



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-PETROFÍSICAS DE
YACIMIENTOS PETROLEROS EN ROCAS CARBONATADAS.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

INGENIERO PETROLERO

PRESENTA

CANCINO ORTEGA RODRIGO



DIRECTOR: ING. MANUEL VILLAMAR VIGUERAS

CD. UNIVERSITARIA, MÉXICO, D. F.

FEBRERO DEL 2005

m. 341145



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.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-PETROFÍSICAS DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN ROCAS CARBONATADAS.”

Tesis presentada por:

CANCINO ORTEGA RODRIGO

Dirigida por: Ing. Manuel Villamar Viguera

Jurado del examen profesional:

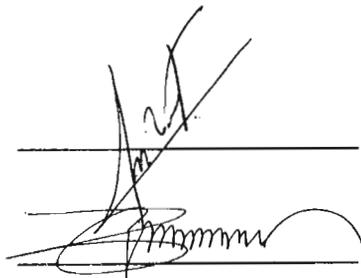
Presidente: Dr. Jorge A. Arévalo Villagrán

Vocal: Ing. Manuel Villamar Viguera

Secretario: Ing. Martín Carlos Velázquez Franco

1er. Suplente: Ing. Javier Arellano Gil

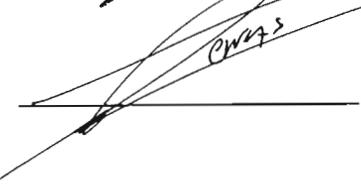
2do. Suplente: Ing. Martín Terrazas Romero



Handwritten signature of Dr. Jorge A. Arévalo Villagrán, President of the jury, written over a horizontal line.



Handwritten signature of Ing. Manuel Villamar Viguera, Vocal of the jury, written over a horizontal line.



Handwritten signature of Ing. Martín Carlos Velázquez Franco, Secretary of the jury, written over a horizontal line.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1243

SR. RODRIGO CANCINO ORTEGA

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Manuel Villamar Vigueras y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Petrolero:

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-PETROFÍSICAS DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN ROCAS CARBONATADAS

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

- I CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS**
 - II CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS**
 - III YACIMIENTOS PETROLEROS MEXICANOS EN ROCAS CARBONATADAS**
 - IV CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 12 de noviembre de 2004

EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB/JAGC*gtg

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Cancho Ortega Rodrigo

FECHA: 18 Febrero 2005

FIRMA:

AGRADECIMIENTOS

Primero y antes que a todos a Dios, que me ha prestado la vida para convertirme en lo que ahora soy, y que al parecer es algo de provecho, con un futuro digno, de aquel que elige el camino del conocimiento y de la humildad.

A mis padres, que me han dado la vida y cada uno con su forma distinta y peculiar de verla, me han transmitido los valores que han formado mi carácter y personalidad, siempre dándome su cariño y su entero apoyo a través de mi caminar.

A mi abuelucas que es el nombre de cariño como me dirijo a ella, por que me ha regañado más que cualquier persona que conozco, por que me ha cuidado como si fuera mi propia madre, con firmeza y seguridad, pero con cariño y honestidad, y sobre de todas las cosas porque me ha dado la paz.

A mis hermanos, protectores de mi persona, cómplices en algunas de mis acciones y otras veces verdugos con mis pensamientos, pero fieles a guiarme por un camino que creen mejor para mi.

A mis tíos y a mis primos, que con juegos y regaños me han enseñado el valor de la unión familiar, y que en todo momento han mostrado su apoyo, su confianza y su interés en mi bienestar.

A mi novia, por el amor y la confianza que me da, por la paciencia que me tiene, por que sólo ella me sabe escuchar, por que es con ella que encuentro el camino y con ella lo he de andar.

A la familia de mi novia a todos y a cada uno les doy las gracias pues me abrieron las puertas de su hogar, me brindaron su confianza y apoyo. No los voy a defraudar.

A mis fieles amigos de la preparatoria y que aún después de toda una larga carrera, siguen mostrando su amistad desinteresada y su lealtad.

A todos mis amigos de la carrera, que me ayudaron con sus conocimientos y sobre todo con su amistad.

A mis maestros que gracias al trabajo que realizan, muchos estudiantes como yo, podemos conseguir logros tan importantes como éste lo es.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, que desde mi infancia a los 8 o 9 años me aceptó, y desde ese entonces me ha cultivado en la música, en el deporte, me enseñó las matemáticas y la literatura, me enseñó las artes y me dió educación. La universidad me abrió las puertas a un mundo superior y se convirtió en mi hogar, hasta el fondo de mi corazón.

CONTENIDO

	Pag.
LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABLAS.....	iv
RESUMEN.....	v
INTRODUCCIÓN.....	vi
I. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	1
I.1. COMPONENTES DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	2
I.2. CLASIFICACIONES DE ROCAS CARBONATADAS.....	5
I.3. ORIGEN DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	11
I.4. DIAGÉNESIS EN LAS ROCAS CARBONATADAS.....	25
II. CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	33
II.1. POROSIDAD.....	34
II.2. PERMEABILIDAD.....	50
II.3. PRESIÓN CAPILAR - SATURACIÓN DE FLUIDOS.....	56
II.4. FRACTURAMIENTO.....	73
III. YACIMIENTOS CARBONATADOS EN MÉXICO.....	96
III.1. REGIÓN MARINA NORESTE.....	98
III.2. REGIÓN MARINA SUROESTE.....	101
III.3. REGIÓN NORTE.....	106
III.4. REGIÓN SUR.....	111
IV. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	126
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA.....	130
GLOSARIO TÉCNICO.....	134

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura I.1 Características exteriores de ooides vistos bajo el microscopio binocular (Bahamas).....	3
Figura I.2 Peloides (probablemente pellets fecales) cementados por calcita...4	4
Figura I.3 Vista esquemática de los mares epicontinentales (epéiricos) y pericontinentales (de plataforma).....	13
Figura I.4 Distribución general de los ambientes marinos someros en el Golfo de México y el Mar Caribe. Tomada de Davis (1992).....	14
Figura I.5 Las facies que Irwin presenta en su teoría de la sedimentación de las plataformas carbonatadas (1965).	16
Figura I.6 Esquema de un arrecife costero.	20
Figura I.7 Esquema de un arrecife de barrera.	20
Figura I.8 Esquema de un atolón.....	20
Figura I.9 Esquema de un arrecife para ejemplificar su morfología.	21
Figura I.10 Esquema de los diferentes tipos de roca encontradas en los arrecifes.....	24
Figura I.11 Esquema de un banco orgánico, mostrando su morfología.	24
Figura I.12 Regiones donde se desarrollan los carbonatos actualmente.....	26
Figura II.1 Esquema de comparación entre un empaque cúbico y un empaque romboédrico.....	35
Figura II.2 Tipos de porosidad presentados por Archie (1952).....	40
Figura II.3 Fotografía de una roca del Tipo I (Cristales compactos).....	40
Figura II.4 Fotografía de una roca del Tipo II (Matriz blanquizca).....	41
Figura II.5 Fotografía de una roca del Tipo III (Granular).....	41
Figura II.6 Ascenso capilar de la interfase agua-petróleo.....	57
Figura II.7 Presión en diferentes puntos de la zona de ascenso capilar y la interfase libre.....	58
Figura II.8 Idealización de un medio poroso heterogéneo.	60
Figura II.9 Presión en diferentes puntos de la zona de ascenso capilar.	61
Figura II.10 Gráfica de Presión Capilar (curva de Drene).....	62
Figura II.11 Gráfica de Presión Capilar (curva de Imbibición).....	63
Figura II.12 Curvas de presión capilar con distribución de fluidos.....	64
Figura II.13 Relación entre los parámetros t , r y α en un bloque de la matriz..	72
Figura II.14 Gráfica de Presión Capilar (Modelo fenomenológico).....	72
Figura II.15 Gráfica de Presión Capilar (Modelo fenomenológico).....	73

Figura II.16 Relaciones geométricas entre las fracturas.....	75
Figura II.17 Ductilidad de rocas saturadas con agua como función de la profundidad.....	79
Figura II.18 Planos de fallas y direcciones principales de esfuerzos.....	82
Figura II.19 Relaciones entre el estado de esfuerzos y los histogramas de buzamiento.....	86
Figura II.20 Posible disposición de los sistemas de fracturas.....	88
Figura II.21 Diagramas típicos de orientación de fracturas.....	90
Figura II.22 Patrones de fracturas relacionados con pliegues.....	92
Figura II.23 Deformación discontinua dentro de un pliegue isopaco.....	95
Figura II.24 Tipos y orientaciones de fracturas teóricas.....	95
Figura III División de las regiones petroleras en México.....	97
Figura III.1 Ubicación del Complejo Cantarell.....	98
Figura III.2 Ubicación del Campo Ek-Balam.....	99
Figura III.3 Ubicación del Campo Ixtoc.....	99
Figura III.4 Ubicación del Campo Ku-Maloob-Zaap.....	100
Figura III.5 Ubicación del Coplejo Abkatún-Pol-Chuc.....	101
Figura III.6 Ubicación del Campo Caan.....	102
Figura III.7 Ubicación del Campo Ixtal.....	102
Figura III.8 Ubicación del Campo May.....	103
Figura III.9 Ubicación del Campo Och, Uech y Kax.....	104
Figura III.10 Ubicación del Campo Sinán.....	104
Figura III.11 Ubicación del Campo Taratunich.....	105
Figura III.12 Ubicación del Campo Arenque.....	106
Figura III.13 Ubicación del Campo Cópite.....	107
Figura III.14 Ubicación del Campo Mata Pionche.....	108
Figura III.15 Ubicación del Campo Mecayucan.....	108
Figura III.16 Ubicación del Campo Poza Rica.....	109
Figura III.17 Ubicación del Campo San Andrés.....	110
Figura III.18 Ubicación del Campo Tamaulipas-Constituciones.....	111
Figura III.19 Ubicación del Campo Agave.....	111
Figura III.20 Ubicación del Complejo Antonio J. Bermúdez.....	112
Figura III.21 Ubicación del Campo Bellota.....	113
Figura III.22 Ubicación del Campo Cactus, Níspero y Río Nuevo.....	114
Figura III.23 Ubicación del Campo Caparroso - Pijije - Escuintle.....	114
Figura III.24 Ubicación del Campo Cardenas.....	115
Figura III.25 Ubicación del Campo Carmito.....	116
Figura III.26 Ubicación del Campo Catedral.....	116

Figura III.27 Ubicación del Campo Chiapas-Copanó.....	117
Figura III.28 Ubicación del Campo Chinchorro.....	117
Figura III.29 Ubicación del Campo Edén-Jolote.....	118
Figura III.30 Ubicación del Campo Giraldas.....	119
Figura III.31 Ubicación del Campo Jacinto.....	119
Figura III.32 Ubicación del Campo Jujo-Tecominoacán.....	120
Figura III.33 Ubicación del Campo Luna-Palapa.....	121
Figura III.34 Ubicación del Campo Mora.....	121
Figura III.35 Ubicación del Campo Múspac.....	122
Figura III.36 Ubicación del Campo Paredón.....	123
Figura III.37 Ubicación del Campo Sen.....	123
Figura III.38 Ubicación del Campo Sitio Grande.....	124
Figura III.39 Ubicación del Campo Yagual.....	125

LISTA DE TABLAS

	Pag.
Tabla I.1 Clasificación de rocas carbonatadas por Dunham (1962).....	6
Tabla I.2 Los once tipos principales de rocas carbonatadas de Folk (1962).	7
Tabla I.3 Clasificación de rocas carbonatadas por Folk (1962).....	9
Tabla I.3' Clasificación de rocas carbonatadas por Embry y Klován (1971).	10
Tabla I.4 Tipos de rocas carbonatadas de un arrecife.....	22
Tabla I.5 Energía y aporte de sedimentos, por diversos constructores.....	23
Tabla II.1 Clasificación de la porosidad en rocas carbonatadas presentada por Choquette y Pray (1970).....	45
Tabla II.1' Estructuras del espacio poroso.	46
Tabla II.2 Porosidad interpartícula presentada por Lucia (1983).....	47
Tabla II.3 Porosidad vugular presentada por Lucia (1983).....	48
Tabla II.4 Las diferentes Clases petrofísicas propuestas por Lucia (1983).....	70
Tabla II.5 Características de la deformación de las rocas.	77
Tabla II.6 Clasificación de los sistemas de fracturas Naturales.....	83
Tabla II.7 Clasificación de fracturas Experimentales y Naturales.....	83
Tabla II.8 Geometría de las Fracturas dentro de los pliegues.....	91

RESUMEN.

Este trabajo consta de cuatro capítulos, en los que se describen: la composición de las rocas carbonatadas, sus orígenes, los ambientes propicios para que se desarrollen, los procesos diagenéticos a los que se ven sometidas, agrupando estos aspectos en características geológicas de los carbonatos; de igual forma, se describen conceptos de: porosidad, permeabilidad, presión capilar y fracturamiento, integrándolos como características petrofísicas de los carbonatos. Se describen las características geológicas y petrofísicas más importantes para el estudio de los yacimientos petroleros en rocas carbonatadas, de acuerdo al interés de la Ingeniería Petrolera; también se describen algunos de los yacimientos petroleros más importantes de nuestro país, productores en tal tipo de sedimentos. Al final se presentan las conclusiones y recomendaciones; y se incluye un glosario técnico de aspectos geológicos.

INTRODUCCIÓN.

Actualmente, en las cuencas petroleras del mundo, los yacimientos carbonatados aportan una gran cantidad de hidrocarburos, mayor aún que los yacimientos en rocas clásticas. Los rangos de producción más sustanciales se presentan en yacimientos carbonatados.

En México existe una gran cantidad de yacimientos carbonatados, un ejemplo es el Complejo Cantarell, que es el yacimiento más importante en México por sus elevados rangos de producción y por la enorme cantidad de hidrocarburos que contiene y que ha producido.

Por las razones mencionadas, es de suma importancia que el Ingeniero Petrolero conozca lo más posible acerca de estos yacimientos, ya que la mayor parte de la producción de hidrocarburos en México se obtiene y se seguirá obteniendo de yacimientos en rocas carbonatadas.

Para entender mejor tales yacimientos y establecer los procesos más eficientes y óptimos en su explotación, se requiere conocer integralmente a la roca que los constituye; para ésto se necesita un estudio profundo de las características de las rocas carbonatadas, desde su origen, su permeabilidad, su porosidad y otras propiedades que pueden contener; todas importantes para la óptima explotación de hidrocarburos; por lo que dicho trabajo deberá comprender las características tanto geológicas como petrofísicas más importantes para el estudio de los yacimientos petroleros en rocas carbonatadas, desde el punto de vista de interés del Ingeniero Petrolero. Con este objetivo se preparó este trabajo.

I. Características Geológicas de las Rocas Carbonatadas.

1.1. Componentes de las rocas carbonatadas. ⁽¹⁾

Las calizas están constituidas por tres miembros externos:

- Agregados carbonatados discretos o "aloquemas".
- Fango de calcita microcristalina (micrita).
- Cemento de calcita espática (esparita).

➤ Aloquemas o aloquímicas.

Se propuso el término "aloquema" de "allo" que significa "fuera de lo común" y "quema", abreviatura de precipitado químico, para indicar que no se trata de precipitados comunes.

Dentro de las aloquemas hay cuatro tipos que nos interesan:

Intraclastos: El término "Intraclastos" ha sido empleado por Folk para describir fragmentos de sedimentos carbonatados, en general débilmente consolidados y semicontemporáneos, que han sido erosionados de partes adyacentes del fondo del mar y redepositados para formar un nuevo sedimento.

Fósiles (bioclastos): Son partículas esqueléticas derivadas de las partes duras de los organismos, son muy importantes dentro de las rocas carbonatadas, ya que no solo actúan como uniones entre crecimientos continuos de algas, sino que también como agentes de depositación y entrapamiento de lodo carbonatado. Los principales son: algas, foraminíferos, ostrácodos, espículas de esponjas, corales, briozoarios, trilobites, equinodermos, moluscos y braquiópodos.

Oolitas: Son partículas carbonatadas casi esféricas que presentan una estructura concéntrica interna, y con diámetros que varían entre 0.25 a 2.00 milímetros. Estas estructuras se originan por la acción del oleaje y corrientes marinas o litorales continuas en lugares donde se presenta una depositación rápida de calcita, el crecimiento a partir de un núcleo, que puede ser un fragmento fósil, un pellet o un grano detrítico. Una oolita puede formarse a

⁽¹⁾ Referencias al final.

través de diferentes ciclos de abrasión alternando con crecimiento en el mismo lugar del depósito.

El crecimiento probablemente ocurre por precipitación a partir de soluciones como en el caso de las estalactitas. En las Bahamas, las oolitas se desarrollan en canales de marea y corrientes o en dunas submarinas cerca de la costa donde se presenta una alta energía. En la Figura I.1 se pueden apreciar algunos ejemplos de oolitas.

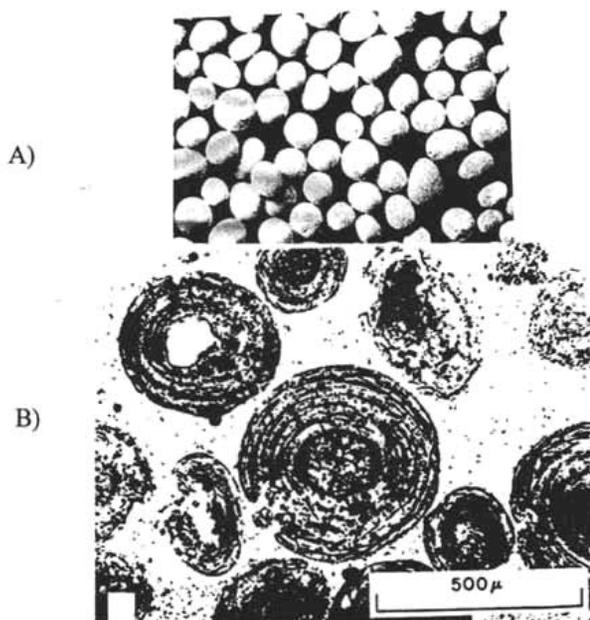


Figura I.1 A) Características exteriores de ooides vistos bajo el microscopio binocular (Bahamas). B) Microfotografía de secciones de ooides, los núcleos son de cuarzo (Mar Rojo). Tomadas de Friedman (1971).

Pelotillas (pellet): Estos cuerpos son agregados redondeados, esféricos, elípticos u ovoides de fango de calcita microcristalina, desprovistos de toda estructura interna. En cualquier roca muestran una uniformidad notable de forma y tamaño; variando entre 0.03 mm y unos 0.15 mm. Aunque los tamaños más comunes sean de 0.04 a 0.08 mm. Probablemente consisten de pelotillas fecales de invertebrados, según se deduce de su tamaño y forma constantes y su alto contenido de materia orgánica.

Cabe aclarar que la diferencia entre pelotilla e intraclasto es tan sólo descriptiva, cualquier grano o partícula mayor a un tamaño dado, o con estructura interior compleja se denomina intraclasto. En la Figura I.2 se pueden apreciar algunos ejemplos de peloides.

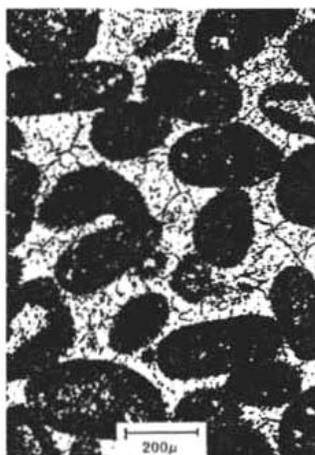


Figura I.2 Peloides (probablemente pellets fecales) cementados por calcita. Tomada de (Bathurst, 1971).

➤ ***Fango de calcita microcristalina (micrita).***

Este tipo de carbonatos está formada por granos de 1 a 4 micrones de diámetro, son generalmente translúcidas y con un tono parduzco en secciones delgadas. En ejemplares de mano es un material opaco o de granos ultrafinos que forman el grueso de las calizas "litográficas" y pueden variar de color blanco a gris azulado y gris parduzco casi negro. Se considera que el fango microcristalino carbonatado se forma principalmente por rápida precipitación química o bioquímica en el agua de mar, que se asentó en el fondo, y sufriendo, a veces posteriormente, una deriva debida a corrientes débiles.

➤ ***Cemento de calcita espática (esparita).***

Este tipo de calcita forma generalmente granos o cristales de 10 micras o más de diámetro, y se distingue de la caliza microcristalina por su claridad, así

como por el tamaño mayor de sus cristales. El nombre espato alude a su claridad relativa, tanto en secciones delgadas como en ejemplares de mano. La calcita espática generalmente se forma como un simple cemento que llena los poros, precipitando en el lugar, dentro del sedimento. El tamaño de los cristales espáticos depende del espacio poroso y de la rapidez de la cristalización, pero hay casos en que la caliza espática no es un precipitado original, sino que se ha formado por la recristalización de granos carbonatados más finos o de calcita microcristalina.

1.2. Clasificaciones de rocas carbonatadas. ⁽¹⁾

Existen cuatro clasificaciones de mayor uso en la actualidad, cada una se enfoca o hace énfasis en un aspecto diferente, pero las tres se fundamentan en la clasificación de Dunham, basada en la textura, y es la más ampliamente usada.

Las clasificaciones son:

- Clasificación de Dunham (1962).
- Clasificación de Folk (1962).
- Clasificación de Embry y Klovan (1971).
- Clasificación por tamaño de grano.

➤ Clasificación de Dunham (1962)

Una de las ventajas de esta clasificación es que teniendo una muestra de roca es fácil identificarla de acuerdo a uno de los siete términos básicos que propone Dunham, y unos pocos que resultaron de modificaciones posteriores a este trabajo.

Los términos de Dunham son presentados a continuación:

Mudstone: Este es el término para las rocas que a simple vista se detecta que en su mayoría están formadas por lodo carbonatado, los granos (fósiles, ooides, etc.) son menos del 10 % de la roca.

Wackestone: En este caso los granos ya son un porcentaje mayor al 10 % de la roca, y están soportados por lodo, esto es como si flotaran en una matriz de lodo.

Packestone: Tiene una gran cantidad de granos con lodo entre ellos, pero aquí ya no son soportados por el lodo sino por granos, esto es que ya no parecen flotar sino que están apoyados unos con otros.

Grainstone: La cantidad de granos es superior a la de una packestone, con esparita entre ellos y con muy poco o sin nada de lodo (fango microcristalino).

Boundstone: Los componentes orgánicos originales se consolidan en la roca desde su depositación (como son colonias de corales y estromatolitos).

En la Tabla I.1 se muestra la clasificación de Dunham en forma práctica.

La textura original del depósito es reconocible				La textura no se reconoce		
Los componentes originales no están soldados			Componentes soldados		C A R B O N A T O S	
Contiene lodo		Sin lodo		C R I S T A L I N O S		
Sostenida por lodo		Sostenida por granos				
% Granos vs Matriz		P A C K S T O N E	G R A I N S T O N E			B O U N D S T O N E
<10% Granos	>10% Granos					
M U D S T O N E	W A C K E S T O N E					

Tabla I.1 Sistema de clasificación de rocas carbonatadas ideado por Dunham (1962).

➤ Clasificación de Folk (1962)

Se puede hacer una división práctica en tres familias principales de calizas determinando las diferentes proporciones de los tres miembros externos. En la Tabla I.2 se puede observar la clasificación de acuerdo a estas familias.

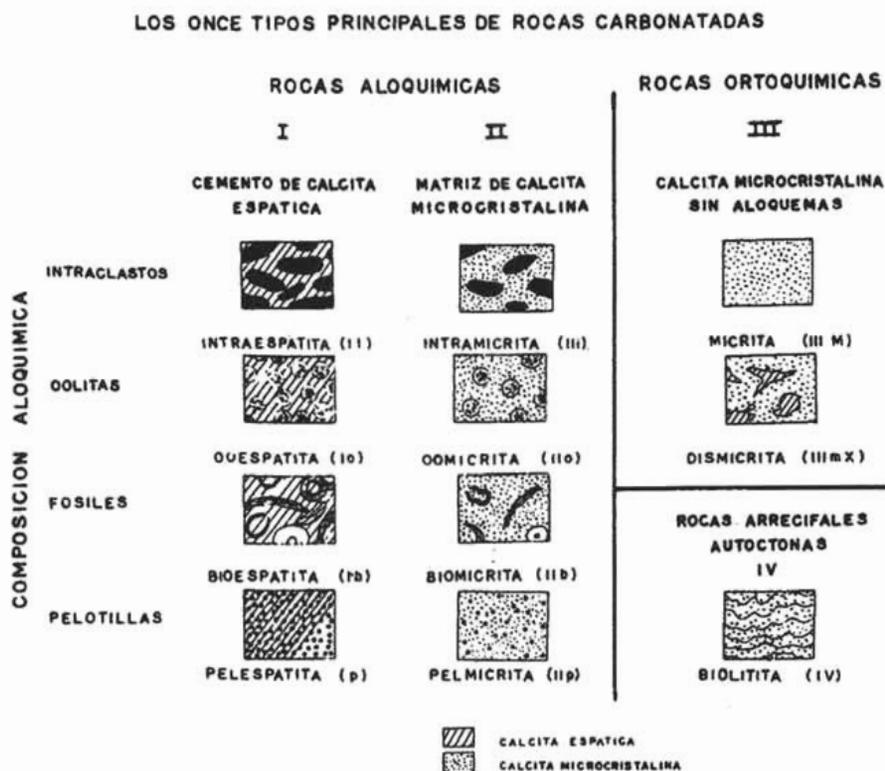


Tabla I.2 Los once tipos principales de rocas carbonatadas de Folk (1962).

Las aloquemas o aloquímicos representan la estructura de la roca e incluyen las conchas, oolitas o pelotillas (pellets) que constituye la parte principal de la mayor parte de las calizas. El fango microcristalino representa una "matriz" del tamaño de arcilla cuya presencia significa falta de corrientes vigorosas, así como la presencia de una matriz de mineral arcilloso indica un lavado pobre. El cemento de calcita simplemente llena los espacios porosos de la roca donde

el fango microcristalino ha sido deslavado o no estaba disponible, así como las areniscas porosas no arcillosas se cementan con precipitados químicos, tales como cementos de calcita o cuarzo. De aquí que las propiedades relativas de fango microcristalino y de cemento de calcita espática sean un rasgo importante de las rocas, puesto que muestran el grado de "clasificación" o el vigor de la corriente del ambiente en forma análoga a la madurez textural en las areniscas.

Las tres familias son las siguientes, mismas que se detallan en la Tabla I.2.

- I. Rocas aloquímicas espáticas.
- II. Rocas aloquímicas microcristalinas.
- III. Rocas microcristalinas.

I. Rocas aloquímicas espáticas.

Consisten principalmente de constituyentes aloquémicos cementados por calcita espática. En estas rocas las partículas sólidas (Intraclastos, oolitas, fosiles y pelotillas) han sido apiñadas por corrientes poderosas o suficientemente persistentes para cernir y retirar cualquier fango microcristalino, que de otro modo podría haberse acumulado como matriz, y los poros intersticiales han sido llenados más tarde por un cemento de caliza espática precipitada directamente.

II. Rocas aloquímicas microcristalinas.

Estas rocas también contienen aloquemias, pero en este caso las corrientes no fueron lo bastante fuertes o persistentes para cernir y retirar el fango microcristalino que permaneció como matriz; la caliza espática es muy subordinada o escasa, debido simplemente a que no hubo espacio poroso disponible en el que se formara.

III. Rocas microcristalinas.

Estas representan el tipo opuesto al primer grupo, en tanto que consisten casi completamente de fango microcristalino con muy poco o nada de materia aloquímica. Estas rocas implican tanto una rápida precipitación como la

ausencia de corrientes fuertes y persistentes. Texturalmente equivalen a las arcillas de las rocas terrígenas.

Estas son las tres familias que se determinan con base en el contenido de sus miembros externos, pero debido a que algunas calizas están en parte, constituidas por estructuras orgánicas que crecieron in situ y formaron una masa coherente y resistente durante su crecimiento, tales como los biohermas, se clasifican en una cuarta familia debido a su modo de génesis único, y estas rocas son denominadas *Biolitas*.

En la Tabla I.3 se presenta la clasificación para rocas carbonatadas de Folk de manera práctica y resumida.

Composición volumétrica de aloquímicos	> 10 % de Aloquímicos		< 10 % de Aloquímicos		Rocas biohermales.
	Calcita espática > Matriz micrítica	Matriz micrítica > Calcita espática	1- 10 % Aloquímicos	< 1% Aloquímicos	
> 25 % Intraclastos	Intraparrudita Intraespartita	Intramicrodita Intramicrocrista	A b u n d a n t e s	Intraclastos Micrita con intraclastos	Organismos en posición de crecimiento
< 25 % Ooides	Oosparrudita Oospartita	Oomicrodita Oomicrocrista		Ooides Micrita con oolitas	
Interaclastos	> 31	Bioespartudita Biospartita	A l o q u í m i c o s	Fósiles: Micrita fosilífera	presenta Dismicrita
	31	Biopelspartudita Biopelspartita		Peloides: Micrita pelotífera	
	< 13	Pelspartita			

Tabla I.3 Sistema de clasificación de rocas carbonatadas ideado por Folk (1962).

➤ **Embry y Klovan en (1971).**

Embry y Klovan (1971), añadieron varios términos adicionales (Tabla I.3') a la clasificación de Dunham 1962, tanto para indicar tamaño de grano (floatstone y rudstone) como el tipo de crecimiento orgánico para el caso de los boundstones (bafflestone, bindstone y framestone).

CLASIFICACIÓN DE CALIZAS (DUNHAM MODIFICADO)											
Textura deposicional reconocible										Textura deposicional no reconocible	
Componentes originales no entrelazados durante el depósito								Componentes originales entrelazados durante el depósito			
Partículas menores a 2 mm						Partículas mayores a 2 mm alóctonas				BOUNDSTONE	
Soportado por lodo				Soportado por partículas				Soportado por lodo		Soportado por partículas	
< 10 % de partículas		> 10 % de partículas		> 10 % de lodo		< 10 % de lodo					
MUDSTONE		WACKSTONE		PACKSTONE		GRAINSTONE					
0-10%	10-20%	20-30%	30-40%	40-50%	50-60%	60-70%	70-80%	80-90%	90-100%		
MUDSTONE	MUDSTONE - WACKSTONE	WACKSTONE - MUDSTONE	WACKSTONE	WACKSTONE - PACKSTONE	PACKSTONE - WACKSTONE	PACKSTONE	PACKSTONE - GRAINSTONE	GRAINSTONE - PACKSTONE	GRAINSTONE	Caliza cristalina	
										Dolomia	
										Crecimiento primariamente vertical	
										Crecimiento primariamente horizontal	
										Crecimiento vertical y horizontal	
										BAFFLESTONE	BINDSTONE
											FRAMESTONE

Tabla I.3' Sistema de clasificación de rocas carbonatadas ideado por Embry y Klovan (1971).

Floatstone: 10 % o más de los granos son mayores a 2 mm de diámetro y la matriz es de lodo (como una packstone).

Rudstone: 10 % o más de los granos son mayores de 2 mm de diámetro y la matriz es de esparita (como una grainstone).

Bafflestone: Son las formadas por organismos que actúan como impidiendo el paso, (como brazos ramificados).

Bindstone: Estas contienen fósiles tubulares o laminares incrustados, formando intercalaciones durante su depositación.

Framestone: Formadas por organismos que construyen estructuras rígidas (como caparazones).

➤ **Clasificación por tamaño de grano.**

Esta es la más simple de las tres, y es frecuentemente usada, ya que divide a las calizas por su tamaño de grano de la siguiente manera:

- i. Si la mayoría de los granos son mayores a 2mm, entonces es una *Calcirudita*.
- ii. Si la mayoría de los granos se encuentran entre 2mm y 62 μ m, entonces es una *Calcarenita*.
- iii. Por último si la mayoría de los granos son menores a los 62 μ m, entonces se llama *Calclutita*.

1.3. Origen de las Rocas Carbonatadas. ^(2,3)

Ambientes sedimentarios.

