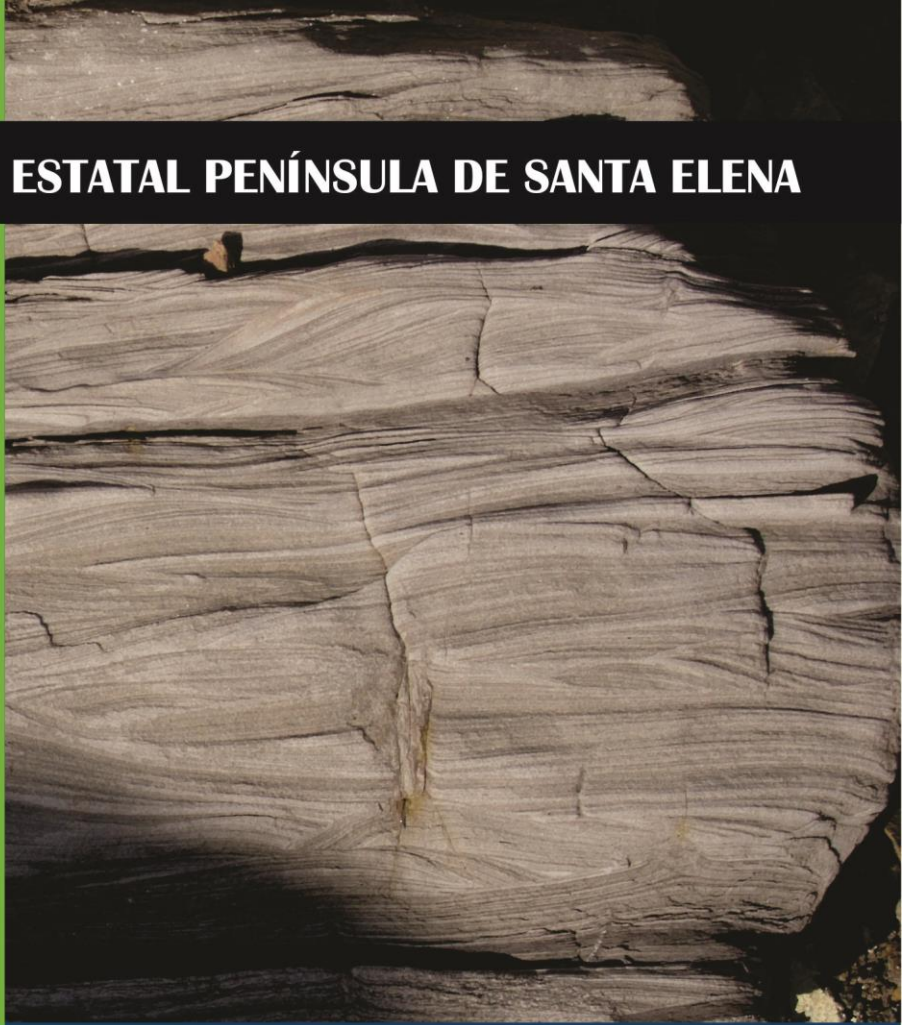


UNIVERSIDAD ESTATAL PENÍNSULA DE SANTA ELENA



Geología del Petróleo

Serie de Textos Académicos de la
Facultad de Ciencias de la Ingeniería

Lic. Erica Lorenzo García, PhD.
Lic. Antonio Morato Medina, MSc.



GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO

AUTORES:

Lic. Erica Lorenzo García, Ph.D

Lic. Antonio Morato Medina, MS.c.



“Yo no estudio para saber mas, sino para ignorar menos” Sor Juana Inés de la Cruz

Ficha Bibliográfica:

Erica Lorenzo García

Antonio Morato Medina

GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO

Primera Edición, 2018

Editorial UPSE

ISBN: 978-9942-776-05-1

Formato: 17 x 24 cm #páginas: 215

Derechos Reservados © 2018
Universidad Estatal Península de Santa Elena
Ediciones UPSE
Avenida La Libertad-Santa Elena
Ciudadela Universitaria UPSE
www.upse.edu.ec

No está permitida la reproducción total o parcial de esta obra ni su tratamiento o transmisión por cualquier medio o método sin autorización escrita de los editores



IMPRESO EN ECUADOR
Printed in Ecuador

Presentación

La producción de un texto educativo, es una ardua tarea que debe ser sometida a crítica, revisión y permanecer en constante actualización, con el fin de que la información ofrecida sea concordante con el estado actual del conocimiento.

El texto de título ***GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO*** está dirigido a estudiantes de Ingeniería, específicamente aquellos que se desempeñarán a futuro como Ingenieros de Petróleo, aunque también es de utilidad para los profesionales ya graduados en el área, así como estudiantes y profesionales de áreas afines (estudiantes de Geología, Minas, Geofísica, y relacionadas) .

En este sentido, la obra asume un nuevo propósito: iniciar a los lectores en el estudio de los conceptos básicos relacionados con la Geología del Petróleo todo ello bajo la concepción de que poseen un conocimiento previo de Geología Física.

Finalmente el texto quedó estructurado en ocho capítulos, que cubren en primer lugar una introducción de la Geología como campo de estudio en la industria petrolera fundamentado en las técnicas exploratorias más usuales. Por otro lado, se define el petróleo, describiendo sus componentes y teorías sobre su origen, para pasar a la definición de Sistema Petrolero y la descripción de cada uno de sus elementos y procesos de forma detallada

Los Autores



CONTENIDO

CAPITULO I:	1
1.1. LA GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO COMO CAMPO DE ESTUDIO .3	
1.1.1. Exploración previa a la perforación	3
1.1.1.1. Estudio de indicios superficiales.....	4
1.1.2. Exploración durante la perforación	12
1.1.2.1. Métodos directos	12
1.1.2.2. Métodos indirectos	12
1.1.3. Técnicas de Prospección	12
1.1.3.1. Los Sensores Remotos.....	13
1.1.3.2. Exploración Geofísica	14
1.1.3.3. Métodos Magnéticos.....	16
1.1.3.4. Métodos Gravimétricos.....	17
1.2. GENERALIDADES: CONCEPTO PETRÓLEO, ORIGEN Y COMPOSICIÓN	19
1.2.1. ¿Qué es el petróleo?	19
1.2.2. Origen del Petróleo	20
1.2.2.1. Teorías del origen orgánico	20
1.2.2.2. Teorías Inorgánicas.....	22
1.2.3. Composición del petróleo	25
1.2.3.1. Hidrocarburos alifáticos	25
Hidrocarburos aromáticos.....	28
1.3. MATERIA ORGÁNICA PRECURSORA	29
1.3.1. Producción orgánica	29
1.3.1.1. Ecosistemas marinos	29

1.3.1.2. Ecosistemas continentales.....	31
1.3.2. Composición química de la materia orgánica	31
1.3.2.1. Carbohidratos	31
1.3.2.2. Proteínas	31
1.3.2.3. Lípidos	32
1.3.2.4. Otros constituyentes (ligninas, taninos y resinas). Los macerales.....	32
1.3.3. Condiciones de preservación de la materia orgánica	33
1.3.4. Factores que afectan a la preservación de la materia orgánica. 34	
1.3.4.1. En el sedimento	34
1.3.4.2. En la columna de agua:	35
1.4. KEROGENO COMO PRECURSOR DEL PETRÓLEO	36
1.4.1. Clasificación de Kerógenos	38
1.4.2. Procesos de transformación de la materia orgánica hasta el kerógeno	40
1.4.2.1. Diagénesis	40
1.4.2.2. Catagénesis	42
1.4.2.3. Metagénesis.....	43
CAPITULO II:.....	45
2.1. INTRODUCCIÓN A LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS	47
2.1.1. Forma y elementos de las cuencas	48
2.1.2. Mecanismos de control de las cuencas.....	50
2.2. CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS	55
2.2.1. Parámetro de la historia geológica de las cuencas sedimentarias..	55
2.2.1.1. Secuencia Depositional.....	55
2.2.1.2. Tectónica Formadora de la Cuenca	56
2.2.2. Modificadores Tectónicos.....	56
2.2.3. Clasificación de cuencas sedimentarias	56
2.2.3.1. Clasificación de Dickinson	56
Figura 2.3–4: Fases de una cuenca extensional.	62
2.3. TIPO DE CUENCAS PETROLÍFERAS.....	64
2.3.1. Clasificación de Klemme, 1980.....	65

Clase A- Cuencas intracontinentales, sobre el cratón.....	65
Clase B- Cuencas extracontinentales,	67
Clase C- Cuencas intermontañas.	68
CAPITULO III:.....	71
3.1. INTRODUCCIÓN AL SISTEMA PETROLERO.....	73
3.1.1. Partes de un sistema petrolero.....	74
<i>Roca Madre</i>	74
<i>Roca Reservorio:</i>	74
<i>Roca Sello</i>	74
<i>Roca sobrecarga</i>	74
3.1.2. Procesos que operan en un sistema petrolero	74
<i>Formación de la Trampa:</i>	74
Generación	74
Migración.....	75
<i>Acumulación:</i>	75
<i>Preservación:</i>	75
3.1.3. Limitaciones temporales y espaciales.	75
<i>Edad</i>	75
<i>Momento Crítico:</i>	75
<i>Tiempo de Preservación</i>	75
<i>Extensión Geográfica</i>	76
<i>Extensión Estratigráfica</i>	76
3.2. INVESTIGACIÓN DE UN SISTEMA PETROLERO.....	76
3.2.1. Identificación del Sistema Petrolero	77
CAPITULO IV:.....	80
4.1. ¿QUÉ ES UNA ROCA MADRE?	82
4.1.1. Clasificación de rocas madres.....	83
4.1.1.1. Clasificación en función de la génesis de hidrocarburos.....	83
4.1.1.2. Clasificación en función de la expulsión de hidrocarburos .	83
4.1.2. Factores de los que depende la roca madre	84
4.1.2.1. Cantidad de materia orgánica	84
4.1.2.2. Calidad de la roca madre.....	87
4.1.2.3. Tipo de Materia Orgánica y Madurez Térmica	93
CAPITULO V:	100

5.1. INTRODUCCIÓN A LA ROCA RESERVORIO	102
5.1.1. Introducción a las rocas sedimentarias	102
Meteorización	102
Desintegración:	102
Descomposición:	103
Erosión	103
Transporte.....	104
Depositación	105
Diagénesis	105
5.1.2. Rocas reservorios de origen clástico o detrítico	106
5.1.2.1. Diagénesis	106
5.1.2.2. Ambientes Sedimentarios.....	109
5.1.2.3. Tipos de Arenisca Reservorios	114
5.1.2.4. Geometría del Reservorio Detrítico	116
Tamaño y Dimensiones.....	119
Ratio de subsidencia:	123
Tipo de sedimento suministrado	123
5.1.3. Rocas reservorio de origen carbonatado	126
5.1.3.1. Tipos de rocas calcáreas	126
5.1.3.2. Ambientes deposicionales carbonatos.	128
5.1.3.3. Diagénesis de carbonatos	136
5.2. PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LA ROCA ALMACÉN.	139
5.2.1. Parámetros Texturales	139
5.2.2. Forma	140
5.2.3. Redondez.....	141
5.2.4. Esfericidad	141
5.2.5. Empaque	142
5.2.6. Madurez textural	143
5.2.7. Fábrica.....	144
5.2.8. Porosidad (ϕ)	144
5.2.8.1. Clasificación en base a la relación entre los poros	145
5.2.8.2. Clasificación en base a los factores de génesis poral.....	147
5.2.10. SATURACIÓN (Sf)	155
Saturación inicial.....	157
Saturación residual	157
Saturación crítica	157

5.2.11. MOJABILIDAD	158
5.2.12. FUERZAS CAPILARES.....	163
5.2.12.1.Presión capilar (Pc).....	164
5.2.13. RESISTIVIDAD.....	167
5.2.14. COMPRESIBILIDAD (c).....	168
5.2.15. TORTUOSIDAD (ζ).....	169
CAPITULO VI:.....	170
6.1. ROCA SELLO	172
6.1.1. Tipos de roca sello.....	172
6.1.1.1. Tipos de roca sello	172
6.1.2. Factores que condicionan la efectividad del sello	173
6.1.2.1. Litología	173
6.1.2.2. Ductilidad.....	174
6.1.2.3. Espesor	174
6.1.2.4. Continuidad Lateral	175
6.1.3. Mecanismos de sellamiento	175
Mecanismo de membrana	175
Mecanismo de sellamiento infinito.....	175
Mecanismo de falla:	176
Efecto de la hidrodinámica y la sobrepresión	176
CAPÍTULO VII: TRAMPAS	177
7.1. TRAMPAS DE HIDROCARBUROS.....	179
7.1.1. TIPOS DE TRAMPAS.....	179
7.1.2. Trampas Estructurales.....	179
7.1.2.2. TRAMPAS POR FALLAMIENTO	185
7.1.2.3. TRAMPAS ESTRUCTURALES POR INTRUSIÓN DE SAL O	
ARCILLA	188
7.1.2.4. Trampas estratigráficas y mixtas.....	190
8.1. PROCESO DE MIGRACION DE HIDROCARBUROS.....	200
8.1.1. Evidencia del desplazamiento de los hidrocarburos.....	201
8.1.2. Clasificación de la migración	201
Conmigración	201
Dismigración	201
8.1.3. Mecanismos de Expulsión.....	202

Expulsión en solución acuosa:	202
Expulsión como protopetroleo	203
Expulsión en solución gaseosa.....	203
Migración en fase libre:	203
8.1.4. Factores que controlan el movimiento del petróleo	204
Interacción con el kerogeno	204
Permeabilidad relativa:.....	204
Presión Capilar	204
Sobrepresión:.....	205
8.1.5. Los mecanismos de la migración	205
8.1.5.1. Fuerzas conductoras principales.....	205
8.1.5.2. Fuerzas restrictivas	206
8.1.6. Desplazamiento de los Hidrocarburos durante la migración. 207	
8.1.6.1. Distancias recorridas por los hc durante la migración.....	207
8.1.7. Historia de los desplazamientos de los Hidrocarburos y de su acumulación.....	209
REFERENCIAS	211

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.2–1: Evolución de la materia orgánica hasta el kerógeno</i>	21
<i>Figura 1.2–2: Parafinas normales o alcanos. Hidrocarburos unidos mediante enlace simple (Frias y Naranjo, 2011)</i>	26
<i>Figura 1.2–3: Isoparafinas o parafinas ramificadas. (Frias y Naranjo, 2011)</i>	26
<i>Figura 1.2–4: Alquenos u olefinas. Hidrocarburos alifáticos con doble enlace (Frias y Naranjo, 2011)</i>	27
<i>Figura 1.2–5: Cicloalcanos o Naftenos. Hidrocarburos cíclicos unidos por enlace simple (Frias y Naranjo, 2011)</i>	27
<i>Figura 1.2–6: aromáticos o compuestos bencénicos (Frias y Naranjo, 2011).</i>	28
<i>Figura 1.3–1: Ecosistemas Marinos</i>	30
<i>Figura 1.4–1: Diagrama de Van-Krevelen (Modificado de Tissot et al,1974).</i>	39
<i>Figura 1.4–2: Diagrama de evolución de la materia orgánica con la profundidad y temperatura (Modificado de Peters y Moldowan,1993)</i>	44
<i>Figura 2.1–1: Parámetros de las cuencas sedimentarias.</i>	49
<i>Figura 2.1–2: Esquema visual de los tipos de eustasia).</i>	51
<i>Figura 2.2–1: Subsistencia litosférica por carga o descarga. <small>_¡Error! Marcador no definido.</small></i>	
<i>Figura 2.3–1: Tipos de cuenca en relación a la interacción entre placas (marco tectónico)</i>	57
<i>Figura 2.3–3: Partes de una cuenca de antepaís Tomado de De Celles y Giles, 1996).</i>	59
<i>Figura 2.3–2: Cuenca asociada a un arco volcánico</i>	60
<i>Figura 2.3–4: Fases de una cuenca extensional.</i>	62
<i>Figura 2.3–5: Cuencas transtensionales y transpresionales. Estructuras en flor.</i>	64
<i>FFigura 3.1–1: Vista vertical de un sistema petrolero (Modificado de Peters y Cassa, 1994)</i>	73
<i>Figura 3.1–2: Representación en superficie de las áreas de un sistema petrolero (Modificado de Peters y Cassa, 1994)</i>	76
<i>Figura 3.2–1: Carta de eventos de un sistema petrolero (Tomado de Palmer, 1983)</i>	78
<i>Figura 3.2–2: Tabla de producciones acumuladas (Tomado de Palmer, 1983)</i>	79
<i>Figura 4.1–1: Diagrama esquemático del equipo Rock-Eval</i>	88
<i>Figura 4.1–2 S1, Hidrocaburos libres, S2 hidrocarburos producidos por cracking del kerogeno, S3 cantidad de cO2 de materia organica.</i>	90

Figura 4.1–3: Diagrama de van Krevelen, Formación de los hidrocarburos en función de las facies orgánicas precursoras (Modificado de Tissot et al, 1974).	92
Figura 4.1–4: Resinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)	94
Figura 4.1–5: Esporinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)	95
Figura 4.1–6: Fusinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)	96
Figura 4.1–7: Vitritina al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)	96
Figura 4.1–8: Integración de macerales en el diagrama de van krevelen (Martínez y Escobar, 2016)	99
Figura 5.1–1: Modelo de depositación fluvial. (A) Sección vertical de un sistema braided ideal. (B) Diagrama de un sistema entrelazado o braided. (D) Sección Vertical de un sistema de meandriforme (Magoon y Dow, 1994)	110
Figura 5.1–2:(a) reservorios relacionados a ambientes lacustres, incluye una secuencia grano creciente. (b) lagos someros con líneas de costa altamente fluctuantes producen depósitos cíclicos con potencial para ser reservorios (Magoon y Dow, 1994)	112
Figura 5.1–3: Depósitos de sedimentos en una corriente turbidítica (Tomado de Sanders, 1965)	114
Figura 5.1–4: Orientación de arenas a gran escala como función del tipo de proceso dominante en la costa (Modificado de Mier-Umaña, R., 1990)	119
Figura 5.1–5: Morfología de los canales y geometría del resevorio. (Modificado de Mier-Umaña, R.,1990)	122
figura 5.1–6 Clasificación carbonática de Dunham 1962. modificado por Tucker y Wright, (1990)	128
Figura 5.1–7: a) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de acreción. b) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo escarpe. c) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo pendiente con barrancos. d) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen erosional (Modificada de Read, 1985)	129
Figura 5.1–8: Tipos de plataformas carbonatadas en función de su morfología (vista lateral)	133
Figura 5.1–9: Bloque diagrama de una rampa carbonática homoclinal; b) bloque diagrama de una rampa con ruptura de pendiente distal. Modificada de Read, 1985).	134
Figura 5.2–1: Algunas formas de partículas, (Modificado de Mier-Umaña, R.,1990).	141
Figura 5.2–2 Grado de Redondez y Esfericidad que puede tener una partícula (Adams et al., 1997).	142

Figura 5.2-3: Tipos de empaque granular. (a) empaque triangular. (b) empaque cúbico. (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	142
Figura 5.2-4: Clasificación de la Madurez Textural (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	143
Figura 5.2-5: Contacto entre granos, (Schlumberger, 1990)	144
Figura 5.2-6 Representación grafica donde se muestra la ley de Darcy que define el movimiento de fluidos a través del medio poroso (Halliburton, 2010).	152
Figura 5.2-7 Saturación de fluidos en la roca (Tomado de la Garza, 2000).	156
Figura 5.2-8: Roca mojada por agua (Arana, 2007).	160
Figura 5.2-9: Roca mojada por aceite (Arana, 2007).	160
Figura 5.2-10 Roca sin preferencia por aceite o agua. (Arana, 2007).	161
Figura 5.2-11: Diagrama de la Presón Capilar (Arana, 2005)	163
Figura 5.2-13: Representación gráfica de una gota de petróleo adherida a una superficie sólida, con las respectivas fuerzas presentes y el ángulo de contacto entre ambas superficies. (Halliburton, 2010).	167
Figura 7.1-1: Vista superficial y lateral de una trampa tipo domo (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	181
Figura 7.1-2: Vista superficial y lateral de una trampa anticlinal con discordancia. (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)	183
Figura 7.1-4: Vista superficial y vista lateral de trampas de anticlinales cabalgantes ((Tomado de Mier-Umaña, R., 1990).	185
Figura 7.1-5: Falla normal (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	187
Figura 7.1-6: Falla inversa (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	187
Figura 7.1-7: Trampas en cordones de arena tipo canal (tomado de Mier-Umaña, R.,1990).	191
Figura 7.1-8: Trampas cordones de arena tipo canal (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	192
Figura 7.1-9: Trampas de cordones de arenas (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	193
Figura 7.1-10: Tramas pinch-out (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	193
Figura 7.1-11: Trampas de arrecifes (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	194
Figura 7.1-12: Trampa de atolon (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	195
Figura 7.1-13: Trampas de banco de oolíticos (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)	195

CAPITULO I:

**INTRODUCCIÓN A LA
GEOLOGÍA PETROLERA**

1.1. LA GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO COMO CAMPO DE ESTUDIO

En la geología del petróleo se combinan diversos métodos o técnicas exploratorias para seleccionar las mejores oportunidades para encontrar Hidrocarburos (Petróleo y Gas).

La secuencia exploratoria se inicia con el estudio de la información disponible del área, que comprende: la información geológica de las formaciones y estructuras presentes, la paleontología, la Paleocología, el estudio de mapas geológicos y geomorfológicos, estudio de los métodos geofísicos que se hayan empleado en el área como métodos potenciales (gravimetría, magnetometría, sondeos eléctricos o magneto telúricos), sismografía y los resultados de las perforaciones exploratorias realizadas en el área que incluyen los estudios accesorios a estas.

1.1.1. Exploración previa a la perforación

En la exploración previa a la perforación los esfuerzos se centran en el estudio del medio físico observando indicios superficiales, características estructurales que propicien la acumulación etc. En este sentido después de que en varias prospecciones se encontrara petróleo en estructuras anticlinales, se extendió como practica buscar indicios en este tipo de estructuras. A esta práctica se le denominó la práctica denominó la teoría del anticlinal. En la actualidad esta técnica sigue vigente, aunque no es la única.

Además de la búsqueda de acumulaciones de petróleo en estructuras, la prospección de hidrocarburos se apoya directamente en el estudio de "indicios" que son manifestaciones de hidrocarburos tanto en superficie como restos remanentes en rocas.

1.1.1.1. Estudio de indicios superficiales

Se denomina indicio superficial a todas las manifestaciones superficiales de hidrocarburos procedente del subsuelo.

Estas manifestaciones son el resultado de la migración vertical (dismigración) en el caso que en el desplazamiento propio de los hidrocarburos no hayan encontrado una trampa donde acumularse.

El aspecto de los indicios, está ligado a la naturaleza del hidrocarburo, gas o petróleo, y entre los petróleos, a su composición química (petróleo con base parafínica o con base nafténica) y al tipo de yacimiento donde estén almacenados o por el medio rocoso en el que circulan.

Se clasifican en:

1. Indicios Directos: Se producen por el afloramiento de hidrocarburos en “sensu estricto” en superficie, producidos por la aparición en los afloramientos, de los mismos productos hidrocarburos.

Los indicios directos, a su vez se clasifican en función de si existe una circulación subterránea continua o interrumpida. En el caso de una circulación continua se llaman “Activos” o “Vivos”. Por el contrario, en el caso de que no haya una renovación permanente que compense las perdidas, sino que más bien son manifestaciones están as o difusas sobre el sedimento se denominan indicios directos “Muertos” o “Fósiles”.

2. Indicios Indirectos: Se produce cuando en la superficie ha manifestaciones típicas de productos de hidrocarburos, pero estos no son visibles como tal.

Indicios directos activos.

Los indicios indirectos activos son el resultado de una circulación continua de hidrocarburos desde el subsuelo hasta la superficie generalmente mezclados con agua. En el mayor número de casos representan el final de una migración secundaria vertical en un yacimiento con cobertura ineficiente o a través de una fractura post-genética.

Este tipo de indicios se puede observar bajo la apariencia de fuentes de gas o emanaciones de petróleo. Una vez aflora en superficie su aspecto va a variar en función del caudal aflorante y de la naturaleza del producto. En base a esta última distinción tenemos:

Indicios de gas.

Las manifestaciones de gas son muy frecuentes pero dada la naturaleza volátil del producto son muy difíciles de detectar.

En países húmedos, se manifiestan por la aparición de burbujas que rompen en la superficie de los arroyos y lagunas. Sin embargo, en países áridos al producirse la emanación directamente a la atmosfera son imperceptibles.

En el caso tratado en este apartado, los gases a veces son percibidos por su olor a gasolina, debido a la presencia compuestos complejos de mayor peso molecular en estado gaseoso (Newbery y Justino, (2007)) Por ejemplo, sobre la costa Norte de Perú, la brisa marina trae a veces olores a gasolina, debidos a desprendimientos que se producen en el océano. Igualmente, en Perú, existen regiones donde se conocen fuentes suficientes para asfixiar a los animales, que vienen señaladas por montones de osamentas de mamíferos. En Méjico, algunos desprendimientos se realizan bajo tal presión, que producen un ruido comparable al de un ventilador.

A veces, los indicios de gas son muy espectaculares, como los fuegos eternos del Oriente Medio (Irán, Irak, Cáucaso), donde los gases se in-

flaman espontáneamente al contacto con el aire y arden permanentemente.

Los volcanes de lodo constituyen indicios de gas. Estos indicios suelen aparecer asociados a secuencias sedimentarias modernas por está asociadas a sedimentos poco consolidados y de forma general a zonas intensamente deformadas. En este tipo de ambientes geológicos existen horizontes argiloarenosos impregnados de gas y agua salada y una fuerte presión intersticial. Las arcillas desfloculadas por el agua salada, son arrastradas por los gases a presión, a través de las fracturas formando en la superficie conos en formas de volcán. La estructura externa de este tipo de volcanes se conforma de un cráter principal a partir del cual sale a la superficie la mezcla de lodo y gas y en ocasiones, pueden existir cráteres secundarios por los que puede salir al exterior gas de forma singular o mezclas que arrastren petróleo.

El comportamiento de la emanación a través de los volcanes de lodo puede tener flujo continuo o discontinuo con períodos de erupción violenta. En estas expulsiones violentas puede ocurrir que los gases se inflamen, pudiendo ocurrir que, durante los períodos de erupción, los gases se inflamen.

Estos volcanes de lodo, pueden alcanzar dimensiones considerables, de varios centenares de metros de altura y diámetro, como 300 y 500 m., respectivamente. El cono de Baz Dagh en la península de Apsheron (Azerbaiyán). Cuando se forman en el mar, pueden originar islas temporales, y más raramente permanentes (Pakistán, Birmania). Sin embargo, en general, sus dimensiones son más modestas, del orden de algunos metros o decenas de metros.

El vulcanismo sedimentario, se conoce en numerosas regiones del globo. No obstante, no está siempre asociado a yacimientos de hidrocarburos comercialmente explotables. Está desarrollado principalmente en el Cáucaso (península de Apsheron), en Indonesia, Birmania, Pakistán Occidental (donde aparece ligado a series de tipo flysch no productivos), en Venezuela y en Trinidad.

Los volcanes de lodo activos, son relativamente sencillos de reconocer; pero no es así, cuando están muertos, o incluso enterrados y fosilizados. Sin embargo, masas arcillosas con estratificación caótica, mezcladas con fragmentos de roca diversos, encontrados en superficie o en sondeos, quizás se pueden inferir la presencia d antiguos volcanes de lodo (Veeken, 2008).

Además de los hidrocarburos, pueden aparecer otros gases en la superficie del suelo que apunten erróneamente a un indicio. Por ejemplo, el gas carbónico suele ser una emanación frecuente especialmente en las regiones afectadas por el vulcanismo (Vichy). Por otro lado, el gas metano que se produce en los pantanos, formado por metano, cuyas burbujas rompen en la superficie de las charcas, ya sea naturalmente o cuando se remueve su fondo, ha producido a menudo confusiones. En caso de duda, es indispensable proceder a un muestreo y análisis químico. Sólo los gases que contengan homólogos superiores del metano, tienen posibilidades de ser gases del petróleo.

Sobre la costa del golfo de Chichiriviche, en Venezuela, existen ciénagas de manglares, enterradas recientemente por arcillas lagunares o arenas arrecifales. En otoño, cuando se produce el cambio del viento dominante del Este por los del Norte se produce un cambio en las corrientes oceánicas que conlleva un desplazamiento de las arenas hacia otros puntos de la costa. Debido a la perdida de carga suprayacente se produciría emanaciones de gas que, enturbian el agua generalmente clara y ebulen en superficie. Numerosos especuladores, se habrían equivocado allí (D. Schneegans, inédito).

Indicios líquidos.

Los indicios líquidos, se presentan bajo diferentes aspectos ya que dependen de la naturaleza química de los hidrocarburos.

Los petróleos de base parafínica, cuyas propiedades intrínsecas los hacen a menudo ligeros y muy fluidos, se evaporan rápidamente en superficie y desaparecen sin dejar trazas. En países áridos, por tanto, este tipo de indicios don son prácticamente imposibles de descubrir

cuando son de pequeña entidad, si no es por su olor a gasolina. En países húmedos en cambio, se manifiestan frecuentemente por irisaciones en la superficie de los mantos acuíferos, charcas o arroyos.

Debe tenerse en cuenta que a menudo estas irisaciones pueden ser confundirse con irisaciones con manchas de hidróxido de hierro, que se desarrollan en los charcos de agua estancada. El método para su distinción en cambio es bastante sencillo. Las sales de hierro se rompen en placas de bordes angulosos cuando se les agita con una varilla, mientras que las partículas de petróleo, forman regueros alargados. En caso de duda, es siempre posible recoger el producto con un trozo de tela o de papel secante, y hacer un ensayo con cloroformo.

Algunas de estas manifestaciones líquidas que producían un volumen de petróleo rentable, han sido explotados directamente por separación del petróleo reunido en la superficie del agua. El indicio de Gabian, ha producido hasta 80 litros de petróleo al día. El indicio de Oued Gueterini (Argelia), ha sido explotado durante un tiempo, y el producto fue utilizado directamente después de filtrarlo en los motores Diésel.

Los petróleos con base nafténica, proporcionan indicios mucho más visibles. Este tipo de petróleo se evapora difícilmente, pero sí que se oxidan por el efecto del contacto con el aire. El resultado de esta oxidación son petróleos más viscosos, tales como los asfaltos.

Las manifestaciones líquidas más relevantes son los lagos de asfalto de Trinidad y Venezuela. El lago de asfalto de Trinidad se conoce desde 1595, cuando Sir Walter Raleigh se sorprendió de ver en medio de la vegetación tropical, una "superficie desnuda, lisa como la de un lago, pero negra como el betún". Este lago cuenta con una superficie de kilómetro cuadrado, y alcanza en algunos puntos, una profundidad de más de 50 m. Está continuamente alimentado por varias fuentes. Se ha desbordado en algunas ocasiones, originando coladas de asfalto que alcanzaron más de 100 m. de longitud. En realidad, no está formado por betún, sino por una emulsión que contiene 40 % de betún, 30 % de arcilla y 30 % de agua.

El lago de Bermúdez, en Venezuela, en la otra orilla del lago de Paria, es mayor en extensión que el anterior, ya que cuenta con 4,5 Km², pero su profundidad es menor (2 m. de profundidad). Está también alimentado por fuentes continuas que fluyen por pequeños conos crateriformes.

Tales indicios, son activamente explotados por separación simple de decantación.

Finalmente hay que resaltar que las manifestaciones líquidas no solo se dan en la superficie de los continentes, sino que también existen en el mar. Las irisaciones formadas en la superficie, son empujadas por los vientos, y pueden reunirse en las costas, originando productos oscuros, viscosos, que reciben diversos nombres locales, a veces pintorescos, como "caca de ballena" de las Antillas.

Indicios directos fósiles

Los indicios fósiles, comprenden todas las trazas de hidrocarburos fijos, que se encuentran en las rocas. Su extensión geográfica mundial es mucho mayor que los indicios activos, aunque su interpretación generalmente es más difícil.

El estado físico en el que se presentan de manera habitual los indicios fósiles es sólido o pastoso, mientras que los líquidos son casos más raros.

Los indicios directos fósiles o bien son restos de una antigua emanación activa que quedo desactivada y el hidrocarburo que impregnaba los sedimentos quedo de forma remanente "in situ" o de una concentración local de hidrocarburo de pobre volumen para formar un yacimiento en sentido estricto.

A la primera categoría, corresponden sin duda indicios tales como las arenas asfálticas de Athabasca en Canadá o los betunes de Bastennes-Gaujacq en Aquitania; a la segunda, las trazas de petróleo líquido señaladas en las calizas margosas del Berriasiense de la Porte de

Francia en Grenoble, o las innumerables trazas y moteaduras de asfalto que se encuentran en casi todas las formaciones sedimentarias compactas.

Los indicios fósiles líquidos, aparecen en cavidades de las rocas, principalmente calcáreas, geodas, restos de fósiles, rellenándolas total o parcialmente. Los indicios pastosos o sólidos, están representados por betunes o asfaltos (éstos impregnan y cementan arenas o areniscas, o rellenan fisuras y juntas de estratificación) cuando el crudo original es de base nafténica, y por depósitos parafínicos cerúleos y resinosos si el crudo original era de base parafínica.

Las Brigadas de Mapeo Geológico

Cuando se tiene interés en que una zona tenga recursos petroleros rentablemente explotables, se comienza una secuencia exploratoria que comprende el análisis de la rentabilidad y las condiciones geológicas de la zona a fin de determinar si es una zona potencial de contener hidrocarburos. Estas fases son las siguientes:

I. OBSERVACIONES GENERALES Y ECONÓMICAS

- Accesibilidad de las diversas partes del área.
- Medios de transporte presentes y potenciales
- Proveedores locales y situación laboral
- Posibilidades de mercado local
- Situación de la producción petrolera o de gas más cercana
- Situación de todos los pozos de gas o petróleo perforados en el área o sus alrededores

II OBSERVACIONES GEOLÓGICAS

- Evidencias de petróleo o gas en superficie
- Tipo y profundidad de las máscaras que oscurecen las manifestaciones y la geología de las rocas estratificadas.

Distribución de las rocas sedimentarias e ígneas y relaciones de edad con el metamorfismo

III OBSERVACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Espesor de la sección sedimentaria
Presencia y profundidad de las posibles rocas madres
Presencia y profundidad (le las posibles rocas almacén en sección.
Presencia (le posibles cierres de yacimientos.
Posición y carácter de disconformidades.
Cambios laterales (de facies y especialmente de permeabilidad)
Presencia de carbonatos
Proporción de los carbonos en los carbonos presentes

IV OBSERVACIONES ESTRUCTURALES

Tamaño y disposición de las cuencas o aspectos regionales
Presencia de anticlinales
Profundidades de las posibles rocas almacén en los diferentes sitios del área
Presencia y naturaleza de las fallas
Grado y características de la fracturación de las posibles rocas almacén hasta profundidades alcanzables

Una vez tomado en cuenta el procedimiento de investigación a seguir debe hacerse una compilación de mapas geológicos, diseñar campañas de investigación sobre el terreno que recopile la información pertinente para llevar a cabo simulaciones del prospecto y poder contrastarla con la información ofrecida por mapas y fuentes bibliográficas.

Igualmente, estas técnicas e investigaciones previas nombradas en el listado, suelen estas apoyadas de técnicas geofísicas, geoquímicas y gravimétricas.

1.1.2. Exploración durante la perforación

Durante la perforación de los pozos se suele adquirir información acerca de las características de las formaciones que se van atravesando.

1.1.2.1. Métodos directos

La toma de información puede hacerse de forma directa mediante la toma de núcleos (cores), que no son más que muestras de roca extraída dentro de la tubería de perforación, en las cuales se pueden realizar medidas directas de las características petrofísicas de la formación.

1.1.2.2. Métodos indirectos

La toma de información durante la perforación puede llevarse a cabo de forma indirecta, mediante técnicas no agresivas que igualmente nos llevan a inferir las características de las formaciones. Dentro de estos métodos se encuentran los registros eléctricos y las pruebas de formación, conocidos también como registros “wireline”.

Dentro de la categoría de registros de pozo que se obtiene mediante el wirelines, están los siguientes: SP (Potencial Espontáneo), Resistividad, Gamma Ray, Neutrón o Densidad. Estos registros proporcionan estimaciones indirectas sobre la calidad de roca, la porosidad y la saturación de fluidos (agua, petróleo o gas).

Por otra parte, las pruebas de formación son útiles para estimar parámetros tales como la presión de la formación, la permeabilidad y el daño de la formación y para definir la productividad de un pozo.

1.1.3. Técnicas de Prospección

La búsqueda de petróleo está estrechamente ligada a la búsqueda de una cuenca sedimentaria apropiada para la génesis de hidrocarburos. Para que una cuenca sedimentaria sea propicia para encontrar

hidrocarburos, en esta deben depositarse lutitas muy ricas materia orgánica, y que estas últimas hayan sufrido un proceso de maduración y transformación por presión y temperatura suficiente como para haber generado petróleo. El petróleo tiene que haber ascendido hasta depósitos capaces de contener grandes cantidades de líquido. La existencia de petróleo crudo en la corteza terrestre se ve limitada por estas condiciones. Los geólogos y geofísicos especializados en petróleo disponen de numerosos medios para identificar zonas propicias para la perforación. Por ejemplo, la confección de mapas de superficie de los afloramientos naturales en lechos sedimentarios permite interpretar las características geológicas del subsuelo, y esta información puede verse complementada por datos obtenidos perforando la corteza y extrayendo testigos o muestras de las capas rocosas.

1.1.3.1. Los Sensores Remotos

Espectroscopía de las Imágenes.

La espectroscopía de imágenes por sensores remotos es una herramienta relativamente moderna que puede identificar materiales detectando sus improntas químicas específicas. Entre sus usos está el mapeo por utilidad del terreno, cuantificación de la contaminación, hábitat animal, exploración de minerales y petróleo.

En términos sencillos, la técnica se fundamenta en la aplicación de la espectroscopía de efectividad / emisión para cada pixel en una imagen espacial. La detección del material depende de la resolución espectral, el cubrimiento espectral, y la relación señal ruido del espectrómetro, así como calibración de superficie, validación de superficie y algoritmos avanzados de procesamiento. La experiencia en su aplicación es también esencial.

Sistemas Aerotransportados, son sistemas soportados por naves aéreas, o satélites, la espectroscopía de imágenes (también llamada imaginería hiperespectral) tiene muchos canales espectrales comparados a los sistemas multiespectrales previos. Un

espectrómetro de imágenes tiene usualmente más de 100 canales espectrales, suficientes para resolver bandas de absorción para identificar materiales de interés.

Buscando las claves o indicios superficiales: La expresión superficial de los reservorios ha sido desde mucho tiempo conocida. Las emanaciones superficiales, anomalías de temperatura, y efectos sobre la vegetación son algunas de las claves superficiales que esta tecnología nos puede revelar. Tales indicadores ayudan a decidir cuáles de los prospectos han de ser evaluados sísmicamente para luego perforar de forma exploratoria. El espectrómetro aerotransportado puede tomar imágenes de grandes áreas rápidamente a un costo muy bajo. Esto hace que la tecnología sea ideal para reducir el área de interés principal, y por lo tanto reducir la cantidad de sísmica que tiene que ser disparada.

La tecnología puede ser valiosa en ayudar a los geólogos determinar los mejores sitios de perforación. Generalmente las compañías son suficientemente confiadas en su tecnología, que puede considerar tomar igualdad de posiciones en las propiedades que ellos identifican como poseedoras de potencial de desarrollo más alto.

1.1.3.2. Exploración Geofísica

La exploración geofísica es la aplicación de la física en la búsqueda de nuevos recursos, sean minerales, energéticos o arqueológicos. La exploración geofísica tiene una larga historia ligada a la minería, aunque no es menos importante en la exploración petrolera. La balanza de torsión fue usada por primera vez en Checoslovaquia en 1915. Aunque hasta 1920 no se utilizó la geofísica en la búsqueda de petróleo el desarrollo y perfeccionamiento de esta técnica ha sido muy rápido debido a los éxitos cosechados. Por ejemplo, hasta 1924 fueron descubiertos por métodos en la superficie 39 diapiros en la Costa del Golfo en Texas y Luisiana. En los siguientes cinco años se descubrieron 64 diapiros y muchos más desde entonces.

Los instrumentos gravimétricos y sísmicos han tenido mucho éxito en

la exploración petrolera, convirtiéndose en un procedimiento común para reconocimientos generales dado su bajo coste y solamente atendiendo anomalías con los métodos sísmicos mucho más costosos. La tendencia actual en la prospección geofísica es combinarla con las observaciones en la superficie, usando la geofísica para confirmar y estudiar en detalle las estructuras cuya presencia haya sido sospechada mediante observaciones en la superficie.

La evolución de los instrumentos geofísicos para la búsqueda de petróleo ha sido notable. En este sentido el compás inclinómetro del buscador de menas de hierro fue seguido por el magnetómetro. El magnetómetro de tierra ha sido desplazado a su vez por tipos especiales transportados por aviones. El péndulo y su primera derivación, la balanza de torsión, han sido seguidos por el gravímetro portátil, que puede ser llevado en automóvil, canoa e incluso a lomos de un mulo.

