad de minerales cementantes disponibles y la estabilidad que tienen éstos con respecto a los minerales presente en el medio.

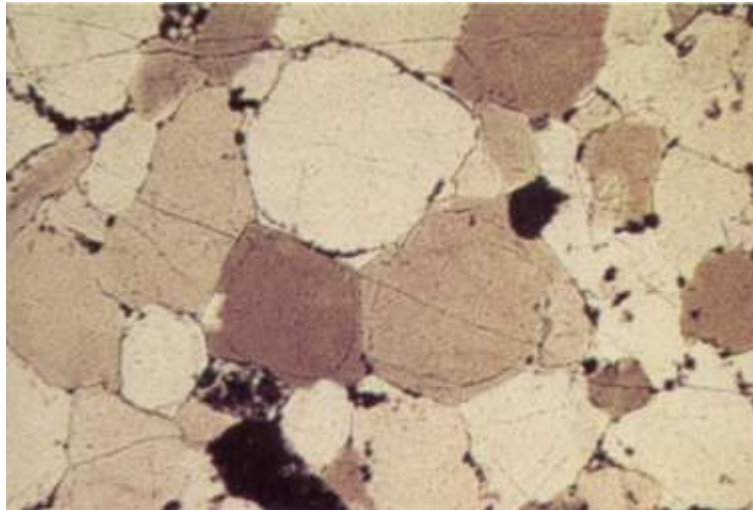


Figura 3.14 Completa destrucción de la porosidad primaria en areniscas, por la cementación

En la siguiente tabla se muestra un resumen con las características que afectan de manera más significativa a las areniscas.

Porosidad en areniscas	
Porosidad primaria en sedimentos	Comúnmente de 24 a 40%
Porosidad secundaria en rocas	Comúnmente de 10 a 30%
Tipos de porosidad primaria	Exclusivamente interpartícula
Tipos de porosidad secundaria	Porosidad primaria, interpartícula, en gran medida modificada por la precipitación de minerales arcillosos autigenéticos y silícicos.
Tamaño de poros	El diámetro y la garganta de poro, está estrechamente relacionado con el tamaño de las partículas sedimentarias, con la selección y el empaque.
Forma de los poros	Inicialmente dependen de la forma de la partícula, pero en gran medida es modificada por arcilla y sílice secundario.
Uniformidad de tamaño, forma y distribución	Comúnmente es bastante uniforme
Influencia de la diagénesis	A menudo hay una gran reducción de la porosidad primaria por compactación y cementación.
Influencia del fracturamiento	Generalmente no es de gran importancia en las propiedades del yacimiento naturalmente fracturado
Interrelaciones porosidad-permeabilidad	Relativamente consistente, depende del tamaño de la partícula y de la selección.

CAPITULO 4. POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS

Debido a su composición, y el ambiente de formación, las rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas presentan diferencias importantes en cuanto a su porosidad.

Para aprovechar de manera óptima un yacimiento en carbonatos, es necesario conocer los tipos básicos de porosidad, la primaria, que se desarrolla durante la génesis de la roca y la secundaria, durante la diagénesis.

Pocos yacimientos mantienen su porosidad inicial, mientras más recientes son, su porosidad es mayor como podemos observar en la **figura 4.1**, a lo largo del tiempo geológico las rocas sufren cambios y son producto de procesos que están ligados con la pérdida de porosidad, estos procesos diagenéticos actúan a lo largo de la historia de estos estratos, sin embargo, hay otros procesos que ocurren durante la diagénesis como fracturas y juntas mantienen una porosidad efectiva en la roca.

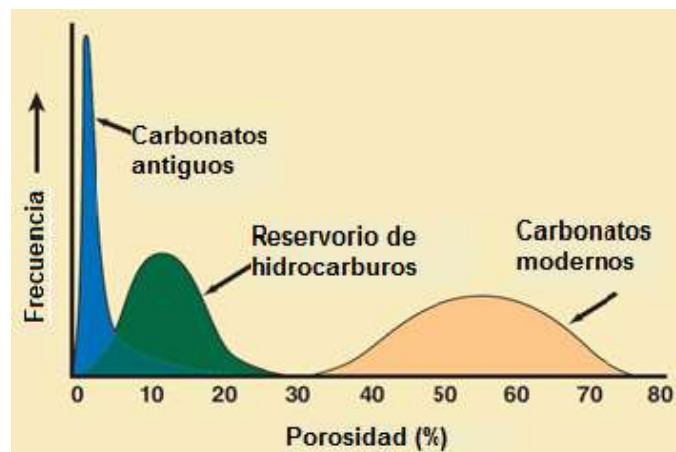


figura 4.1 La gráfica ilustra una comparación entre los carbonatos modernos y los depósitos antiguos, se puede observar la notable diferencia entre la baja porosidad de los antiguos estratos de carbonato, y la alta porosidad de los carbonatos modernos, así como la porosidad correspondiente a los reservorios de hidrocarburos.

4.1 CLASIFICACIÓN DE LA POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS

4.1.1 CLASIFICACIÓN DE CHOQUETTE Y PRAY (1970)

La clasificación más usada es la propuesta por Choquette y Pray (1970) la cual describe los tipos básico de porosidad asociada a la fábrica.

Pocos yacimientos mantienen su porosidad inicial, mientras más recientes son, su porosidad es mayor como podemos observar en la **figura 4.1**, a lo largo del tiempo geológico las rocas sufren cambios y son producto de procesos que están ligados con la pérdida de porosidad, estos procesos diagenéticos actúan a lo largo de la historia de estos estratos, sin embargo, hay otros procesos que ocurren durante la diagénesis como fracturas y juntas mantienen una porosidad efectiva en la roca.

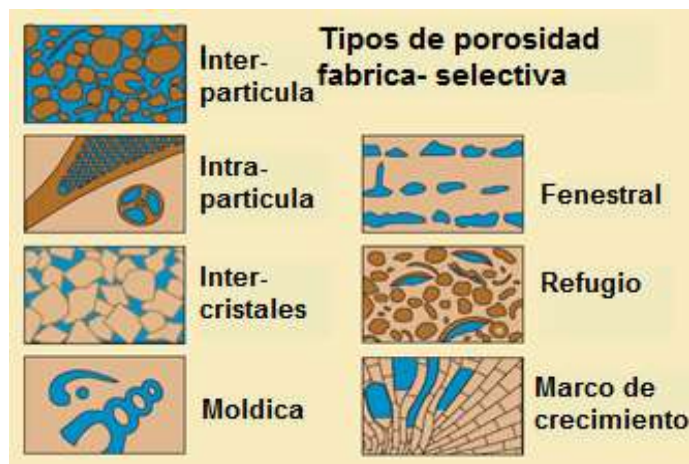


Figura 4.1. Ejemplo de los 7 tipos básico de porosidad controlada por la fábrica: Interpartícula, intrapartícula, intercristales, móldica, fenestral, protegida y de marco de crecimiento. Descritas por Choquette y Pray (1970).

La fábrica-selectiva, se refiere a la porosidad que se desarrolló durante la génesis de la roca, y está controlada por granos, cristales u otra estructura física en la roca y los poros mismos y describe los siguientes tipos:

Porosidad interpartícula. Es la porosidad entre las partículas al momento del depósito, es la porosidad dominante en los sedimentos carbonatados. La porosidad secundaria interpartícula puede ser formada por disolución selectiva de partículas finas entre las más grandes.

Porosidad intrapartícula. Ocurre dentro de las partículas, se forma entre las cavidades existentes en las conchas de los organismos, también en los granos por disolución.

Porosidad intercrystalina. Esta se presenta entre los cristales y se encuentra principalmente en las dolomías porosas.

Porosidad móldica. Un molde es un poro formado por eliminación selectiva, normalmente por solución de los constituyentes de la roca, como son las conchas o las oolitas.

Porosidad Fenestral. En rocas de fábricas lodo-soportado y grano-soportado, donde las aberturas son más grandes que las aberturas entre partículas forman esta porosidad.

Porosidad protegida. ésta forma de porosidad donde los huecos se forman bajo clastos alargados que impiden la acumulación de sedimentos de grano fino.

Los tipos de porosidad secundaria descritos por Choquette y Oren (1970), se refieren a los que se desarrollan en la diagénesis, y que pueden afectar la porosidad primaria, se divide en no selectiva y selectiva variable (**figura 4.2**).

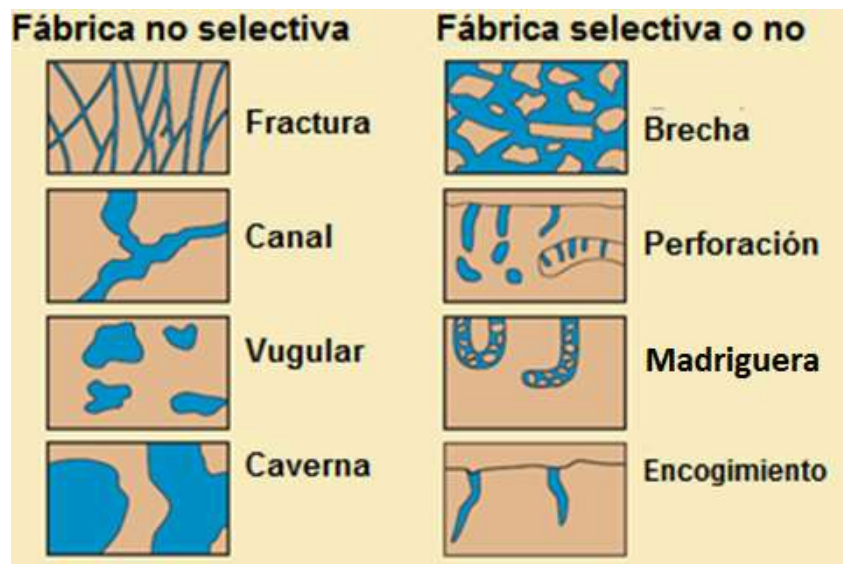


Figura 4.2 Una representación esquemática de la porosidad fabrica-no selectiva o fabrica-selectiva variable, en la que se describen los principales tipos como son, por fracturas, de canal, vugular y caverna, correspondiente a la fábrica no selectiva, y de brecha, perforaciones, madriguera y encogimiento que pertenecen al grupo de la fábrica selectiva variable. Descritas por Choquette y Pray (1970).

Porosidad por fracturas. Están formadas por fracturamiento o rompimiento en los yacimientos, normalmente están ligados a zonas de tectónica activas.

Porosidad vugular. En la industria petrolera el término vugulo se refiere exclusivamente a los poros con forma esférica, que son visibles al ojo humano, la mayoría de las cavidades fueron creadas por la disolución

Porosidad tipo caverna. Los vugulos pueden evolucionar a cavernas, si la disolución continúa a lo largo del tiempo.

Porosidad de tipo canal, es post depositacional y la porosidad se desarrolla por disolución a través de fracturas previas.

Porosidad tipo boring: Son las perforaciones que se observan en la roca por la acción de determinados organismos (algas, hongos, esponjas, moluscos, etc.).

Porosidad tipo burrow: Excavación creada por un organismo en sedimentos no consolidados (bioturbación), como consecuencia de su alimentación, desplazamiento, o creación de una morada. Los organismos bioturbadores pueden ser: moluscos, poliquetos, etc.

Porosidad tipo encogimiento: Porosidad, creada en los lodos calcáreos de ambientes supramareales, como consecuencia del desarrollo de grietas de desecación.

Porosidad por brecha. Porosidad que queda entre los clastos de una brecha. Se genera en las brechas de colapso formadas por disolución de evaporitas asociadas a carbonatos.

4.1.2 CLASIFICACIÓN DE LUCIA (1995, 1999)

Existe otra clasificación, realizada por Lucia (1995, 1999), sugiere que el espacio de los poros entre los granos y cristales es más importante desde un punto de vista petrofísico.

La clasificación de Lucia se basa esencialmente en el tipo de fábrica, si es dominada por granos o por lodo, el tamaño de ellos es el que controla el tamaño de poro, en la **figura 4.3** observamos cómo se clasifican las calizas (basándose en la clasificación de rocas carbonatadas de Dunham) y las dolomías cuyos tamaño de cristal es el principal controlador de la fábrica y del tamaño de poro.


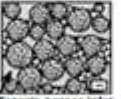
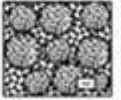
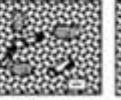
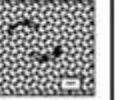
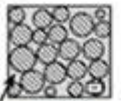
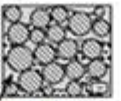
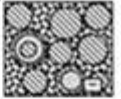
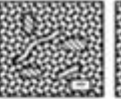
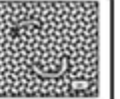
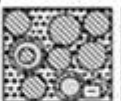
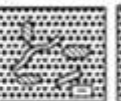

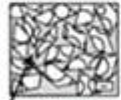
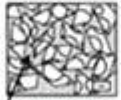

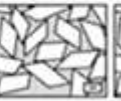

Espacio poroso interpartícula						
Tamaño de partícula y clasificación						
Fábrica dominada por granos			Fábrica dominada por lodo			
	Grainstone	Packstone	Packstone	Wackstone	Mudstone	
	tamaño de grano controla el tamaño del poro	tamaño de grano y lodo controla el tamaño del poro	El tamaño de lodo controla la conexión entre los poros			
Caliza	 Espacio poroso intergranular o cemento	 Espacio poroso intergranular o cemento	Caliza			
Dolomía	 Espacio poroso intergranular o cemento	 Espacio poroso intergranular o cemento	Dolomía	El tamaño de los crisales de dolomía controla la conexión entre los poros		
Tamaño de los cristales <100µm	Tamaño de los crisales controla el tamaño del poro.		Tamaño de los cristales <20µm			
			Tamaño de los cristales 20-100µm			
Tamaño de los cristales >100µm	 Espacio poroso intercrystalino	 Espacio poroso intercrystalino	Tamaño de los cristales >100µm			

Figura 4.3 Clasificación de las calizas y dolomitas, basados en el tamaño de sus cristales y el tamaño del lodo, modificado de la clasificación de Lucia (1995, 1999).

Esta clasificación considera espacio poroso vugular a todos los tipos de poros, dividiéndolos en independientes y conectados.

Los poros vugulares independientes se clasifican por la fábrica, si está dominada por granos o por lodos. En los ejemplos de la **figura 4.4** observamos los tipos de porosidad más comunes.

Espacio poroso vugular					
Poros vugulares independientes			poros vugulares conectados		
Fabrica dominada por granos		Fabrica dominada por lodo		Fabrica dominada por granos y	
Ejemplos		Ejemplos		Ejemplos	
Porosidad móldica		Porosidad móldica		Caverna	
Compuesto de poros de molde		Porosidad intrafósil		Brecha	
Porosidad intrafósil		Porosidad de refugio		Fracturas	
Microporosidad intragranular				Disolucion fracturas agrandadas	
				Fenestral	

Figura 4.4 Tipos de porosidad; se dividen en independientes y conectados clasificación de Lucia (1995, 1999).

Fabrica dominada por granos.

La porosidad móldica la tenemos presente en ambos casos, y se refiere a la porosidad generada dentro de los restos de organismos, como foraminíferos, ostrácodos, etc. El compuesto de poros de molde, como su nombre lo dice es cuando se juntan dos o más restos de organismos porosos.

La porosidad intrafósil es similar pero ésta se genera dentro de organismos fosilizados, la micro-porosidad intragranular se presenta dentro de los granos de la roca.

Fabrica dominada por lodos.

Porosidad móldica, como mencioné anteriormente es la que se presenta dentro de restos de organismos calcáreos, principalmente por disolución.

Porosidad intrafósil, generada dentro de restos fósiles, la única diferencia, es que al dominar el lodo, éstos se verán rodeados de lodo, en cambio en la fábrica dominada por granos disminuye la cantidad de lodo en la roca.

Porosidad protegida, Se da cuando un poro queda protegido bajo un fragmento de un organismo.

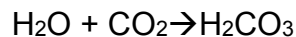
4.2 PROCESOS DIAGENÉTICOS QUE AFECTAN LA POROSIDAD

Los procesos físicos y químicos que implica la diagénesis dan como resultado la modificación de la porosidad primaria, los más importantes son la cementación, disolución, recristalización, sobrecrecimiento y el fracturamiento, en menor medida se ve afectada por la compactación física, que se refiere a la deshidratación y a la reorientación o deformación de los granos. Durante estos procesos la roca sufre modificaciones que son evidentes con el aumento o disminución de la porosidad, tales procesos los menciono a continuación.

4.2.1 DISOLUCIÓN

El medio poroso está saturado por fluidos, la composición del agua contenida dentro de los poros y la composición de las partículas son los dos factores que se necesitan para que haya una disolución.

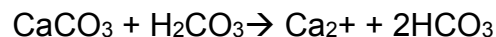
La disolución afecta principalmente a las rocas carbonatadas; calizas y dolomías, constituidas principalmente por calcita (CaCO_3) y dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ respectivamente. Estos minerales son afectados por la presencia de ácido carbónico, lo cual favorece significativamente la disolución. **Figura 4.5** Este proceso implica una reacción química:



Cuando el agua en la atmósfera y la superficie terrestre reaccionan con el dióxido de carbono en la atmósfera se produce ácido carbónico.



El ácido carbónico se separa en bicarbonato e hidrógeno, el hidrógeno al reaccionar con la roca carbonatada, produce calcio y bicarbonato.



Esta separación del calcio y el bicarbonato es la disolución, mientras mayor sea el contenido de calcio mayor será la disolución, éste es el motivo por el cual este proceso afecta de manera menos significativa a las dolomías, se puede entender fácilmente con el diagrama del ciclo del carbono mostrado en la **figura 4.6**, el cual explica las distintas fases que involucradas.

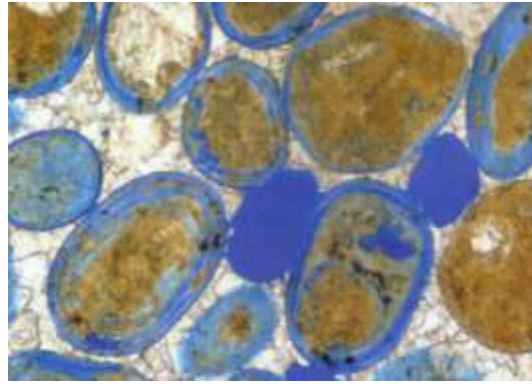


Figura 4.5 se observa la disolución de ooides originalmente de Aragonita. Como resultado de la exposición meteórica, también se observa cementación por cristales equidimensionales de calcita entre las partículas primarias.