El estudio de ambientes sedimentarios de rocas carbonatadas se ha basado principalmente en la geología marina, que incluye: procesos del suelo marino, dirección de corrientes de aguas frías y tropicales, tipos de depósitos que se originan en el mar, etc. Así como en la estratigrafía con la interpretación de ambientes sedimentarios antiguos.

En general se reconocen tres lugares de acumulación para sedimentos carbonatados:

- Mares epéiricos (plataforma Continental).
- Márgenes de plataforma.
- Cuencas oceánicas profundas.

Los ambientes carbonatados antiguos más ampliamente distribuidos son los mares epéiricos, los cuales se consideran precursores de los ambientes sedimentarios carbonatados recientes.

➤ ***Mares epéiricos (plataforma Continental).***

Estos mares se definen como áreas extensas en las partes centrales de los ancestrales continentes; tales como los que existieron en el cratón de Norteamérica durante el Paleozoico y el Cretácico. También se les conoce como epicontinentales (Figura 1.3).

Considerando la gran cantidad de calizas de origen marino, así como su abundancia en fósiles y estructuras primarias, es probable que la profundidad máxima de estos mares no fue más de 30 metros, con un gradiente muy bajo de 2cm/km en comparación con el promedio actual del talud en las plataformas continentales que es de 125cm/Km.

Debido a los niveles tan someros de los mares epéiricos, éstos no fueron afectados por las mareas lunares que en los océanos crean una turbulencia por mezcla de aguas, permitiendo solo la acción del oleaje por los vientos locales. También se considera que este tipo de ambiente fue un medio físicamente restringido y debido a la falta de influjo de la cuenca oceánica había una disminución de nutrientes, de tal forma que el desarrollo de los arrecifes era poco probable. Esto último parece indicar que los mares epéiricos estuvieron dominados por una sedimentación de partículas carbonatadas más que por el crecimiento arrecifal.

Los sedimentos carbonatados en la parte central de estos ambientes tienden a ser micríticos; mientras que hacia los márgenes dominan los tamaños de la arena, incluyendo fósiles, y en áreas someras son comunes los lodos peloidales. Dentro de las zonas de planicies de mareas y supramarea, se originaron depósitos de yeso y dolomita.

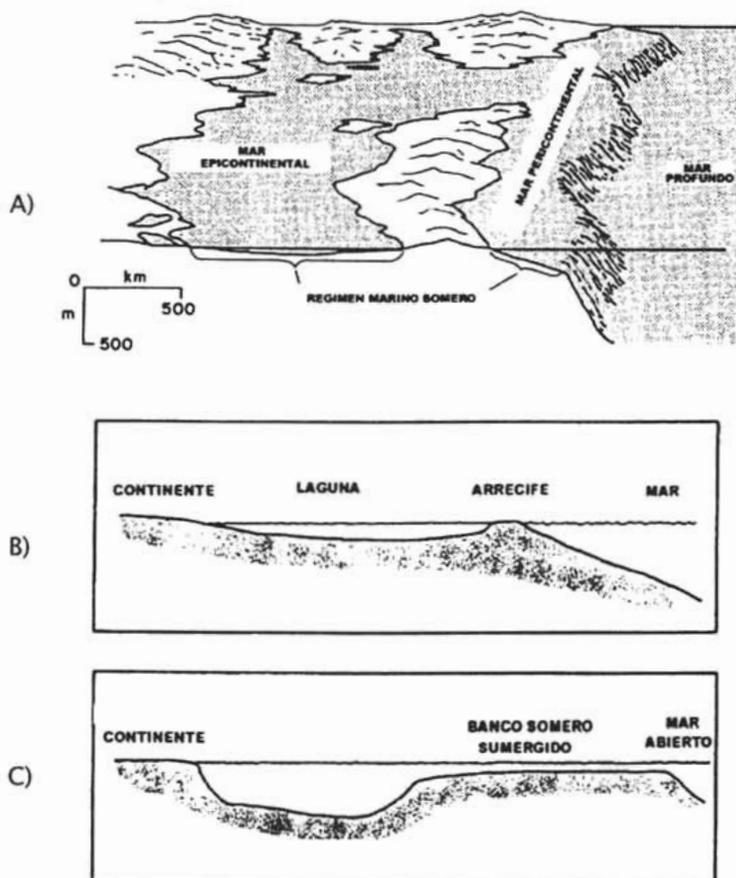


Figura I.3 Vista esquemática de los mares epicontinentales (epéiricos) y pericontinentales (de plataforma). A) Características generales; B) Laguna entre un margen de bloque continental y un arrecife; C) banco somero sumergido que es rodeado por aguas más profundas. Simplificado de Friedman (1978).

➤ **Márgenes de plataforma.**

Las condiciones ideales para el desarrollo de arrecifes se resumen principalmente en: a) aguas frías transportadas a lugares más cálidos y agitados, de tal forma que el CO_2 sea transportado o liberado; b) aguas frías elevadas de áreas oceánicas relativamente profundas y ricas en nutrientes, tales condiciones están presentes en las orillas de las plataformas continentales o en el inicio de la pendiente del talud continental.

Ejemplos actuales de este tipo de depósitos se tienen en los arrecifes del sureste de Florida, La Gran Barrera Arrecifal (the Great Barrier Reef.) a lo largo de la costa oeste de Australia, y los crecimientos arrecifales circulares (atolones) que rodean parcialmente muchos volcanes en latitudes bajas del Océano Pacífico. Arrecifes de plataforma en áreas marginales incluyen las plataformas de las Bahamas y Florida, el Golfo de Batamano al sureste de Cuba, el banco de Campeche y Yucatán, la plataforma continental de Honduras (Figura I.4) y la costa Trucial del Golfo Pérsico.

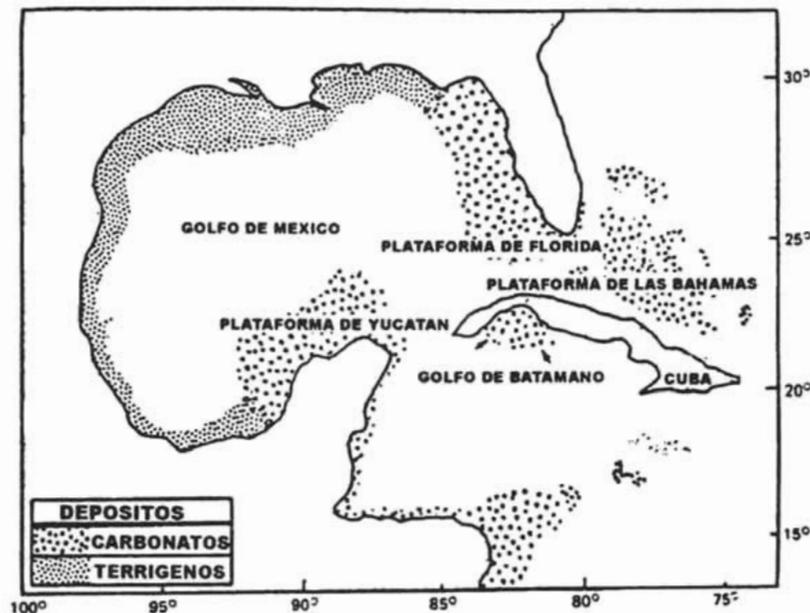


Figura I.4 Distribución general de los ambientes marinos someros en el Golfo de México y el Mar Caribe. Tomada de Davis (1992).

➤ *Cuencas oceánicas profundas.*

Una gran cantidad de sedimentos carbonatados recientes se tienen acumulados en las profundidades oceánicas. Los depósitos del Holoceno consisten de conchas de foraminíferos planctónicos como globigerina, partes duras de los coccolitofóridos y de moluscos planctónicos llamados pterópodos. Casi el 48% del piso oceánico está cubierto por sedimentos en los cuales los

restos de estos organismos forman por lo menos la tercera parte de las partículas.

Los mares epéiricos y los márgenes de plataforma forman la estructura conocida como plataforma marina.

Plataformas marinas.

Una teoría de la sedimentación de las plataformas marinas carbonatadas fue presentada por Irwin en 1965, se basa en un estudio de los carbonatos del paleozoico superior del depósito de Williston, en Norte América.

Dentro de la secuencia de las calizas en las plataformas marinas, como las del depósito de Williston, es posible definir tres importantes facies, que pasan lateralmente entre si, desde el centro del depósito a los márgenes, de la siguiente manera:

- i. Calcilitas: Clasificadas por biomicritas sin fósiles en su interior.
- ii. Grainstones: (fósiles y oolitos): clasificadas por packstones en su interior.
- iii. Calizas de pelotillas, dolomitas microcristalinas y evaporitas.

Irwin explica las relaciones de estas facies de la siguiente forma: si se considera una plataforma marina, esta consiste de dos superficies paralelas y horizontales, una es el nivel del mar y la otra es la base del nivel de oleaje. La sección transversal de la Figura I.5 muestra la pendiente desde el piso marino hacia la costa.

En la parte profunda del depósito, perteneciente a la base del oleaje, finos granos de lodo laminados quedaran establecidos fuera de la suspensión. La fauna generalmente se preservará *In situ* y sin fragmentos. Estas condiciones pueden extenderse por cientos de kilómetros cuadrados. Irwin denota esta región como la zona X.

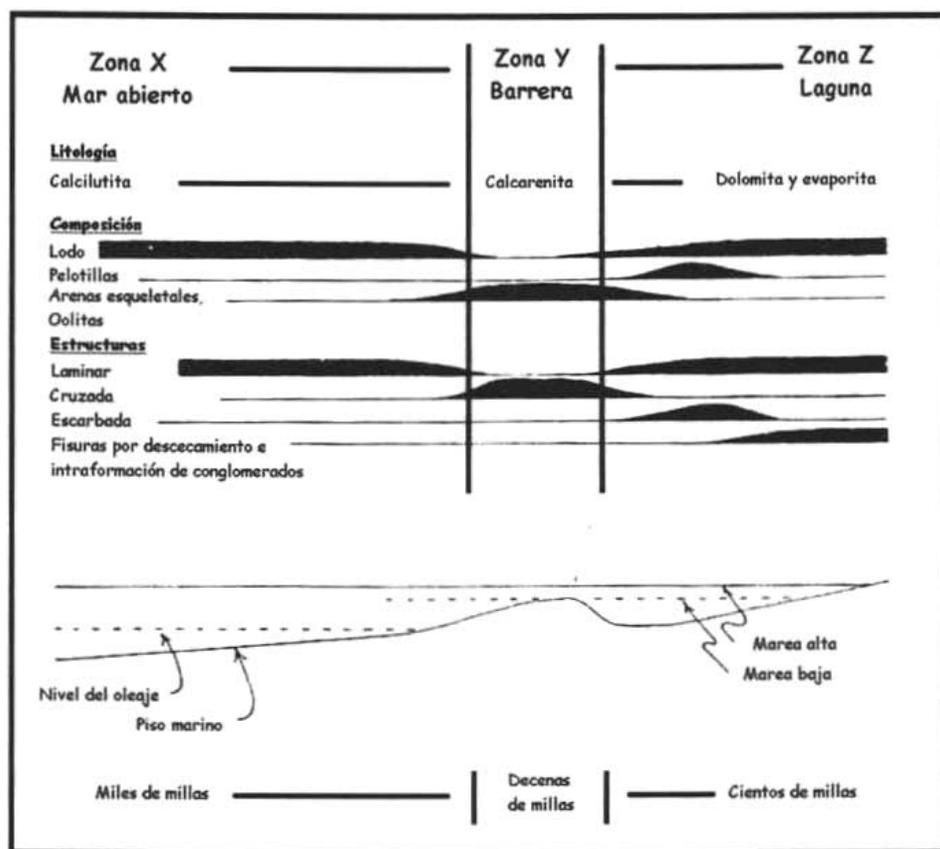


Figura I.5 Las facies que Irwin presenta en su teoría de la sedimentación de las plataformas carbonatadas (1965).

En dirección hacia la costa, donde la base del oleaje choca contra el piso marino, las condiciones turbulentas prevalecerán. Lodo calcáreo y fragmentos de conchas carbonatadas hasta arenas con fósiles pueden ser esparcidas por la energía del viento, pueden formarse oolitas. Estos depósitos son apilados formando montículos y barras, los cuales pueden ser comparados con los recientes bancos carbonatados. Esta región es denotada como zona Y, y en contraste con la zona X ésta facies ocurre como un cinturón paralelo a la costa y solo es de decenas de millas de ancho.

En la última región, a diferencia de la elevada energía de la Zona Y, se tiene una baja energía y por lo tanto las condiciones de laguna son la que dominan.

Son caracterizadas por esqueletos y pelotillas fecales, las cuales forman micritas (packstones y wackestones). En los lodos carbonatados donde la salinidad es alta se forman dolomitas y evaporitas, y esta es la región denotada por Irwin como la zona Z.

El estudio de Irwin muestra que muchos de los yacimientos mas grandes del mundo se forman en plataformas carbonatadas, y mediante su estudio se observa que la gran parte de las acumulaciones del aceite se llevan a cabo en montículos carbonatados y arrecifes asociados pertenecientes a la zona Y.

Hasta ahora se ha hablado de los ambientes sedimentarios de las rocas carbonatadas, en otras palabras, de los lugares y de las condiciones que estos tienen para que se acumulen este tipo de sedimentos, también se dividió a las plataformas marinas en tres regiones y esto es debido primeramente a que es en ellas en las que recae la mayor cantidad de sedimentos carbonatados, y en segundo lugar la división se hace de acuerdo con Irwin que muestra como estas tres regiones tienen características diferentes y por consecuencia sedimentos de diferente clase. Es tiempo de que ahora se habla de los tipos de depósito que forman estos sedimentos.

Tipos de depósitos carbonatados.

Sólo se mencionarán algunos de estos depósitos ya que existe una gran diversidad de ellos, y la finalidad de este capítulo es conocer algunas características de los carbonatos, así como su origen.

Siguiendo la división planteada por Irwin, en la zona Z, que pertenece a la región de la laguna, se pueden encontrar depósitos como los que se describen a continuación.

Acumulaciones de lodo calcáreo

Estas son áreas extensas de lodo calcáreo, se presentan en ambientes modernos y probablemente estuvieron ampliamente distribuidos en el pasado. El mineral primario es la aragonita y se presenta como granos en forma de

agujas de algunas micras de largo. Son comunes en áreas marinas someras protegidas del oleaje y corrientes, a una profundidad menor a los 4 metros.

El sustrato en estos ambientes es más bien estable con una capa gruesa de carpetas algáceas (*Thalassia*) y algas verdes (*Penicillus*, *Halimeda*). Son comunes también moluscos, los cuales constituyen la fracción más gruesa de los sedimentos. Aunque el sedimento está dominado por lodo, hay una fracción más gruesa de arenas finas.

Algunos autores consideran que el lodo es derivado principalmente del alga *Penicillus*, la cual produce partículas de aragonita en forma de aguja; sin embargo, la desintegración de conchas de moluscos puede producir el mismo efecto.

Típicamente estos depósitos presentan una bioturbación intensa por organismos y raíces. El resultado es una facie lodosa, masiva y sin estructura. Áreas extensas de plataformas están formadas por acumulaciones de pellets ovoides de probable origen fecal; sin embargo, debido a las alteraciones diagenéticas y dificultades en determinar el origen, estas estructuras se han denominado con el término pelolite o pellet.

Correspondiente a la zona Y, la cual es la de mayor importancia por los grandes yacimientos petroleros que se han encontrado en ella, se pueden encontrar arrecifes y bancos orgánicos.

Arrecifes.

El término arrecife fue aplicado originalmente para protuberancias rocosas en el piso marino, en las cuales los barcos llegaban a naufragar. Los arrecifes de corales representan en la actualidad un riesgo particular de la navegación en aguas tropicales.

Los geólogos han aplicado el término arrecife para referirse a lentes hechos de los esqueletos calcáreos de algunos organismos marinos de aguas someras.

Cummings (1932) clasificó los depósitos de esqueletos calcáreos en bioherma y biostroma.

- **Bioherma.**

Es un arrecife, o banco, o montículo, o cualquier otra estructura circunscrita que está constituida estrictamente por material de origen orgánico, intercalado en rocas de diferente litología.

- **Biostroma.**

Son aquellas estructuras sedimentarias que se depositaron completamente horizontales, construidos principalmente por organismos sedimentarios, y no ocasionan una elevación topográfica en el suelo marino, lo que significa que mas bien son como estratos o capas de rocas.

Existen muchos factores que determinan el crecimiento de los arrecifes modernos, y de forma similar los mismos factores ejercieron una influencia en los arrecifes del pasado.

Para que un arrecife pueda desarrollarse los factores necesarios son:

- a) **Temperatura del agua:** Para un crecimiento óptimo, la temperatura del agua debe ser alrededor de 25°C. El rango anual de temperatura en los arrecifes actuales es de 15 a 32°C.
- b) **Profundidad del agua:** Los de mayor crecimiento tienen lugar a 10 m de la superficie.
- c) **Salinidad:** Los arrecifes no toleran grandes fluctuaciones, la salinidad está entre 35,000 y 37,000 ppm.
- d) **Turbulencia y acción del oleaje:** El crecimiento de los arrecifes es favorecido por la intensa acción del oleaje, y por la ausencia de limos y arcillas.

Mediante la geometría, se han clasificado a los arrecifes en tres grupos como los más importantes, tomando en cuenta que se encuentran arrecifes en estados de transición de estos tres tipos:

Arrecifes litorales o costeros (fringing reefs): Son una franja plana y paralela a la costa, y con la peculiaridad de que en ellos no interviene una laguna, un esquema representativo se observa en la Figura I.6.

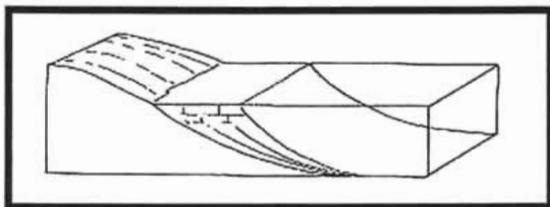


Figura I.6 Esquema de una arrecife costero.

Arrecife de barrera (barrier reefs): Estos también corresponden con una franja plana y también son paralelos a la costa; sin embargo, a este tipo de arrecife los separa una laguna de la costa, formando la barrera arrecifal, Figura I.7.

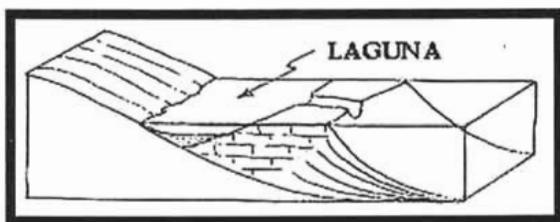


Figura I.7 Esquema de un arrecife de barrera.

Atolones (atolls): Estos arrecifes se encuentran en mar abierto y tienen una estructura circular, dentro de la cual se forma una laguna, se observa una representación en el esquema de la Figura I.8.

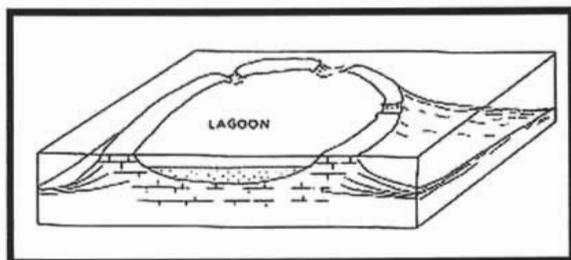


Figura I.8 Esquema de un atolón

En general, se puede dividir al arrecife en tres unidades morfológicas; tal como se observa en la Figura I.9

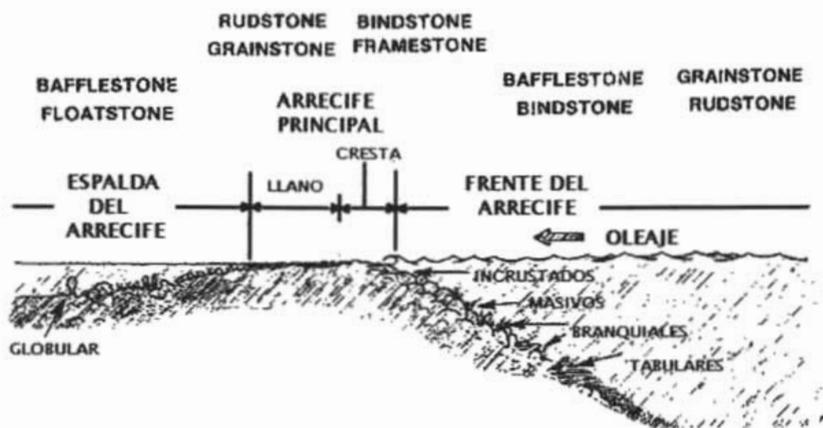


Figura I.9 Esquema de un arrecife para ejemplificar su morfología.

- *Frente del arrecife:* Es el área de crecimiento del arrecife bajo la profundidad efectiva de penetración de la luz (0-100 metros dependiendo de la latitud y la turbidez del agua). El sedimento en esta parte del arrecife está compuesto de gravas pobremente clasificadas y arenas derivadas de la desintegración arrecifal. En las partes más bajas ocurre cementación por cristales de carbonato fibroso, mientras que en las porciones superiores la cementación se lleva a cabo por un crecimiento algáceo, el tamaño de grano disminuye conforme la profundidad aumenta. Las rocas que se forman dependen de la profundidad, hasta 12m se encuentran bindstones y framestones, de 12 a 30m la mayoría son framestones pero se encuentran bindstones y bafflestones, y a más de 30m parecen ser bindstones, pero más bien se necesita un término especial para estas rocas.
- *Arrecife principal:* Por definición está compuesto de una estructura resistente de esqueletos de organismos calcáreos. La cima del arrecife se vuelve plana debido a que los organismos que lo forman no pueden sobrevivir periodos prolongados expuestos a condiciones subsuperficiales. También se sabe que esta parte del arrecife es constantemente erosionada y aplanada por la acción del oleaje, que

también provoca la aparición de canales, a veces se forman como túneles submarinos. Los principales elementos estructurales son los corales del tipo *Acropora palmata*, los cuales crecen casi 2 centímetros por año, así como detritos de grava y arena de acumulaciones de otros corales e hidrozoarios del tipo *Millepora alcicornis*, además de algas incrustantes. Las rocas que se forman pueden ser de un bindstone a un framestone en la cresta y grainstones y rudstones en el llano.

- **Espalda del arrecife:** Esta parte es la laguna del arrecife, y el suelo de la laguna esta formado por lodo calcáreo en las partes profundas y por arenas en las regiones someras y turbulentas. Los sedimentos están compuestos de pelotillas fecales, arenas de foraminíferos, arenas de algas corales y algas calcáreas, juntos con otras arenas de fósiles y con finas intercalaciones de lodo carbonatado. El tamaño del grano aumenta a través de la laguna y en dirección del arrecife, formando conglomerados debido a los restos orgánicos que se desprenden del arrecife y que son acarreados hacia la laguna por las tormentas. Las rocas que se forman pueden ser bafflestones, floatstones y ocasionalmente framestones, con una matriz de fósiles que van desde un wackestone a un packstone.

En la Tabla I.4 se muestra de manera esquemática como se forma el núcleo del arrecife a través de sus cuatro etapas de crecimiento, así como las rocas que se generan en cada una y qué tipo de constructores son los más comunes en cada caso.



Etapa	Tipo de roca	Diversidad de especies
Dominación	De bindstone a framestone	De baja a moderada
Diversificación	Framestone (bindstone) con matriz de mudstone a wackestone	Elevada
Colonización	De bafflestone a floatstone con matriz de mudstone a wackestone	Baja
Estabilización	De grainstone a rudstone (packstone a wackestone)	Baja

Tabla I.4 Tipos de rocas carbonatadas de acuerdo al crecimiento de un arrecife

En la Tabla I.5 se muestra el tipo de constructor y su aporte sedimentario, de acuerdo a la energía del oleaje.

Formas de crecimiento		Ambientes	
		Energía del oleaje	Sedimentación
	Ramificadas, delicadas	Baja	Alta
	Placas, delicadas, delgadas	Baja	Baja
	Globulares, columnares	Moderada	Alta
	Ramificados, robustos	De moderada a elevada	Moderada
	Domos, hemisféricos, irregulares, masivos	De moderada a elevada	Baja
	Incrustaciones	Intensa	Baja
	Tabulares	Moderada	Baja

Tabla I.5 Relación de la energía y el aporte de sedimentos, por diversos constructores

Clasificación de las calizas arrecifales

La clasificación más descriptiva y aceptada es una modificación de la clasificación de Dunham, y fue propuesta por Embry y Klovan de la Universidad de Calgary (1971), donde reconocen 2 tipos diferentes de calizas arrecifales. En la Figura I.10 se muestra una representación de éstas rocas carbonatadas, que según su división son:

Aloctonas: Son sedimentos de granos finos pero con dos categorías diferentes de acuerdo a las partículas largas.

- Si más del 10% de las partículas en la matriz de roca son más grandes de 2mm y están soportadas por la matriz, lo que se tiene es una floatstone.
- Si la roca está soportada por clastos, es una rudstone.

Autóctonas: Estas son más interpretativas:

- Los framestones contienen fósiles largos que construyen estructuras rígidas (como caparzones) en su matriz.
- Las bindstones contienen fósiles tubulares o laminares incrustados, formando intercalaciones durante su depositación
- Las bafflestones contienen fósiles cuyas formas entrapan sedimentos, como brazos o ramificaciones.

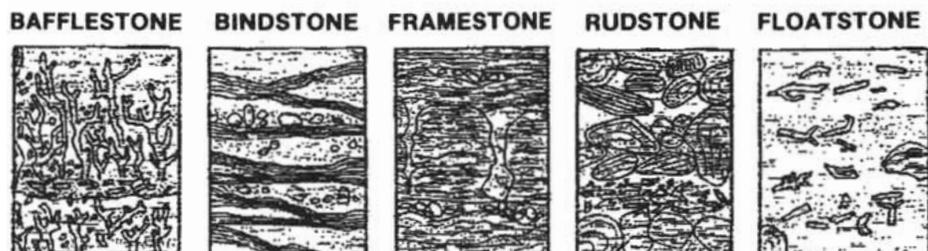


Figura I.10 Esquema de los diferentes tipos de roca encontradas en los arrecifes, de acuerdo a Embry y Klovan (1971).

Bancos orgánicos.

Estos bancos (Figura I.11) pueden ser locales y sólo de algunos metros de espesor; aunque pueden extenderse por cientos de kilómetros de largo y acumular gran cantidad de sedimentos carbonatados.



Figura I.11 Esquema de un banco orgánico, mostrando su morfología.

Las partículas detríticas biogénicas pueden acumularse por la acción del oleaje y corrientes, así como por entrapamiento especialmente por organismos bentónicos. Estos bancos orgánicos muestran una gran diversidad de formas y tamaños, dependiendo de la profundidad del agua, procesos locales, influjo terrígeno, etc. Las partículas esqueléticas incluyen: equinodermos, moluscos, algas, foraminíferos, briozoarios y corales. Los foraminíferos planctónicos llegan a ser abundantes en la plataforma externa y son buenos indicadores para determinar la profundidad. La bioturbación es muy intensa, excepto cuando se tienen marcas de oleaje o la estratificación cruzada.

En la figura I.12 se muestra un mapa con los sitios donde se encuentran en la actualidad todos estos depósitos de carbonatos.

1.4. Diagénesis en las rocas carbonatadas. ⁽⁴⁻⁶⁾

Son las alteraciones físicas, químicas o biológicas de los sedimentos dentro de una roca sedimentaria a temperaturas y presiones relativamente bajas que pueden resultar en cambios a la mineralogía y textura original de la roca.

Después de la depositación, los sedimentos son compactados debido al sepultamiento por estratos sucesivos, y cementados por minerales que se precipitan formando soluciones. Los granos de sedimento, fragmentos de roca y fósiles pueden ser remplazados por otros minerales durante la diagénesis. La porosidad usualmente decrementa en la diagénesis, excepto en casos raros como disolución de minerales y dolomitización.

Los cinco procesos más importantes de la diagénesis en las rocas carbonatadas son: cementación, neomorfismo, disolución, compactación y dolomitización.

La diagénesis puede ser *ortoquímica*, cuando la composición se mantiene, o *aloquímica* cuando existe adición o cambio en la composición química de la roca.

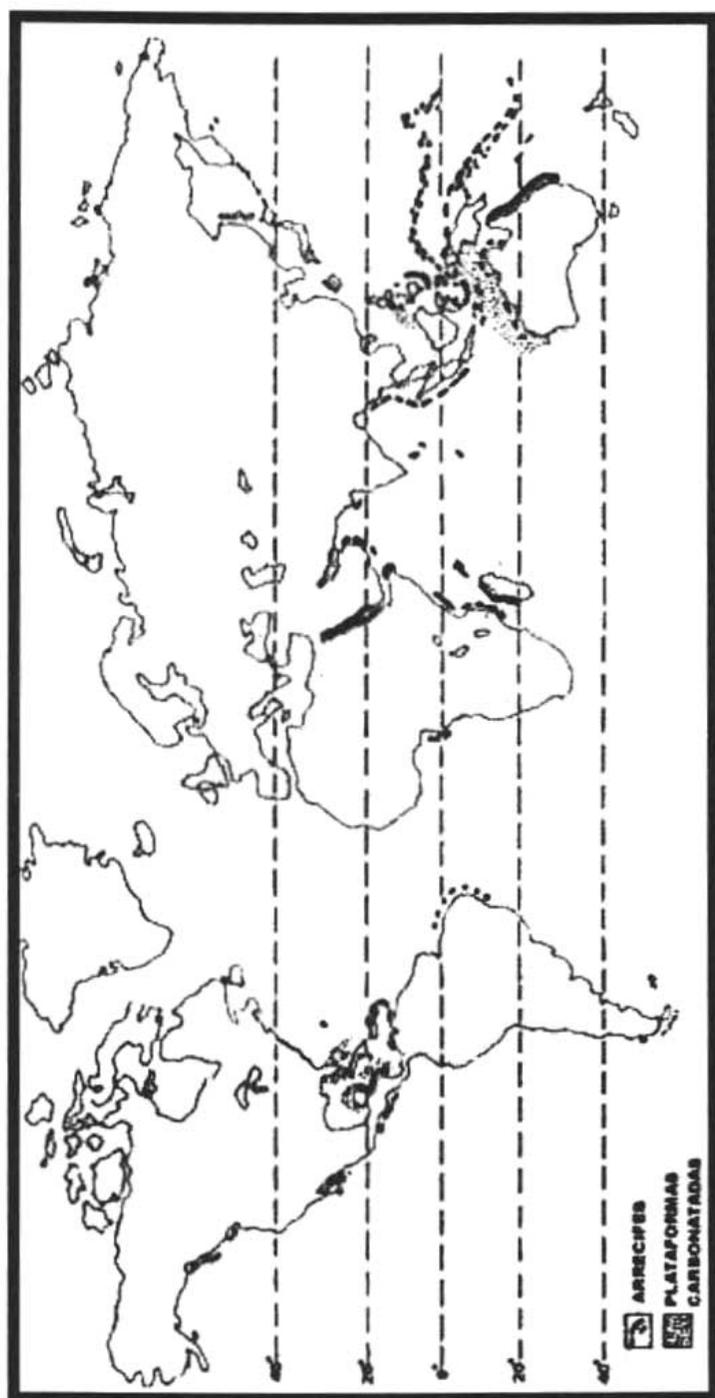


Figura I.12 Regiones donde se desarrollan los carbonatos en la actualidad.

La diagénesis también puede ser destructiva o constructiva.

Diagénesis destructiva

Se caracteriza por destruir o fragmentar el sedimento y puede producirse de las siguientes maneras:

- Por erosión biológica, que destruye partículas de carbonatos y el sustrato produciendo cavidades, ejemplo: organismos que perforan el sustrato.
- Por erosión mecánica, que es producida por abrasión y fracturamiento.
- Por disolución del carbonato de calcio en ambientes con bajo contenido en carbonato de calcio y controlado por las temperaturas bajas, altas presiones parciales del CO₂, bajo pH y aumento en la presión litostática.