El método de refracción del sismógrafo ha sido sucedido, pero no enteramente desplazado, por el método de reflexión. En lo referente a los diagramas, el papel convencional de registros está siendo desplazado por las cintas magnéticas.

El primer acontecimiento importante en la aplicación de la geofísica en la industria petrolera fue el descubrimiento en marzo de 1924 por medio de la balanza de torsión del domo de sal Nash en los condados Fort Bend y Brazoria, Texas. En menos de un año fueron descubiertos cuatro diapiros más por compañías que usaron métodos geofísicos. Casi 500 000 millones de dólares de petróleo y gas han sido producidos en campos descubiertos por métodos geofísicos solamente en el distrito de la Costa del Golfo.

La prospección geofísica ha ganado relevancia por ser la única técnica factible para la exploración de áreas grandes cubiertas de agua, tales como las plataformas continentales. Los métodos magnéticos, gravimétricos y sísmicos han sido adaptados para poder trabajar fuera de la costa. Como regla general la prospección es más económica en

agua que en la tierra.

1.1.3.3. Métodos Magnéticos.

Los métodos geofísicos miden cambios en las propiedades físicas de las rocas soterradas a poca profundidad. Entre todos los métodos geofísicos, el método magnético mide las variaciones de intensidad del campo magnético, concretamente, determina cambios de las características magnéticas.

Las rocas sedimentarias de manera general presentan un magnetismo muy débil, mientras que las rocas ígneas contienen minerales ferromagnesianos que presentan variaciones notables en el campo magnético detectable por el método aquí descrito. La razón de la fácil detección de rocas de origen ígneo con el método magnético es la utilidad del mismo en determinar el basamento de las cuencas o intrusiones que puedan complicar las labores de perforación.

En segundo lugar, la presencia de ciertos minerales con comportamiento magnético dentro de la roca puede tener una gran influencia dentro de la señal registrada. En este sentido, el método magnético presenta una limitación importante a la hora de trabajar en lugares donde abunde el mineral de magnetita ($\text{Fe}^{2+} (\text{Fe}^{3+})_2 \text{O}_4$). La magnetita es un imán natural, por lo que presenta anomalías anormalmente altas en el campo magnético medido por el magnetómetro.

El magnetómetro aéreo, este método fué desarrollado durante la segunda Guerra Mundial como medio para descubrir la presencia de submarinos. Inmediatamente después del cese de hostilidades esta técnica fue adaptada para la exploración de recursos minerales y energéticos. Con un solo magnetómetro aéreo es posible conseguir un registro continuo de un perfil de 800 a 1500 Km. por día. Además, el instrumento aéreo se ve afectado por las desviaciones magnéticas puramente locales, tales como masas erráticas de magnetita, que pueden hacer una campaña sobre la superficie completamente inefectiva. El magnetómetro aéreo está usándose hoy en día como

instrumento de reconocimiento en las prospecciones petrolíferas. El campo Lund en el extremo nordeste del condado Travis, Texas, fue la primera bolsa de petróleo encontrada (diciembre de 1948) con el magnetómetro aéreo.

Por todo lo anteriormente expuesto, en la actualidad el magnetómetro aerotransportado es la prospección primaria de áreas inexploradas, con el fin de obtener indicios principales. Una vez iniciada la exploración por perforación este método carece de interés.

1.1.3.4. Métodos Gravimétricos.

La Tierra es considerada como un elipsoide de revolución equipotencial. El gradiente del potencial gravitatorio (g) es por definición perpendicular en todos sus puntos. La fórmula aceptada por la Unión Internacional de Geodesia para la variación del potencial gravitatorio con la latitud (φ) es:

$$g = 9.78049(1 + 5.288\varphi \times 10^{-5} \text{ sen}2\varphi - 5.9 \times 10^{-8} \text{ sen}^2 2\varphi) \text{ en m/seg}^2$$

En el objetivo de esta técnica el obtener conocimiento acerca de las diferencias de gravedad entre el punto de observado y otro tomado de base. Al corregir las diferencias de gravedad a condiciones normales, sus valores se denominan, anomalías, que proporcionan la información acerca de los cambios de densidad en el subsuelo.

La unidad en las que se expresan las anomalías de gravedad son los miligales o más recientemente en unidades de gravimetría. El miligal = 1×10^{-3} gal unidad C.G.S de aceleración que se denomina así en honor a Galileo.

Los instrumentos gravimétricos registran las variaciones de la gravedad terrestre producidas por masas de diferentes densidades. Las grandes anomalías de la gravedad de deben a las diferencias en el basamento rocoso que no guardan relación con la estructura de las rocas sedimentarias suprayacentes, no obstante, el gravímetro es también muy sensible a las variaciones en la sección sedimentaria.

Entre los instrumentos gravimétricos más simple está el péndulo. La oscilación del péndulo tiene un periodo inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la gravedad. Cuando densidad es mayor que la normal, el péndulo oscila con más rapidez. Sin embargo, cuando existe roca de densidad inferior, tal como la sal, el péndulo oscila más lentamente. La medida exacta del período de oscilación del péndulo determina las variaciones de gravedad de un punto a otro. El péndulo y la balanza de torsión fueron los antecesores del moderno gravímetro tipo Lacoste Ramberg que se usa en la actualidad casi exclusivamente.

El gravímetro, es un instrumento extremadamente sensible que mide las variaciones de la gravedad por medio de una masa suspendida del brazo de una balanza. El otro extremo del brazo va unido a un muelle. A diferencia de los aparatos predecesores, el gravímetro es de extrema portabilidad, y las observaciones pueden hacerse con relativa rapidez. En cada estación se clava un trípode en el suelo y se coloca el gravímetro sobre este trípode. Donde es imposible entrar con vehículos, el gravímetro se lleva a mano o en canoa y se asienta periódicamente para tomar lecturas. Se usa también para investigaciones fuera de la costa. El gravímetro se baja hasta el fondo del mar encerrado en un recipiente hermético. Se nivela y se suelta el tornillo de sujeción desde la superficie. Las lecturas son tomadas por una cámara fotográfica incluida en el gravímetro.

Los equipos gravimétricos reflejan fuertemente los planos de discontinuidad (el plano de contacto entre dos rocas de densidad marcadamente diferentes) excepto cuando el plano de la discontinuidad es horizontal. Con el gravímetro se pueden determinar fallas a poca profundidad cuando el contraste de densidades es grande.

Los métodos gravimétricos han obtenido sus mayores éxitos en el descubrimiento de diapiros salinos a causa de las marcadas variaciones de densidad entre el prisma de sal y la roca atravesada por él. Un plano en el que se anoten las lecturas del gravímetro muestra un área de baja atracción gravitatoria encima de la masa enterrada de sal. Los

métodos gravimétricos han obtenido éxitos no sólo en la Costa del Golfo, sino también en la determina cuál de estructuras atravesadas por sal en otros lugares, como en las provincias marítimas al este de Canadá y en el Oriente Medio. Como podía esperarse, las intrusiones ígneas se comportan en formas opuestas a los diapiros salinos; aparecen en el mapa como áreas de alta atracción gravitatoria.

Muchos de los campos de gas en arrecifes del Silúrico en el sudoeste de Ontario fueron encontrados perforando anomalías de la gravedad. Sin embargo, en la actualidad no está determinado si son los arrecifes o las evaporitas asociadas las que producen las anomalías.

Con este método, es incluso posible seguir una discontinuidad a lo largo de un itinerario en el caso que:

1. La discontinuidad sea lo suficientemente intensa.
2. No se mantenga a excesivas profundidades.

La mayor utilidad del gravímetro está en descifrar las tectónicas regionales. Dentro de las áreas de grandes cuencas pueden seguirse los ejes estructurales mayores y determinarse la historia tectónica mediante campañas gravimétricas.

1.2. GENERALIDADES: CONCEPTO PETRÓLEO, ORIGEN Y COMPOSICIÓN

1.2.1. ¿Qué es el petróleo?

Petróleo, gramaticalmente puede dividirse en petro=roca y oleum=aceite, que etimológicamente significa, significa aceite de roca

La constitución química-orgánica del petróleo se caracteriza por contener átomos carbono (C) y el hidrógeno (H) mayoritariamente, formando una variedad de compuestos denominados hidrocarburos.

Los hidrocarburos se presentan en los siguientes estados físicos; gaseosos, líquidos, semisólidos y sólidos.

1.2.2. Origen del Petróleo

1.2.2.1. Teorías del origen orgánico

Las teorías orgánicas tienen base en se la participación de residuos vegetales o de animales en el proceso químico bacteriano o de descomposición. Hay científicos que proponen que la formación del petróleo es de origen animal y otros que su origen es vegetal. Sin embargo, se ha concluido que puede ser uno u otro o quizás los dos combinados.

Antes de la Segunda Guerra Mundial, las evidencias favorecían un origen orgánico o biogénico para el petróleo. La composición química del petróleo lo relaciona con moléculas orgánicas fundamentales para la vida, como las proteínas, ácidos grasos, lípidos, etc.

El hecho de que el crudo y el gas estén asociados con rocas sedimentarias inalteradas, que comúnmente contienen fósiles marinos, permite establecer ciertas analogías con la vida acuática.

Por último, también se le supone un origen similar al del carbón, con la diferencia del medio sedimentario del que proceden. El petróleo sería el producto de la transformación de restos vegetales y animales marinos y el carbón procedería de restos vegetales terrestres.

Los científicos del petróleo centraron su atención en la asociación entre crudos y sedimentos, concluyendo que el petróleo y el gas se forman en un ciclo de sedimentación con condiciones muy concretas, sin metamorfismo y en medio acuoso, en la mayoría de las ocasiones marinos.

- Pasada la Segunda Guerra Mundial, esta teoría se vio reforzada por tres líneas de evidencias bioquímicas:

- La síntesis de crudos tenía que empezar con reactivos orgánicos.
- El análisis de crudos reveló la presencia de biomarcadores, como porfirinas y estéranos.

Estudios de isótopos de carbono mostraron que el ^{13}C fué agotado en relación con el ^{12}C

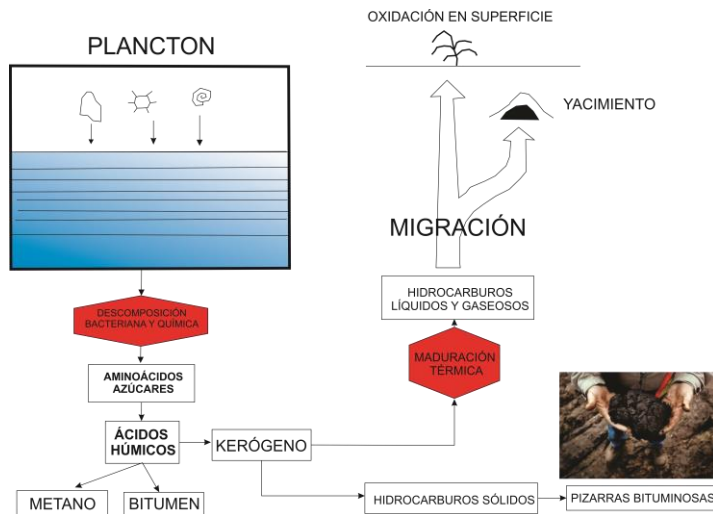


Figura 1.2–1 : Evolución de la materia orgánica hasta el kerógeno (Modificado Escobar, 2008)

Analogías con el carbón.

Mientras el petróleo fue buscado por perforaciones en rocas sedimentarias marinas, fue fácil mantener la ilusión de que apareciera junto al carbón, ya que en realidad muchas areniscas impregnadas con petróleo pertenecen a series carboníferas.

El bitumen es común en los filones de carbón profundos y las filtraciones de crudo son muy numerosas. Por lo tanto, se puede afirmar que crudos y carbones se formaron a partir de los mismos materiales, pero bajo condiciones diferentes.

También se propuso que el carbón y el petróleo se formaron en condiciones ambientales similares, pero a partir de materiales que procedían de ecosistemas diferentes.

En algunas regiones, la asociación más común se da entre gas natural y carbón.

Hay una tercera teoría que establece que el carbón y el gas natural son derivados de vegetación terrestre, mientras que el petróleo y el gas natural húmedo son derivados de la vegetación acuática, al igual que los carbones sapropélicos.

Desde mediados los 60, muchas sucesiones geológicas han sido descubiertas y explotadas, en las cuales el petróleo, el gas y el carbón están íntimamente relacionados. Estas explotaciones se encuentran ubicadas en rocas pertenecientes a un medio de edad mesozoica o más joven y en facies marinas incompletas o no marinas.

1.2.2.2. Teorías Inorgánicas

Teoría del Carburo

Dimitri Mendeleev (padre de la tabla periódica) propuso que los carburos metálicos reaccionaban con las altas temperaturas y el agua formando acetileno el cual, al condensarse, formaba los hidrocarburos. Se fundamentó en experimentos de laboratorio mediante los cuales carburos de calcio, hierro y varios otros elementos en la presencia del agua producían hidrocarburos. Se presumía que la existencia subterránea de grandes cantidades de calcio, hierro, aluminio y otros elementos produciría carburos a grandes profundidades al entrar en contacto con el agua caliente, y que a través de las grietas de la tierra los compuestos de hidrocarburos así formados llegaban a la superficie en forma de gas y/o líquido. Esta teoría tuvo, o tiene, sus más acendrados defensores entre los químicos, pero no es aceptada por la gran mayoría de los geólogos.

La teoría a base de carbonato de calcio, sulfato de calcio y agua caliente

Algunos investigadores propusieron esta teoría apoyados en la idea de que los dos compuestos CaCO_3 y $\text{CaSO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, de gran abundancia y asociación en la naturaleza, eran capaces de producir los constituyentes del petróleo en la presencia de agua caliente. Por medio de esta teoría no se pudo explicar convincentemente el proceso químico propuesto.

Teorías relacionadas con procesos ígneos

El hecho de encontrar pequeñas acumulaciones de petróleo en ambientes ígneos ha llevado a pensar en este ambiente como un posible generador.

Pequeñas inclusiones de petróleo han sido identificadas en minerales de rocas alcalinas asociadas con carbonatitas, dando lugar a que se piense que pudo formarse a partir de hidrogeno y monóxido de carbono en presencia de metales del grupo de las tierras raras, que actuarían como catalizadores de la reacción, aunque a la vista de la temperatura de cristalización de la mayoría de las rocas magmáticas no parece probable que ocurriera de esta manera.

Más significativa es la asociación de hidrocarburos con sistemas hidrotermales, pues los bitúmenes son productos de varios volcanes activos. Gases homólogos del metano, aromáticos y nafténicos aparecen en las fumarolas y eyecciones de varias regiones volcánicas.

Otra teoría propone que un asentamiento profundo de hidrocarburos procede de una fábrica química natural de las profundidades abisales de la corteza o del manto superficial, donde por efecto de una alta temperatura debida a las corrientes telúricas, el agua se disociaría en hidrógeno y oxígeno hidrogenando el grafito para formar hidrocarburos.

La asociación de gas metano y sus homólogos con las rocas volcánicas está ampliamente descrita. La mayoría de los campos de gas y crudo están cerca o paralelos a cinturones activos o con reciente vulcanismo. La asociación es fortuita.

El carbono en sí mismo es un constituyente de las rocas ígneas, con concentraciones entre 50-500 ppm. Puede estar diseminado en las rocas o concentrado en diamantes, grafito, carbonatos, etc. Además, algunas rocas alcalinas y ofiolíticas tienen una concentración alta de materia orgánica.

El origen volcánico implica salida de gases del manto superficial debido a actividad volcánica o a la acción de terremotos.

Teorías extraterrestres

Sokolov, propuso un origen cósmico al petróleo. Relacionaba su origen a una precipitación desde una nebulosa original, y su integración a la Tierra cuando se estaba formando y la posterior expulsión desde el interior de ésta hacia la superficie.

La teoría de Sokolov fue resucitada por varios científicos gracias a dos descubrimientos:

- Se sabe que la atmósfera de algunos planetas o satélites contienen metano (Titán, por ejemplo). Immanuel Velikovsky postuló en 1950 que las atmósferas de algunos planetas consisten en nubes de hidrocarburos. También se acepta que atmósfera de la tierra ha tenido una atmósfera reductora durante más de la mitad de su existencia. Si contenía metano, junto con otros hidrocarburos además de amoniaco, hidrógeno y vapor de agua, las reacciones fotoquímicas producidas por los rayos ultravioletas podrían modificarlo y dar lugar a hidrocarburos más pesados, que en condiciones de baja temperatura se podrían haber acumulado en la superficie.
- Los condritos carbonáceas (meteoritos). Éstos consisten en hidrosilicatos como la clorita, carbonatos y sulfatos de calcio y

magnesio, minerales de hierro, azufre elemental, y compuestos carbonados. Contienen más del 6 % de materia orgánica, incluyendo parafinas y compuestos aromáticos.

Robinson, Gold y otros autores, propusieron que una parte no determinada de los hidrocarburos podrían tener un origen inorgánico o no biótico.

Metano, amoníaco, dióxido de carbono y agua, pueden dar lugar a aminoácidos de proteínas tipo cuando son debidamente irradiados. Estas teorías inorgánicas no excluyen que la formación de gran parte del petróleo y el gas se deban a procesos biogénicos.

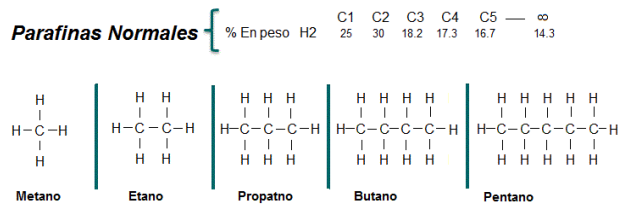
1.2.3. Composición del petróleo

El petróleo está formado por compuestos hidrocarburoados y otros compuestos que contienen cantidades importantes de N, S, y O y órganocompuestos de metales pesados y biomarcadores (Va, Ni) en menor proporción. La mayoría de los crudos se componen de naftenos y parafina. Los hidrocarburos de los que se compone el petróleo, pueden ser:

1.2.3.1. Hidrocarburos alifáticos

De cadena abierta:

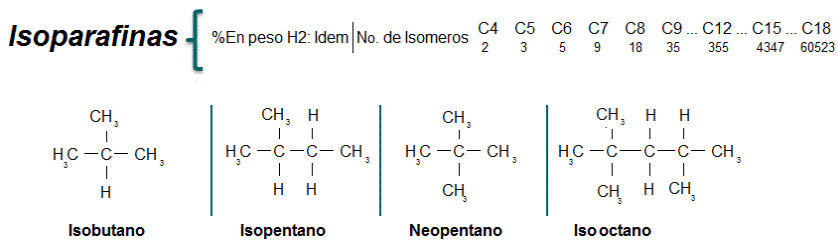
Hidrocarburos saturados (alcanos):



Frias-Naranjo

Figura 1.2–2: Parafinas normales o alcanos. Hidrocarburos unidos mediante enlace simple (Frías y Naranjo, 2011)

Constituyen la serie de las parafinas o serie del metano. Su fórmula general es (C_nH_{2n-2}) . Las condiciones STP (condiciones estándar de temperatura y presión) para los gases, son: 60 F y 14.7 psia (presión absoluta en libras por pulgada⁻²). El primer líquido es el pentano (C_5H_{12}), y el primer alcano sólido es el hexadecano ($C_{16}H_{34}$).



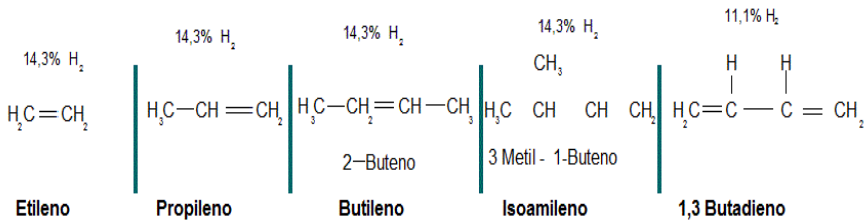
Frías-Naranjo

Figura 1.2–3 Isoparafinas o parafinas ramificadas (Frías y Naranjo, 2011).

Hidrocarburos no saturados (alquenos):

Son compuestos lineales caracterizados por contener moléculas unidas por dobles enlaces. Su fórmula general es (C_nH_{2n}) . Son isómeros de las cicloparafinas, es decir tienen composición similar a los naftenos. Corresponden a las olefinas.

Olefinas



Frias - Naranjo

Figura 1.2–4: Alquenos u olefinas. Hidrocarburos alifáticos con doble enlace (Frias y Naranjo, 2011)

Hidrocarburos no saturados (alquinos):

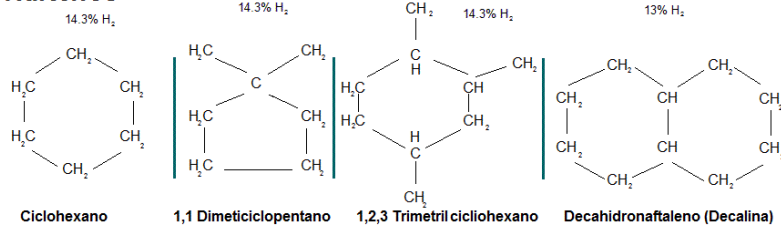
Son hidrocarburos lineales, cuya característica principal es contener moléculas unidas por enlaces triples. Su fórmula general es (C_nH_{2n-2})

1.2.3.2. De cadena cerrada (carbocíclos):

Hidrocarburos alicíclicos:

Son compuestos cerrados, formando anillos de moléculas hidrocarbonadas. Estas moléculas para ser cíclicas deben contener al menos 3 átomos de carbonos. Corresponden a la serie de los naftenos, que son compuestos con un anillo de carbono.

Naftenos



Frias - Naranjo

Figura 1.2–5: Cicloalcanos o Naftenos. Hidrocarburos cíclicos unidos por enlace simple (Frias y Naranjo, 2011)

Hidrocarburos aromáticos

Estos hidrocarburos están formados por anillos de benceno, y poseen la siguiente fórmula general: (C_nH_{2n-6}) . La aromaticidad, se define como la relación existente entre el carbono aromático y el carbono total; esta aromaticidad está relacionada con la densidad del crudo (cuantos menos hidrocarburos aromáticos, más ligero será el crudo).

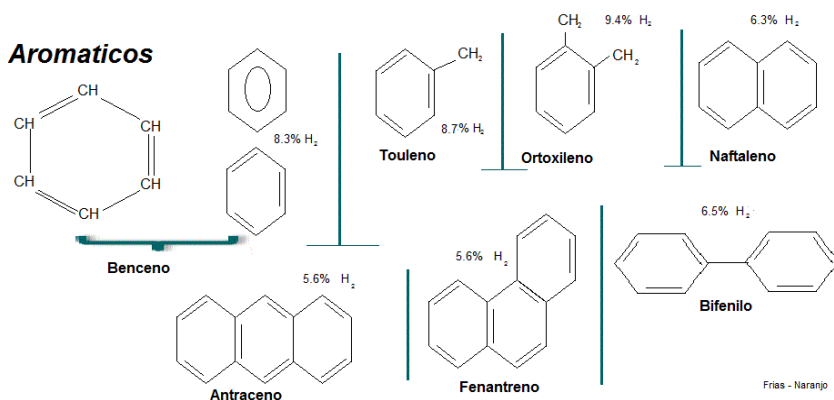


Figura 1.2–6: Compuestos aromáticos o compuestos bencénicos (Frias y Naranjo, 2011).

1.2.3.3. Otros constituyentes

El petróleo tiene otros constituyentes además de lo anteriormente descritos, tales como el azufre, el nitrógeno y el oxígeno. Por otro lado, hay de destacar los organocompuestos de algunos metales pesados, como el vanadio y níquel. La mayoría de los crudos contienen pequeñas cantidades de hidrocarburos que no pertenecen ni a la serie de las parafinas ni de los naftenos. Éstos, son los denominados “fósiles geoquímicos”, cuya fórmula es C_nH_{2n-x} , es decir, tienen una relación $H/C < 2$. La serie más interesante de éstos “fósiles geoquímicos”, es la de los isoprenoides, los que se presentan una larga cadena ramificada con moléculas saturadas, con un grupo metil (CH_3) encadenado (a 4 átomos de carbono). Estas moléculas ramificadas son típicas de las ceras de las plantas, y por lo tanto, son un buen indicador de

la procedencia de los hidrocarburos. Los términos más comunes de esta serie, son el fitano y el pristano, procedentes de la alteración de otro isoprenoide llamado fitol; el pristano se genera en ambientes oxidantes, y el fitano en ambientes reductores.

1.3. MATERIA ORGÁNICA PRECURSORA

1.3.1. Producción orgánica

1.3.1.1. Ecosistemas marinos

En los océanos la producción primaria es la principal del planeta, siendo los organismos constituyentes del fitoplancton y del zooplancton los responsables del 90% del aporte de materia orgánica en los océanos. La variabilidad de las concentraciones de la materia orgánica en los océanos va a depender en primer lugar de la proximidad al continente; de tal forma que en los océanos abiertos, la producción total de carbono orgánico es importante, pero su concentración es relativamente baja, mientras que en las plataformas continentales (zonas intertidales, arrecifes, estuarios y zonas de upwelling), es elevada. En general, la producción primaria de biomasa, decrece desde la costa hacia la plataforma marina y océano abierto. En segundo lugar, la latitud es un factor crítico también para la generación de biomasa en los mares, siéndolas latitudes medias húmedas y las ecuatoriales, son más productivas que las latitudes tropicales. Las producciones más bajas se dan en las áreas polares y tropicales áridas.

Finalmente, a nivel local hay otros factores que controlan la producción orgánica en los océanos, estos son:

La luz solar: La luz solar es el factor primordial para los organismos fotosintéticos que constituyen la base de la cadena trófica marina y con ello esencial para la productividad orgánica. La máxima productividad se da en los primeros 200 metros, y especialmente en el intervalo de 60-80 metros.

Aporte de nutrientes (especialmente nitratos y fosfatos, proporcionados por la circulación de corrientes)

Turbidez: La elevada presencia de sólidos en suspensión es la responsable de que la luz del sol no penetre con normalidad y con ello impide por tanto la fotosíntesis de las plantas acuáticas y con ello limita la biodiversidad en el área.

Salinidad: La salinidad es un factor limitante para los organismos ya que un exceso de salinidad en el medio provoca cambios en la bioquímica de los organismos, pudiendo llegar a producir la muerte. Es por ello, que se reduce mucho la productividad orgánica en zonas hipersalinas a no ser que haya organismos adaptados.

Temperatura: La temperatura afecta directa e indirectamente la productividad del fitoplancton. Directamente por que regula los procesos enzimáticos derivados de la respiración y fotosíntesis, e indirectamente, porque la temperatura del mar en la estación cálida genera un gradiente vertical de temperatura (termoclina), aislando la capa superficial (eufótica) de la capa profunda (afótica) rica en nutrientes, limitando así el crecimiento del fitoplancton.

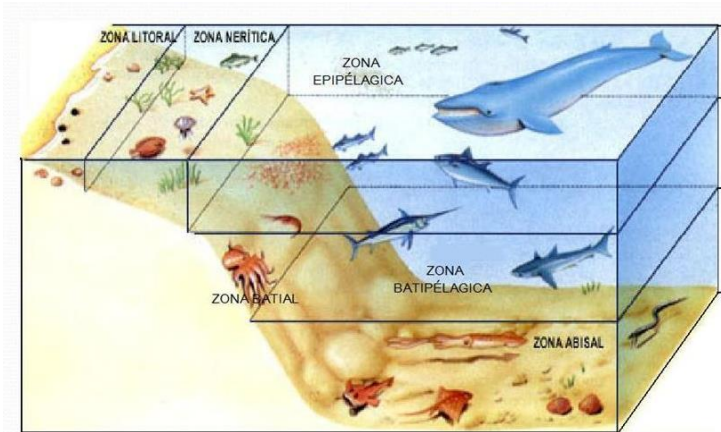


Figura 1.3–1: Ecosistemas Marinos

1.3.1.2. Ecosistemas continentales

La producción orgánica en los ecosistemas continentales, está controlada por las plantas terrestres y las algas de agua dulce. El factor más influyente será el clima: en climas húmedos con vegetación, si la topografía impide el drenaje y se produce un balance entre la tasa de acumulación y la de subsidencia, las acumulaciones de restos vegetales pueden ser preservadas de la actividad bacteriana en áreas con condiciones de anoxia. En este caso se generarán depósitos de turba típicos de llanuras deltáicas, áreas traseras de los lagoons y en las bahías entre los canales distributarios. Las algas de agua dulce contribuyen al aporte de materia orgánica en los lagos (actualmente, *Bottrycoccus* y *Tasmanites*).

1.3.2. Composición química de la materia orgánica

1.3.2.1. Carbohidratos

Los carbohidratos forman una parte importante del contenido orgánico de las plantas, y su contribución total a la materia orgánica en los sedimentos, es muy alta. Los carbohidratos comprenden desde compuestos sencillos como los azúcares, a complejos macromoleculares, como la celulosa. Dada la solubilidad de los carbohidratos, éstos comienzan su transformación ya en el medio acuoso, sirviendo de elemento a otros organismos. En un sistema aerobio, pueden mineralizarse por completo, mientras que en condiciones anaerobias fermentan, desprendiendo H_2O , CO_2 , H^+ y CH_3 .

1.3.2.2. Proteínas

Las proteínas son polímeros altamente ordenados, formados por la unión de aminoácidos. Las proteínas forman las denominadas enzimas que son las responsables de la catálisis de las reacciones bioquímicas así como son también interesantes en los procesos biológicos de mineralización (formación de exoesqueletos).

En medio acuoso fácilmente se descomponen en aminoácidos, que son asimilados por las bacterias. En condiciones aerobias, se da una mineralización total (descomposición total), formándose agua, dióxido de carbono, amoníaco, ácido sulfhídrico, hidrógeno y metano. En condiciones anaerobias, es importante la unión de aminoácidos con hidratos de carbono, para más tarde transformarse en ácidos húmicos. El proceso de desaminación (pérdida del grupo amino) de los aminoácidos, puede dar lugar a la formación de ácidos grasos de bajo peso molecular, y la descarboxilación de estos últimos, puede generar la formación de hidrocarburos.

1.3.2.3. Lípidos

Los lípidos conforman una gran variedad de compuestos, que incluyen las grasas animales, aceites vegetales y ceras. Los lípidos son los compuestos más próximos en composición química al petróleo, en la transformación de lípidos a petróleo, están implicadas pocas reacciones, produciendo una mayor cantidad de hidrocarburos que cualquier otra sustancia.

1.3.2.4. Otros constituyentes (ligninas, taninos y resinas). Los macerales

Los otros constituyentes del petróleo son componentes normales de las plantas superiores. La lignina es la sustancia soporte, mientras que los taninos son sustancias colorantes presentes en algas, hongos y plantas superiores. Por otra parte, las resinas están presentes en la madera y cubierta de las hojas, siendo muy resistentes a los ataques químicos. Estos componentes, a veces se pueden reconocer en los hidrocarburos: son los macerales.

Los principales grupos de macerales, son:

Vitrinita:

Deriva de la lignina y celulosa. Es el principal componente de los carbones húmicos (*Humic coals*), generando fundamentalmente gas.

Inertinita:

Deriva de la lignina y la celulosa, pero ha sido oxidada, carbonizada o atacada biológicamente. La cantidad de hidrocarburos producidos por la inertinita, es despreciable. Genera pequeñas cantidades de gas.

Exinita:

Todos los macerales de la exinita tienen potencial de generación de hidrocarburos. En este grupo, se incluyen varios macerales:

Alginita:

Deriva de algas similares a la actual *Botryococcus* de agua dulce.

Esporinita:

Deriva de esporas y polen (especialmente ricos en lípidos [50%], por lo tanto, una excelente fuente de hidrocarburos).

Resinita:

Deriva de resinas y aceites esenciales de plantas terrestres. Son buena fuente de naftas de hidrocarburos aromáticos.

Cutinina:

Deriva de la cutícula de plantas superiores, es rica en ceras, por lo que buena fuente de hidrocarburos.

1.3.3. Condiciones de preservación de la materia orgánica

El factor más importante para la preservación de la materia orgánica en los sedimentos, es el depósito de los mismo bajo las condiciones de anoxia (ausencia de oxígeno). No obstante, la materia orgánica

también puede conservarse en medios oxigenados, pero está sujeto a una tasa de sedimentación muy alta.

El límite entre los medios oxigenados y las condiciones de anoxia se encuentra en 0,5 mL/L (por debajo de 1 mililitro de oxígeno por litro de agua, se produce una seria disminución de la biomasa, persistiendo determinados organismos hasta 0,3 mL/L). En general, el fondo de una cuenca puede presentar condiciones de anoxia debido a:

- a) La productividad orgánica en la columna de agua situada por encima, es tan alta que el sistema se sobrecarga de materias orgánicas y el oxígeno existente se consume al producirse la degradación bacteriana de la materia orgánica.
- b) Estancamiento en las condiciones del agua del fondo, causado por la restricción en el aporte de oxígeno controlado por la circulación de aguas oxigenadas.

1.3.4. Factores que afectan a la preservación de la materia orgánica

1.3.4.1. En el sedimento

a) Degradación bacteriana:

La degradación de la materia orgánica por bacterias se da en la columna de agua o en el agua de los poros del sedimento, tanto en condiciones aerobias como anaerobias. La materia orgánica se oxida por la acción de las bacterias aerobias que utilizan el oxígeno del medio hasta agotar la materia orgánica a oxidar o hasta agotar el oxígeno. La bacteria *Desulfovibrio* utiliza el oxígeno de los grupos $(SO_4)^{-2}$ reduciendo el azufre a S^{-2} en condiciones anaerobias. El H_2S que se desprende de los sedimentos, es oxidado a $(SO_4)^{-2}$ por acción de las bacterias *Thiobacillus*.

Si el agua no contiene suficiente oxígeno, las bacterias oxidantes no pueden actuar y se produce acumulación de H_2S y azufre libre,

desapareciendo todo tipo de vida, excepto la anaerobia. La actividad bacteriana continuará hasta que se establezcan condiciones que impiden su existencia; tales condiciones, son los ambientes tóxicos (con H₂S o fenoles), el agotamiento de portadores de oxígeno, presión y temperatura en el progresivo enterramiento. Así, la degradación raramente alcanza la totalidad de la materia orgánica. Las bacterias anaerobias obtienen el oxígeno de los nitratos y de los sulfatos, preservando en gran medida, los lípidos, y por tanto la materia de la que deriva el petróleo. Bajo condiciones de anoxia, la población de bacterias puede contribuir ella misma a la materia orgánica preservada.

b) Excavación y removilización por fauna bentónica:

La actividad de los organismos bentónicos (gusanos, bivalvos, holotúridos) es otro factor importante en la preservación de la materia orgánica. Estos organismos se alimentan de la materia orgánica depositada en la interfase agua-sedimento y/o en el sedimento, y además, los organismos excavadores remueven el sedimento, permitiendo la penetración del oxígeno y los sulfatos. Los niveles bioturbados persisten hasta una concentración de 0,3 mL/L de oxígeno en el agua (los sedimentos permanecen con sus estructuras sedimentarias inalteradas, y con su contenido original en materia orgánica).

c) Tamaño de grano del sedimento:

La baja permeabilidad de los sedimentos de grano fino, inhibe la penetración de los oxidantes de la columna de agua al interior del sedimento, produciéndose una menor actividad bacteriana que en los sedimentos de grano grueso. Los sedimentos de grano grueso se asocian con los medios de alta energía (condiciones bien oxigenadas).

1.3.4.2. En la columna de agua:

- d) Tiempo de permanencia de la materia orgánica en la columna de agua.

El tiempo de permanencia de la materia orgánica en la columna de agua es muy importante, ya que esta distancia debe ser recorrida rápidamente, debido a que en el caso contrario puede servir de alimento a los otros organismos. Las partículas de menor tamaño por consiguiente caen más lentamente, mientras que los pellets son más rápidos, es por ello que la preservación de la materia orgánica se ve favorecida por aguas someras y gran tamaño de partículas.

e) Tasa de sedimentación:

La tasa de sedimentación puede llegar a reducir el período durante el cual la materia orgánica es devorada, bioturbada, o sufre el ataque de las bacterias aerobias. Sin embargo, en la roca madre resultante, la materia orgánica se encuentra dispersa y por tanto la concentración de materia orgánica resultante es baja lo que en condiciones de anoxia suele ser in efecto negativo.

1.4. KEROGENO COMO PRECURSOR DEL PETRÓLEO

El petróleo, se ha demostrado se origina a partir de la descomposición por microorganismos de restos de organismos vivientes fundamentalmente de origen acuático (sapropel) que han sido depositados en ambientes geológicos de baja energía, junto con sedimentos de grano fino.

Como se ve en apartados anteriores la materia orgánica precursora puede proceder tanto de ambientes terrestres como oceánicos. La relación entre las concentraciones de hidrogeno y carbono va a ser muy importante para determinar el tipo de kerógeno que estamos analizando y por ende la materia orgánica que los generó, ya que la concentración de hidrogeno va a marcar las condiciones oxidantes o reductoras del medio de depósito.

Los tipos de materia orgánica en función de su relación H/C son:

- menor de 0.8: húmicos (Medios oxidantes).
- entre 0.8 y 1.0: mezcla de húmicos con sapropel.
- mayor que 1.0: sapropel (Medios reductores).

El diagrama de Van Krevelen fue modificado por Bernard Tissot y col. en 1974 para representar los caminos de la maduración seguida por los cuatro tipos básicos de materia orgánica presentes en las rocas sedimentarias.

Tabla 1.4-1 Tipos de Kerógeno según sus propiedades químicas (Tissot y Welte (1984), Hunt (1996) y Peters et al (2005).

Tipo de Kerógeno	H/C	O/C	Ambiente de Sedimentación	Características
I	-1,5	<0,1	Típico de ambientes lacustrinos, material de origen algal. Ambientes reductores	Contiene mucho material lipídico, largas cadenas de hidrocarburos lineales. Bajo contenido de anillos poliaromáticos y compuesto heteroatómicos. Los oxígenos presentes se encuentran en enlaces tipo éster.
II	1,2-1,5	<0,2	Materia orgánica de origen marino o mixta depositada bajo condiciones reductoras.	Los núcleos poliaromáticos son más abundantes. Posee gran cantidad de anillos nafténicos. El oxígeno se encuentra como ésteres, cetonas, y ácidos carboxílicos.

III	0,7-1,0	0,4-0,2	Típico de ambientes terrestres	Gran proporción de núcleos poliaromáticos y grupos cetonas o ácidos carboxílicos. Pocas cadenas alifáticas. Principalmente generación de gas.
IV	<0,7	~0,3	Materia orgánica retrabajada o muy oxidada.	Posee abundantes núcleos aromáticos, y grupos oxigenados. Ausencia de cadenas alifáticas. Solo genera pequeñas cantidades de gas.

1.4.1. Clasificación de Kerógenos

La representación gráfica de la relación existente entre el H/C y el O/C, constituye el denominado el diagrama de Van Krevelen (ver figura 1.4-1), el cual identifica tres regiones coincidentes con tres tipos distintos de kerógenos:

- a) **Tipo I (spropélico):** El material spropélico procede de algas y o materia orgánica enriquecida en lípidos por actividad de microorganismos depositados en medios marinos anóxicos poco comunes o en lagos anóxicos. Este tipo de kerógeno tiene un alto potencial generador de petróleo y gas (Generalmente muestra una gran tendencia a producir hidrocarburos líquidos), como confirma su igualmente alta relación H/C. Composicionalmente tiene pocos cíclicos o estructuras aromáticas.