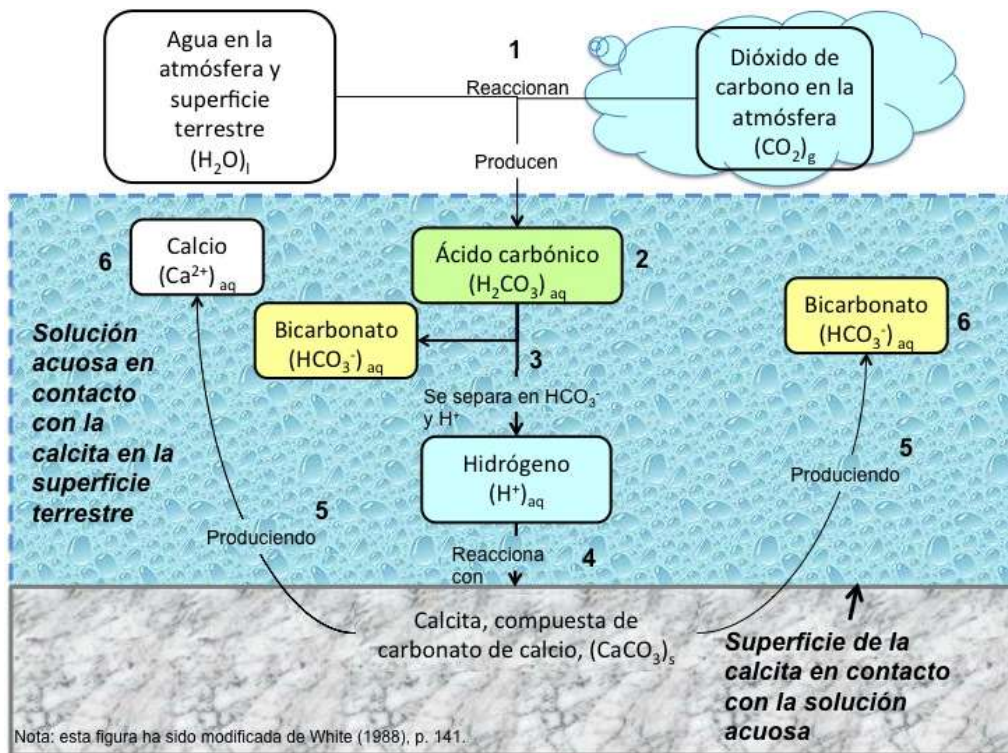


Figura 4.6 ciclo del carbono

4.2.2 ESTILOLITAS

Las estilolitas son estructuras resultado de un proceso de presión- disolución, un proceso de disolución que reduce el espacio de los poros bajo presión durante la diagénesis, la solubilidad relativa de los carbonatos permite el desarrollo abundante de estas estructuras dentro de las rocas carbonatadas.

Estas estructuras las encontramos perpendiculares a la dirección de esfuerzo principal, en forma de electrocardiograma, son irregulares y muy comunes en rocas carbonatadas. Su tamaño varía, desde una fracción de milímetro hasta de 10 a 20 centímetros de longitud. Generalmente contienen precipitados insolubles (como óxidos de hierro), que quedan como residuo del sedimento disuelto.

Una de las clasificaciones de las estilolitas más usadas es la de Choquette y James (1990) en la cual se tienen 2 tipos de estilolitas: estilolitas de contactos suturados y estilolitas de contactos no suturados.

Estilolitas de Contactos suturados.

Se presentan continuas en longitud y paralelas a la estratificación. Generalmente se encuentran asociadas a fracturas, ya sean generadas por ésta (grietas de tensión), o desplazando fracturas, donde es posible observar la relación en el tiempo de generación de las estilolitas respecto a las fracturas, **figura 4.7**.

Estilolitas de Contactos no suturados.

Se observan dentro de la roca como bandas delgadas de color oscuro dispuestas paralelamente a la estratificación y se caracterizan principalmente por la ausencia de una superficie aserrada. Generalmente se encuentran rellenas de material no soluble (arcillas, minerales pesados), **figura 4.8**.



Figura 4.7 Estilolita de contacto no suturado.

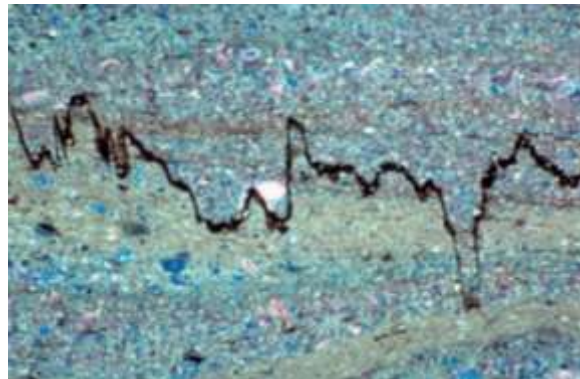


Figura 4.8 Esta estilolita de contacto no suturado, está marcada por la concentración de materiales insolubles a lo largo de su superficie irregular. La superficie representa una zona inducida por la presión de la disolución con interpenetración grano diferencial dependiendo de las solubilidades relativas de granos presente en cada lado de la superficie.

4.2.3 CEMENTACIÓN

La cementación es el proceso más relevante en la diagénesis, mantiene unidos los granos y provoca un endurecimiento de la roca. Ocurre cuando hay una precipitación de minerales en un espacio poroso, el material disuelto es suministrado por la disolución previa en otro sitio.

La reducción de la porosidad es inminente pues el cementante ocupara los espacios vacíos que había en la roca, el cementante es el mineral que precipita, y este puede ser de carbonato de calcio, de sílice y en menor cantidad los óxidos de hierro.

La precipitación de cementos en los sedimentos de carbonato es un importante proceso diagenético y tiene lugar cuando los fluidos de los poros se sobresaturan con respecto al cemento y no hay factores cinéticos que inhiban la precipitación.

El Aragonito, la calcita y dolomita son los cementos más comunes en las calizas y comprenden una amplia gama de morfologías. Con menor frecuencia encontramos siderita, caolinita, cuarzo, anhidrita, yeso y halita como cementos.

La mineralogía y la fábrica dependen principalmente de la composición de los fluidos dentro de los poros (especialmente en la relación Mg:Ca y si los fluidos eran marinos o meteóricos).

CLASIFICACIÓN DE CEMENTOS

CEMENTOS MARINOS

Diagénesis en ambientes marinos ocurre, comparándolo con la meteórica y de enterramiento, en plazos cortos (de años a miles de años, en la mayoría de los casos) y consiste en una combinación de los procesos biológicos, físicos y químicos. Se logra gracias al suministro casi ilimitado de materiales disueltos en el agua de mar, la diagénesis marina a menudo pueden provocar un cambio notable en los sedimentos carbonatados y producir algunas fábricas muy complejas.

Los cementos aragoníticos y calcíticos resultantes de la diagénesis marina son esencialmente tan inestables como los meteóricos o en etapa de sepultamiento, los fluidos en el espacio poroso y los granos principales son de esas composiciones, en la **figura 4.9** está una representación esquemática de los cementantes marinos.



Figura 4.9 Morfologías de los cementantes marinos comunes, adaptado por James y Choquette (1983).

CEMENTOS METEÓRICOS

Existen dos principales subdivisiones de los ambientes de alteración meteórica. La zona vadosa, también llamada zona insaturada, se encuentra desde la superficie y a su vez es dividida en zona superior (infiltración) y área inferior (percolación gravitacional). La zona vadosa sobrepone la superficie de la zona freática, también llamada zona saturada.

La línea divisora entre el ambiente vadoso y freático es llamado nivel freático, cuando una zona de transición de agua salobre ocurre entre agua meteórica y agua marina es llamada zona de mezcla, estas zonas las observamos claramente en la **figura 4.10**.

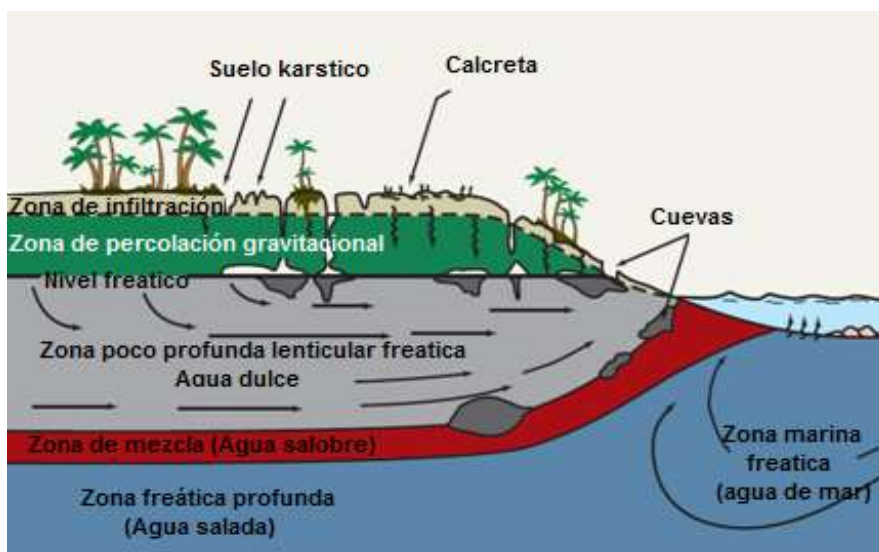


Figura 4.10 ambientes de alteración meteórica

Durante la diagénesis, precipitan dos tipos de morfologías diferentes, una correspondiente a la zona freática y la segunda a la zona vadosa. La fábrica vadosa está influenciada por la distribución de agua, localizada en los contactos de grano,

llamada menisco de cemento y en forma de gotas en la parte inferior de granos llamadas micro estalactitas de cemento.

Cementos freáticos son más uniformemente distribuidos, lo que refleja la saturación completa de los poros con agua en ese entorno, que puede ser isopaco o de bloque, estas son las principales morfologías y podemos observarlas en la **figura 4.11**

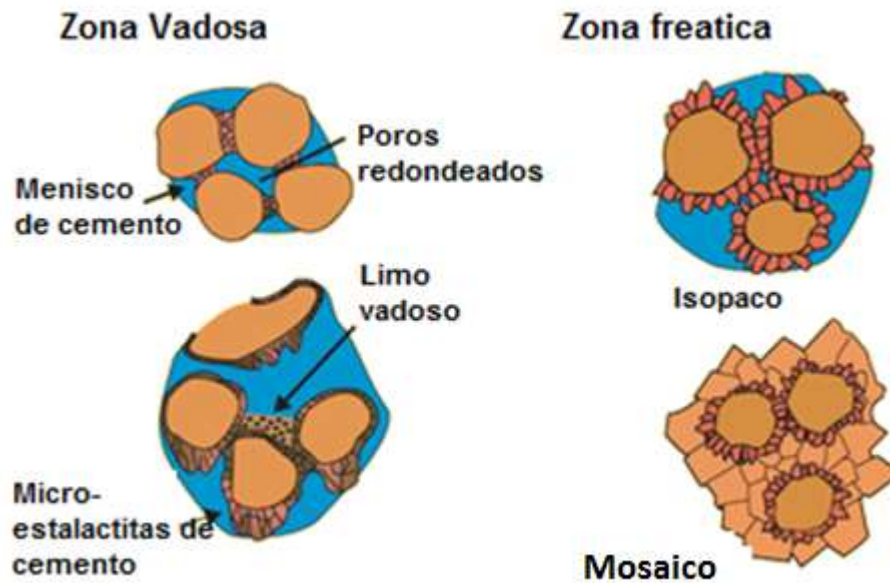
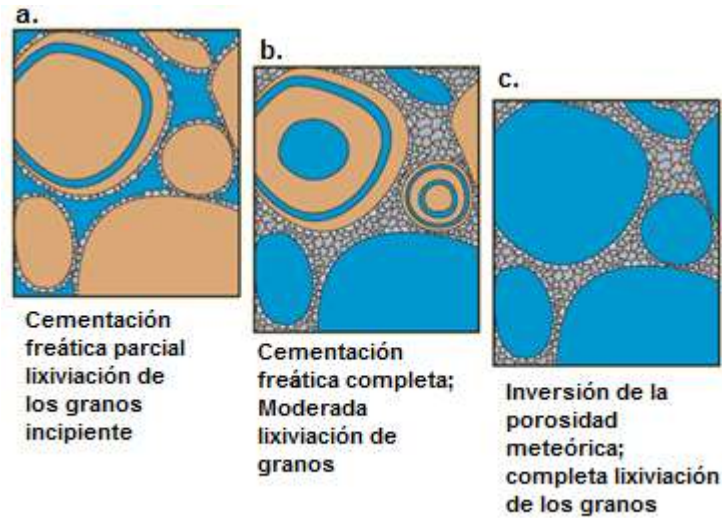


Figura 4.11 muestra las 4 principales morfologías de los cementos meteóricos, Adaptado de James y Choquette (1984).

ETAPAS DE LA DIAGÉNESIS METEÓRICA

Una forma de describir la diagénesis meteórica es como un proceso de canibalismo, con la disolución de materiales inestables, en un sitio se suministra el material para precipitar en otro, está claro en la **figura 4.12** como comienza la disolución de los granos y como el material disponible comienza a precipitar hasta invertir totalmente la porosidad y los granos se convierten en poros y los poros estén cubiertos por el cemento.



4.12 Este diagrama representa las primeras etapas de cementación en la zona freática, **a**. Comenzando por la cementación isopaca en los granos, **b**. Aumentando proporcionalmente a la lixiviación de los granos, **c**. Finalmente la porosidad se invierte.

CEMENTO DE SEPULTAMIENTO

En esta etapa podemos encontrar 4 tipos de morfologías, por desgracia, ninguna de ellas da un completo diagnóstico de este tipo de cementación. **(figura 4.13)**

- Espato prismático, por ejemplo, podría ser un producto de la cementación marina o de la alteración de cementos marinos.
- Drusas de cristales equidimensionales, puede también formarse en entornos meteóricos
- Sobrecrecimiento syntaxial se han registrado en ambientes marinos y meteóricos.
- Sobrecrecimiento de cristales individuales pueden crecer a través de las tres etapas de la diagénesis.

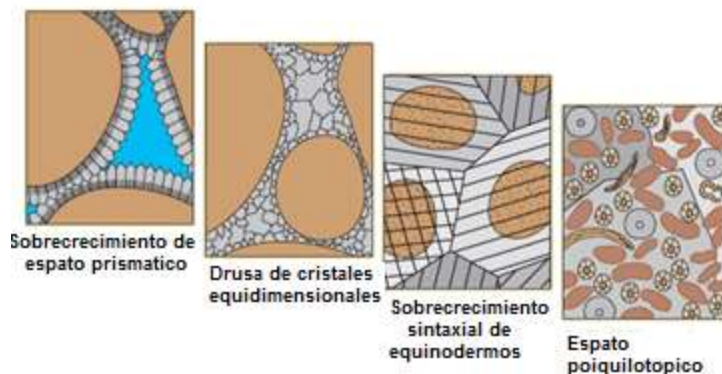


Figura 4.13 morfologías características en los cementos de etapa de enterramiento

4.2.4 COMPACTACIÓN MECÁNICA Y QUÍMICA

La compactación se produce debido al aumento de la presión litostática, durante el sepultamiento, el volumen de la roca disminuye y el volumen de los granos aumenta, las principales consecuencias de esto son:

- Reducción del espesor y de la porosidad
- Expulsión de agua intersticial

La compactación puede ser mecánica o química, la compactación mecánica se produce al comienzo del sepultamiento, diagenético de los sedimentos, alcanzando profundidades de 1 a 2 km, y da lugar a la reorganización de los componentes, originando un empaquetamiento más denso, deformación y/o rotura de los mismos, según su grado de plasticidad.

La compactación química se produce durante el sepultamiento diagenético profundo, después de la compactación mecánica, como consecuencia de la concentración de esfuerzos en los puntos de contacto entre granos o superficies mayores, lo que favorece la disolución de los carbonatos.

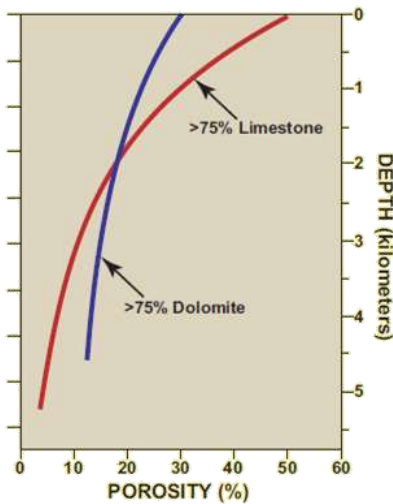


Figura 4.14 Las curvas muestran que dolomías tienen porosidad menor que las calizas en la superficie, pero pierden porosidad durante el sepultamiento. De Schmoker y Halley (1982).

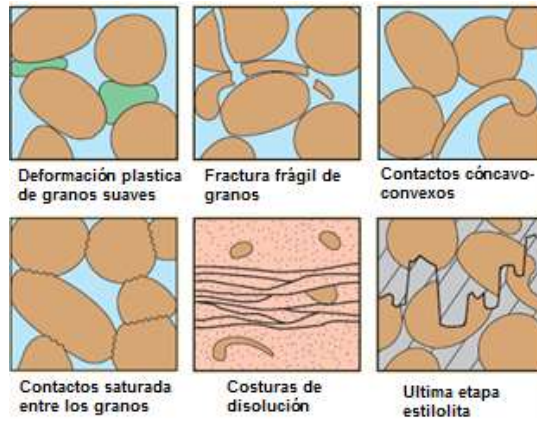


Figura 4.15 (arriba) los esquemas representan los distintos resultados de la compactación mecánica en las rocas, (abajo) representación de la compactación química.

CAPITULO 5. MÉTODOS Y TÉCNICAS PARA EL CÁLCULO DE LA POROSIDAD.

La importancia de la porosidad radica en el hecho que proporciona el almacén para los fluidos de interés económico ya mencionados, por ello los capítulos anteriores están enfocados a la descripción del origen, tipos y cambios diagenéticos de la porosidad en una formación sedimentaria, este capítulo está dedicado a la explicación de los métodos y técnicas más comunes para estimar la porosidad en una roca.