Diagénesis constructiva

Se caracteriza por construir o formar el sedimento. La diagénesis constructiva se puede dividir en *isoquímica*, que es la diagénesis en la cual no hay cambios en la roca y la *aloquímica*, donde sí hay cambios en la roca original.

Diagénesis isoquímica

Dentro de la diagénesis isoquímica hay tres procesos:

- Cementación.
- Neomorfismo (transformación del mineral).
- Disolución selectiva.

➤ Cementación:

La cementación se produce cuando determinados materiales con alta capacidad cementante que son arrastrados en solución, consiguen atravesar los sedimentos permeables y depositarse entre sus poros. Cuando se produce la compactación, la cementación convierte a los materiales sedimentados en

rocas duras. Este proceso es uno de los más importantes en la formación de las rocas sedimentarias. Los materiales de cementación más comunes suelen ser carbonatos como la calcita, sílice e hidratos de hierro.

La cementación se puede dividir en dos etapas, la temprana y la tardía:

- **Cementación Temprana:** Durante la cementación temprana el cemento que se produce se denota como cemento tipo "A", el cual a su vez puede ser de dos clases:
 1. **Fibroso (o acicular):** cristales con ejes largos perpendiculares a las paredes de los poros o superficies de las partículas, que crecen hacia adentro de los poros, cristales café, con frecuencia fibras largas de aragonita, y fibras cortas de calcita magnésica.
 2. **Micrítico:** son cristales menores de 4 micras.

- **Cementación Tardía.** Durante la cementación tardía el cemento que se produce se denota como cemento tipo "B", el cual puede ser de cuatro clases:
 1. **Granular (blocky):** cristales anhedrales a subhedrales, generalmente entre de 10 y 60 micras; usualmente sin orientación preferencial.
 2. **Mosaico (drusy):** cristales anhedrales a subhedrales, usualmente mayores a 10 micras, los cristales crecen y aumentan de las paredes del poro hacia adentro, presentan uniformidad a luz polarizada y extinción no ondulada, los límites de los cristales son planos, y en la unión de tres cristales se forman un ángulo de 180 grados y dos menores a los 180 grados. Con frecuencia se acumula carbonato férrico en la unión de dichos cristales.
 3. **Fibroso radiaxial:** son cristales curvos que tienen una película laminar doble, tienen ejes ópticos convergentes y ejes largos divergentes en subcristales, el crecimiento es perpendicular a las paredes de los poros, presentan extinción ondulante y los contactos entre los cristales no son planos.

4. Sintaxial: Crecimiento sintaxial de aragonita o calcita en un núcleo existente, por ejemplo en cristales de equinodermos, moluscos y también corales.

➤ **Neomorfismo:**

Folk (1965) introduce el término neomorfismo, para incluir todas las transformaciones, de un mineral a sí mismo o a un polimorfo.

En otras palabras el neomorfismo es la transformación o cambio del mineral de carbonato de calcio, éste puede permanecer intacto o convertirse en un mineral polimorfo.

Existen dos aspectos importantes del neomorfismo: la transformación polimórfica de la aragonita a calcita y la recristalización de calcita a calcita. Ambos procesos toman lugar en presencia del agua, a través de disolución,-reprecipitación.

Neomorfismo agrandante: cristales grandes que crecen a expensas de cristales pequeños, el neomorfismo agrandante puede producir dos formas:

- a) Microesparita-pseudoesparita.
 - b) La calcitización de los fósiles de aragonita, ooides y cementos.
-
- a) Es común encontrar que los granos finos de las calizas, (menores a 4 μm) están localmente, o totalmente remplazados por microesparita: cristales de 4 a 10 μm homogéneos y uniformes en tamaño y forma; son producto de la recristalización de la micrita después de remover el magnesio, o por pseudoesparita: son cristales mayores a las 10 μm , frecuentemente de 10-50 μm , el tamaño de los cristales se incrementa hacia afuera de las paredes de los poros. Son parches de esparita dentro de micrita, los cristales dentro del mosaico que forma la esparita son muy irregulares y se ven como fantasmas.
 - b) Es el reemplazamiento de las partículas originales de la roca, (como bioclastos y ooides que están formados por aragonita) por calcita.

Neomorfismo Degradante: En este neomorfismo los cristales largos de CaCO_3 son reemplazados por pequeños cristales de calcita, los procesos de disminución del cristal son raros en las calizas.

Otros términos que aplican al neomorfismo son:

Transformación (inversión):

La transformación se lleva a cabo cuando la aragonita se transforma en calcita con contenido bajo de Mg y puede ser homotaxial (misma forma de los cristales), y heteroaxial (no hay correspondencia entre la óptica y la estructura).

Recristalización:

Crecimiento de cristales sin esfuerzo (unstrained) sobre cristales con esfuerzos (strained) del mismo mineral por incremento en presión y temperatura.

➤ **Disolución selectiva:**

El carbonato es disuelto selectivamente, como por ejemplo en los estilolitos, o disolución de granos de carbonato de calcio. Esto produce porosidad secundaria en ambiente poco o no saturado de carbonato de calcio.

Diagénesis aloquímica

La diagénesis aloquímica puede ser producto de cinco factores:

1) Dolomitización: Corresponde a los procesos geológicos en donde los iones de Mg por evaporación del agua de mar reemplazan a los iones de Ca en la Calcita, formando el mineral Dolomita. El volumen que ocupa la Dolomita es menor al ocupado por la Calcita, por lo que este reemplazamiento de la Calcita por la Dolomita incrementa el espacio poroso en la roca aproximadamente en un 13%.

La dolomitización puede ser:

- a) temprana (en sedimentos no litificados).
- b) tardía (en sedimentos consolidados).

2) Dedolomitización: Recalcificación del sedimento por disolución de los cristales de dolomita.

3) Disolución: Disolución de calcita magnésica y formación de calcita donde la textura de las partes duras orgánicas o sedimentos carbonatados se preservan.

4) Silicificación: Introducción de sílice al sedimento. Se produce en aguas someras pero principalmente en aguas profundas y también por meteorización. El carbonato de calcio es reemplazado por sílice y muchas veces es producto de aguas meteóricas.

5) Formación de minerales autigénicos: Como cuarzo, feldespato, glauconita, pirita, etc, formados in situ durante la sedimentación.

Otros procesos diagenéticos importantes son:

Sedimentación

La sedimentación es el proceso de asentamiento de los materiales transportados cuando pierden la mayor parte de su energía. A las zonas de bajo nivel de energía en que se depositan estos materiales se les denomina cuencas sedimentarias. Estas cuencas se concentran en zonas continentales en forma de morrenas glaciales (acumulación de rocas por el avance de los glaciares), cuencas lacustres endorreicas (materiales que cierran el paso a las aguas formando un lago), también en los desiertos por efecto de antiguas corrientes fluviales, etc.; e igualmente en zonas marinas como plataformas continentales, o taludes marinos (límite de la plataforma continental con el mar que corresponde con una ruptura brusca de la pendiente del fondo marino).

Compactación

La compactación es la fase por la cual los sedimentos pierden espacio poroso, al quedar bajo la presión de los materiales suprayacentes. Cuando las capas superiores presionan las inferiores consiguen expulsar el agua que contienen, y así, al perder espacio entre los poros, se produce un endurecimiento y compactación del sedimento.

Litificación

La litificación es el proceso de transformación de los materiales sedimentarios en rocas sedimentarias. Se distinguen las fases de compactación, diagénesis, cementación y metasomatismo.

Metasomatismo

El metasomatismo es el proceso por el cual se produce un cambio en la composición mineralógica de las rocas sólidas. Tiene lugar por la introducción de nuevas sustancias y la desaparición de otras ya existentes en el interior de la roca. Se estima que este mecanismo de transferencia puede ser producido por corrientes de fluidos que atraviesan los macizos rocosos, por vapores o por migraciones de la materia debidos a cambios importantes de presión y temperatura. Un ejemplo de metasomatismo común es la transformación de calcita en dolomita.

II. Características Petrofísicas de las Rocas Carbonatadas.

II.1. Porosidad. ⁽⁶⁻⁸⁾

La porosidad es una propiedad importante de la roca, pues es una medida que permite estimar el volumen de los hidrocarburos en un yacimiento de manera potencial. La porosidad en los yacimientos carbonatados tiene un rango de variación entre 1 a 30%.

La porosidad se define como el volumen de poros dividido entre el volumen total de roca, y se denota como ϕ .

$$\phi = \frac{\text{Volumen de poros}}{\text{Volumen total}} = \frac{\text{Volumen total} - \text{Volumen de sólidos}}{\text{Volumen total}} \quad \text{[II.1]}$$

La porosidad en fracción solo es usada para cálculos, por lo que es más general usarla en forma porcentual.

Los términos porosidad efectiva o espacio de poros conectados son comúnmente usados para denotar a la porosidad que sirve para el desplazamiento de los fluidos.

El tipo de poro más común en rocas sedimentarias es intergranular. El porcentaje de porosidad intergranular en un empaque cúbico y con granos esféricos puede calcularse alrededor de 47.6% (Figura II.1A). El empaque cúbico es el arreglo más abierto para los granos. El empaque romboédrico por lo contrario del cúbico es el más cerrado para esta clase de granos, y su porosidad se calcula aproximadamente en 25.9% (Figura II.1B).

Los huecos en las calizas tienen un rango en tamaño desde un micrón hasta metros de diámetro. Para las calizas, se pueden aplicar las reglas generales para rocas detríticas, pero la tendencia a la cementación que reduce el volumen y tamaño de los huecos, juega un papel más importante, siendo más fáciles los fenómenos de solución - precipitación en la calcita que en el sílice.

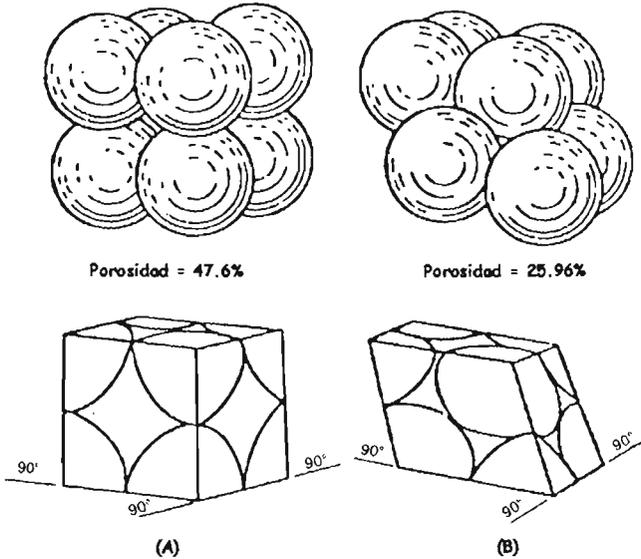


Figura II.1 Esquema de comparación entre un empaque cúbico y un empaque romboédrico.

Es posible diferenciar los tipos de huecos en las rocas calcáreas (Holth, 1948), siendo distinto el papel de cada uno en los caracteres del almacén o yacimiento:

- a) Huecos entre partículas detríticas, o parecidas desde el punto de vista de la textura, a partículas detríticas, conglomerados y arenas de elementos calcáreos (calciruditas y calcarenitas), calizas oolíticas, lumaquelas, calizas de entronques.
- b) Huecos entre los cristales, calizas cristalinas, sea cual sea el tamaño de los cristales de calcita.
- c) Huecos a lo largo de los planos de estratificación, debidos a diferencias en el material depositado, y en el tamaño y ordenación de los cristales.

- d) Huecos en la estructura de los esqueletos de los invertebrados o en el tejido de las algas fósiles.

Las mayores porosidades, aparecen en las calizas coquinoideas, donde se suman los huecos de las conchas y los huecos debidos a su arreglo en la roca.

Las calizas oolíticas, proporcionan igualmente buenas porosidades, así como las calizas construidas por pólipos y algas.

Las porosidades debidas a los huecos existentes entre los planos de estratificación y los huecos intercristalinos, son en general poco importantes en lo que concierne a la producción de los yacimientos, mientras que por el contrario, la presencia de tales huecos, ofrece un interés considerable, por el hecho de que permiten el paso inicial de las aguas subterráneas a través de toda la masa de roca caliza, factor esencial de la porosidad y permeabilidad secundarias.

El espacio poroso puede ser subdividido de acuerdo al tiempo en que se desarrolló; esto es: si se formó durante la depositación de los sedimentos (porosidad primaria), o si se desarrolló subsecuentemente a esta (porosidad secundaria).

Porosidad primaria.

La porosidad primaria en las rocas carbonatadas puede ser hasta de 70% de acuerdo al depósito. Ejemplos de máxima porosidad se encuentran en depósitos como: Lodos de laguna, 70%; estructuras arrecifales, 60%; restos arrecifales, 60%; grainstones ooidales, 40%. Esta porosidad ocurre entre los granos y dentro de ellos. En los lodos, la alta porosidad inicial es rápidamente reducida por compactación mecánica en 40%. En las arenas la porosidad primaria se reduce por cementación y compactación química. Una porosidad de 20% es considerada alta para las calizas; la mayoría de

las calizas anteriores al Cenozoico tienen una porosidad por debajo del 3%. Para preservar la porosidad primaria, los sedimentos deben:

- i. Tener una buena porosidad inicial.
- ii. Tener huecos con cementación total temprana.
- iii. No tener compactación tanto mecánica como química.

En el principio de la diagénesis, la cementación de los carbonatos es más rápida en sedimentos expuestos a agua fresca en abundancia (particularmente en la zona freática). Consecuentemente, la preservación de la porosidad primaria y el intergranulado primario son favorecidos, primero en carbonatos de agua somera que se acumulan en regiones áridas. Y segundo en carbonatos de aguas profundas que son bien removidos por corrientes de agua fresca.

Porosidad secundaria.

Los huecos que confieren a las rocas carbonatadas la característica de porosidad secundaria, y hace a menudo de estas rocas excelentes yacimientos pueden agruparse en tres categorías:

- a) Aberturas y huecos de disolución relacionados con la circulación del agua.
- b) Huecos intergranulares, producidos por modificaciones mineralógicas. (dolomitización.)
- c) Fracturas, fisuras, y cavernas sea cual sea su origen.

Existen varias características de espacio poroso y sistemas porosos, por ejemplo el tamaño, la forma, relación con la permeabilidad, etc. las cuales ayudan a comprender la evolución de la porosidad en la roca. Estas

características son usadas para la clasificación de la porosidad de los carbonatos.

Se le denomina sistema poroso, a un conjunto muy grande de huecos (poros) los cuales están conectados por unas pequeñas gargantas. Estas conexiones mediante las gargantas es lo que se conoce como tortuosidad. La recuperación de hidrocarburos de un yacimiento es mas eficiente cuando la relación poro/garganta es pequeña, otro factor importante para la recuperación eficiente de hidrocarburos es el número de conexiones, esto se refiere a cuantas gargantas se conectan a cada poro, entre mayor sea este número la recuperación será mayor. La recuperación eficiente será rápidamente influenciada por el tipo y el grado de heterogeneidad del sistema poroso.

La porosidad puede presentar una buena relación con la permeabilidad, sin embargo puede que no sea así, en las rocas calizas es normal encontrar que tienen buenas porosidades, pero con bajas permeabilidades; por ejemplo, huecos que están dentro de los granos, pero que no se conectan con otros. Los sistemas de poro pueden mostrar tendencias del flujo de fluidos, de tal forma que se observa más facilidad de flujo en una dirección que en otra.

Clasificaciones de la porosidad en carbonatos.

Clasificación por Archie (1952)

Archie propone esta clasificación para facilitar las evaluaciones petrofísicas de los yacimientos de calizas y dolomitas, de tal forma que sea de ayuda para los ingenieros y geólogos que se encuentran en el pozo y que sea comprendido mutuamente.

Para la clasificación de Archie dos términos de porosidad son usados: el primero describe la textura de la matriz y la información concerniente a la

porosidad de ésta. Esta minúscula estructura porosa no puede verse, ni con los microscopios con aumentos ordinarios como 10x, aun así estas estructuras son importantes en la distribución de los fluidos del yacimiento. Este término de porosidad puede ser usado en la descripción de la porosidad de la matriz para las porciones de aloquemas o fósiles de una roca. Por ejemplo, una pelmicrita, puede tener una clase de porosidad en la matriz en las porciones de micrita de la roca, y otra clase de porosidad en el interior de los pellets que constituyen a la roca.

El segundo término de porosidad considera la estructura de poro visible; de tal manera que una roca puede tener poros visibles con dos o más tamaños diferentes. Por ejemplo, la porosidad intergranular muy fina puede presentarse en la matriz de una roca, mientras que por el contrario la porción de las aloquemas puede estar generando un sistema de vúgulos.

Textura de la matriz

Es deseable incorporar la textura de la matriz en una clasificación de porosidad, porque este término da la información sobre las minúsculas gargantas de poro que unen la porosidad visible así como la porosidad oculta en algunos tipos de rocas. En las rocas del tipo "chalky" (pálido o blanquecino) las minúsculas gargantas de poro entre los cristales, las cuales no son realmente visibles, pueden adicionar 25 % o más al espacio poroso de la roca. El término de la matriz también actúa como una descripción parcial de la litología de la roca.

Los términos de la matriz están limitados a tres tipos para hacer la clasificación lo más general posible, y se muestran en la Figura II.2.

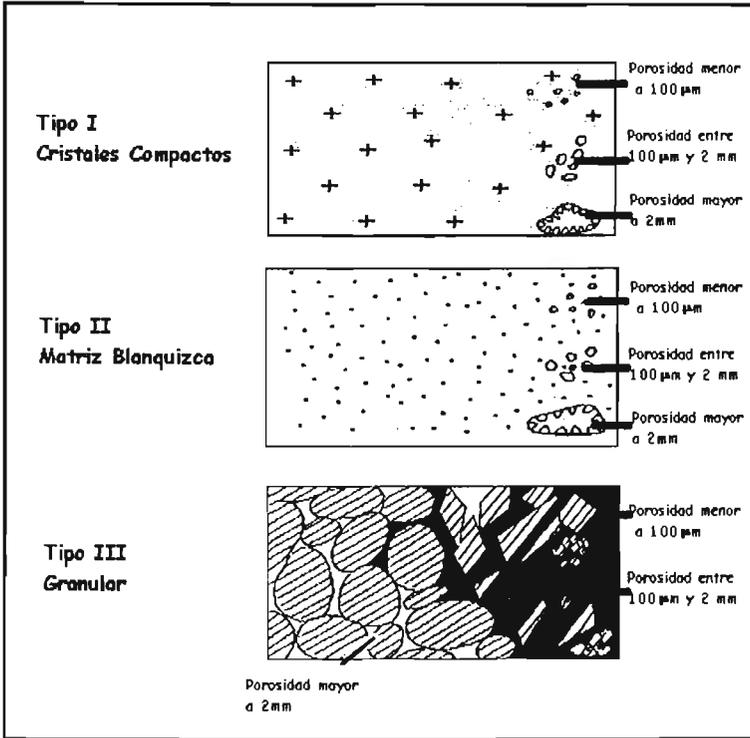


Figura II.2 Tipos de porosidad presentados por Archie (1952).

Tipo I

Cristales compactos (Figura II.3). La matriz está compuesta de cristales intercalados firmemente, con porosidad no visible entre ellos. Contiene aproximadamente del 1 al 5 % de la porosidad no visible, a menudo es la porosidad no efectiva de la roca. Las permeabilidades casi siempre son menores de 10 mD y frecuentemente menores a 0.1 mD.



Figura II.3 Fotografía de una roca del Tipo I.

Tipo II

Matriz Blanquizca (Figura II.4). La matriz está compuesta de pequeños cristales o partículas (menores de 0.005 mm en tamaño) los cuales se encuentra intercalados un poco menos firmes o apretados que en el Tipo I. Los minúsculos espacios porosos intercrystalino e interpartícula son visibles sólo con aumentos de 10x en los microscopios petrográficos. La porosidad de la matriz frecuentemente alcanza el 15 % y a veces porcentajes mucho mayores. Las permeabilidades raramente alcanzan los rangos de 10 a 30 mD, y frecuentemente son menores a 0.1 mD.



Figura II.4 Fotografía de una roca del Tipo II.

Tipo III

Granular (Figura II.5). Es una matriz compuesta de cristales o granos sólo parcialmente en contacto, dejando espacio poroso interconectado entre las partículas. La porosidad total en este tipo a condiciones ideales varía de 15 a 30 %. La permeabilidad es generalmente muy elevada, con rangos por encima de varios darcys.

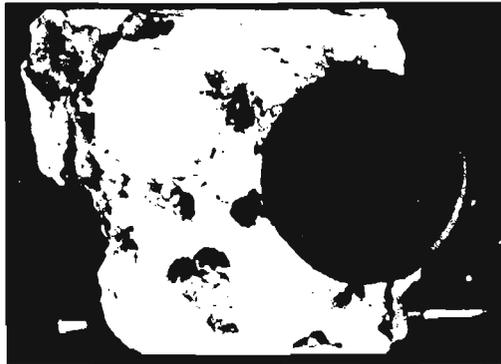


Figura II.5 Fotografía de una roca del Tipo III.

Cuando en la roca aparece una combinación de dos de los tipos de matriz descritos, deben de usarse los dos, en el orden de importancia; por ejemplo, I-III indica una roca compuesta principalmente del Tipo I y en menor grado del Tipo III.

Clasificación del tamaño de poro

La porosidad visible está dividida en 4 clases:

- A) Porosidad que no es visible de manera normal o con un aumento de 10x (menor que 0.01 mm de diámetro de poro) en el microscopio.
- B) Porosidad que no puede ser vista sin la ayuda de microscopio, se puede apreciar con aumentos de 10x (entre 0.01 y 0.1 mm) lo que serian los rangos de extremadamente fino a muy fino, en cuanto a tamaño se refiere.
- C) Porosidad que es visible a simple vista (0.1 a 1 mm) lo que seria el rango de tamaño fino.
- D) Porosidad muy grande, y usualmente indicada como crecimiento secundario de cristales de 1 mm en adelante.

Para usar este sistema de clasificación, los términos de textura y los de porosidad deben de combinarse. Por ejemplo: Una caliza cristalina compacta (Tipo I), con porosidad tan pequeña que no es visible ni con un aumento 10x (clase A) debe de ser clasificada como una caliza Tipo IA.

Clasificación por Choquette y Pray (1970)

Estos autores plantean la clasificación enfatizando la génesis del espacio poroso por lo que las divisiones en su clasificación son genéticas y no petrofísicas.

Dividen el espacio poroso en dos clases, "Fabric selective" y "Nonfabric selective", términos que usan para referirse a una relación dependiente entre la porosidad y los elementos que le dan la estructura ó matriz a la

roca. Así, si la porosidad es ocasionada por el tipo de granos, lodos, cristales o por el arreglo que tienen entre sí en la matriz se usa el término "fabric selective" y si la porosidad no depende de estos factores sino de huecos fisuras cavernas etc. se denomina "nofabric selective".

Tipos de porosidad en carbonatos propuestos por Choquette y Pray (1970)

- I. *Porosidad intrapartícula:* Esta es la porosidad dentro de los granos, por ejemplo: el aposento (casa) de foraminíferos y de los bryozoarios. Esta porosidad puede ser primaria o puede ocurrir al principio de la diagénesis por: 1) los procesos conocidos como maceración, donde la materia orgánica se pudre dentro de la estructura del esqueleto. o 2) removida (probablemente por disolución) del interior de una débil calcificación de granos, dejando sólo una cáscara o corteza. Esta porosidad intrapartícula prevalece más particularmente en caparzones (estructuras) arrecifes donde las colonias de organismos masivos abundan. La permeabilidad con este tipo de porosidad puede ser baja, debido a que los poros no están necesariamente conectados unos con otros.

- II. *Porosidad interpartícula:* Esta es la porosidad entre los granos y varía de acuerdo con 1) el acomodo (tipo de empaque) de los granos. Como ya se mencionó el empaque más abierto es el cúbico y el más cerrado el romboédrico o 2) la forma del grano, con formas angulares o irregulares de grano; por ejemplo esqueletos puntiagudos donde el empaque puede ser extremadamente suelto y la porosidad alta. Incluso granos de carbonatos muy finos pueden tener muy altas porosidades intergranulares iniciales. La permeabilidad puede ser alta pero depende del tamaño de las gargantas.

- III. *Porosidad primaria mejorada:* Este es el nombre sugerido, debido al incremento en la porosidad (inter o itragranular) primaria ocasionado por disolución.

- IV. *Porosidad intercrystalina*: Esta es la porosidad entre los cristales de un tamaño relativamente similar, que tienen un crecimiento en el lugar (normalmente) por recristalización o dolomitización. La permeabilidad es fuertemente controlada por el tamaño de los cristales. Los cristales más pequeños son los de menor permeabilidad por efectos de tensión superficial.
- V. *Porosidad de moldes*: Los moldes son creados al ser removidos ciertos granos por disolución. Esta es una porosidad secundaria. La permeabilidad podría ser baja si los moldes tienen una pobre intercomunicación, por lo que la eficiencia en la recuperación es solo relativa a la extensión de conexiones entre los moldes.
- VI. *Porosidad vugular*: Los vúgulos son huecos irregulares y representan porosidad secundaria, pueden ser formados por disolución, pueden ser tan grandes como cavernas, se forman comúnmente en las calizas homogéneas (o dolomitas). El tamaño y número de las cavernas es crucial para determinar la permeabilidad.
- VII. *Porosidad por fracturas*: Esta también es porosidad secundaria, ocurre normalmente en calizas homogéneas y dolomitas. Cuando las fracturas son todas paralelas la eficiencia de recuperación puede ser baja y la permeabilidad fuertemente anisótropa, normalmente las fracturas ocurren en conjuntos conjugados e intercomunicados los cuales permiten altas permeabilidades incluso aunque la porosidad sea baja. Mediante las fracturas pueden pasar fluidos que ocasionen disolución y formar cavernas, probablemente por dolomitización.
- VIII. *Porosidad estilolítica*: Es la porosidad desarrollada por procesos de disolución-presión, puede servir en forma significativa como vía para la migración de fluidos, y pertenece a la porosidad secundaria, La permeabilidad en este tipo es anisótropa paralela a las líneas de estratificación.

En la Tabla II.1 se muestran estos tipos de porosidad, en forma práctica.

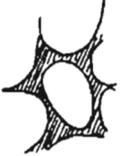
Tipos de Porosidad	I Intra-partícula	II Inter-partícula	III Primaria Mejorada	IV Inter-cristalina	V Moldica	VI Vugular	VII Brechas y Fracturas	VIII Estolítica
Rangos comunes de tamaño de poro	0.01-1 mm	0.05-1 mm	0.1-1 mm	0.1-10 μ m	0.2-10 mm	1mm-1 m	0.5-10 mm	0.1 mm y de 10 cm a 10 m de Largo
Variación en tamaño	Chico-Moderado	Chico	Moderado	Chico	Moderado	Grande	Moderado-Grande	Moderado
Forma del Poro								
Fabric selectivity	Si	Si	Si	Variable	Si	No	No	Variable
Se originó durante...	Su depósito	Su depósito	Diagénesis temprana	Diagénesis Temp/Tardía	Diagénesis Temp/Tardía	Diagénesis Temp/Tardía	Posterior a la litificación y compactación	Posterior a la litificación y compactación
Relación con la permeabilidad	Pobre	Moderada	Moderada	Buena	Pobre	Pobre a Moderada	Buena	Moderada a Buena
Eficiencia relativa de recuperación (0-20% porosidad)	Muy baja 0 - 5%	Gruesa 45 - 55 % Fina 20 %	45 - 60 %	50 - 60 %	10 - 50 % dependiendo de la tortuosidad	15 - 30 %	15 %	15 %
Anisotropía del sistema poroso	Isotrópico	Variable Estructuras con flujo anisotrópico sedimentos mezclados isotrópico	De isotrópico a anisotrópico (como II)	Isotrópico	Isotrópico a escala fina, pero fuertemente anisotrópico en escala laminar	Variable, pero en cavernas grandes, fuertemente anisotrópico	Fuertemente anisotrópico	Fuertemente anisotrópico
Presencia en los yacimientos mas importantes	Muy rara	Comunente	Comunente	Raro/común	Raro/común	Comunente	Comunente	Muy raro

Tabla II.1. Clasificación de la porosidad en rocas carbonatadas presentada por Choquette y Pray (1970)

En la Tabla II.1ª se detallan las estructuras del espacio poroso, para algunos de los tipos propuestos por Choquette y Pray (1970).

Dependiente de la fábrica de la roca						
						
Interpartícula	Intrapartícula	Intercristalina	Móldica	Fenestral	En zonas protegidas	En estructuras de crecimiento o intergranular
No dependiente de la fábrica de la roca						
						
De fractura	Canales*	Cavidades*	Cavernas*			
Dependiente o no de la lábrica de la roca						
						
Brechoide	Perforaciones	Galerías	De desecación			

Tabla II.1ª Estructuras del espacio poroso por Choquette y Pray (1970).

Clasificación por Lucia (1983)

De acuerdo con este autor la porosidad debe de ser clasificada en términos de las estructura de la roca y de sus propiedades petrofísicas en orden para integrar la información geológica y de ingeniería.

Este autor divide al espacio poroso en dos grupos principales que son porosidad interpartícula (tabla II.2) y porosidad vugular (tabla II.3).

Porosidad interpartícula

En ausencia de la porosidad por vúgulos, la distribución del tamaño de poro en rocas carbonatadas puede escribirse en términos del tamaño de partícula, su acomodo y de la porosidad entre los granos.

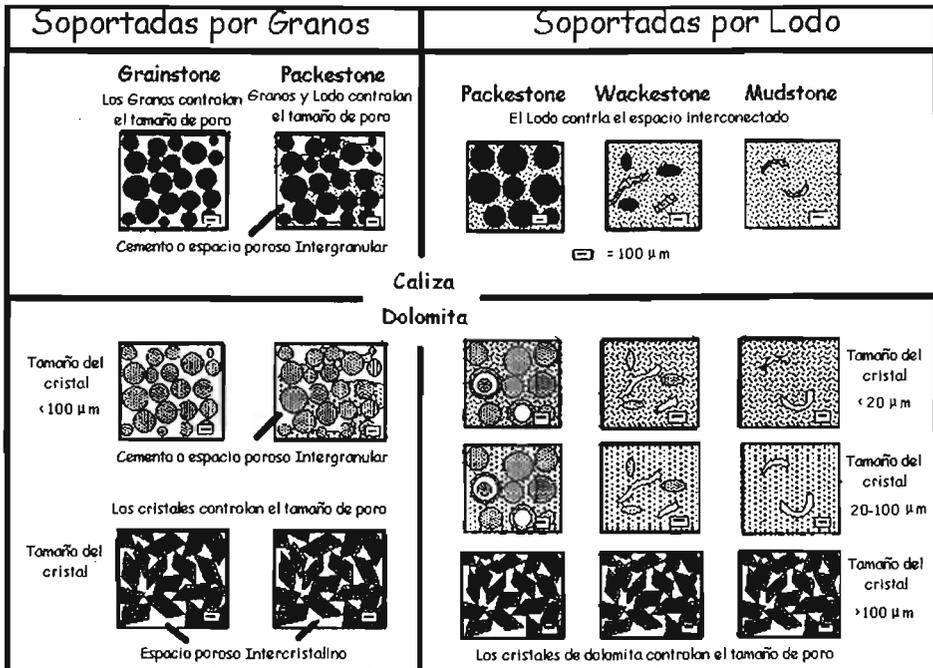


Tabla II.2 Representación de la porosidad interpartícula presentada por Lucia (1983).

Porosidad vugular

La adición del espacio poroso por vúgulos al espacio poroso interpartícula altera las características petrofísicas, al cambiar la manera en la que se conecta el espacio poroso, todo el espacio poroso se conecta de algún modo.

Esta porosidad se subdivide en dos grupos, basados en la forma en la que los vúgulos se encuentran conectados, los grupos son; vúgulos separados (separate vugs) y vúgulos conectados (touching vugs).