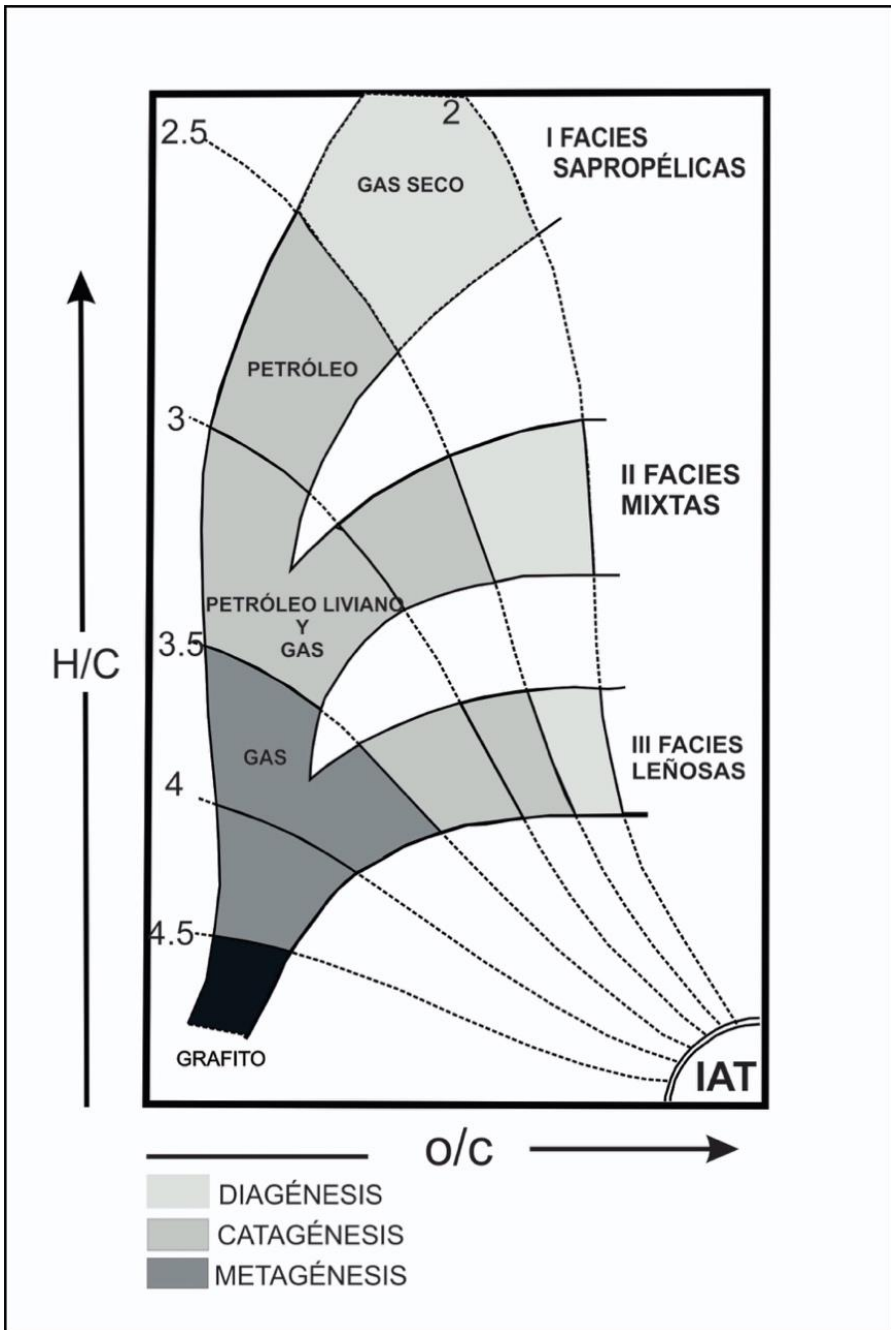


Figura 1.4–1: Diagrama de Van-Krevelen (Modificado de Tissot et al, 1974).

- a) **Tipo II (planctónica):** El material tipo planctónico procede de una mezcla de fitoplancton, zooplancton, depositadas en ambiente reductor/subóxico. La relación H/C es menor al kerógeno tipo I lo cual afecta también su potencial generador de petróleo y gas (produce mezcla de gas y petróleo).

- b) **Tipo III (húmicos):** Kerógeno bajo en H/C y alto en O/C. Contiene muchos grupos carboxilo. Es el menos favorable para la generación de petróleo, aunque puede producir cantidades apreciables de gas. Procede de materia vegetal terrestre que está ausente en los lípidos o materia cerosa. Se forma a partir de celulosa, el polímero de hidratos de carbono que forma la estructura rígida de las plantas terrestres, lignina, un polímero no carbohidrato formado a partir de unidades de fenilpropano que se une las cadenas de celulosa juntas, y terpenos y compuestos fenólicos en la planta

- c) **Tipo IV.** Este kerógeno contiene materia orgánica terrestre, sin potencial generador de hidrocarburos, suele presentarse como un residuo carbonoso o grafito.

1.4.2. Procesos de transformación de la materia orgánica hasta el kerógeno

La materia orgánica dispersa en el sedimento se degrada progresivamente, pasando de biopolímeros a geopolímeros (kerógeno) a través del fraccionamiento, destrucción parcial y reagrupamiento de los componentes elementales de las macromoléculas.

1.4.2.1. Diagénesis

- a) **Degradación bioquímica**

La diagénesis se inicia con la acción bacteriana sobre la materia orgánica. El proceso se realiza a través de la respiración en condiciones aerobias, o por fermentación en condiciones anaerobias. La materia orgánica sedimentada en presencia de bacterias, es oxidada a compuestos inorgánicos (mineralización), utilizando el oxidante disponible (oxígeno, en medios oxigenados) que proporcione la más alta entalpía libre por mol de compuesto orgánico oxidado. En condiciones anaerobias, las bacterias actúan de modo preferente sobre determinados sustratos.

b) Policondensación

Al mismo tiempo que los biopolímeros generan geomonomeros, se inicia un proceso competitivo con la degradación. Muchas de las moléculas presentes en los organismos muertos, son muy reactivas químicamente, y reaccionan espontáneamente entre sí para dar otro tipo de polímeros con estructuras al azar, resistentes a la degradación anaerobia. Estos compuestos, llamados geopolímeros, son relativamente estables y preservan la materia orgánica aún en presencia de bacterias. A medida que se produce la policondensación, se produce la insolubilización. Existen distintas clases de polímeros:

- Ácidos fúlvicos: Solubles en NaOH y en HCl.
- Ácidos húmicos: Solubles en NaOH e insolubles en HCl.
- Huminas: Insolubles en NaOH. Las huminas se hidrolizan en presencia de HCl y HF, mientras que el Kerógeno resiste el ataque de los ácidos minerales.

C) Insolubilización

La insolubilización es la última etapa de la diagénesis, y da como resultado una mayor policondensación y reordenamiento macromolecular. Durante este proceso, se pueden distinguir dos etapas: La primera, caracterizada por la pérdida de enlaces peptídicos y disminución de la relación H/C. Esta etapa afecta a las primeras

decenas de metros de sedimentos. La segunda etapa, se realiza a mayor profundidad y provoca una disminución en la relación O/C, debido principalmente a la eliminación de grupos carboxilo. Se producirá también una disminución en la relación ácidos fúlvicos/ácidos húmicos.

La evolución será: Ácidos fúlvicos → Ácidos húmicos → Huminas

El resultado final de las tres etapas, es un policondensado insoluble en álcalis, llamado humín, con una estructura análoga al kerógeno (el kerógeno es el humín desmineralizado). Realmente, el kerógeno se define como la fracción orgánica contenida en las rocas sedimentarias, y que es insoluble en disolventes orgánicos (la parte soluble, se denomina bitumen)

1.4.2.2. Catagénesis

El kerógeno bajo condiciones de alta temperatura y presión comienza a ser inestable y se producen reagrupamientos en su estructura. Tras la eliminación progresiva de los grupos funcionales se comienza el agrupamiento paralelo de los núcleos cíclicos. En estos procesos, se generan muchos compuestos (compuestos heteroatómicos, dióxido de carbono, agua). A continuación, se van liberando moléculas cada vez más pequeñas, incluidos los hidrocarburos. El kerógeno restante, se vuelve progresivamente más aromático y evoluciona hacia residuo carbonoso (estructura ordenada del grafito). La generación de petróleo es pues, una consecuencia natural del ajuste del kerógeno a condiciones de incremento de temperatura y presión.

En función de los productos de la degradación de térmica del kerógeno, éste puede ser clasificado en:

Kerógeno reactivo: Se transforma en petróleo a altas temperaturas. Que a su vez se puede clasificar en Kerógeno lábil si el producto de la degradación es crudo o Kerógeno refractario si a partir de él se genera principalmente gas.

Las temperaturas de rotura (*cracking*) del petróleo tiene lugar en un amplio margen de temperatura, siendo el intervalo entre 100 y 150 °C para el lábil y 150 – 200 °C para el refractario. La tasa de generación de hidrocarburos para cada reacción, es proporcional a una constante K, que se incrementa con la temperatura, de acuerdo con la Ley de Arrhenius:

$$K = A * e^{\frac{-E_a}{RT}}$$

Cada reacción primaria tiene su propia energía de activación (E_a) y su propio factor A. Cuanto mayor sea la energía de activación de una reacción, mayor temperatura se requerirá para generar petróleo. El tipo de cracking primario, está caracterizado por la energía de activación, el factor A y el potencial inicial de cada reacción. La generación de gas, puede producirse también mediante cracking primario.

Kerógeno inerte: Se reagrupa hacia las estructuras del grafito, sin generación de petróleo.

1.4.2.3. Metagénesis

Tras el proceso de la catagénesis descrito anteriormente, cualquier resto de kerógeno en la roca madre después de la rotura del kerógeno lábil, puede ser craqueado a gas, si la temperatura continúa incrementándose por encima de 150 °C. La evolución térmica durante la metagénesis se denomina “cracking secundario”, y esto conlleva que por encima de la isoterma de los 160 °C no existe naturalmente crudo sino gas.

Cracking secundario:

La destrucción de la fracción líquida, se produce por reacciones secundarias, generándose gas y residuo carbonoso. La tasa de reacciones secundarias también se encuentra regida por la Ley de Arrhenius descritas anteriormente.

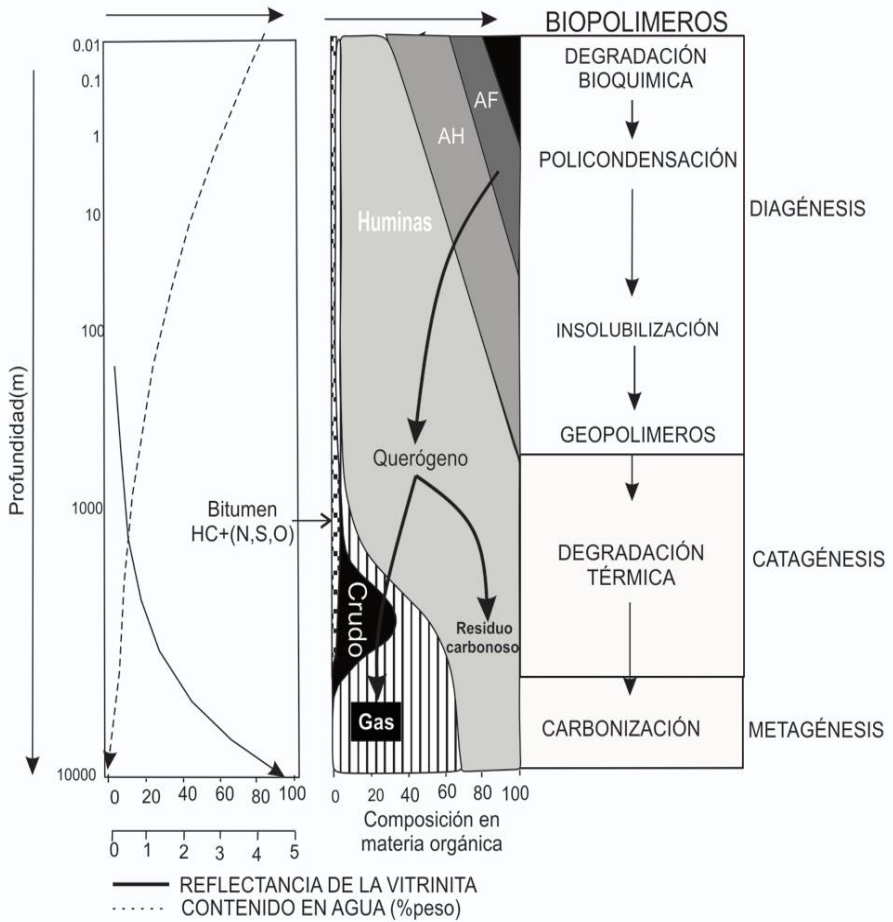


Figura 1.4–2 Diagrama de evolución de la materia orgánica con la profundidad y temperatura (Modificado de Peters y Moldowan, 1993)

CAPITULO II: CUENCAS

2.1. INTRODUCCIÓN A LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias representan un volumen entorno al 5% del volumen de la litósfera (cobertura delgada), sin embargo, estas se generan en cuencas sedimentarias que cubren aproximadamente el 75% de la superficie terrestre (Klein y Hurlbut, 1996).

Una cuenca sedimentaria puede ser definida como:

- 1) Área subsidente de la corteza terrestre donde se han acumulado sedimentos;
- 2) Depresión dispuesta a recibir sedimentos
- 3) Depresión relativa de la corteza terrestre, cerrada física y dinámicamente, donde se acumulan los productos derivados sobre todo del desmantelamiento del relieve circundante.

Cuando se encuentran espesores sedimentarios potentes se atribuye su origen a subsidencia previa y/o contemporánea con la sedimentación. Allen & Allen (2005) definen una cuenca sedimentaria como “un lugar de la superficie terrestre que ha experimentado prolongada subsidencia”.

Los mecanismos de subsidencia están mayormente relacionados con las propiedades y el comportamiento de la porción más externa, fría y rígida de la corteza conocida como litósfera.

La litósfera terrestre está compuesta por un número discreto de tectónicas que continuamente interactúan unas con otras a través de sus bordes o sufren procesos en su interior. Por lo tanto, la génesis y el desarrollo de las cuencas sedimentarias se enmarcan en la dinámica de la tectónica global.

Los tipos de interacción entre placas pueden clasificarse como (márgenes) convergentes, divergentes y conservativos.

Si bien en los márgenes de las placas es donde se desarrolla la mayor deformación en el interior de las mismas también existen importantes campos de esfuerzos.

La génesis de una cuenca sedimentaria se relaciona entonces con procesos tectónicos, erosivos y sedimentarios. Se puede considerar entonces que el origen de una cuenca sedimentaria se debe a la coincidencia de fenómenos tectónicos y sedimentarios.

Muchas veces interesa estudiar el relleno de la cuenca y su evolución más que el origen y nacimiento de la misma (aunque ambos aspectos están relacionados).

2.1.1. Forma y elementos de las cuencas

La forma de las cuencas es muy variable. Su forma en general depende de la escala en que se la examine. Sin embargo, se reconocen algunos tipos básicos: cuencas (más o menos) circulares, entrantes (*embayments*) y surcos (alargados). Usualmente cubren áreas mayores de 1.000 Km², pero pueden llegar a tener varios millones de Km².

Elementos de la cuenca (*ver figura 2.1-1*):

- **Bordes o márgenes:** marcan los límites de sedimentación. Pueden ser más o menos netos o difusos según su relieve. Pueden ser más o menos constantes o móviles durante el tiempo de vida de una cuenca.
- **Eje de la cuenca:** línea imaginaria que une los puntos más bajos de la superficie estructural del basamento.
- **Eje topográfico:** es la línea imaginaria que une los puntos más bajos de una cuenca en un momento de su evolución.

- **Depocentro:** punto donde se alcanza el mayor espesor de sedimentos en un momento de su evolución. El máximo espesor de sedimentos, medido en el depocentro generalmente excede los 2 o 3 Km y puede llegar a ser mayor de 10 Km (ver figura 2.1-1).

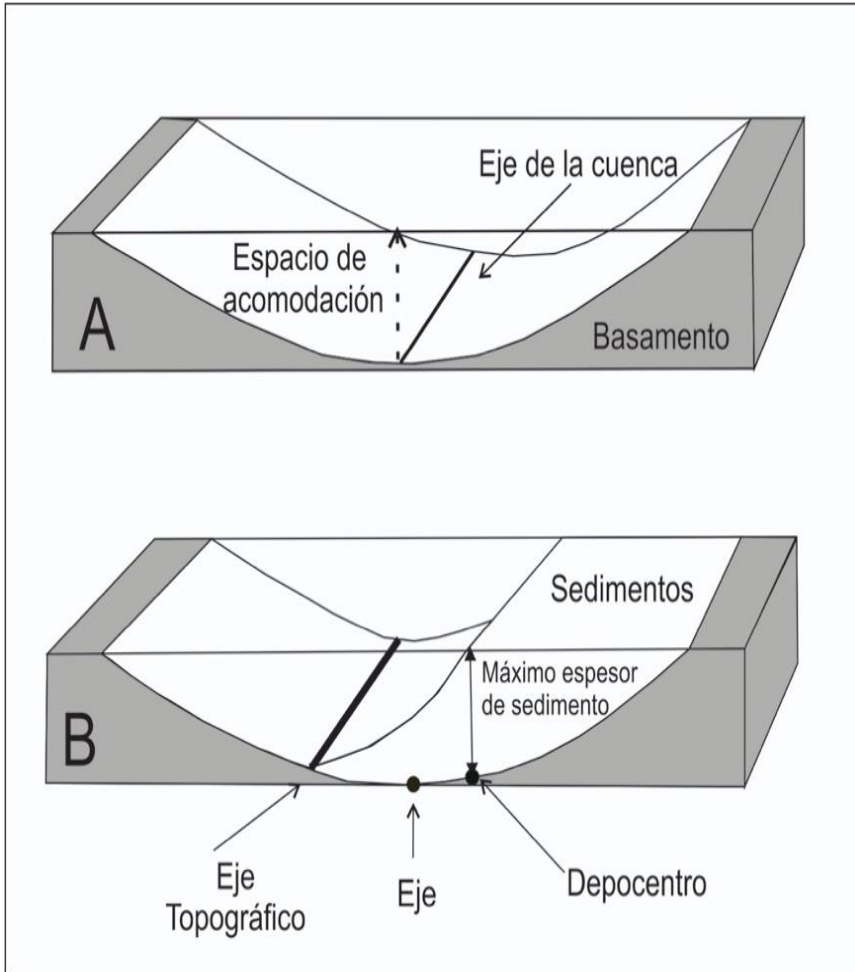


Figura 2.1–1: Parámetros de las cuencas sedimentarias.

2.1.2. Mecanismos de control de las cuencas

La evolución y relleno de una cuenca sedimentaria está controlado por varios factores (tectónica, eustasia, área madre, clima, agentes de transportes, etc.). Teóricamente se habla de factores externos (subsistencia, clima) e internos (construcciones carbonáticas, agentes de transporte) pero excepto algunos casos es muy difícil separarlos.

Área madre: Los aportes que llegan a la cuenca dependen de la geología de la o las áreas madre. Esta puede ir cambiando a lo largo de la evolución de la cuenca (Petrología).

Clima: Influye tanto en el área madre como dentro de la cuenca en los sistemas deposicionales (Sedimentología, petrología).

Aportes: La cantidad de sedimentos que llegan a la cuenca y la que se producen dentro de ella influyen en la distribución de los mismos y en los sistemas deposicionales (Sedimentología, estratigrafía).

Agentes de transporte: La acción de los agentes de arranque y transporte influye tanto en el área madre como dentro de la cuenca condicionando los sistemas deposicionales y distribución del sedimento (Sedimentología, estratigrafía).

Subsistencia: Se conoce con el nombre de subsistencia a un descenso superficial de la corteza continental. Las cuencas reciben, pero sobre todo preservan sedimentos porque son áreas que sufren hundimiento. La subsistencia crea o destruye espacio de acomodación.

Principalmente se debe a fenómenos tectónicos y otros relacionados con el comportamiento térmico de la litósfera.

Tipos principales:

-Subsistencia por isostasia

-Subsistencia térmica

-Subsidencia por extensión litosférica

-Subsidencia por carga/descarga de la litósfera

Eustasia: cambios globales en el nivel del mar (ascensos y descensos).

Glacio-eustasia: Cambios del nivel del mar originados por cambios climáticos que aumentan la extensión geográfica de los casquetes polares (Las glaciaciones).

Tectono-eustasia: Cambios relativos en el nivel de base marino debido a un cambio en la orografía circundante por causa tectónica.

Eustasia geoidal: Cambios en el nivel del mar ocasionados por cambios en la forma del planeta. El planeta no es una esfera perfecta, por lo que pequeños cambios en el estado gravitatorio o en la pérdida de masa litosférica puede ocasionar cambios que afecten al nivel del mar.

TIPOS DE EUSTASIA

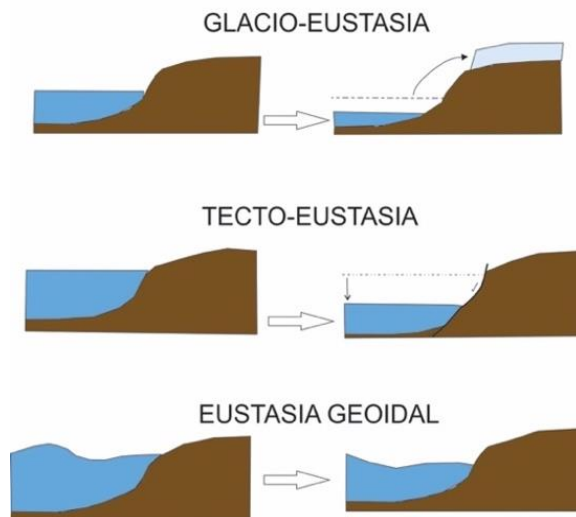


Figura 2.1–2: Esquema visual de los tipos de eustasia).

Espacio de acomodación: Se refiere al volumen de la cuenca que potencialmente puede rellenarse de sedimento. Sin embargo, la acumulación se produce mayormente en los márgenes mientras que el centro de cuenca puede permanecer "vacío".

La acomodación se genera por subsidencia, compactación del sedimento o eustasia positiva. Ascensos tectónicos, eustasia negativa reducen el espacio de acomodación.

2.1.2.1. Subsistencia

El principio básico para comprender el fenómeno de subsidencia es el de isostasia. La isostasia es la condición de equilibrio que presentan las diferentes porciones de la corteza terrestre debido a la diferencia de densidades y está fundamentada en el principio de Arquímedes.

Cuando se aplica una carga, salvo que el bloque esté limitado por fallas profundas, la deformación se extiende a las proximidades produciéndose una flexura regional (*ver figura 2.2-1*).

El proceso que permite la generación de cuencas pertenece a los siguientes tipos (o una combinación de los mismos):

- En ambientes extensionales: calentamiento de la litosfera y adelgazamiento por estiramiento cortical.
- En ambientes compresionales: sobrecargas locales y compensación isostática.

El estudio de los procesos de formación y evolución de las cuencas incluye comportamiento cortical, espesor del relleno sedimentario, geometría de la cuenca, flujo calórico, etc. Así mismo el análisis de subsidencia, es una herramienta básica en el estudio de una cuenca sedimentaria ya que proporciona evidencias sobre los mecanismos de génesis de la cuenca y su evolución.

Un estudio completo de todos los parámetros anteriores permite obtener datos sobre la historia térmica de la cuenca y hacer hipótesis sobre que parte del registro corresponde a subsidencia tectónica y cual a controles eustáticos. En cuencas extensionales permite estimar cantidad de extensión.

Desde el punto de vista sedimentario las cuencas reciben sedimento, pero sobre todo preservan sedimentos porque son áreas que sufren hundimiento. Este hundimiento, también denominado subsidencia se debe principalmente se debe a fenómenos tectónicos y otros relacionados con el comportamiento térmico de la litósfera.

Tipos y mecanismos de subsidencia

Existen **3 tipos básicos de subsidencia**, y aunque todos ellos pueden responder a uno a más mecanismos, estos tienen como principio fundamental a la isostasia.

-**Subsidencia térmica:** La litósfera se expande cuando se calienta y disminuye su densidad por lo que se producen movimientos verticales que tienden a restablecer el equilibrio isostáticos. El material caliente del manto que sube a ocupar esos lugares o directamente sale en las dorsales de expansión, cuando se enfría aumenta su densidad y se hunde.

-**Subsidencia por extensión litosférica:** En un régimen extensional se produce estiramiento y adelgazamiento de la corteza, mientras que en uno compresivo hay un engrosamiento. Este mecanismo suele combinarse con el anterior.

-**Subsidencia por carga/descarga de la litósfera:** Es una deformación flexible o plástica por carga que se puede producir por varias causas: apilamiento tectónico, carga sedimentaria, carga de materiales volcánicos e incluso peso de la columna de agua. La respuesta isostática produce hundimientos o levantamientos.

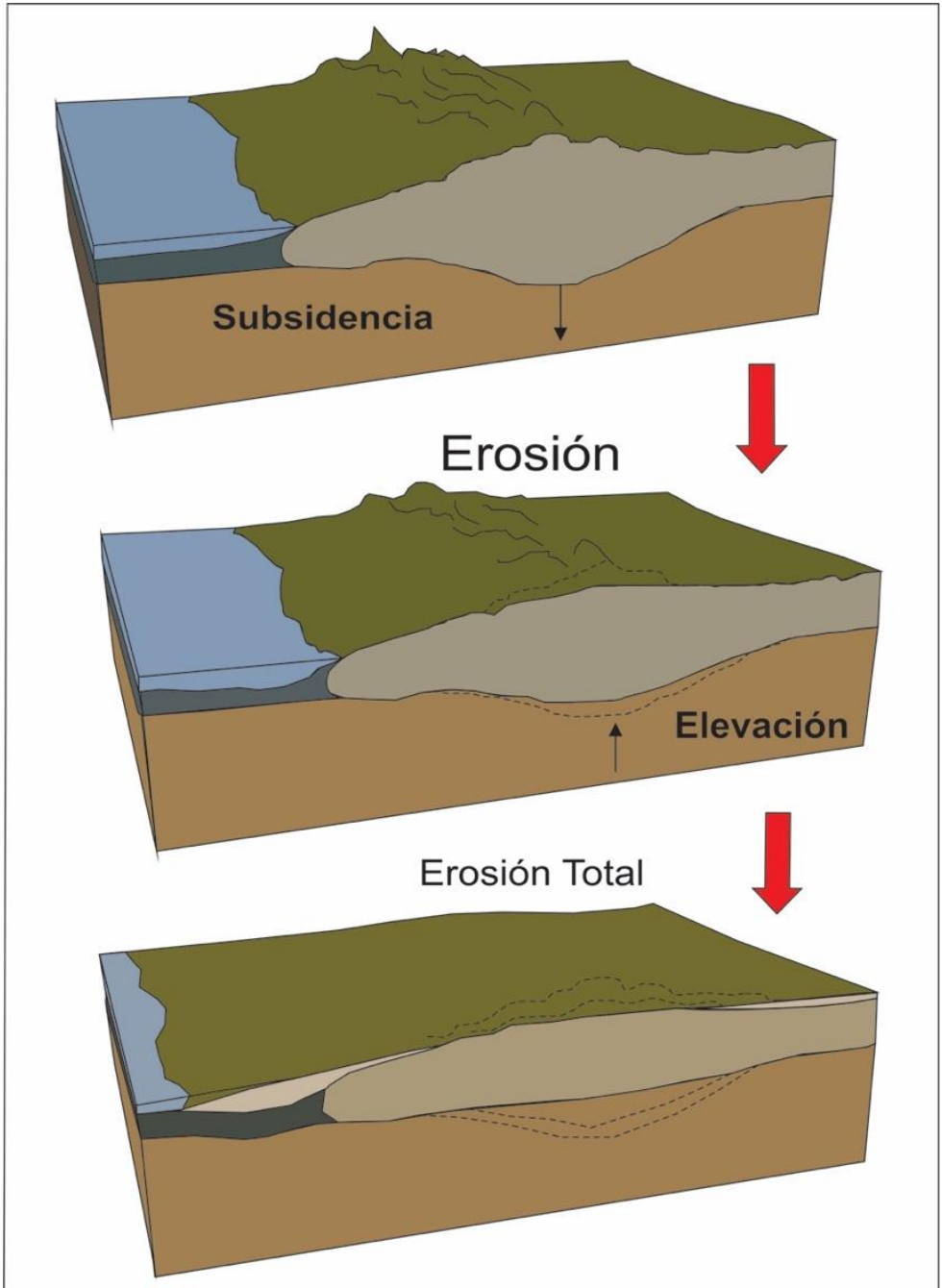


Figura 2.1–3: Subsistencia litosférica por carga o descarga.

2.2. CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Un sistema de clasificación de cuencas general con validez mundial, se obtiene teniendo en cuenta las siguientes los ítems que conforma la historia geológica de una región.

La historia geológica de cada cuenca puede ser subdividida en ciclos usando tres parámetros:

- Secuencias deposicionales
- Tectónica formadora de la cuenca
- Tectónica modificadora de la cuenca.

Las cuencas sedimentarias pueden ser simples, con uno o dos ciclos tectono/sedimentarios (periodos temporales de similares condiciones sedimentarias bajo el mismo régimen tectónico), o pueden ser complejas, cuencas polihistóricas con muchos diferentes ciclos y eventos.

2.2.1. Parámetro de la historia geológica de las cuencas sedimentarias.

2.2.1.1. Secuencia Depositional

En la secuencia deposicional se usan los ciclos y estadios deposicionales. Un ciclo se define como los sedimentos depositados durante un mismo régimen tectónico. La mínima unidad estratigráfica que puede ser llamada un ciclo tiene su significado en el desarrollo de una cuenca, tanto en su espesor como en el intervalo de tiempo geológico transcurrido.

2.2.1.2. Tectónica Formadora de la Cuenca

El segundo elemento usado para la clasificación de cuencas es el estilo tectónico. EL estilo tectónico está dominado por la tectónica de placa y la interacción continental según el Ciclo de Wilson, es por ello que para poder identificarlos es importante reconocer los siguientes aspectos:

- La composición de la corteza subyacente a la cuenca (es necesario conocer el carácter oceánico o continental del basamento de la cuenca).
- El tipo de movimiento que tuvo la placa tectónica durante el ciclo o formación de la cuenca. De forma general son considerados dos tipos de movimientos, convergentes y divergentes. Se ha descrito un tercer tipo, el movimiento transformante. Sin embargo, los movimientos laterales no son perfectos mostrando zonas convergentes y divergentes dadas la irregularidad de la traza de este tipo de límites.

2.2.2. Modificadores Tectónicos

La tectónica modificadora de las cuencas es el tercer parámetro a tener en cuenta en la historia geológica de la misma para proceder a su clasificación. A lo largo de la historia de las cuencas pueden sufrir diferentes eventos estructurales derivados de cambios en el tectonismo regional.

2.2.3. Clasificación de cuencas sedimentarias

2.2.3.1. Clasificación de Dickinson

Según la clasificación de Dickinson (1974) basado en la tectónica de placas, las cuencas sedimentarias pueden ser clasificadas utilizando tres parámetros básicos:

- a) El tipo de corteza sobre la que se asientan

- b) La posición con respecto a los límites de placas
- c) Tipo de interacción entre placas más cercanas durante la sedimentación

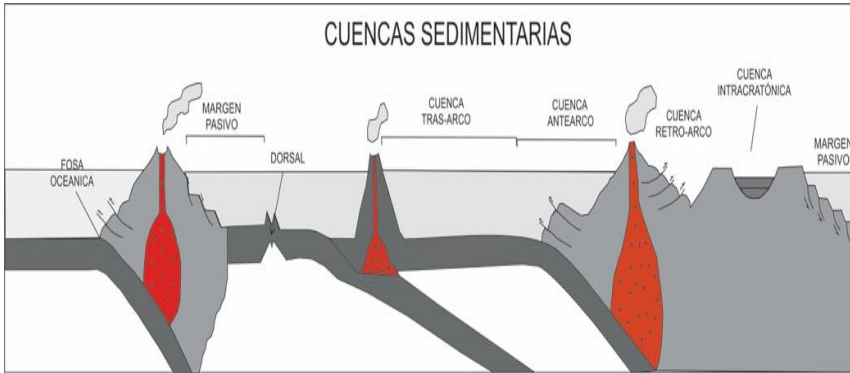


Figura 2.2–1: Tipos de cuenca en relación a la interacción entre placas (marco tectónico)

Cuencas Compresionales

Las cuencas compresionales se encuentran localizadas a lo largo de márgenes convergentes, generalmente asociadas a dos fenómenos, subducción de placas y colisión.

Asociada a zonas de subducción

El margen de una placa oceánica convergente, está relacionada con la subducción de ésta bajo otra similar u otra placa de litosfera continental.

La morfología de las áreas de subducción es la siguiente: la zona donde la placa subductora entra en contacto con la placa superior es la zona conocida como fosa oceánica o trinchera. Bajo esta zona, la energía de rozamiento de ambas placas eleva la temperatura provocando la fusión parcial de la placa superior, generando volcanes y por tanto, dando lugar a lo conocido como arco volcánico.

Tipos de cuencas asociadas a zonas de subducción:

Trinchera (Trench): La trinchera se localiza en la zona donde la placa subductora entra en contacto con la placa superior. Este tipo de cuencas son alargadas, estrechas y curvas dada la flexión de la placa que se dobla a medida que entra una bajo la placa suprayacente. La morfología y sedimentación de este tipo de cuencas va a variar en función del tipo de corteza de placas implicadas. En el caso de una subducción de placa oceánica bajo placa oceánica normalmente no hay sedimentos excepto algunos pelágicos de origen volcánico procedente del arco de isla asociado. Por otro lado, las cuencas asociadas a subducción bajo placa continental llevan asociada a gran cantidad de sedimentos procedentes de las zonas continentales adyacentes. Estos sedimentos se compactan por efecto de la compresión se van acumulando en las fosas en forma de cuña y se les denomina prisma de acreción.

En términos generales la profundidad máxima de estas cuencas está en la fosa de las Islas Marianas con 11Km de profundidad.

Antearco (Forearc): Estas cuencas se desarrollan entre el límite exterior del prisma de acreción y el arco volcánico. La sedimentación principal en este tipo de cuencas procede del arco de volcánico asociado y, por tanto, los aportes son fundamentalmente pelágicos y detritus. El espesor de sedimentos que se va a acumular en este tipo de cuencas va a estar limitado por la altura del prisma de acreción, dado que la subsidencia en esta zona se debe únicamente a procesos de carga sedimentaria (peso de los sedimentos).

Antepaís (Foreland): Estas cuencas se encuentran tras el arco magmático continental. Se forman cuando una placa de corteza oceánica subduce bajo corteza continental, la compresión flexiona la corteza continental anterior al arco volcánico generado por la fusión parcial de la corteza por la subducción. Los sedimentos aportados a la cuenca serán tendrán carácter marino y continental en función de la proximidad al continente en la siguiente sucesión: depósitos de aguas

profundas, depósitos someros marinos, depósitos deltaicos y depósitos fluviales. Además, las corrientes vulcanoclásticas también son frecuentes.

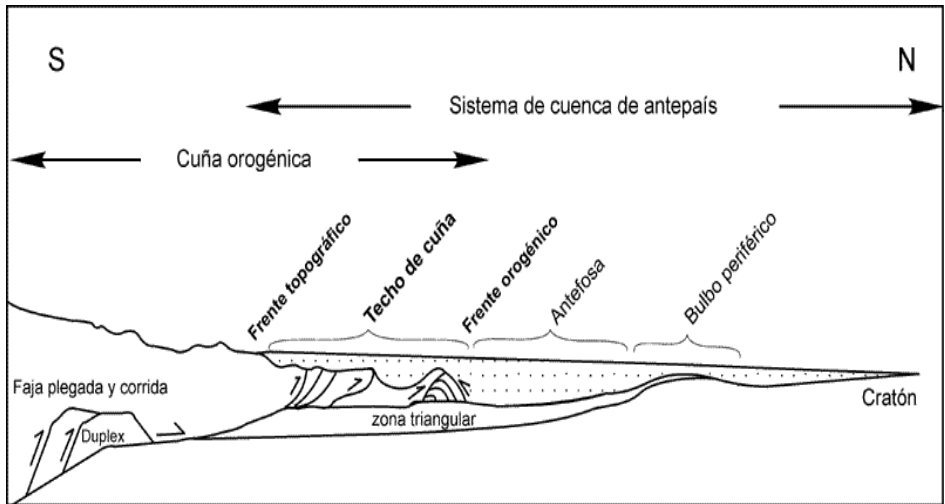


Figura 2.2–2: Partes de una cuenca de antepaís Tomado de De Celles y Giles, 1996).

Cuencas Extensionales

Las cuencas extensionales se forman asociadas al ascenso de plumas mantélicas. Este fenómeno produce un esfuerzo horizontal divergente en las capas superficiales de la litosfera dando como resultado la rotura frágil del mismo.

En las primeras etapas de la extensión se forman grietas (fallas normales) que producen un adelgazamiento en la litosfera, generando cuencas intracratónicas de sedimentación puramente continental. En el caso de no progresar el estiramiento estas cuencas son conocidas como aulacógenos (ver figura 2.2-4). Si el estiramiento continúa, la litosfera continental puede romperse completamente produciéndose la inyección de magma basáltico generador de nueva corteza oceánica. En este caso, tendríamos la génesis de un nuevo océano y las cuencas asociadas ser cuencas de Rift y margen pasivo (ver figura 2.2-4).

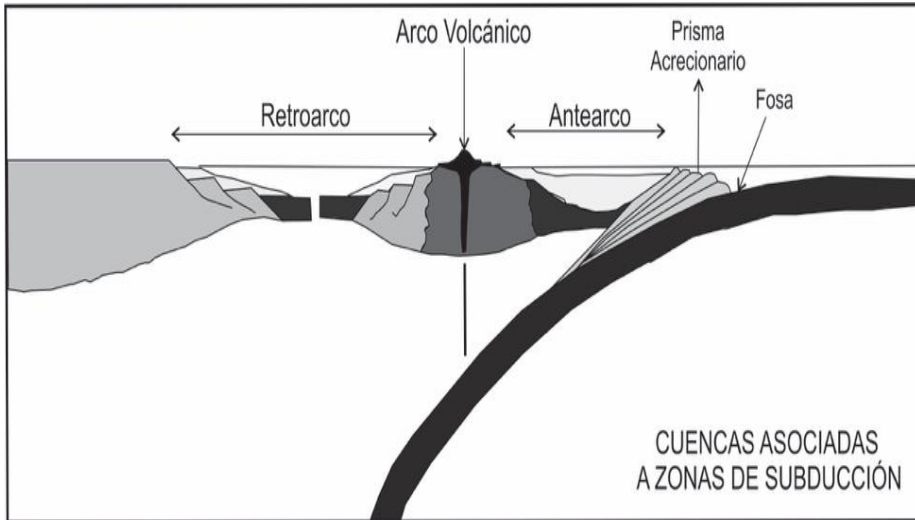


Figura 2.2–3: Cuenca asociada a un arco volcánico.

Por otro lado, no todas las cuencas extensivas están asociadas a la génesis de nuevos océanos, sino que dependiendo del ángulo formado por una zona de subducción asociada a un arco isla se puede generar otro tipo de cuencas divergentes como son las cuencas Retroarco.

Tipos de cuencas divergentes:

Rift: Las cuencas de rift son valles estructurales delimitados grabens (bloques hundidos) y horst (bloques elevados) delimitados por fallas normales planas o lístricas (curvas). Este tipo de estructuras son producidas bajo un régimen de extensión cortical (extensión de la corteza) en ambiente de intraplaca. El rifting constituye una fase tectónicamente activa, donde una pluma mantélica favorecida por una nueva celda convectiva surta de material del manto a la superficie de la litosfera adelgazada generando una nueva corteza oceánica con fallamiento normal, adelgazamiento cortical, cambios topográficos, vulcanismo y elevado flujo calórico.

Las cuencas de rift se generan tanto por la cizalla pura, con fallas empujadas desarrolladas en corteza continental vieja, o por cizalla simple asociada a superficies de despegue intracortical en una corteza joven y caliente. Estas cuencas poseen fallas de inclinación suave y son comunes en los bordes continentales. Después de un estado prolongado de rift, pasan al de ruptura (Océano Joven) (ver figura 2.2-4).

Desde el punto de vista sedimentario la diferencia de altura entre los horst y los grabens y el movimiento relativo de las fallas favorecen fuentes sedimentarias locales. El control de la sedimentación en los valles de rift son una combinación de factores tectónicos que determinan el relieve y la disponibilidad de sedimentos en la cuenca, el clima y el agua disponible para el transporte de sedimentos. Generalmente el eje del rift es perpendicular a la dirección de tensión.

Margen pasivo: Ésta es la región de transición entre la corteza continental y la oceánica de nueva o no creación. Esta área corresponde a la litósfera continental fracturada y adelgazada por las fallas normales de una etapa de rifting previa. La subsidencia en estas cuencas es debido al enfriamiento de la litosfera debido al progresivo alejamiento de la dorsal y a la reactivación de las fallas normales de rift por el peso de la pila de sedimentos acumulados al pie de los continentes.

Morfológicamente el margen pasivo lo constituye la plataforma y el talud continental por lo que son importantes áreas de sedimentación.

El tipo de sedimentación va a depender de la lejanía a las fuentes terrígenas y el clima local, pudiendo desarrollarse complejos sistemas deltaicos que contribuyan con grandes espesores terrígenos o en caso de ausencia de material terrígeno o lejanía al continente se desarrollan grandes espesores de carbonatos biogénicos.