Existen diversos métodos para determinar la porosidad, tanto prácticos como teóricos. Entre los métodos prácticos están los de radiación, penetración de fluidos y los registros geofísicos, estos últimos determinan la porosidad de la roca en su estado natural. **(Figura 5.1)**

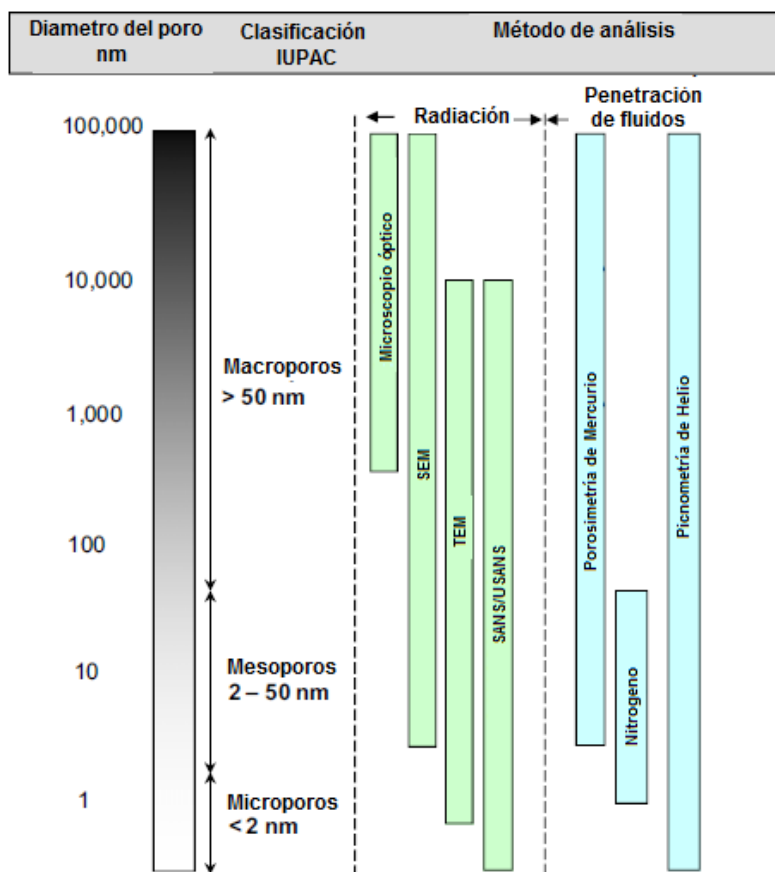


Figura 5.1 los métodos usados para medir la porosidad va a depender del tamaño de Poro (con base en la clasificación de la IUPAC), los métodos de análisis se dividen en por radiación y por penetración de fluidos.

5.1 MÉTODOS PRÁCTICOS

5.1.1 POR RADIACIÓN

5.1.1.1 MICROSCOPIO ÓPTICO

El microscopio óptico es un instrumento que nos sirve para realizar observaciones de tamaño microscópico, es decir a partir de 500nm, también denominado microscopio petrográfico, éste permite, a partir de una lámina delgada, obtener información mineralógica, del sistema poroso de la roca y de su textura de la roca.

La observación se realiza con luz natural o polarizada, mediante técnicas microscópicas de transmisión, reflexión o fluorescencia, de acuerdo con la naturaleza y la preparación de la muestra. En la **figura 5.2** muestra un par de fotografías tomadas con Microscopio Óptico.

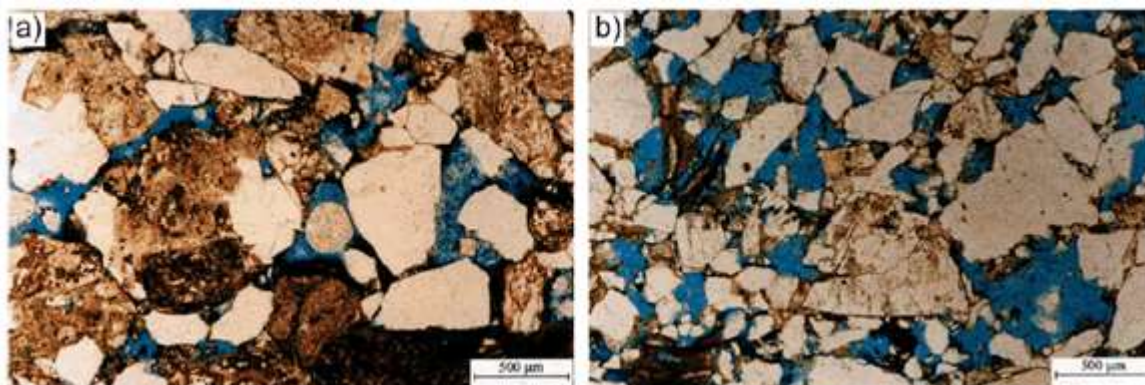


Figura 5.2 fotomicrográficas tomadas con MO. a) Obsérvese el dominio de mesoporos y macroporos intergranulares b) Nótese la importante disolución de clastos, matriz y cemento, la presencia de poros sobredimensionados y de algunos granos flotantes.

5.1.1.2 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO

El microscopio electrónico de barrido (Scanning Electron Microscopy, SEM), es un equipo de observación y análisis, utiliza un haz de electrones acelerados en vez de luz visible. La onda asociada a un haz de electrones tiene una longitud muy pequeña y por tanto, la imagen formada tiene una alta resolución: Ésta es la base de la microscopía electrónica, que en lugar de luz usa un haz de electrones y en lugar de lentes de vidrio, usa lentes consistentes en campos magnéticos que desvían los electrones. La gran profundidad de foco de este microscopio hace que se puedan observar rasgos muy pequeños e irregulares y caracterizar los poros de tamaño superior a los 2nm.

La microscopía electrónica de barrido es una técnica ampliamente utilizada para el estudio de las características texturales de las rocas y en particular de su sistema poroso, las imágenes obtenidas con esta técnica cuentan con una gran profundidad, la cual permite que se puedan enfocar simultáneamente diferentes partes de una muestra que no estén en el mismo plano, lo que significa que características muy pequeñas pueden ser examinadas con mayor detalle.

La preparación de las muestras es relativamente fácil ya que en la mayoría de los casos sólo se necesita que sean conductoras. Por eso la muestra se recubre con una capa muy delgada de metal o de carbono, y es rastreada o barrido con electrones que se envían desde un cañón. Un detector mide la cantidad de electrones que emergen de la zona de la muestra y es capaz de presentar el resultado en forma de imágenes, proyectadas en una pantalla.

De acuerdo con el método de formación de la imagen se pueden realizar distintas observaciones:

Cuando el haz choca con la superficie de la muestra, algunos electrones son reflejados como retrodispersados, (Back Scattered Electrons, BSE) y otros se liberan como electrones secundarios de baja energía, (Secondary Electrons, SE). Los electrones retrodispersados y los secundarios son recogidos por un colector que emite un pulso de luz a la llegada del electrón. La luz emitida es reconvertida a una señal eléctrica y ampliada por el fotoamplificador, que pasa a un vídeo amplificador y posteriormente a la pantalla.

El estudio de microscopía con electrones secundarios, permite caracterizar tridimensionalmente la textura de la roca, el tamaño de grano, la forma de los distintos granos o cristales, el aspecto externo e interno que presentan, el tipo de porosidad o la morfología de los poros, entre otros aspectos. Adicionalmente permite la evaluación de alteración de la roca mostrando, por ejemplo, procesos de disolución o alteración a otros minerales y caracterización del hábito cristalino de fases neoformadas en los poros. Las muestras analizadas o estudiadas con este método de trabajo se deben recubrir con un elemento conductor: oro o carbono.

Para obtener imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de buena calidad y resolución, las superficies deben estar pulidas y recubiertas de carbono. Esto permite diferenciar la presencia de distintos elementos en función de su número atómico y, por tanto, permiten el reconocimiento de distintos minerales y los poros (aire o resina de impregnación) .estas características hacen que las imágenes de BSE sean idóneas para su tratamiento y por consiguiente caracterización cuantitativa de las propiedades mineralógicas y texturales de la roca, la **figura 5.3** muestra una imagen en BSE

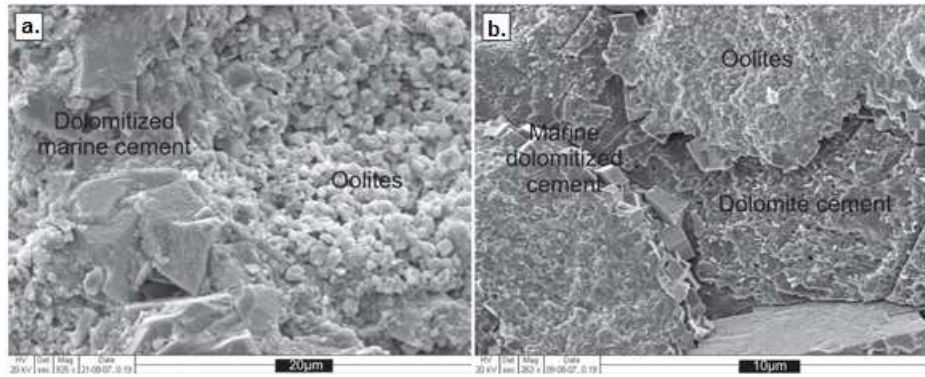


Figura 5.3 Dolomía vista en SEM a) Se observa a detalle el contraste entre una dolomita euedral y dolomita finamente cristalina que sustituye a los ooides. b) Ooides dolomitizados con tamaños contrastantes entre el cemento y la dolomita.

5.1.1.3 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE TRANSMISIÓN

El microscopio electrónico de transmisión (TEM) es un instrumento que aprovecha los fenómenos físico-atómicos que se producen cuando un haz de electrones suficientemente acelerado colisiona con una muestra delgada convenientemente preparada. Cuando los electrones colisionan con la muestra, en función de su grosor y del tipo de átomos que la forman, se dispersan de modo que existe una gradación entre los electrones que la atraviesan directamente y los que son totalmente desviados. Todos ellos son conducidos y modulados por unas lentes para formar una imagen final sobre una cámara CCD que puede tener miles de aumentos con una definición inalcanzable para cualquier otro instrumento. La información que se obtiene es una imagen con distintas intensidades de gris que se corresponden al grado de dispersión de los electrones incidentes.

TEM son capaces de formación de imágenes a una resolución significativamente más alta que los microscopios de luz, debido a la pequeña longitud de onda de De Broglie de electrones. Esto permite al usuario del instrumento para examinar los detalles finos, incluso tan pequeño como una sola columna de átomos, que es miles de veces más pequeño que el objeto resoluble más pequeño en un microscopio de luz. Permitiendo caracterizar desde macro-poros hasta micro-poros.

La imagen del TEM tal como se ha descrito ofrece información sobre la estructura de la muestra, tanto si ésta es amorfa o cristalina. Si la muestra es cristalina, es decir, puede ocurrir que varias familias de esos planos cumplan la condición de Bragg y difracten de forma coherente la onda electrónica incidente. Esto da lugar a un diagrama de difracción, que es una imagen de distintos puntos ordenados respecto a un punto central (electrones transmitidos no desviados). Lo que aporta información sobre la orientación y estructura de los cristales presentes.

Con estos métodos podemos obtener una imagen en distintas resoluciones y realizar unos análisis como los siguientes.

5.1.1.4 ANÁLISIS LINEAL DE LA FRACCIÓN VOLUMÉTRICA

Este método consiste en colocar una rejilla de líneas paralelas sobre la sección plana, con la ayuda de una hojas transparentes, tras colocar la rejilla se procede a medir la longitud relativa de la fase β que indica el espacio poroso sobre las líneas L1, L2, L3 y L4 de la rejilla (**figura 5.4**), las líneas utilizadas no se limitan a cuatro, sino que es al criterio de quien hace la medición,

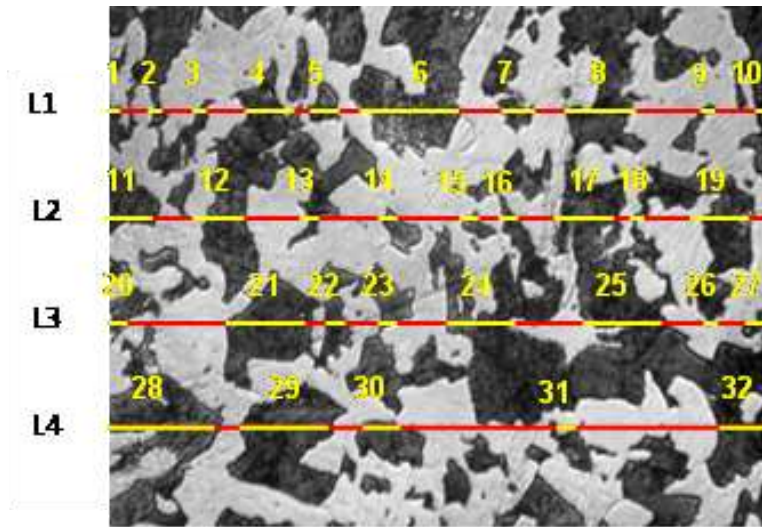


Figura 5.4 Sobre la imagen se coloca una rejilla de líneas paralelas (L1, L2, L3, L4) y se mide la longitud de la fracción que cae sobre la fase β (la tonalidad oscura).

En este caso, la longitud de la línea de prueba es TL (se utilizaron 4 líneas, L1, L2, L3, L4) y la longitud de línea contenida en la fase β es de $L\beta$.

$$TL = 4 * L$$

$$L = 6.7 \text{ cm}$$

$$TL = 4 * 6.7 \text{ cm} = 26,8 \text{ cm}$$

$$L\beta = \sum_{i=1}^{32} L_i \quad \text{ecuacion 5.1}$$

$$L\beta = 13.36 \text{ cm}$$

$$AA = \sum_{i=1}^{32} \frac{L_i}{4L}$$

ecuación 5.2

Donde:

$$AA = (13.36\text{cm}/26.8\text{cm}) = 0.50$$

TL= Longitud total de líneas utilizada sobre la superficie.

L β =Longitud de línea contenida en la fase β .

AA= fracción de área parcial de la fase β en la superficie.

5.1.1.5 ANÁLISIS PUNTUAL DE LA FRACCIÓN VOLUMÉTRICA

Este método es una simplificación del anterior y fue realizada por Glagolev en 1931, quien demostró que, con una rejilla de puntos sobre una sección plana, la fracción de área AA, puede ser estimada de la proporción de puntos PP de la rejilla que caen o hacen contacto con la fase en estudio, la fase β es la que se observa de color oscuro

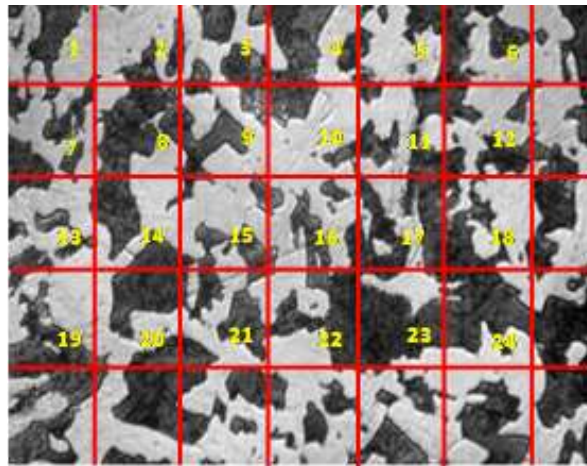


Figura 5.5 la rejilla colocada sobre la imagen es de líneas que se cruzan perpendiculares entre sí, en donde los puntos de control son los cruces de dicha rejilla.

Los puntos de prueba son los cruces en la rejilla. En este caso hay un total de 24 puntos; el número de puntos de prueba que caen sobre la fase β es de 13 así que:

$$P_p = \frac{p_\beta}{p_T}$$

ecuación 5.3

P_β : Total de punto sobre fase β .

P_T : Total de puntos de la rejilla.

P_p : Proporción de fase β

V_v : Fracción Volumétrica

$V_v = P_p$

$P_p = 13/24 = 0.54 = V_v$

Esta ecuación es válida siempre y cuando la rejilla se haya colocado de forma aleatoria.

Aun cuando se puede emplear otros procedimientos, el conteo de puntos es el que proporciona mayor seguridad con un mínimo esfuerzo. El actual desarrollo y avance tecnológico ha permitido la automatización de procedimientos de análisis de imágenes que reducen el tiempo y los posibles errores en el estudio de la porosidad de la roca.

5.1.1.6 ANALIZADOR DE IMÁGENES

Con los avances tecnológicos en el área de la computación y la electrónica, se han creado softwares especializados para el análisis de imágenes, los cuales permiten la identificación de los granos en una imagen, contarlos, y obtener mediciones como la longitud, ancho, área y volumen así como el análisis de la porosidad, algunos softwares tienen la capacidad de identificar diferentes fases dentro de la microestructura. Esto lo hace basándose en los colores, los informes generados se pueden almacenar o imprimir las imágenes e histogramas con base a los colores de los recubrimientos de los datos.

Para comenzar, las imágenes elegidas deben ser representativas de la totalidad de la muestra, dicha adquisición se realiza mediante una cámara acoplada al microscopio bajo las condiciones de luz transmitida con nicols paralelos y cruzados (**figura 5.6.1 y 5.6.2**) así como con nicols paralelos, fluorescencia y luz reflejada (**figura 5.6.3**).

Posteriormente las imágenes son sujetas a dos procesos; realce y binarización (**figura 5.6.4**). El objetivo de estos procesos es modificar las imágenes para mejorar su calidad o resaltar los detalles que interesan. Esto comprende filtros de realce y de suavizamiento, los procedimientos que se utilizan están dados en forma de algoritmos, siendo el software el medio por el cual se implementan y ejecutan.

En el proceso de segmentación (Prendes, 1992), se realiza la transformación de la imagen digital en una nueva imagen binaria mediante análisis multispectral RGB , este proceso consiste en discriminar la fase a estudiar por procesos digitales, por el cual ciertos colores de una imagen pueden ser identificados visualmente y agrupados en clases. Sobre esta imagen binaria se aplican una serie de filtros consistentes en una serie de algoritmos para eliminar el ruido generado durante la segmentación y mejorar la calidad de la imagen.

Una vez finalizado el tratamiento de la imagen mediante un operador del programa se han combinado imágenes individuales en una sola imagen compuesta, combinando la imagen original (**figura 5.6.1**) con la imagen binarizada (**imagen 4**) obteniendo una imagen acoplada (**figura 5.6.5**) con el objeto de comprobar gráficamente si realmente los elementos diferenciados por el tratamiento digital de imágenes como poros realmente lo son.

La principal limitación del tratamiento digital de imágenes es la resolución de la imagen de partida, por ello, esta técnica presenta problemas a la hora de caracterizar rocas con importante microporosidad. Para el estudio de estos clastos microporosos se trabajó con el SEM.