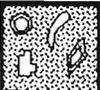
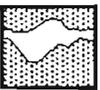
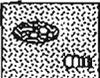
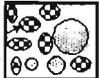
Vugulos Separados		Vugulos Conectados	
Soportadas por Granos	Soportadas por Lodo	Soportadas por Lodo y Granos	
Poros de molde 	Poros de molde 	Cavernas 	Fracturas 
Porosidad Intrafósil 	Porosidad Intrafósil 	Brecha 	Fracturas alargadas por Disolución 
Micro-porosidad Intergranular 	Perosidad por conchas 	Fenestral 	Microfracturas conectando poros de molde 

Tabla II.3 Representación de la porosidad vugular presentada por Lucia (1983).

Vúgulos separados

Los vúgulos separados son definidos como el espacio poroso que se encuentra interconectado únicamente a través de porosidad interpartícula. El tamaño de estos vúgulos es generalmente mayor al doble del tamaño de las partículas, algunos ejemplos de este tipo de porosidad son: espacio poroso intrafósil como pequeñas conchas de un gastropodo, espacio poroso de molde como disolución de granos, o cristales de dolomita.

Vúgulos conectados

Los vúgulos conectados son definidos como el espacio poroso que forma sistemas porosos interconectados que son independientes de la porosidad interpartícula. El tamaño de los vúgulos es significativamente más grande que el tamaño de las partículas, algunos ejemplos de este tipo de porosidad son: cavernas, brechas, fracturas, y fracturas agrandadas por disoluciones

Comparación de las tres clasificaciones.

La clasificación petrofísica de la porosidad en carbonatos presentada por Lucia (1983, 1995) enfatiza en los aspectos petrofísicos del espacio poroso en carbonatos, así como la clasificación de Archie. Sin embargo, por comparación mediante descripciones de los elementos de la estructura de la roca contra medidas de laboratorio de porosidad, permeabilidad, capilaridad, y valores de la m de Archie, donde $\left(\frac{R_o}{R_w} = \text{porosidad}^{-m}\right)$, Lucia

muestra que la división más conveniente de tipos de poro fue entre el espacio de poro localizado entre los granos o cristales, llamada porosidad interpartícula, y el resto del espacio poroso, llamada porosidad vugular (vuggy), y esta a su vez se subdivide en dos grupos basados en cómo se interconectan los vúgulos. El primer grupo es donde los vúgulos solo se comunican a través de porosidad interpartícula, y es denotado como vúgulos separados (separate vugs) y los vúgulos que forman un sistema poroso interconectado es el grupo de vúgulos conectados (touching vugs).

Choquette y Pray (1970) discuten los conceptos geológicos alrededor del espacio poroso en los carbonatos y presentan su clasificación que en la actualidad es ampliamente usada.

Para su clasificación, la porosidad de molde y la porosidad intrapartícula son porosidad "fabric selective" y son agrupados con la porosidad interpartícula y la porosidad intercristalina. Sin embargo Lucia demuestra que los poros de molde y de intrapartícula tienen un efecto diferente en las

propiedades petrofísicas del que las porosidades interpartícula e intercrystalina tienen, y por lo que se deben agrupar en forma separada.

Cabe aclarar que los términos usados por Choquette y Pray para los tipos de poro denotados como interpartícula y porosidad vugular (vug porosity) tienen un significado diferente que los usados por Lucia. El demuestra que el espacio de poro localizado entre los granos y entre los cristales es similar desde el punto de vista petrofísico, y los agrupa denotando esa porosidad como interpartícula, término que Choquette y Pray utilizan en su clasificación para referirse a la porosidad intergranular, y la porosidad por vugulos a la que se refieren Choquette y Pray es al espacio poroso visible en las rocas carbonatadas, y no al espacio poroso que se encuentra dentro de los granos y cristales o que es mayor que estos mismos pero que no es interpartícula, vugulos como son disolución de granos, restos de fósiles, fracturas y cavidades irregulares a los que se refiere Lucia.

II.2. Permeabilidad. ⁽⁶⁻⁸⁾

La permeabilidad es una propiedad del medio poroso y es una medida que nos indica la capacidad que tiene el medio poroso de permitir el flujo de los fluidos en su interior. La permeabilidad es en otras palabras, una medida de la conductividad del fluido en la roca, y es probable que sea la propiedad mas importante de los yacimientos para la explotación de hidrocarburos.

La unidad de medición de la permeabilidad de una roca en el sistema CGS ha sido denotada como darcy, por Henri Darcy, quien experimentó con flujo de fluidos a través de un medio poroso en 1856. La Ley de Darcy es expresada por la siguiente ecuación:

$$q = \frac{k A}{\mu} \times \frac{dp}{dx} \quad [II.2]$$

donde:

q = Gasto, en cm^3/seg para un flujo horizontal.

A = Área transversal, en cm^2 .

μ = Viscosidad del fluido, en cp.

dp/dx = La diferencia de presión, en la dirección del flujo, en atm/cm.

El darcy ha sido arbitrariamente estandarizado por el Instituto Americano del Petróleo en términos del sistema CGS para el uso en la industria del petróleo como sigue:

Un medio poroso tiene una permeabilidad de 1 darcy cuando un fluido de una sola fase de 1cp de viscosidad llena completamente los huecos del medio poroso y fluye a través de él bajo condiciones de flujo viscoso o flujo laminar con un gasto de $1\text{cm}^3/\text{seg}$ por cada cm^2 de área transversal de flujo bajo un gradiente de presión de 1 atm/cm.

Los valores de la permeabilidad en los yacimientos petroleros varía considerablemente, desde 0.01 milidarcy hasta campos con permeabilidades por arriba de los darcys. Una permeabilidad de 0.1 md es generalmente considerada como la mínima permeabilidad para explotar un yacimiento.

Uno de los fundamentos en los que se basa la Ley de Darcy es que se presenta un solo fluido y que este llena por completo el espacio poroso de la roca. En la naturaleza el espacio poroso de los yacimientos contienen gas, aceite y agua en diversas cantidades volviéndose el flujo de un fluido más complicado por la interacción que tiene con los otros.

La habilidad que tiene el medio poroso de conducir a un fluido en presencia de otros fluidos en llamada permeabilidad efectiva al fluido, este tipo de permeabilidad tiene una estrecha relación con la saturación de los fluidos, por lo que si la propiedad de uno de los fluidos cambia la de los otros cambiará proporcionalmente. Sin embargo, esta relación es diferente para los diferentes tipos de roca, por lo que debe de ser determinada experimentalmente. La relación entre la permeabilidad efectiva a un fluido y la permeabilidad absoluta, se denomina permeabilidad relativa al fluido y

lo que indica es la cantidad del fluido que fluirá de acuerdo a la saturación del mismo.

Cuando el flujo de un fluido se desplaza en igual magnitud en cualquier sentido se dice que la permeabilidad es isotrópica, pero por el contrario si el flujo es en una sola dirección, por ejemplo paralelo a las líneas de estratificación, la permeabilidad se dice que es anisótropa.

Los yacimientos pueden tener permeabilidad primaria y/o permeabilidad secundaria. La permeabilidad primaria es toda aquella que es ocasionada a través de la matriz. La permeabilidad secundaria es la ocasionada por huecos de disolución como cavernas o molduras, o por fracturas.

Permeabilidad de la matriz.

La permeabilidad en la matriz puede ser evaluada usando la Ley de Darcy:

$$v = -\frac{k}{\mu} \times \frac{dp}{dl} \quad \text{[II.3]}$$

donde: v = velocidad de flujo aparente, cm/seg.

μ = Viscosidad del fluido, cp.

dp/dl = Gradiente de presión en la dirección del flujo, atm/cm.

k = Permeabilidad de la roca, darcys.

La Ley de Darcy fue establecida para las siguientes condiciones:

- 1) Flujo en régimen estático de movimiento.
- 2) Dirección de flujo horizontal y linear.
- 3) Flujo laminar.
- 4) Condiciones isotérmicas.
- 5) Viscosidad del fluido constante.
- 6) Porosidad saturada al 100%.

Para el caso de un fluido incompresible y linear, la permeabilidad se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$k = v \frac{\mu L}{\Delta p} = \frac{q \mu L}{A \Delta p} \quad [11.4]$$

donde: q = gasto, cm^3/seg .
 A = área transversal al flujo, cm^2 .
 L = distancia, cm .

Debido a que la unidad darcy es demasiado grande para la mayoría de los casos, la unidad con la que se trabaja usualmente es en milésimas de un darcy o milidarcy mas propiamente, y se denota como (md).

La ley de Darcy expresada en términos del campo petrolero es:

$$q = \frac{0.001127 k A \Delta p}{\mu L} \quad [11.5]$$

donde q = gasto, barriles/día.
 k = permeabilidad, md.
 A = área, pies^2 .
 Δp = Diferencial de presión, psi.
 μ = Viscosidad, cp.
 L = distancia, pies.

Permeabilidad en cavernas.

En algunos yacimientos carbonatados, la filtración de aguas ácidas produce porosidades y permeabilidades en la matriz por disolución. La Ley de Poiseulle para flujo capilar y la Ley de Darcy para flujo de líquidos pueden ser combinadas para estimar la permeabilidad en los canales formados por disolución.

La Ley de Poiseuille para flujo viscoso de líquidos a través tubos capilares es:

$$q = \frac{\pi r_o^4 (p_1 - p_2)}{8 \mu L} \quad [II.6]$$

donde:

q = Gasto, en cm³/seg.

μ = Viscosidad del fluido, en cp.

L = distancia, en cm.

p₁-p₂ = La diferencia de presión, en la dirección del flujo, en atm

Y la Ley de Darcy para flujo laminar en régimen estático de fluidos incompresibles se puede escribir como:

$$q = \frac{9.86 \times 10^{-9} k A (p_1 - p_2)}{\mu L} \quad [II.7]$$

donde:

k = permeabilidad, en darcys.

A = área transversal al flujo = πr², en cm².

Combinando ambas ecuaciones y despejando la permeabilidad tenemos:

$$k = 12.5 \times 10^6 r_o^2 \quad [darcys] \quad [II.8]$$

donde: r_o es el radio interno (del tubo capilar) y se encuentra dado en cm.

Si r_o fuese dado en pulgadas entonces la ecuación sería:

$$k = 80 \times 10^6 r_o^2 = 20 \times 10^6 D^2 \quad [darcys] \quad [II.9]$$

donde: D es el diámetro del tubo capilar y está dado en pulgadas.

La doble permeabilidad de un sistema de doble porosidad matriz-cavernas puede calcularse con la siguiente ecuación:

$$k_{av} = \frac{k_v N \pi r^2 + k_b (A - N \pi r^2)}{A} \quad [II.10]$$

donde: k_{av} = Permeabilidad por la doble porosidad.
 k_v = Permeabilidad por cavernas, en darcys.
 N = Número de canales de disolución por sección.
 A = Área transversal, en pulgadas².
 k_b = Permeabilidad de la matriz, en darcys.
 r = Radio de los canales de disolución, en pulgadas.

Permeabilidad en fracturas.

La presencia de fracturas incrementa grandemente la permeabilidad de la roca. Es posible estimar la permeabilidad de las fracturas y los rangos de flujo a través de las fracturas desarrollando una metodología similar a la descrita para las cavernas.

Se asume una fractura de ancho w_0 , una longitud L , y una extensión lateral de la fractura igual a h , para este sistema el área transversal es w_0h y la ecuación que se usa para combinarla con la Ley de Darcy queda como:

$$q = \frac{w_0 A (p_1 - p_2)}{12 \mu L} \quad [11.11]$$

Análogamente al proceso en cavernas, se combina con la Ley de Darcy para flujo laminar en régimen estático de fluidos incompresibles y despejando la permeabilidad, se obtiene la ecuación:

$$k = 8.45 \times 10^6 w_0^2 \quad [darcys] \quad [11.12]$$

si w_0 es dado en cm, y

$$k = 54 \times 10^6 w_0^2 \quad [darcys] \quad [11.13]$$

si w_0 es dado en pulgadas.

La doble permeabilidad de un sistema de doble porosidad matriz-fracturas

puede calcularse con la siguiente ecuación:

$$k_{av} = \frac{k_m A_m + k_f A_f}{A} \quad [11.14]$$

donde: k_{av} = Permeabilidad por la doble porosidad.

k_f = Permeabilidad por fracturas.

A_f = Área ocupada por las fracturas.

A = Área transversal.

k_m = Permeabilidad de la matriz.

A_m = Área ocupada por la matriz.

11.3. Presión capilar - saturación de fluidos. ^(6,9)

Cuando dos fluidos coexisten dentro de un medio poroso se ponen de manifiesto algunos fenómenos derivados de la existencia de tensiones interfaciales y ángulos de contacto entre la interfase de estos fluidos y el medio poroso. Este fenómeno se puede estudiar y cuantificar por completo en sistemas muy simples tales como tubos capilares de diámetro uniforme.

Capilaridad

Cuando un capilar se sumerge en la interfase de dos fluidos puede producirse un ascenso o un descenso de la interfase. En el primer caso se produce el denominado ascenso capilar, y en el segundo caso se habla de descenso capilar. Estos movimientos ocurren como consecuencia de los fenómenos de superficie que dan lugar a que la fase mojante invada en forma preferencial el medio poroso. En términos generales, el ascenso o descenso capilar se detiene cuando la gravedad contrarresta (en función de la altura y de la diferente densidad de los fluidos) la fuerza capilar desarrollada en el sistema.

La Fig. 11.6 muestra el fenómeno de introducción de un capilar en una interfase agua-petróleo, donde se genera el denominado ascenso capilar.

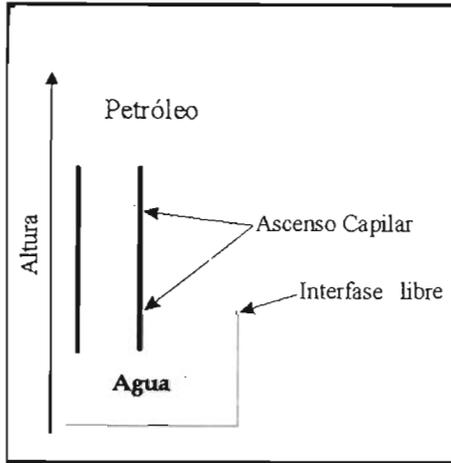


Figura II.6 Ascenso capilar de la interfase agua-petróleo.

En este caso (capilar cilíndrico), la fuerza que origina el ascenso capilar esta expresada por:

$$\text{Fuerza (hacia arriba)} = \sigma_{wo} \cos \theta_{wo} 2 \pi r \quad [II.15]$$

donde:

σ_{wo} = Tensión interfacial agua-aceite (Dinas/cm).

θ_{wo} = Ángulo de contacto de la interfase líquida con la superficie del sólido, medido dentro de la fase mas densa (agua).

r = Radio del capilar (cm).

Por otra parte, el peso adicional de la columna, debido al cambio de petróleo por agua durante el proceso.

$$\text{Peso adicional de la columna} = \pi r^2 h g \Delta\delta \quad [II.16]$$

donde:

h = Ascenso capilar (cm)

g = aceleración de la gravedad (cm / seg²)

$\Delta\delta$ = Diferencia de densidad entre los fluidos (g / cm³)

En el equilibrio, ambas fuerzas se compensan exactamente, de modo que igualando las expresiones [II.15] y [II.16] y despejando la altura h , se obtiene:

$$h = \frac{2\sigma_{wo} \cos\theta_{wo}}{rg\Delta\delta} \quad [II.17]$$

La expresión [II.17] muestra la dependencia de los efectos capilares con el diámetro del tubo, con la tensión interfacial y el ángulo de contacto (mojabilidad del sistema) y la diferencia de densidad entre fluidos.

A continuación se analizarán algunas consecuencias prácticas de estas expresiones.

La Fig. II.7 muestra el mismo esquema de la Fig. II.6, con la señalización de algunos puntos que servirán para definir adecuadamente el concepto de presión capilar.

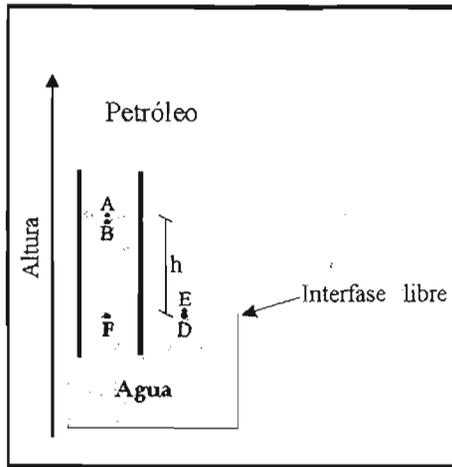


Figura II.7 Presión en diferentes puntos de la zona de ascenso capilar y la interfase libre.

Con base en un desarrollo simple se hace una comparación de presiones en los puntos A y B de la Figura II.7, cada uno de estos puntos se encuentra en un lado diferente de la interfase agua-petróleo y, aunque un análisis simplista sugeriría que ambos puntos, debido a su cercanía, deben tener presiones casi idénticas, se verá que la situación real es muy diferente.

Comparando los puntos E y D. Ambos puntos están muy cercanos (uno a cada lado de la interfase) y no hay fenómenos capilares involucrados, por lo que puede suponerse que se encuentran prácticamente a la misma presión (la columna de fluidos entre E y D es despreciable). Por otro lado, en el equilibrio, los puntos F y D se encuentran exactamente a la misma presión dado que están a la misma altura dentro de un mismo fluido ($P_F = P_D$).

Como la diferencia de presión entre B y F está fijada por la columna de agua que separa ambos puntos, la presión en B adopta la siguiente expresión:

$$P_B = P_F - \delta_w h g \quad [11.18]$$

Y, del mismo modo:

$$P_A = P_E - \delta_o h g \quad [11.19]$$

Por lo que, restando las expresiones [11.19] y [11.18] y teniendo en cuenta que $P_F = P_E$, resulta:

$$P_A - P_B = \Delta\delta_{wo} h g \quad [11.20]$$

La expresión [11.20] muestra que la diferencia de presión entre los puntos de interés (A y B) es exactamente la diferencia de presión correspondiente al cambio de un fluido por otro en el capilar.

En resumen, la expresión [11.20] indica que a uno y otro lado de la interfase curva existe una marcada diferencia de presión, tanto mayor, cuanto mayor es el ascenso capilar.

A esta diferencia de presión se la identifica como presión capilar del sistema y su forma genérica es la siguiente.

$$P_C = P_{nm} - P_m \quad [11.21]$$

Donde:

P_C = Presión capilar

P_{nm} = Presión de la fase no mojanante

P_m = Presión de la fase mojanante.

En el caso analizado, la fase mojanante es el agua y la fase no-mojante es el petróleo; sin embargo, la expresión [11.21] es de validez general y se aplica tanto a sistema de capilares cilíndricos como a sistemas de geometría no definida o altamente variable como es el caso de los medios porosos naturales.

Otra expresión útil para visualizar y analizar los fenómenos capilares es la que se obtiene reemplazando la expresión [11.20] en la expresión [11.17]. En este caso resulta:

$$P_C = \frac{2\sigma_{wo} \cos \theta_{wo}}{r} \quad [11.22]$$

La expresión [II.22] muestra que, una vez elegidos, tanto el material del medio poroso como los fluidos a estudiar, la presión capilar es inversamente proporcional al radio del capilar involucrado.

Nota: En medios porosos naturales, no es adecuado hablar de radios capilares, como se ha hecho con los tubos cilíndricos. Sin embargo, en los casos más complejos, se emplea un concepto general de radio equivalente de modo que, aunque la cuantificación de los fenómenos sea mucho más compleja, los conceptos principales, presentados en los párrafos previos, siguen teniendo validez. Debido a las condiciones geométricas y a la tendencia de los sistemas en equilibrio termodinámico a minimizar la superficie de las interfases, cuando el ángulo de contacto es cero, el radio de curvatura de la superficie de contacto entre fases coincide con el radio del capilar.

Medios Heterogéneos

Los medios porosos heterogéneos se caracterizan por presentar capilares de muy diferente tamaño, de modo que los fenómenos capilares presentan una amplia gama de valores.

La Fig. II.8 muestra un esquema muy simplificado de medio poroso heterogéneo, con base en capilares cilíndricos de diferente diámetro.

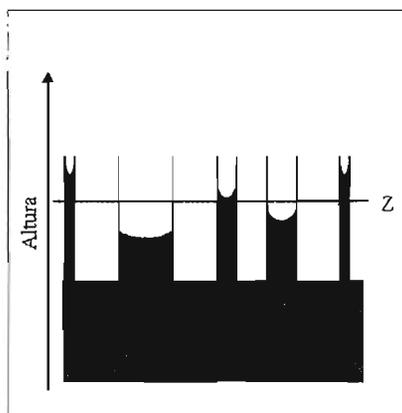


Figura II.8 Idealización de un medio poroso heterogéneo.

En la Fig. II.8 se muestra que por encima del nivel de agua libre (interfase plana entre el agua y el petróleo), en un nivel genérico (individualizado por la línea punteada Z) existen capilares con agua y capilares con petróleo, dependiendo del diámetro de los mismos y del nivel elegido.

Curvas de Presión Capilar

La Fig. II.9 muestra un caso menos idealizado. En este caso, la curva de trazo grueso muestra el cambio de la saturación de agua con la altura, correspondiente a un sistema poroso heterogéneo, pero uniforme.

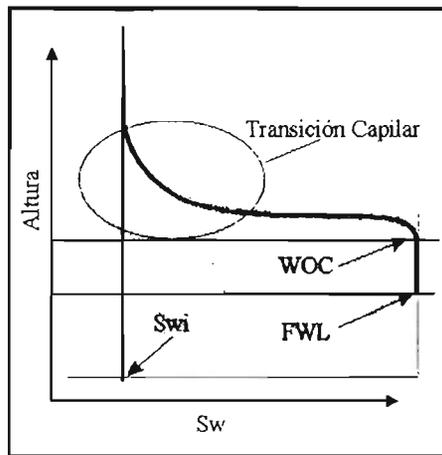


Figura II.9 Presión en diferentes puntos de la zona de ascenso capilar.

En dicha figura se identifican algunos puntos y zonas típicas de las curvas de presión capilar.

FWL = Nivel de agua libre (Free Water Level). Es el nivel en el que se presentaría la interfase agua petróleo en ausencia de medio poroso.

WOC = Contacto Agua-Petróleo (Water Oil Contact). Es el nivel más bajo en que se puede detectar petróleo. La diferencia entre el WOC y el FWL corresponde al ascenso capilar generado por los poros de mayor diámetro del sistema poroso.

Swi = Saturación de agua irreductible. Es la mínima saturación de agua obtenida por desplazamiento capilar. En los capilares cilíndricos la Swi es nula (no hay fases residuales), pero en los medios porosos naturales toma valores,

en general superiores al 10 ó 15 % VP, siendo frecuentes S_{wi} superiores al 25% VP.

Zona de Transición Capilar: Es la zona que incluye todos los niveles en que la S_w varía entre el 100 % y la S_{wi} .

Saturación de fluidos.

Como se puede apreciar en las curvas de presión capilar se involucra otra de las propiedades petrofísicas importantes, que es la saturación de los fluidos, la cual se define como la cantidad relativa de agua, aceite y gas en los poros de una roca, expresada normalmente como un porcentaje de volumen de poros.

Con los datos de presión capilar y las saturaciones se pueden generar curvas de presión capilar, las cuales ayudan a conocer la distribución de los fluidos

Entre estas curvas de presión capilar se tienen las de drene. Este tipo de curvas se obtienen desplazando al fluido mojante mediante la inyección de un fluido no mojante, (sistema agua-aire, por ejemplo) para obtener la saturación irreductible de la fase mojante, que en los yacimientos sería la saturación de agua irreductible.

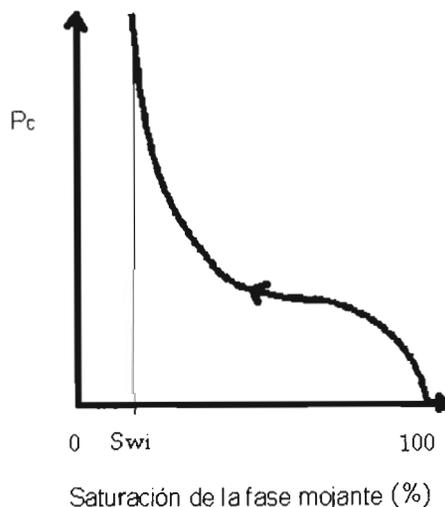


Figura II.10 Gráfica de Presión Capilar (curva de Drene).

Posteriormente se obtiene la curva de imbibición, desplazando ahora al fluido no mojante (aire) con el fluido mojante (agua).

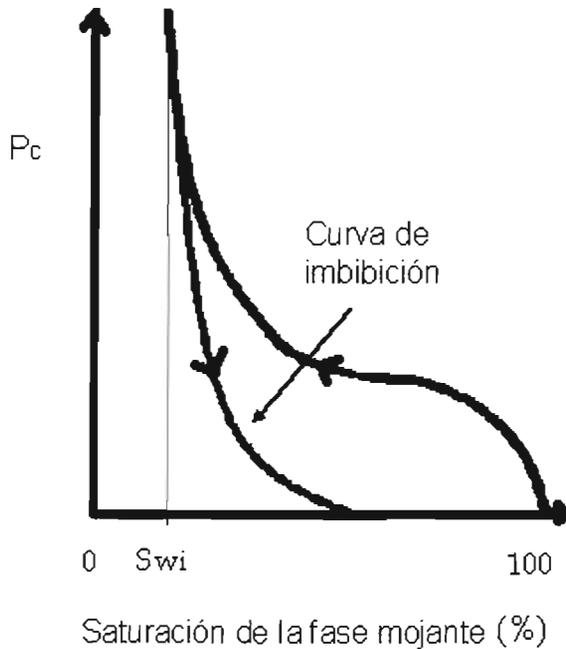
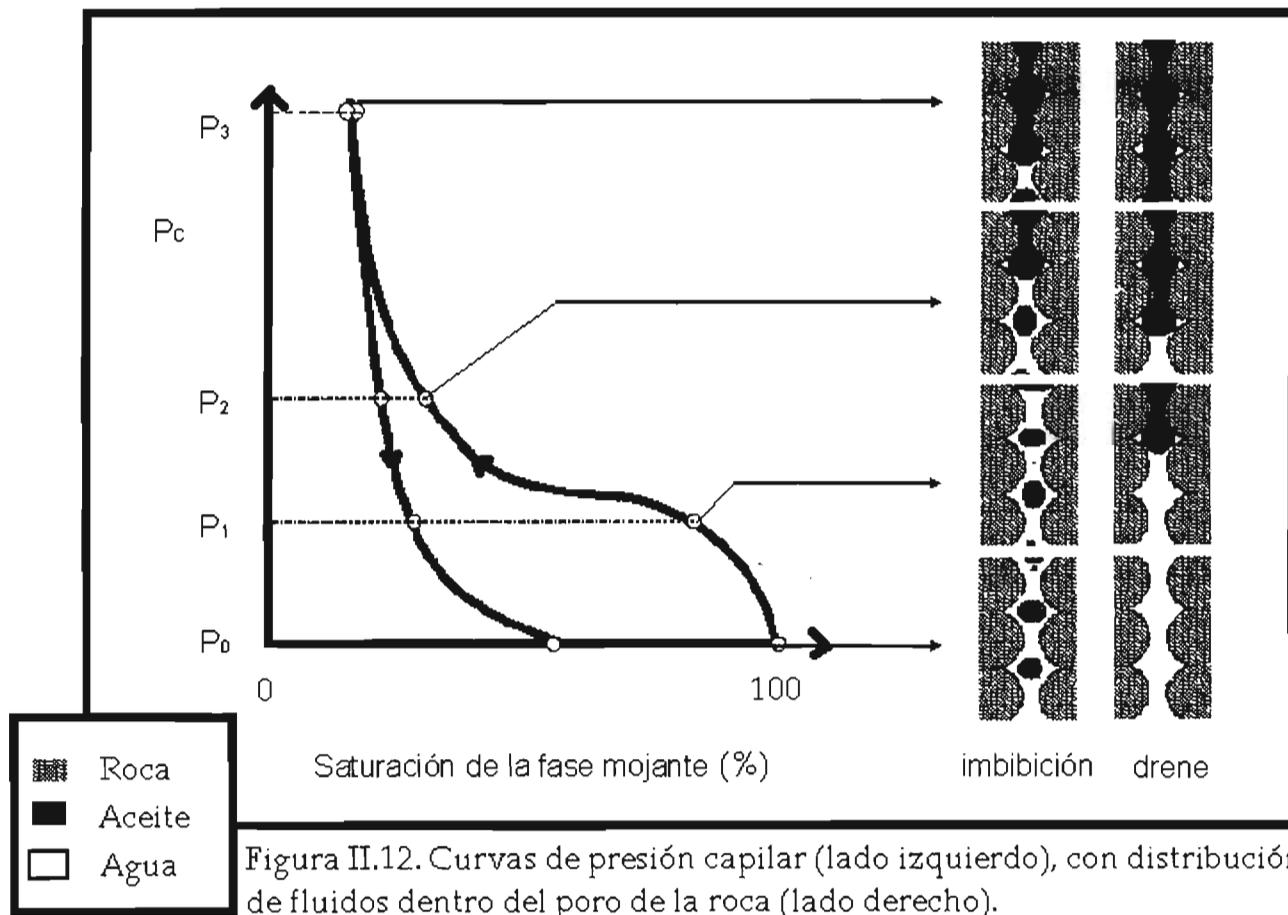


Figura II.11 Gráfica de Presión Capilar (curva de Imbibición).

La diferencia que se observa en las saturaciones finales, es debida a la saturación residual de la fase no mojante.

Esta saturación residual de la fase no mojante es el resultado del atrapamiento de pequeñas acumulaciones de fluido no mojante en los espacios porosos mas reducidos. Para ejemplificar este proceso en la siguiente gráfica se muestra un análisis de las saturaciones de las curvas de drene y de imbibición a diferentes presiones capilares, y los esquemas de cómo se podrían representar tales saturaciones en la roca.



Ecuaciones que se relacionan con la presión capilar.

La ecuación para calcular la garganta del poro propuesta por *Netto* es:

$$PT = \frac{0.007}{P_c} \quad [11.23]$$

Donde:

PT = Garganta de poro (Pore Throat), mm

P_c = Presión capilar con inyección de Hg, atm.

Dos modelos empíricos comúnmente usados para las curvas de presión capilar, son el modelo planteado por Brooks - Corey y el formulado por van Genuchten.

El modelo de Brooks - Corey

Para las curvas de presión capilar por drene:

$$P_c = p_e \left(\frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr}} \right)^{-\frac{1}{\lambda}} \quad [11.24]$$

donde:

P_c = Presión capilar

p_e = Presión de entrada.

S_w = Saturación de agua.

S_{wr} = Saturación de la fase mojante.

S_{nwr} = Saturación de la fase no mojante.

λ es un parámetro que depende de la distribución del tamaño de poro:

- $\lambda = 2$ para un extenso rango de tamaños de poro.
- $\lambda = 4$ para un rango medio de tamaños de poro.
- $\lambda = \infty$ para un tamaño de poro uniforme.

Para las curvas de presión capilar por imbibición:

$$P_c = p_e (S_{eff}^{-1/\lambda} - 1) \quad [11.25]$$

donde S_{eff} es la saturación efectiva y se calcula:

$$S_{eff} = \frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr} - S_{nwr}} \quad [11.2]$$

El modelo de van Genuchten

El modelo de van Genuchten es mas comúnmente usado para hidrología, y puede escribirse de la siguiente manera:

$$P_c = \frac{1}{\alpha} \left[(S_{eff})^{1/n} - 1 \right]^{1/n} \quad [11.27]$$

donde:

P_c = Presión capilar

S_{eff} = Saturación efectiva.

α y n = Son constantes que se determinan mediante el ajuste de datos experimentales.

Número Capilar y número de Bond

Se puede definir al Número Capilar como un número adimensional que relaciona las magnitudes de las fuerzas viscosas y capilares. El Número Capilar sirve para entender si las fuerzas capilares dominan en la escala del poro.