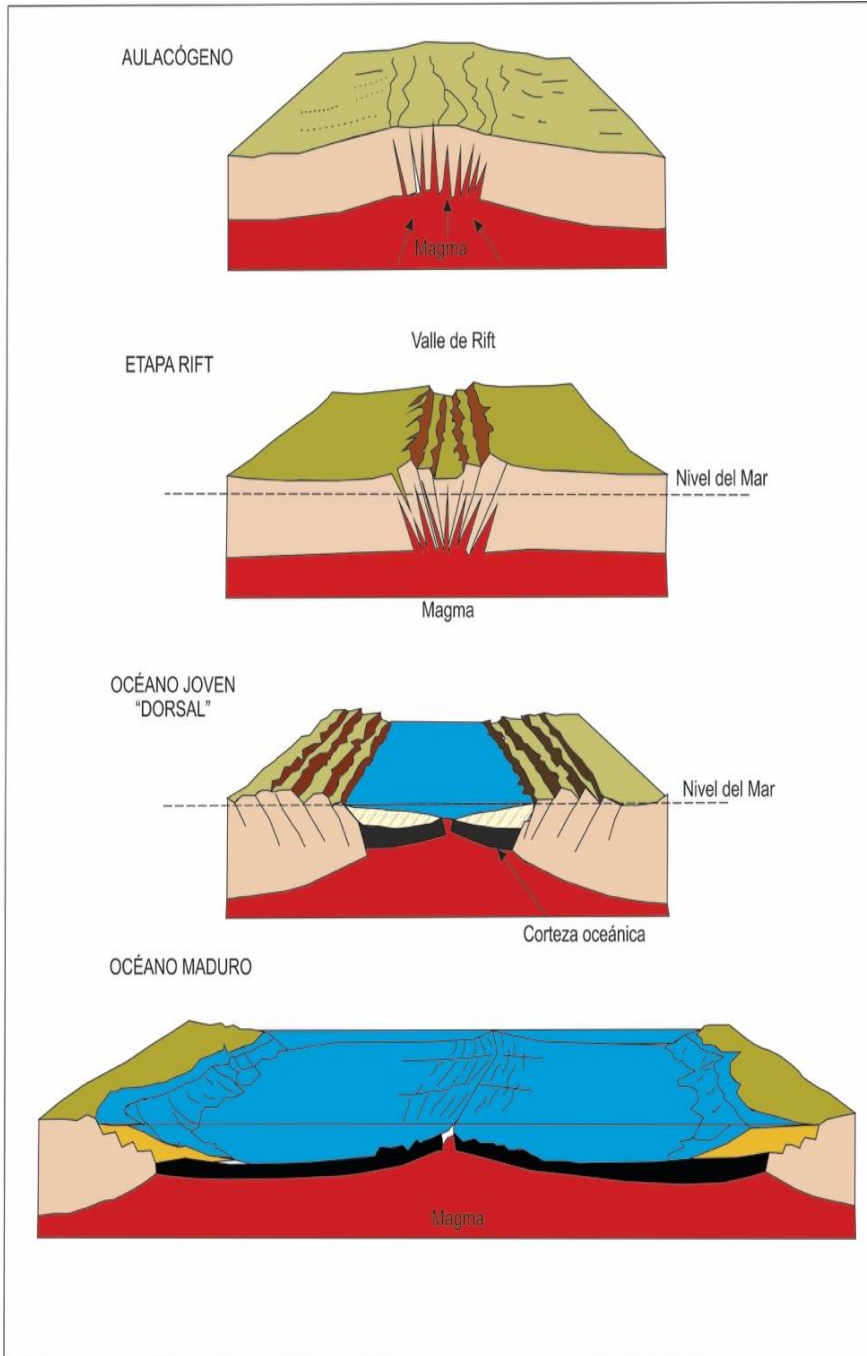


Figura 2.2-4: Fases de una cuenca extensional.

Retroarco: Son cuencas extensionales generadas tras el arco magmático continental, en regiones con subducción de alto ángulo. Cuando la placa subducente tiene un alto ángulo, genera una celda convectiva en el manto que produce un régimen tectónico divergente similar a un rift (Descrita en el apartado anterior). A medida que la divergencia continúa un nuevo centro de expansión se forma para generar corteza basáltica y por ende un nuevo océano interior.

Aulacógenos (intracratónicas): Son fracturas continentales producidas por plumas mantélicas (Hot spot) que dan lugar a cuencas tipo rifting pero que queda abortado y no progresa a proto-océano. Los sedimentos que llegan a este tipo de cuencas son puramente continentales (ver figura 2.2-4).

Cuencas Transtensionales / Transpresionales

Este tipo de cuencas se generan por el movimiento relativo lateral de una placa con respecto a otras. Generalmente los planos de fallas no son rectos lo que los movimientos relativos de sus labios generan zonas transpresivas y transtensionales simultáneamente

Tipos de cuencas transtensionales:

Cuencas Transtensionales (Strike-slip): Este tipo de cuencas se generan a partir de una falla transformante de perfil sinuoso. Estas fallas en la región oblicua al movimiento se produce divergencia (ver figura 2.2-5) y como consecuencia de ello una cuenca pull-apart. Estas cuencas son rectangulares o rómbicas en planta e inusualmente profundas comparadas con las cuencas de rift. La expresión vertical de este tipo de cuencas son las denominadas “estructura en flor negativa”.

Cuencas Transpresivas: La génesis de este tipo de cuencas es similar a las cuencas transtensionales, sin embargo, en la sección oblicua al movimiento se produce compresión. La expresión vertical de este tipo de cuencas son las denominadas “estructura en flor positiva”.

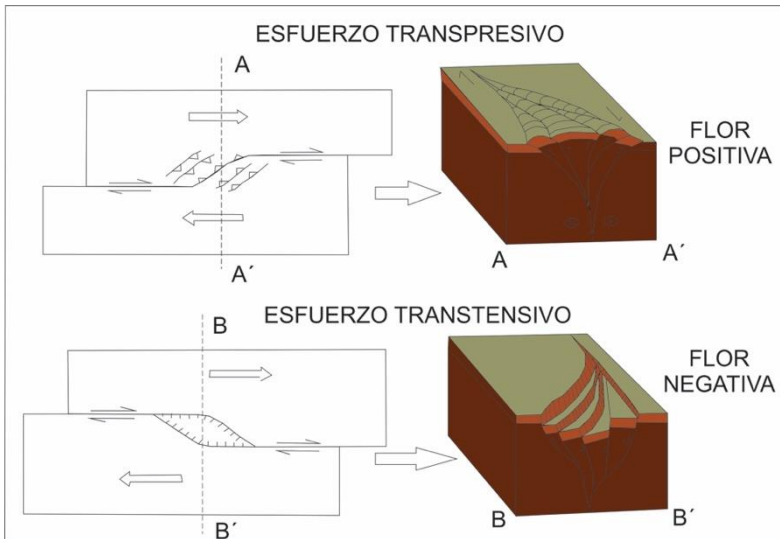


Figura 2.2–5: Cuencas transtensionales y transpresionales. Estructuras en flor (Modificado de Woodcock y Fischer (1986)).

2.3. TIPO DE CUENCAS PETROLÍFERAS.

Los eventos responsables de la génesis de cuenca controlan también la formación de un sistema petrolero, tales como las fracturas o depresiones interiores, y el tipo de sedimentación inherente a cada tipo de cuenca.

En cuencas con una historia tectónica compleja, el sistema petrolero suele estar asociado a múltiples ciclos tectonosedimentarios tales como cizallamiento episódico, subsidencia, cadenas plegadas y ladeo de la cuenca.

El establecimiento de una clasificación de cuencas petroleras es fundamental para la evaluación del potencial productor de las nuevas áreas o con el fin de estudiar un aumento en la producción actual.

Sin embargo, dada la variabilidad de las características del petróleo no siempre es posible establece analogías entre el comportamiento de dos cuencas similares.

Entre las clasificaciones más aceptadas está la clasificación de Klemme de 1980, la cual reconoce ocho tipos de cuencas basándose en sus características estructurales tales como linealidad, asimetría, geometría de su sección transversal las cuales están relacionadas con el régimen tectónico que originó la cuenca y la evolución de la misma.

2.3.1. Clasificación de Klemme, 1980.

Clase A- Cuencas intracontinentales, sobre el cratón.

Tipo 1: Cuencas cratónicas de un solo ciclo. Son grandes cuencas circulares y simétricas. Generalmente son áreas deposicionales de edad Paleozoica con bajo volumen de sedimento en relación al área general d la cuenca. Pese a haber poca información acerca de la génesis de estas cuencas se especula que tiene relación con un rifting inicial o cercano a un punto caliente. El material mantélica denso expulsado por el Rift o punto caliente pudo haber alterado la flotabilidad de la corteza sobre la astenosfera generando subsidencia local. Se ubican en las áreas centrales de los cratones continentales sobre basamento precámbrico. Su materia de relleno lo componen una mezcla de sedimentos detríticos y calcáreos que son responsables de un bajo porcentaje de recobro de hidrocarburos. Las principales trampas de los sistemas petroleros que muestran este tipo de cuencas son de origen estratigráfico asociado a los cambios laterales de facies en el borde de la cuenca o de carácter estructural asociado a la depresión central de la misma.

Tipo 2: Cuencas compuestas (Foreland). Son grandes cuencas, lineales y elípticas con perfil asimétrico. Por lo general son zonas que, eran lugares de depósito de Plataforma durante el Paleozoico, pero pasaron a ser cuencas de ciclo múltiple o compuesto a finales del

mismo o comienzo del Mesozoico dado un levantamiento orogénico en el margen externo de la cuenca. Tectónicamente estas cuencas responden a un régimen extensivo primero característico de creación de suelo oceánico en el interior de los continentes, seguido de otro compresivo.

Desde el punto de vista sedimentario las cuencas tipo 2 generalmente consisten en una mezcla de sedimentos carbonatados y clásticos, no obstante, los sedimentos clásticos son dominante sobre los demás. Este tipo de cuencas presentan sistemas petroleros con trampas estructurales, como grandes anticlinales o cabalgamientos. La relación entre el volumen de los sedimentos de la zona es alta.

Además, pliegues de compresión y acumulaciones estratigráficas. En muchas de estas cuencas habrá o existirá un gran levantamiento o arco, donde se localizan la mitad de las reservas.

Representan el 25% de las cuencas mundiales y contienen un porcentaje similar en reservas.

Tipo 3: Cuencas tipo graben o rift. Son cuencas lineales, pequeñas con un perfil irregular que presentan un alto volumen de sedimento. Este tipo de cuenca se desarrolla en diversas etapas de la formación de los demás tipos de cuencas, siempre estas próximas a los escudos cratónicos. Son de edad principalmente Paleozoica, Mesozoica o Cenozoica. La génesis de estas cuencas está relacionada con la expansión térmica de la litosfera durante un periodo de flujo de calor del manto o por reducción subcortical de la litosfera por esfuerzos distensivos. En ocasiones estas relacionadas con creación de litosfera oceánica, mientras que en otras el adelgazamiento cortical se aborta quedando solo litosfera continental adelgazada.

El relleno de este tipo de cuenca se caracteriza por ser clástico, aunque si el rift se abrió bajo un mar cálido son característicos los depósitos carbonatados.

Representan el 5% de las cuencas mundiales, sin embargo, presentan

una alta recuperación, conteniendo el 10% de las reservas mundiales.

Las trampas características de los sistemas sedimentarios desarrollados en este medio son de carácter estructural y estratigráfico, con sedimentación variable e inconformidades presentes. Su gradiente geotérmico es de normal a alto.

Clase B- Cuencas extracontinentales, Son cuencas localizadas en el margen continental, formadas en la parte intermedia entre la corteza y los márgenes de placas. La mayoría tienen edad Mesozoicas y/o Cenozoicas.

Tipo 4: Cuencas de acreción lateral (downwarps). Se encuentran dentro de pequeñas cuencas oceánicas. Contienen el 50% de las reservas mundiales de petróleo. Los tipos A y C de este tipo de cuencas tienen los más altos gradientes geotermales y recobros primarios y secundarios. Las trampas más usuales en las cuencas A y B son anticlinales mientras que las cuencas tipo C están caracterizadas por trampas estratigráficas.

Tipo 4^a: Cuencas cerradas por cinturones deformados. Son cuencas cerradas situadas entre dos cinturones orogénicos similares a las Tipo 2.

Tipo 4B: artenas entre cinturones deformados. Deprimidas. Similares a las Tipo 2 en tamaño, perfil y volumen de sedimento.

Tipo 4C: Abiertas de un lado de la cuenca. Son grandes cuencas lineales con una fuente de sedimento de un solo lado y asimétricas, relacionadas con la evolución de una pequeña cuenca oceánica.

Tipo 5: Cuencas de Pull - Apart (costera estable), se localizan sobre bordes continentales. Son grandes cuencas asimétricas, localizadas a lo largo de los principales límites oceánicos que una vez fueron divergentes. Por lo tanto, constituyen el último estado de las cuencas tipo 3. Tras la etapa de Rift se establece un régimen post-rift

transformante que genera una serie de fallas transtensivas que adelgazan la corteza, esto unido al depósito de una serie típica de abanico sedimentario contribuyo al exceso de peso y por tanto la subsidencia de la cuenca.

Estas cuencas normalmente tienen edad Mesozoica o Terciaria y representan el 18% de las cuencas mundiales, pero debido a su localización predominantemente mar adentro (90% Offshore y 55% en aguas profundas), solamente el 10% de estas son productivas.

La mayoría de las trampas desarrolladas en los sistemas petroleros de estas cuencas son anticlinales tensionales de crecimiento (Roll-Over) o de tipo fluido.

Los sedimentos que rellenan este tipo de cuencas tienen un carácter predominantemente clástico, aunque las series posteriores pueden formar bancos de carbonatos, así como abanicos clásticos. Su gradiente geotermal es de bajo a normal.

Estas cuencas son principalmente mesozoicas y terciarias, representan el 18% de las cuencas mundiales.

Clase C- Cuencas intermontañas.

Tipo 6: Cuencas de subducción. Son cuencas pequeñas, lineales, con un perfil irregular, de segundo ciclo desde el punto de vista sedimentario. La mayoría son de edad terciaria.

En función a la posición que ocupa con respecto al arco volcánico se pueden subdividir en:

Tipo 6A (Forearc-Antearco)

Tipo 6B; (Back-Arc, Retroarco)

Tipo 6C → En este tipo de cuencas no existe arco volcánico, ya sea por qué se encuentran en un área subductiva o por que se haya destruido

el arco de isla asociado. Su génesis está relacionada con la compresión regional a lo largo de estos bordes destructivos. Generalmente son de edad terciaria y están rellenas de material clástico, areniscas, que varían de depósitos someros hasta turbiditas, formando múltiples zonas de interés prospectivo o pays.

La reactivación de fallas inversas son las responsables de las trampas principales, sin embargo, también hay que destacar que los anticlinales también constituyen trampas petroleras efectivas en los sistemas petroleros de este tipo de cuencas.

Las cuencas B y C, debido al alto flujo de calor detrás o sobre el cratón, presentan altos gradientes geotérmicos, los cuales proveen una altísima eficiencia para la maduración y migración del petróleo.

Estas cuencas representan el 7% de las cuencas mundiales. Sin embargo, solo representan el 7% de las reservas mundiales.

Tipo 7: Cuencas medias, de colisión o intramontañas: Son pequeñas y lineales con perfil irregular. Ocupan la zona media montañosa plegada o porción interior de los megasistemas Mesozoico - Cenozoico, los cuales han sido desarrollados entre una zona de subducción y las cuencas cratónicas, o en la zona de colisión entre dos placas tectónicas. Son esencialmente los rift de la zona media, formados por movimientos de cizalla y que crean torsión local dentro de los cinturones montañosos, que rodean los márgenes convergentes de algunos continentes.

Tipo 8: Cuencas tipo delta: usualmente terciarias. Son generalmente pequeños con depocentros circulares, del tipo pata de pájaro. Sus sedimentos provienen de los principales drenajes continentales y parecen desarrollarse en cualquier ambiente tectónico así; mas de 1/3 sobre tipo 4, 17% sobre tipo 5, 16% sobre tipo 6, 12% en tipo 3, 12% en tipo 7 y 7% sobre porciones sumergidas del tipo 2B.

Son predominante de edad terciario superior y totalmente clásticos.

Los gradientes geotermales son bajos, quizás por el efecto amortiguador de una rápida deposición. La materia orgánica hímica derivada del continente, hace que presenten un contenido de gas normal - alto.

Representan el 2.5% de las cuencas mundiales y el 5% de las reservas mundiales.

CAPITULO III:
INTRODUCCIÓN AL SISTEMA
PETRÓLEO

3.1. INTRODUCCIÓN AL SISTEMA PETROLERO

El sistema petrolero es un sistema natural, que incluye todos los elementos y procesos geológicos esenciales para que un yacimiento de petróleo y/o gas exista en la naturaleza.

Las condiciones imprescindibles que se debe tener en cuenta para definir el sistema petrolero son:

- Elementos que entran en la cuenca de depósito (materia orgánica, sedimentos).
- Cuando y bajo qué condiciones ocurre su transformación.
- Cuando y donde se genera el petróleo o gas.
- Como se acumula y donde

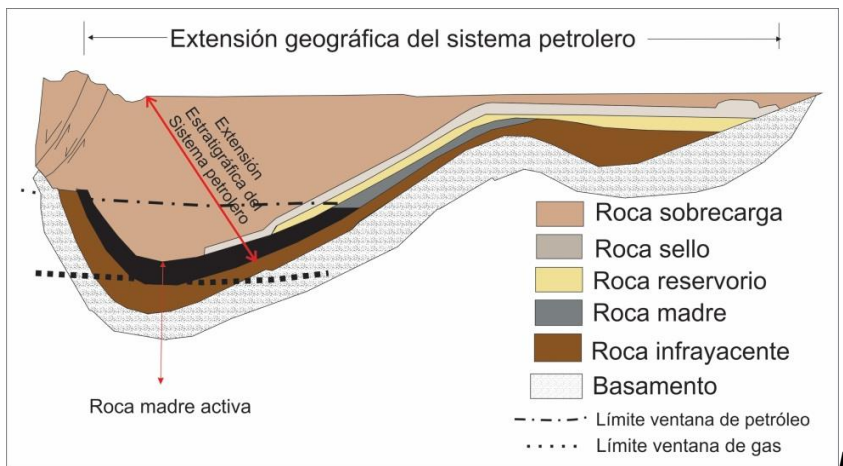


Figura 3.1–1: Vista vertical de un sistema petrolero (Modificado de Peters y Cassa, 1994)

3.1.1. Partes de un sistema petrolero

Roca Madre: Son rocas que poseen las mejores características para la generación de hidrocarburo. Una de las características indispensables es contener materia orgánica suficiente para generar grandes volúmenes de hidrocarburos. Las mejores rocas madres son las lutitas negras (que deben su color al alto contenido de materia orgánica), ya que al contar con porosidad subcapilar son prácticamente impermeables y evitan que la materia orgánica sea destruida por agentes externos.

Roca Reservorio: Son las rocas que por poseer excelentes condiciones de porosidad y permeabilidad para permitir que el petróleo fluya libremente a través de ella se convierte en almacenes de hidrocarburos. Las mejores rocas reservorios son las calizas fracturadas y las areniscas.

Roca Sello: Son rocas impermeables o semipermeables que evita que el petróleo siga desplazándose o se escape

Roca sobrecarga: Representa la pila sedimentaria que está sobre el yacimiento, y al pasar el tiempo da las condiciones necesarias de presión y temperatura para que el sistema petrolero se lleve a cabo.

3.1.2. Procesos que operan en un sistema petrolero

Los procesos que operan en un sistema petrolero son:

Formación de la Trampa: Son todos los procesos tanto de origen tectónico como sedimentarios que generan a las estructuras geológicas que impiden el desplazamiento del petróleo.

Generación: La generación del petróleo es un proceso jerarquizado en el que a partir de la materia orgánica depositada junto al sedimento que dará lugar a la roca madre por efecto de la presión de

soterramiento y de la temperatura se producen cambios químicos que transforman dicha materia orgánica en kerógeno y luego en petróleo.

Migración: El proceso de migración hace referencia al movimiento del petróleo generado desde la roca madre hasta la zona de acumulación o almacenamiento. Este proceso consta de dos etapas: migración primaria y migración secundaria).

Acumulación: Proceso de almacenamiento de crudo en una trampa.

Preservación: Es el tiempo que determina la conservación del hidrocarburo dentro del sistema petrolero, ésta se llevará a cabo hasta que ocurra algún fenómeno geológico que altere la composición del sistema.

3.1.3. Limitaciones temporales y espaciales.

Edad: Es el tiempo necesario para que se dé la generación de hidrocarburo, la migración y acumulación del mismo.

Momento Crítico: Se denomina momento crítico al momento que mejor representa la generación – migración – acumulación de hidrocarburo dentro del sistema. Es ese punto en el tiempo que en la carta de eventos se marca justamente al terminar el proceso de generación – migración – acumulación y comienza la preservación.

Tiempo de Preservación: El tiempo de preservación es aquel en el que el sistema petrolero se mantiene intacto. Comienza justo después de la acumulación y finaliza en el momento que las trampas pierde su efectividad, hay alguna interacción antrópica de extracción, etc. Si se mantiene intacto puede perdurar hasta nuestros días y representar un periodo de millones de años.

Extensión Geográfica: Se define por una línea que circunscribe la zona de generación – migración – acumulación de hidrocarburos del sistema petrolero, se determina en el momento crítico.

Extensión Estratigráfica: Es el espacio de unidades litológicas que abarcan los elementos esenciales dentro de la extensión geográfica del sistema.

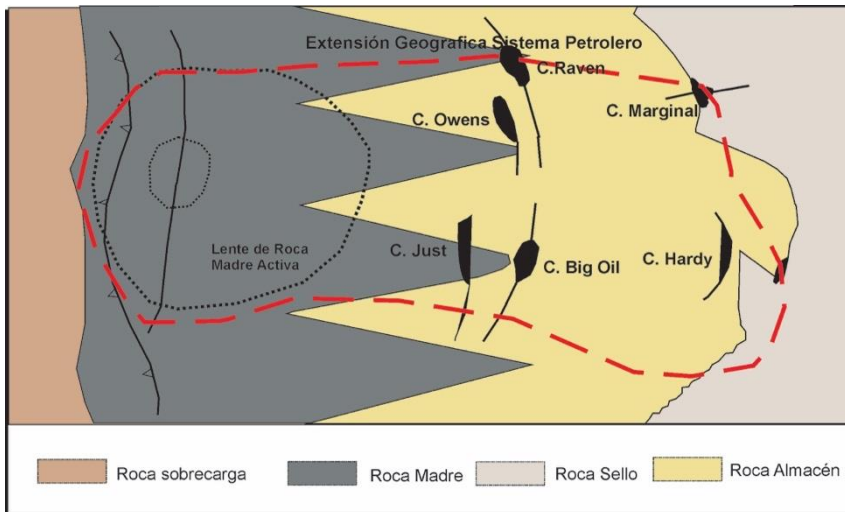


Figura 3.1–2: Representación en superficie de las áreas de un sistema petrolero (Modificado de Peters y Cassa, 1994)

3.2. INVESTIGACIÓN DE UN SISTEMA PETROLERO.

Para proceder a la investigación sobre un sistema petrolero se identifica, mapea y nombra el mismo, para ello se ha de evaluar los siguientes tópicos:

- Correlación petróleo – petróleo y petróleo – roca madre.

- Gráfica del historial de enterramientos.
- Sección transversal del sistema petrolero.
- Carta de eventos.
- Tabla de acumulaciones de petróleo.
- Determinación de la eficiencia de la generación – acumulación.
la eficiencia de la generación – acumulación es la relación entre el volumen total de petróleo entrampado y el volumen total generado en el lente de maduración de la roca madre activa.

3.2.1. Identificación del Sistema Petrolero

Para la identificación del sistema petrolero, lo primordial es la identificar la manifestación de petróleo, sin importar la cantidad, determinar el tamaño del sistema petrolero y por último se procede a darle nombre. El procedimiento seguido para identificar un sistema petrolero es el

Indicio de la presencia de petrolero.

Como punto de partida para comenzar el estudio de un sistema petrolero se agrupan las ocurrencias de petróleo genéticamente relacionadas mediante características geoquímicas y sucesos geológicos. Una vez colectadas muestras de esas manifestaciones, planificar unos pozos exploratorios que arrojen datos sobre la geología, profundidades y por supuesto que se colecten muestras “in situ” con las que establecer correlaciones crudo-crudo, crudo-roca madre y así definir el área de acción de la misma.

Tras esta etapa, una vez identificado el sistema petrolero operante se procede a la realización de una carta de eventos donde se pueda relacionar los elementos y procesos que han actuado para constituir e

sistema petrolero estudiado, además del momento crítico y el tiempo de preservación.

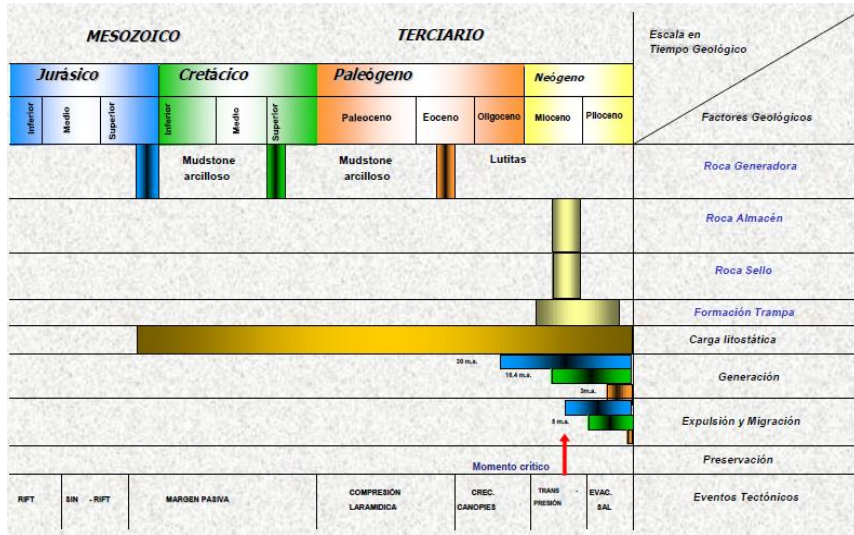


Figura 3.2–1: Carta de eventos de un sistema petrolero (Tomado de Palmer, 1983)

Determinar el tamaño del sistema petrolero

El tamaño de un sistema petrolero incluye el volumen total de todos los hidrocarburos recuperables que se originaron a partir de un único lente de maduración de roca madre activa. Dicho volumen será usado para compararlo con otros sistemas petroleros y determinar la eficiencia de la generación – acumulación. El tamaño se determina usando una tabla donde se suma la producción acumulada y las reservas remanentes de cada campo perteneciente al mismo sistema petrolero (“Tabla de acumulaciones de petróleo”).

Field Name	Discovery Date	Reservoir Rock	API gravity (°API)	Cumulative Oil Production (million bbl)	Remaining Reserves (million bbl)
Big Oil	1954	Boar Ss	32	310	90
Raven	1956	Boar Ss	31	120	12
Owens	1959	Boar Ss	33	110	19
Just	1966	Boar Ss	34	160	36
Hardy	1989	Boar Ss	29	85	89
Lucky	1990	Boar Ss	15	5	70
Marginal	1990	Boar Ss	18	12	65
Teapot	1992	Boar Ss	21	9	34

Figura 3.2–2: Tabla de producciones acumuladas (Tomado de Palmer, 1983)

Nombre del sistema petrolero:

Para nombrar el sistema petrolero hay que tener en cuenta los siguientes factores:

El nombre de la roca madre.

El nombre de la roca reservorio que contiene el mayor volumen de petróleo en sitio.

Símbolo que indica el grado de certeza.

El grado de certeza se encarga de indicar la confianza de que un lente de roca madre haya generado acumulaciones de hidrocarburo.

Se clasifica de la siguiente manera:

- Conocido (!): correlación positiva petróleo – roca madre.
- Hipotético (.): evidencias geoquímicas.
- Especulativo (?): evidencias geológicas y geofísicas.

CAPITULO IV:
ROCA MADRE

4.1. ¿QUÉ ES UNA ROCA MADRE?

Se define como roca madre o roca fuente de hidrocarburos a aquella secuencia sedimentaria de grano fino y generalmente de color oscuro, que puede ser o ha sido capaz de generar hidrocarburos, en algún momento de su historia geológica.

Las partículas orgánicas generalmente son de tamaño muy fino por lo que son depositadas en ambientes tranquilos y es por esta razón que las rocas madres son preferentemente: lutitas, rocas calcáreas, margas y carbón.

Los ambientes sedimentarios propicios para la deposición de este tipo de rocas son áreas restringidas de sedimentación rápida que favorezca la preservación de la materia orgánica, por ejemplo, ambientes deltaicos submarinos o de talud.

Los principales tipos de rocas madre o fuente y su porcentaje de acumulación con respecto a nivel mundial son:

- *Lutitas = 65 %*
- *Margas = 12 %*
- *Carbonatos = 21 %*
- *Carbón = 2 %*

4.1.1. Clasificación de rocas madres

4.1.1.1. Clasificación en función de la génesis de hidrocarburos

Roca Generadora Efectiva:

Unidad litológica que ya ha generado y expulsado petróleo, por haber estado en algún momento de su historia geológica a las condiciones de presión y temperatura adecuadas (Madurez térmica).

Roca Generadora Posible:

Cualquier roca sedimentaria cuyo potencial generador no ha sido aun evaluado pero la cual pudo haber generado y expelido hidrocarburos.

Roca Generadora Potencial:

Unidad litológica capaz de producir petróleo, ya que contiene la cantidad y calidad de materia orgánica apta para generar hidrocarburos.

4.1.1.2. Clasificación en función de la expulsión de hidrocarburos

Roca generadora activa:

Es una roca que está generando y expulsando hidrocarburos en el momento crítico del sistema petrolero.

Roca generadora inactiva:

Es una roca que ha detenido la generación y expulsión de hidrocarburos pero aún tiene potencial generador.

Roca generadora agotada

Es una roca que encuentra en una fase postmadura y se ha parado de

generar petróleo, pero puede generar agua o gas seco.

4.1.2. Factores de los que depende la roca madre

Los factores que van a determinar el tipo de roca madre que contiene el sistema petrolero analizado van a ser los siguientes:

- Cantidad de materia orgánica
- Calidad de la materia orgánica contenida
- Maduración Térmica

4.1.2.1. Cantidad de materia orgánica

La cantidad de materia orgánica preservada es muy importante. Esto se debe a que solo una pequeña fracción es la que se transforma en hidrocarburos por lo que cuanto mayor sea el volumen de materia orgánica preservada, mayor será la cantidad transformada.

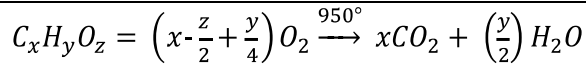
Para el cálculo de la cantidad de materia orgánica contenida en la roca madre y así analizar el potencial generador de la misma se usa la técnica del **Carbono Orgánico Total (%COT)**.

El C.O.T. es una medida del carbón presente en la roca en la forma tanto de kerógeno como de bitumen, que da una idea sobre cuanta materia orgánica inicial había en la roca.

El procedimiento para la obtención de este valor es:

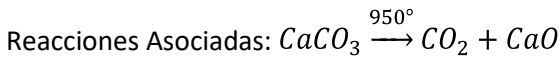
Una masa conocida de muestra pulverizada es llevada a un horno de combustión donde se insufla oxígeno. La temperatura del horno normalmente se halla a 950 - 1030 °C (depende de las condiciones del horno, el modelo del equipo, cantidad de muestra y adición o no de posibles catalizadores). Bajo las condiciones descritas cualquier forma de carbono (orgánico o no) se convierte dióxido de carbono.

Reacción Principal:



El CO₂ liberado es llevado por un gas de arrastre hasta un detector de infrarrojo, que mide la absorción de energía asociada al doble enlace C=O del CO₂.

Para rocas carbonáticas o tiene cemento / matriz de calcita aragonito-dolomita, es necesario hacer ciertas correcciones con respecto al procedimiento general descrito, en base a la siguiente reacción asociada por el carbonato.



Métodos para el análisis del %COT en rocas con carbonatos

Método 1

Primero se mide el %COT en el equipo especializado en ello. Posteriormente se ataca la muestra con ácido concentrado (HCl, HClO₄) para eliminar los carbonatos y se mide el CO₂ desprendido en este procedimiento (método del calcímetro de Bernard). El resultado se obtiene de la resta del carbono total determinado menos el desprendido en forma de CO₂ por el ataque ácido.

$$COT = C_{total} - C_{CaCO_3}$$

Método 2

Se ataca la muestra con ácido concentrado (HCl, HClO₄). La muestra es lavada exhaustivamente a fin de eliminar trazas de ácido (prueba de nitrato de plata) y la muestra libre de carbonatos es llevada al equipo de COT para medir directamente el % del mismo.

Interpretación de los Análisis TOC (% Carbono Orgánico Total)**Tabla 4.1-1 Tabla de valores del C.O.T en diferentes litologías infiriendo la calidad de las mismas como roca madre.**

Tipo de Roca	Valor TOC en Lutitas()	Valor TOC en Carbonatos
Pobre	0-0,5	0-0,2
Regular	0,5-1,0	2,0-5,0
Bueno	1,0-2,0	0,5-1,0
Muy Bueno	2,5-5,0	1,0-2,0
Excelente	>5,0	>0,2

A partir de los datos obtenidos a partir el TOC para diferentes litologías permite valorar la cantidad de materia orgánica que contiene la roca y en consecuencia cual es el potencial productor de la misma. Las rocas detríticas suelen tener mayor riqueza de materia orgánica que los carbonatos. Para las lutitas rocas madres el contenido mínimo se considera 1% y para carbonatos el 0.5%.

Debajo del 0.5% no es posible generar suficiente petróleo para saturar la roca madre, pues debe tener lugar la saturación previa a la expulsión.

4.1.2.2. Calidad de la roca madre

Pirolisis Rock-Eval

El equipo y método de pirólisis ha sido desarrollada para caracterizar de forma rápida una pequeña muestra de roca, donde es posible la determinación de:

- ✓ Tipo de roca madre
- ✓ Grados de evolución térmica (inmaduro, zona de petróleo, zona de gas etc.)
- ✓ Su potencial de generación de Petróleo

Los parámetros obtenidos de este análisis son también empleados en otras aplicaciones tales como correlación de reservorios o correlación de rocas generadoras entre pozos y determinar fenómenos de migración y determinar posibles zonas de acumulación de Petróleo en las cuencas objetos de estudios.

Una de las ventajas del análisis Rock-Eval es la versatilidad del mismo en cuanto a tipo de muestra a analizar ya que este puede ser desarrollado en núcleos, ripios y muestras de afloramiento ya sea en el laboratorio o en el sitio donde que se está perforando un pozo (especialmente al borde de plataformas *off-shore*) y, en este caso, éste puede ser usado como manifestaciones de hidrocarburos.

Por otro lado, en el campo de la exploración hidrocarburífera, uno de los más importantes de los aspectos de la geoquímica orgánica es saber reconocer los varios tipos de rocas madres generadoras de hidrocarburos en una serie geológica bajo los efectos de incremento de temperatura durante su entierro.

La calidad de la roca madre y su potencialidad de producción de hidrocarburos viene marcada por el carácter de la materia orgánica

depositada en las rocas madres así como su subsecuente evolución termal.

El método de pirólisis consiste en una simulación en laboratorio del proceso natural de maduración de la materia orgánica con temperatura programada ($25^{\circ}\text{C}/\text{min}$ en promedio) y en una atmósfera inerte. Se usa una pequeña muestra de roca triturada (aprox. 100 mg) para cuantificar y determinar los hidrocarburos libres contenidos en la roca.

Descripción del Equipo

El equipo Rock-Eval consta básicamente de dos fases:

- Fase de pirólisis
- Fase de oxidación

La fase de pirólisis consiste en el calentamiento controlado en un horno (1) de una muestra en una atmosfera inerte de Helio hasta 550°C a una razón de 25° por minuto (Fig. 26).

En el tope del horno hay un divisor de flujo (3) cuya temperatura está regulada para 550°C . El divisor tiene por objetivo separar el flujo

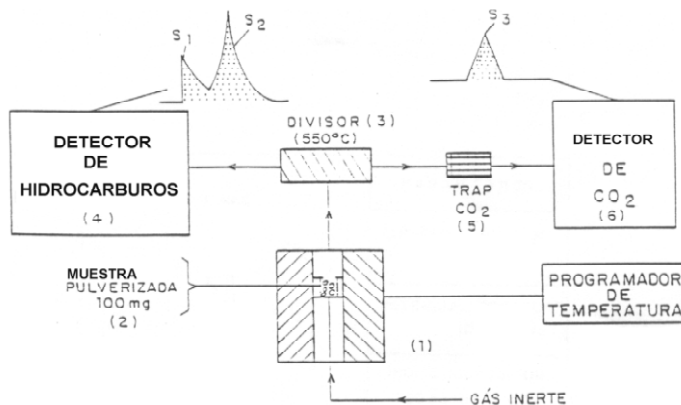


Figura 4.1–1: Diagrama esquemático del equipo Rock-Eval

gaseoso de pirólisis en dos partes iguales; una para la detección de hidrocarburos (Ionizador de llama) y otra de CO₂ (trampa de CO₂).

Uno que alimenta el detector de Ionización de llama (F.I.D. por sus siglas en inglés) (4), para la detección de hidrocarburos libres presentes en la roca y la detección de compuestos hidrocarburos producidos por el craqueamiento del kerógeno.

Otra que va a una trampa de CO₂ (5) durante el calentamiento programado. Al fin del programa de calentamiento la trampa de CO₂ se la calienta para la liberación de CO₂. Este flujo es dirigido a una columna de porapack Q, y detectado por un detector de conductividad térmica (6). El trazado del pico 3 P3 tiene inicio después de la detección de los hidrocarburos S₁ y S₂, el análisis dura 25 minutos por muestra.

La fase de oxidación, se efectúa después de la primera, con el kerógeno remanente de la muestra previamente pirolizada, manteniéndosela en un micro-horno a temperatura constante de 600 °C en una atmósfera de aire. El anhídrido carbónico formado es registrado por un detector de conductividad termal.

Los resultados son registrados a través de los picos (P1 y P2) ó sus áreas de las curvas bajo ellos (S1 y S2).

- P1 se relaciona con los hidrocarburos ya formados o generados naturalmente en el subsuelo aun retenidos en la roca y que son volatilizados por calentamiento.
- P2 corresponde a hidrocarburos generados por la pirólisis entre 300 y 550°C el área S2 caracteriza el potencial del petróleo residual en la roca en mg. de hidrocarburos por kilogramo de roca.
- S3 es la cantidad de CO₂ producida por la pirólisis de la materia orgánica remanente en la roca, en mg CO₂/gr roca

La temperatura máxima de pirólisis (Tmax) registra el momento de la producción máxima de hidrocarburos generados por la pirólisis. Esta temperatura aumenta con el avance del estadio de evolución diagenética a la que la materia orgánica fue sometida.

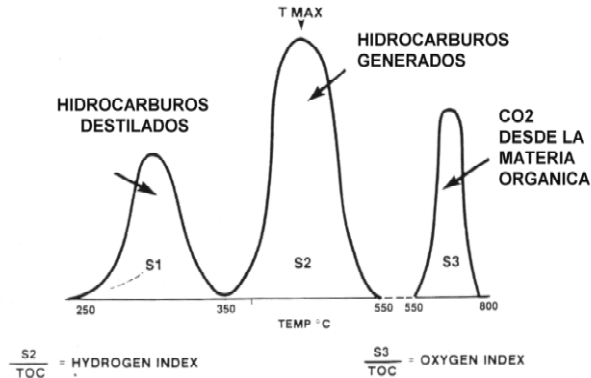


Figura 4.1–2 S1, Hidrocarburos libres, S2 hidrocarburos producidos por cracking del kerogeno, S3 cantidad de CO₂ de materia orgánica.

Información aportada por el análisis Rock-Eval

RENDIMIENTO POTENCIAL (S1 + S2): indica la cantidad de hidrocarburos en roca, ya sea en forma de componentes volátiles (libres) o en la forma de hidrocarburos enlazados al kerógeno.

Esta unidad se utiliza como un indicador de la cantidad máxima total de hidrocarburos que pueden ser producidos durante el proceso de maduración de la roca madre y este número representa el potencial de generación de roca.

EL ÍNDICE DE PRODUCCIÓN (IP) está dado por la relación $S1/(S1+S2)$. Es un indicador de la cantidad de hidrocarburos que han sido producidos geológicamente por la roca, en relación a la cantidad total de hidrocarburos que la muestra está en capacidad de producir.

ÍNDICE POTENCIAL GENERADOR SPI: Es un parámetro similar al anterior, en este caso se evalúa la máxima cantidad de hidrocarburos que puede generar una columna de roca madre de un metro cuadrado de área. El resultado viene expresado en toneladas de hidrocarburo por metro cuadrado. Los parámetros originales de la pirólisis Rock-Eval combinados aportan información sobre la calidad y el tipo de roca.

$$SPI = \frac{h(S1 + S2)d}{1000}$$

h = espesor de la roca madre

d= densidad de la roca

CARBONO PIROLIZABLE (PC=0,083[S1+S2]): El carbono pirolizable corresponde al contenido de carbono de los hidrocarburos volatilizados y pirolizados durante el análisis.