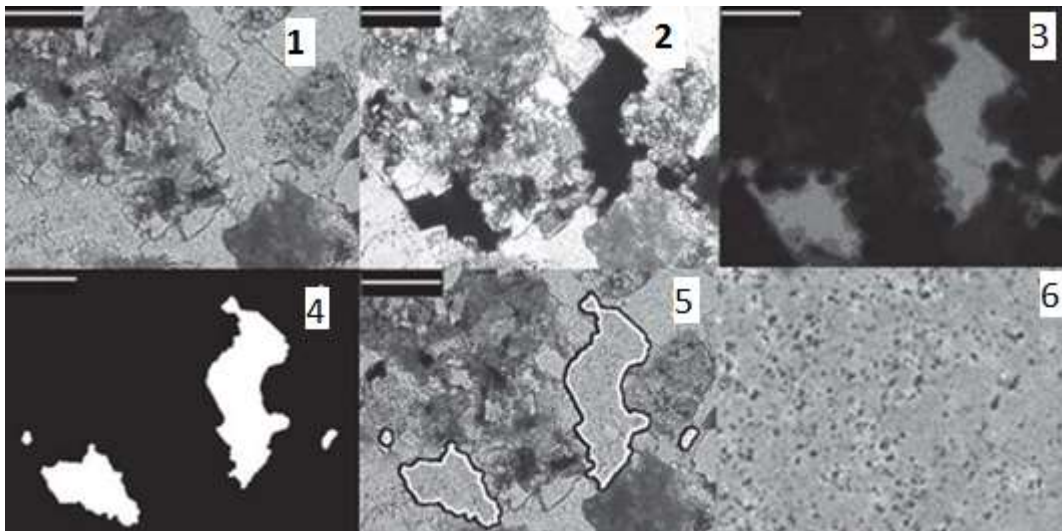


Figura 5.6 se muestra un ejemplo del procesamiento de imágenes para ser analizadas por un software, 1.Imagen con Nicoles paralelos, 2.Imagen con Nicoles cruzados, 3.Imagen Tomada con fluorescencia, 4. Imagen binarizada, 5.Imagen acoplada, 6 Imagen tomada con microscopio

5.1.1.7 SANS/ USANS

Existen otras técnicas, que consisten en irradiar con un haz de neutrones una muestra, lo cual produce una señal de dispersión que se procesa para obtener un ángulo de dispersión vs perfil de intensidad: La dispersión de neutrones a bajo ángulo (SANS) y ultra pequeño ángulo (USANS), estas técnicas son no destructivas y proporciona información valiosa de la porosidad en la muestra, como la fracción de volumen, distribución de tamaño y superficie específica, a escala mesoscópica, entre 1nm y 10,000nm.

Estas técnicas son sensibles frente a elementos ligeros y se dispersan por momentos magnéticos, la teoría dinámica de la difracción y el índice refractivo directamente se relaciona con la densidad de longitud que se dispersa y es una medida de la fuerza de la interacción de una onda de neutrón con un núcleo dado.

Las ventajas adicionales únicas para los experimentos SANS / USANS incluyen:

- a) La investigación de la porosidad accesible como una función del tamaño de poro.
- b) Las mediciones de mayor volumen de muestras relativamente grandes.
- c) Las mediciones a presión in situ y condiciones de temperatura.
- d) La investigación de interacciones líquido-líquido y líquido-roca, utilizando fluidos como agua, aceite, CO₂, etc.

5.1.2 PENETRACIÓN DE FLUIDOS

5.1.2.1 POROSIMETRÍA DE MERCURIO

Este método consiste en una penetración controlada de mercurio por el efecto de una presión hidrostática aplicada. Es apropiado para numerosos materiales con poros de tamaño mayor a 2nm. Existe una relación matemática entre el diámetro de poro intruído por el mercurio y la presión necesaria para que se produzca tal intrusión. A medida que la presión aumenta, el mercurio va introduciéndose en poros cada vez más pequeños. La relación entre la presión ejercida sobre el mercurio, p , y el tamaño de los poros (radio, r) está regulada por la ecuación de Washburn (1921):

$$p = 2\sigma \cos\theta/r \quad \text{ecuación 5.4}$$

Donde σ es la tensión superficial del mercurio y θ es el ángulo de contacto entre el mercurio y la superficie del poro. Esta ecuación supone que el poro tiene una geometría cilíndrica.

La caracterización del sistema poroso con esta técnica se basa en aumentar la presión de inyección y medir el volumen de mercurio que entra en la roca, de esta forma se obtiene la curva de intrusión. Por otro lado, llegado al punto máximo de presión y volumen de mercurio intruído en la roca, se decrece gradualmente la presión (para forzar la salida del mercurio), registrando la curva de extrusión. La diferencia de volumen de los poros durante la curva de intrusión (entrada de mercurio en el material) y el ocupado durante la extrusión (salida de mercurio), para una misma presión, se debe a la dificultad que tiene el mercurio en abandonar las gargantas de poro, y a la variación del ángulo de contacto del mercurio. Este fenómeno, denominado histéresis, da una idea de la porosidad atrapada, la cual es muy importante en la retención de fluidos y, por tanto, en la alteración de la roca.

Esta técnica es adecuada para muestras sólidas que no se humedecen ni amalgaman, en presencia de mercurio, como es el caso de la gran mayoría de suelos y rocas. Algunos metales como el oro, la plata, níquel o cobre pueden requerir una pasivación previa antes de ponerlos en contacto con mercurio, la pasivación es la formación de capas superficiales sobre dichos metales, para protegerlos de los agentes químicos agresivos.

Requerimiento de la técnica:

1. Las muestras no deben contener agua en el espacio poroso; para ello las secaremos en la estufa durante 24 horas a 105 °C, poniéndolas a enfriar en una campana exenta de aire húmedo.
2. Las muestras deben estar a temperatura ambiente.

5.1.2.1.1 FUNDAMENTOS

El mercurio es el único metal líquido a temperatura y presión ordinarias. De aspecto plateado brillante, presenta una elevada movilidad a pesar de su elevada densidad (13,6 g/cm³ aproximadamente, dependiendo de la temperatura). El punto de fusión se sitúa a -38,9°C y el de ebullición a 356,6°C.

El principio de la técnica de porosimetría de mercurio se basa en el hecho de que el mercurio se comporta como un líquido no humectante con la mayoría de los materiales geológicos como suelos y rocas.

Esto se debe a que el ángulo de contacto del mercurio con estos materiales es mayor de 90° y, en consecuencia, no penetra en los huecos y fisuras del material a menos que se aplique una determinada presión, existen otros materiales que si son humectados por el mercurio, es decir, el ángulo de contacto es menor de 90°. Cuando el mercurio entra en contacto con dichos materiales, generalmente metales como el cinc, el cobre o la plata, forma amalgamas con ellos. La justificación de este comportamiento del mercurio se basa fundamentalmente en dos propiedades del mismo: su tensión superficial y su ángulo de contacto con los sólidos.

5.1.2.2 ADSORCIÓN DE NITRÓGENO

La adsorción de nitrógeno es una técnica usada para la caracterización de los materiales porosos, se obtiene el área superficial de la roca y la distribución de los diámetros de poros entre 0.3 nm y 300 nm.

Hay diversas razones por la que se considera al nitrógeno (N₂ a 77 K) como el mejor adsorbtivo para el análisis de tamaño en los mesoporos. Este es el término que se le da al material en la fase gas que es potencialmente capaz de ser adsorbido. Aunque es cada vez más habitual el uso de otro adsorbtivo complementario para una mejor caracterización del material.

5.1.2.2.1 FUNDAMENTO

La adsorción ocurre porque el gas y la superficie de sólido no están en equilibrio termodinámico (**figura 5.7**). El equilibrio se alcanza por la acumulación de moléculas del gas en la superficie del sólido. Como resultado de la adsorción, se forma una capa de gas adsorbido sobre el sólido. Este proceso continúa hasta que la capa está en equilibrio termodinámico con el gas en contacto con dicha capa. Todos los gases por debajo de sus temperaturas críticas tienden a adsorberse por fuerzas de Van der Waals entre las moléculas de gas y la superficie del sólido.

A dicho proceso se le denomina adsorción física, a diferencia de la adsorción química, en la que se produce un enlace químico entre el gas y la superficie del sólido (Dullien, 1992).

Las isothermas de adsorción física, se obtienen variando la presión relativa (p/p_0) del gas a una temperatura constante y registrando la cantidad (volumen) de gas adsorbido en el sólido. A presiones relativas bajas se forma la primera capa de gas adsorbido sobre la superficie de la roca. A medida que aumenta la presión relativa, se van formando otras capas sobre la existente (multicapas), y la posterior condensación capilar. La condensación capilar del nitrógeno se produce en los mesoporos, cuando cumple la ecuación de Kelvin:

$$\ln\left(\frac{p_{eq}(r)}{p_{eq}}\right) = \ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = -\frac{2\sigma_{sv}V_s}{RT r} \cos\theta \quad \text{ecuación 5.5}$$

Donde:

$p_{eq}(r)$: Es la presión de vapor del líquido en equilibrio con la superficie curvada del nitrógeno líquido en un poro de radio r .

p_{eq} : Es la presión en equilibrio del mismo líquido en una superficie plana,

σ_{sv} : Es la tensión superficial de la interfase líquido-gas,

V_s : El volumen molar de nitrógeno líquido.

θ : Es el ángulo de contacto entre el líquido y la superficie del poro

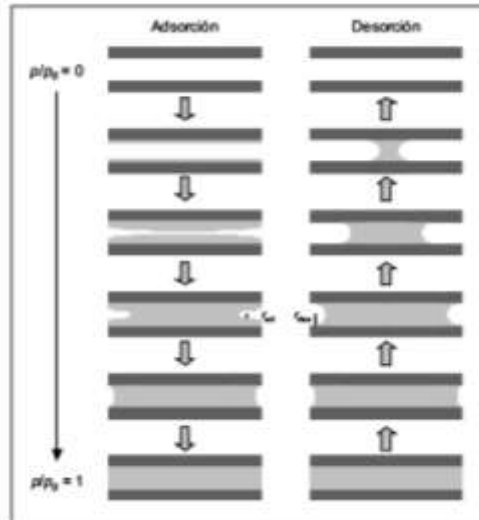


Figura 5.7 Ejemplo de la adsorción con el aumento de la presión relativa y de la desorción con la disminución de ésta.

La condensación capilar es la fase final del proceso de adsorción de un vapor en un sólido poroso y permite determinar la distribución de tamaños de poros en sólidos mesoporosos.

5.1.2.3 POROSIMETRÍA DE HELIO/DENSIDAD DE MERCURIO

El helio es un gas que tiene un tamaño muy pequeño y una gran capacidad de penetración en la gran mayoría de los poros de la roca. Por ello, este gas permite evaluar de forma precisa el volumen total del sólido (excluyendo la porosidad) y, por lo tanto, la densidad real de la roca.

Su funcionamiento está basado en la ley de Boyle- Mariotte, “La presión ejercida por una fuerza física es inversamente proporcional al volumen de una masa gaseosa, siempre y cuando su temperatura se mantenga constante”. Donde un volumen conocido de helio (contenido en una celda de referencia) es lentamente presurizado y luego expandido isotérmicamente en un volumen vacío desconocido. Después de la expansión, la presión de equilibrio resultante estará dada por la magnitud del volumen desconocido; esta presión es medida. Usando dicho valor y la ley de Boyle, se calcula el volumen desconocido, el cual representa el volumen poroso de la muestra.

VENTAJAS

- La muestra no se destruye ni se daña de ninguna manera, por lo que puede ser utilizada en otras mediciones.
- La operación es rápida y sencilla.
- Se pueden probar muestras que tengan formas irregulares o fisuras.

DESVENTAJAS

- Se requiere una calibración extremadamente cuidadosa y frecuente para poder obtener un buen nivel de exactitud.
- Los cambios en temperatura o presión barométrica deben ser contabilizados en los cálculos.
- El valor de porosidad resultante será más alto que el valor de porosidad verdadero si se absorbe el gas en las superficies de la muestra. El uso de helio minimiza esta posibilidad.

5.1.3 REGISTROS GEOFÍSICOS

El registro de un pozo es la representación gráfica que proporciona las características físicas de las formaciones atravesadas por un pozo, en función de su profundidad, así como de los fluidos que contienen.

Los registros geofísicos de pozo, son técnicas que se utilizan en la exploración petrolera, minera, geohidrológica, geotérmica y geofísica para determinar las propiedades físicas de las rocas, además de ser más confiables que otros métodos geofísicos, sobre las condiciones de las rocas que están en el subsuelo, ya que miden directamente sus propiedades físicas. Tienen como objetivo determinar el tipo de fluido que satura la formación, la litología, la porosidad y permeabilidad entre otros.

La porosidad de una roca puede ser determinada a través de mediciones de uno, o una combinación de varios, de los siguientes registros de pozos:

- Registro sísmico.
- Registro de densidad.
- Registro neutrón.

5.1.3.1 REGISTRO SÓNICO

FUNDAMENTO

Cuando un transmisor es activado por un pulso, éste genera una onda de sonido que penetra a la formación, midiendo el tiempo transcurrido entre la detección del primer arribo a los dos receptores correspondientes. Los dos transmisores son activados alternativamente y los valores de “Delta t” son promediados automáticamente en la superficie.

El tiempo de tránsito “Delta t” en una formación dada, depende de su litología y porosidad.

Si una roca es muy densa (carbonatos), la velocidad es grande y el tiempo de tránsito es mínimo; en una arena es al contrario. El tiempo “Delta t” es recíproco a la velocidad, por lo que conociendo el valor del tiempo de tránsito del registro y la litología, se puede calcular la porosidad

La herramienta utilizada en este registro está constituida por un material aislante acústico. Tiene dos transmisores de ondas acústicas, uno superior y otro inferior, con dos receptores como se observa en la **figura 5.8**.

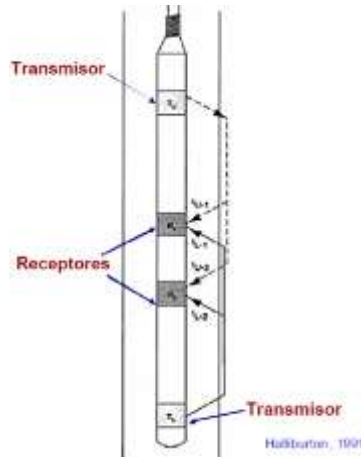


Figura 5.8 Herramienta usada para los registros sónicos, compuesta por dos receptores y dos transmisores. (Halliburton, 1991)

EVALUACIÓN DE LA POROSIDAD.

Por su investigación y experimentos, Wyllie concluyo que en las formaciones limpias y consolidadas, a través de los poros, existe una relación lineal entre la porosidad y el tiempo de tránsito. Proponiendo la siguiente ecuación.

$$t_{log} = \phi t_f + (1 - \phi)t_{ma} \quad \text{ecuación 5.6}$$

Esta ecuación también puede ser escrita de la siguiente forma:

$$\phi = \frac{t_{log} - t_{ma}}{t_f - t_{ma}} \quad \text{ecuación 5.7}$$

Donde:

t_{log} = tiempo de tránsito de la onda leído del registro ($\mu\text{s}/\text{pie}$).

t_{ma} = tiempo de tránsito de la onda en la matriz de la roca ($\mu\text{s}/\text{pie}$).

t_f = tiempo de tránsito de la onda en el espacio poroso.

t_f : Lodo = 189 $\mu\text{s}/\text{pie}$ 620 $\mu\text{s}/\text{m}$

t_{ma} : Arenisca = 55 $\mu\text{s}/\text{pie}$ 182 $\mu\text{s}/\text{m}$

Caliza = 47 $\mu\text{s}/\text{pie}$ 156 $\mu\text{s}/\text{m}$

Dolomita = 43 $\mu\text{s}/\text{pie}$ 143 $\mu\text{s}/\text{m}$

Cuando la roca no está bien consolidada el tiempo de tránsito estará influido por los fluidos de la formación y por la cantidad de arcillas.

En este caso se tiene que multiplicar el valor obtenido en la ecuación anterior por un factor de compactación: $1/B_{cp}$

Donde:

$$B_{cp} = \frac{\Delta t_{sh} * c}{100} \quad \text{ecuación 5.8}$$

Donde:

Δt_{sh} es el tiempo de tránsito de la lutita $\mu\text{s}/\text{pie}$ y c es una constante que toma el valor de 0.8 y 1.2 (valor empírico).

Para ocupar este factor se requiere que el tiempo de tránsito en la zona de lutitas sea mayor de $100\mu\text{s}/\text{pie}$. Al efectuar este registro se debe conocer perfectamente la litología atravesada, con el objeto de conocer la velocidad adecuada de la roca y así llegar a valores correctos de f .

En arenas, es muy importante, ya que nos indica las zonas gasíferas mediante saltos de ciclo, que el analista de registros debe tener mucho cuidado de no confundirlos con cambios litológicos o ruidos.

Algunas formaciones presentan presiones de fluidos demasiado altas, lutitas sobre presionadas, con agua dentro de sus poros en exceso, que causan problemas durante la perforación de los pozos, en casos como este, la velocidad sónica es mayor que en las lutitas con compactación normal, tal diferencia hace que usemos este registro para predecir las presiones anormales.

5.1.3.2 REGISTRO DE DENSIDAD

El registro de densidad compensada se obtiene por medio de una sonda que va aplicada contra la pared del pozo. Consta de una fuente radioactiva que emite rayos gamma de mediana energía hacia la formación. Estos rayos dispersos llegan a dos detectores que representan la cantidad de pulsos contados en el detector lejano, contra los contados en el detector cercano. El detector cercano se usa para corregir la medida por efectos de derrumbes.

La fuente y los detectores van montados en un patín blindado que se mantiene presionado contra la pared del pozo por medio de un brazo y tiene tal forma que cuando se mueve en el pozo, va cortando el enjarre cuando es blando y cuando es duro puede quedar algo interpuesto entre la almohadilla y la formación, lo cual es

visto como formación esta partes de su pueden. Apreciar en la **figura 5.9**. Se recomienda correrlo después de los otros registros, debido a que destruye el enjarre. La calibración del FDC (densidad de formación compensada), se lleva a cabo en laboratorio, en formaciones calcáreas de gran pureza, saturadas de aguadulce y cuya densidad es exacta.

También es muy importante para la definición de la litología y minerales, así como en la determinación de las zonas de gas, en combinación con el registro de neutrón y para la evaluación de las arenas arcillosas.

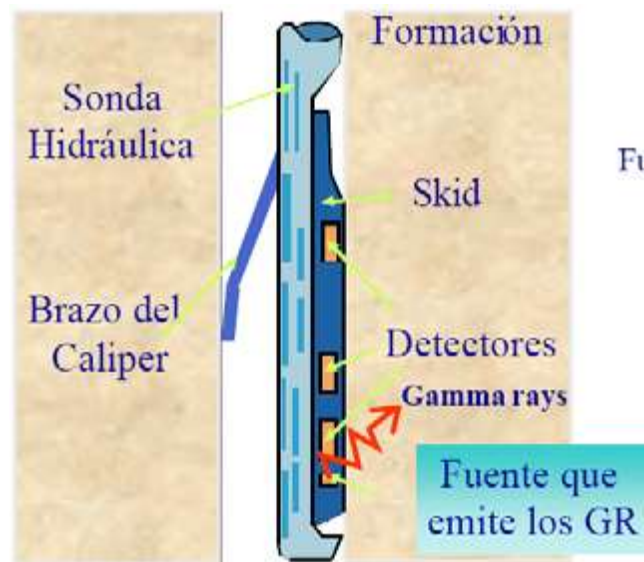


Figura 5.9 Partes del equipo para registros de densidad.