La diferencia de presión dentro de un poro de radio r debida a la capilaridad esta dada por:

$$P_c = \frac{2\sigma}{r} \quad [11.28]$$

Las fuerzas viscosas en el mismo poro y asumiendo que tiene una longitud L y una permeabilidad k es:

$$u = -\frac{k \Delta p_{visc}}{\mu L}, \Rightarrow \Delta p_{visc} = \frac{u \mu L}{k} \quad [11.29]$$

Por lo tanto la relación entre las fuerzas viscosas y la presión capilar es:

$$\frac{\text{Fuerzas viscosas}}{\text{Presión capilar}} \approx \frac{u\mu L}{k} \frac{r}{2\sigma} \quad [\text{II.30}]$$

Y mediante la relación de Carman-Kozeny entre permeabilidad y tamaño de poro:

$$k = \frac{1}{72\tau} \frac{\phi^3 D_p^2}{(1-\phi)^2} \approx 10^{-3} r^2 \quad [\text{II.31}]$$

donde:

- k = Permeabilidad.
- ϕ = Porosidad.
- r = Radio del poro.
- τ = Tortuosidad.
- D_p = Diámetro de poro.

Para un empaque de esferas, comúnmente L/r es alrededor de 10, así que se puede escribir la ecuación como:

$$\frac{\text{Fuerzas viscosas}}{\text{Presión capilar}} \approx \frac{u\mu L}{k} \frac{r}{2\sigma} = \frac{u\mu}{\sigma} \frac{10r^2}{10^{-3}r^2} = 10^2 \frac{u\mu}{\sigma} = 10^2 N_c \quad [\text{II.32}]$$

donde: N_c = Número capilar.

Para yacimientos de hidrocarburos, u es del orden de 10 - 5 m/seg, μ es del orden de 1cp y σ alrededor de 50×10^{-3} N/m, por lo tanto el Número Capilar se encuentra entre 10 - 7. Lo que indica que las fuerzas capilares son las que dominan en estas condiciones.

En algunos casos también se puede encontrar de utilidad el relacionar a las fuerzas de flotación con las fuerzas capilares, para poder entender los efectos de gravedad. Para esto se ha definido al Numero de Bond.

La fuerza de flotación debida a un cambio en la densidad sobre una longitud L puede escribirse como:

$$\Delta p_{grav} = \Delta \rho g L \quad [\text{II.33}]$$

$$\frac{\text{Fuerza de flotación}}{\text{Presión capilar}} \approx \frac{\Delta \rho g L r}{2\sigma} \approx 10^{-1} \frac{\Delta \rho g L^2}{\sigma} = 10^{-1} N_B \quad [11.34]$$

donde: N_B = Número de Bond

Lo que significa que si el valor del N_B es aproximado a 10 las fuerzas capilares y de flotación son similares.

En yacimientos de hidrocarburos la diferencia de densidad es pequeña, así como el tamaño de poro, por lo que el Número de Bond es aproximadamente 4×10^{-4} . Esto indica que las fuerzas capilares son las que dominan sobre las fuerzas de flotación.

Ecuación de Archie

Archie presenta esta ecuación para determinar la saturación de agua, en función de la porosidad y de otros factores.

$$S_w = \eta \sqrt{\frac{a}{\phi^m} R_w \frac{1}{R_t}} \quad [11.35]$$

done:

- | | |
|--------------------------------|---|
| S_w = Saturación de agua | a = Factor de formación para $\phi = 100\%$ |
| n = Exponente de saturación | R_w = Resistividad del agua |
| m = Exponente de cementación | R_t = Resistividad de la roca a S_w |
| ϕ = Porosidad | |

Función "J" de Leverett

Leverett (1941) desarrolló una variable adimensional; conocida como la Función J de Leverett, la cual se correlaciona con las propiedades de la roca y de los fluidos.

La distribución del tamaño de poro es por si misma interrelacionada con la presión capilar, lo cual significa que la Function J de Leverett puede escribirse en términos de presión capilar (fácil de medir) y no así en función de la distribución del tamaño de poro (no tan fácil de medir).

- La presión capilar a una saturación dada es una medida de los poros más pequeños asentados por la fase continua.
- La forma de la curva de presión capilar es función de la distribución del tamaño de poro.
- La magnitud de la presión capilar depende del tamaño inferior de poro.

La Función J combina estas dependencias para quitar el tamaño inferior de poro y obtener una función definida para rocas similares. J es una función de la saturación de la fase no mojante, y es usada para remplazar el tamaño de poro con el tamaño inferior de poro R_m :

$$P_c(S_{nw}) = \frac{2\sigma \cos\theta}{R(S_{nw})} = \frac{2\sigma \cos\theta}{R_m} J'(S_{nw}) \quad \text{[II.36]}$$

Derivando la ecuación de Carman-Kozeny se tiene:

$$k = \frac{\phi R_m^2}{8\tau}, \quad \Rightarrow \quad R_m = \sqrt{8\tau} \sqrt{\frac{k}{\phi}} \quad \text{[II.37]}$$

$$J'(S_{nw}) = \frac{P_c R_m}{2\sigma \cos\theta} = \frac{P_c}{2\sigma \cos\theta} \sqrt{8\tau} \sqrt{\frac{k}{\phi}} \quad \text{[II.38]}$$

La definición final de la función J es:

$$J(S_{nw}) = \frac{P_c}{\sigma \cos\theta} \sqrt{\frac{k}{\phi}} \quad \text{[II.39]}$$

Simplificando términos:

$$J(S_{nw}) = \frac{2}{\sqrt{8\tau}} J'(S_{nw}) \quad \text{[II.40]}$$

Partiendo de esta ecuación, que Lucia (1983), establece los modelos para calcular la saturación del agua, y la permeabilidad de las rocas que entran en su división denominada *Porosidad interpartícula*; para esto primero divide a esta porosidad en tres clases de acuerdo a las características que existen entre las rocas de este tipo (Tabla II.4).

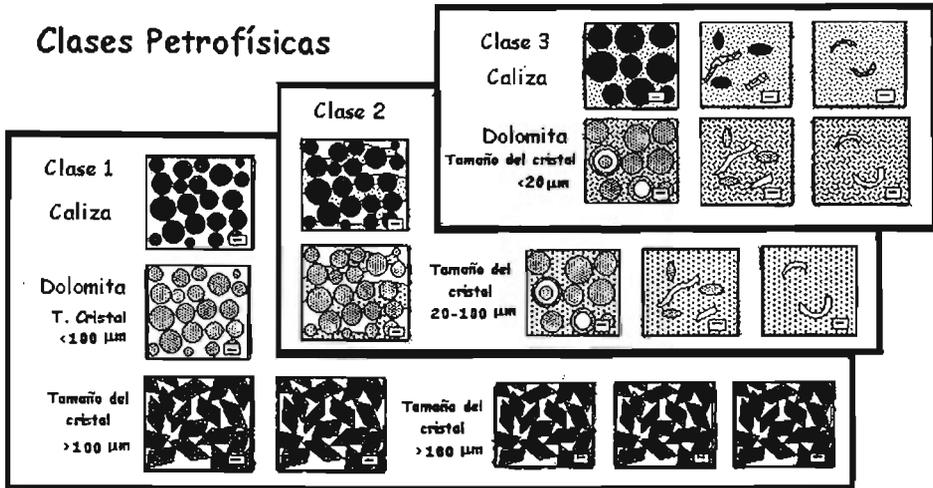


Tabla II.4 Las diferentes Clases petrofísicas propuestas por Lucia (1983).

Y los modelos que presenta para cada clase son:

- Clase 1

$$\begin{aligned}
 K &= (45.35 * 10^8) \phi_{ip}^{8.537} \\
 S_w &= 0.02219 H^{-0.316} \phi_{ip}^{-1.745}
 \end{aligned}
 \tag{II.41}$$

- Clase 2

$$\begin{aligned}
 K &= (2.040 * 10^6) \phi_{ip}^{6.38} \\
 S_w &= 0.1404 H^{-0.407} \phi_{ip}^{-1.440}
 \end{aligned}
 \tag{II.42}$$

- Clase 3

$$\begin{aligned}
 K &= (2.884 * 10^3) \phi_{ip}^{4.275} \\
 S_w &= 0.6110 H^{-0.505} \phi_{ip}^{-1.210}
 \end{aligned}
 \tag{II.43}$$

H es el espesor del yacimiento y ϕ_{ip} se refiere a la porosidad interpartícula.

Medios Fracturados

Modelo fenomenológico de Firoozabadi-Hauge.

Estos autores desarrollaron este modelo, el cual es el resultado de usar la solución a la ecuación de Young-Laplace para correlacionar la presión capilar por fractura con la saturación.

La ecuación de Young-Laplace es la siguiente:

$$\frac{d^2y}{dx^2} = \frac{P_c}{\sigma \left[1 + \left(\frac{dy}{dx} \right)^2 \right]^{\frac{3}{2}}} + \frac{1}{x \left[1 + \left(\frac{dy}{dx} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad [11.44]$$

Las características para un medio fracturado, en las que se basa el modelo son:

- La apertura de la fractura.
- La rugosidad de la fractura.
- El número de puntos de contacto entre las caras de la fractura.

En el desarrollo de este modelo fenomenológico, la forma de las asperezas y el número de ellas que están en contacto con otras en lados opuestos de la fractura es de gran importancia. Estos autores seleccionan conos para semejar la forma de las asperezas, y con ellos representar la rugosidad y la apertura de la fractura.

En la Figura II.13, se muestra la relación entre la apertura de la fractura t , el radio de la base de los conos r , y el ángulo de rugosidad α , que es el que forma el cono con el plano horizontal.

Una vez especificados t y α , la superficie de la fractura queda completamente definida.

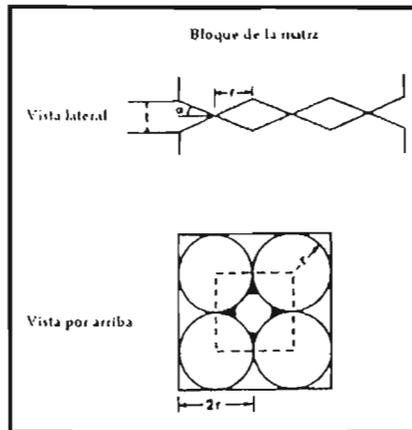
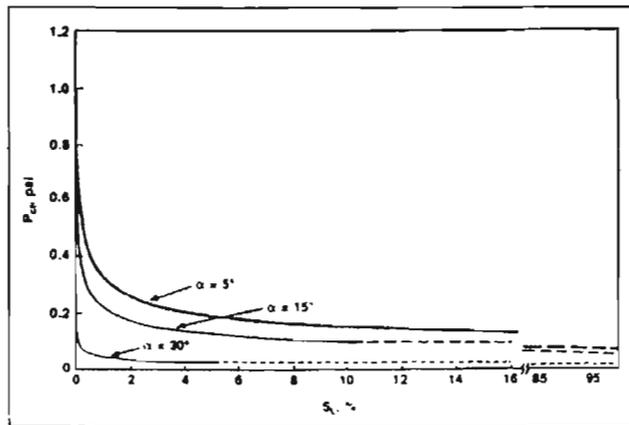


Figura II.13 Relación entre los parámetros t , r y α en un bloque de la matriz.

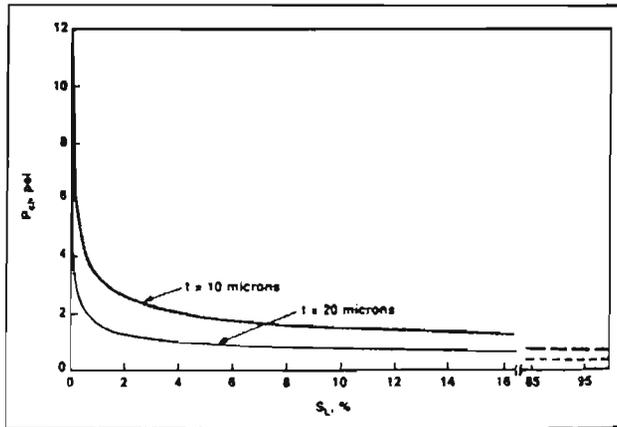
En la Figura II.14 se muestra una gráfica de presión capilar para una apertura de fractura de $100\mu\text{m}$ y ángulos de rugosidad de 5° , 15° y 30° .



Curva de Presión Capilar para un $t = 100\mu\text{m}$

Figura II.14 Gráfica de Presión Capilar (Modelo fenomenológico).

La Figura II.15 muestra una curva de presión capilar en función de la saturación para una fractura con aperturas de 10 y $20\mu\text{m}$ y un ángulo de rugosidad de 5°



Curva de Presión Capilar para un $\alpha = 5^\circ$

Figura II.15 Gráfica de Presión Capilar (Modelo fenomenológico).

II.4. Fracturamiento. ^(7,10)

Las fracturas y fallas son estructuras por las cuales las rocas pierden cohesión, por eso se les reconoce como estructuras disyuntivas, y representan un volumen que puede ser ocupado por fluidos, no obstante pueden estar totalmente abiertas, parcial o totalmente selladas al flujo.

Teóricamente se dice que un material se rompe cuando pierde su cohesión a lo largo de una superficie más o menos plana que lo divide en partes discretas, y ya no es capaz de soportar un esfuerzo diferencial.

Clasificación de las fracturas

En los laboratorios de mecánica de rocas se aplican tres tipos diferentes de pruebas: compresivas, extensivas y tensiles, lo que da lugar a los tres tipos de fracturas determinadas por laboratorio, que son: de cizalla, de extensión y por tensión.

Fracturas de cizalla

Presentan un desplazamiento relativo y paralelo al plano de fractura, cuando los tres esfuerzos principales son compresivos y se desarrollan prácticamente en todos los experimentos realizados en el laboratorio con dos orientaciones diferentes que se cortan entre sí en un ángulo diedro llamado conjugado de casi 60° , bisecado por el eje del esfuerzo principal mayor σ_1 , mientras que la intersección de estos sistemas es paralela con el eje del esfuerzo principal intermedio σ_2 (Figura II.16A).

El desarrollo de las fracturas de cizalla depende principalmente:

- De las propiedades mecánicas del material.
- De la magnitud absoluta del esfuerzo principal mínimo σ_3 .
- De la magnitud del esfuerzo principal intermedio σ_2 , relativa tanto a la del esfuerzo principal máximo σ_1 como a la del esfuerzo mínimo σ_3 ; así cuando σ_2 se aproxima a σ_1 , disminuye el ángulo entre σ_1 y el plano de fractura.

La geometría de las fracturas de cizalla está de acuerdo con el criterio de Coulomb (1776), el cual establece que el fracturamiento de cizalla es controlado por la fuerza de cizalla inicial del material y por su fricción interna. Coulomb sugirió que las fracturas de cizalla no ocurrirían a lo largo de los planos de máximo esfuerzo de cizalla (a 45° de σ_1), sino debido a la fricción interna, en algún ángulo menor de 45° , lo cual es una propiedad del material. Específicamente, las fracturas de cizalla se desarrollan en $\pm 45^\circ \pm \phi/2$ donde ϕ es el ángulo de fricción interna.

Los trabajos experimentales y de campo, sugieren que a falta de una buena teoría mecánica, el criterio de Coulomb puede ser usado para predecir la relación geométrica de las fracturas de cizalla con los tres ejes principales de esfuerzos dentro de las rocas durante la ruptura. Por otra parte, la posición de las fracturas de extensión no son incluidas dentro de este criterio, pero pueden ser estimadas de los resultados de estos mismos trabajos experimentales y de campo.

Fracturas de extensión

Tienen un sentido de desplazamiento perpendicular al plano de fractura y alejándose de él. Se forman cuando los tres esfuerzos principales son compresivos y son paralelas al plano que contiene a los ejes de esfuerzo σ_1 y σ_2 , y perpendiculares a σ_3 (Figura II.16A).

Durante los experimentos de fractura en laboratorio, pueden y frecuentemente se forman sincrónicamente con las fracturas de cizalla.

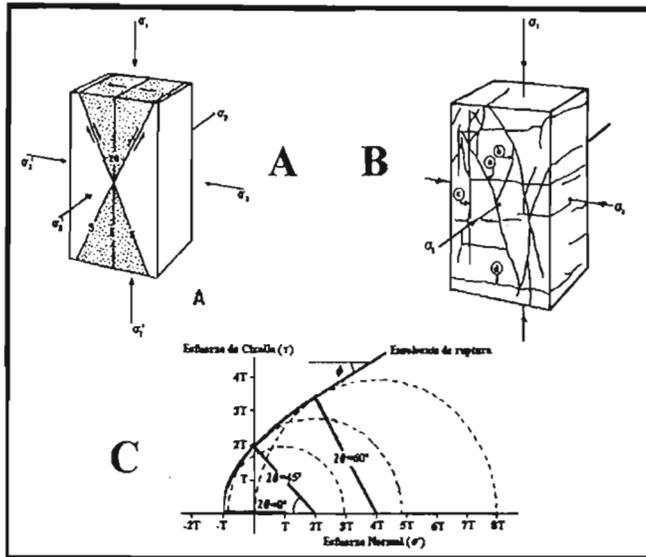


Figura II.16 A) Relaciones geométricas entre las fracturas y el estado de esfuerzo ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) responsable de ellas. B) Fracturas formadas experimentalmente dentro de un bloque de calizas Solenhofen, donde (a) y (b) son fracturas de cizalla conjugada, y (c) son fracturas de extensión formadas durante el experimento, mientras que (d) son fracturas de extensión formadas después de quitar la carga. C) Círculo de Mohr mostrando la relación entre esfuerzo y deformación.

Fracturas por tensión

También tienen un sentido de desplazamiento perpendicular al plano de fractura y alejándose de él. Similarmente a las anteriores se forman paralelas al plano que contiene a σ_1 y σ_2 ; es decir, en términos de la orientación respecto a σ_1 y del sentido de desplazamiento, estas fracturas se parecen a las de extensión. Sin embargo, para formarse una fractura de tensión, al menos uno de los esfuerzos principales σ_3 debe ser negativo,

mientras que para formar una fractura de extensión los tres esfuerzos principales deben ser comprensivos (Figura II.16A).

La distinción entre las fracturas por tensión y de extensión es importante en lo que se refiere a su longitud. Las fracturas resultantes de las pruebas de tensión tienen una longitud de 10 a 15 veces menor que las resultantes de las pruebas de extensión, lo cual puede ser muy importante en las predicciones numéricas del fracturamiento.

En general, se definen como fracturas de extensión a aquellas que son paralelas a σ_1 y perpendiculares a σ_3 , siempre y cuando σ_3 sea un esfuerzo compresivo o cuando su signo se desconoce; por el contrario, las fracturas tensiles serán referidas solo cuando las evidencias sugieran que σ_3 es negativo.

Las fracturas que están relacionadas por un origen común, es decir, que fueron formadas por un mismo estado de esfuerzos, se denominan *fracturas conjugadas*. De tal forma que un patrón conjugado que se considere completo debe incluir: una fractura de cizalla izquierda, una de cizalla derecha y una fractura de extensión.

Una forma de medir la frecuencia relativa del fracturamiento es mediante el concepto de *número de fractura*, el cual se refiere al número promedio de fracturas paralelas de un determinado sistema por unidad lineal (pie, metro, etc.) en la dirección al plano de las fracturas.

Una medición volumétrica o de área que incluyera la superficie de las fracturas, sería más significativa, pero generalmente no puede medirse de esta manera dentro de las rocas naturalmente fracturadas. Por tanto, se asume que el número relativo de fracturas también refleja el área superficial relativa de ellas. Así, si el denominador del número de fractura es 100 pies, entonces un número de fractura de 100 implica que hay alrededor de una fractura por pie de un sistema dado.

Factores que controlan el fracturamiento

La ruptura no se restringe al dominio frágil, de ahí que aquellos parámetros que suelen incrementar la ductilidad de las rocas, por lo regular disminuyen la ruptura.

Las características de la deformación de las rocas, como se ha medido y observado en pruebas de laboratorio, se resumen dentro de la Tabla II.5, en donde cada uno de los dibujos representa la configuración final generalizada en sección longitudinal de un cilindro originalmente recto de material rocoso, que ha sido comprimido paralelamente a su eje longitudinal. La ductilidad se incrementa de izquierda a derecha, como puede verse en las curvas esfuerzo-deformación de la parte inferior o de la deformación longitudinal permanente promedio indicada en la parte superior de cada columna. A continuación se describen cada una de estas etapas.

ETAPA	1	2	3	4	5
DEFORMACION TIPI- CA ANTES DEL FRACTURAMIENTO O FALLAMIENTO (%)	< 1	1 - 5	2 - 8	5 - 10	> 10
$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$					
CURVAS TIPICAS ESFUERZO - DEFORMACION					

Tabla II.5 Características de la deformación de las rocas como se han medido y observado en pruebas de laboratorio .

- Etapa 1. El *comportamiento frágil* está caracterizado por una respuesta en la gráfica esfuerzo-deformación casi lineal hasta el punto de ruptura, y en la mayoría de los casos solo son observadas fracturas de extensión.
- Etapa 2. Si la curva esfuerzo-deformación se separa de la línea recta, antes de llegar al punto de ruptura, dado un incremento en la

ductilidad, la deformación observable puede ser causada por fracturamiento de cizalla formando una cuña y terminando con la creación de fracturas de extensión.

- Etapa 3. Bajo condiciones de mayor *ductilidad*, las cuñas limitadas por fracturas de cizalla van siendo cada vez más pequeñas, y el cilindro ya presenta una deformación permanente que puede ser vista en sus paredes, y va adquiriendo paulatinamente la forma de barril.
- Etapa 4. Representa condiciones de mayor *ductilidad*, donde el esquema principal de fracturas conjugadas se desarrolla a lo largo de una zona de cizalla más que sobre una fractura discreta. Esta zona contiene numerosas fracturas pequeñas, la mayoría de las cuales son de tipo de cizalla o mezclas entre fracturas de cizalla y de extensión.
- Etapa 5. Las *rocas muy dúctiles* están caracterizadas por una deformación permanente sin evidencias de fracturamiento macroscópico.

De acuerdo con algunos modelos los *factores que afectan la ductilidad de las rocas*, y por tanto, la ruptura son:

- El tipo de roca
- La temperatura
- La presión confinante efectiva o presión de sepultamiento
- La velocidad de la deformación
- La presión de poro

La ductilidad de las rocas se ve incrementada al aumentar la presión de confinamiento o bien la temperatura, pero también crece al disminuir la velocidad de la deformación o con el tipo de litología que afecta, así por ejemplo:

- Las Cuarcitas y Dolomías nunca llegan a ser tan dúctiles como la etapa 5 bajo las condiciones de una cuenca sedimentaria.
- Las Calizas pueden comportarse dentro de las etapas 1 y 2 en o sobre la superficie, pero a 25000 pies (7620 metros) de profundidad, el comportamiento de las Calizas puede ser similar a los especímenes de la etapa 5.

- La Halita es dúctil hasta en condiciones atmosféricas
- Las areniscas, dependiendo del grado de cementación, se comportan en una situación intermedia entre las Calizas y las Dolomías.
- Las Lutitas, dada su variada composición y fábrica, muestran un amplio rango de comportamientos.

En la Figura II.17 se muestran los cambios de ductilidad más usuales en las rocas sedimentarias referidos a la profundidad, y empleando los mismos gradientes de presión de confinamiento, presión de poro y temperatura; además puede verse que en condiciones cercanas a la superficie se esperan muy pocas discrepancias en ductilidad dentro de las diversas rocas sedimentarias, pero a mayor confinamiento son más grandes las diferencias.

Es importante considerar que dentro de la deformación natural de las rocas, el confinamiento, la presión de poro y la temperatura son variables dependientes, no así el efecto litológico, el cual puede ser aislado y tratado como una variable simple.

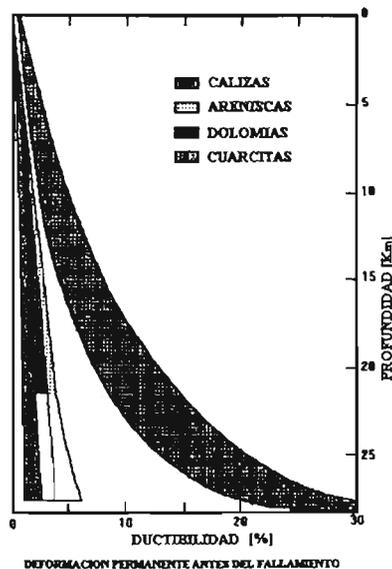


Figura II.17. Ductilidad de rocas saturadas de agua como una función de la profundidad, donde se incluye el efecto de la presión de confinamiento, de la temperatura y de la presión de poro o normal de la formación.

ESTA TESIS NO SALE DE LA BIBLIOTECA

Fracturamiento y procesos geológicos.

Observaciones de campo y laboratorio han mostrado que las fracturas y fallas se producen siempre a todas las escalas, desde un nivel microscópico hasta la escala global, siendo un tipo especial de estructura que se desarrolla ampliamente en las rocas de la corteza terrestre dentro de los 10 kilómetros superiores de ella, donde las temperaturas y presiones son relativamente bajas (0 a 300°C y de 0 a 4 kilómetros). Se sabe que estas estructuras van ligadas con tres tipos de procesos: gravitacionales, tectónicos y diapíricos.

Entre los procesos gravitacionales que pueden producir fracturamiento y fallamiento están:

- ❖ Compactación diferencial
- ❖ Descompactación debida a la erosión

Dentro de los *procesos tectónicos*, las fallas y fracturas se encuentran asociadas con el desarrollo de plegamiento y fallamiento, también a diversas escalas. Por último las *intrusiones* tanto salinas como arcillosas se encuentran ligadas con procesos relacionados con diferencias de densidad y fuerzas verticales.

Además se ha sugerido que el microfracturamiento pudo haberse formado por la alta presión de poro asociada con la generación de aceite. En muchos casos, las grietas están cortadas directamente por las fracturas verticales y los hidrocarburos pueden migrar directamente dentro de ellas. Entonces, los efectos de presión-solución juegan un papel importante en la localización de la materia orgánica y en la migración primaria de hidrocarburos.

Desde el punto de vista de la caracterización de yacimientos de hidrocarburos, la identificación de las tendencias de fracturamiento y su relación con la génesis de las estructuras mayores (pliegues y/o fallas), permiten identificar los probables patrones de desplazamiento de fluidos a través de los materiales rocosos.

Según algunos autores, el origen de los sistemas de fracturas se define mediante datos sobre su *rumbo y echado, morfología, tendencias, abundancia relativa y relaciones angulares entre ellos*, y aplicando modelos empíricos de generación de fracturas (los cuales varían desde tectónicos hasta diagenéticos). La interpretación de uno o varios sistemas de fracturas involucra una combinación de distintos puntos de vista, tanto geológico como de mecánica de rocas, haciendo dos suposiciones importantes:

1. Que los patrones de fracturamiento natural representan el estado local de esfuerzos durante la formación de las fracturas.
2. Que las disposiciones de las fracturas en el subsuelo presentan un arreglo similar cualitativamente al que presentan las rocas sometidas a esfuerzos en el laboratorio, bajo condiciones ambientales parecidas.

De tal forma que los patrones de fracturas son interpretados en términos de los sistemas de fracturas obtenidos en el laboratorio.

En el caso de las fracturas sin vestigios de movimientos (estrías o fibras), los ejes de la deformación no pueden determinarse con mucha precisión, y solo puede efectuarse un levantamiento sistemático de estas estructuras sobre la falsilla de Schmidt para definir los máximos o familias de fracturas y determinar las características generales de cada una de ellas, así como en particular sus intersecciones promedio. Esta última puede tener una infinidad de aplicaciones prácticas, por ejemplo establecer las vías de flujos.

Como el estudio de las fracturas desde un punto de vista estructural debe ser estadístico, para una mejor comprensión se utiliza la proyección estereográfica o diagrama de Schmidt. Donde en ocasiones es posible dar una interpretación sobre el origen de las fracturas, comparando las disposiciones de las familias con los ejes de la deformación regional, definidos por otros métodos. Es de esta manera que se puede hablar de fracturas de compresión o distensión.

Si las fracturas sin movimiento relativo de los bloques están abiertas, se habla de fisuras o grietas; mientras que cuando se encuentran llenas por minerales de neoformación dan lugar a filones o vetas.

Por otra parte, mediante el análisis de los sistemas de fallas sincrónicas es posible definir con bastante precisión los ejes de deformación de acuerdo con la teoría de Anderson (1951), Figura II.18.

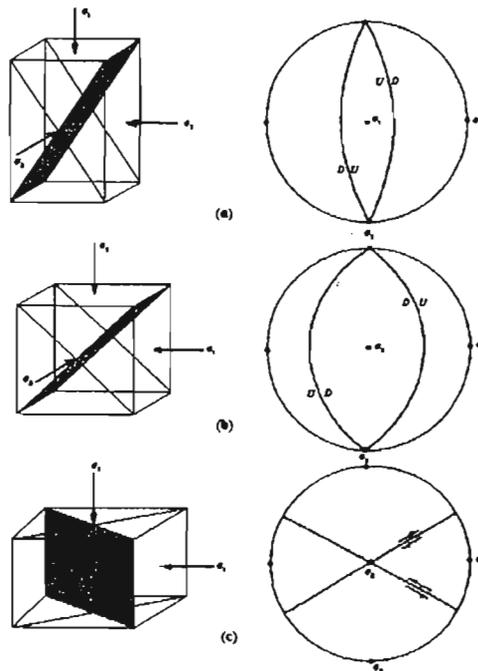


Figura II.18. Planos de fallas (sombreados) y las direcciones principales de esfuerzos en condiciones isotropas. (a) fallas normales con σ_1 vertical, (b) falla inversa con σ_1 vertical, (c) fallas transcurrentes con σ_1 vertical, con sus proyecciones estereográficas en el hemisferio inferior, donde el círculo primitivo representa la horizontal.

Clasificación geológica de las fracturas.

Los sistemas de fracturas naturales son penetrativos y persistentemente orientados dentro un gran volumen de roca; su clasificación genética (Tabla II.6 y Tabla II.7) está basada en dos suposiciones fundamentales ya mencionadas:

- I. Los patrones de fracturamiento natural (fracturas conjugadas de cizalla y extensión o tensiles), representan fielmente el estado de esfuerzos durante la formación de las fracturas.
- II. Las fracturas en el subsuelo presentan cualitativamente un arreglo similar al que muestran las rocas sometidas a pruebas de esfuerzos en el laboratorio, bajo condiciones ambientales parecidas.

Tabla II.6 Clasificación de los sistemas de fracturas Naturales en Clases Mayores

Fracturas Ortogonales Regionales	Fracturas Relacionadas con Estructuras
	1. Con Pliegues
	2. Con Fallas

Tabla II.7 Clasificación de fracturas Experimentales y Naturales.

Clasificación de Fracturas Experimentales	Clasificación de Fracturas Naturales
1. Fracturas de Cizalla	1. Fracturas Tectónicas
2. Fracturas de Extensión	2. Fracturas Regionales
3. Fracturas de Tensión	3. Fracturas Contraccionales
	4. Fracturas relacionadas a la superficie

Entonces, se asume que los patrones de fallas naturales reflejan la misma geometría con respecto a las cargas aplicadas, como las fracturas generadas dentro de los experimentos de laboratorio.

Si estas suposiciones son correctas, entonces las fracturas que ocurren de forma natural pueden clasificarse sobre las bases del origen de las fuerzas responsables como se determinó de los datos de laboratorio y de la geometría del sistema de fracturas (Tabla II.7). De ahí que, esta clasificación se apoye fuertemente sobre la clasificación presentada previamente de las fracturas genéricas o experimentales.