ÍNDICE DE HIDRÓGENO Representa la cantidad de hidrocarburos pirolizables presentes en la muestra en función de la masa de kerógeno, expresada como COT.

$$IH = \frac{S_2}{COT} \times 100$$

ÍNDICE DE OXIGENO: Representa la cantidad de dióxido de carbono generado por masa de kerógeno, expresado como COT.

$$IO = \frac{S_3}{COT} \times 100$$

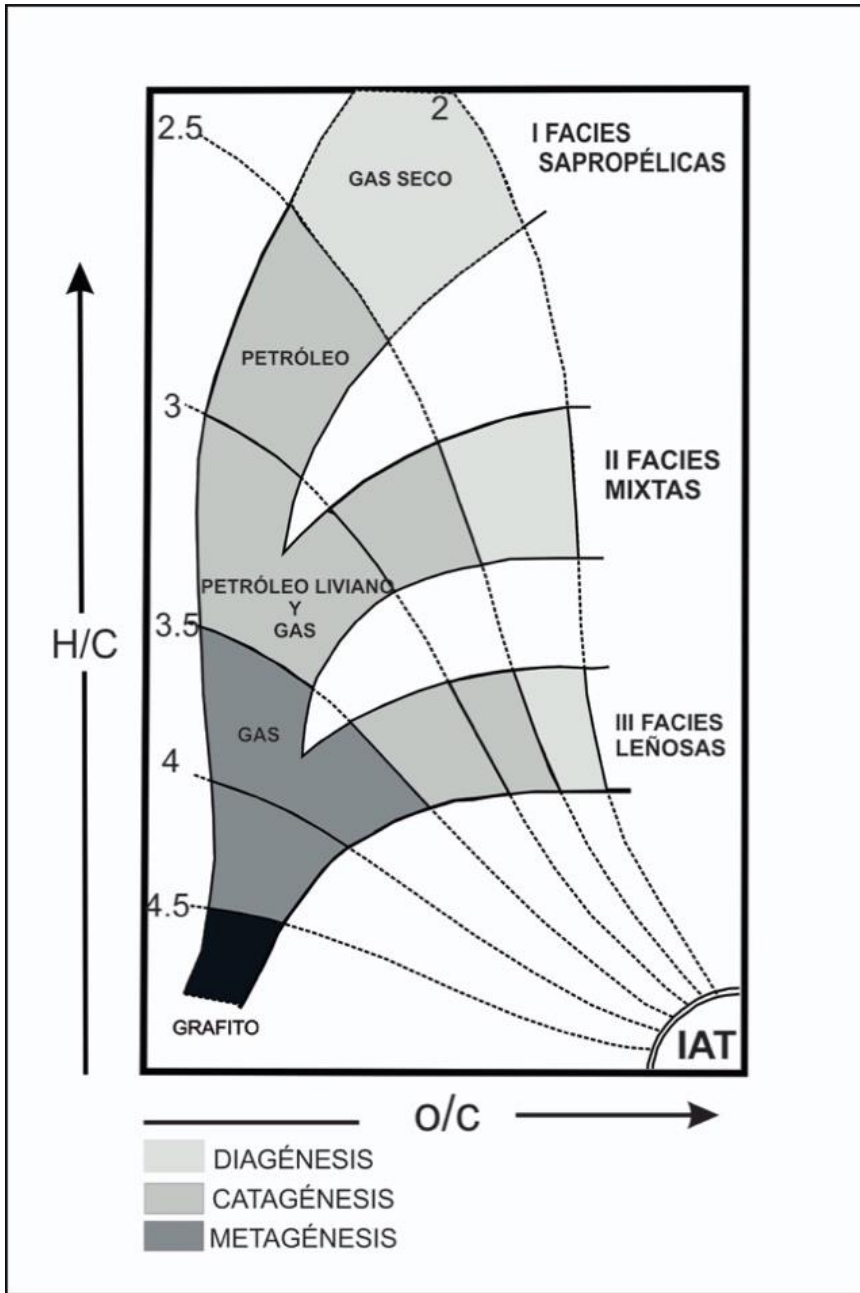


Figura 4.1–3: Diagrama de van Krevelen, Formación de los hidrocarburos en función de las facies orgánicas precursoras (Modificado de Tissot et al, 1974).

4.1.2.3. Tipo de Materia Orgánica y Madurez Térmica

Estudios microscópicos del kerógeno

El estudio al microscopio de luz transmitida de la materia orgánica contenida en la roca permite determinar su origen y características físicas y clasificarlas en materia orgánica amorfa, herbácea y leñosa.

La materia orgánica amorfa procede de las algas planctónicas, por tanto compuesta principalmente por alginita, (sus constituyentes son ricos en hidrógeno (>50% de lípidos) y poseen un elevado potencial para generar hidrocarburos líquidos, en luz transmitida presentan un aspecto amorfo y se caracterizan como materia orgánica tipo I, I/II en el diagrama de Van Krevelen (ver Figura 4.1-3).

La materia orgánica herbácea está constituida principalmente por polen, esporas y cutículas, sus constituyentes son relativamente ricos en hidrógeno ($\geq 40\%$ de lípidos) y presentan de manera general un adecuado potencial para la generación de hidrocarburos líquidos.

La materia orgánica leñosa es originaria de vegetales superiores. En luz transmitida presenta un aspecto fibroso y posee un potencial despreciable para la generación de hidrocarburos. En luz reflejada se caracteriza por presentar un alto grado de reflectividad. Cuando se calcula el índice de hidrogeno y oxígeno mediante pirólisis, esta materia orgánica se clasifica como tipo III (ver figura 4.1-3).

Macerales

La materia orgánica al microscopio se divide tres grupos principales: exinita, vitrinita e inertinita.

Las exinitas son cuerpos generalmente redondeados formados de resinas y sustancias de naturaleza de las grasas. El grupo de la exinita, comprende a su vez a cinco grupos: esporita, organita, cutinita, resinita y alginita. La esporinita está bien representada por el polen y las

esporas, el polen presenta formas variadas pudiendo ser según sus características de tipo porado, colpado o de forma circular oval elíptica u otras menos frecuentes (ver figura 4.1-5).

Las esporas se caracterizan por presentar marcas de origen denominadas trílete o monolete.

A la organita pertenecen los microorganismos animales portadores de formas variadas, podemos citar los foraminíferos, escolecodontos, conodontos y otros. La cutinita representa la cutícula de los vegetales y normalmente presenta estructuras celulares bien visibles.

La inertinita está representada por cuatro grupos de partículas orgánicas: fusinita, semifusinita, esclerotinita y micrinita.

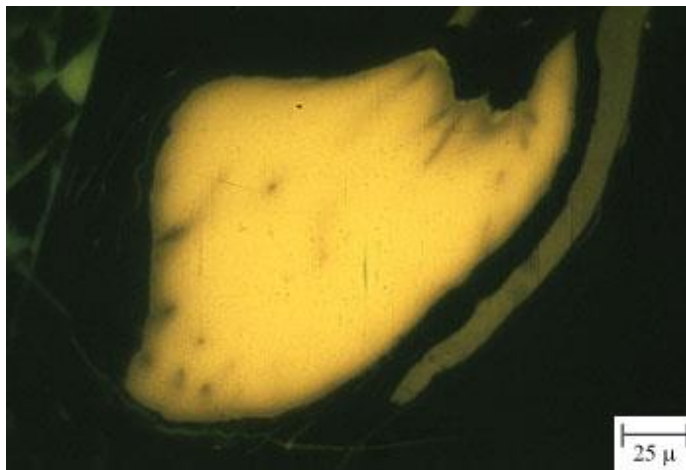


Figura 4.1–4: Resinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)

La fusinita procede de tejidos vegetales cuya estructura se observa generalmente con mucha nitidez. La semifusinita es originaria de tejidos vegetales con estructura poco nítida. La esclerotinita posee una estructura típica característica y la micrinita está formada por elementos de diferentes orígenes.

La vitrinita está constituida de lignocelulosa de vegetales terrestres y está dotada de un bajo potencial para generar hidrocarburos.

Generalmente en luz reflejada representa una reflectividad media en relación con la exinita y a la inertinita.

El grupo de la vitrinita comprende la telinita y la colinita, la primera presenta estructura aun discernible siendo la gelificación y compactación incompleta. La colinita representa gelificación y compactación completa pudiéndose considerar como vitrinita propiamente dicha.

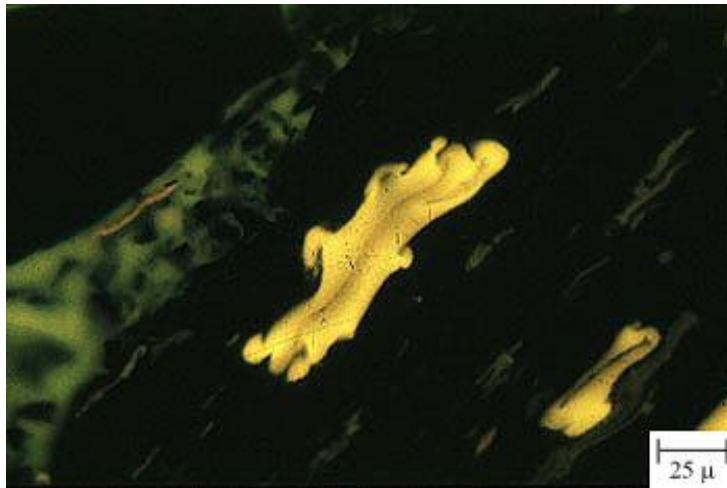


Figura 4.1–5: Esporinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)

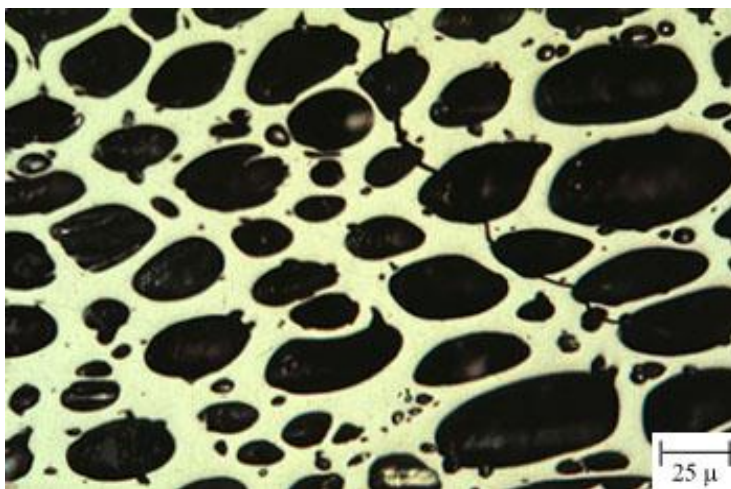


Figura 4.1–6: Fusinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)

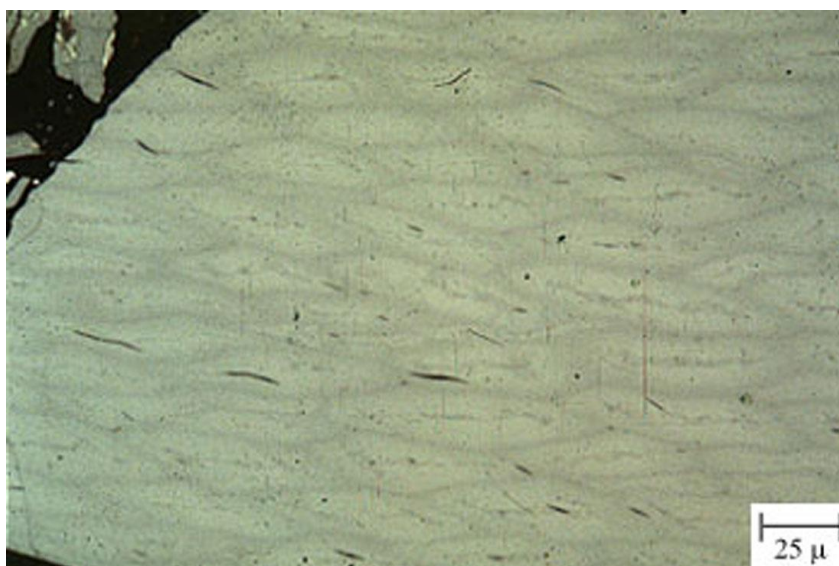


Figura 4.1–7: Vitrinita al microscopio (Martínez y Escobar, 2016)

Reflectancia de Vitrinita.

La estructura molecular de los macerales está directamente relacionada con la refracción molar y con la absorción de luz, por lo que las propiedades ópticas de los mismos pueden ser índices importantes de su constitución y su rango. Entre las propiedades más sencillas se halla la reflectancia.

La reflectancia se define como la proporción de luz normalmente incidente que es reflejada por una superficie plana y pulida de la sustancia en consideración.

Un método para determinar la madurez térmica de un crudo o de una roca madre es analizar la reflectancia de la luz que presenta las partículas de vitrinita, que es un maceral originado a partir de la madera dispersa en un sedimento. La vitrinita se puede encontrar en la mayoría de las rocas de edad Silúrica hasta el presente.

El hecho de que se tome en cuenta la vitrinita y no otro maceral atiende a:

1. La vitrinita frecuentemente aparece homogénea bajo el microscopio.
2. Las partículas de vitrinita son usualmente lo suficientemente grandes como para permitir mediciones fáciles.

La vitrinita tiene un comportamiento óptico sustancia uniaxial negativa, con el eje óptico de la indicatriz normal al plano de estratificación. Por tanto, una superficie perpendicular al plano indicado presenta una máxima reflectancia cuando la luz incidente es polarizada en una dirección paralela a la estratificación, y un mínimo valor de reflectancia cuando la luz es polarizada perpendicular al plano.

En una superficie oblicua de carbón o de roca, se encontrarán valores intermedios entre el máximo y el mínimo, principalmente por esta razón, muchos petrólogos han preferido usar la reflectancia máxima

como indicadora de rango. En USA, este procedimiento es seguido de manera exclusiva, y se requiere llevar a cabo el método de la ASTM.

Para la preparación de la muestra a analizar se procede a aislar al kerógeno sin usar reactivos oxidantes, se seca al aire o en el *freeze dryer*, se embebe en una pastilla de epóxido, el cual debe polimerizar sin usar calor y se lo pule con polvos de óxido de aluminio de grado muy fino de acuerdo a métodos normalizados de preparación petrográfica de carbones.

Las medidas de reflectancia realizadas con la precisión requerida se llevan a cabo por comparación de la cantidad de luz reflejada por el maceral, respecto a la cantidad de luz reflejada por una sustancia estándar bajo las mismas condiciones de iluminación.

Tales medidas son llevadas a cabo con objetivos secos, sumergidos en agua, o mejor en inmersión en aceite.

La mayoría por no decir todos los estudios de reflectancia se realizan hoy en día con un aceite de índice de refracción 1,518 a 23 °C y una longitud de onda monocromática incidente de 546 nm.

El valor de este máximo de reflectancia es medido para numerosos granos (al menos en 30 partículas), y el valor promedio corresponderá a la reflectancia máxima de la vitrinita (R_{\max}).

Si la reflectancia se mide con luz blanca, no polarizada, o si se toman todas las direcciones en forma aleatoria, entonces la medición arrojará todas las posibles "reflectancias al azar" (*random reflectance*).

Índice de Alteración Térmica (IAT)

La preservación de las organolitas (Partículas orgánicas contenidas en el sedimento, también se denominan fitoclastos o kerógeno visual) permite evaluar la temperatura máxima a que ellas fueron sometidas. Puede establecerse una correspondencia entre los índices y estadios diagenéticos

alcanzados por estas partículas. Con la progresión térmica las coloraciones de ellas varían en función de escalas para cada una de las formas consideradas.

El material se observa al microscopio de luz transmitida con un aumento que varía entre 200 y 400 aumentos.

Se usan escalas subjetivas de clasificación de la coloración principalmente el polen y las esporas. Una de las empleadas es la propuesta por Staplin de la Imperial Oil Company Exxon de Canadá. Aunque estos valores de I.A.T no dejan de ser subjetivos y es por ello que deben ser comparados con los valores de reflectancia de vitrinita, por ejemplo, valores entre 2,6 y 3,0 de I.A.T. (corresponden a valores entre 0.6 y 1 de RoV.)

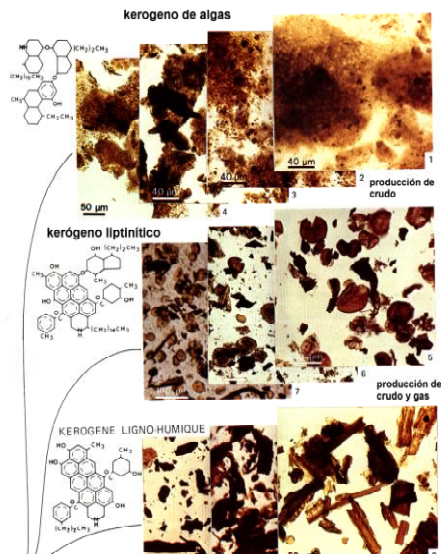


Figura 4.1–8: Integración de macerales en el diagrama de van Krevelen (Martínez y Escobar, 2016)

CAPITULO V:
ROCA RESERVORIO

5.1. INTRODUCCIÓN A LA ROCA RESERVORIO

Roca Reservorio es aquella roca cuyas características petrofísicas son adecuadas para permitir el flujo y acumulación de hidrocarburos. Son adecuadas para la acumulación de petróleo.

5.1.1. Introducción a las rocas sedimentarias

El resultado de la aglomeración y litificación de los sedimentos generados a partir de los procesos exógenos de la corteza terrestre son las rocas sedimentarias

Los principales procesos exógenos son los siguientes:

Meteorización: Destrucción in situ de la roca mediante cambios físicos “desintegración” y la o químicos “**descomposición**”.

Desintegración: consiste en la fragmentación mecánica de las rocas en unidades menores que se denominan “clastos” y que pueden estar constituidos por trozos de roca o por los minerales que la componen. No se producen cambios químicos ni mineralógicos.

Ocurre por:

- La presión ejercida por la formación de cristales de hielo o sales en los poros, fracturas o huecos de la roca.
- La absorción y liberación de agua por los materiales arcillosos y limosos (tamaño de partícula muy pequeña) lo que da lugar a la expansión y contracción como resultado de los períodos alternadamente húmedos y secos.
- La expansión y contracción, pero por cambios bruscos de

temperatura (insolación).

- La expansión debido a la relajación o liberación de la presión de carga por erosión del material suprayacente, se denomina **DISYUNCIÓN EN LAJAS**.
- La presión ejercida por la acción de plantas y raíces.

Descomposición: Es el conjunto de procesos químicos que dan lugar a la formación de nuevos minerales estables a las nuevas condiciones y a la puesta en solución de numerosos compuestos. Los productos de alteración más importantes son las arcillas (caolinita, montmorillonita, illita, etc.) y óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio. La descomposición es producida principalmente por hidrólisis, oxidación y reducción y reacciones con ácidos carbónicos, sulfúricos, orgánicos, etc.

Erosión: es el proceso dinámico por el cual se produce la remoción, o lo que es lo mismo el arranque del material de su lugar y la puesta del mismo al medio de transporte. Así que se deduce que, para que exista erosión se necesitan un agente capaz de movilizar y transportar el material.

Los agentes erosivos son:

- Agua corriente
- mar = abrasión
- río = corrosión
- Viento = deflación
- Glaciares
- Gravedad

Transporte: Tras los procesos de meteorización los materiales pueden quedarse depositados en el mismo lugar o pueden ser llevados a otro lugar. En este último caso el agente de transporte se caracteriza por:

- **COMPETENCIA:** es la posibilidad de una corriente para transportar clastos de un tamaño determinado.
- **CAPACIDAD:** es la carga máxima que puede transportar.
- **CARGA:** es la cantidad de material que transporta la corriente en un momento determinado.

La distancia de transporte de los grandes ríos, corrientes marinas o el viento son del orden de varios centenares a millares de kilómetros. Que un clasto pueda ser transportado depende de la velocidad del flujo (es decir la velocidad del agente) y de su tamaño, su forma también es importante ya que si son redondos será más fácil moverlos que si son muy irregulares. Los mecanismos de transporte son:

- **Tracción:** Los clastos se deslizan, ruedan y giran en función de su forma.
- **Saltación:** Los clastos saltan
- **Suspensión:** Es intermedio entre el transporte mecánico y el químico. Los materiales son transportados suspendidos en el flujo porque éste tiene la energía suficiente para levantarlos y moverlos. La suspensión depende de la velocidad del agente y de la existencia de movimientos turbulentos. Por ejemplo, las partículas de tamaño coloidal son transportadas por suspensión.
- **Solución:** Los materiales en solución son transportados miles de km sin depender de la velocidad ni de ninguna otra característica física del agente de transporte. Precipitan cuando las condiciones físico químicas lo permiten.

Depositación: Cuando el equilibrio competencia/carga de un medio de transporte se rompe, el material que está en movimiento se deposita. Generalmente ocurre en zonas deprimidas denominadas "Cuencas Sedimentarias" y según su posición son clasificadas como continentales, marinas o mixtas.

Diagénesis: Los cambios físico-químicos que sufren los sedimentos una vez depositados son los que llevan un sedimento a convertirse en roca. Entre los procesos más importantes de los que ocurren es la "Litificación" es decir la conversión del agregado suelto o SEDIMENTO en una roca sedimentaria denominada SEDIMENTITA.

La litificación se produce por:

- **Compactación:** Pérdida o reducción de los espacios vacíos u ocupados por fluidos.
- **Cementación:** Precipitación de sustancias químicas, existentes en las soluciones intersticiales, pasa a constituir un Cemento ya que actúa como aglomerante de los clastos. Los cementos más comunes son: calcita, cuarzo, ópalo, calcedonia y óxidos e hidróxidos de hierro.
- **Autigénesis:** Formación de nuevos minerales durante o después de la deposición, los que se denominan AUTIGENOS. Estos son: cuarzo, carbonatos, feldespatos, etc.
- **Recristalización:** ósea el proceso de solución y recristalización in situ de los minerales de la roca. No se forman nuevos minerales, pero cambia la textura.
- **Crecimiento secundario o crecimiento postdeposicional de un grano:** por precipitación química de la misma composición alrededor del grano y en continuidad óptica con el mismo.

5.1.2. Rocas reservorios de origen clástico o detrítico

5.1.2.1. Diagénesis

Las rocas reservorios van cambiando sus propiedades físicas desde el momento de la deposición debido a los procesos asociados al soterramiento. Algunos de estos procesos son la compactación mecánica y procesos químicos que involucran la disolución y precipitación de minerales.

Los sedimentos cuando están recién depositados se caracterizan por un empaquetado débil, no cementado, altas porosidades, y un alto contenido de agua intersticial. A medida que la sedimentación continúa en cuencas subsidentes, los sedimentos más antiguos son enterrados por sedimentos nuevos hasta profundidades que pueden llegar a las decenas de kilómetros. Este enterramiento de sedimentos viene acompañado de cambios físicos y químicos que toma lugar en los sedimentos en respuesta al aumento de presión del peso de los sedimentos superpuestos, aumento de temperatura, y cambios en la composición del agua entre poros. Estos procesos finalmente producen la litificación del sedimento y lo convierte en roca sedimentaria.

La litificación comienza con la reducción de la porosidad por compactación a partir del peso de la pila de sedimentaria depositada recientemente. La reducción de porosidad está ayudada por la precipitación de cemento en el espacio poroso. El cemento lo conforma sustancias disueltas en el agua poral y la creación de nuevos minerales debido al cambio de temperatura durante el enterramiento (existen minerales que permanecen disueltos a bajas temperaturas pero que precipitan al subir la misma).

Resumiendo, la porosidad, mineralogía, y composición química va a ir variando durante la diagenesis, por lo que va a ser importante la composición inicial de la arenisca. La composición de las areniscas está marcada por la procedencia del sedimento, el tipo de transporte sufrido y el ambiente de depósito. Por tanto un modelo diagenético

debe estar vinculado a la meteorización y al clima, al transporte, al modelo de facies y la estratigrafía secuencial, y debe ser integrado en un análisis interdisciplinario dentro del análisis de cuencas. La importancia del proceso generador de rocas en la industria petrolera alcanza interés económico debido a que puede reducir la habilidad, de las rocas siliciclásticas, de almacenar y transportar fluidos.

Los principales procesos diagenéticos son:

Diagénesis somera (Eogénesis): Reacción de los sedimentos con el agua subterránea o con una salmuera producto de la evaporación en ambientes secos.

Compactación mecánica: Reducción de la porosidad por reajuste en el empaquetamiento dada la presión que ejerce la pila de sedimentos suprayacentes.

Diagénesis química: Reducción de la porosidad por la precipitación de cemento como producto de la disolución de minerales o material amorfo circundante. La precipitación de cemento aumenta la resistencia de ante la compactación mecánica.

Estos procesos pueden ser cronológicos o simultáneos en el tiempo.

Diagénesis temprana

Los primeros cambios diagenéticos se producen en superficie y estos incluyen el retrabajo de sedimentos (*reworking*) por organismos tales como la bioturbación, compactación menor, re-empaquetado de granos, y cambios mineralógicos.

A poca profundidad (<1-10 m) el potencial de cambio de los sedimentos en cuanto a su composición química es muy grande, ya sea por reaccionar con el agua o con atmosfera por difusión o flujo de fluidos. De hecho en la superficie o en los primeros metros del fondo

marino las condiciones son generalmente de oxidación, pasando a condiciones reductoras a grandes profundidades.

La diagénesis temprana trae consigo cambios mineralógicos importantes en sedimentos siliciclásticos. La mayoría de estos cambios involucra la precipitación de nuevos minerales. En ambientes marinos donde condiciones de reducción pueden prevalecer, la formación de pirita es particularmente característica. La pirita puede formar cemento o reemplazar otros materiales como fragmentos de madera. Otras reacciones importantes incluye la formación de clorita, glauconita (granos verdosos de silicato de hierro), arcillas (illita y esmectita), óxidos de hierro y aguas de poro oxigenadas.

Compactación mecánica

El aumento de la carga de enterramiento ejerce una presión que favorece el ajuste del empaquetamiento, reduciendo la porosidad y por tanto el espesor de las capas. La presión general también es transmitida al contacto intergranular haciendo que se aumente la solubilidad entre ellos y por ende provocando la disolución parcial de los granos. La presión de carga causada por el enterramiento hace que el empaquetado de los granos sea más ajustado y por tanto afectando la porosidad y afinamiento de las capas. El aumento de presión en el punto de contacto entre los granos aumenta la solubilidad de los granos en el contacto, llevando a una disolución parcial de los granos. Este proceso se denomina compactación química. La compactación química reduce más la porosidad. Por tanto, bajo la influencia de compactación física y química, y ayudado por la cementación, la porosidad primaria de las arenas es reducida dramáticamente durante el enterramiento.

Cementación

Este proceso se entiende como la precipitación de minerales dentro del espacio de poros de los sedimentos. Los cementos más comunes son el cemento carbonatado y silíceo, sin embargo minerales de arcilla,

feldespatos, óxidos de hierro, pirita, anhidrita, zeolita, y otros minerales más pueden formar cemento.

El mineral dominante dentro del cemento carbonatado es la calcita. Siendo por su inestabilidad a la temperatura los menos comunes aragonito, dolomita, siderita. La cementación carbonatada es favorecida por el aumento de carbonato de calcio en el agua de poro, y por el aumento en la temperatura.

El cemento silíceo más común es el cuarzo como producto del sobrecrecimiento alrededor de los granos de cuarzo que componen el sedimento. Menos común es la precipitación de cuarzo microcristalino tipo chert u ópalo. La cementación por cuarzo es favorecida por altas concentraciones de sílice en aguas de poro y por bajas temperaturas.

5.1.2.2. Ambientes Sedimentarios

Reservorios fluviales

Las rocas reservorios depositadas en ambientes fluviales está conformada por los sedimentos que se depositan en los canales meandriformes o anastomosados o la combinación ambos (figura 5.2-1). Los **sistemas anastomosados** son depósitos formados por la acreción de barras y crestas sinuosas arenosas. El flujo de agua de estos sistemas tiende a tener carga de sedimentos de mayor tamaño, flujos más variables, bancos más fáciles de erosionar, y razón ancho/profundidad mayor que los meandros. Comúnmente estos canales se truncan entre sí, generando una mayor conectividad lateral de las arenas.

Los depósitos de meandros se generan por la acreción lateral aguas abajo (*downstream*) de las barras en punta (*point bars*).

La propiedades intrínsecas de las rocas como la porosidad y permeabilidad de reservorios fluviales, va a depender de la matriz de la roca, de las heterogeneidades litológicas, compactación y cementación. La mejor porosidad primaria se encuentra en los canales,

mientras que hacia los límites externos de los mismos o zona de desbordamiento la calidad del reservorio es muy pobre o el reservorio como tal es inexistente.

Los reservorios fluviales generalmente consisten de cuerpos arenosos poco seleccionado, libres de arcilla y limos, de cantos a arenas finas. Depósitos de sistemas anastomosados, apilados entre sí, forman amplios reservorios que son más comunes en campos gigantes de hidrocarburos.

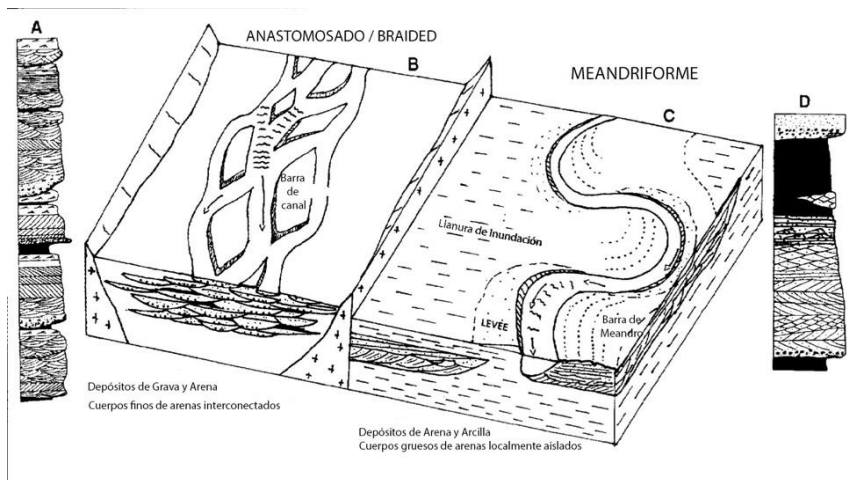


Figura 5.1–1: Modelo de depositación fluvial. (A) Sección vertical de un sistema braided ideal. (B) Diagrama de un sistema entrelazado o braided. (D) Sección Vertical de un sistema de meandriforme (Magoon y Dow, 1994)

Reservorios lacustres

Las rocas reservorios en un sistema lacustre, se depositaron por procesos similares a los que ocurren en ambientes marinos someros o deltaico e incluyen barras de desembocadura, canales fluviales, arenas de frente de costa (*shoreface*), barras costa afuera (*offshore bars*) e incluso turbiditas lacustres. Los depósitos arenosos se concentran en

los márgenes del lago, sin embargo dado que el nivel del lago sube y baja, las facies de línea de costa se extienden hacia tierra o avanza hacia el lago, formando paquetes cíclicos que presenta una secuencia grado creciente (Figura 5.2-2).

Generalmente se tratan de sedimentos de poco espesor. Estos aparecen en cuencas continentales hacia donde Estos ocurren en cuencas continentales que son internamente drenadas. Los reservorios son formados por facies marginales, como deltas, barras, o canales e incluso turbiditas. Su proximidad a facies de aguas profundas y a sellos inter-estratificados los convierte en un buen blanco de la exploración de hidrocarburos, en grandes estructuras.

Reservorios Deltáicos

Los deltas se ubican en la desembocadura de los ríos y están constituidos por la planicie deltaica, barras de desembocadura, bahías, canales distributarios, playas, etc. La geometría de estos depósitos está directamente condicionada por la acción de los ríos, mareas, y fuerza de olas. En este tipo de depósito el material más grueso se deposita en la cabecera del delta o en los canales deltaicos “*sensu stricto*”, mientras que los depósitos finos se dispersa hacia el mar.

La división morfológica de los deltas es la siguiente:

Planicie superior de delta: Esta zona se localiza en la cabecera del delta se trata ante un medio completamente fluvial característico de desembocadura, dominado por canales meandriformes o anastomosados. Los cuerpos de mayor espesor de arena son los canales en una secuencia grano decreciente, pero presentan poca continuidad lateral dado que los canales migran continuamente.

Planicie baja de delta: Esta zona está ubicada desde donde comienza la influencia mareal en la desembocadura hasta la línea de costa. Está conformado por canales distributarios, y depósitos como lóbulo de derrame (*crevasse splays*), *levees*,

pantano (*marsh*) y distributarios abandonados

Las principales facies que forman reservorio, son los depósitos de bahía (*bay fill deposits*) que se forman entre los lóbulos de un sistema de canales activos cuando los canales distributarios se desbordan por inundación.

Planicie de delta acuosa: Se la ubica desde la línea de costa hacia el mar, hasta el área bajo la influencia de aporte de sedimentos fluviales (profundidad agua 50-300m). El reservorio principal es depositado en las barras de desembocadura.

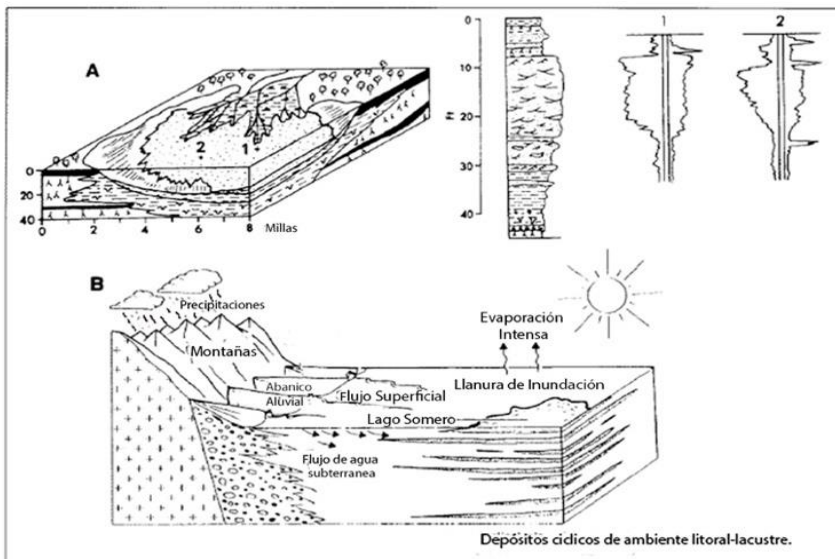


Figura 5.1–2:(a) reservorios relacionados a ambientes lacustres, incluye una secuencia grano creciente. (b) lagos someros con líneas de costa altamente fluctuantes producen depósitos cíclicos con potencial para ser reservorios (Magoon y Dow, 1994)

Cuando la deposición fluvial es más rápida que la de corrientes de marea y olas, los sedimentos se pueden mover lateralmente, el delta construye hacia el mar, lo que se conoce como lóbulo deltáico dominado por ríos.

Reservorios marino somero

Las zonas costeras con potencial para constituir reservorios, que no están asociadas con deltas activos, incluye las islas barrera (*barrier islands*), depósitos de marea, arenas de plataforma somera, y barras costa afuera (*offshore bars, ridges*). Al ser la secuencia sedimentaria característica de este medio sedimentario, aparentemente es progradante y similar a la producida por los depósitos deltaicos; sin embargo, los procesos que la originan son diferentes.

Los depósitos costeros deben su geometría a procesos marinos, tales como mareas y olas de tormenta, en vez de procesos fluviales. Los sedimentos son transportados por corriente a lo largo de la costa, o por el choque oblicuo de las olas con la playa.

Las islas barreras (*barrier islands*) forman reservorios de calidad, de 5 - 15 m de espesor, con una secuencia grano creciente. Pueden extenderse a lo largo de la costa por decenas de kilómetros antes de ser interrumpidas por entradas de canales de marea.

Reservorios marino profundo

Los reservorios marino profundo se depositan en abanicos subacuáticos, que ocurren tanto en ambientes marinos como lacustres, e incluye varios depósitos influenciados por procesos gravitacionales. Estos abanicos reciben sedimentos de los depósitos marino somero, a través de canales o cañones presentes en la pendiente de la plataforma.

Los mecanismos de deposición incluyen, el flujo turbidítico, flujo de escombrera, y flujo de tracción. Cada evento turbidítico, puede llegar a formar capas de arenisca de 0.25 – 2.5 m de espesor, que son organizadas en subdivisiones de secuencia de Bouma, y que pueden extenderse lateralmente con pocos cambios de espesor.

Los principales reservorios se encuentran en lo que se conoce como la zona media de los abanicos o frente deltáico.

Los canales pueden desplazarse por avulsión, y por tanto cubrir un área mayor del abanico lobular (*fan lobe*) y formar una serie de areniscas grano decreciente que apiladas podrían llegar hasta los 80 m de espesor.

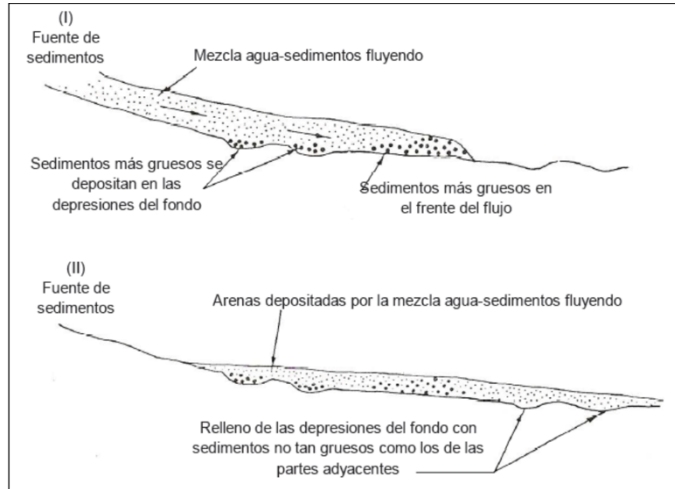


Figura 5.1–3: Depósitos de sedimentos en una corriente turbidítica (Tomado de Sanders, 1965)

Este tipo de reservorios han sido poco explorados, pero tienen un gran potencial, dado que pueden llegar a contener grandes cantidades de arena, y de existir el apilamiento de los abanicos lobulares pueden llegar a formar reservorios de gran volumen.

5.1.2.3. Tipos de Arenisca Reservorios

Las areniscas que van a constituir reservorios se clasifican:

<p>Areniscas volcánico-clásticas</p>	<p>Muy bajo contenido de granos estables como cuarzo, pero alto contenido de feldespatos básicos y piroxenos los cuales se fragmentan rápidamente, mecánicamente y químicamente</p>
---	---

	<p>Pierde mayor parte de su porosidad a profundidades someras (<1-2km)</p> <p>Rocas reservorios pobre</p>
Areniscas líticas	<p>Fragmentos de roca son generalmente más débiles que los granos de feldespatos y cuarzo</p>
Arcosas	<p>Contiene más de 25% de feldespatos</p> <p>Areniscas típicas de cuenca tectónicamente activas, como cuenca tipo rift</p> <p>Dada la rápida deposición, los feldespatos son sometidos por poco tiempo a meteorización</p> <p>Arcosa se compacta mecánicamente más rápido que las areniscas cuarzosas, dejando un volumen intergranular reducido, para ser cementado por cuarzo a profundidades mayores</p> <p>Cuarzo no crece sobre feldespatos</p>
Areniscas feldespáticas y cuarcitas	<p>Roca reservorio más común</p> <p>Contenido de feldespato está en función del clima y del relieve de la superficie de drenaje</p> <p>En cratones tectónicamente estables, los sedimentos son erosionados y depositados repetidas veces, y parte de los feldespatos y micas son disueltos durante cada ciclo</p>
Areniscas eólica	<p>Muestran poca evidencia de flujo de agua meteorica que ambientes fluviales y areniscas marino somero</p>

	Bajos porcentajes de caolinita, y más esmectita e ilita como cemento dentro del espacio entre poros
Turbiditas	<p>Contenido alto de arcilla</p> <p>Areniscas con alto contenido de arcilla (10-15%) pierden porosidad rápidamente debido compactación mecánica, dado que la arcilla actúa como lubricante en la compactación de los granos de cuarzo</p> <p>Debido a la distancia a la que se depositan, están poco expuestas a flujos de agua meteórica</p>

5.1.2.4. Geometría del Reservorio Detrítico

El principal factor para la exploración de hidrocarburos es la geometría tridimensional del reservorio, es decir conocer su tamaño, forma y orientación. Para el análisis de estos parámetros se requieren conocimientos del ambiente de sedimentación, la tectónica y la estratigrafía y esta información se obtiene a partir de: núcleos, secciones sísmicas regionales y datos paleontológicos. En este sentido:

- Los núcleos proveen los datos de las facies sedimentarias, las cuales ayudan a determinar el proceso de sedimentación y el ambiente, así como las columnas y modelos estratigráficos.
- Las secciones sísmicas, indican los arreglos específicos de los estratos dentro de una cuenca y la cantidad de control tectónico sobre los estratos guías, definiendo un modelo estructural.
- La paleontología, provee los datos de la paleobatimetría y paleoclimas, así como la edad de las secuencias sedimentarias.

Además, es importante conocer el grado en el que los reservorios están constituidos por un reservorio aislado o si son el resultado de una superposición de depósitos.

Geometría de Reservorios Aislados.

La geometría de los reservorios va depender del ambiente sedimentario donde se depositaron. Los reservorios arenosos más comunes son los correspondientes a depósitos fluviales, deltaicos, y costeros:

- Fluvial
- Abanicos aluviales^[1]_{SEP}
- Canales de ríos entrelazados^[1]_{SEP}
- Canales de ríos meandriformes.
- *Point bars*.
- Diques de ruptura.
- *Crevasse Splays*
- Deltas
- Costeros.
- Depósitos costeros Costas dominadas por olas
- Costas mixtas oleaje – mareas
- Barras de plataforma. Barras de oleaje
- Barras de mareas

La geometría de los reservorios puede ser catalogada en base a las siguientes propiedades, orientación regional, forma del reservorio y

tamaño.