FUNDAMENTO

Una característica de los Rayos Gamma es que viajan en línea recta hasta que son desviados, moderados o absorbidos por la formación. Al salir colisionan con los electrones de la formación a través de la cual tratan de pasar, acción por la cual los rayos gamma pierden algo de su energía y cambian de dirección; al llegar al detector han sufrido ya un cierto número de colisiones y cambios de dirección.

Mientras mayor sea la densidad de la formación, mayor será la probabilidad de que los rayos gamma colisionados pierdan energía o sean capturados y como resultado llega a los detectores una cantidad menor de rayos gamma que los originarios. Por lo tanto, la intensidad de los rayos gamma dispersos es registrada por los detectores y será inversamente proporcional a la densidad de la formación.

Para poder determinar la porosidad utilizando un perfil de densidad es necesario conocer la densidad de la matriz y la densidad del fluido que satura la formación. Esta densidad está relacionada con la porosidad de acuerdo a la siguiente relación:

$$\phi = \frac{(\rho_{ma} - \rho_b)}{(\rho_{ma} - \rho_f)} \quad \text{ecuación 5.9}$$

Donde:

ρ_{ma} = Densidad de la matriz. (gr/cc).

ρ_b = Densidad leída del perfil en la zona de interés. (gr/cc).

ρ_f = Densidad del fluido que satura la formación. (gr/cc).

Valores de la densidad del fluido que satura la formación:

Lodo aceite = 0,9 g/cm³

Lodo agua dulce= 1,0 g/cm³

Lodo agua salada= 1,1 – 1,2 g/cm³

Valores de la densidad de la matriz:

Arenisca = 2,65 g/cm³

Caliza = 2,71 g/cm³

Dolomita = 2,85 g/cm³

Los valores de ρ_b se obtienen del registro

5.1.3.3 REGISTRO NEUTRÓN

Este registro es usado principalmente en la determinación de la porosidad, también se usa para definir las zonas de gas, ya que enfrente de estas zonas, las porosidades leídas se reducen notablemente.

La sonda del registro de neutrón (**figura 5.10**), consta de una fuente emisora de neutrones y dos detectores de captura, uno cercano y otro lejano, también lleva un fleje que mantiene la sonda contra la pared del pozo. Se puede correr en agujeros

abiertos y ademados, en este último caso proporciona un valor aproximado de f debido a la influencia de la tubería de revestimiento “TR” y al cemento.

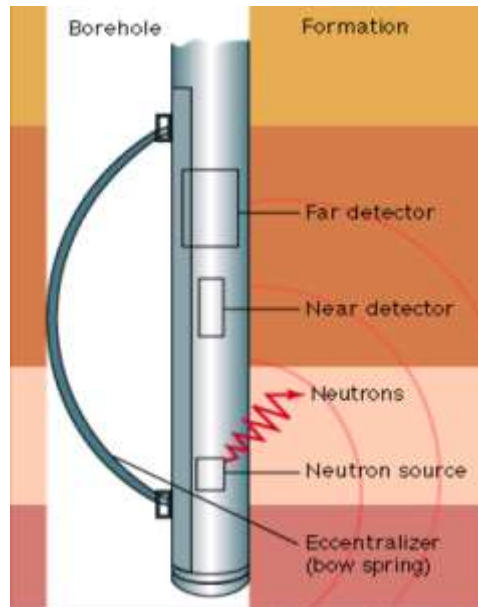


Figura 5. 10 Sonda utilizada para el registro neutrón

Este registro se puede tomar simultáneamente con el registro de densidad y el de rayos gamma. Se corre en matriz caliza, convirtiéndola mediante ajustes en el tablero, a matriz dolomía o arena. En caso de tomar los registros en una matriz, siendo la litología distinta, los valores de porosidad se corrigen por medio de gráficas.

FUNDAMENTO

Los neutrones son partículas eléctricamente neutras, cuya masa es casi idéntica a la del átomo de hidrógeno.

Una fuente radioactiva colocada en la sonda emite continuamente neutrones de alta energía; al encontrarse con núcleos del material de la formación, chocan elásticamente y pierden parte de su energía. La pérdida de energía depende de la masa relativa del núcleo contra el cual chocan y la mayor pérdida ocurre cuando choca con el hidrógeno.

Estos neutrones amortiguados son capturados por núcleos de átomos como el cloro, hidrógeno, sílice, etc. Estos núcleos capturados emiten rayos gamma de captura, los cuales son detectados por la sonda.

El registro refleja la cantidad de hidrógeno existente en la formación, los hidrocarburos en estado líquido y el agua y contienen prácticamente la misma cantidad de hidrógeno por unidad de volumen, sus respuestas reflejan la cantidad de espacio poroso lleno de líquido en las formaciones limpias.

Las arcillas tienen agua ligada en su estructura, pero esta agua es inmóvil y NO representa porosidad efectiva. Sin embargo la herramienta responde principalmente a la presencia de hidrógeno. Ya que hay una cantidad considerable de agua ligada a las arcillas, la herramienta de porosidad neutrón registra un valor de NPHI anómalamente alto.

El gas tiene una concentración de hidrógeno mucho menor a la del agua, y varía con la temperatura y con la presión. Como consecuencia cuando existe gas dentro de la zona de investigación, el registro de neutrones presenta lecturas demasiado bajas, mientras que el registro de densidad muestra lo contrario, permitiendo que esta pareja de registros, nos detecte a los intervalos gasíferos.

Los valores de porosidad aparente pueden ser leídos directamente de cualquier registro neutrón, siempre sujetos a ciertas suposiciones y correcciones. Algunos efectos, como la litología, el contenido de arcilla, y la cantidad y tipo de hidrocarburo, pueden ser reconocidos y corregidos utilizando información adicional extraída de registros sísmicos y/o de densidad

Cuando tenemos los valores obtenidos de los registros geofísicos anteriores, podemos hacer el cálculo de la porosidad efectiva, para esto es necesario promediar el valor obtenido de las porosidades de los registros neutrón, de densidad y sísmico, utilizando la siguiente fórmula:

$$\phi_{eff} = \frac{\phi_{dens} + \phi_n}{2} \quad \text{ecuación 5.10}$$

Dónde:

ϕ_{eff} =porosidad efectiva

ϕ_n =porosidad neutrónica

ϕ_{dens} =porosidad de densidad

5.2 MÉTODOS TEÓRICOS

5.2.1 POROSIDAD ABSOLUTA

Se refiere a la relación del volumen total que no es roca (V_p) y el volumen total de la roca (V_t), y V_p está definido como el volumen total de la roca menos el volumen de sólido.

$$\phi_{absoluta} = \frac{V_{poroso}}{V_{total}} = \frac{V_p}{V_t} = \frac{V_t - V_{sólidos}}{V_t} \quad \text{ecuación 5.11}$$

5.2.2 POROSIDAD EFECTIVA

La porosidad efectiva es el resultado de la relación del volumen poroso interconectado (V_p interconectado) y el volumen total de la roca (V_t).

$$\phi_{efectiva} = \frac{V_p \text{ interconectado}}{V_t} \quad \text{ecuación 5.12}$$

La porosidad efectiva es la que se usa en los cálculos de volumen, debido a que es la que representa el aceite móvil en el yacimiento.

POROSIDAD PONDERADA

PROMEDIO PONDERADO POR ESPESOR

Se utiliza cuando se dispone de valores de porosidad y espesor de la formación para diversos pozos del mismo yacimiento, o cuando para un mismo pozo se tienen valores de porosidad para diferentes secciones de espesores determinados.

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad \text{ecuación 5.13}$$

Donde:

ϕ_i = Porosidad.

h_i = Espesor.

PROMEDIO PONDERADO POR ÁREA

Si se tienen los valores de porosidad para cada pozo, estos valores pueden considerarse representativos del área de drenaje de cada uno de dichos pozos, y puede definirse una porosidad promedio utilizando la siguiente ecuación.

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i A_i)}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad \text{ecuación 5.14}$$

ϕ_i = Porosidad

A_i = Área

PROMEDIO PONDERADO POR VOLUMEN

Si se conoce el área de drenaje de cada pozo, se puede determinar una porosidad promedio ponderada por volumen si se considera el espesor de la formación en cada uno de los pozos mediante la siguiente ecuación:

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i V_i)}{\sum_{i=1}^n (V_i)} \quad \text{ecuación 5.15}$$

ϕ_i = Porosidad

V_i = Volumen

A continuación los datos del pozo A-1 perforado a 3261m, perteneciente a la cuenca de burgos, que atraviesa por 3 formaciones: Eoceno Wilcox (EW), Paleoceno Wilcox (PW), Paleoceno Midway (PM), a partir de estos datos podemos obtener la porosidad ponderada al espesor para cada formación.

POZO	TIPO MUESTRA	PLAY	PROF. (m)	POR. (%)
A-1	N.P.	EW	1918	11.5
A-1	N.P.	EW	1919	15.2

A-1	N.P.	EW	1929	11
A-1	N.P.	EW	1930	11.3
A-1	N.P.	EW	1931	11.2
A-1	N.P.	EW	1953	11.8
A-1	N.P.	EW	1954	14.2
A-1	N.P.	EW	2038	6.6
A-1	N.P.	EW	2039	11.2
A-1	N.P.	EW	2040	10.2
A-1	N.P.	EW	2042	9.8
A-1	N.P.	EW	2113	7.5
A-1	N.P.	EW	2114	18
A-1	N.P.	EW	2115	15.2
A-1	N.P.	EW	2129	5
A-1	N.P.	EW	2131	18.2
A-1	N.P.	EW	2136	4.9
A-1	N.P.	EW	2137	11.8
A-1	N.P.	EW	2174	14
A-1	N.P.	EW	2175	17.4
A-1	N.P.	PW	2577	9.9
A-1	N.P.	PW	2579	10.4
A-1	N.P.	PW	2581	9.6
A-1	N.P.	PW	2582	9.4
A-1	N.P.	PW	2648	14.8
A-1	N.P.	PW	2649	6.9
A-1	N.P.	PW	2651	7
A-1	N.P.	PW	2752	6
A-1	N.P.	PW	2754	6.3
A-1	N.P.	PM	3227	5.1
A-1	N.P.	PM	3140	5.5
A-1	N.P.	PM	3227	5
A-1	N.P.	PM	3231	5
A-1	N.P.	PM	3235	4.7
A-1	N.P.	PM	3261	5.3

De la **ecuación 5.13** sustituimos los valores para cada formación

Porosidad ponderada al espesor de la Formación Eoceno Wilcox:

$$\emptyset = \frac{(1918*11.5) + (1919*15.2) + (1929*11) + \dots + (2137*11.8) + (2174*14) + (2175*17.4)}{23773}$$

$$\emptyset = \frac{483221.1}{23773} = 11.8097881$$

Porosidad ponderada al espesor de PW:

$$\emptyset = \frac{(2577*9.9) + (2579*10.4) + (2581*9.6) + \dots + (2651*7) + (2752*6) + (2754*6.3)}{40917}$$

$$\emptyset = \frac{211270}{40917} = 8.88697262$$

Porosidad ponderada al espesor de PM:

$$\emptyset = \frac{(3227*5.1) + (3140*5.5) + (3227*5) + (3231*5) + (3235*4.7) + (3261*5.3)}{19321}$$

$$\emptyset = \frac{98505.5}{19321} = 5.09836447$$

Estos valores representan la porosidad ponderada al espesor de cada formación.

CAPITULO 6. HOMOGENEIDAD DEL YACIMIENTO

La homogeneidad o heterogeneidad de los yacimientos dependen de los ambientes de depósito y los acontecimientos posteriores, como compactación, la disolución, dolomitización, y cementación mencionados en los capítulos anteriores.

La heterogeneidad del depósito se define entonces como una variación en las propiedades en función del espacio, estas propiedades pueden incluir la permeabilidad, porosidad, espesor, saturación, fallas y fracturas, facies de roca, y las características de la roca, para fines de esta tesis nos interesa la homogeneidad

en términos de porosidad. Idealmente, si el depósito es homogéneo, la medición de la porosidad en cualquier lugar del yacimiento lo representara a todo. Es importante reconocer que no hay depósitos homogéneos, sólo diferentes grados de heterogeneidad.

6.1 VARIACIÓN DE LA POROSIDAD POR DYKSTRA-PARSONS

Dykstra y Parsons (1950) introdujeron el concepto del coeficiente V , que es una medida estadística de la uniformidad de un conjunto de datos. Se aplica generalmente a la propiedad de permeabilidad pero se puede ampliar para tratar otras propiedades de las rocas como la porosidad.

En general se reconoce que los datos de porosidad son una distribución logarítmica normal. Es decir, los procesos geológicos que crean la porosidad en rocas del yacimiento parecen dejar distintas porosidades distribuidas alrededor de la media geométrica. Los pasos para determinar el coeficiente V se resumen a continuación:

Paso 1. Organizar las muestras de núcleos en la disminución de la porosidad de la secuencia, es decir, orden descendente.

Paso 2. Para cada muestra, calcular el porcentaje de espesor con una porosidad mayor que esta muestra.

Paso 3. Usando un papel cuadrulado log-probabilidad, valores de porosidad de la trama en la escala de registro y el% de grosor en la escala de probabilidad. Paso 4. Dibujar la mejor recta que pasa por los puntos.

Paso 5. Leer los valores de porosidad correspondientes al 84,1% y el 50% de espesor. Estos dos valores se designan como $K_{84.1}$ y K_{50} .

Paso 6. La variación de la porosidad Dykstra-Parsons se define por la siguiente expresión:

$$V = \frac{K_{50} - K_{84.1}}{K_{50}}$$

El coeficiente de uniformidad V indica que tan homogénea o heterogénea es la formación, si éste tiene un valor de cero quiere decir que es completamente homogénea y si es la unidad quiere decir que es heterogénea, por tanto los valores varían en el rango de 0 y 1.

A continuación con los datos del pozo A-1 se determinará el coeficiente de uniformidad V par cada formación.

POZO	PLAY	PROF. (m)	POR. (%)
A-1	EW	1918	11.5
A-1	EW	1919	15.2
A-1	EW	1929	11
A-1	EW	1930	11.3
A-1	EW	1931	11.2
A-1	EW	1953	11.8
A-1	EW	1954	14.2
A-1	EW	2038	6.6
A-1	EW	2039	11.2
A-1	EW	2040	10.2
A-1	EW	2042	9.8
A-1	EW	2113	7.5
A-1	EW	2114	18
A-1	EW	2115	15.2
A-1	EW	2129	5
A-1	EW	2131	18.2
A-1	EW	2136	4.9
A-1	EW	2137	11.8
A-1	EW	2174	14
A-1	EW	2175	17.4
A-1	PW	2577	9.9
A-1	PW	2579	10.4
A-1	PW	2581	9.6
A-1	PW	2582	9.4
A-1	PW	2648	14.8
A-1	PW	2649	6.9
A-1	PW	2651	7
A-1	PW	2752	6
A-1	PW	2754	6.3
A-1	PM	3227	5.1
A-1	PM	3140	5.5
A-1	PM	3227	5
A-1	PM	3231	5
A-1	PM	3235	4.7
A-1	PM	3261	5.3

Paso 1. Organizar las muestras de núcleos en la disminución de la porosidad de la secuencia, es decir, orden descendente.

PROF. (m)	PLAY	POR. (%)
2131	EW	18.2
2114	EW	18
2175	EW	17.4
1919	EW	15.2
2115	EW	15.2
1954	EW	14.2
2174	EW	14
1953	EW	11.8
2137	EW	11.8
1918	EW	11.5
1930	EW	11.3
1931	EW	11.2
2039	EW	11.2
1929	EW	11
2040	EW	10.2
2042	EW	9.8
2113	EW	7.5
2038	EW	6.6
2129	EW	5
2136	EW	4.9
PROF. (m)		POR. (%)
2648	PW	14.8
2579	PW	10.4
2577	PW	9.9
2581	PW	9.6
2582	PW	9.4
2651	PW	7
2649	PW	6.9
2754	PW	6.3
2752	PW	6
PROF. (m)		POR.(%)
3140	PM	5.5
3261	PM	5.3

3227	PM	5.1
3227	PM	5
3231	PM	5
3235	PM	4.7

Paso 2. Para cada muestra, calcular el porcentaje de espesor con una porosidad mayor que esta muestra.