Hoy dos escuelas de pensamiento sobre la mejor manera de observar y describir los sistemas de fracturas naturales en afloramientos:

- Una asume que los datos de fracturas deben ser manejados estadísticamente para ser entendibles, de ahí que manipula y combina gran cantidad de datos de muchos afloramientos juntos, para definir sus orientaciones preferentes, considerando que así puede obtener la objetividad dentro de la interpretación. Por otro lado, se considera que mientras esta combinación de datos es necesaria en algunas etapas del estudio de fracturas, esta aproximación es deficiente dada la gran pérdida de precisión interpretativa cuando los datos son agrupados antes de la interpretación.
- Una segunda escuela involucra la interpretación de los datos de afloramientos individualmente con respecto a su origen, antes de su tratamiento estadístico. Estos juegos de datos previamente interpretados pueden ser adicionados secuencialmente para llegar a una descripción combinada, que tendrá mas significado estadístico y será mas fácilmente interpretada para el análisis de esfuerzos, debido a la interpretación previa de los juegos de datos individuales con menor significado estadístico.

Fracturas Tectónicas

Resultan de la aplicación de fuerzas superficiales y cuyo origen, sobre las bases de su orientación, distribución y morfología, puede ser atribuido o asociado con un evento tectónico. Se ha observado que la mayoría de las fracturas tectónicas en los afloramientos tienden a ser fracturas de cizalla, que forman redes con relaciones especiales específicas a los pliegues o fallas.

Sistemas de fracturas asociadas a fallas.

Las fracturas asociadas con fallas generalmente son relacionadas al mismo estado de esfuerzo que causó el fallamiento, y las relaciones entre ellas

han sido mostradas y documentadas por varios autores. Sin embargo, esta asignación no es válida para el caso de las fracturas ligadas con plegamiento, como se verá mas adelante.

Las fracturas asociadas a las vecindades de una falla presentan 3 direcciones potenciales:

- i. Paralela a la falla. La mayoría de las fracturas asociadas a las vecindades de las fallas y con disposición paralela a las mismas, son fracturas de cizalla.
- ii. Oblicuas al plano de falla principal se ubican las fracturas de cizalla conjugadas que lo cortan con ángulo agudo y que son el complemento cinemático de la misma.
- iii. Oblicuas tanto a la falla como a las fracturas de cizalla se alinean las fracturas de extensión, bisecando con ángulo agudo los dos sistemas conjugados de fracturas de cizalla.

Estas tres orientaciones corresponden a las tres direcciones potenciales de fractura durante los experimentos de laboratorio, y son desarrollados con relación al estado de esfuerzo local causante del fallamiento.

La orientación de las fracturas estrictamente asociadas con la falla, cambian con el comportamiento de ésta, Pero no hay forma de estimar el número de fracturas que estarán asociadas con una falla determinada. Además, el desplazamiento total sobre una gran fractura puede acompañarse por un deslizamiento acumulativo sobre las fracturas paralelas mas pequeñas. Se ha observado también, que algunas grandes fallas tienen estrechas zonas de fracturamiento mientras que muchas fallas pequeñas tienen amplias zonas de ruptura a pequeña escala y que las fracturas de cizalla paralelas con la falla no están bien desarrolladas, mientras que las fracturas de cizalla conjugadas comúnmente son más sobresalientes.

Las fracturas de cizalla paralelas son expresiones en miniatura de la falla mayor, por tanto no es de sorprender que sus orientaciones, así como las fracturas de extensión asociadas, puedan ser determinadas si se conoce la

actitud de la falla principal. La situación inversa es también válida, es decir, conociendo la orientación de las fracturas puede revelarse el rumbo de la falla maestra así como su sentido de cizalla.

De las relaciones entre el fallamiento y el fracturamiento, es posible determinar la dirección de los esfuerzos principales o cargas en el tiempo de la deformación. También, conociendo la orientación del plano de falla y las fracturas asociadas con él, puede determinarse el sentido de movimiento de la falla (Figura II.19). Las relaciones entre las fracturas y las fallas se dan a cualquier escala, así por ejemplo, en algunos estudios usando la orientación de las fracturas microscópicas de los núcleos orientados se ha determinado la orientación e inclinación de una falla cercana.

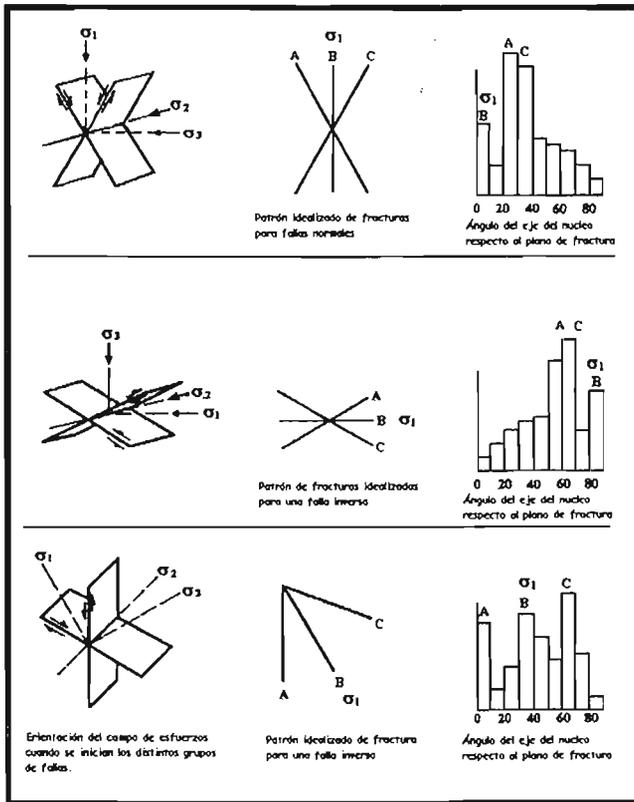


Figura II.19. Relaciones entre el estado de esfuerzo, las orientaciones de las falla y fracturas derivados de estos y los histogramas de buzamiento resultantes del análisis de núcleos .

Bajo condiciones ideales, es posible determinar la orientación y sentido de desplazamiento de una falla vecina por el análisis de las fracturas, pero es difícil determinar la proximidad de ésta.

La intensidad del fracturamiento asociado con fallas es principalmente función de:

- La litología
- La distancia al plano de falla
- La cantidad de desplazamiento a lo largo de la falla
- La deformación total dentro de la masa de roca
- La profundidad de sepultamiento
- El tipo de falla (cabalgadura, de crecimiento, etc.)

Cualquiera de estos parámetros dominará la intensidad de las fracturas, que varía de falla a falla.

Hay otras fracturas menos evidentes asociadas con el fallamiento, se definen en grupos con un tamaño pequeño que afectan a los granos de las rocas involucradas y que ocurre en ángulos agudos al plano de la falla principal, son las llamadas fracturas microscópicas, las cuales se han relacionado con los desplazamientos a lo largo de la falla y al esfuerzo normal al plano de esta. Mientras estas fracturas ("feather fractures") son importantes en la determinación del origen del fallamiento y en el examen microscópico del plano de la falla para el sentido de movimiento de la cizalla, su importancia es mínima en la producción de hidrocarburos.

Otras fracturas ocurren dentro de las zonas de deslizamiento. Por sí mismas, éstas reflejan estados de esfuerzo y deformación complejos y variantes, relacionados a la zona de deslizamiento.

La Figura II.20 muestra algunos modelos propuestos para explicar la asociación de los sistemas de fracturas con fallamiento. En el esquema pueden observarse las disposiciones de los sistemas de fracturas ligados con fallas normales (1), inversas (2), laterales (3) y un sistema sin significación neta en cuanto al campo de esfuerzos (4).

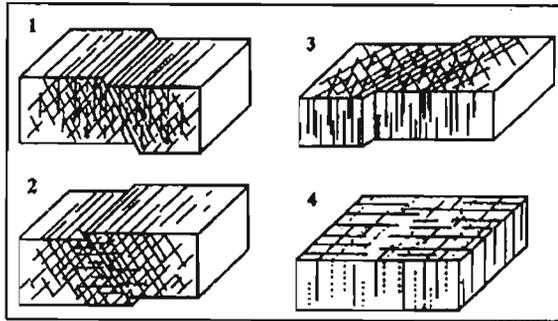


Figura II.20. Posible disposición de los Sistemas de Fracturas asociados con fallas (1) normales, (2) inversas, (3) laterales y (4) sin significación neta.

Para las fallas normales puede verse un notorio desarrollo de fracturas verticales e inclinadas con una sola tendencia, pero uno de estos sistemas de fracturas inclinadas se encuentra geoméricamente paralelo o subparalelo al plano de fallamiento principal. Mientras que las fracturas asociadas con fallamiento inverso, son tanto horizontales como inclinadas mostrando una sola tendencia o tren, pero siendo uno de los patrones inclinados también paralelo o subparalelo con el plano de falla principal.

Para el caso de las fallas laterales, el fracturamiento es marcadamente vertical, con tres tendencias: una paralela al plano de fallamiento y las otras oblicuas a éste.

En cuanto al estudio de las fracturas en el subsuelo, puede decirse que la deflexión (ángulo de desviación respecto a la vertical) propia del agujero o pozo que intercepta el mayor número de fracturas depende de la actitud de la falla y del desarrollo relativo de las fracturas asociadas.

La dirección principal en el flujo de los fluidos que se proporciona con las fracturas asociadas a fallas, puede determinarse con la tendencia de los tres tipos de fracturas potenciales; de igual forma, de sus intersecciones paralelas a las fallas, se pueden predecir las direcciones del flujo lateral.

- ✓ Para fallas de poca inclinación (echado), del orden de los 30°, ninguna deflexión teóricamente incrementaría la probabilidad de intersección de fracturas.
- ✓ Para fallas verticales, La deflexión hacia la falla en una dirección normal a su tendencia incrementaría las oportunidades de intersección.
- ✓ Para las fallas normales, Se requiere conocer el desarrollo relativo de las dos fracturas de cizalla. Si las fracturas paralelas a la falla están mejor desarrolladas, la zona más prometedora es la deflexión hacia la falla dentro del bloque caído y alejándose de la falla en el bloque levantado.

Si las fracturas conjugadas están mejor desarrolladas, la perforación en la dirección contra la falla dentro de los dos bloques tiene las mejores oportunidades de interceptar el mayor número de fracturas. Sin embargo, los análisis de núcleos o afloramientos son mejores métodos sobre los cuales se basa una decisión.

Muchas de las fracturas de cizalla asociadas con fallas despliegan pequeños desplazamientos perfectamente visibles a diferencia de las fracturas de cizalla ligadas con el plegamiento, y estos movimientos a lo largo de las fracturas de cizalla pueden tanto incrementar como disminuir la permeabilidad y la porosidad del medio. Así:

- Si el movimiento causa rotación de cuerpo rígido de los bloques dispuestos a lo largo de las fracturas, la porosidad y permeabilidad dentro se incrementarán notablemente.
- En otra situación debido a que las fracturas raras veces son perfectamente planas, el desplazamiento puede causar una mala disposición entre los bordes de las fracturas y entonces se incrementa el flujo de fluidos a lo largo de ellas.
- Si también hay fragmentación dentro del material con forma de astillas a lo largo de la fractura, estas astillas pueden apuntalar cualquier abertura e incrementar la permeabilidad.

No obstante que los estudios de afloramientos determinan mejor la naturaleza de las zonas de fractura asociadas con algún tipo de falla, también a partir de núcleos puede recogerse considerable información con respecto de ella.

Sistemas de fracturas asociadas a pliegues

Durante el inicio y desarrollo de un pliegue, la historia de esfuerzos y deformación dentro de las rocas es muy compleja, de ahí que los patrones de fracturas que se desarrollan dentro de estas estructuras presentan la misma complejidad. Por ello, las fracturas asociadas con pliegues no puede asegurarse que deban asignarse al mismo campo de esfuerzo.

Se ha publicado una cantidad significativa de artículos que describen la orientación de las fracturas sobre los pliegues. Sin embargo, también se dice que la mayoría de ellos explican sólo porciones de la geometría total de la fractura (Figura II.21A) y de ellos, la descripción mas útil sobre la geometría de fractura total de los pliegues la presenta Stearns.

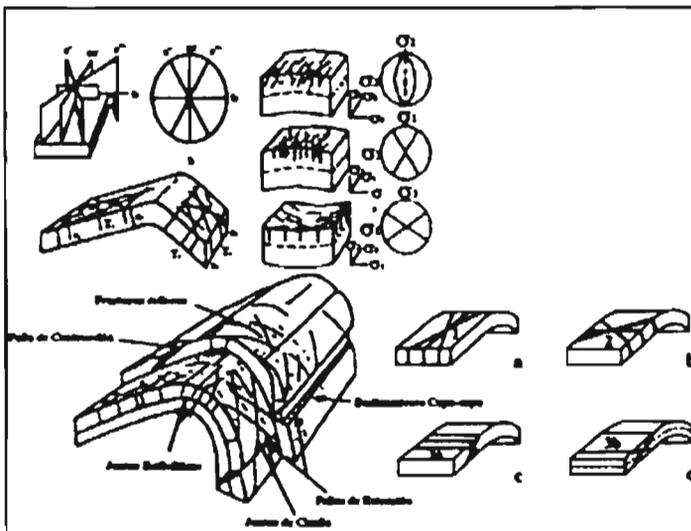


Figura II.21. Diagramas típicos de orientaciones de fracturas relacionadas con pliegues

Tabla II.8 Geometría de las Fracturas dentro de los pliegues.

Tipo de geometría	σ_1	σ_2	σ_3
I	Paralelo a "dip-dir" Paralelo a la So	Perpendicular a la So	Paralelo a la So
II	Perpendicular a "dip-dir" Paralelo a So	Perpendicular a So	Paralelo a So
III	(a)- Perpendicular a So (b)- Paralelo a "dip-dir"	Paralelo al rumbo de So Paralelo al rumbo de So	Paralelo a "dip-dir" Perpendicular a So
IV	Paralelo a la So	Paralela al rumbo de So	Perpendicular a So
V	En un ángulo al plano de So (ángulo dihedro)	Paralelo al rumbo de So	En ángulo al plano de So (90°)

done

So = Estratificación

"dip-dir" = Dirección del echado

- I. Asociada con la estratificación dentro de una sección a rumbo.
- II. Asociada con la estratificación dentro de una sección a echado.
- III. Asociada con estratificación dentro de una sección transversal: a. extensional, b. compresional.
- IV. Asociada con pliegues relacionados con cabalgaduras.
- V. Asociada con deslizamientos de planos de estratificación.

Aún cuando todos los patrones son importantes para un entendimiento de los procesos del plegamiento, solo dos tienen un número suficiente de fracturas para ser considerados.

El patrón I consiste de dos juegos de fracturas de cizalla conjugadas y otro más con fracturas de extensión. El eje de esfuerzo principal intermedio (σ_2) es normal a la estratificación y los correspondientes a los esfuerzos

principales mayor y menor (σ_1 , σ_3) están contenidos dentro del plano de estratificación, ubicándose a σ_1 en la dirección del echado (Figura II.22A).

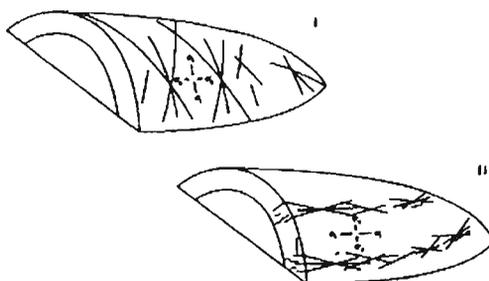


Figura II.22. A) Patrón I, B) Patrón II.

Sobre el flanco del anticlinal las fracturas de extensión de este patrón están dentro del plano geométrico ac. Este patrón muestra el acortamiento en la dirección del buzamiento, el alargamiento en la dirección del rumbo y ningún cambio en el sentido normal a la estratificación.

El patrón II consiste de dos juegos de fracturas de cizalla conjugadas y uno con fractura de extensión, indicando que σ_2 siempre está normal a la estratificación, σ_1 y σ_3 están dentro del plano de estratificación, pero σ_1 es paralelo con el rumbo y σ_3 con la dirección de buzamiento (Figura II.22B).

Sobre el flanco del anticlinal las fracturas de extensión de este patrón son paralelas al plano geométrico bc. La geometría de este segundo patrón representa el alargamiento paralelo con el buzamiento, el acortamiento paralelo con el rumbo y ningún cambio normal a la estratificación.

Debe aclararse que ambos patrones son el resultado de los procesos de plegamiento por sí mismos y no del campo de esfuerzos regional que inició el plegamiento, manteniendo sus relaciones con la estratificación hasta en la nariz del pliegue, donde las actitudes se apartan ampliamente de los trenes medios de los pliegues. Un ligero cambio en la dirección del pliegue, marca un igual cambio en la orientación de las fracturas, pero no en su relación con la estratificación.

Las fracturas de cizalla en estos dos patrones rara vez muestran desplazamientos visibles, y son señaladas como de tipo de cizalla o extensión solamente con bases en su geometría de conjunto, y en las evidencias inequívocas y consistentes tanto de laboratorio como de campo.

Aunque no se ha podido definir claramente la edad relativa de los patrones de fracturas asociados con el plegamiento, se considera que el patrón I comienza a formarse más tempranamente que el patrón II. Esto se basa en el hecho de que el primero es común dentro de los pliegues de poca inclinación y sin mucha curvatura en sección transversal, donde el patrón II está prácticamente ausente. A pesar de todo, el desarrollo de los dos patrones debe trasladarse en tiempo, dado que ambos pertenecen al fracturamiento simple, y aún cuando representan diferentes estados de esfuerzos, pueden ocurrir dentro del mismo estado.

El patrón II representa el alargamiento normal al tren del anticlinal, y como tal es probable que no se desarrolle hasta que el plegamiento progrese lo suficiente para exceder la habilidad de las rocas a deformarse elásticamente.

La morfología de las fracturas de los dos patrones algunas veces es diferente, muchas de las fracturas del patrón I se continúan como una simple ruptura o como una zona de fracturas paralelas a través de toda una estructura. La inspección de campo de tales lineaciones revela que son grandes fracturas con una simple orientación y no el conjunto de las tres orientaciones. Estas fracturas son lateralmente continuas sobre grandes distancias y también a través de varios cientos de metros de sección. Aunque estas fracturas generalmente son enormes, se presentan en todos los tamaños, su orientación homogénea es sobresaliente sobre todas las escalas. Los diagramas de las fracturas de cizalla del patrón I son los mismos si los observamos tanto en los granos de cuarzo como en las fotografías aéreas, y las más grandes de estas fracturas pueden afectar la comunicación de fluidos sobre grandes distancias.

Las fracturas del patrón II nunca alcanzan tamaños tan grandes como las del patrón I que llegan a medir varias decenas de metros de largo,

mientras las primeras alcanzan a desarrollarse desde pocos centímetros hasta algunos metros.

Una inspección cuidadosa de los afloramientos donde se observa el patrón **II**, revela que estas lineaciones consisten generalmente de tres familias de fracturas en estrecha asociación, medibles en centímetros o la mayoría en metros, y solo la tendencia de la zona es realmente continua y paralela con el rumbo del pliegue, pero no las fracturas individualmente. Las relaciones internas son mas evidentes en las fracturas del patrón **II** que en las del patrón **I**; por ejemplo, una fractura de extensión de unos pocos centímetros de largo puede terminar en un extremo, en una pequeña cizalla lateral izquierda, y en el otro, en una diminuta cizalla lateral derecha. En el caso de las fracturas de cizalla pueden terminar en fracturas de extensión o quizá en fracturas conjugadas.

Considerando la continuidad de las fracturas, esta es en general, mas grande dentro del patrón **I**, pero las fracturas del patrón **II** pueden ser mas efectivas para el tránsito de fluidos; aunque no hay datos que apoyen esta idea, se considera factible debido a que las fracturas del patrón **II** siendo mas pequeñas, son mas adecuadas para las rotaciones locales de los pequeños bloques dentro de la zona, generando un sistema mas abierto en comparación con una fractura simple o de astillas paralelas y alargadas.

Las fracturas densas del patrón **II** también pueden reflejar, localmente, un alargamiento considerable que resulta de una dilatación (decremento de la densidad total) a lo largo de la zona fracturada. En un pozo que intercepte las fracturas del patrón **I**, con gran tamaño y aislamiento, podrá considerar tres direcciones probables de flujo de fluidos. Mientras que los pozos que cortan las fracturas del patrón **II** tendrán un flujo favorable en dirección paralela con el tren estructural.

La Figura II.23 muestra un modelo propuesto para explicar la asociación de los sistemas de fracturamiento con el plegamiento isopaco y que puede ser extendido, con algunas reservas, a otros tipos de pliegues.

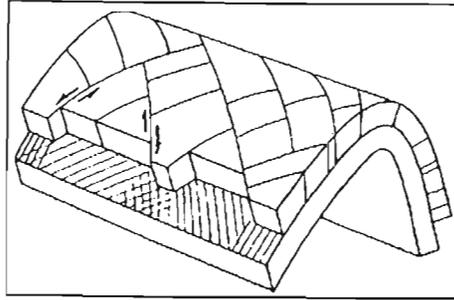


Figura 11.23. Deformación discontinua dentro de un pliegue isopaco.

De los patrones de fracturas mas importantes y comúnmente observados sobre los pliegues son las fracturas verticales colocadas perpendicularmente respecto al eje de plegamiento causadas por tensión, y que por lo general permanecen abiertas en subsuelo, y dos patrones mas oblicuas al eje de la estructura y con un cráter conjugado (Figuras 11.23 y 11.24).

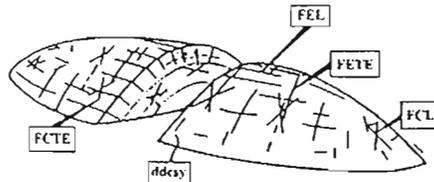


Figura 11.24. Tipos y orientaciones de fracturas teóricas asociado con el plegamiento.
 FCTE= Fracturas de Cizalla Transversales al Eje;
 FEL= Fracturas Longitudinales de Extensión;
 FETE= Fracturas de Extensión Transversales al Eje; FCL= Fracturas Longitudinales de Cizalla;
 ddesy= dirección de desplazamiento de la capa sobreyacente.

En esencia, dado que los domos pueden ser tratados como anticlinales equidimensionales que tienen inmersión en todas direcciones, las fracturas asociadas con los domos tienen una distribución análoga a la de los pliegues. Como tal, varios de los juegos de fracturas de Stearns, los cuales son definidos respecto al rumbo y buzamiento de los estratos, han llegado a ser coincidentes sobre los domos.

III. Yacimientos Carbonatados en México.

A continuación se presenta una lista de algunos yacimientos petroleros en rocas carbonatadas de México, así como su ubicación de acuerdo a la región a la que pertenecen.

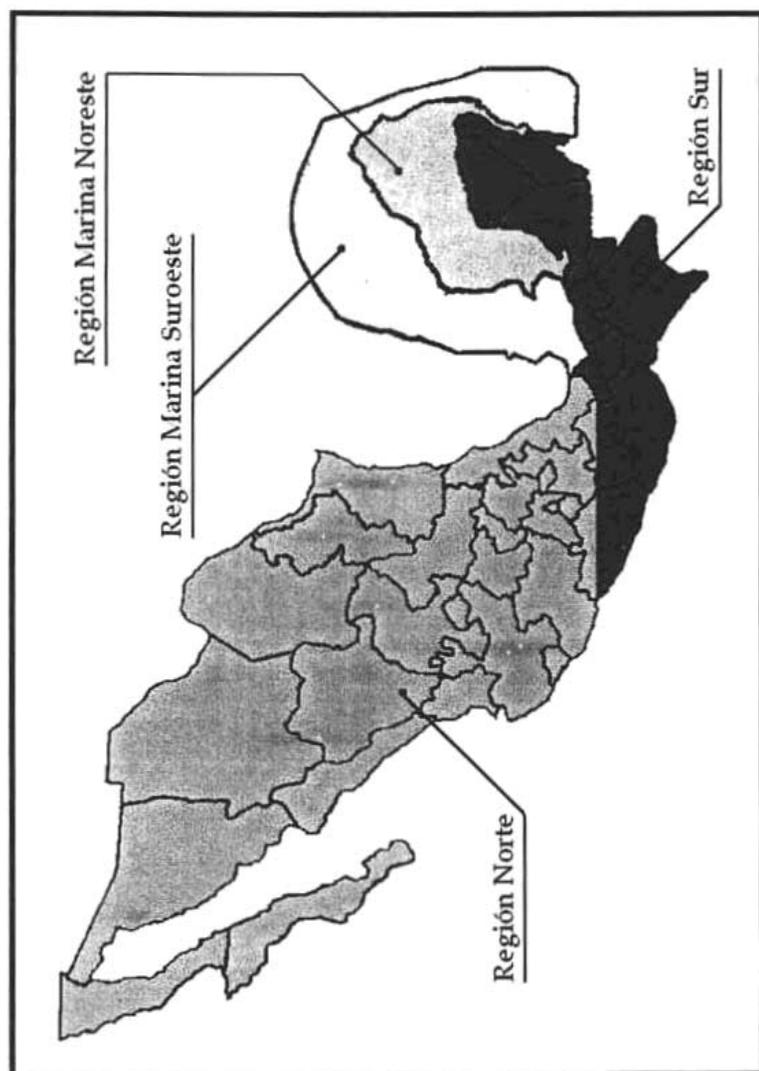


Figura III. División de las regiones petroleras en México.

III.1. Región Marina Noreste. ⁽¹¹⁾

Cantarell

El yacimiento en el Cretácico Superior y Paleoceno Inferior es una brecha sedimentaria dolomitizada y naturalmente fracturada, en donde los procesos diagenéticos han incrementado su porosidad y permeabilidad. Está constituida por clastos calcáreos dolomitizados de variada composición, generalmente angulosos y con escaso cementante. Esta brecha tiene una porosidad promedio entre 8 y 12 %, la saturación del agua varía de 14 a 21 %, y su permeabilidad es de 3000 a 5000 mD. La temperatura del yacimiento en el complejo se encuentra entre 100 y 115 °C, y la salinidad del agua de la formación entre las 85,000 y 90,000 ppm. Se infiere que las formaciones principales del yacimiento fueron originadas por la erosión de la Plataforma de Yucatán.

Las formaciones del Jurásico Superior y los Cretácicos Inferior y Medio, son dolomías fracturadas y alteradas por procesos diagenéticos, con porosidades promedio entre 4 y 8 %, con permeabilidades de 800 mD para el Jurásico y de 2000 para el Cretácico. La densidad del aceite en este complejo varía de 20 a 22 °API.

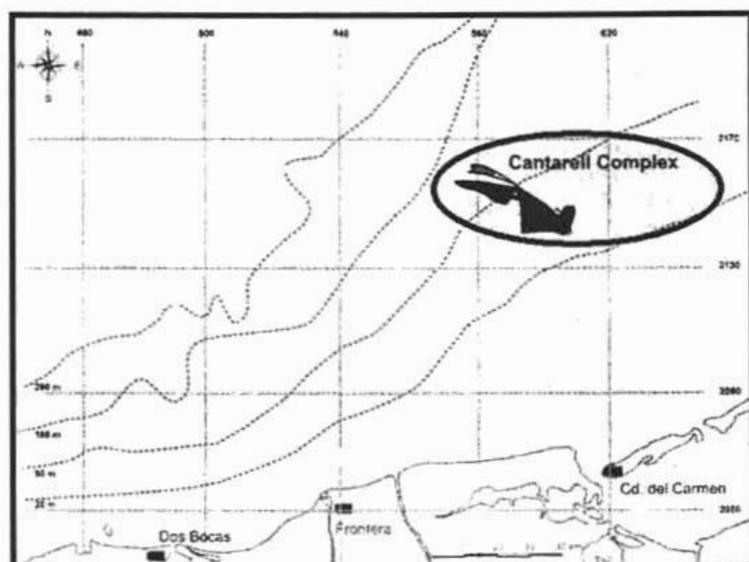


Figura III.1 Ubicación del Complejo Cantarell.

Ek

Es el segundo de los yacimientos de los campos Ek-Balam. Se ubica en la brecha de carbonatos del Paleoceno Inferior y Cretácico Superior, en donde los procesos diagenéticos han incrementado su porosidad y permeabilidad. Esta brecha tiene un espesor bruto promedio entre 200 y 250 m. La salinidad es del orden de 45,000 a 65,000 ppm. El aceite producido en este yacimiento tiene una densidad de 12 °API.

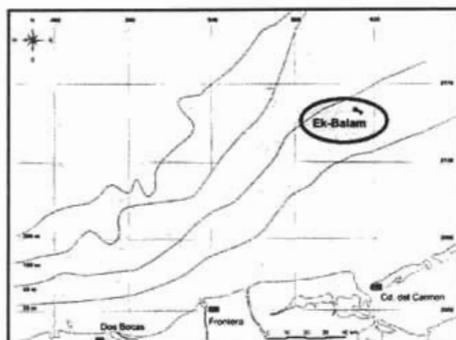


Figura III.2 Ubicación del Campo Ek-Balam.

Ixtoc

La brecha del Cretácico Superior y Paleoceno Inferior está compuesta principalmente por fragmentos de wackestone y packestone de bioclastos, intraclastos y pellets, que han sido parcialmente dolomitizados, cementados en una matriz calcáreo-bentonítica. Este yacimiento tiene una porosidad entre 4 y 8 % con saturación de agua del 17 %. Su permeabilidad varía de 1000 a 3000 mD. El espesor neto promedio impregnado de hidrocarburos es de 40 m, teniendo el yacimiento una temperatura de 142 °C. El aceite producido en este yacimiento tiene una densidad de 28 °API.

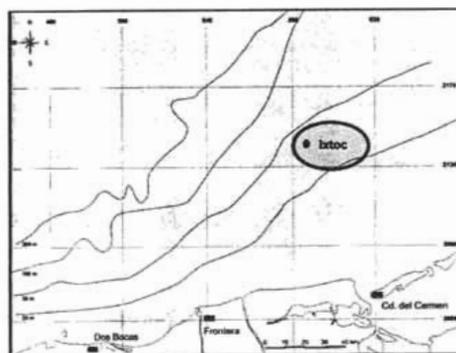


Figura III.3 Ubicación del Campo Ixtoc.

Ku-Maloob-Zaap

El Jurásico Superior Kimmeridgiano, en los 3 campos, se constituye de dolomías que incrementaron su porosidad y permeabilidad por el fracturamiento y los procesos diagenéticos. El espesor promedio del yacimiento es de 100 m, con una porosidad principalmente del tipo intercrystalina y algunas fracturas, con rangos del 3 al 5 %. La saturación del agua promedio del yacimiento es del 11 %, contando con el empuje de un acuífero activo.

La brecha del Paleoceno Inferior y Cretácico Superior se compone, para los tres campos, de una brecha originalmente de calizas, que por procesos diagenéticos ha sido transformada a una dolomía. Su espesor promedio es del orden de 300 m, con porosidad tanto primaria como secundaria, producto esta última de los procesos de disolución de los carbonatos. Sus rangos de porosidad varían de 8 a 10 %. La saturación del agua promedio del yacimiento es del 15 %.

El Eoceno Medio está constituido por calcarenitas depositadas en un ambiente de plataforma somera, con porosidad primaria de 20 % y una saturación del agua de aproximadamente 20 %. El aceite producido en estos yacimientos tiene una densidad que varía de 12 a 25 °API.

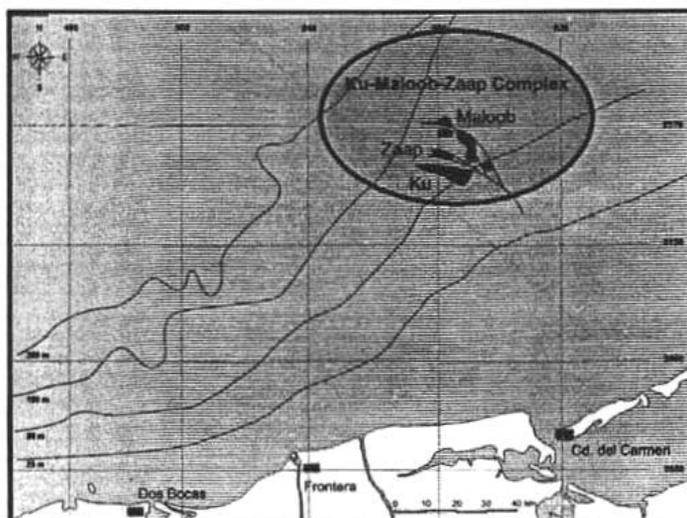


Figura III.4 Ubicación del Campo Ku-Maloob-Zaap.