Orientación Regional

Esta orientación va a depender de la tectónica preponderante en la cuenca y del tipo de cuerpo de arena. Por ejemplo:

- Los sistemas fluviales obviamente se orientan perpendicularmente a la línea de costa y generalmente paralelos a los principales ejes tectónicos. Normalmente los ríos fluyen a través del principal depocentro de una cuenca subsidente, lo cual es especialmente cierto en márgenes pasivos.
- Los abanicos aluviales y abanicos deltáicos, tienen patrones de drenaje y orientación a noventa grados de los ejes tectónicos y las fallas. En márgenes pasivos el drenaje fluvial formará cinturones de arena ampliamente distribuidos, cubriendo toda la llanura costera y perpendiculares a la línea de costa.
- Los depósitos deltáicos van a estar altamente influidos por el régimen sedimentológico que domine en la costa. Por esta razón sus ejes de deposición pueden ser perpendiculares (deltas dominados por mareas) o paralelos a la costa (deltas dominados por las olas) (*Ver figura 5.2-3*).

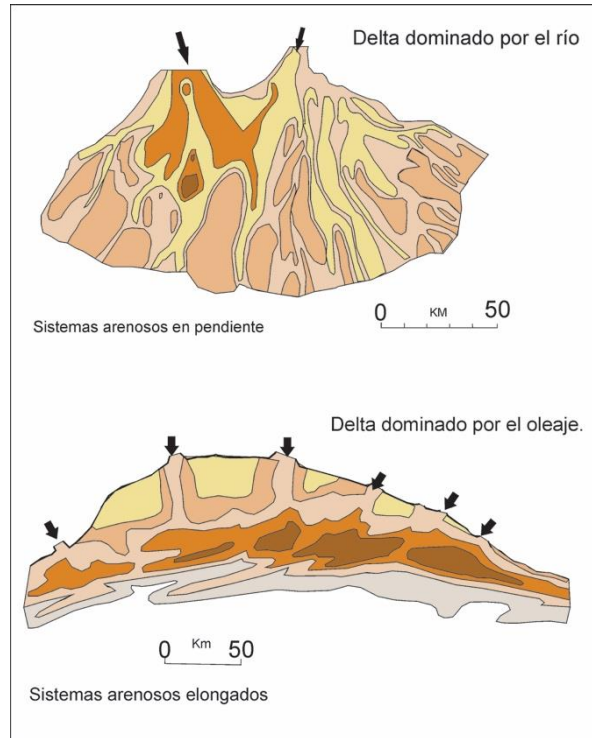


Figura 5.1-4: Orientación de arenas a gran escala como función del tipo de proceso dominante en la costa (Modificado de Mier-Umaña, R., 1990)

Forma del reservorio

La forma del reservorio va a depender del tipo de depósito que haya generado el reservorio. Puede ser canales acordonados y unidades laminares ampliamente distribuidas.

Tamaño y Dimensiones

El tipo de depósito y el ambiente de depósito controlan el tamaño y dimensiones de los reservorios de arenas. Las siguientes propiedades geométricas son válidas para sistemas aislados del tipo canales, diques y barras.

Canales

Los depósitos de canal generalmente son continuos a lo largo de las pendientes de las áreas de depósito, aunque en el caso de los canales deltáicos su espesor decrece pendiente abajo. El parámetro geométrico más importante es el ancho del sistema de canales y la relación ancho espesor (ver figura 5.2-4).

Canales rectilíneos no sinuosos.

Este tipo de morfología corresponde con los canales de distributarios de deltas fluviales, su relación ancho / espesor varía entre 50 – 100 veces. El espesor de la arena refleja directamente la batimetría del canal, la cual varía entre < 5 – 25 metros. Un canal de arena con un espesor mayor de 25 metros, pertenecerá a un sistema de canales multihistórico.

Canales Sinuosos.

Cinturones meandriformes compuestos por barras laterales amalgamadas, ocurren en llanuras aluviales de baja gradiente y en deltas dominados por las mareas. La migración lateral y la yuxtaposición de barras laterales, generan una relación ancho / espesor muy grande, del orden de 100 – 300 veces, con espesores > 25 metros.

Canales Entrelazados.

Aparecen en llanuras aluviales de alta pendiente y abanicos deltaicos, con una alta carga de arena / arcilla. Estos depósitos forman amplias acumulaciones laminares, compuestas por muchos canales rellenos que migran lateralmente. Su relación ancho / espesor es > 300 veces.

Diques de Ruptura.

Son característicos de llanuras de inundación fluvial, llanuras deltáicas y en bahías interdistributarias. Forman depósitos elípticos adyacentes y progradantes lateralmente a los canales (ver figura 5.2-6)

Frecuentemente están aislados de los canales e interestratificados con lutitas y arcillas. Su tamaño varía de cientos de metros a varios kilómetros y su espesor es de varios metros. Una relación ancho / espesor razonable es de 200 – 300.

Barras de Desembocadura.

Las barras de desembocadura generalmente están condicionadas a cual, es la fuerza dominante en la desembocadura, ya sea el río, la marea o las olas.

- Barras fluviales y deltáicas dominadas por las mareas, generalmente presentan morfología lobular o elípticas, con espesores de < 5 – 15 metros con un ancho es de varios kilómetros. Se sugiere una relación ancho / espesor de 100 - > 400.
- Barras de deltas dominados por olas. Tienen una gran extensión debido a su alta dispersión a lo largo de toda la costa. El espesor de la barra será equivalente a la profundidad del nivel base de las olas, o sea podría ser de <5 – 15 metros. Su relación ancho / espesor es muy alta > 500 y hasta > 1000.

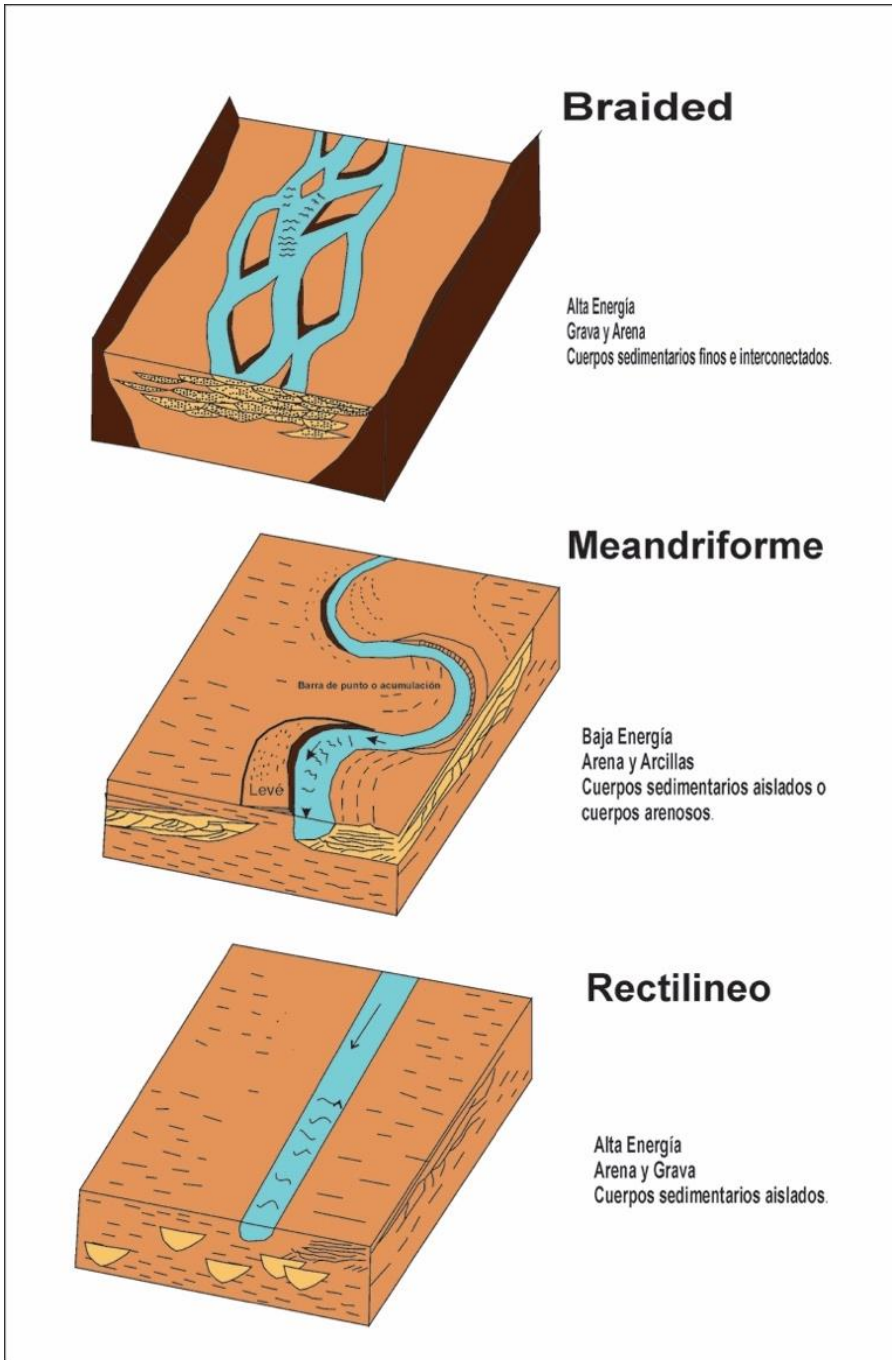


Figura 5.1-5 : Morfología de los canales y geometría del reservorio.
(Modificado de Mier-Umaña, R.,1990)

Secuencia del Reservorio (Stacking)

Cuando se habla de secuencia de reservorios se hace referencia a los depósitos sedimentados superpuestos a lo largo de varios episodios cronológicamente sucesivos.

El grado de multihistoriedad estará controlado por dos parámetros principales:

Ratio de subsidencia: Para una relación dada o constante de suministro de sedimentos, la disminución de la relación de subsidencia aumenta la probabilidad de que el reservorio tenga conexiones por secuencias sedimentarias verticales y por solapamiento lateral (conexión).

Tipo de sedimento suministrado: Una alta relación arena / arcilla (arena >> arcilla), aumenta la posibilidad de amalgamamiento e interconexión. En cuencas tectónicamente activas que generan altas tasas de arena, los reservorios tienden muy mezclados. Por ejemplo, depósitos fluviales y modelos de pendiente de plataforma a gran escala.

1. Secuencias de canales fluviales. Los canales fluviales son estrechos y están sujetos a cambios laterales episódicos del canal dentro del valle aluvial (proceso de avulsión). Así en cierto tiempo el canal no podrá migrar lateralmente (como en el caso de canales entrelazados), pero cambiará hacia atrás y hacia delante en pequeños saltos. Si la tasa de subsidencia es rápida con respecto a la periodicidad del canal, el canal resultante de arena tenderá a estar aislado dentro de las lutitas de la llanura de inundación. Ver figura 3. 54. Pero si la tasa de subsidencia es lenta, los canales tenderán a amalgamarse y a erosionarse mutuamente.

Si el suministro de sedimentos es constante, el espesor e interconexión

del reservorio será inversamente proporcional a la tasa de subsidencia (Ver figuras 5.2-3).

2. Modelos de Pendiente – Plataforma: Para una ratio constante de sedimentos fluviales suministrados, la relativa abundancia de arena será inversamente proporcional a la tasa vertical de acumulación de depósitos deltáicos.

Esta relación puede ser aplicada a los análisis de los patrones de los estratos en la plataforma o en la pendiente.

Si la subsidencia aumenta o el nivel del mar sube rápidamente, la tasa de agradación (acumulación) en la plataforma será relativamente alta con respecto a la progradación en la pendiente. Pero si la subsidencia decrece, la relación progradación / agradación de la pendiente – plataforma se incrementará.

Si el suministro de sedimentos es constante, el porcentaje de arena y el grado de interconexión del reservorio será proporcional a la relación progradación / agradación.

Al mismo tiempo, la extensión de la línea de arenas deltáica (el límite hacia el mar de acumulación significativa de arena), será proporcional a esta relación. Además, la relación será menor para deltas construidos fuera de la cuña de la plataforma, si la tasa de subsidencia es baja.

En la mayoría de los casos, diferentes partes de la plataforma están subsidiendo a diferentes ratios.

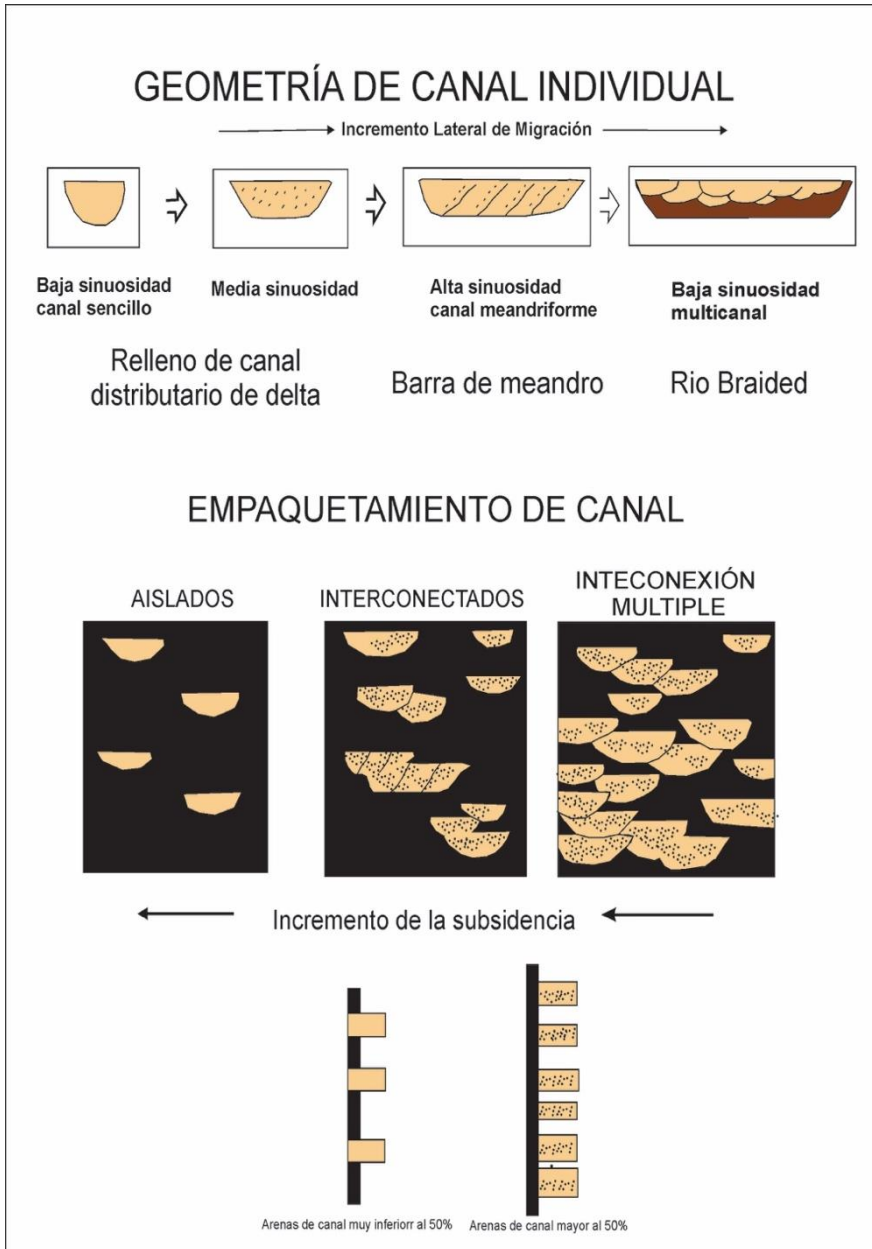


Figura 5.1.2–Geometría de canales individuales y empaquetamiento de canales en relación con la subsidencia (Modificado de Mier-Umaña, R.,1990).

5.1.3. Rocas reservorio de origen carbonatado

Las calizas son rocas sedimentarias comunes que a menudo contienen petróleo y aunque algunas veces el magnesio reemplaza al calcio convirtiéndose la roca en dolomía, en la industria petrolera se les denominando rocas carbonatadas o carbonatos.

El primer descubrimiento se hizo en Ontario (1850) y en Ohio e Indiana (1880), posteriormente en el Oeste de Texas (1920) y entre 1930 y 1940, los grandes campos de Arabia Saudita.

Los carbonatos han sido formados en su mayoría por restos de animales que fijan carbonato en su exoesqueleto o por precipitación en soluciones enriquecidas en carbonato. Generalmente se encuentran cerca del lugar donde se originaron, o sea sufren poco o ningún transporte.

Las calizas son mucho más frágiles que las areniscas y como resultado del plegamiento o fallamiento, se pueden romper dejando fracturas abiertas, que servirán de vías para los fluidos.

Los registros de pozo son menos usados para indicar la litología y las propiedades de los reservorios en rocas carbonatadas, en comparación con las areniscas. Esto se debe a que estas pueden presentar diferentes clases de porosidad y a que los registros indican la cantidad de porosidad total pero no indica nada sobre el tipo.

5.1.3.1. Tipos de rocas calcáreas

Existen varias clasificaciones, que originan diferentes nombres para los mismos tipos de rocas, tales como;

En 1913, A.W. Grabau propuso los siguientes términos en función del tamaño de grano:

Calcilutita = para lodos calcáreos.

Calcarenita = para calizas con partículas tamaño arena.

Calciruditas = para calizas con partículas tamaño arena gruesa y conglomerática.

Posteriormente, 25 años después, las compañías petroleras desarrollaron sus propias clasificaciones, entre las más usadas están:

- *Clasificación de R. Folk*, profesor de la universidad de Texas. Es descriptiva y se basa en la determinación de aloquímicos; como fragmentos, oolitos, fósiles, pellets, etc. y ortoquímicos como; micrita y esparita.

- *Clasificación de R. Dunham*, geólogo de Shell, es una clasificación ambiental y es la más usada en la industria petrolera. Los términos propuestos son:

Mudstone = para rocas lodo – soportadas y menos de 10 % de granos

Wackestone = para rocas lodo – soportadas con más de 10 % de granos

Packstone = para rocas grano - soportadas y más del 10 % de lodo

Grainstone = para rocas grano – soportadas y menos del 10 % de lodo

- Existen otras clasificaciones como la de *Leighton y Pendexter de Exxon*, la cual es similar a la propuesta por R. Folk.

Textura deposicional reconocible				Textura deposicional irreconocible	
Componentes originales no bioconstruidos				Componentes originales bioconstruidos	
Contiene matriz micrítica (granos carbonáticos muy finos)				Granosostenido. Ausencia micrita	
Matrizsostenido		Granosostenido			
Menos 10% de granos	Más 10% de granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina

Figura 5.1–6 Clasificación carbonática de Dunham 1962.

Modificado por Tucker y Wright, (1990)

5.1.3.2. Ambientes deposicionales carbonatos.

La mayoría de los carbonatos (salvo los fijados por los organismos), se depositan simultáneamente en tres diferentes macroambientes que son; Plataforma continental, pendiente o talud y cuencas, cuya dirección y extensión puede ser predicha.

Plataforma.

Las plataformas continentales representan un ambiente poco profundo, (generalmente menos de 100 pies), con corrientes débiles donde se va a depositar carbonatos generados insitu ya sea por precipitación directa del agua de mar, de precipitación inducida por organismos o formadas como resultado de la desintegración de los armarques esqueléticos.

En esta región el agua estar bastante bien oxigenada, sin embargo, en los bancos de lodo carbonatado (mudstone) la porosidad es tan escasa que impide la difusión del oxígeno. Este proceso va a favorecer la

preservación de la materia orgánica, fundamental para la génesis de una roca madre, como vimos en el capítulo anterior.

Por otro lado, asociado a la precipitación inducida por organismos o desarticulación de armazones esqueléticos se pueden encontrar algunas cabezas coralinas aisladas y esparcidas o arrecifes alargados tipo barreras.

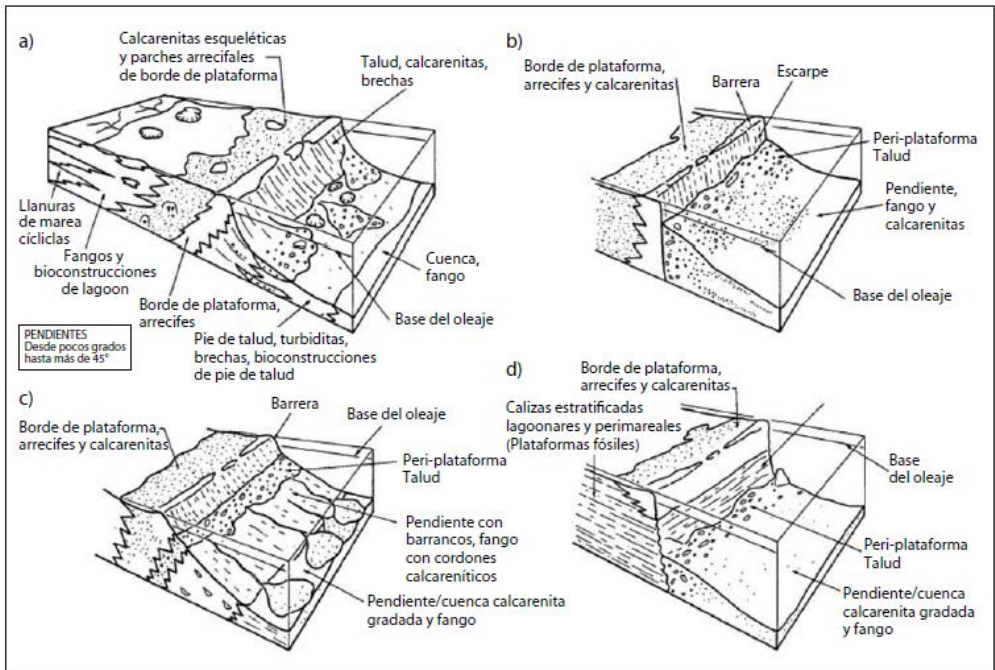


Figura 5.1-7: a) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de acreción. b) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo escarpe. c) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen de bypass de tipo pendiente con barrancos. d) Bloque diagrama de una plataforma-lagoon con margen erosional (Modificada de Read, 1985)

Sedimentológicamente, tras una bajada del nivel del mar, los sedimentos de plataforma construyen una secuencia regresiva de bancos de arena, la cual consiste de lodos calcáreos en la base, material grueso afectado por corrientes encima y sedimentos de supramareas como algas y algunas veces evaporitas. En cambio, ante

una subida del nivel del mar, el agua se hace más profunda y la secuencia de bancos de arena comienza de nuevo, pero de manera inversa a la comentada.

Los grandes campos petrolíferos jurásicos de Arabia Saudita, consisten de secuencias de bancos calcáreos tamaño arena, depositados en situaciones regresivas, donde cada secuencia termina en una capa de anhidrita, formada en ambientes tipo sabkha.

Tipos de plataformas carbonatadas.

Las plataformas carbonatadas pueden ser clasificadas en función de su morfología. Las morfologías más abundantes son las rampas carbonatadas, en primer lugar, que son plataformas con pendientes suaves y en segundo lugar, las plataformas de montura que son plataformas planas rodeadas por un cinturón de arrecife o un bajío de arena carbonatada. Las plataformas se clasifican en:

PLATAFORMA-LAGOON: Las plataformas-lagoon (shelf-lagoon o rimmedshelf) son plataformas someras cuyo borde externo está influenciado por el oleaje. Esta región viene marcada por un pronunciado incremento de la pendiente (a poco más de 45°). Presentan un cinturón o barrera semi-continua o continua a lo largo del margen de la plataforma (arrecifes, bajíos o islas) que protege a un lagoon tranquilo de las corrientes y el oleaje (ver ilustración 3). Las facies vienen dadas de la siguiente manera:

- Siliciclásticos costeros, carbones o evaporitas, llanuras de marea carbonáticas y wackestones y mudstones submareales del lagoon, así como a veces montículos de fango en el lagoon. Las secuencias son generalmente cíclicas y de somerización.
- Calcarenitas esqueléticas u oolíticas con estratificación cruzada en la parte externa de la plataforma, parches arrecifales (*patch reef*). Las calcarenitas son más fangosas hacia tierra firme.

- Carbonatos arrecifales del borde de la plataforma, calcarenitas esqueléticas y ruditas procedentes de los arrecifes. Los arrecifes generalmente presentan zonación con respecto a la profundidad (James, 1979c; Pomar *et al.*, 1985)
- Calcarenitas de periplataforma o de pendiente, brechas y algunas capas de caliza hemipelágica, bloques exóticos, slumps y montículos de talud. Estratificación inclinada típica a gran escala.
- Turbiditas del pie de talud, lutitas y brechas en manto o canalizadas (sedimentos de flujos de gravedad).
- Fangos calcáreos pelágicos y hemipelágicos, turbiditas distales y lutitas.

PLATAFORMAS-LAGOON CON MARGEN DE BYPASS: Se dan en zonas donde la rapidez de acreción vertical (*up-building*) se iguala con la elevación relativa del nivel del mar. El efecto de bypass puede estar asociado con un escarpe marginal o con un talud o pendiente abarrancada de bypass.

PLATAFORMAS EPICONTINENTALES: Las plataformas epicontinentales carbonáticas corresponden a áreas cratónicas planas y muy extensas (de 102 a 104 km) que están cubiertas por un mar somero con sedimentación carbonática dominante. Hacia el océano, una plataforma epicontinental puede estar bordeada por un margen que puede tener tanto una pendiente suave (tipo rampa) como abrupta (tipo plataforma-lagoon). Este margen puede estar orlado por arrecifes de lo que ocurre en las plataformas-lagoon, no es una parte esencial de la plataforma epicontinental, la cual tiene su propio sistema particular de condiciones de sedimentación no controlado directamente por la presencia o no de una barrera física en el margen. En su mayor parte están dominadas por facies someras submareales-intermareales de poca agitación, siendo características las secuencias de somerización de llanuras de marea (ver imagen 5.3-2).

PLATAFORMAS AISLADAS: Son plataformas someras aisladas que se encuentran separadas de las plataformas continentales y rodeadas por aguas profundas (desde centenares de metros hasta 4 km de profundidad). Pueden tener márgenes de pendiente suave (tipo rampa) o de pendiente abrupta (tipo plataforma-lagoon), siendo el segundo caso el más frecuente en la actualidad. Cuando su margen es abrupto, éste puede ser de acreción, de bypass o erosional. Este tipo de plataformas parecen desarrollarse sobre horsts en plataformas fracturadas y rápidamente subsidentes de márgenes continentales extensivos (pasivos o de tipo atlántico) (ver figura 5.3-2) barrera y bajíos calcareníticos.

PLATAFORMAS INUNDADAS: Cuando la subsidencia o la elevación del nivel del mar es mayor que la acreción vertical en cualquier tipo de plataforma, ya sea rampa, plataforma-lagoon o aislada, ésta se inunda. Cuando la inundación se realiza de forma incipiente generalmente permanece en la zona fótica, dando lugar a una plataforma abierta con carbonatos (o alternancia de lutitas y carbonatos) por debajo del nivel de base del oleaje. Las facies de alta energía quedan así exclusivamente restringidas a una estrecha franja junto a la costa. Sin embargo, cuando la plataforma alcanza una mayor profundidad ya sea en su totalidad o en las partes más externas de una plataforma inundada de forma incipiente, y queda por debajo de la zona fótica, tiene lugar el depósito de facies hemipelágicas o pelágicas de cuenca que recubren facies someras de la antigua plataforma que ha sido inundada. Pueden también desarrollarse secuencias condensadas con numerosos hardgrounds, discontinuidades estratigráficas submarinas o sedimentos químicos (hierro, manganeso, fosforita, sulfuros) (ver figura 5.3-3)

RAMPAS CARBONATADAS: Este tipo de estructuras de pendiente suave se forman en los lugares donde no hay presencia de bioconstrucciones (arrecifes) como en zonas de aguas profundas, alta salinidad y gran deposición de clásticos. En este caso las fuerzas dominantes son las mareas, las cuales distribuyen el sedimento carbonatado y tienen una fuerte influencia en facies costeras.

Las rampas carbonatadas se van a clasificar en función de la pendiente y si al finalizar presentan una ruptura de la misma en forma de talud o no. Los dos tipos definidos son:

Rampas Homoclinales: Presentan pendientes relativamente uniformes (aprox. 1 m/km) hacia la cuenca y carecen generalmente de depósitos de gravedad y slumps en las facies de aguas profundas (ver figura 5.3-3).

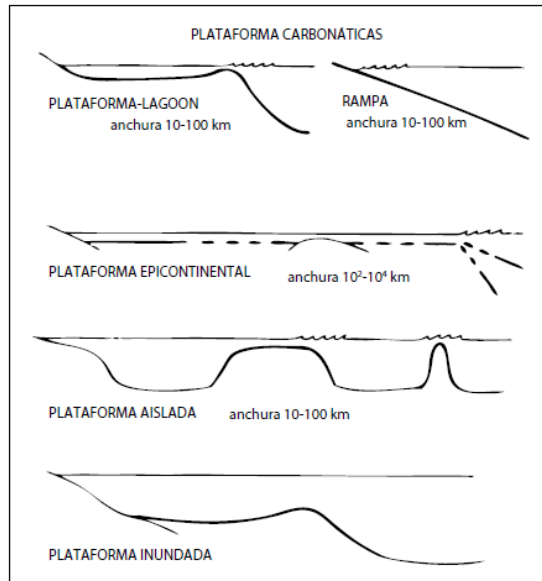


Figura 5.1–8: Tipos de plataformas carbonatadas en función de su morfología (vista lateral)

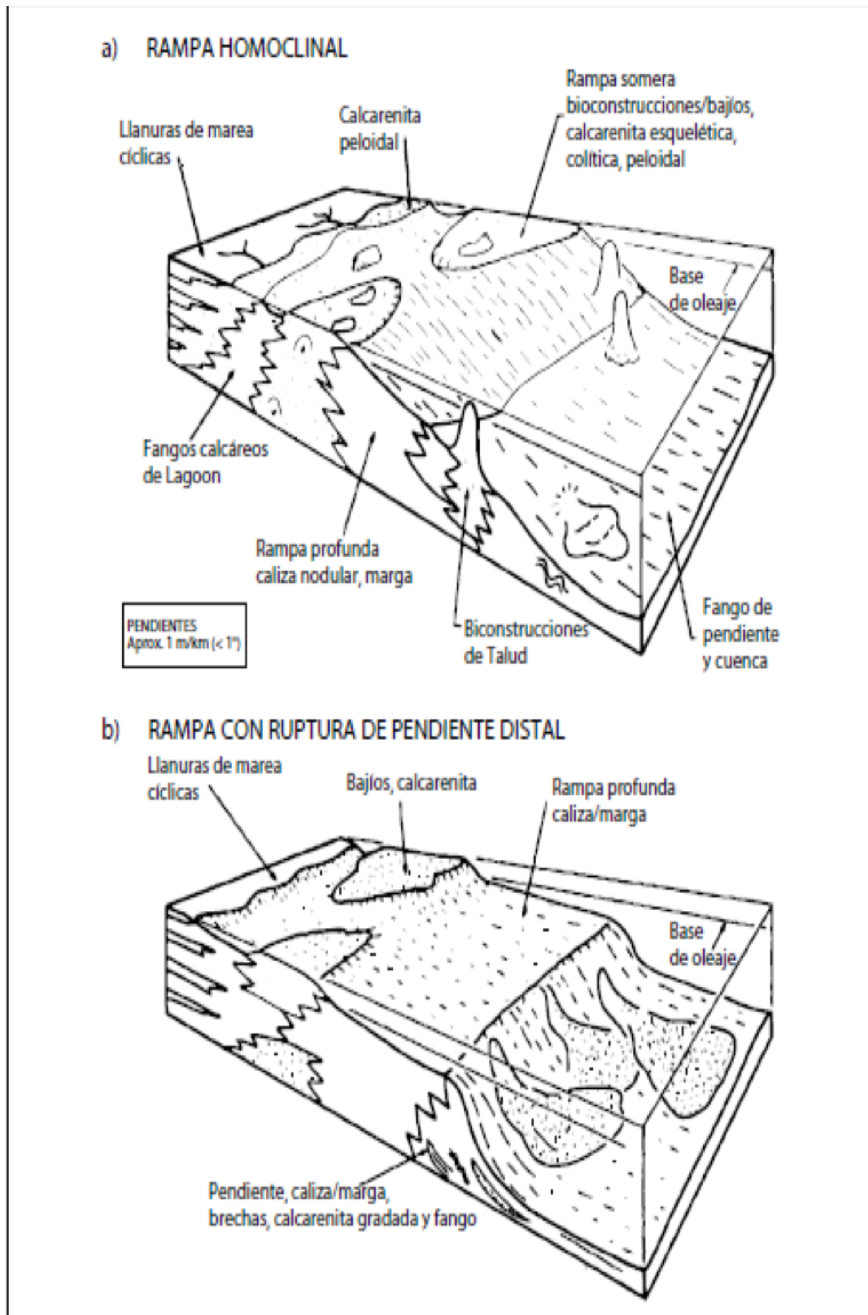


Figura 5.1–9: Bloque diagrama de una rampa carbonática homoclinal; b) bloque diagrama de una rampa con ruptura de pendiente distal. Modificada de Read, 1985).

Desde la línea de costa hacia la cuenca suelen presentar la siguiente disposición de facies:

- Clásticos costeros, carbonatos cíclicos correspondientes a complejos mareales, carbonos o evaporitas, que pasan hacia mar adentro a calcarenitas bioclásticas, oolíticas o pelletoidales en una franja costera o normalmente a través de un lagoon a mantos y bancos más externos de calcarenitas esqueléticas oolíticas o pelletoidales y pequeñas construcciones.
- Zona de gran agitación pegada a la costa con calcarenitas bioclásticas peloidales u oolíticas (bajíos, deltas mareales). Rampa somera con bancos y mantos de calcarenitas y construcciones locales siempre someras. Entre los bancos se dan wackestones/mudstones, a veces con sílex. Generalmente estos bancos pueden constituir barreras continuas dejando hacia tierra adentro en la franja anterior un lagoon bien desarrollado (Read, 1985).
- Rampa profunda. Calizas wackestone y mudstone arcillosas con organismos diversificados de fauna marina abierta que se conservan como fósiles enteros; calizas nodulares relacionadas con cementaciones tempranas, compactación y disolución por presión; tempestitas con secuencias positivas y bioturbación. También pueden darse construcciones aisladas fuertemente cementadas.
- Talud y cuenca profunda. Fangos pelágicos o de borde de plataforma (acarreados de la zona somera) alternando con lutitas. Puede presentar pequeños slumps, superficies de truncación intraformacionales, escasos conglomerados calcáreos de talud y turbiditas.

Rampas con ruptura de pendiente distal: Este tipo de medio de depósito es una mezcla de las características de las rampas (bajíos

próximos a la costa, facies finas por debajo del nivel de base del oleaje) y de las plataformas-lagoon (facies de pendiente con abundantes slumps, megabrechas, etc.). La diferencia con estas últimas estriba en que la ruptura de pendiente no está como en aquéllas en el límite de acción del oleaje, sino kilómetros más adentro siempre por debajo de este límite, por lo tanto, las brechas del talud no tienen clastos de las facies someras. Los cinturones de facies en la rampa somera son iguales que los que presenta la rampa homoclinal (ver ilustración 6). A partir de esta zona próxima a la costa, hacia mar adentro presenta la siguiente distribución de facies:

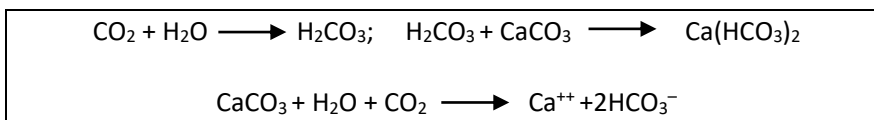
Rampa profunda, por debajo del nivel de base del oleaje. Calizas wackestone/Mudstone nodulares, bioturbadas y arcillosas con comunidades bióticas de mar abierto. En las partes distales puede presentar slumps, brechas y calcarenitas alóctonas.

Facies de pendiente o talud y margen de la cuenca profunda. Calizas mudstone no bioturbadas y laminadas que pueden ser arcillosas. Abundantes superficies de truncación intraformacionales, slumps, brechas y algunas intercalaciones de calcarenitas alóctonas (turbiditas y contornitas).

5.1.3.3. Diagénesis de carbonatos

Litificación.

Cuando en un agua carbonatada hay muy buena difusión de dióxido de carbono (CO_2) se forma ácido carbónico. Este ácido carbónico reacciona con el carbonato de calcio disuelto en el agua para formar bicarbonato de calcio (H_2CO_3), que es mucho más soluble que el carbonato de calcio precedente. Aunque la reacción es compleja se puede resumir de la siguiente forma:



El CaCO_3 es cristalino, sin embargo, el Ca^{++} y el HCO_3^- disociados, son iones en solución. La reacción es reversible, por lo que carbonato de calcio cristalino puede disolverse o precipitarse, dependiendo de las condiciones de pH y Eh, en el medio.

En términos generales, si el pH aumenta el carbonato de calcio precipita.

El pH va a estar condicionado por la cantidad de CO_2 disuelto, ya que este acidifica el medio y por tanto baja el pH. El CO_2 es producido por bacterias que descomponen la materia orgánica y por los animales en su respiración, el cual es tomado del agua por plantas como algas, que lo fijan para formar compuestos carbonosos orgánicos. Ligeros cambios de pH y de Eh, originan soluciones que disuelven o precipitan el carbonato de calcio.

Las propiedades petrofísicas intrínsecas de las rocas calcáreas, están controladas por las corrientes y las mareas en los ambientes de depositación original. Sin embargo, la textura original es ampliamente alterada por procesos secundarios de disolución y precipitación del carbonato de calcio después del enterramiento.

En los procesos de precipitación secundaria los poros intergranulares son a menudo rellenos por calcita cristalina secundaria, que destruye la porosidad primaria. Igualmente, los lodos calcáreos impermeables, algunas veces son convertidos a cristales de dolomía por reemplazamiento catiónico del Mg por el Ca con un radio atómico menor y por tanto confiriéndoles una excelente porosidad secundaria.

En su condición inicial de depósito, los lodos calcáreos tienen una porosidad mayor del 50 %, pero cuando se consolidan y pasan a calizas, su porosidad es generalmente menor del 2 %. También cuando sedimentos calcáreos depositados recientemente son expuestos a la atmósfera, el agua fresca meteórica entra en los poros. Al principio disuelve el aragonito (cristalización más inestable del carbonato de calcio), pero cuando llega más profundo comienza a saturarse y a re-

precipitar en calcita, llenando los poros.

Las calizas micríticas esqueléticas, a menudo presentan las conchas originales disueltas a manera de moldes, así como canales irregulares y cavidades (*vugs*), formados por soluciones que han penetrado, además fracturas que están rellenas por calcita cristalina.

Dolomitización.

La dolomitización es un proceso de recristalización, en el cual los cationes de magnesio disueltos en el agua enriquecidas en dicho metal alcalino, reemplaza parcialmente a los átomos de calcio precipitados junto al carbonato en forma de calcita. La dolomita es un carbonato de calcio y magnesio por lo que es más denso que la calcita. Presenta una menor solubilidad en agua, y carácter menos dúctil y más frágil.

Se han observado que depósitos recientes de carbonato de calcio son transformados en dolomita a por la acción de acción de salmueras o soluciones salinas. Esto explica por qué, la presencia de dolomitas siempre en ambientes de plataforma y nunca en cuencas profundas. Además, asociadas a evaporitas y capas de materiales algales, indicando zonas de evaporación en mares epicontinentales, con climas áridos.

La dolomitización puede ser ayudada por el fracturamiento, debido a que se han encontrado zonas dolomitizadas cerca de fallas, cuando existe comunicación con aguas superficiales.

5.2. PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LA ROCA ALMACÉN

5.2.1. Parámetros Texturales

La textura concierne al aspecto físico general de una roca; al tamaño, forma y arreglo de las partículas que la constituyen. Existen dos tipos principales de textura en las rocas sedimentarias: las clásticas y las no clásticas.

Textura clástica

El término clástico se deriva de la voz griega que significa “roto” o fragmentado. Las rocas que han sido formadas por el depósito de minerales y fragmentos de roca se dice que tienen textura clástica.

Textura no clástica

Las rocas sedimentarias formadas por procesos químicos, tienen una textura no clástica en la que los granos están entrelazados. En realidad, la mayoría de las rocas sedimentarias con textura no clástica tienen una estructura cristalina.

Tamaño de grano

Se expresa en función del diámetro de la partícula, pero al no tratarse de granos esféricos se toma como referencia el promedio de medidas.

Como referencia lineal se suele usar el diámetro de malla o tamaño de la malla a través de la cual pasa la partícula. Otro método es obtener “diámetros lineales”, medidos directamente a partir de la mayor superficie proyectada donde se encuentran el diámetro largo y el intermedio, y perpendicularmente a este plano el diámetro corto.