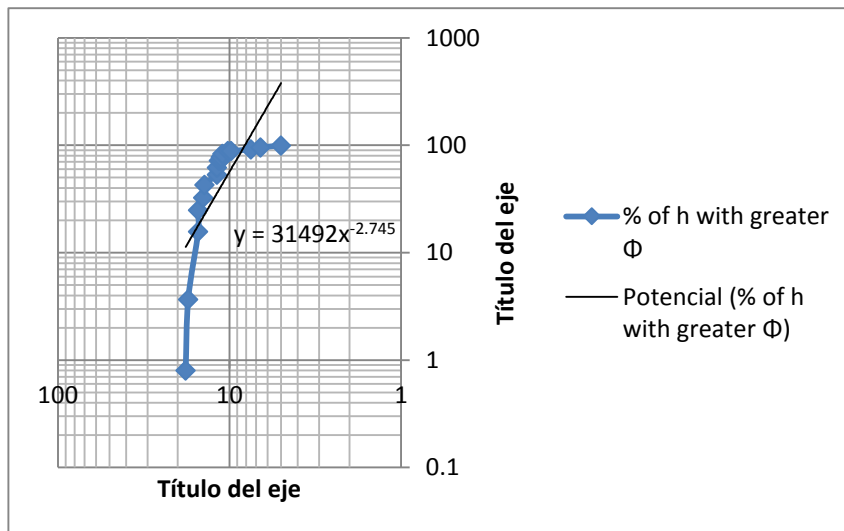
h (m)	h(m) corregido	h con mayor Φ	% de h con mayor Φ
17	17	0	
-61	61	17	0.80075365
256	256	78	3.674046161
-196	196	334	15.73245407
161	161	530	24.96467263
-220	220	691	32.54828073
221	221	911	42.91097504
-184	184	1132	53.32077249
219	219	1316	61.98775318
-12	12	1535	72.30334432
-1	1	1547	72.8685822
-108	108	1548	72.91568535
110	110	1656	78.00282619
-111	111	1766	83.18417334
-2	2	1877	88.41262365
-71	71	1879	88.50682996

75	75	1950	91.85115403
-91	91	2025	95.38389072
-7	7	2116	99.67027791
Eoceno Wilcox	2123		
69	69	0	
2	2	69	27.16535433
-4	4	71	27.95275591
-1	1	75	29.52755906
-69	69	76	29.92125984
2	2	145	57.08661417
-105	105	147	57.87401575
2	2	252	99.21259843
Paleoceno Wilcox	254		
-121	121	0	
34	34	121	74.23312883
0	0	155	95.09202454
-4	4	155	95.09202454
-4	4	159	97.54601227
Paleoceno Midway	163		

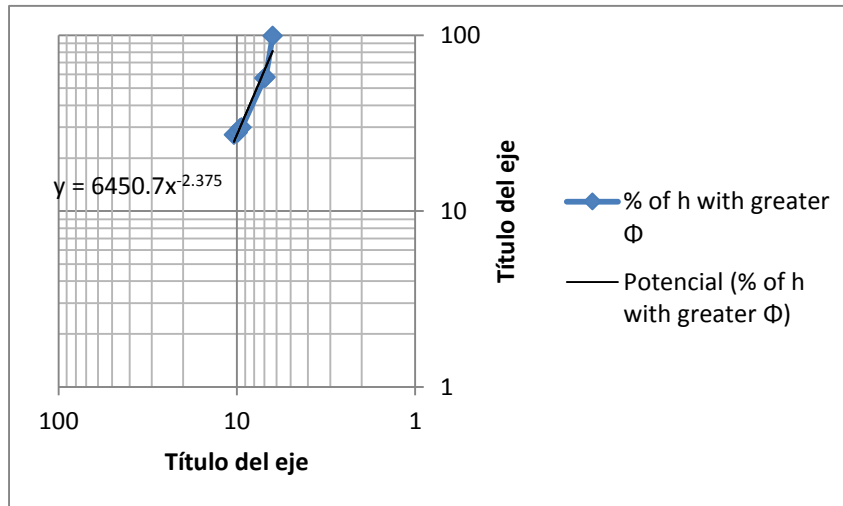
Paso 3. Usando un papel cuadrulado log-probabilidad, valores de porosidad de la trama en la escala de registro y el% de grosor en la escala de probabilidad.

Paso 4. Dibujar la mejor recta que pasa por los puntos.

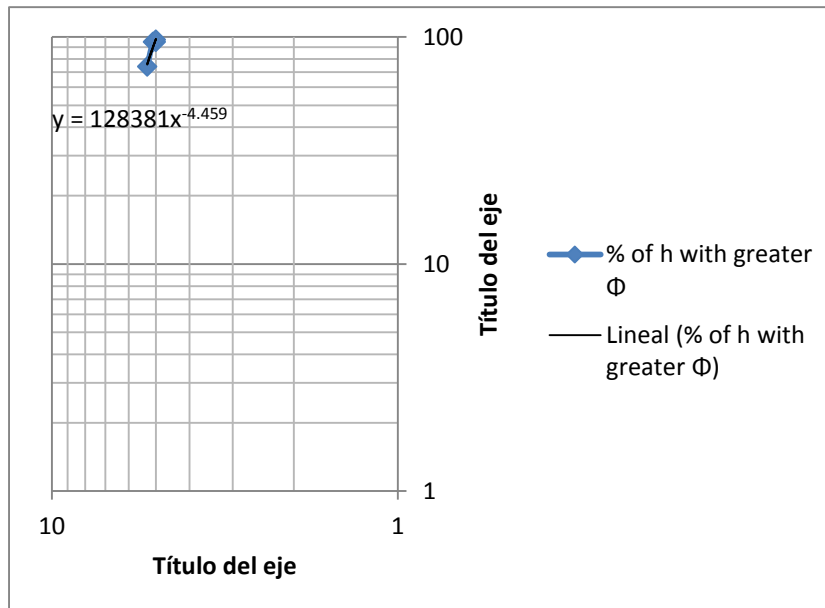
Eoceno Wilcox.



Paleoceno Wilcox.



Paleoceno Midway.



Paso 5. Leer los valores de porosidad correspondientes al 84,1% y el 50% de espesor. Estos dos valores se designan como $k_{84.1}$ y K_{50} .

Paso 6. La variación de la porosidad Dykstra-Parsons se define por la siguiente expresión:

$$V = \frac{K_{50} - K_{84.1}}{K_{50}}$$

Eoceno Wilcox

Φ50=	10.51
Φ84.1=	8.69
V=	0.17

El coeficiente V tiende a cero por tanto podemos decir que la formación es homogénea.

Paleoceno Wilcox

Φ50	7.77
Φ84.1	6.24
V=	0.20

El coeficiente V tiende a cero por tanto podemos decir que la formación es homogénea.

Paleoceno Midway

Φ50	3.48
Φ84.1	3.10
V	0.11

El coeficiente V tiende a cero por tanto podemos decir que la formación es homogénea.

6.2 HOMOGENEIDAD DE LA FORMACIÓN PALEOCENO MIDWAY

La cuenca de burgos se encuentra al norte del país y es principalmente productora de gas, en ella se perforaron una serie de pozos exploratorios: D-1, D-2, D-3, D-7, D-11, D-13, D-15, D-20, D-21, D-31, D-33 y todos ellos atraviesan la formación Paleoceno Midway para fines de explotación es necesario conocer que pozo o pozos son adecuados. Para esto vamos a necesitar los valores de porosidad y saturación de hidrocarburos ponderados al espesor y con ellos realizar un mapa de isopacas en SURFER.

En las tablas a continuación están los datos originales de dichos pozos en color negro, seguidos de otros en color azul, en la primera columna en azul están los resultados de multiplicar la profundidad y porosidad mientras que en la segunda la profundidad y la saturación de hidrocarburos, datos que nos van a servir para obtener la porosidad y la saturación de hidrocarburos ponderados al espesor.

Pozo	Profundidad	Porosidad	Sw	Porosidad	sh	(Profundidad)* (porosidad)	(Profundidad)* (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-1	1196	0.189	0.559	18.9	44.100	22604.4	52743.6
D-1	1202	0.228	0.549	22.8	45.100	27405.6	54210.2
D-1	1417	0.158	0.795	15.8	20.500	22388.6	29048.5
D-1	1422	0.158	0.730	15.8	27.000	22467.6	38394
D-1	1425	0.201	0.621	20.1	37.900	28642.5	54007.5
D-1	1430	0.197	0.569	19.7	43.100	28171	61633
D-1	1490	0.198	0.572	19.8	42.800	29502	63772
D-1	1494	0.198	0.544	19.8	45.600	29581.2	68126.4
D-1	1503	0.182	0.567	18.2	43.300	27354.6	65079.9
D-1	1505	0.182	0.520	18.2	48.000	27391	72240
D-1	1736	0.165	0.456	16.5	54.400	28644	94438.4
D-1	1750	0.172	0.437	17.2	56.300	30100	98525
D-1	2250	0.156	0.460	15.6	54.000	35100	121500
TOTAL	19820				TOTAL	359352.5	873718.5

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\emptyset = \frac{22604.4+27405.6+22388.6+22467.6+\dots+27354.6+27391+28644+30100+35100}{19820}$$

$$\emptyset = \frac{359352.5}{19820}$$

$$sh = 49.95910545$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{52743.6+54210.2+29048.5+38394+\dots+65079.9+72240+94438.4+98525+121500}{19820}$$

$$sh = \frac{873718.500}{19820} = 44.08266902$$

$$sh = 44.08266902$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		(sh)
D-2	1246.5	0.131	0.458	13.1	54.200	16329.15	67560.3
D-2	1260	0.140	0.444	14	55.600	17640	70056
D-2	1405	0.126	0.603	12.6	39.700	17703	55778.5
D-2	1407	0.134	0.520	13.4	48.000	18853.8	67536
D-2	1424	0.135	0.573	13.5	42.700	19224	60804.8
D-2	1426	0.120	0.565	12	43.500	17112	62031
D-2	1461	0.207	0.544	20.7	45.600	30242.7	66621.6
D-2	1462	0.230	0.403	23	59.700	33626	87281.4
D-2	1533	0.159	0.573	15.9	42.700	24374.7	65459.1

D-2	1535	0.218	0.478	21.8	52.200	33463	80127
D-2	1566	0.159	0.638	15.9	36.200	24899.4	56689.2
D-2	1567.5	0.228	0.519	22.8	48.100	35739	75396.75
D-2	1575.5	0.151	0.640	15.1	36.000	23790.05	56718
D-2	1579.5	0.169	0.602	16.9	39.800	26693.55	62864.1
D-2	1593	0.173	0.593	17.3	40.700	27558.9	64835.1
D-2	1594.5	0.188	0.568	18.8	43.200	29976.6	68882.4
D-2	1610	0.151	0.682	15.1	31.800	24311	51198
D-2	1614	0.179	0.641	17.9	35.900	28890.6	57942.6
D-2	1687	0.172	0.504	17.2	49.600	29016.4	83675.2
D-2	1690	0.220	0.441	22	55.900	37180	94471
D-2	1763	0.122	0.617	12.2	38.300	21508.6	67522.9
D-2	1764.5	0.153	0.552	15.3	44.800	26996.85	79049.6
D-2	2057	0.145	0.478	14.5	52.200	29826.5	107375.4
D-2	2059.5	0.179	0.413	17.9	58.700	36865.05	120892.65
D-2	2471	0.181	0.272	18.1	72.800	44725.1	179888.8
D-2	2474.5	0.260	0.075	26	92.500	64337	228891.25
TOTAL	42826				TOTAL	740883	2139548.650

Dónde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{16329.15+17640+17703+18853.8+19224+\dots+29826.5+36865.05+44725.1+64337}{42826}$$

$$\phi = \frac{740883}{42826}$$

$$\phi = 17.29984005$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{67560.3 + 70056 + 55778.5 + 67536 + 60804.8 + \dots + 107375.4 + 120892.65 + 179888.8 + 228891.25}{42826}$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	Sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-3	1202	0.211	0.646	21.1	35.400	25362.2	42550.8
D-3	1208	0.210	0.635	21	36.500	25368	44092
D-3	1222	0.207	0.627	20.7	37.300	25295.4	45580.6
D-3	1224	0.256	0.563	25.6	43.700	31334.4	53488.8
D-3	1258	0.194	0.666	19.4	33.400	24405.2	42017.2
D-3	1285	0.209	0.643	20.9	35.700	26856.5	45874.5
D-3	1466	0.228	0.624	22.8	37.600	33424.8	55121.6
D-3	1468	0.244	0.577	24.4	42.300	35819.2	62096.4
D-3	1588	0.178	0.611	17.8	38.900	28266.4	61773.2
D-3	1591	0.234	0.533	23.4	46.700	37229.4	74299.7
D-3	1597	0.180	0.590	18	41.000	28746	65477
D-3	1602	0.212	0.530	21.2	47.000	33962.4	75294
D-3	1688	0.147	0.611	14.7	38.900	24813.6	65663.2
D-3	1705	0.144	0.587	14.4	41.300	24552	70416.5
D-3	1851	0.135	0.494	13.5	50.600	24988.5	93660.6
D-3	1861	0.156	0.477	15.6	52.300	29031.6	97330.3
D-3	1905	0.115	0.535	11.5	46.500	21907.5	88582.5
D-3	1912	0.148	0.501	14.8	49.900	28297.6	95408.8
D-3	2007	0.153	0.459	15.3	54.100	30707.1	108578.7
D-3	2011	0.185	0.406	18.5	59.400	37203.5	119453.4
D-3	2027	0.119	0.525	11.9	47.500	24121.3	96282.5
D-3	2030	0.139	0.464	13.9	53.600	28217	108808
D-3	2060	0.137	0.432	13.7	56.800	28222	117008
D-3	2070	0.149	0.403	14.9	59.700	30843	123579
D-3	2196	0.135	0.498	13.5	50.200	29646	110239.2
D-3	2209	0.146	0.477	14.6	52.300	32251.4	115530.7
D-3	2249	0.177	0.536	17.7	46.400	39807.3	104353.6
D-3	2254	0.199	0.491	19.9	50.900	44854.6	114728.6
D-3	2350	0.135	0.321	13.5	67.900	31725	159565
D-3	2356	0.144	0.245	14.4	75.500	33926.4	177878
D-3	2385	0.184	0.435	18.4	56.500	43884	134752.5
TOTAL	55837				TOTAL	945069.3	2769484.9



Dónde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$sh = \frac{2139548.650}{42826}$$

$$sh = 49.95910545$$

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{25362.2+25368+25295.4+31334.4+24405.2+...+39807.3+44854.6+31725+33926.4+43884}{55837}$$

$$\phi = \frac{945069.3}{55837} = 16.9255028$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{42550.8+44092+45580.6+53488.8+42017.2+...+114728.6+159565+177878+134752.5}{55837}$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) *	(Profundidad) *
------	-------------	-----------	----	-----------	----	--------------------	--------------------

						(porosidad)	(sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-7	1546	0.137	0.551	13.7	44.900	21180.2	69415.4
D-7	1550	0.170	0.471	17	52.900	26350	81995
D-7	1639	0.169	0.531	16.9	46.900	27699.1	76869.1
D-7	1640.5	0.211	0.445	21.1	55.500	34614.55	91047.75
D-7	1770	0.169	0.529	16.9	47.100	29913	83367
D-7	1773.5	0.198	0.488	19.8	51.200	35115.3	90803.2
D-7	1845.5	0.125	0.499	12.5	50.100	23068.75	92459.55
D-7	1847.5	0.148	0.435	14.8	56.500	27343	104383.75
D-7	2037	0.136	0.613	13.6	38.700	27703.2	78831.9
D-7	2043.5	0.166	0.567	16.6	43.300	33922.1	88483.55
D-7	2058	0.179	0.495	17.9	50.500	36838.2	103929
D-7	2060.5	0.222	0.415	22.2	58.500	45743.1	120539.25
D-7	2098	0.143	0.503	14.3	49.700	30001.4	104270.6
D-7	2102.5	0.181	0.429	18.1	57.100	38055.25	120052.75
D-7	2104.5	0.140	0.513	14	48.700	29463	102489.15
D-7	2107	0.185	0.393	18.5	60.700	38979.5	127894.9
D-7	2118	0.129	0.552	12.9	44.800	27322.2	94886.4
D-7	2119.5	0.135	0.535	13.5	46.500	28613.25	98556.75
D-7	2141	0.122	0.625	12.2	37.500	26120.2	80287.5
D-7	2143	0.180	0.500	18	50.000	38574	107150
D-7	2186.5	0.141	0.665	14.1	33.500	30829.65	73247.75
D-7	2190	0.163	0.633	16.3	36.700	35697	80373
D-7	2478	0.165	0.165	16.5	83.500	40887	206913
D-7	2480	0.165	0.045	16.5	95.500	40920	236840
D-7	2487	0.182	0.387	18.2	61.300	45263.4	152453.1
D-7	2492.5	0.193	0.335	19.3	66.500	48105.25	165751.25
D-7	2512	0.138	0.450	13.8	55.000	34665.6	138160
D-7	2516	0.134	0.448	13.4	55.200	33714.4	138883.2
TOTAL	58086.5				TOTAL	93670.6	3110333.8

Dónde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$sh = \frac{2769484.900}{55837} = 49.59945735$$

$$sh = 49.59945735$$

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{21180.2+26350+27699.1+34614.55+29913+...+45263.4+48105.25+34665.6+33714.4}{58086.5}$$

$$\phi = \frac{936701.6}{58086.5}$$

$$\phi = 16.12597764$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{69415.4+81995+76869.1+91047.75+...+152453.1+165751.25+138160++138883.2}{58086.5}$$

$$sh = \frac{3110333.800}{58086.5}$$

$$sh = 53.54658656$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-11	1394.5	0.158	0.499	15.8	50.100	22033.1	69864.45
D-11	1406.5	0.165	0.433	16.5	56.700	23207.25	79748.55
D-11	1682	0.145	0.679	14.5	32.100	24389	53992.2
D-11	1687.5	0.197	0.598	19.7	40.200	33243.75	67837.5
D-11	1788.5	0.152	0.632	15.2	36.800	27185.2	65816.8

D-11	1795	0.163	0.571	16.3	42.900	29258.5	77005.5
D-11	1885.5	0.130	0.635	13	36.500	24511.5	68820.75
D-11	1887.5	0.217	0.426	21.7	57.400	40958.75	108342.5
D-11	1947.5	0.163	0.525	16.3	47.500	31744.25	92506.25
D-11	1952.5	0.185	0.461	18.5	53.900	36121.25	105239.75
D-11	2357.5	0.153	0.277	15.3	72.300	36069.75	170447.25
D-11	2360	0.209	0.119	20.9	88.100	49324	207916
D-11	2385.5	0.112	0.486	11.2	51.400	26717.6	122614.7
D-11	2389	0.194	0.280	19.4	72.000	46346.6	172008
TOTAL	26919				TOTAL	451110.5	1462160.2

Dónde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{22033.1+23207.25+24389+33243.75+\dots+36069.75+49324+26717.6+46346.6}{26919}$$

$$\phi = \frac{451110.5}{26919}$$

$$\phi = 16.75807051$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{69864.45+79748.55+53992.2+67837.5+\dots+170447.25+207916+122614.7+172008}{26919}$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-13	1224.5	0.147	0.536	14.7	46.400	18000.15	56816.8
D-13	1231	0.155	0.516	15.5	48.400	19080.5	59580.4
D-13	1823.5	0.156	0.654	15.6	34.600	28446.6	63093.1
D-13	1833	0.145	0.615	14.5	38.500	26578.5	70570.5
D-13	2102	0.131	0.486	13.1	51.400	27536.2	108042.8
D-13	2107.5	0.126	0.479	12.6	52.100	26554.5	109800.75
D-13	2110.5	0.162	0.439	16.2	56.100	34190.1	118399.05
D-13	2117	0.176	0.406	17.6	59.400	37259.2	125749.8
D-13	2194.5	0.158	0.559	15.8	44.100	34673.1	96777.45
D-13	2200	0.172	0.531	17.2	46.900	37840	103180
D-13	2228	0.174	0.498	17.4	50.200	38767.2	111845.6
D-13	2230	0.186	0.455	18.6	54.500	41478	121535
D-13	2235	0.138	0.418	13.8	58.200	30843	130077
D-13	2241.5	0.147	0.378	14.7	62.200	32950.05	139421.3
D-13	2252	0.147	0.506	14.7	49.400	33104.4	111248.8
D-13	2259	0.163	0.485	16.3	51.500	36821.7	116338.5
D-13	2619	0.159	0.549	15.9	45.100	41642.1	118116.9
D-13	2623	0.178	0.487	17.8	51.300	46689.4	134559.9
D-13	2629.5	0.137	0.519	13.7	48.100	36024.15	126478.95
D-13	2634.5	0.167	0.380	16.7	62.000	43996.15	163339
TOTAL	42895				TOTAL	672475	2184971