III.2. Región Marina Suroeste. ⁽¹¹⁾

Abkatún-Pol-Chuc

Los yacimientos se encuentran alojados en una brecha sedimentaria dolomitizada y naturalmente fracturada en donde los procesos diagenéticos han incrementado su porosidad y permeabilidad. Su constitución está dada por clastos calcáreos dolomitizados de variada composición, generalmente angulosos y con escaso cementante. La brecha se formó como consecuencia de la erosión de la Plataforma de Yucatán.

La porosidad es principalmente intercrystalina, pero también se encuentra en fracturas y cavidades de disolución. Varía, en promedio, de 6 a 14 %. La saturación de agua del complejo es de 12 a 25 %, y su permeabilidad de 800 a 3000 mD. La temperatura de los yacimientos va de los 134 a los 140 °C. La salinidad del agua de la formación varía entre 70,000 y 90,000 ppm. Los yacimientos se encuentran bajo un mecanismo de empuje hidráulico.

El aceite producido en estos yacimientos tiene una densidad que varía de 28 a 32 °API.

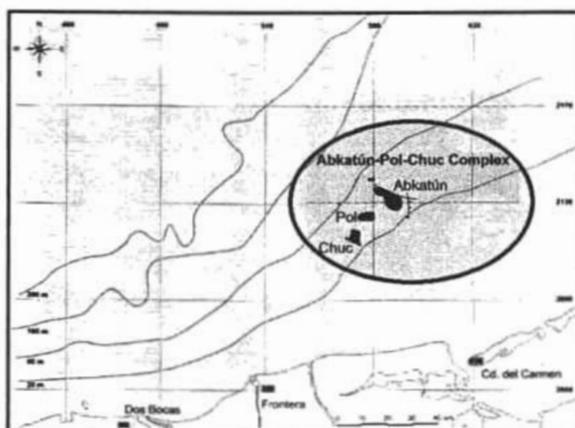


Figura III.5 Ubicación del Complejo Abkatún-Pol-Chuc.

Caan

El yacimiento es una brecha sedimentaria dolomitizada, cuya porosidad es intercrystalina, por fracturamiento y en cavidades por disolución de tipo vugular que varía entre 4 y 12 %. La permeabilidad promedio es de 1500 mD y su espesor neto impregnado es de 143 m, con una saturación de agua de 15 %

y una salinidad de 170,000 ppm. La temperatura del yacimiento alcanza los 150 °C y se la ha formado un casquete de gas. El aceite producido en este yacimiento tiene una densidad de 28 °API.

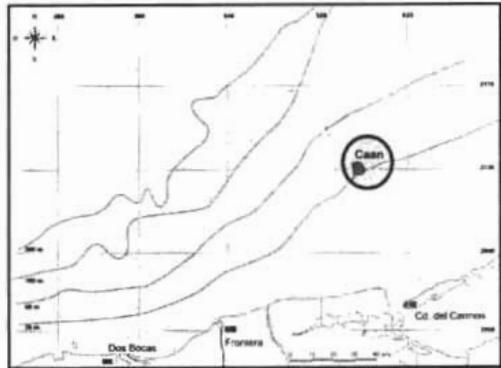


Figura III.6 Ubicación del Campo Caan.

Ixtal

Constituido principalmente por dolomías y calizas dolomitizadas con sombras de ooides, presenta algunas intercalaciones de dolomía microcristalina y bentonítica, terrígenos y evaporitas, que dividen al yacimiento en varias unidades de flujo, las cuales tienen porosidades entre 4 y 20 %. La porosidad es de tipo intergranular, intercrystalina, móldica, vugular y por fracturamiento, por lo que se considera un yacimiento de doble porosidad. Las permeabilidades son de regulares a buenas variando de 30 hasta alrededor de 450 mD. LA saturación del agua promedio es de 18 %. El aceite producido en este yacimiento tiene una densidad de 32 °API.



Figura III.7 Ubicación del Campo Ixtal.

May

El yacimiento del Cretácico Superior está constituido principalmente por mudstone a wackestone de bioclastos que hacia la parte media y superior se presenta ligeramente dolomitizado, con una porosidad primaria intergranular y secundaria en fracturas, entre el 2 y el 4 %. El ambiente de depósito de los carbonatos de este yacimiento es de mar abierto. La saturación del agua de formación es de 35 % y tiene una salinidad de 100000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 168 °C, y la densidad del aceite superligero que produce es de 43 °API.

Para el yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiano, las rocas son dolomías con porosidad primaria intercrystalina, fracturas y cavidades por disolución. La porosidad va del 5 al 8 %. Las fracturas se encuentran selladas por calcita. La temperatura del yacimiento es de 164 °C y la densidad del aceite producido es de 47 °API.

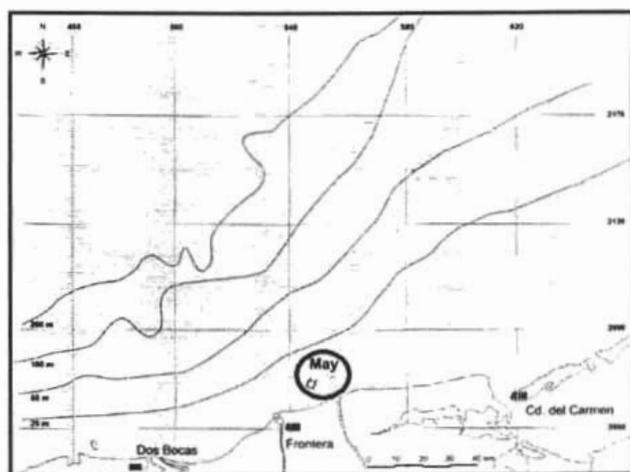


Figura III.8 Ubicación del Campo May.

Och, Uech y Kax

El yacimiento en Och está constituido por rocas carbonatadas representadas por dolomías intercaladas con dolomías microcristalinas arcilloarenosas. La porosidad promedio estimada es del 11 % y la saturación de agua es del 26 %. Su permeabilidad tiene un rango entre 30 y 50 mD. En el caso de Uech La porosidad promedio es de 5 a 8 % y la saturación de agua de 15 %. La permeabilidad se encuentra en los rangos de 1000 a 1500 mD.

Kax se compone de dolomías, con una porosidad promedio de 8 % y una saturación de agua de 13 % y su permeabilidad se encuentra entre 2.3 a 4 mD. La salinidad promedio de estos campos se encuentra entre 200,000 y 220,000 ppm, con temperaturas entre 136 y 146 °C.

La densidad del aceite que se obtiene de estos campos va de los 39 a 41 °API.



Figura III.9 Ubicación del Campo Ocho, Uech y Kax.

Sinán

Este campo resultó ser productor en dos yacimientos. El más somero, del Cretácico Medio, se constituye por carbonatos fracturados de mar abierto. Su porosidad promedio es del 5 % con una saturación de agua de 24 % y una salinidad de 130,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 134 °C.

El yacimiento más profundo, del Jurásico Superior Kimmeridgiano, se compone de carbonatos del tipo calcarenítico de ambiente de plataforma somera. La porosidad promedio de este yacimiento es del 15 %, con una saturación de agua de 23 % y salinidad de 170,000 ppm. La densidad del aceite que se produce en este campo es de 41 °API.

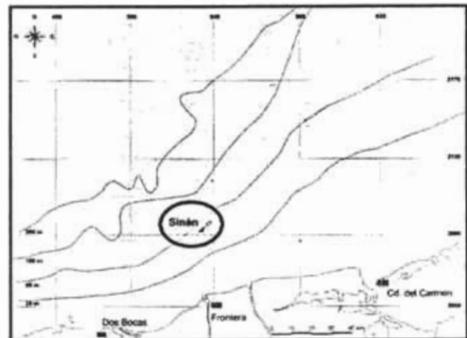


Figura III.10 Ubicación del Campo Sinán.

Taratunich

Los yacimientos del campo Taratunich están contenidos dentro de las unidades que son el Cretácico Superior y Paleoceno Inferior y del Jurásico Kimmeridgiano. Además se tiene el yacimiento del Cretácico Medio.

El yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiano consiste de packstone y grainstone oolítico, con intercalaciones de lutitas bentoníticas, mudstone que varía a wackestone oolítico, dolomías y areniscas de grano fino impregnadas de aceite. La porosidad es intergranular primaria e intercrystalina secundaria, donde está parcialmente dolomitizada, con un valor promedio aproximado de un 5 %. La permeabilidad del yacimiento en los tres bloques varía de 100 a 500 mD. LA temperatura del yacimiento es de 140 °C y produce un aceite de 28 °API.

La brecha del Paleoceno y del Cretácico Superior se compone principalmente por fragmentos de wackestone y packstone de bioclastos, intraclastos y pellets parcialmente dolomitizados, cementados con una matriz calcáreo bentonítica. Este yacimiento tiene una porosidad entre 9 y 12 %, con una saturación de agua de 20 %. Su permeabilidad varía de 100 a 800 mD. Su temperatura es de 125 °C y produce un aceite ligero de 31 °API.

El yacimiento del Cretácico Medio consiste de mudstone con intercalaciones de lutitas calcáreas, bentonita y wackestone. La porosidad intergranular es en promedio de un 2 %. La temperatura del yacimiento es del orden de los 135 °C y produce un aceite ligero de 31 °API.

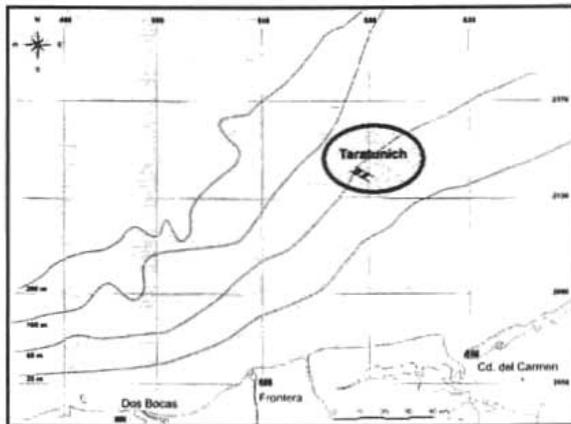


Figura III.11 Ubicación del Campo Taratunich.

III.3. Región Norte. ⁽¹¹⁾

Arenque

El yacimiento con mayor producción es del Jurásico San Andrés. La facies de grainstone oolítico representa el desarrollo de los bancos calcáreos, y es la principal facies productora. La porosidad promedio estimada a través de registros geofísicos y núcleos es de 18 % y la permeabilidad varía de 8 a 10 mD. La saturación del agua de formación es de 30 % con una salinidad de 60,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 125 °C y el aceite que se produce en los dos bloques tiene una densidad de 34 °API.

El yacimiento del Cretácico Inferior está dividido en 2 cuerpos, el A y el B. Litológicamente se encuentra constituido hacia la base por un mudstone que varía a wackestone y packestone, frecuentemente se encuentra dolomitizado y presenta porosidad secundaria intercrystalina y fracturas. Hacia la cima está representado por cretas con microporosidad primaria y fracturamiento. La porosidad promedio varía de 11 a 12 % y la permeabilidad se encuentra entre 0.1 a 10 mD. La saturación del agua de formación es del 26 % con una salinidad de 55,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 125 °C.

La densidad del aceite que se produce en este campo es de 34 °API para el Jurásico, y de 22 °API para el Cretácico Inferior.

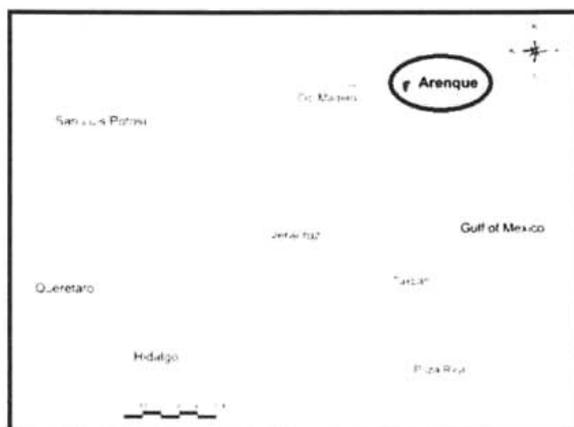


Figura III.12 Ubicación del Campo Arenque.

Cópite

El yacimiento principal se encuentra en las rocas del Cretácico Superior. Constituido por brechas calcáreas de la formación San Felipe y calizas de la formación Guzmantla Pelágica, afectado por fracturamiento, principalmente en las zonas cercanas a las fallas. La porosidad promedio estimada es de 12 % y la permeabilidad de 17 mD. La saturación de agua de formación es del 30 % con una salinidad de 35,000 ppm.

El campo en el Cretácico Superior produce gas y condensado con una densidad de 56 °API. La temperatura del yacimiento es de 88 °C.

El yacimiento del Cretácico Medio se constituye hacia la base por carbonatos de plataforma, los cuales han sido afectados por fracturamiento. La porosidad promedio es de 7 % y la permeabilidad de 2 mD. La saturación del agua de formación es de 30 % con una salinidad de 45,000 ppm. Este campo produce aceite negro con una densidad de 32 °API y su temperatura es de 92 °C.

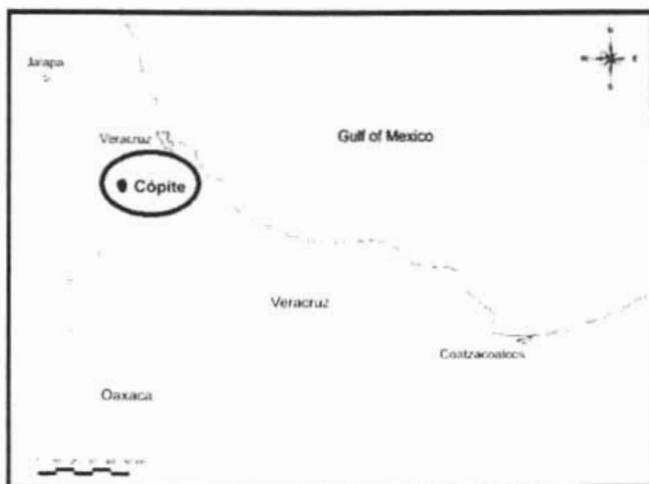


Figura III.13 Ubicación del Campo Cópite.

Mata Pionche

El yacimiento principal es del Cretácico Medio. La porosidad varía del 5 al 11 % con una permeabilidad promedio de 0.3 mD. La saturación del agua de formación es de 46 % con una salinidad que va de 12,000 a 35,000 ppm.

Este campo produce aceite negro y gas asociado con una densidad de líquidos de 32 °API, además de gas no asociado y condensados con densidades de hasta 42 °API. La temperatura del yacimiento es de 91 °C.

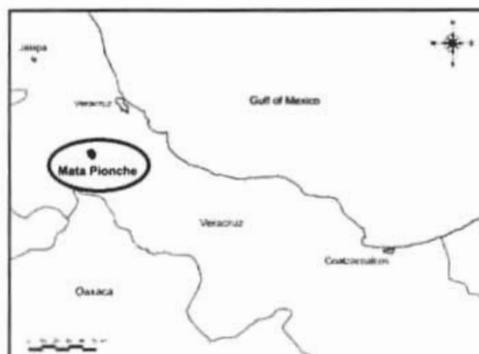


Figura III.14 Ubicación del Campo Mata Pionche.

Mecayucan

El yacimiento principal es la formación Orizaba del Cretácico Medio. La porosidad promedio es de 6 % con una permeabilidad promedio de 0.04 mD y una saturación de agua de formación de 35 % con una salinidad de 35,000 ppm. A este nivel el campo produce aceite negro con una densidad de 32 °API. La temperatura del yacimiento es de 96 °C.

En el yacimiento del Cretácico Superior la porosidad promedio es de 10 % con una permeabilidad promedio de 5 mD. La densidad de los hidrocarburos es de 48 °API con una temperatura de yacimiento de 86 °C.

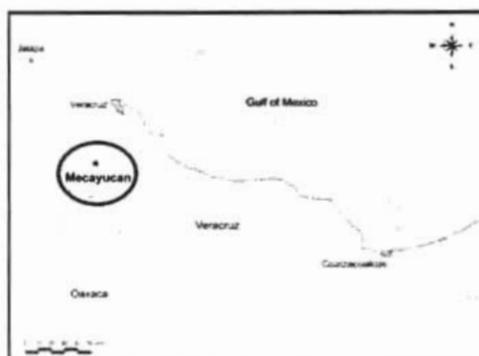


Figura III.15 Ubicación del Campo Mecayucan.

Poza Rica

El yacimiento Tamabra consiste principalmente de una secuencia de turbiditas calcáreas depositadas en el talud medio y distal, producto de la erosión del borde arrecifal y la zona postarrecifal de la Plataforma de Tuxpan. La porosidad es de 14 % y se deriva de procesos diagenéticos, habiéndose identificado por lo menos 4 diferentes etapas, además de estar naturalmente fracturado. La permeabilidad alcanza, en promedio, 6.5 mD con una saturación del agua de la formación del 21 % y una salinidad de 60,000 ppm. El yacimiento es de aceite negro, saturado, con casquete inicial de gas y entrada parcial de agua. La densidad del aceite varía entre 30 y 32 °API con una temperatura de yacimiento de 90 °C.

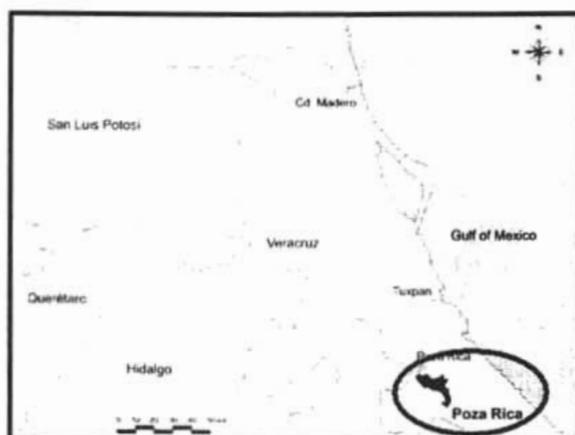


Figura III.16 Ubicación del Campo Poza Rica.

San Andrés

Los yacimientos de San Andrés Superior e Inferior son bancos carbonatados de grainstone oolítico y de bioclastos e intraclastos, con desarrollos arrecifales dispersos. La porosidad promedio es del 15 % con una permeabilidad de 5 mD y una saturación de agua de la formación de 35 % cuya salinidad es de 100,000 ppm. Los hidrocarburos producidos tienen una densidad de 32 °API con una temperatura de yacimiento de 119 °C.

Para el yacimiento del Cretácico Inferior Tamaulipas Inferior, los carbonatos son densos, medianamente limpios y fracturados. El yacimiento tiene una temperatura de 118 °C y produce un aceite de 29 °API.

En el yacimiento del Cretácico Medio Tamabra, la litología se compone de wackestone, packestone y grainstone café oscuro de bioclastos, cavernoso, de aspecto cretoso y brechas de talud, presentándose ligeramente fracturado en todos los casos. La saturación de agua de la formación es de 25 % con una salinidad de 45,000 ppm. Este yacimiento tiene hidrocarburos de 27 °API y la temperatura del yacimiento es de 116 °C.

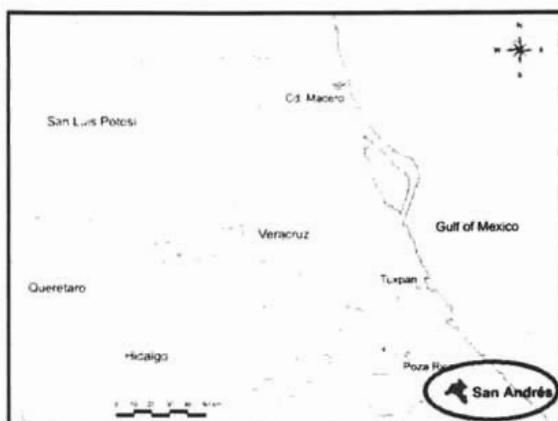


Figura III.17 Ubicación del Campo San Andrés.

Tamaulipas–Constituciones

El yacimiento del Jurásico San Andrés. Se encuentra formado principalmente por una caliza de oolitas y pelletoides, con porosidad primaria promedio del 14 % y una permeabilidad promedio de 4 mD. La saturación del agua de la formación es de 18 % con una salinidad de 100,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 90 °C y la densidad del aceite que produce es de 18 °API.

En el Cretácico Inferior se encuentran dos yacimientos carbonatados, Tamaulipas Inferior A y Tamaulipas Inferior B, ambos están constituidos por un wackestone de microfósiles, de color gris oscuro, que gradualmente pasa a packestone de intraclastos color café claro y gris claro. La porosidad promedio para el cuerpo A es de 14 % y para el B de 8 %, la permeabilidad es de 4 y 1 mD respectivamente. La saturación de agua de formación para A es de 23 % con una salinidad de 60,000 ppm, su temperatura es de 71 °C y la densidad del aceite es de 18 °API, mientras que para B la saturación de agua de formación es de 43 % con una salinidad de 80,000 ppm, su temperatura es de 73 °C y la densidad de su aceite es también de 18 °API.

El yacimiento Tamaulipas Superior de edad Cretácico Medio está constituido por una caliza densa de microfósiles naturalmente fracturada, con porosidad de 13 %, saturación de agua de formación de 28 % con permeabilidad de 3 mD y una temperatura de yacimiento de 59 °C.



Figura III.18 Campo Tamaulipas-Constituciones.

III.4. Región Sur. ⁽¹¹⁾

Agave

El yacimiento presenta varios bloques, la porosidad es principalmente de tipo intercrystalina con algunas fracturas, con un rango de variación del 3 al 5 %. El promedio de saturación de agua inicial es del 13 % con una salinidad 170,000 ppm, su permeabilidad promedio es de 20.6 mD. La temperatura del yacimiento es de 132 °C, y la densidad del aceite que produce este campo es de 50 °API

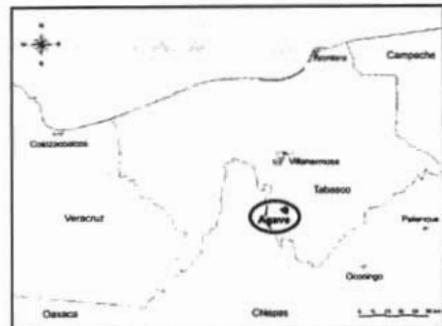


Figura III.19 Ubicación del Campo Agave.

Antonio J. Bermúdez

El yacimiento se encuentra en una serie de bloques que en su mayoría están conectados hidráulicamente. La edad de la roca generadora es Jurásico Superior Oxfordiano, Cretácico Superior, Medio e Inferior, y Paleoceno Inferior.

La porosidad es principalmente intercrystalina y por fracturamiento, en un promedio que oscila entre 6 y 7 %, La saturación del agua varía entre 18 y 22 % y la permeabilidad entre 95 y 175 mD. La temperatura del yacimiento es de aproximadamente 130 °C y la salinidad del agua de la formación es de 270,000 ppm. La densidad del aceite que se obtiene en este campo varía entre 29 a 30 °API

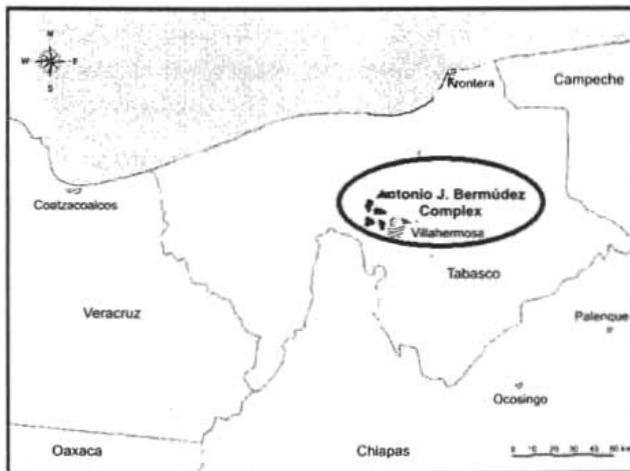


Figura III.20 Ubicación del Complejo Antonio J. Bermúdez.

Bellota

En el campo se tienen definidos 3 bloques principales con producción de aceite volátil. El primero al Norte produce en rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano y Cretácico Medio, mientras que los otros 2 bloques, al Sur y Sureste, producen en Cretácico Medio y Superior.

El yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiano se caracteriza por estar constituido por dolomías que incrementaron su porosidad y permeabilidad debido al fracturamiento y los procesos diagenéticos a los que han estado sujetas. Posee una porosidad de tipo principalmente intercrystalina y en fracturas, con rangos que van del 2 al 3.3 %. La saturación promedio del agua

del yacimiento es del 10 %, La permeabilidad promedio es de 53 mD. La temperatura del yacimiento es de 150 °C y la densidad del aceite es de 42 °API Para el Cretácico Medio, las rocas del yacimiento son dolomías que han mejorado su porosidad y permeabilidad debido al fracturamiento. La porosidad es principalmente de tipo intercrystalina y en menor grado por fracturas con rangos que van del 3 al 3.5 %. La saturación promedio del agua de formación esta entre el 11 y el 12 % y su permeabilidad promedio es de 10mD. La temperatura del yacimiento es de 150 °C y la densidad del aceite es de 42 °API

Para el Cretácico Superior, los sedimentos son brechas de dolomías que cambian de facies a calizas dolomitizadas, aumentando su porosidad y permeabilidad por el fracturamiento. Con una porosidad primaria y de fracturas, con rangos que van del 3 al 4 %, y una permeabilidad que va de 20 a 60 mD. La saturación del agua de formación es de 11 %. LA temperatura del yacimiento es de 149 °C y la densidad de su aceite es de 42 °API.

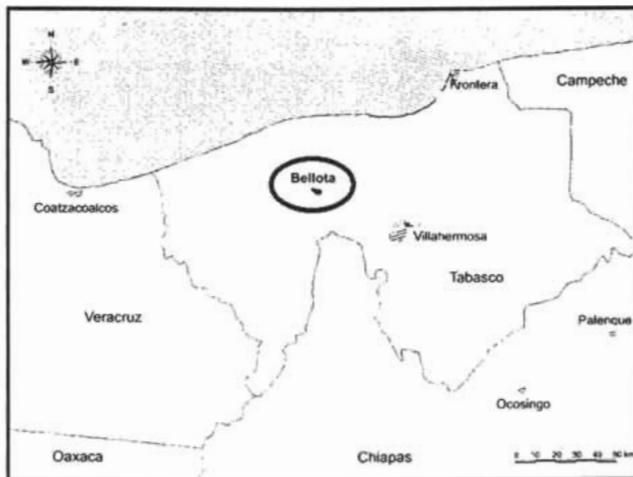


Figura III.21 Ubicación del Campo Bellota.

Cactus, Níspero y Río Nuevo

Los yacimientos constituidos por dolomías en el Cretácico Inferior y Medio, y calcarenitas en el Cretácico Superior han incrementado su porosidad y permeabilidad debido a los procesos diagenéticos y al fracturamiento. La porosidad va del 3 al 5 % y su permeabilidad promedio es de 62 mD con una

saturación de agua de 15 %. La temperatura del yacimiento es de 123 °C y la densidad del aceite producido es de 36 °API.



Figura III.22 Campo Cactus, Níspero y Río Nuevo.

Caparroso – Pijije – Escuintle

En el campo se tienen definidos 6 bloques principales con producción de aceite volátil. Estos se caracterizan por estar constituidos de dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad debido al fracturamiento y los procesos diagenéticos. La porosidad es principalmente intercrystalina y por fracturas en rangos que van del 4 al 6 %, la permeabilidad promedio es de 20 mD y la saturación del agua de formación es de 12 a 15 % con una salinidad de 170,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 165 °C y la densidad del aceite que produce es de 44 °API.



Figura III.23 Campo Caparroso - Pijije - Escuintle.

Cárdenas

En el campo se tiene definidos tres bloques con producción de aceite volátil. El primero, al centro, corresponde a rocas de edad Jurásico Superior Kimmeridgiano. El yacimiento se compone de dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad por fracturamiento y por los procesos diagenéticos. La porosidad es principalmente intercrystalina y por fracturas, con rangos que van del 2 al 3.5 %, la saturación promedio del agua del yacimiento es del 12 %.

Para el Cretácico Inferior los bloques Noreste y Suroeste, los sedimentos están constituidos por dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad por el fracturamiento. La porosidad en ambos bloques es del tipo intercrystalina y en fracturas, con rangos que van del 3 al 3.8 %, La saturación del agua de formación es de 13.4 %.

La temperatura promedio del yacimiento es de 159 °C con una densidad del hidrocarburo de 40.5 °API y una permeabilidad promedio de 14.6 mD.

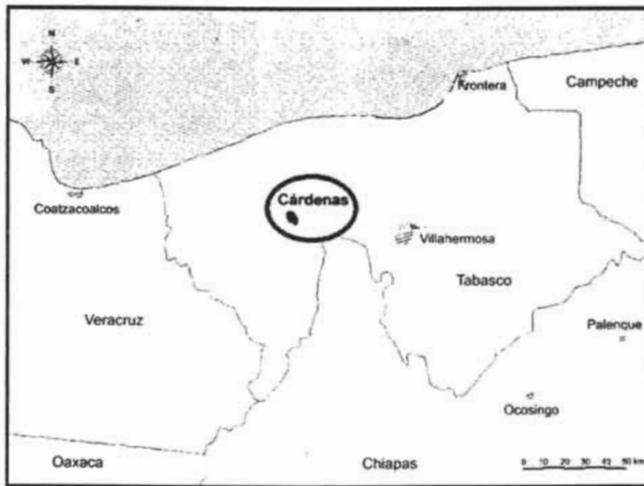


Figura III.24 Ubicación del Campo Cárdenas.

Carmito

Existen 3 bloques comunicados entre sí, con producción de gas y condensados en los niveles Cretácico Medio y Superior. Tienen porosidad primaria y secundaria que varía entre 4 y 6 % con una saturación de agua de

formación de 32 % y una salinidad de 58,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 104 °C y la densidad del hidrocarburo es de 39 °API.



Figura III.25 Ubicación del Campo Carmito.

Catedral

Es un yacimiento con producción de gas y condensados. El yacimiento se caracteriza por estar constituido de carbonatos que han incrementado su porosidad debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos. Tiene una porosidad principalmente de tipo intercrystalina y por fracturas, con un rango de variación entre el 12 y 14 %, la permeabilidad promedio es de 100 mD y la saturación del agua de formación es de 14 %. LA temperatura del yacimiento es de 101 °C y la densidad de los hidrocarburos es de 57 °API.



Figura III.26 Ubicación del Campo Catedral.

Chiapas – Copanó

El yacimiento para el Cretácico Superior se compone de grainstone, con porosidad primaria y secundaria originada por el fracturamiento al que ha estado sometido. Tiene una porosidad promedio de 11 % y una permeabilidad de 100 mD. La saturación del agua de formación es de 21 %. La temperatura del yacimiento es de 126 °C y la densidad de el aceite producido es de 44 °API.



Figura III.27 Ubicación del Campo Chiapas-Copanó.

Chinchorro

El yacimiento se caracteriza por estar constituido de dolomías que han incrementado su porosidad y su permeabilidad por el fracturamiento y los procesos diagenéticos. Se tiene definida en el campo la producción de aceite negro del tipo ligero, que se produce de rocas del jurásico Superior Kimmeridgiano, con una porosidad primaria y secundaria del 9 % y una permeabilidad de 1007 mD. La saturación del agua es de 10 %. La temperatura del yacimiento es de 137 °C y la densidad del aceite que se produce es de 36.8 °API.



Figura III.28 Ubicación del Campo Chinchorro.

Edén – Jolote

Se tienen definidos 3 yacimientos. El primero del Jurásico Superior Kimmeridgiano, el segundo del Cretácico Inferior y el tercero del Cretácico Medio. El primero es un yacimiento de gas y condensado, y los restantes son de aceite volátil. Los tres yacimientos están constituidos por dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad por el fracturamiento y por los procesos diagenéticos a los que han estado sometidas. La porosidad en los 3 yacimientos es principalmente del tipo intercrystalina y por fracturas, con rangos que van del 3.3 al 4.1 %, la permeabilidad varía en los tres yacimientos de 30 a 500 mD, la saturación del agua de formación varía de 10 a 14.5 %.