Tabla 5.2-1: Escala granulométrica (según Wenworth, 1922)

CLASIFICACION DE SEDIMENTOS		
Límites de Clases (milímetros)	Clases de tamaño	Término para roca
256	G	Conglomerado Brecha Rudita Rocas rudáceas
16	r	
4	a	
2	s	
1	A	Arenisca
0.05	r	
0.25	e	
0.125	n	
0.0625	a	
0.0312	s	Limolita
0.0156	L	
0.0078	i	
0.0039	m	
	o	Lutita
	s	
	Arcilla	

5.2.2. . Forma

La forma es la relación que guardan entre sí los tres ejes principales de la partícula. Las formas esferoidales o equidimensionales proceden de rocas de composición y estructura uniforme. Las formas discoidales y tabulares proceden de rocas estratificadas o con minerales laminados (micas). Por último, las formas laminadas o en barra corresponden con rocas metamórficas o con minerales elongados. Las formas biogénicas corresponden con estructuras orgánicas (Figura 5.2-1)

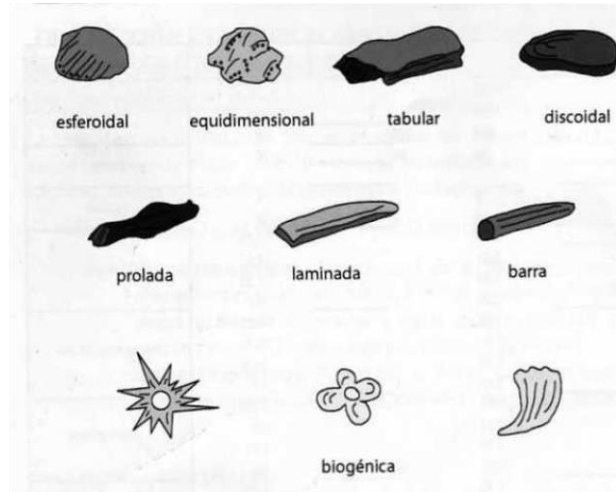


Figura 5.2–1: Algunas formas de partículas, (Modificado de Mier-Umaña, R., 1990).

5.2.3. Redondez

La redondez de la partícula como un todo es el promedio del redondeamiento de todas sus esquinas. Depende del tamaño y la resistencia mecánica de los granos y, en general, aumenta con el transporte. La redondez es el dato morfológico de mayor interés en la tipificación del ambiente de sedimentación de algunas rocas sedimentarias, especialmente las areniscas y limolitas.

5.2.4. Esfericidad

La esfericidad es la semejanza entre la forma de la partícula y una esfera perfecta. Este factor va a definir a la vez cual ha sido la historia dinámica de la misma, génesis, transporte, depósito, etc. (Figura 5.4-2:)




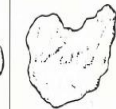
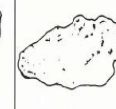




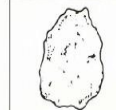
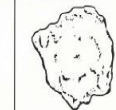

5. Muy redondeado	4. Redondeado	3. Subredondeado	2. Subanguloso	1. Anguloso	0. Muy anguloso	
						Baja esfericidad
						Alta esfericidad

Figura 5.2–2 Grado de Redondez y Esfericidad que puede tener una partícula (Adams et al., 1997).

5.2.5. Empaque

El empaque hace referencia al ordenamiento tridimensional de los granos que componen una roca. Esto es como están dispuestos entre sí, determinando pues la porosidad ya que ésta se basa en la medida de los espacios vacíos remanentes entre los granos.

Si consideramos a los granos como esferas, el empaquetamiento tiene dos arreglos extremos: A) cúbico, cuando una esfera descansa directamente sobre otra y, B) romboedral (Figura 5.2-3), cuando la esfera descansa en la depresión formada por cuatro esferas. En el primero la porosidad puede llegar a ser del 47% mientras que el segundo se reduce a un 25%.

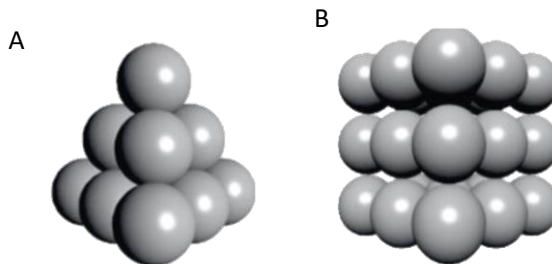


Figura 5.2–3: Tipos de empaque granular. (a) empaque triangular. (b) empaque cúbico. (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)

5.2.6. Madurez textural

La madurez textural hace referencia a lo bien seleccionado o no que están los granos de la roca, infiriendo las condiciones de transporte y sedimentación que han operado y su proximidad al área fuente. Una roca sedimentaria es más madura cuanto más redondeados y seleccionados estén los clastos que la integran. La madurez textural es un índice que refleja el tiempo transcurrido entre la erosión del material detrítico original y su deposición final (Figura 5.2-4)

La madurez textural puede ser evaluada mediante los siguientes parámetros.

- Proporción de matriz
- Grado de clasificación y selección
- Redondeamiento de los granos

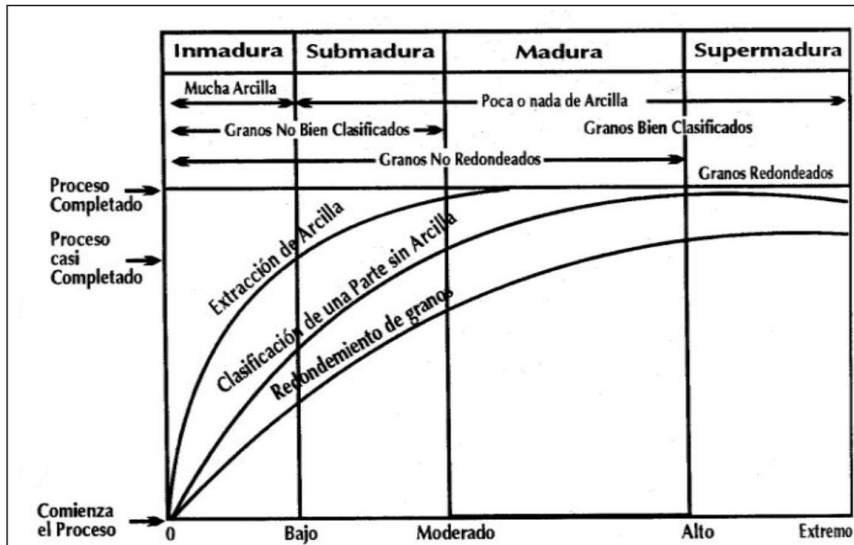


Figura 5.2-4: Clasificación de la Madurez Textural (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)

5.2.7. Fábrica

La fábrica es una medida del grado en que los granos se encuentran en contacto con sus vecinos, o entrelazado y su distribución en tres dimensiones.

Los contactos pueden ser suturados cóncavos, convexos, lineales y flotantes (Figura 5.2-5)

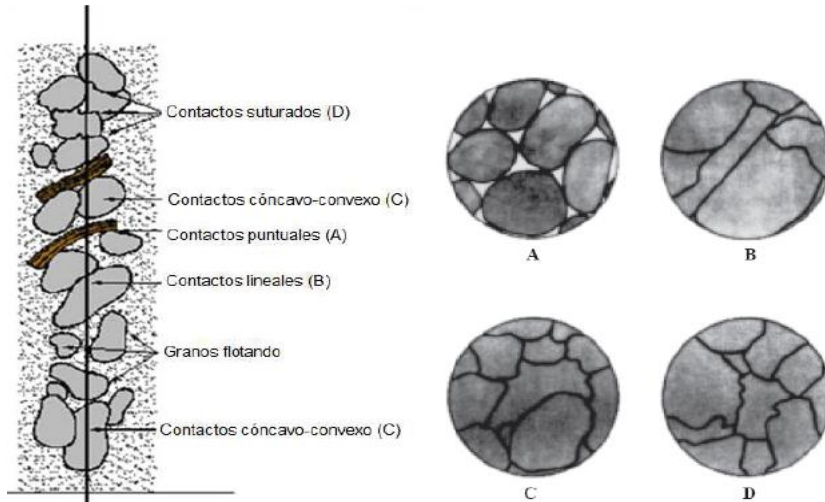


Figura 5.2–5: Contacto entre granos, (Schlumberger, 1990)

5.2.8. Porosidad (ϕ).

Es el volumen espacio poroso en una roca.

Se calcula con la expresión:

$$\phi = \frac{V_p}{V_t}$$

Dónde:

➤ V_p : volumen de poros del medio poroso.

➤ V_t : Volumen total del medio poroso

La porosidad de la mayor parte de los yacimientos varía entre un 5 y 30% y frecuentemente está entre el 10 y el 20% (Levorsen, 1967). Los yacimientos carbonatados tienen, por lo general, una porosidad ligeramente inferior que los yacimientos en areniscas, pero la permeabilidad de las rocas carbonatadas puede ser superior, si contiene fracturas. Generalmente se considera que una roca que tiene una porosidad inferior al 5% es descartable para una explotación comercial, a no ser que existan factores de compensación, como puede ser las fracturas, oquedades y cavernas.

La porosidad puede ser clasificada en función de la conexión entre los poros existe o de los factores que generen el volumen poroso.

5.2.8.1. Clasificación en base a la relación entre los poros

POROSIDAD ABSOLUTA

El volumen poroso tanto de los poros aislados como los comunicados.

$$\Phi_a = \frac{V_p \text{ total}}{V_t}$$









POROSIDAD EFECTIVA

Volumen de poros conectados entre sí respecto al volumen total de roca.

$$\Phi = \frac{V_p \text{ interconectado}}{V_t}$$

Usualmente es la porosidad a la que se hace referencia al usar el término. Esta porosidad es la que se usa para calcular reservas

Tabla 5.2-2: Tipos de Porosidad y sus características (Choquette y Pray 1975).

TIPOS DE POROSIDAD	INTRAPARTÍCULA	INTERPARTÍCULA	PRIMARIA MEJORADA	INTERCRISTALINA	MÓLDICA	VUGULAR	BRECHAS Y FRACTURAS	ESTILOLITICA
Tamaños de Poro	0.01 - 1 mm.	0.05 - 1 mm.	0.1 - 1 mm.	0.1 - 10 mm.	0.2 - 10 mm.	1 mm. - 1m.	0.5 - 10 mm.	0.1 mm y de 10 cm a 10 m de largo
Variación en tamaño	Pequeño-grande	Pequeño	Moderado	Pequeño	Moderado	Grande	Moderado - Grande	Moderado
Forma del Poro								
Selectividad de la Estructura	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	Isótopo	Estructura con flujo anisótopo y sedimentos mezclados isótopo	De isótopo a anisótopo	Isótopo	Isótopo a escala fina pero fuertemente anisótopo en escala laminar	Variable pero en cavernas grandes, fuertemente anisótopo	Fuertemente anisótopo	Fuertemente anisótopo
Presencia en los yacimientos mas importantes	Muy raro	Comúnmente	Comúnmente	Raro / común	Raro / común	Comúnmente	Comúnmente	Muy raro

5.2.8.2. Clasificación en base a los factores de génesis poral

POROSIDAD PRIMARIA O SECUNDARIA

La porosidad puede ser clasificada en primaria o secundaria en función del momento de su génesis. Si estamos ante el volumen de poros natural de la roca tras su depósito y diagénesis estamos ante una porosidad primaria. En cambio, para todos los poros generados tras la diagénesis de la roca hablamos de porosidad secundaria.

POROSIDAD PRIMARIA: Los factores de los que va a depender esta porosidad son:

- 1 El ambiente de deposición de la roca.
- 2 El grado de uniformidad del tamaño de la partícula.
- 3 La naturaleza de los materiales que componen la roca.
- 4 El contenido de matriz que tenga la roca.

Tipos de porosidad primaria

Porosidad Intergranular

Esta porosidad ocurre en los espacios entre los granos que forman a la roca, los cuales forman la fábrica (conjunto de caracteres estructurales de una roca) de un sedimento. Es una porosidad muy importante ya que está inicialmente presente en todas las rocas sedimentarias. La porosidad intergranular se reduce progresivamente por la diagénesis, pero es el tipo de porosidad dominante en areniscas y conglomerados.

Porosidad intrapartícula

En arenas, particularmente en aquellas con restos de fósiles, la porosidad primaria puede estar presente dentro de los granos esqueléticos.

POROSIDAD SECUNDARIA: La porosidad secundaria va depender de los siguientes factores:

- El fracturamiento.
- La disolución.
- La re-sedimentación y cementación.
- La compactación debida a un aumento en la sobrecarga.

La porosidad secundaria varía normalmente en los yacimientos entre el 5 y el 30 %.

La porosidad puede obtenerse directamente de núcleos en el laboratorio o indirectamente a partir de los registros geofísicos de pozos.

Tipos de porosidad secundaria

Porosidad Intercristalina

Esta porosidad se forma a partir de pequeñas fracturas o huecos en los cristales que conforma la roca. Los poros en rocas cristalizadas son esencialmente cavidades planas que se cortan oblicuamente una con otra sin estrechamientos de las gargantas entre los poros adyacentes; tales rocas son muy importantes en algunos yacimientos de aceite y/o gas.

Puede presentarse en algunos carbonatos, los cuales han sufrido la cristalización y es importante particularmente en dolomías recristalizadas.

Porosidad vugular

Este tipo de porosidad se forma por la disolución en rocas carbonatadas, como moldes cortan transversalmente a la fábrica del depósito primario de la roca y se encuentran típicamente en

carbonatos rodeados por cristales. La porosidad vugular es aquella donde procesos de disolución dejan huecos menores a 50 centímetros, y la porosidad en fracturas es en huecos mayores a los 50 centímetros.

Porosidad en cavernas

Con el incremento de tamaño del vugulo (hueco), se gradúa al término de porosidad de caverna. Los vugulos suelen ser de pequeñas dimensiones y las cavernas están comúnmente desarrolladas debajo de las inconformidades; este sirve como almacén petrolero en un gran número de campos petroleros.

Porosidad de fracturas.

La porosidad por fracturas corresponde a un tipo de porosidad común en las rocas con comportamiento frágil. Las fracturas en el sentido de ruptura en la laminación (disposición de los elementos detríticos de una capa en bandas finas a menudo onduladas, paralelas u oblicuas, cada una de estas bandas se denomina lámina) del depósito, pueden ocurrir al mismo tiempo con la sedimentación, durante la diagénesis o en etapas posteriores por esfuerzos tectónicos.

Por otro lado, las fracturas pueden corresponderse con micro- fallas, originadas principalmente por hundimiento, deslizamiento y compactación durante la sedimentación o diagénesis.

Las fracturas en sedimentos plásticos son selladas instantáneamente; sin embargo, en rocas duras, pero quebradizas, las fracturas pueden permanecer abiertas después de su formación, por lo que da lugar a la porosidad en fracturas.

Las rocas tanto areniscas como calizas, pueden presentar diaclasas en grupos o sets, las cuales generalmente se cierran en profundidad debido a la sobrecarga, que genera la compresión vertical y la expansión horizontal. Estas pueden ser fácilmente abiertas, si la presión de los fluidos excede cierto valor crítico. Esta técnica es

conocida como fracturamiento artificial del yacimiento. El fracturamiento también puede ser ocasionado por la perforación, en este caso se reconoce por que no se presentan mineralizaciones en las caras de las fracturas y por lo general están localizadas en la parte central a lo largo del eje del núcleo.

Porosidad por Moldes o Mórdica

Cuando los granos sufren disolución, queda solo micrita. Si la roca es principalmente lodosa con granos ocasionales, esta porosidad no es importante. Si los granos son abundantes como para tocarse unos con otros, tipo Packstone, las cavidades dejadas por los granos disueltos si son importantes para los hidrocarburos. Estos reservorios se llaman oolmórdicos y son poco comunes.

5.2.9. PERMEABILIDAD (k)

Es la propiedad que permite el paso de un fluido a través de los poros interconectados de una roca, sin que se dañen ni se desplacen las partículas de la roca.

Dicho de otra manera, la permeabilidad es la medida de la conductividad de fluidos que tiene una roca, y es probablemente la propiedad aislada más importante de una roca que pertenece al tipo de yacimiento. La unidad más utilizada para indicar la permeabilidad de una roca es el milidarcy.

Donde:

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \qquad K = \frac{Q}{A \cdot \Delta h}$$

- k = permeabilidad (Darcys)
- Q = magnitud del flujo (volumen por unidad de tiempo),

- ΔA = área total de la sección transversal, (cm²)
- μ = viscosidad del fluido, (centipoise)
- L = distancia que recorre el fluido (cm)
- Δ = diferencia de presión en L, (atm)

Sobre la permeabilidad va a influir varios factores:

- la porosidad efectiva de la roca
- la geometría de los poros, incluyendo su tortuosidad
- la medida de las gargantas entre los poros

La fuerza capilar entre la roca y los fluidos que las invaden se pueden determinar por la ley de Darcy usando la siguiente ecuación:

$$k = \frac{q\mu L}{A\Delta P}$$

Donde:

- q = magnitud del flujo (volumen por unidad de tiempo), (cm³/s)
- k = permeabilidad (Darcys)
- A = área total de la sección transversal, (cm²)
- μ = viscosidad del fluido, (centipoise)
- L = distancia que recorre el fluido (cm)
- Δ = diferencia de presión en L, (-), (atm)

La unidad de medida de la permeabilidad de una roca en el sistema cegesimal (CGS) se denomina Darcy en honor a Henri Philibert Gaspard Darcy (1856), quien llevó a cabo experimentos con la circulación de líquidos a través de medios porosos.

La unidad de medida 1 Darcy equivale a cuando un fluido monofásico de un centipoise de viscosidad, que llena por completo los huecos de medio fluye a un gasto de un centímetro cúbico por segundo por centímetro cuadrado de sección, bajo una presión o gradiente hidráulico equivalente a una atmosfera (76.0 cm de Hg) por centímetro.

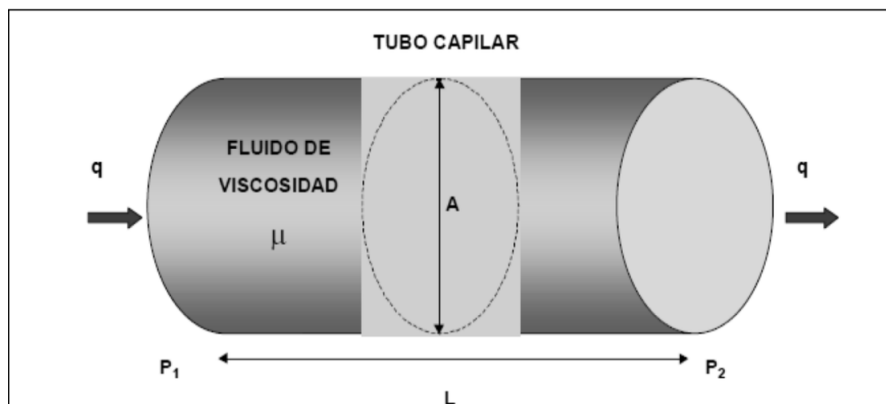


Figura 5.2–6 Representación grafica donde se muestra la ley de Darcy que define el movimiento de fluidos a través del medio poroso (Halliburton, 2010).

La porosidad y permeabilidad son propiedades codependientes en un sedimento o secuencia sedimentaria, ya que por lo general la permeabilidad es baja, si la porosidad no está muy interconectada. Por el contrario, la permeabilidad es alta cuando la porosidad está bien interconectada; tiene buena porosidad efectiva.

Tabla 5.2-3: Descripción cualitativa de la roca reservorio en función de sus niveles de permeabilidad.

Descripción cualitativa	Valor de K (mD)
Pobre	< 1.0-15
Moderada	15-50
Buena	50-250
Muy Buena	250-1000
Excelente	>1000

La permeabilidad de la mayoría de las rocas es menor a un Darcy y generalmente usado en milidarcy (1 md=0.001 Darcy). La permeabilidad de las rocas es muy variable y su rango de variación va de 10 a 100 milidarcys, el cual es considerado bueno; arriba de este rango son consideradas excepcionalmente altas.

Permeabilidad absoluta (k)

Se denomina permeabilidad a la facilidad con que se puede fluir una fase a través del medio poroso, se le denomina permeabilidad absoluta.

Permeabilidad efectiva (k_o):

Se le llama permeabilidad efectiva a un fluido cuando el medio está saturado por 2 o más fases con facilidad o no de flujo, y cada una de ellas tiene permeabilidad.

$$K_{ef} = \frac{q_f \mu_f L}{A \Delta p}, \text{ si } s_f < 100\%$$

Permeabilidad relativa (k_r):

Se define a la permeabilidad relativa como el cociente de la permeabilidad efectiva con respecto a la permeabilidad absoluta. Matemáticamente se expresa como:

$$k_r = \frac{k_{ef}}{k_{abs}} \quad r = o, g, w$$

Dónde:

- K_{ef} , permeabilidad efectiva
- K_{abs} , permeabilidad absoluta
- o = aceite ➤ g = gas ➤ w = agua

5.2.10. SATURACIÓN (Sf)

Es la fracción del volumen de poros de una roca que se encuentra lleno con un fluido (aceite, agua o gas). Se obtiene al dividir el volumen del fluido (Vf) a condiciones del medio poroso, entre el volumen de huecos intercomunicados del medio poroso (Vp)

$$Sf = \frac{Vf}{Vp}$$

Dónde:

- ➤ Vf = es el volumen del fluido (aceite, gas o agua) a condiciones del medio poroso.
- ➤ Vp = es el volumen de poros del medio poroso.

Los poros en un yacimiento siempre estarán saturados de fluidos, nunca habrá poros vacíos.

$$\sum S = 1$$

$$S_o + S_w = 1$$

$$S_w + S_g = 1$$

$$S_o + S_g + S_w = 1$$

Dónde:

- S_o = saturación de aceite
- S_g = saturación de gas
- S_w = saturación de agua

La saturación de un fluido en un medio poroso es una indicación del volumen de fluidos en el espacio poroso de una roca, a las condiciones de presión y temperatura a las que se encuentra el yacimiento (Figura 5.2-7).

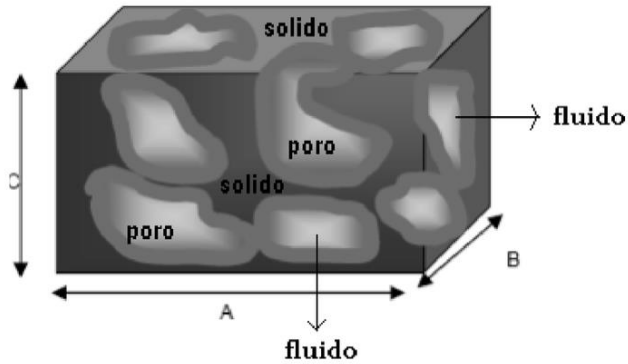


Figura 5.2-7 Saturación de fluidos en la roca (Tomado de la Garza, 2000).

$$VR=A*B*C$$

$$VP=VR*\phi$$

$$V_f = VP SF$$

Dónde:

- VR = volumen de la roca
- VP = volumen de los poros
- SF = saturación del fluido

Donde V_f puede representar: aceite(o), agua (w) o gas (g), por lo que:

$$S_o = \frac{V_o}{V_p}$$

$$S_w = \frac{V_w}{V_p}$$

$$S_g = \frac{V_g}{V_p}$$

Dependiendo las condiciones a las que se encuentre, existen diferentes formas de clasificar las saturaciones, dentro de las más comunes tenemos:

Saturación inicial

Es aquella saturación que tiene el yacimiento o reservorio cuando es descubierto. En el caso del agua también se le denomina saturación del agua congénita y es el resultado de los medios acuosos donde se forman los hidrocarburos, dependiendo su valor, el agua congénita podrá tener movimiento o no.

Saturación residual

Es la saturación que se tiene tras un periodo de explotación en una zona determinada. Dependiendo el movimiento de los fluidos, los procesos a los cuales se está sometiendo el yacimiento y el tiempo, ésta puede ser igual, menor o en casos excepcionales mayor que la saturación inicial.

Saturación crítica

Será aquella a la que un fluido inicia su movimiento dentro del medio poroso.

En todos los yacimientos de hidrocarburos existe agua y la saturación inicial puede variar comúnmente entre 10 y 30 %. En yacimientos con entrada de agua natural o artificial, puede alcanzar valores del orden del 50% o más y residuales de aceite del orden del 40%. Las saturaciones de fluido pueden obtenerse directamente de núcleos preservados, en el laboratorio o indirectamente a partir de registros geofísicos de pozos.

5.2.11. MOJABILIDAD

Cuando los poros rocosos tienen más de una fase fluida coexistiendo, la tensión interfacial, es la que determina la preferencia de la roca a ser mojada por algunos de los fluidos.

La mojabilidad, por tanto, se define como la tendencia de un fluido a extenderse o adherirse sobre una superficie sólida, en presencia de otro fluido.

Un parámetro que refleja tal preferencia es el ángulo de contacto. Si la roca es mojada por aceite se dice que es oleofílica, y si lo es por agua será hidrófila.

La mojabilidad toma gran importancia para el flujo de aceite en un medio poroso. Se ha demostrado que, si la roca es mojada por agua, la permeabilidad relativa al aceite es muy superior al caso en el que la roca sea mojada por aceite. Este fenómeno se debe a que la fase mojante está adherida a la roca, disminuyendo de esta manera su movilidad.

Como se ilustra en la Figura 5.2-8, el valor del ángulo (θ) de contacto de menos de 90 ($\theta < 90^\circ$), medido a través de la fase de agua, indica condiciones de mojabilidad preferentemente por agua, mientras que los ángulos de contactos mayores de 90 ($\theta > 90^\circ$), indican condiciones de mojabilidad preferente por aceite (Figura 5.2-9). Un ángulo de contacto exactamente de 90° indica que la superficie de la roca tiene igual preferencia de ser mojada por el agua o por el aceite (Figura 5.2-10).

Tabla 5.2-4: Características de un sistema mojado en función de la saturación (Arana. 2007).

Características	Sistema mojado por	
	Agua	Aceite
1.- Saturación de agua irreductible en el volumen poroso	Usualmente mayor del 20% poroso	Generalmente menor del 15%
2.- Saturación en la cual $K_{rw} = K_o$	Mayor del 50% de S_w	Menor del 50% de S_w
3.- Permeabilidad relativa al agua, al máximo punto de saturación de agua	Generalmente menor del 30%	Mayor del 50% y tiende al 100%

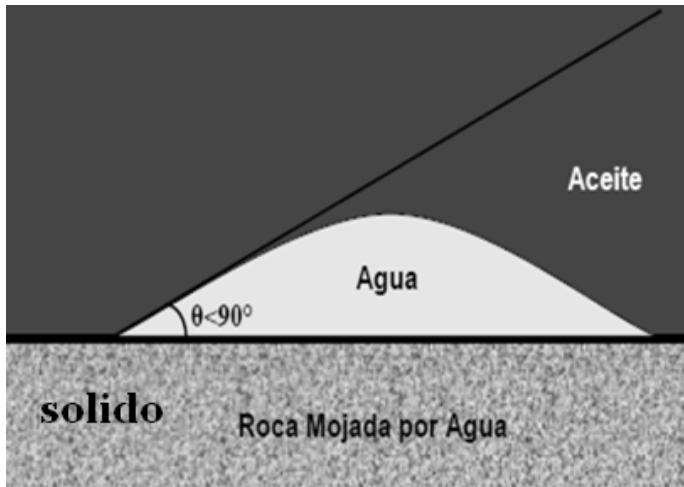


Figura 5.2-8: Roca mojada por agua (Arana, 2007).

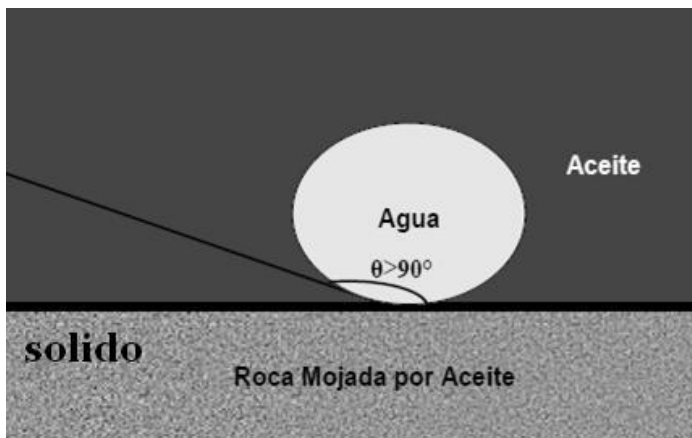


Figura 5.2-9: Roca mojada por aceite (Arana, 2007).

En cuanto a la mojabilidad de los fluidos, si en un medio coexiste gas y petróleo, el gas actuaría como no mojante y el petróleo como mojante. Aunque en el caso de petróleo y agua sería el petróleo el no mojante. Dependiendo del tipo de roca en el yacimiento, la capacidad de mojabilidad varía notablemente. El fluido mojante cubrirá por completo la superficie de la roca y estará ubicado en los espacios porosos más pequeños debido a la acción de la capilaridad. La fase no

mojante tenderá a congregarse en grandes espacios porosos, o en el centro de éstos.

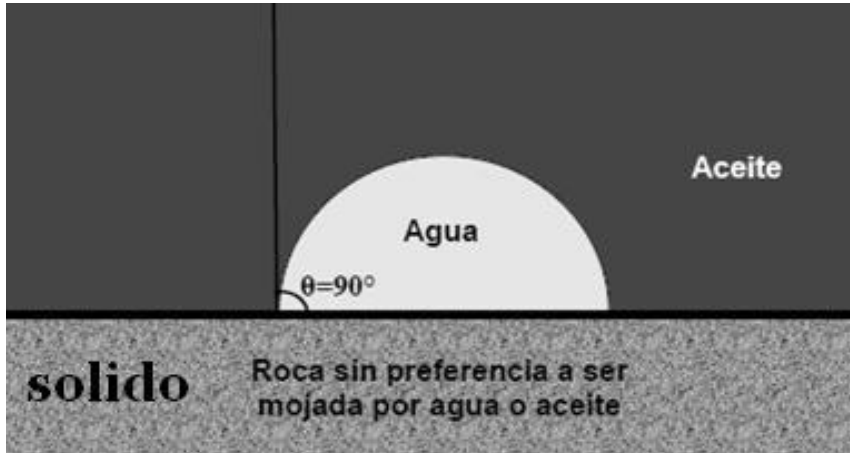


Figura 5.2–10 Roca sin preferencia por aceite o agua. (Arana, 2007).

En cuanto a la mojabilidad de los fluidos, si en un medio coexiste gas y petróleo, el gas actuaría como no mojante y el petróleo como mojante. Aunque en el caso de petróleo y agua sería el petróleo el no mojante. Dependiendo del tipo de roca en el yacimiento, la capacidad de mojabilidad varía notablemente. El fluido mojante cubrirá por completo la superficie de la roca y estará ubicado en los espacios porosos más pequeños debido a la acción de la capilaridad. La fase no mojante tenderá a congregarse en grandes espacios porosos, o en el centro de éstos.

Rara vez se indican los límites cuantitativos de estos términos cualitativos de mojabilidad. Sin embargo, a veces se usan los límites aproximados siguientes: los ángulos de contacto cercanos a 0° y a 180° se consideran respectivamente como fuertemente mojados por agua o por aceite. Los ángulos de contacto cercanos a 90° tienen una moderada preferencia de mojabilidad y cubren la gama llamada mojabilidad intermedia (Tabla 5.2-5).

Tabla 5.2-5: Características de la fase mojanete. (Arana, 2007).

FASE MOJANTE	FASE NO MOJANTE
<ul style="list-style-type: none"> • La fase mojanete ingresa al medio poroso en forma espontánea. Y, por lo tanto, es necesario entregar energía para sacarla del medio poroso. • Se adhiere preferentemente a la superficie de la roca • Debido a las fuerzas de atracción entre la roca y el fluido mojanete, éste tiende a ubicarse en los poros más pequeños de la roca. • La fase mojanete usualmente no es móvil. • Las fuerzas de atracción entre las fases y la superficie de la roca impiden que la saturación de la fase mojanete descienda por debajo de un valor mínimo (saturación irreductible) • Muchos yacimientos tienden a ser total o parcialmente mojados por agua 	<ul style="list-style-type: none"> • La fase no mojanete es expulsada del medio poroso en forma espontánea. Y, por lo tanto, no es necesario entregar energía para extraerla de los poros. • Solo es necesario disponer de una fuente de fase mojanete para que la reemplace de forma espontánea. • No tiene preferencia a adherirse a la superficie de la roca. • Debido a las fuerzas de repulsión entre la roca y el fluido no mojanete, éste tiende a ubicarse en los poros más grandes de la roca. • La fase no mojanete es usualmente la fase más móvil, especialmente a saturaciones alta de la fase no mojanete. • El gas natural es siempre la fase no mojanete, en yacimientos de hidrocarburos.

5.2.12. FUERZAS CAPILARES

Se producen como resultado de los efectos combinados de las tensiones interfaciales y superficiales, de tamaño y forma de los poros y de valor relativo de las fuerzas de cohesión de los líquidos, es decir, de las propiedades de mojabilidad de sistema roca-fluidos (Figura 5.4-11).

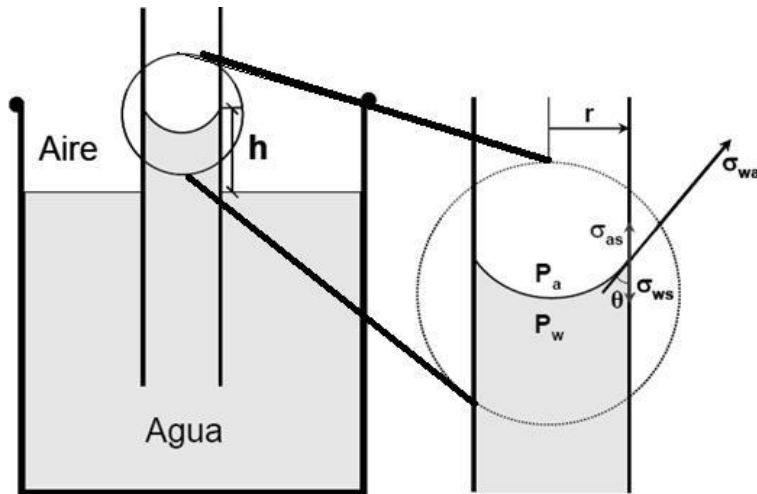


Figura 5.2–11: Diagrama de la Presión Capilar (Arana, 2005)

De la figura anterior, para que el sistema esté en equilibrio tenemos:

(↑) Fuerzas Capilares = peso del líquido (↓)

$$\pi r \sigma \cos\theta = \rho g \pi r^2 h$$

$$h = \frac{2 \sigma \cos\theta}{r \rho g} \Rightarrow \rho g h = \Delta P = \frac{2 \sigma \cos\theta}{r}$$

Despejando h:

Esta es precisamente la presión capilar que actúa en la interface; la ΔP multiplicada por el área es igual a la fuerza capilar (unidades de fuerza).

5.2.12.1. Presión capilar (P_c)

La presión capilar se define como la diferencia de presiones existente en la interfase que separa dos fluidos inmiscibles, uno de los cuales moja preferentemente a la roca.

Otra forma de definir la presión capilar como la capacidad que tiene el medio poroso de succionar el fluido que la moja y de repeler al no mojante (Figura 5.2-12).

Cuando dos fluidos inmiscibles están en contacto dentro de los poros, una superficie curvada se forma entre los dos. La presión en el lado del fluido no-mojante de la interfase (P_{nm}), es mayor que la presión para el lado del fluido mojante (P_m). Esta diferencia de presiones se define como presión capilar (P_c).

$$P_c = P_{nm} - P_m$$

Dónde:

- P_c = presión capilar
- P_{nm} = presión de la fase no mojante
- P_m = presión de la fase mojante

En el caso de aceite (o) y agua (w):

$$P_c = P_o - P_w$$

$$P_c = (\rho_o - \rho_w) g h$$

Dónde:

- P_o = presión del aceite
- P_w = presión del agua
- ρ_o = densidad del aceite
- ρ_w = densidad del agua
- g = gravedad
- h = altura

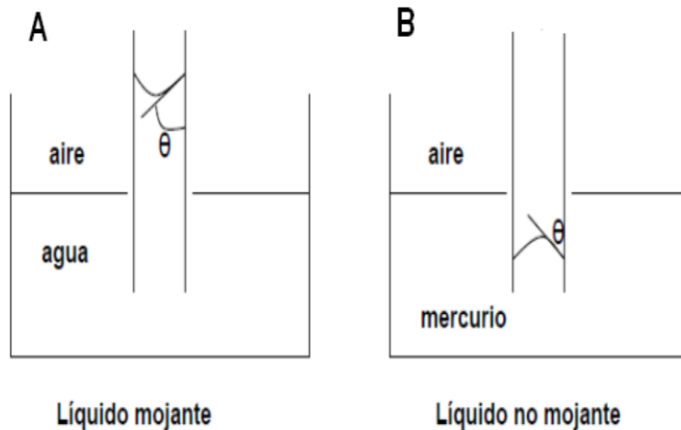


Figura 5.2–12: Esquemas que ilustran el fenómeno de mojabilidad y presión capilar mediante dos fluidos conocidos. El ángulo θ representa el contacto de la fuerza capilar que gobierna la mojabilidad de los fluidos. En la figura A el agua es el fluido mojante, mientras que en la figura B el mercurio no moja la superficie (De la Garza, 2007).

Cuando dos o más fluidos ocupan el mismo espacio poroso a la misma elevación, por ejemplo, respecto del nivel del mar) a presión de equilibrio, esos no se encuentran a la misma presión. Esta situación se genera debido a que la atracción mutua entre la roca y el fluido (tensión de adhesión) es diferente para cada fluido. La diferencia en la presión entre las dos fases en equilibrio a la misma elevación se denomina presión capilar entre las fases. El fluido con la mayor tendencia a mojar la roca almacén tendrá la presión más baja.

El efecto de la estructura porosa se determina a partir de las curvas de presión capilar determinadas en el laboratorio. Los poros en las rocas del yacimiento son considerados análogos a los tubos capilares, si se toma en cuenta que los diámetros son pequeños.

Las rocas con baja permeabilidad presentan altas presiones capilares y zonas de transición de un gran espesor, mientras que las rocas de alta permeabilidad presentan menores presiones capilares y delgadas zonas de transición.

5.2.12.2. Tensión interfacial (σ)

Dos fluidos inmiscibles, por definición no se mezclan, es decir las moléculas de cada uno permanecen con las similares por afinidad. Cerca de la superficie las moléculas se atraen con mayor intensidad produciendo una fuerza mecánica en la superficie que se conoce como tensión interfacial, σ . Entre ambos líquidos inmiscibles se establece una interfase. Esta fuerza es el resultado de efectos moleculares por los cuales se forma una interfase o superficie que separa los fluidos; en el caso de los líquidos, si σ es nula, se dice que los líquidos son miscibles entre sí. En el caso en que se tenga una interfase líquido-gas, al fenómeno se le llama tensión superficial (Figura 5.2-13). Un ejemplo clásico de fluidos inmiscibles se tiene con el agua y el aceite.

Las energías de superficie en un sistema de este tipo se relacionan mediante la ecuación siguiente:

$$A_t = \sigma_{SO} - \sigma_{SW} = \sigma_{WO} \cos \theta_c$$

Dónde:

- A_t = tensión de adhesión
- σ_{SO} es la energía interfacial (tensión interfacial) entre el aceite y solido
- σ_{SW} es la energía interfacial entre el agua y solido

- σ_{wo} es la energía interfacial entre aceite y agua

$\cos \theta_c$ es el coseno de ángulo de interfase o de contacto aceite-aceite-agua con respecto al sólido, medido a través de agua.

Ninguna de las energías interfaciales, aceite-sólido o agua-sólido, pueden medirse directamente.

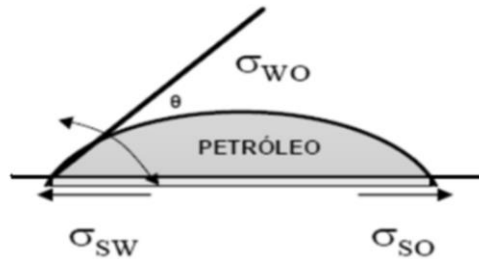


Figura 5.2–13: Representación gráfica de una gota de petróleo adherida a una superficie sólida, con las respectivas fuerzas presentes y el ángulo de contacto entre ambas superficies. (Halliburton, 2010).

5.2.13. RESISTIVIDAD

La resistividad de una sustancia o de un material es la oposición que pone la sustancia al paso de la corriente eléctrica. La resistividad de una roca porosa depende de:

1. La cantidad de agua saturante.
2. La resistividad del agua que se encuentra en los poros.
3. La mojabilidad.
4. La litología.
5. La textura de la roca.
6. La temperatura.
7. La presión.

Es una propiedad petrofísica y permite conocer las saturaciones de agua mediante análisis cuantitativos de registros eléctricos. La resistividad de una roca saturada 100% con agua se denomina R_o y la podemos escribir:

$$R_o = f_{(R_w, f)}$$

Dónde:

- R_w es la resistividad del agua, en $\Omega\text{-m}$
- f es la porosidad en fracción en volumen.