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$sh = \frac{1462160.200}{26919}$$

$$sh = 54.31703258$$

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{18000.15 + 19080.5 + 28446.6 + 26578.5 + \dots + 41642.1 + 46689.4 + 36024.15 + 43996.15}{42895}$$

$$\phi = \frac{672475}{42895}$$

$$\phi = 15.67723511$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-15	1315	0.215	0.667	21.5	33.300	28272.5	43789.5
D-15	1327	0.228	0.649	22.8	35.100	30255.6	46577.7
D-15	1463.5	0.147	0.588	14.7	41.200	21513.45	60296.2
D-15	1465.5	0.208	0.437	20.8	56.300	30482.4	82507.65
D-15	1493	0.161	0.550	16.1	45.000	24037.3	67185
D-15	1495.5	0.156	0.493	15.6	50.700	23329.8	75821.85
D-15	1617	0.219	0.628	21.9	37.200	35412.3	60152.4
D-15	1624.5	0.202	0.637	20.2	36.300	32814.9	58969.35
D-15	1718.5	0.176	0.602	17.6	39.800	30245.6	68396.3
D-15	1723	0.177	0.577	17.7	42.300	30497.1	72882.9
D-15	2043	0.151	0.537	15.1	46.300	30849.3	94590.9
D-15	2046	0.153	0.485	15.3	51.500	31303.8	105369
D-15	2063	0.171	0.469	17.1	53.100	35277.3	109545.3
D-15	2065	0.144	0.475	14.4	52.500	29736	108412.5
D-15	2129	0.137	0.520	13.7	48.000	29167.3	102192
D-15	2133.5	0.131	0.495	13.1	50.500	27948.85	107741.75
D-15	2525	0.160	0.322	16	67.800	40400	171195
D-15	2530.5	0.201	0.197	20.1	80.300	50863.05	203199.15
TOTAL	32777.5				TOTAL	562406.6	1638824.450

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{56816.8+59580.4+63093.1+70570.5+\dots+118116.9+134559.9+126478.95+163339}{42895}$$

$$sh = \frac{2184971.600}{42895} = 50.93767572$$

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{28272.5+30255.6+21513.45+30482.4+\dots+29736+29167.3+27948.5+40400+50863.05}{32777.5}$$

$$\phi = \frac{562406.6}{32777.5}$$

$$\phi = 17.1583$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{43789.5+46577.7+60296.2+82507.65+\dots+102192+107741.75+171195+203199.15}{32777.5}$$

$$sh = \frac{1638824.450}{32777.5}$$

$$sh = 1215.5$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad) * (porosidad)	(Profundidad) * (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-20	1161	0.154	0.377	15.4	62.300	17879.4	72330.3
D-20	1173	0.171	0.350	17.1	65.000	20058.3	76245
D-20	1501.5	0.156	0.573	15.6	42.700	23423.4	64114.05
D-20	1504	0.166	0.556	16.6	44.400	24966.4	66777.6
D-20	1533	0.161	0.549	16.1	45.100	24681.3	69138.3
D-20	1536	0.191	0.499	19.1	50.100	29337.6	76953.6
D-20	1583.5	0.146	0.641	14.6	35.900	23119.1	56847.65
D-20	1585.5	0.222	0.493	22.2	50.700	35198.1	80384.85
D-20	1598	0.135	0.748	13.5	25.200	21573	40269.6
D-20	1600.5	0.187	0.635	18.7	36.500	29929.35	58418.25
D-20	1653	0.160	0.756	16	24.400	26448	40333.2
D-20	1656	0.174	0.723	17.4	27.700	28814.4	45871.2
D-20	1703	0.127	0.870	12.7	13.000	21628.1	22139
D-20	1705	0.172	0.783	17.2	21.700	29326	36998.5
D-20	1749.5	0.145	0.784	14.5	21.600	25367.75	37789.2
D-20	1759	0.154	0.762	15.4	23.800	27088.6	41864.2
D-20	1780.5	0.154	0.653	15.4	34.700	27419.7	61783.35
D-20	1783	0.198	0.601	19.8	39.900	35303.4	71141.7
D-20	1834.5	0.165	0.445	16.5	55.500	30269.25	101814.75
D-20	1840	0.183	0.409	18.3	59.100	33672	108744
D-20	2350	0.205	0.208	20.5	79.200	48175	186120
D-20	2367	0.227	0.190	22.7	81.000	53730.9	191727
TOTAL	36956.5				TOTAL	637409.1	1607805.300

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\emptyset = \frac{17879.4+20058.3+23423.4+24966.4+\dots+35303.4+30269.25+33672+48175+53730.9}{36956.5}$$

$$\emptyset = \frac{637409.1}{36956.5}$$

$$\emptyset = 17.24754915$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{72330.3+76245+64114.05+66777.6+69138.3+\dots+101814.75+108744+186120+191727}{36956.5}$$

$$sh = \frac{1607805.300}{36956.5}$$

$$sh = 43.50534547$$

Pozo	Profundidad (m)	Porosidad	sw	Porosidad (%)	sh (%)	(Profundidad)* (porosidad)	(Profundidad)* (sh)
D-21	1188	0.134	0.445	13.4	55.500	15919.2	65934
D-21	1227.5	0.124	0.444	12.4	55.600	15221	68249
D-21	1439	0.112	0.780	11.2	22.000	16116.8	31658
D-21	1450	0.093	0.687	9.3	31.300	13485	45385
D-21	1466	0.183	0.472	18.3	52.800	26827.8	77404.8
D-21	1468	0.253	0.415	25.3	58.500	37140.4	85878
D-21	1482	0.154	0.467	15.4	53.300	22822.8	78990.6
D-21	1485.5	0.182	0.440	18.2	56.000	27036.1	83188
D-21	1761	0.124	0.478	12.4	52.200	21836.4	91924.2
D-21	1766	0.132	0.458	13.2	54.200	23311.2	95717.2
D-21	2105	0.104	0.639	10.4	36.100	21892	75990.5

D-21	2115	0.110	0.625	11	37.500	23265	79312.5
D-21	2311.5	0.138	0.353	13.8	64.700	31898.7	149554.05
D-21	2314	0.067	0.652	6.7	34.800	15503.8	80527.2
TOTAL	23578.5				TOTAL	312276.2	1109713.050

Dónde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{15919.2+15221+16116.8+13485+26827.8+\dots+23311.2+21892+23265+31898.7+15503.8}{23578.5}$$

$$\phi = \frac{312276.2}{23578.5}$$

$$\phi = 13.24410798$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{65934+68249+31658+45385+77404.8+\dots+75990.5+79312.5+149554.05+80527.2}{23578.5}$$

$$sh = \frac{1109713.050}{23578.5}$$

$$sh = 47.06461607$$

Pozo	Profundidad	Porosidad	sw	Porosidad	sh	(Profundidad)* (porosidad)	(Profundidad)* (sh)
	(m)			(%)	(%)		
D-31	1758	0.245	0.517	24.5	48.300	43071	84911.4
D-31	1761.5	0.247	0.474	24.7	52.600	43509.05	92654.9
D-31	1831	0.231	0.549	23.1	45.100	42296.1	82578.1
D-31	1834	0.243	0.524	24.3	47.600	44566.2	87298.4
D-31	1932	0.199	0.575	19.9	42.500	38446.8	82110
D-31	1934.5	0.240	0.487	24	51.300	46428	99239.85
D-31	1944	0.168	0.570	16.8	43.000	32659.2	83592
D-31	1957.5	0.187	0.535	18.7	46.500	36605.25	91023.75
D-31	1961	0.158	0.621	15.8	37.900	30983.8	74321.9
D-31	1967.5	0.165	0.593	16.5	40.700	32463.75	80077.25
D-31	1988	0.170	0.537	17	46.300	33796	92044.4
D-31	1990	0.213	0.474	21.3	52.600	42387	104674
D-31	2042	0.166	0.509	16.6	49.100	33897.2	100262.2
D-31	2044.5	0.193	0.463	19.3	53.700	39458.85	109789.65
TOTAL	26945.5				TOTAL	540568.2	1264577.8

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{43071+43509.05+42296.1+44566.2+38446.8+...+33796+42387+33897.2+39458.85}{26945.5}$$

$$\phi = \frac{540568.2}{26945.5}$$

$$\phi = 20.06153903$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$h = \frac{84911.4 + 92654.9 + 82578.1 + 87298.4 + 82110 + \dots + 92044.4 + 104674 + 100262.2 + 109789.65}{26945.5}$$

$$sh = \frac{1264577.800}{26945.5}$$

$$sh = 46.9309458$$

Pozo	Profundidad (m)	Porosidad	sw	Porosidad (%)	sh (%)	(Profundidad)* (porosidad)	(Profundidad)* (sh)
D-33	1583.5	0.137	0.640	13.7	36.000	21693.95	57006
D-33	1585	0.159	0.581	15.9	41.900	25201.5	66411.5
D-33	1588.5	0.206	0.527	20.6	47.300	32723.1	75136.05
D-33	1591	0.259	0.468	25.9	53.200	41206.9	84641.2
D-33	1982.5	0.196	0.546	19.6	45.400	38857	90005.5
D-33	1985	0.215	0.515	21.5	48.500	42677.5	96272.5
D-33	1991	0.174	0.569	17.4	43.100	34643.4	85812.1
D-33	1994.5	0.169	0.569	16.9	43.100	33707.05	85962.95
D-33	2008	0.193	0.540	19.3	46.000	38754.4	92368
D-33	2010	0.190	0.531	19	46.900	38190	94269
D-33	2013	0.188	0.575	18.8	42.500	37844.4	85552.5
D-33	2015	0.211	0.541	21.1	45.900	42516.5	92488.5
D-33	2070.5	0.142	0.480	14.2	52.000	29401.1	107666
D-33	2076	0.149	0.434	14.9	56.600	30932.4	117501.6
D-33	2080	0.156	0.432	15.6	56.800	32448	118144
D-33	2087.5	0.150	0.404	15	59.600	31312.5	124415
D-33	2091	0.168	0.530	16.8	47.000	35128.8	98277
D-33	2094.5	0.196	0.486	19.6	51.400	41052.2	107657.3
D-33	2106	0.151	0.562	15.1	43.800	31800.6	92242.8
D-33	2110.5	0.190	0.493	19	50.700	40099.5	107002.35
D-33	2454	0.177	0.577	17.7	42.300	43435.8	103804.2
D-33	2457.5	0.216	0.522	21.6	47.800	53082	117468.5
TOTAL	43974.5				TOTAL	796708.6	2100104.55

Donde:

*sw: saturación de agua

*sh: saturación de hidrocarburos

$$\phi = \frac{\sum_{i=1}^n (\phi_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$\phi = \frac{21693.95+25201.5+32723.1+41206.9+\dots+31800.6+40099.5+43435.8+53082}{43974.5}$$

$$\phi = \frac{796708.6}{43974.5}$$

$$\phi = 18.11751356$$

$$sh = \frac{\sum_{i=1}^n (sh_i h_i)}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

$$sh = \frac{57006+66411.5+75136.05+84641.2+90005.5+\dots+92242.8+107002.35+103804.2+117468.5}{43974.5}$$

$$sh = \frac{2100104.550}{43974.5}$$

$$sh = 47.75732641$$

Ya obtenidos los valores de la porosidad y saturación de hidrocarburos ponderados al espesor, procedemos a calcular los espesores de la formación paleoceno Midway para cada pozo, este paso es muy sencillo y solo consiste en restar la profundidad

de la cima a la profundidad de la base a la que está ubicada dicha formación. Para un visualización exitosa de la configuración que mas adelante presentare en SURFER, tenemos que convertir dicho resultado a hectómetros.

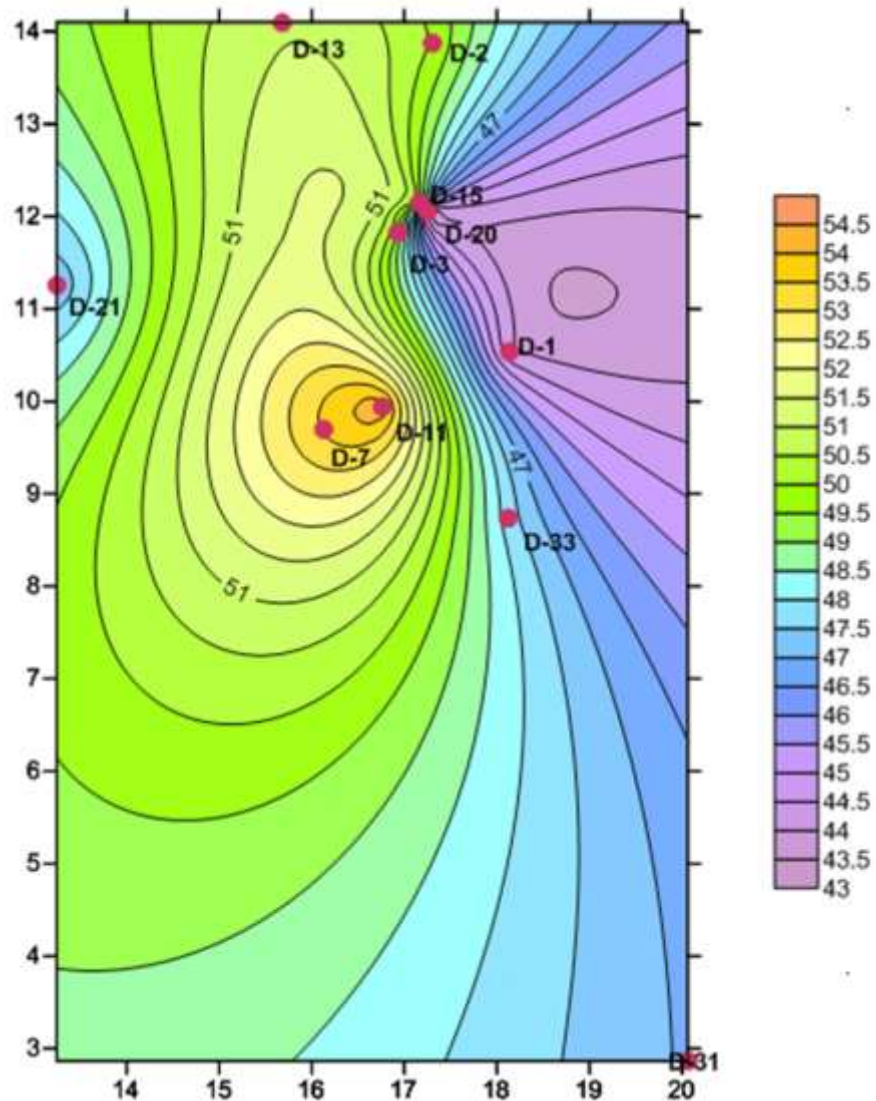
Pozo	Base	Cima	Espesor	Espesor
	(m)	(m)	(m)	(hm)
D-1	2250	1196	1054	10.54
D-2	2474.5	1246.5	1388	13.88
D-3	2385	1202	1183	11.83
D-7	2516	1546	970	9.7
D-11	2389	1394.5	994.5	9.945
D-13	2634.5	1224.5	1410	14.1
D-15	2530.5	1315	1215.5	12.155
D-20	2367	1161	1206	12.06
D-21	2314	1188	1126	11.26
D-31	2044.5	1758	286.5	2.865
D-33	2457.5	1583.5	874	8.74

Concentramos estos valores de porosidad ponderado, espesor y de sh ponderado, en la siguiente tabla:

	X	Y	Z
	Porosidad ponderada al espesor	Espesor del estrato	Sw ponderada al espesor
	%	(hm)	(%)
D-1	18.1308	10.54	44.08266
D-2	17.2998	13.88	49.9591
D-3	16.9255	11.83	49.59945
D-7	16.1259	9.7	53.5465
D-11	16.75807	9.945	54.3703
D-13	15.67723	14.1	50.9376
D-15	17.15831	12.155	49.99845
D-20	17.24549	12.06	43.50534

D-21	13.2441	11.26	47.06461
D-31	20.06153	2.865	46.93094
D-33	18.11751	8.74	47.75732

Para realizar el modelo en SURFER necesito definir las variables X, Y y Z, en este caso elegimos las la porosidad ponderada al espesor como X, el espesor del estrato como Y y la saturación de hidrocarburos ponderada al espesor como Z, dichos datos me generan el Siguiente modelo:



Con ayuda de la escala de colores podemos distinguir los pozos con valores de saturación más altos que son el D-7 y el D-11 de los cuales también podemos observar que su porosidad es aceptable, también se eligió el pozo D-33 cuya porosidad y saturación también son aceptables, ahora con los datos originales para estos pozos

D-7

Intervalos	Porosidad	Sw
Prof.(m)	%	(%)
20.98	14.3	49.700
21.025	18.1	57.100
21.045	14	48.700
21.07	18.5	60.700
21.18	12.9	44.800
21.195	13.5	46.500
21.41	12.2	37.500
21.43	18	50.000
21.865	14.1	33.500
21.9	16.3	36.700
24.78	16.5	83.500
24.8	16.5	95.500
24.87	18.2	61.300
24.925	19.3	66.500
25.12	13.8	55.000
25.16	13.4	55.200

D-11

Intervalos	Porosidad	Sw
Prof.(m)	%	(%)
13.945	15.8	50.100
14.065	16.5	56.700
16.82	14.5	32.100
16.875	19.7	40.200
17.885	15.2	36.800
17.95	16.3	42.900
18.855	13	36.500
18.875	21.7	57.400
19.475	16.3	47.500
19.525	18.5	53.900
23.575	15.3	72.300
23.6	20.9	88.100