Para el yacimiento del Jurásico la temperatura es de 152 °C y la densidad del aceite es de 44 °API.

Para el Cretácico Medio e Inferior de Edén la temperatura y la densidad del hidrocarburo son las mismas que el Jurásico.

Para el Cretácico Medio e Inferior de Jolote la temperatura es de 153 °C y la densidad del hidrocarburo es de 44 °API

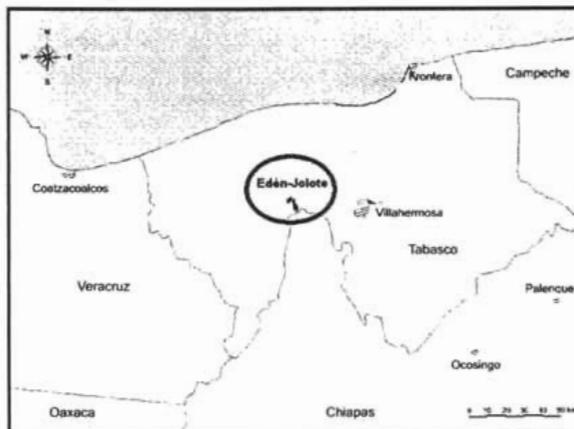


Figura III.29 Ubicación del Campo Edén-Jolote.

Giraldas

Es un yacimiento que produce gas y condensado, es del Cretácico Medio y está constituido de mudstone, wackestone y packestone, el cual ha incrementado su porosidad y permeabilidad por fracturamiento. Tiene porosidad principalmente primaria y en fracturas, la porosidad promedio total es de 4.7 %, con un rango de variación del 1 al 19 %, la permeabilidad es de 3 mD, y

la saturación del agua de formación es de 14 % con una salinidad de 100,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 139 °C la densidad del aceite es de 38 °API.

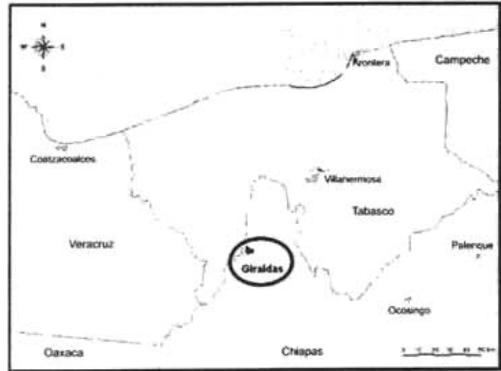


Figura III.30 Ubicación del Campo Giraldas.

Jacinto

El yacimiento produce en rocas del Jurásico Superior Tithoniano, Cretácico Inferior y Medio. Se caracteriza por estar constituido de dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad por fracturamiento, así como por cavidades de disolución producto de los procesos diagenéticos a los que han estado sujetas las rocas. Tiene una porosidad de 3 a 4 % y una permeabilidad de 6 a 35 mD. La saturación del agua, promedio es 15 %. La temperatura de fondo es de 152 °C y la densidad del aceite que se produce es de 45 °API.

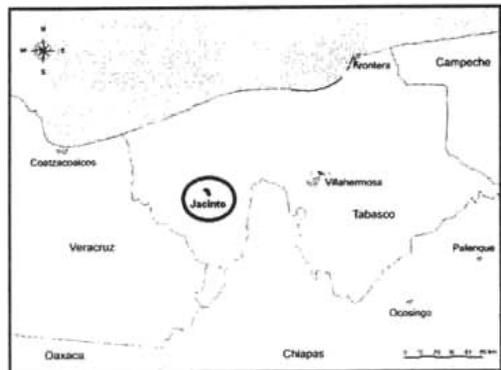


Figura III.31 Ubicación del Campo Jacinto.

Jujo - Tecominoacán

Dolomías del Jurásico Superior Kinmeridgiano, Tithoniano y Cretácico Inferior. El yacimiento consiste de dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos, tiene una porosidad principalmente intercrystalina y secundaria por fracturas con rangos de 2 a 3.3 % y una permeabilidad promedio de 100 mD. La saturación del agua de formación es de 25 % con una salinidad de 240,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 154 °C y la densidad del hidrocarburo es de 38 °API

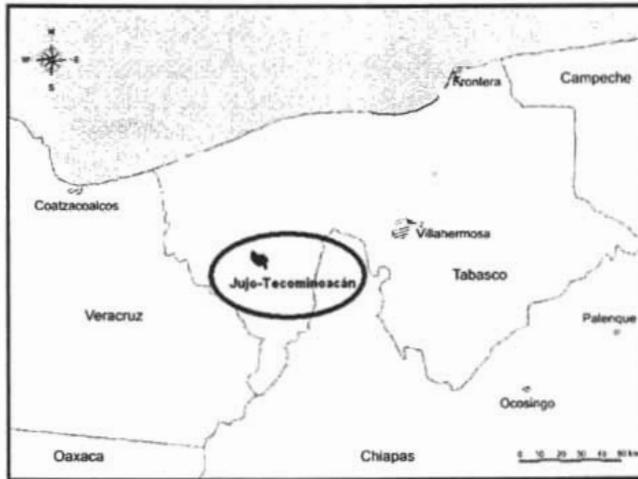


Figura III.32 Ubicación del Campo Jujo-Tecominoacán.

Luna - Palapa

El yacimiento más importante es el del Jurásico Superior Kimmeridgiano, que se caracteriza por estar conformado por dolomías que han incrementado su porosidad y permeabilidad por fracturamiento y por los procesos diagenéticos a los que han estado sujetas. Su porosidad va de 3 a 4.5 % y su permeabilidad promedio es de 90 mD. La saturación de agua promedio del yacimiento es de 13 % con una salinidad de 260,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 177 °C y la densidad del aceite producido es de 45 °API.

Para el Cretácico Medio, los sedimentos están constituidos de mudstone a wackestone, con porosidades que se han incrementado debido a fracturamiento, del 3 al 4 % y con una permeabilidad promedio de 1 mD. La

saturación del agua promedio del yacimiento es de 10 %. La temperatura del yacimiento es de 155 °C y la densidad del aceite es de 42 °API.



Figura III.33 Ubicación del Campo Luna-Palapa.

Mora

Los yacimientos no se encuentran comunicados y ambos producen aceite volátil. El yacimiento de dolomías del Jurásico Superior ha incrementado su porosidad y su permeabilidad debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos. Su porosidad promedio es del 2.6 % y con permeabilidad promedio de 27 mD. La saturación del agua de formación es de 9.2 % con una salinidad de 150,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 139 °C y una densidad de aceite de 38 °API.

El yacimiento del Cretácico Inferior se conforma de dolomías que han incrementado su porosidad y su permeabilidad debido a los procesos diagenéticos y al fracturamiento. Tiene una porosidad del 4.2 %. La saturación del agua es de 10 %.

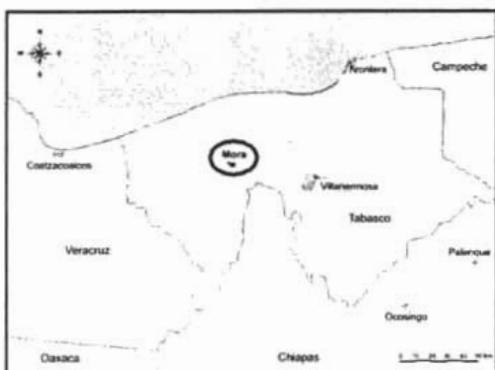


Figura III.34 Ubicación del Campo Mora.

Múspac

En el campo se tienen definidos 4 bloques principales con producción de gas y condensados. Estos bloques están comunicados a través de las fallas normales presentes en el campo. El yacimiento se caracteriza por estar constituido de carbonatos que han incrementado su porosidad y su permeabilidad, debido a la presencia de fracturas y a la de cavidades de disolución, producto de procesos diagenéticos. Tiene porosidad primaria intergranular y secundaria por cavidades y fracturas, y en promedio es de 13 % con una permeabilidad de 70 mD. La saturación del agua promedio de yacimiento es de 15 % con una salinidad de 50,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 109 °C y la densidad del aceite es de 52 °API.

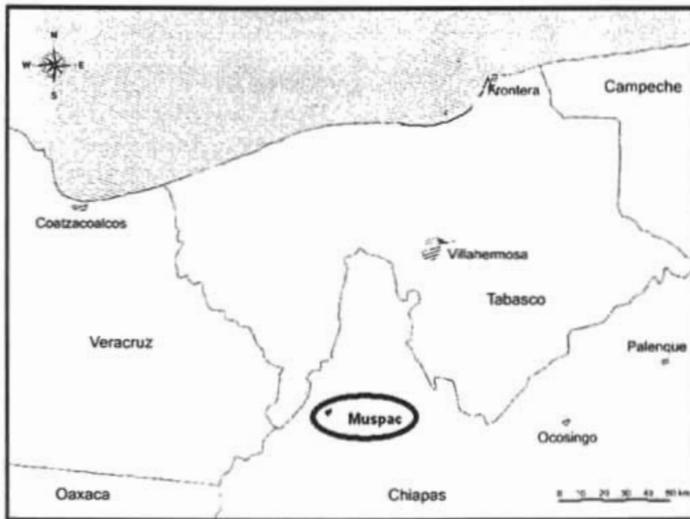


Figura III.35 Ubicación del Campo Múspac.

Paredón

Paredón es un yacimiento de aceite volátil que produce en rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano, Jurásico Superior Tithoniano y Cretácico Inferior. El yacimiento está constituido por dolomías que han incrementado su porosidad y rango de permeabilidades, debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos. Su porosidad promedio es de 4.1 % y su permeabilidad promedio es de 67 mD. La saturación del agua de formación es de 14 % con una

salinidad de 142,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 150 °C y la densidad del aceite es de 39 °API.

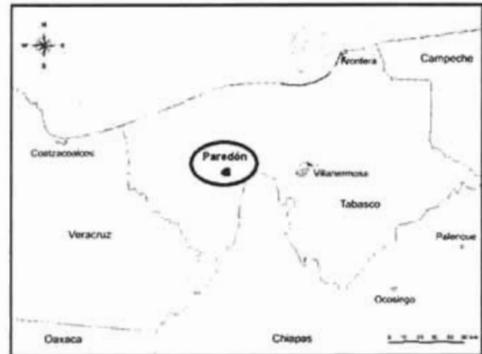


Figura III.36 Ubicación del Campo Paredón.

Sen

En el campo se tienen definidos 4 bloques principales con producción de aceite volátil. Todos ellos comunicados. El yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiense se caracteriza por estar constituido de dolomías que han incrementado su porosidad y su permeabilidad, debido a los procesos diagenéticos y al fracturamiento. Tiene una porosidad total promedio del 4.5 % y una permeabilidad promedio de 80 mD. La saturación del agua promedio del yacimiento es del 18 % con una salinidad de 160,000 ppm.

Para el Cretácico Medio y Superior los sedimentos están constituidos por mudstone y wackestone. La porosidad es principalmente secundaria con un promedio de 4.6 a 6.5 % y la permeabilidad es de 80 mD. La saturación del agua de formación es de 12 a 20 %. La temperatura del yacimiento es de 153 °C y la densidad del aceite es de 41 °API.

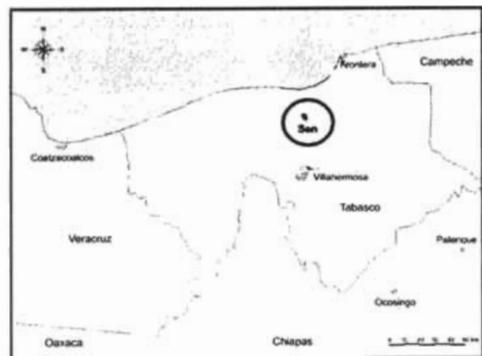


Figura III.37 Ubicación del Campo Sen.

Sitio Grande

El yacimiento está constituido por dolomías que han incrementado su porosidad y su permeabilidad, debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos. La porosidad promedio es de 7.8 %, y rangos de permeabilidad que van desde 1–5, 10–40 y de 100–900 mD. La saturación del agua promedio del yacimiento es del 14 % con una salinidad de 150,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 126 °C y la densidad del hidrocarburo que se produce es de 34 °API.

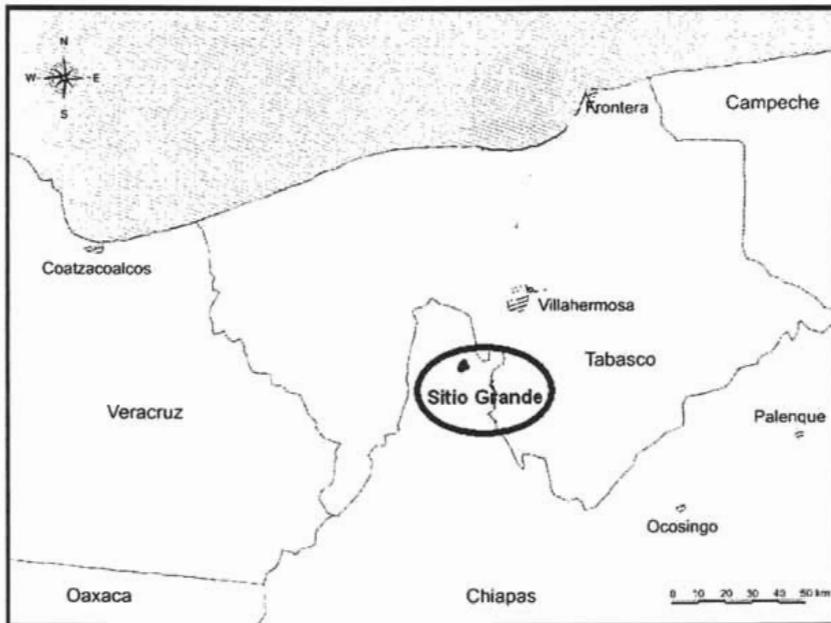


Figura III.38 Ubicación del Campo Sitio Grande.

Yagual

Se tienen definidos en el campo 2 yacimientos. El primero de edad Cretácico Inferior y Cretácico Medio, es el más importante y produce aceite volátil. Se caracteriza por estar constituido de carbonatos con porosidad primaria, que han incrementado su porosidad y permeabilidad debido al fracturamiento y a los procesos diagenéticos a los que han estado sujetos. La porosidad promedio total es de 8.1 % y la permeabilidad promedio es de 0.3 mD. La

saturación del agua promedio del yacimiento es de 14 % con una salinidad de 150,000 ppm. La temperatura del yacimiento es de 133 °C y la densidad del aceite producido es de 35 °API. El segundo yacimiento no es carbonatado.

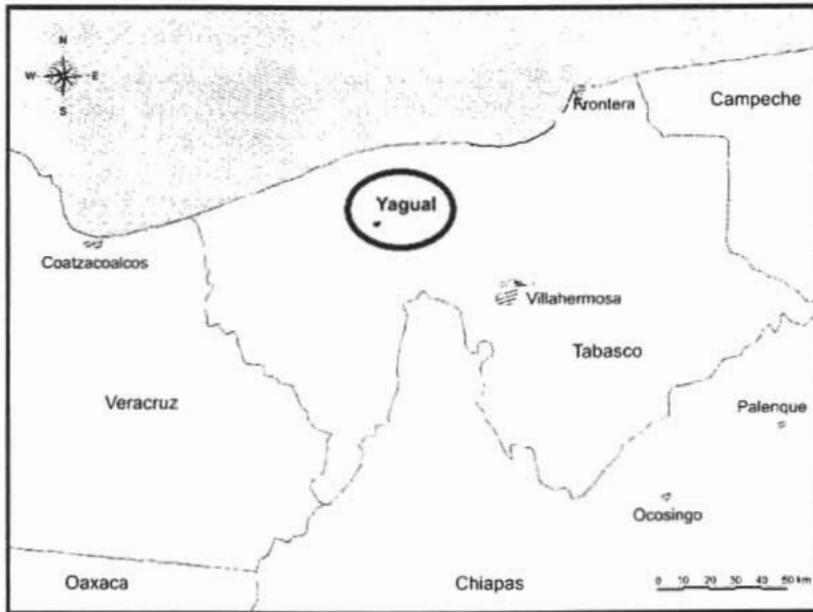


Figura III.39 Ubicación del Campo Yagual.

IV. Conclusiones y recomendaciones.

Conclusiones

Para el estudio y la explotación de los yacimientos petroleros en rocas carbonatadas, es muy importante conocer lo más que se pueda acerca de estas rocas, como es: su origen, su composición, los ambientes en los que se depositan los sedimentos que posteriormente al pasar por diversos procesos forman las rocas carbonatadas, las diferentes clasificaciones de estas rocas, los procesos diagenéticos a los que son sometidas; todo esto con el fin de comprender en mejor medida el comportamiento de tales yacimientos.

Existe diversidad de tipos de ambientes de depósito para rocas carbonatadas, aún limitándose a los que son de interés para la ingeniería del petróleo, por lo que sólo se describen a los más importantes, como son: plataformas, arrecifes, bancos orgánicos y sedimentos arrecifales.

Los procesos de formación de las rocas carbonatadas, así como los elementos de los que están constituidas, determinan en gran parte las características geológicas y petrofísicas, que se encuentran en los yacimientos al ser descubiertos.

Los procesos diagenéticos son de gran importancia debido a que llegan a modificar tanto las características geológicas como la estructura de la roca, que provocan cambios severos en las propiedades petrofísicas, principalmente en la porosidad y en la permeabilidad.

Es de gran importancia conocer acerca las porosidades, permeabilidades, presiones capilares y fracturamientos, entre otras de las características petrofísicas de las rocas carbonatadas, pues estas características son las que determinan los niveles de producción en los yacimientos, y a medida que mejor se obtengan estas propiedades se podrán aprovechar en forma más eficiente los mecanismos de producción, y tener mayor control del yacimiento.

Los carbonatos son rocas que por su estructura propician el fracturamiento, por lo que es común encontrar yacimientos naturalmente fracturados en este tipo de rocas. El fracturamiento es una característica muy importante ya que eleva considerablemente los rangos de permeabilidad en un yacimiento.

La porosidad primaria en los carbonatos es generalmente baja, sin embargo, los carbonatos presentan gran tendencia a desarrollar porosidades secundarias, debido a procesos diagenéticos, como cavernas por disolución, con lo que aumentan sus rangos de porosidad.

En cuanto a la permeabilidad, hay yacimientos con rangos de permeabilidad menores a 0.1 mD; sin embargo, también existen otros que rebasan la escala de los darcys. Algunos procesos diagenéticos también contribuyen con el aumento de los rangos de permeabilidad de un yacimiento.

Mediante la relación entre la presión capilar y la saturación de fluidos, se puede conocer la distribución original de los fluidos en el yacimiento, información que es de gran importancia para la explotación de los yacimientos petroleros.

Con respecto a la ingeniería petrolera, las propiedades geológicas y petrofísicas son parte fundamental en la caracterización de yacimientos, y por otra parte, son factores indispensables para desarrollar los modelos matemáticos con los que se realizan las simulaciones para predecir el comportamiento de los yacimientos.

En cuanto a producción se refiere, es necesario determinar los rangos de variación de las propiedades petrofísicas, ya que en combinación con las propiedades de los fluidos se pueden calcular los gastos de producción, la vida del yacimiento, el momento oportuno de aplicar un método de recuperación mejorada (para lo cual también se deben conocer las propiedades geológicas). También es con los datos petrofísicos, se pueden calcular los contactos entre los fluidos, y se puede simular el flujo de fluidos a la superficie.

En cuanto a la perforación de pozos, las propiedades geológicas son de gran importancia, pues es necesario saber acerca de la litología, factor que determina, desde qué barrena se utilizará durante la perforación, los tipos de fluidos que se deben usar para no causar reacciones con la formación, hasta el intervalo de interés para la explotación. La forma del yacimiento y la trampa son factores importantes para determinar la estrategia de atacar al yacimiento.

Recomendaciones

Las clasificaciones más ampliamente usadas en la literatura son las de Dunham, Y Folk, por lo que si se desea adentrarse en el tema será necesario conocerlas y manejarlas adecuadamente.

Al alumno de la carrera de Ingeniería Petrolera

La mayor parte de los yacimientos en México son en rocas carbonatadas, y la mayoría de los más productores también forman parte de este grupo, por lo mismo es muy probable que se los egresados en los próximos años se desempeñen laboralmente en yacimientos de este tipo, por eso es muy importante que profundicen en el estudio de sus características y propiedades para maximizar su grado de desempeño y hacer más eficientes los mecanismos de explotación de los yacimientos.

Invertir tiempo y estudio en dos aspectos que serán de gran importancia durante carrera y en su ejercicio profesional, y que puede ser que en un principio no sean tan claros:

El primer aspecto es: Estudiar el idioma Inglés, ya que la mayor parte de la bibliografía necesaria ésta en este lenguaje.

El segundo aspecto es: La programación, ya que se requiere conocimiento y habilidad para utilizar software, y en muchos casos realizar los programas, lo cual proporcionará una ventaja insuperable.

A los profesores

Durante los cursos, promover la investigación, en las áreas que les correspondan, para que el alumno se interese más en profundizar los diversos aspectos de Ingeniería Petrolera y desarrolle mejor sus actividades escolares y profesionales.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA.

Referencias

1. William E. Ham. "Classification of carbonate rocks a symposium." AAPGE. 1962.
2. Selley, Richardm C. "Ancient Sedimentary Enviroments." London Chapman and Hall. 1970.
3. Scholle, Peter A. Bebout, Don G. Moore, Clyde H. "Carbonate Depositional Environments." AAPG. 1983.
4. Scoffin, Terence P. "An introduction to carbonate sediments on rocks." London Chapman and Hall. 1987.
5. Tucker, Maurice E. "Sedimentary Petrology." BlackWell scientific.
6. Lucia, F. Jerry "Carbonate Reservoir Characterization." Springer. 1999.
7. Aguilera, Roberto. "Naturally Fractured Reservoirs." PennWell Books. 1980.
8. Guillemot, Jacques "Geología del petroleo." Paraninfo. 1971.
9. Firoozabadi, Abbas & Hauge, Jan. "Cappillary Pressure in Fractured Porous Media." SPE.
10. Zaldivar, Jorge. "Estudio genético del fallamiento y fracturamiento en rocas carbonatadas para la caracterización de yacimientos." Tesis para Maestría. 1998.
11. PEMEX. "Las Reservas de Hidrocarburos de México." PEMEX. 1999.

Bibliografía

- Aguilera, Roberto. "Naturally Fractured Reservoirs." PennWell Books. 1980.
- Alvarez, M. "Clasificación de las rocas carbonatadas." Comisión Nacional de Energía Nuclear de México. 1966.
- Asquito, George B. "Subsurface Carbonate Depositional Models." Tulsa: Petroleum. 1979.
- Donalson, Erle C. - Chilingarian, George. "Enhanced oil recovery." Amsterdam : Elsevier. 1985.
- Firoozabadi, Abbas & Hauge, Jan. "Cappillary Pressure in Fractured Porous Media". SPE.
- Garaicochea, Francisco P. "Temas selectos sobre la caracterización y explotación de yacimientos carbonatados." Colegio de Ingenieros Petroleros de México. 1988.
- Greensmith, J. T. "Petrology of the sedimentary rocks." London : Unwin Hyman. 1989.
- Guillemot, Jacques. "Geología del petroleo." Madrid: Paraninfo. 1971.
- Ham, William E. "Classification of carbonate rocks a symposium." AAPGE. 1962.
- Land, Lynton S. "Dolomitization." AAPG. 1982.
- Levorsen, Arville Irving. "Geology of petroleum." Freeman and company. 1967.
- Lucia, F. Jerry. "Carbonate Reservoir Characterization." Springer. 1999.
- Lugo, José. "Diccionario Geomorfológico." U.N.A.M.
- PEMEX. "Las Reservas de Hidrocarburos de México." Pemex 1999.
- PenWell Books. "Glosario de la Industria Petrolera." PenWell Books.
- Scholle, Peter A.-Bebout, Don G.-Moore, Clyde H. "Carbonate Depositional Environments". AAPG. 1983.
- Scoffin, Terence P. "An introduction to carbonate sediments on rocks." London Chapman and Hall. 1987.
- Selley, Richardm C. "Ancient Sedimentary Enviroments." London Chapman and Hall. 1970.

- Timmerman. "Cappillary Pressure, interfacial Tension, and Surface tension".
- Tucker, Maurice E. "Sedimentary Petrology." BlackWell scientific. 1991.
- Van Golf, T.D. "Fundamentals of Fractured Reservoir engineering." Elsevier. 1988.
- Villamar, Manuel. "Apuntes de Caracterización de Yacimientos."
- Zaldivar, Jorge. "Estudio genético del fallamiento y fracturamiento en rocas carbonatadas para la caracterización de yacimientos." Tesis para Maestría. 1998.

GLOSARIO TÉCNICO.

Alóctono

Conjunto de rocas desplazado desde el lugar original de su formación, sobre una superficie suave, algunas veces ondulada.

Aloquemas

Se propuso el término “aloquema” de “allo” que significa “fuera de lo común” y “quema”, abreviatura de precipitado químico, para indicar que no se trata de precipitados comunes.

Arrecife

Cresta calcárea submarina que sobresale del nivel del mar. Está formada por colonias de corales, de algas calcígenas y de algunos otros organismos. Se presentan únicamente en los mares cálidos tropicales. Pueden ser de diferentes tipos: De barrera, litorales, atolones.

Arrecife de Barrera

Cresta de calizas coralinas que se dispone a una distancia determinada de la costa, con frecuencia en la margen continental o la plataforma insular, tiene una superficie irregular y laderas empinadas, con frecuencia colgantes. El espacio entre el arrecife de barrera y la costa llamado laguna, es un fondo plano acumulativo, en localidades con arrecifes intralagunares e islas pequeñas.

Arrecife Litoral

Banco submarino en un litoral, con una superficie irregular escalonada compuesta de calizas coralinas y cubierta por corales en desarrollo. Se inicia en forma continua desde la costa y disminuye gradualmente hacia el lado del océano.

Atolón

Islas coralinas con aspecto de cresta insular anular de calizas arrecifales, que encierra una laguna interior. El talud exterior es abrupto, del orden de 45 a 60°, algunas veces es vertical o colgante. Por el lado interior del anillo frecuentemente se extiende una cresta formada por corrientes de oleaje, y una playa y un banco de arena que rodean la mesa submarina de la laguna. El atolón se eleva sobre el nivel del mar unos metros, y en sección transversal llega a alcanzar 90 km. Con frecuencia el atolón no se extiende en forma continua, sino que es un banco suave con cadenas anulares de las islas que se elevan sobre el mismo. El atolón se forma por la actividad de los corales, las algas calcígenas y los briozoarios. De las numerosas hipótesis sobre el origen de los atolones, la más convincente sigue siendo la del hundimiento de islas volcánicas rodeadas inicialmente por barreras arrecifales.

Autóctono

Porción de la corteza terrestre que yace bajo una cubierta tectónica desplazada “Alóctono”. El autóctono no sufre desplazamientos horizontales importantes. Puede encontrarse plegado y afallado, independientemente de la cubierta. Generalmente las rocas se distinguen claramente de las que las cubren, aun siendo de la misma edad y que la cubierta sufre grandes desplazamientos.

Banco

Porción de un fondo de mar, lago o río, cerca o lejos de la costa, con poca profundidad, o incluso, sobresaliendo por encima del nivel del mar. En función de los materiales que lo componen, se reconocen: bancos de arena, rocosos, coralinos etc.

Caliza

Roca sedimentaria, consiste de calcita o residuos calcáreos, raras veces de aragonita. Con frecuencia contiene materiales de dolomita, partículas arcillosas y arenosas. Por su origen pueden ser orgánicas, inorgánicas, recristalizadas, detríticas y de origen compuesto.

Cratón

Elemento básico de la estructura de los continentes. La superficie de los cratones es de algunos millones de kilómetros cuadrados. En los cratones se reconocen dos pisos estructurales: El inferior (basamento), de rocas metamórficas de tipo geosinclinal, deformadas y cortadas por intrusitos; y el superior (platafórmico) de rocas sedimentarias, raras veces volcanogénicas, en conjunto de unos 3 a 4 kilómetros de espesor.

Cuenca oceánica

Gran depresión del lecho oceánico, delimitada por el talud continental, cadenas de montañas, crestas o elevaciones.

Depósito

Conjunto de materiales (sedimentos) que han sido transportados y depositados por uno o mas agentes (aguas de escurrimiento, oleaje, etc.) en un ambiente determinado (litoral, deltaico, etc.)

Falla

Plano o zona de ruptura en el sustrato rocoso a lo largo del cual se produce un desplazamiento. Las fallas con desplazamiento vertical forman un bloque levantado y otro hundido; cuando la falla esta inclinada resulta un bloque del bajo y un bloque del alto. Los tipos principales de fallas son: normal, inversa, de desplazamiento horizontal, de desplazamiento lateral

Falla de desplazamiento lateral

Aquella en la que predominan los movimientos laterales horizontales respecto al plano de falla que es vertical

Falla inversa

Aquella donde el bloque del alto se desplazó hacia arriba con respecto del bloque del bajo, a lo largo del plano inclinado de falla.

Falla normal

Aquella donde el bloque del alto se desplazó hacia abajo con respecto del bloque del bajo, a lo largo del plano inclinado de falla

Fisura

Grieta

Fisuramiento (Fracturamiento)

Desmembración de las rocas en una serie de bloques, por planos de fisuras, debido a causas diversas: tectónicas, gravitacionales, de compactación, congelación y deshielo y por intemperismo en general. Tienen un gran significado, por ejemplo al evaluar la permeabilidad de las rocas.

Grieta

Ruptura longitudinal de las rocas o el hielo, sin desplazamiento de las porciones que separa. Las grietas pueden ser de origen tectónico y no tectónico.

Laguna

Cuerpo de agua superficial natural, somero, separado del mar por franjas de bancos costeros, barras o uniones de éstas con estrechos.

Mar epicontinental

El que en su totalidad se dispone sobre una plataforma continental. Generalmente es somero (de hasta 100 a 200 metros)

Margen de Plataforma

Límite exterior de la plataforma continental que se reconoce por un declive del fondo a profundidad de decenas o centenas de metros (132m en promedio), a partir de donde se inicia el talud continental

Plantilla de Schmidt

Es una proyección estereográfica.

Proyección estereográfica.

En la geología, especialmente en la geología estructural y en la cristalografía, se necesitan un método para visualizar la orientación de los planos geológicos en diagramas. El problema principal es, que los planos cubren las tres dimensiones (orientación de un plano) y un papel tiene solamente dos. Entonces se usan las proyecciones para reducir un objeto tridimensional a un gráfico (diagrama) de dos dimensiones. Dos proyecciones son: 1) *Equiangular*: Ángulos correctos, distancias falsas (se usa la plantilla de Wulff). Esta proyección se usa en la cristalografía para fijar los ángulos en un cristal. 2) *Equidistancial*: Distancias correctas, ángulos falsos (se usa la plantilla de Schmidt). Esta proyección sirve para la geología estructural.

Rocas Carbonatadas

Son aquellas formadas por la litificación de sedimentos ricos en carbonatos (>80%), los cuales han sido depositados a partir de la precipitación química dentro de una solución acuosa.

Talud

Superficie inclinada que se origina por masas de flujo. El talud tiene un ángulo natural de reposo que es aquel en el cual el material se encuentra en equilibrio. Dicho ángulo depende de la composición del cuerpo en deslizamiento, de la humedad y de la granulometría de los sedimentos que lo forman.

Sintaxial

Término que se utiliza para la cementación, que describe un crecimiento a lo largo del eje principal de cristales existentes, por ejemplo de cuarzo etc.

Sustrato

Sustrato o sustrato, se refiere a la capa de sedimentos que comúnmente denominamos como suelo marino, y que posteriormente se consolidarán y formarán un nuevo estrato.