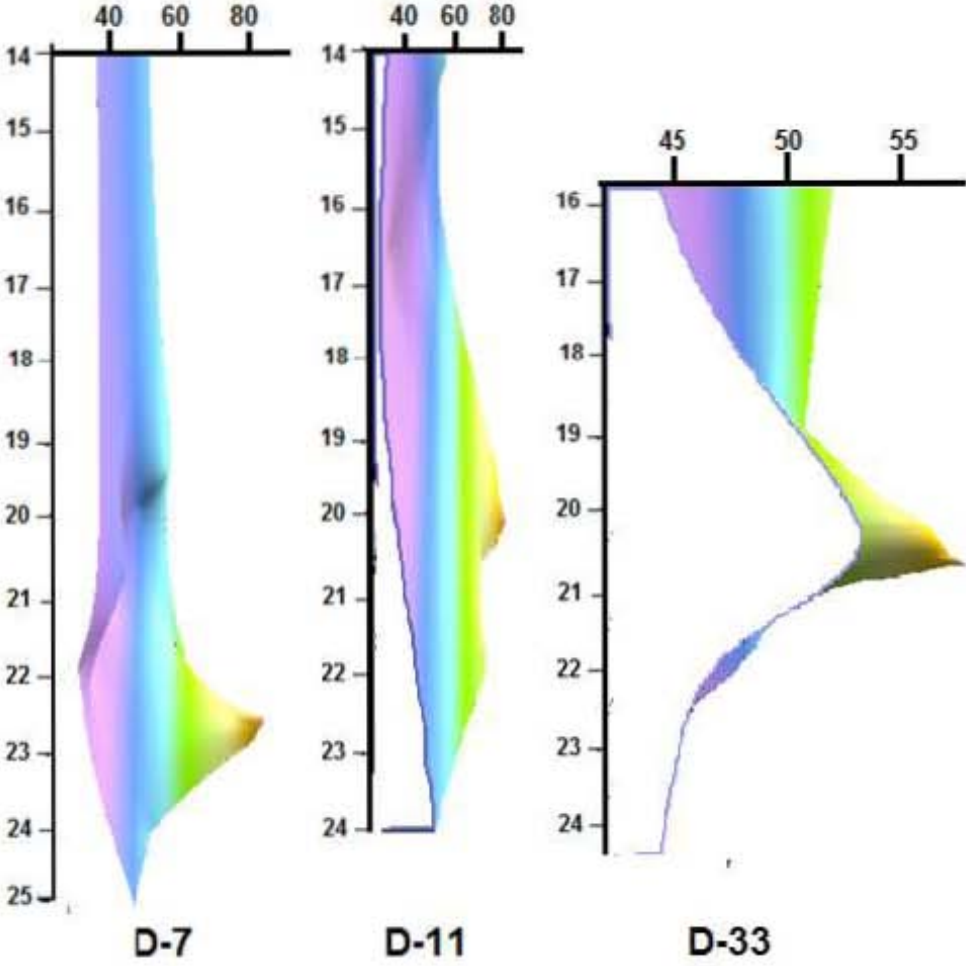
23.855	11.2	51.400
23.89	19.4	72.000

D-33

Intervalos	Porosidad	Sw
Prof.(m)	(%)	(%)
15.835	13.7	36.000
15.85	15.9	41.900
15.885	20.6	47.300
15.91	25.9	53.200
19.825	19.6	45.400
19.85	21.5	48.500
19.91	17.4	43.100
19.945	16.9	43.100
20.08	19.3	46.000
20.1	19	46.900
20.13	18.8	42.500
20.15	21.1	45.900
20.705	14.2	52.000
20.76	14.9	56.600
20.8	15.6	56.800
20.875	15	59.600
20.91	16.8	47.000
20.945	19.6	51.400
21.06	15.1	43.800
21.105	19	50.700
24.54	17.7	42.300
24.575	21.6	47.800

Introducimos estos datos en SURFER, donde las variables X, Y y Z están definidas como: X la profundidad, Y la Porosidad y Z la saturación de los hidrocarburos, como resultado tenemos las siguientes modelos, los cuales representan la profundidad y la saturación de hidrocarburos, Al correlacionarlas observamos como la acumulación de los hidrocarburos no se da de manera

homogénea en todo el yacimiento.



CONCLUSIÓN

La porosidad es una propiedad que varía de un punto a otro, cuantificar la porosidad de un yacimiento nunca va a ser preciso, pues los yacimientos no son homogéneos en su totalidad.

Para poder cuantificar la porosidad de un yacimiento es preciso conocer que roca que se va a analizar, para tener una idea de qué tipo de porosidad encontraremos, como mencione en este trabajo de tesis, los tipos y características de porosidad son variados y distintos dependiendo de la roca. El cuantificarla nos va a servir para tener una idea de cuánto espacio tenemos en un yacimiento, pero se complementa con otros parámetros, como la saturación por ejemplo, que nos va a decir que tan saturados están esos espacios, sin embargo, no es preciso obtener los valores para un solo punto, la homogeneidad del yacimiento se obtiene de medir más de un punto en el mismo yacimiento, ya sea vertical u horizontalmente, en el capítulo 6 desarrolle un par de ejemplos, el primero con el método de Dykstra y Parsons (1950), con el que determinamos la homogeneidad vertical para cada formación que compone el yacimiento, en el segundo, con ayuda del software SURFER, realice una configuración que me permitió visualizar más claramente que tan heterogéneo es el yacimiento con respecto a la porosidad y a la saturación de hidrocarburos.

Con base a estas configuraciones también puedo proponer uno o más pozos para producción, como mencione solo me base en 2 parámetros, pero sería más eficiente utilizar un tercero para un resultado más preciso.

La industria petrolera es la que más utiliza los métodos mencionados en esta tesis, y es la que más capital invierte para introducir nuevos métodos y técnicas.

BIBLOGRAFIA

- Abdallan, W. (2007). Fundamentos de Mojabilidad. *Oildfield review*.
- Acevedo, B. O. (s.f.). *Plan ceibal*. Recuperado el junio de 2015, de conocimiento de las rocas: Plan ceibal: conocimiento de las rocas. -Maestras contenidhttp://www.ceibal.edu.uy/userfiles/P0001/ObjetoAprendizaje/HTML/Unidad_conociendo%20las%20rocas_Oton_Acevedo_S.elp/del_sedimento_a_la_roca.html
- Aguilar, D. C. (s.f.). *Apuntes, Curso de Sedimentología*. Facultad de Ciencias, Departamento de Evolución de Cuencas.
- Aguilar, D. C. (s.f.). *LICENCIATURA DE GEOLOGÍA - FACULTAD DE CIENCIAS DEPARTAMENTO DE EVOLUCIÓN DE CUENCAS*. Obtenido de Analisis Morfometrico de Clastos: <http://cuencas.fcien.edu.uy/cursos/materiales/Pract%205%20sedi2011.pdf>
- Ahmed, T. (2010). fundamentals of rock properties. En *Reservoir Engineering Handbook* (pág. capitulo 4). elsevier.
- Alejandra Montijo González, u. d. (s.f.). *CALIZAS BAJO EL MICROSCOPIO*. Obtenido de universidad de sonora: <http://gaia.geologia.uson.mx/academicos/amontijo/carbonatadas/Introduccion.htm>
- Alonso, F. J. (2003). *Apuntes petrologia sedimentaria. Rocas Carbonatas: Dolomias*. Universidad de Oviedo, Faculta de Geología.
- Barredo, S. (s.f.). *Departamento de ciencias Geológicas*. Recuperado el marzo de 2015, de Facultad de ciencias exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: <http://introteo.gl.fcen.uba.ar/Introduccion/Tprocasyestrucsedim/TProcyestrucsediment.PDF>
- Barredo, S. (s.f.). *Rocas Sedimentarias*. Recuperado el abril de 2015, de "Introduccion a la Geología" y "Geología General": <http://introteo.gl.fcen.uba.ar/Introduccion/Tprocasyestrucsedim/TProcyestrucsediment.PDF>
- Bert, D. G. (2011). *Evaluación de la Energia Geotérmica en México*. México D.F.

- Blade, M. (s.f.). *Departament d'Enginyeria Química, Universitat Rovira i Virgili Tarragona*. Obtenido de SIMULACIÓN DE NITRÓGENO ADSORBIDO DENTRO DE CARBONOS POROSOS :
<http://www.etseq.urv.es/complex/posters/mblade.pdf>
- Blog de las geociencias y exploración*. (s.f.). Obtenido de
<https://explorock.wordpress.com/2011/05/01/deformacion-fragil-en-rocas-sedimentarias/>
- Br. Quereguan Marval., R. A. (2002). CARACTERIZACIÓN DIAGENÉTICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LAS SECCIONES “CHEJENDÉ” Y “LA AGUADA” EN EL OCCIDENTE DE VENEZUELA, ESTADO TRUJILLO. En U. C. Venezuela.
- C.R. Clarkson, N. S. (2013). Pore structure characterization of North American shale gas reservoirs using USANS/SANS, gas adsorption, and mercury intrusion. *fuel*, v.103.
- Carreno, A. L. (1980). Los Ostracodos de edad oligo-miocenica de la subprovincia Tampico- Mizantla, Area centro oriental de Mexico. *Universidad Nacional Autonoma de Mexico. Instituto de Geología Vol. 4*.
- Civan, F. (2007). *Porosity and permeability relationships of geological formations*. elsevier.
- Colombia, U. N. (s.f.). *Manual de Geología para ingenieros*. Recuperado el noviembre de 2014, de <http://www.bdigital.unal.edu.co/1572/12/geo09.pdf>
- Daniel J.K. Ross, R. M. (2009). The importance of shale composition and pore structure upon gas storage potential of shale reservoirs. *Marine and petroleum Geology* 26.
- Dávila, J. R. (s.f.). *Estudio Experimental del efecto de la porosidad de partículas sobre el proceso de secado en un lecho fluidizado a vacío empujado aire*. Puebla: Universidad de las Américas Puebla.
- Duque Escobar, G. (2003). *Universidad Nacional de Colombia, Manizales*. Recuperado el marzo de 2015, de Manual de geología para ingenieros:
<http://www.bdigital.unal.edu.co/1572/#sthash.thQkMGdu.dpuf>
- E. Benito, A. P. (1991). aplicación de la técnica porosimetría por intrusión de mercurio en el estudio de la porosidad de un conjunto de los suelos del NW de España. *Universidad de Santiago Compostela*.
- Ellis, P. M. (s.f.). *the Balcones escarpment: post-miocene carbonate Diagenesis of the lower Cretaceous Edwards group in the Balcones Fault Zone Area, South central Texas*. Obtenido de
https://www.lib.utexas.edu/geo/balcones_escarpment/pages101-114.html

- F. Chuang, S. C. (1989). Preferential propagation of pores during the formation of porous silicon: a transmission electric study.
- Galan, C. (1991). *Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado*. MUNIBE, Ciencias Naturales.
- Galan, C. (1991). *MUNIBE (ciencias naturales)*. Recuperado el marzo de 2015, de Discolution and karst development in siliceous and carbonate rocks: a comparative study: <http://www.aranzadizientziak.org/fileadmin/docs/Munibe/1991043072CN.pdf>
- García, D. B. (s.f.). *Universidad De Alicante*. Obtenido de Capítulo 3 Técnicas Y Métodos De Trabajo: http://rua.ua.es/dspace/bitstream/10045/9912/5/Benavente%20Garc%C3%ADa,%20David_4.pdf
- González, M. A. (s.f.). *Apuntes de petrología de rocas carbonatadas*. Recuperado el diciembre de 2014, de Universidad de Sonora: <http://www.geologia.uson.mx/academicos/amontijo/carbonatos/intro.htm>
- González, M. A. (s.f.). *Apuntes de Sedimentología: Petrología de rocas Detríticas*. Obtenido de Elementos texturales: <http://gaia.geologia.uson.mx/academicos/amontijo/detríticas/elementos.htm>
- Guillermo A. Narsilio, J. C. (s.f.). *Clasificación de suelos: Fundamento físico, prácticas actuales y recomendaciones*.
- Handford, D. C. (s.f.). *Micropaleontology in petroleum Exploration*.
- Hernández, C. J. (2001). Formación, ciclo del carbonato, propiedades, aplicaciones, distribución y perspectiva de la Mixteca Oaxaqueña. *Temas de Ciencia y Tecnología*, 3-14.
- Ibarra, R. M. (2009). *"Dolomitización y generación de porosidad vugular en la brecha k/T del campo Cantarel Zona Marina-Campeche"*. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- James M. Rine, E. S. (2013). Comparison of Porosity Distribution within Selected North American Shale Units by SEM Examination of Argon-ion-milled Samples. *AAPG Memoir 102*, p. 137-152.
- Knut Bjørlykke, J. J. (2012). Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoir. *AAPG Bulletin*, v. 96 no. 12.

- Lapierre, C. J. (2012). Estimation of kerogen porosity in source rocks as a function of thermal transformation: Example from the Mowry Shale in the Powder River Basin of Wyoming. *AAPG*, v. 96 no. 1 p. 87-108.
- Madrid, U. C. (2007-2015). *Atlas de Petrología Sedimentaria*. Obtenido de <http://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/rd/fab/index.html>
- Madrid, U. C. (s.f.). *Atlas de petrologia sedimentaria*. Obtenido de <http://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/rd/fab/index.html>
- Maisa A. Tunik, P. J. (2009). dolomitized tidal cycles in the agua de la Mula member or the agrio formation (lower Cretaceous). *Sedimentology ans basin analysis*, v.16 n 1.
- Malinverno, A. (2008). *Well Logging Principles and Applications*. Recuperado el enero de 2015, de Introduction to physical properties: [http://www.Ideo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Physical properties.pdf](http://www.Ideo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Physical%20properties.pdf)
- Martinez, J. M. (s.f.). *Universidad de Alicante*. Recuperado el enero de 2015, de Adsorcion Fisica de Gases y Vapores por Carbones: http://rua.ua.es/dspace/bitstream/10045/4291/4/adsorcion_fisica_2.pdf
- Miralles, A. A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Mohamed M El-Omla, H. A. (2012). Enviromental and Mineralogical Studies of the Sabkhas Soil at Ismailia. *Open Journal of Geology*, v.2, 165-181 .
- N.A. Solano, C. C. (2014). Applications of neutron Scattering Techniques for the Characterization of pore Structure and Fluids Interactions in Tight-Rocks. *GeoConvention, FOCUS* .
- National, g. R. (7° International conference & exposition on petroleum geophysics.). *micropaleontology in petroleum Exploración*.
- Nava, J. R. (2004). *Estudio experimental del efecto de la porosidad de partículas sobre el proceso de secado en un lecho fluidizado a vacío empleando aire* . Cholula, Puebla: Universidad de las Américas Puebla.
- Nelson, P. H. (2011). Pore-throat sizes in sandstones, silstones, and shales. *AAPG Bulletin* , v. 95 no. 8.
- Nelson, P. H. (2011). Pore-throat sizes in sanstone, silistone and shale. *AAPG Bulelletin*, v.95,no. 8 pp 1448-1453.
- Papa, D. C. (s.f.). *Atlas de estructuras sedimentarias*. Obtenido de Asociacion argentina de sedimentologia: <http://Atlasaas.blogspot.mx/p/qumicas.html>

- Patrimoni, E. (s.f.). *Tecnicas Analiticas para cuantificar la porosidad*. Obtenido de Microscopia Electronica: <http://www.fempatrimoni.cat/esp/tecnicas/SEM-es.htm>
- Peter A. Scholle, D. (s.f.). A color guide to the petrography of Carbonate Rocks: grains, Textures, Porosity, Diagenesis. *AAPG memoir 77*.
- R.M. Bustin, D. R. (2008). impact of shale properties on pore structure and storage characteristics. *Society of petroleum Engineers*.
- Ray J. Ambrose, R. C. (2010). New Pore-scale Considerations for Shale Gas-in-Place Calculations. *Society of Petroleum Engineers 131772*.
- Rebolledo, S. (s.f.). *Universidad de Chile, posgrado en Ciencias de la Tierra*. Obtenido de Descripcion Microscopica de Rocas Carbonatadas: http://mct.dgf.uchile.cl/AREAS/mine_mod231.pdf
- Reveco, L. A. (s.f.). *Universidad de Chile, modernizacion e integracion transversal de la enseñanza en pregrado en Ciencias de la Tierra*. Recuperado el marzo de 2015, de Modulo 3: Inducción a la descripcion de las rocas sedimentarias: http://file.script.org/Html/6-1210040_21388.htm
- Riga, D. B. (2005). *Complemento teorico de rocas sedimentarias clasticas*. Obtenido de Universidad Nacional de Cuyo: <http://www.icb.uncu.edu.ar.7upload/rocas%20CLASTICAS.pdf>
- Riga, D. B. (2005). *Universidad Nacional de Cuyo. Ciencias de la Tierra*. Obtenido de Complemento Teorico: Rocas sedimentarias clásticas: <http://www.icb.uncu.edu.ar/upload/ROCAS%20CLASTICAS.pdf>
- Robert G. Loucks, R. M. (2012). spectrum of pore types and networks in mudrocks and descriptive classification for matrix- related mudrock pores. *AAPG Bulletin*, 1071-1098.
- Rodriguez, M. R. (s.f.). *Analisis de las relaciones porosidad y permeabilidad en sedimentos no consolidados*. Decanto de estudios profesionales: Univerisdad S.
- S., F. A. (s.f.). *facultad de ingenieria UNAM*. Recuperado el enero de 2015, de apuntes a la introduccion a los registros geofisicos de pozo.: <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/1764/APUNTES%20DE%20INTRODUCCION%20A%20LOS%20REGISTROS%20GEOFISICOS%20DE%20POZOS.pdf?sequence=1>
- Sandoval, B. M. (2000). *Diagénesis de areniscas*. copyright.

- Santamarina, G. A. (s.f.). *Georgia Institute of Technology*. Obtenido de Clasificación de suelos: Fundamento físico, prácticas actuales y recomendaciones.: <http://materias.fi.uba.ar/6408/santamarina.pdf>
- sedimentaria, S. d. (s.f.). *imagenes*. Obtenido de <http://sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=98&3>
- Selley, R. C. (2000). Particle pore and permeability. En *applied of sedimentology* (pág. Capitulo 4). Londres: academi press.
- Selley, R. C. (2000). pore particle and permeability . En *Applied Sedimentology* (pág. capitulo 3). Academic Press.
- Silva, I. d. (2008). *La comunidad petrolera*. Obtenido de porosidad: <http://www.lacomunidadpetrolera.com/cursos/propiedades-de-la-roca-yacimiento/promedios-de-porosidad.php>
- Spalletti, D. L. (2006). *EVAPORITAS: Cátedra de Sedimentología*. Obtenido de presentación: <https://infogeologia.files.wordpress.com/2010/02/carbonatos.pdf>
- Tecnology, N. I. (2014). *SANS & USANS Data Reduction and Analysis national institute of standars and technology* . Obtenido de http://www.ncnr.nist.gov/programs/sans/data/red_anal.html
- Tierra, P. p. (2010). *VENTANAS AL UNIVERSO*. Obtenido de http://www.windows2universe.org/earth/geology/rocks_intro.html&lang=sp
- Valencia, U. P. (s.f.). *Servicio de Microscopia Electronica*. Obtenido de Microscopia Electronica de Transmisión: <http://www.upv.es/entidades/SME/info/753329normalc.html>
- Zarza, A. A. (s.f.). *Departamento de Petrologia y Geoquimica. Facultad de Ciencias Geológicas.Universidad Computense de Madrid* . Recuperado el febrero de 20015, de Petrologia sedimentaria, Notas de teoria tema 6: Rocas detriticas, componentes y caracterización.: <http://eprints.ucm.es/10119/1/157-302-1-PB.pdf>