Es decir, R_o está relacionado con R_w por un factor denominado de formación F , tal que:

$$R_o = F R_w$$

5.2.14. COMPRESIBILIDAD (c)

La compresibilidad c es una medida del cambio del volumen del fluido con la presión, considerando un volumen dado V . un promedio ponderado con respecto a la saturación de fluidos, más la compresibilidad de la formación, es lo que se conoce como (C_t)

$$C_t = c + c_f$$

Dónde:

- C_o = compresibilidad del aceite
- C_g = compresibilidad del gas
- C_w =compresibilidad del agua
- S_o = saturación de petróleo
- S_g = saturación de gas
- S_w =saturación de agua

La compresibilidad de un fluido se define como:

$$c = -\frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_t$$

Dónde:

- V= volumen
- ∂V =parcial del volumen
- ∂P =parcial de la presión
- t= tiempo

El signo menos se utiliza para que se obtenga un valor positivo de c, puesto que:

$$\left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_t < 0$$

Se llama compresibilidad efectiva de un fluido, por ejemplo, el aceite, a:

$$c_{of} = \frac{c_t}{S_o}$$

5.2.15. TORTUOSIDAD (ζ)

La tortuosidad es la relación entre la longitud del tubo capilar equivalente al medio poroso (L_c) y la longitud del medio poroso (L).

$$\zeta = \left(\frac{L_c}{L} \right)^2$$

Dónde:

- L_c = Distancia promedio recorrida por el flujo
- L = Longitud entre dos superficies donde ocurre el flujo

CAPITULO VI:
ROCA SELLO

6.1. ROCA SELLO

Las rocas sello son aquellas que por su escasa permeabilidad o por contener poros de tamaño subcapilar, no permite el paso de un fluido sirviendo por tanto esta como cierre a su migración o desplazamiento.

6.1.1. Tipos de roca sello

El sello que conforma la roca, puede ser clasificado dependiendo de su relación estructural con respecto a la roca almacén. Pueden ser:

- Paralelo, cuando la superficie de cierre es paralela.
- Transversa, cuando su superficie cruza la estratificación de la roca almacén.

6.1.1.1. Tipos de roca sello

Las condiciones imprescindibles que debe tener una roca sello es impermeabilidad al flujo vertical ascendente de los fluidos, baja proporción de fracturas interconectadas, porosidad subcapilar y debe tener cierto grado de plasticidad que le permita cierta deformación, en lugar de fracturarse durante los movimientos de la corteza.

Los materiales que hacen posible estos cierres, ya sean paralelos o transversales son:

Arcillas: Rocas clásticas de grano fino, laminadas o no, comúnmente interestratificadas con areniscas o rocas calcáreas, o haciendo parte de la composición de las anteriores rocas conformando; arenas arcillosas, calizas arcillosas, etc.

Rocas Calcáreas: son las más versátiles en cuanto a su comportamiento, ya que pueden haber actuado en el pasado como roca generadora, o constituir actualmente rocas almacén;

principalmente por fracturamiento o actuar como roca sello bajo ciertas circunstancias, como presencia y aumento gradual de material arcilloso.

Evaporitas: son las rocas más impermeables y por lo tanto constituyen el material ideal para actuar como roca sello. Siendo la anhidrita, dado su grado de plasticidad e impermeabilidad el mejor sello. En algunas ocasiones el yeso, puede actuar de la misma forma, aunque es extremadamente compacto.

Otros tipos de sellos: Los hidrocarburos semisólidos pueden generar tapones que anulen la migración. También los planos de falla pueden generar por el roce de derivado del cizallamiento generan material fino que pueden actuar como sellante. Finalmente, las limolitas por su baja permeabilidad y areniscas arcillosas, también pueden actuar como sellos, aunque son vulnerables al fracturamiento.

6.1.2. Factores que condicionan la efectividad del sello

La efectividad de las rocas sello a nivel mundial puede ser examinada en términos de:

- Litología.
- Ductilidad.
- Espesor
- Continuidad Lateral
- Profundidad de Soterramiento.

6.1.2.1. Litología

Cualquier litología es susceptible de actuar como sello para una acumulación de hidrocarburos, la única condición que debe cumplir es que la presión mínima de desplazamiento dentro de la litología sea superior a la presión de flotabilidad de la columna de hidrocarburos.

De forma general los sellos efectivos son evaporitas, clastos de grano

fino, y rocas ricas orgánicamente. Estas litologías son comúnmente vistas como sellos debido a que poseen presiones de entrada altas, son lateralmente continuas, mantienen estabilidad litológica a través de grandes áreas, son relativamente dúctiles y, representan una porción significativa en el relleno de cuencas sedimentarias.

Tras un análisis estadístico del sello tope de las trampas llevado a cabo por Nederlof y Mohler (1981) se determinó que las litologías más comunes que actúan como sello en cuencas dominadas por yacimientos clásticos son las lutitas, mientras que las evaporitas constituyen los sellos más comunes en yacimientos carbonáticos.

6.1.2.2. Ductilidad

La deformación derivada de la formación de trampas afecta a las superficies sellantes del yacimiento. Es por esta razón que para que la litología tenga calidad de sello debe ser dúctil, es decir deformable, ya que litologías frágiles ante un estado de deformación se comporta como frágil, se rompe y permiten que los hidrocarburos se escapen. La ductilidad por supuesto es una propiedad de la roca que varía con la presión y la temperatura (Profundidad de enterramiento) así como con la litología.

6.1.2.3. Espesor

El espesor es importante para que se constituya una roca como sello, debido a que es prácticamente imposible encontrar un área de unas pocos centímetros o pulgadas que ser continua, dúctil, no brechoide y, mantener las características litológicas estables sobre una acumulación de tamaño proporcional. Por esta razón es sumamente ventajoso una litología sello muy gruesa, es que provea muchos estratos de eventuales capas impermeables y una mayor probabilidad de que una superficie sellante este distribuida sobre un prospecto completo.

Sin embargo, un espesor determinado no influencia linealmente la cantidad de la columna de hidrocarburo que pueda ser mantenida por un sello tope. Unas pocas pulgadas de lutita arcillosa son capaces de

retener altas columnas de hidrocarburos, aunque estos casos son excepcionales.

6.1.2.4. Continuidad Lateral

Las propiedades sellantes debe representar a la litología que constituye el sello en toda su extensión y por tanto estos estratos deben ser uniformes.

Pequeños cambios en la litología, ya sea estructurales como composicionales pueden tener grandes efectos en la capilaridad de la roca y por tanto en la presión de desplazamiento interna.

6.1.3. Mecanismos de sellamiento

Los mecanismos físicos que rigen la efectividad del sello, son los mismos que controlan la migración secundaria (fuerzas que la propician y fuerzas que la impiden). La principal fuerza conductora, es la flotabilidad debida a la diferencia de densidades entre el petróleo y el agua de formación en los poros. La principal fuerza contra el movimiento del petróleo es la presión capilar. Una roca puede servir de sello si la presión capilar en los poros mayores es igual o superior a la presión de flotabilidad de la columna de petróleo. La capacidad de sello, se puede expresar como el peso máximo de la columna de petróleo que puede soportar sin que se produzcan filtraciones.

Mecanismo de membrana: Esta controlado por la presión de entrada de garganta de poro más grande interconectada.

Mecanismo de sellamiento infinito: Para presiones de entrada infinitas del Cap-rock (sal, anhidrita), la capacidad del sello está relacionada a:

- a) Esfuerzo vertical efectivo mínimo para retener la columna de hidrocarburos antes del fracturamiento
- b) Espesor

Mecanismo de falla: Controlado por la presión de entrada de la garganta de poro más grande interconectada a través del plano de falla.

Los mecanismos de sello incluyen:

- a) manchas de arcilla
- b) cataclasis
- c) diagénesis

Efecto de la hidrodinámica y la sobrepresión

Bajo condiciones hidrodinámicas, se puede incrementar o reducir la presión contra el sello, y, por tanto, modificar el paso de la columna de petróleo que éste es capaz de soportar. Cuando el vector de las fuerzas hidrodinámicas se dispone hacia arriba, se incrementa la flotabilidad, mientras que, si se orienta hacia abajo, disminuye el efecto de la presión de flotabilidad sobre el sello. Por otro lado, la sobrepresión origina modificaciones locales del gradiente de presión: normalmente, se incrementa la capacidad del sello, respecto a áreas del almacén bajo condiciones de presión normal.

Las pérdidas a través del sello por difusión están relacionado directamente con los reservorios de gas. El hidrocarburo gas puede difundirse a través de las rocas cobertera saturadas en agua, a escala de tiempo geológico. Según esto, los campos de gas sellados por lutitas saturadas en agua como roca cobertera, tienen una vida efímera.

CAPÍTULO VII: TRAMPAS

7.1. TRAMPAS DE HIDROCARBUROS

Una trampa de hidrocarburo puede ser definida como una estructura geológica que hace posible la acumulación y concentración del petróleo, manteniéndolo atrapado y sin posibilidad de escapar en los poros de una roca permeable subterránea.

Las trampas han sido tradicionalmente divididas en dos tipos, las trampas estructurales y estratigráficas y en consecuencia los yacimientos generados a partir de las mismas adoptan en mismo nombre. La combinación de los procesos que general las trampas anteriormente nombrada generan un nuevo subgrupo conocido como trampas y yacimientos calificados como "mixtos".

Del análisis total de los yacimientos mundiales se obtiene que predominan las trampas estructurales (89% mundial) sobre las trampas estratigráficas (10%). Resulta remarcable la aparición de las estructuras anticlinales como trampas.

7.1.1. TIPOS DE TRAMPAS

7.1.2. Trampas Estructurales

7.1.2.1. TRAMPAS POR PLEGAMIENTO

Estas trampas se forman a partir fenómenos estructurales que deforman dúctilmente la roca, produciendo plegamientos de forma convexas ascendentes (antiformas o anticlinales).

Son las trampas más comunes y las más importantes, y constituyen la gran mayoría de los campos gigantes. Además, son los más fáciles de detectar por geología superficial y por sísmica.

Las morfologías de las trampas derivadas de los anticlinales son muy variadas, pero las más comunes son:

Grandes Domos

Bajo este nombre se agrupan las estructuras antiforales más simples, constituidos por bóvedas de gran radio de curvatura. Estos yacimientos son detectados usando técnicas sísmicas y análisis petrofísicos de los horizontes productores.

Ejemplos de estos yacimientos son:

- El campo de Samotior, el más importante de la antigua URSS, localizado en la parte central de la vasta cuenca mesozoica de Siberia occidental.
- El campo de gas de Groningue, el más importante de Europa Occidental, localizado en los Países Bajos.
- El yacimiento de Orodin en Gabón, localizado en la zona costera de este país.

Anticlinales Cerrados (encofrados)

Los anticlinales cerrados son antiforales con flancos con un ángulo de inclinación muy alto. Estas estructuras que constituyen importantes reservorios.

La formación de este tipo de pliegues requiere una fase de deformación prácticamente sin-genética para que toda la serie estratigráfica pueda ser completamente plegada con altos ángulos en sus flancos sin llegar al punto de fractura. En etapas recientes al depósito los materiales aún conservan un límite plástico muy extenso lo cual permite la deformación

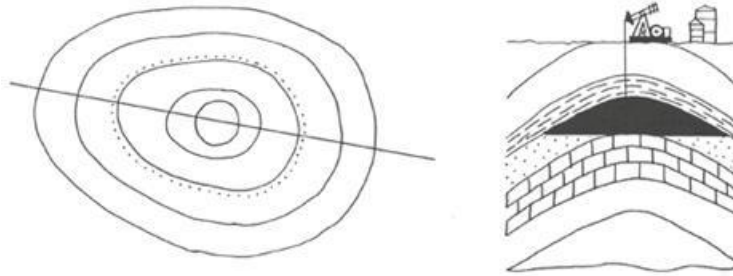


Figura 7.1–1: Vista superficial y lateral de una trampa tipo domo (Tomado de Mier-Umaña, R.,1990)

Ejemplos de yacimientos con este tipo de trampas son:

- La zona de piedemonte de Zagros en Irán, donde la serie sedimentaria de 7000 m de potencia de edad Pérmico - Plioceno presenta grandes anticlinales en forma de bóveda separados por sinclinales estrechos y más complejos, que se han formado en una fase tectónica continua desde el Mioceno hasta el Reciente.
- El yacimiento de gas de Kangan y sus vecinos Nar, Agar, entre otros), también en Irán

Anticlinales Disarmónicos

Los anticlinales disarmónicos se forman por la alternancia de capas con distinta competencia (unas más duras que otras) cuya respuesta a los esfuerzos tectónicos es diferente, absorbiendo mayor deformación las capas blandas.

Las series evaporíticas (salinas) plegadas, por lo general, provocan profundas desarmonías entre los depósitos superpuestos a ellas y los depósitos subyacentes, donde se encuentran con frecuencia los reservorios productivos.

Ejemplos de estas estructuras que forman yacimientos son:

- La serie salina de Fars de los piedemontes de Irán e Irak, que forma una discontinuidad que se traduce en una marcada desarmonía entre las capas de las series productoras profundas, plegadas en anticlinales, y las capas superficiales, suprayacentes a la serie salina.
- Los yacimientos del Westsole e Infatigable en la parte meridional del Mar del Norte, donde existen verdaderas inversiones de zonas anticlinales profundas sobreyacidas por sinclinales someras.

Anticlinales con Discordancias

Las discordancias son superficies de interrupción o cambios en el patrón de sedimentación debidos a cambios relativos del nivel de mar (transgresiones y regresiones). Estas discordancias pueden producir la erosión de las áreas altas de un pliegue, depositándose material competente e impermeable sobre él, lo cual constituiría en sí mismo una trampa.

Ejemplos de estos yacimientos son:

- El campo de Oklalioma City en la provincia petrolífera del mesocontinente norteamericano está marcado por una discordancia de capas del Pensilvánico sobre capas del Ordovícico, estas últimas plegadas en forma anticlinal y afectadas por una falla.
- El campo de Hassi Messaoud en Argelia, productor de petróleo en capas del Cámbrico plegado en anticlinal y erosionado y recubierto por una serie salina del Triásico.

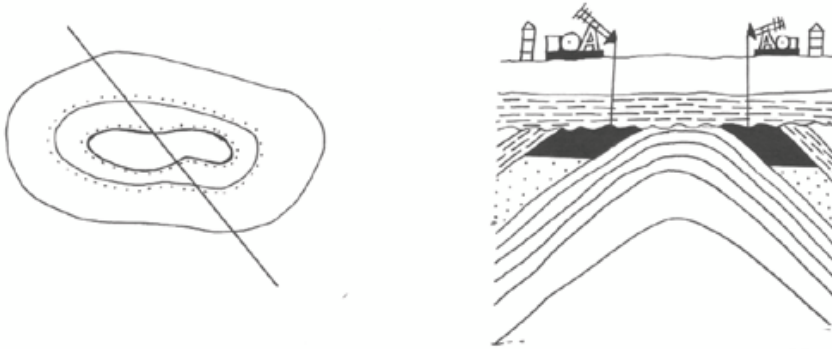


Figura 7.1-2: Vista superficial y lateral de una trampa anticlinal con discordancia. (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

Anticlinales Fallados

Los anticlinales fallados son pliegues que posteriormente a su formación han sido atravesados por fallas. Estas fallas juegan un papel poco importante en el entrapamiento del petróleo. Se pueden clasificar bajo esta categoría un buen número de anticlinales de compensación bordeados de fallas sinsedimentarias, características de ambientes sedimentarios deltaicos.

Ejemplos de este tipo de yacimiento son:

- Los campos de Vicksburg en la planicie costera de Texas, donde las trampas corresponden a anticlinales de compensación rodeados por fallas sinsedimentarias, siendo fallas antitéticas las que constituyen los cerramientos.
- Los campos de Port Arthur en Texas, los campos de Ventura y Wilmington en las cuencas de California.
- El campo de gas en Chebelinsk en Ucrania.

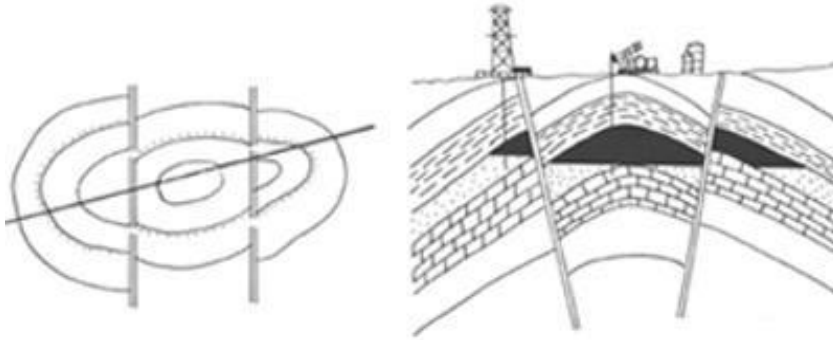


Figura 7.1–3: Vista superficial y lateral de trampa anticlinal fallado (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

Anticlinales Diapíricos

Los anticlinales diapíricos son estructuras antiformes generadas en la parte superior de un diapiro ("intrusiones" en forma de domos constituidos por evaporitas o arcillas subcompactadas).

Cuando existen fallas abiertas que comunican los diapiros con la superficie, pueden manifestarse salidas del material que constituye los diapiros, formando "volcanes de lodo".

Ejemplos de este tipo de yacimientos son:

- Los campos rumanos de la zona de Ploesti.
- Los campos de Bakú en la antigua URSS, más específicamente el campo de Bibi-Elbat.

Anticlinales Cabalgantes

Este tipo de anticlinales son yacimientos constituidos por anticlinales afectados por fallas inversas de bajo ángulo (cabalgamiento), que se producen en un dominio generalmente de tectónica tangencial de zonas de subducción.

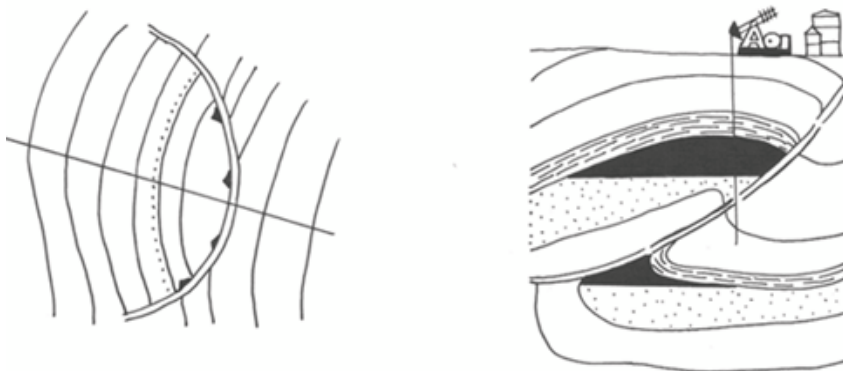


Figura 7.1–4: Vista superficial y vista lateral de trampas de anticlinales cabalgantes ((Tomado de Mier-Umaña, R., 1990).

Ejemplos de este tipo de yacimientos son:

- El campo de gas en Waterton (Alberta, Canadá) está constituido por un apilamiento de napas anticlinales acumuladas hacia el NE, con una inclinación regional de 30° hacia el SW, dando en planta un gran anticlinal elíptico de 40x8 Km.
- El campo de gas de Santa María a Mare en Italia está constituido por un anticlinal fallado, sobreyacido por escamas anticlinales, afectadas por fallas de cabalgamiento, que están acumuladas hacia el E.

7.1.2.2. TRAMPAS POR FALLAMIENTO

Las fallas antiguas pueden impedir la migración de hidrocarburos, ya que el paso del tiempo, la circulación de agua por ella las mineraliza sellando la posterior circulación de fluidos. Sin embargo, si las fallas son de nueva creación o la tectónica la ha reactivado recientemente suelen encontrarse abiertas y sin relleno por lo que son permeables y por tanto sirven como conducción de fluidos.

Por otro lado, la naturaleza cinética de las fallas puede poner en contacto dos capas litológicamente diferentes, lo cual genera el

sellamiento inmediato de la misma. Por ejemplo, cuando a través de un plano de falla se enfrenta arenisca con lutitas o arcillolitas.

La actuación de una falla como trampa o vía de migración va a depender tanto de su naturaleza como de la fluidez de los hidrocarburos. También cabe destacar la importancia de la jerarquía de las fallas en ciertas provincias deltaicas (Nigeria y Costa del Golfo). Las fallas principales de crecimiento son vías de migración generalmente mientras que las fallas secundarias de compensación, sintéticas o antitéticas, forman a menudo barreras.

Las trampas estructurales se dividen en dos grupos: trampas por fallas sinsedimentarias y trampas por fallas post-sedimentarias.

Trampas por Fallas Sinsedimentarias

Las fallas sinsedimentarias se originan simultáneamente a la sedimentación. Existen varios tipos de yacimientos generados por a partir de trampas por fallas sinsedimentarias ya sea con cerramiento en la parte alta o parte baja de fallas sinsedimentarias.

Ejemplos de este tipo de yacimientos son:

- Los campos de Nigeria y Costa del Sol característicos de ambientes deltaicos, el petróleo se acumula principalmente en la parte baja de las fallas que se encuentran en contacto directo con la roca madre.
- El campo de Hastings en Texas, donde la trampa está constituida por el compartimento bajo una falla normal, para la mayor parte del petróleo, y por un anticlinal fallado sobre el flanco descendido, para el resto del petróleo que encierra a su vez un gas cap.

Trampas por Fallas Post sedimentarias

Las fallas post-sedimentarias son aquellas que ocurren tras el depósito y litificación de los sedimentos. Generalmente los compartimentos altos de estas fallas propician la acumulación de hidrocarburos.

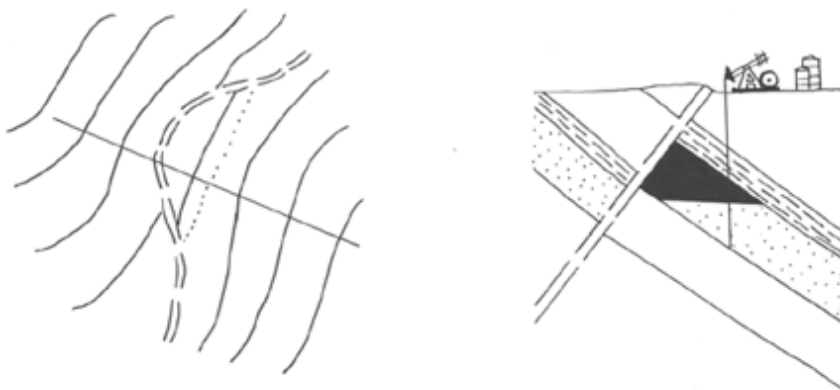


Figura 7.1-5: Falla normal (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

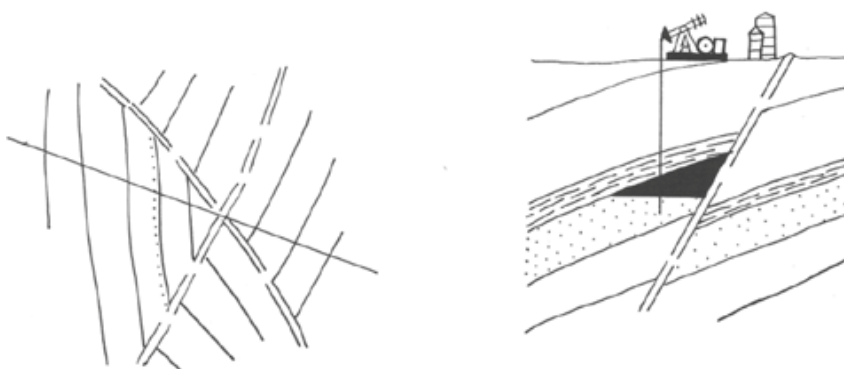


Figura 7.1-6: Falla inversa (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

Ejemplos de este tipo de yacimientos son:

- El Distrito de Oficina sobre el flanco sur del monoclinial de la cuenca del Orinoco (Venezuela), donde los yacimientos corresponden más frecuentemente a los compartimentos altos de las fallas hacia el borde de la cuenca.
- El campo de gas de Meillon-Saint Faust en la Cuenca de Aquitania.

7.1.2.3. TRAMPAS ESTRUCTURALES POR INTRUSIÓN DE SAL O ARCILLA

Los esfuerzos distensivos en regiones con depósitos evaporíticos (sal) o arcillas subcompactadas a menudo generan diapiros, dada la alta plasticidad de estos materiales. Estos fenómenos son conocidos como **Halocinesis** y **Argilocinesis** respectivamente.

Relacionado con la génesis de diapiros conlleva la deformación plástica de los estratos suprayacentes para finalmente superar su límite frágil y atravesarlos, llegando a superficie en algunos casos.

Dentro de esta categoría se encuentran los siguientes tipos:

Trampas de Anticlinales Simples de Núcleo Salino

Las trampas de anticlinales con núcleo salino, son aquellas que se originan por la deformación de los estratos suprayacentes a un diapiro de sal.

Los ejemplos bien documentados de este tipo de yacimientos son:

- Los campos del área de Mississippi y Alabama en USA, tienen las 3/4 partes de sus trampas constituidas por anticlinales de bajorrelieve con núcleo de sal. El espesor de la capa de sal inicial aumenta hacia el centro de la cuenca, por lo que los anticlinales son de gran relieve en el centro de la cuenca (alturas de 2000 a 4500 m) con fallamiento y grabens secundarios en los topes.
- Los campos de la plataforma continental del Golfo de México, del Golfo Pérsico, del Mar del Norte, de Gabón y del Congo.

Trampas Ligadas a Diapiros de Sal o Arcilla

La capacidad perforadora de la sal y la arcilla puede llegar a generar reservorio y una trampa en su parte superior. La porosidad se adquiere en esta área por procesos de disolución bajo el efecto de los acuíferos

que atraviesa a medida que sube el diapiro. Estos yacimientos se denominan "Cap rock".

Los diapiros también causan el plegamiento anticlinal y deformaciones más complejas de las capas sobreyacentes y, por consiguiente, también éstas se pueden transformar en trampas.

Este tipo de estructuras va a depender de la rapidez de elevación de los diapiros y la superficie drenada que los rodea.

Se tienen varios ejemplos de ilustran este tipo de yacimientos:

- Los campos del área de Texas, donde la importancia del levantamiento y el área de drenaje de los diapiros están en relación directa con las reservas. Así lo demuestra el campo de Barbers Hilí, en comparación con los campos vecinos de Lost Lake y Moss Bluff
- El campo de gas de Saint-Marcet, donde el yacimiento es un anticlinal plegado por un diapiro de sal del Triásico.

Cabe señalar lo extraordinario que es la formación de estas trampas por diapiros de arcilla, no obstante, existen ejemplos en Camerún y en la isla de Trinidad.

Trampas de "Estructuras Intermedias" o "En Caparazón de Tortuga"

Los domos suelen presentarse como familias de varias unidades. Entre los domos de la misma familia aparecen estructuras intermedias en los estratos que están cortando como abombamientos similares a caparazones de tortuga.

Existen varios ejemplos de este tipo de yacimientos:

- El campo de Bryan en Mississippi, USA, ilustra el modo de formación de estas trampas. La migración de la sal hacia tos

domos crea una depresión entre ellos, la que origina una sedimentación jurásica (Fm. Haynesville) más potente que en las zonas vecinas. Al final del Jurásico y en el Cretáceo inferior, el crecimiento de los domos causa la formación de sinclinales periféricos alrededor de los cuales se crea un ligero abombamiento en la parte central que estaba antes en posición sinclinal, creándose así la estructura intermedia.

- Algunos campos en Gabón y Alemania Federal.

7.1.2.4. Trampas estratigráficas y mixtas

Las trampas estratigráficas originan por cambios laterales y verticales en las características de depósito y en el espesor de los mismos. La retención de hidrocarburos se debe a cambios en la porosidad y retenciones por presión capilar.

Otro tipo de trampas mixtas son aquellas que combinan fenómenos litológicos con estructurales simultáneos, son las mixtas que son aquellas donde el almacenamiento de hidrocarburos se da por fenómenos estructurales y estratigráficos simultáneos. Este tipo de trampas, generalmente se generan a partir de grandes eventos regionales (cambios relativos del nivel del mar, fenómenos tectónicos, etc.) controlados por este tipo de entrapamiento, constituyendo el 10% de los campos gigantes mundiales.

Estos yacimientos se pueden dividir en dos grandes grupos:

Trampas por Discordancia

Los factores que controlan la formación de este tipo de trampas son, la existencia de una superficie de discordancia que se manifiesta como un estrato de edad más reciente dispuesto de forma no concordante sobre los infrayacentes, fruto de una subexposición a la erosión por regresión y una posterior sedimentación tras la transgresión.

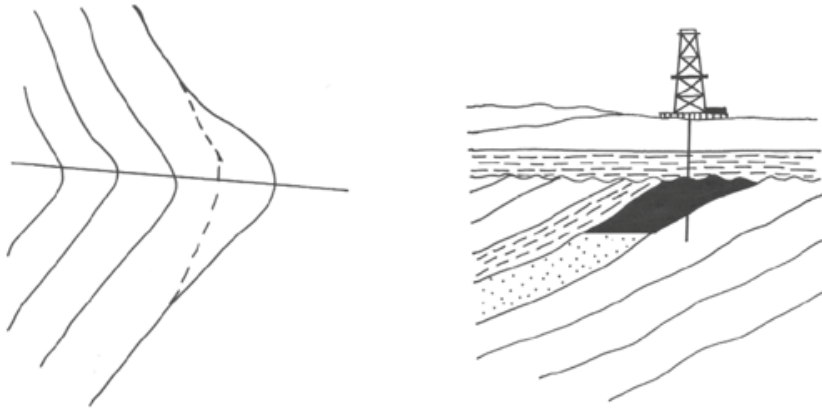


Figura 7.1–7: Trampas en cordones de arena tipo canal (tomado de Mier-Umaña, R., 1990).

Ejemplos de este tipo de yacimiento son:

- El campo de gas de Hassl er R'mel en Argelia,
- El campo del Este de Texas, USA,
- El campo de Cut Bank en Montana, USA,
- El campo de la Costa Bolívar en la Cuenca de Maracaibo, Venezuela,
- El campo de Prudhoe Bay en Alaska, USA, entre varios más.

Trampas por Acuñaamiento (Pinch-Put) y variación de Facies

El cambio lateral de una facies sedimentaria porosa y permeable a otra impermeable hacia el techo de la formación o el acuñamiento de un nivel reservorio en el seno de una roca compacta e impermeable, pueden llegar a constituir una trampa de hidrocarburos. Estas trampas y yacimientos pueden se generadas tanto en series detríticas como en series carbonatadas.

Yacimientos en series detríticas

Los reservorios están constituidos por "depósitos arenosos" de dimensiones limitadas, formados bajo ciertas condiciones locales y particulares de aportes sedimentarios y de corrientes, entre los que se

pueden tener: barras de arena en medios marinos, cuerpos de arena de playas, rellenos de canales en medios transicionales diversos, depósitos arenosos turbidíticos en abanicos submarinos.

Ejemplos de este tipo de yacimientos son:

- Los campos de Port Acres y Port Arthur en Texas y el campo de Beil Creek en Montana en USA, corresponden a depósitos deltaicos.
- El campo de Candelas en la Cuenca de Reconcavo en Brasil es una trampa estratigráfica de este tipo en posición sinclinal.
- El campo de Quiriquire al oriente de Venezuela, corresponde a depósitos de abanico submarino.

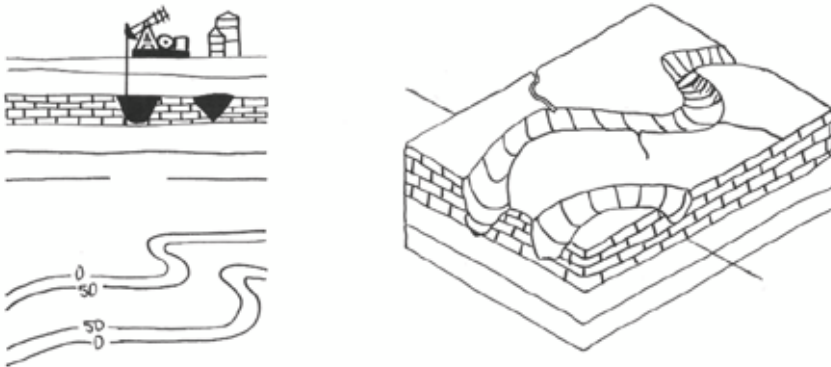


Figura 7.1–8: Trampas cordones de arena tipo canal (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

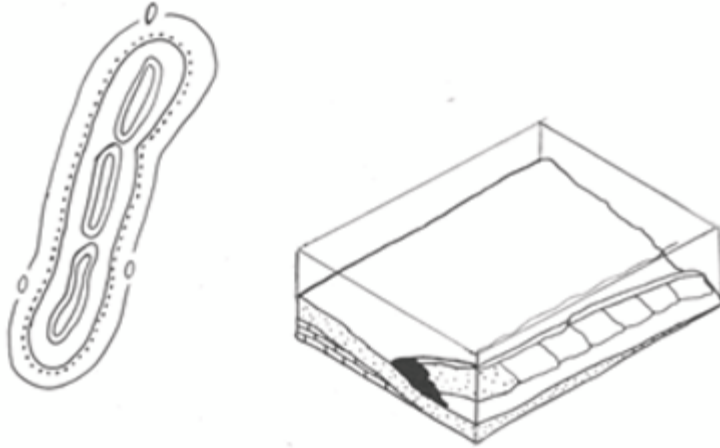


Figura 7.1-9: Trampas de cordones de arenas (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

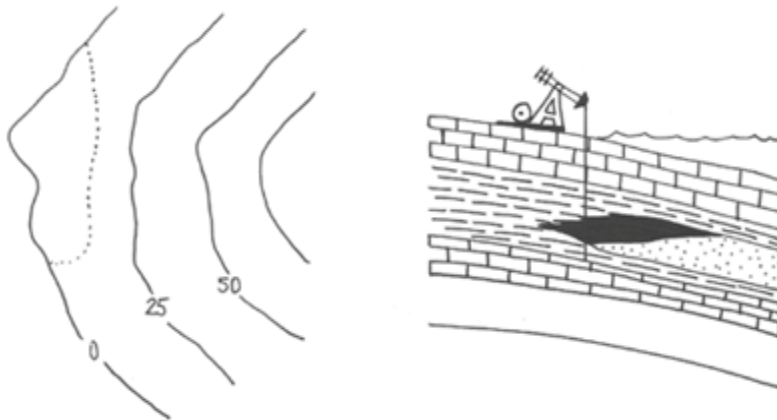


Figura 7.1-10: Tramas Pinch-Out (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

Yacimientos en series carbonatadas

El cambio lateral en las propiedades petrofísicas de las rocas que conllevan el entrapamiento de hidrocarburos, puede darse a raíz de un depósito de carbonatos en una zona detrítica. Igualmente, los cambios de facies carbonatadas hacia techo pueden ser debidos a variaciones de las condiciones de los depósitos o a transformaciones

posteriores a la deposición, sea por adquisición de porosidad y permeabilidad secundarias o sea por cementación.

Existen varios ejemplos de este tipo de yacimientos, como: el campo de Lima en Indiana, USA, el campo de Poza Rica en Méjico y el campo de Jay en Florida; USA

Existen yacimientos correspondientes a trampas cerradas por variación de facies y anomalías particulares conocidas como arrecifes.

Yacimientos Arrecifales

Este tipo de trampas son muy importantes debido a que las características petrofísicas de los arrecifes son frecuentemente excelentes en relación con la generación y acumulación de petróleo.

Los arrecifes son formas orgánicas carbonatadas que una vez hechas rocas, son rocas muy porosas. A su vez suelen estar rodeados por rocas conformadas por lodo carbonatado (mudstones) que dada su baja porosidad ejercen de sello y por ende, constituyendo la trampa estratigráfica. Las alturas de las estructuras arrecifales alcanzan en promedio 100 m' raramente 300 m y excepcionalmente 1000 a 2000 m' mientras que las alturas impregnadas oscilan entre 40 y 300 m.

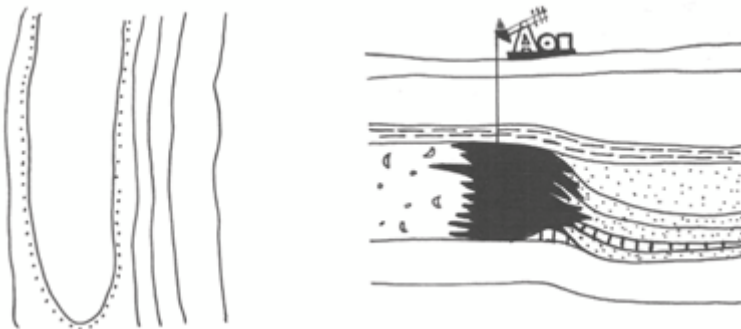


Figura 7.1–11: Trampas de arrecifes (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

Existen varios ejemplos de este tipo de yacimientos:

- Los campos devónicos de Red Water y Judy Creek en Alberta, al Oeste de Canadá, particularmente bien estudiados.
- Los campos de Horseshoe Atoll, en el oeste de Texas, USA, que corresponden a los puntos altos de un antiguo atolón.
- El campo de Intisar en Libia

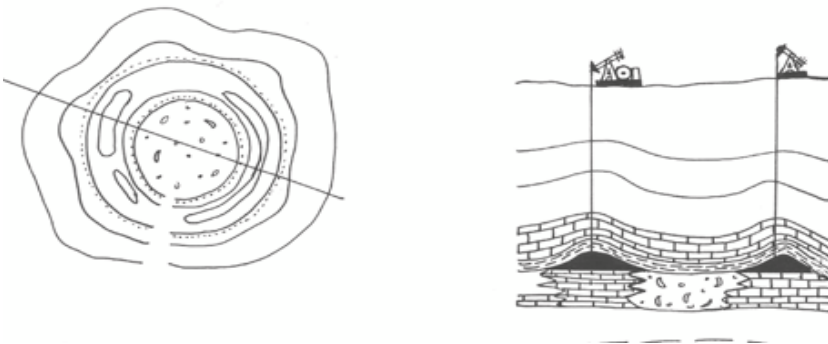


Figura 7.1–12: Trampa de Atolón (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

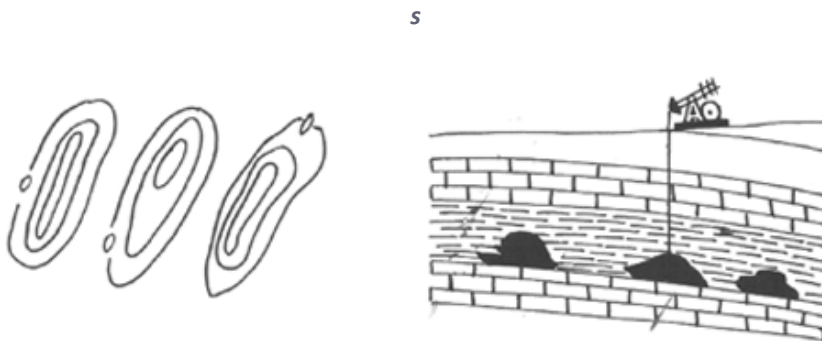


Figura 7.1–13: Trampas de banco de oolíticos (Tomado de Mier-Umaña, R., 1990)

7.1.2.5. Trampas diversas y recursos no convencionales

El grupo de trampas diversas están relacionados con fenómenos diagenéticos o de presión diferencial.

El grupo de recursos no convencionales reúnen diferentes acumulaciones de petróleo y gas que no entran en la clasificación presentada y que por lo general se extienden sobre una escala regional.

Entre los yacimientos diversos se pueden considerar los siguientes tipos:

Yacimientos Diagenéticos

Bajo situaciones estructurales diversas, cambios bruscos en la cementación de la roca o por cambios químicos de los hidrocarburos pueden generar trampas. Un caso particular de trampas diagenéticas está representado por los yacimientos cerrados por un "tapón de asfalto".

Este tipo de trampas se constituyen generalmente en tres etapas:

8. Un entrapamiento inicial, estratigráfico o estructural,
9. una cementación posterior de la parte acuífera del reservorio que rodea el yacimiento, y
10. una deformación estructural posterior que desplaza el yacimiento ya sellado y lo coloca en posición anómala.

Yacimientos por Fracturación

La fracturación responsable de la génesis de la porosidad secundaria y por tanto genera el reservorio a la vez origina la trampa, sin considerar ninguna deformación estructural o proceso estratigráfico.

Existen numerosos campos que producen a partir de reservorios fracturados. Se toma como ejemplo el pequeño campo de Florence en Colorado, USA, donde el petróleo está atrapado en una zona fracturada de lutitas del Cretáceo que no han sido afectadas por deformaciones tectónicas ni por variaciones estratigráficas.

Yacimientos de Gas en Fondo de Cuenca

Hay importantes yacimientos de gas en el fondo de los sinclinales que ejercen de trampas para el gas. El gas se concentra en las formaciones de areniscas de baja porosidad y permeabilidad con una saturación de agua relativamente fuerte y una presión inferior a la presión hidrostática.

Estos yacimientos son conocidos en la actualidad únicamente en las cuencas cretáceas de América del Norte (San Juan, Denver y Alberta), caracterizándose por grandes volúmenes de gas y tasas bajas de producción.

CAPITULO VIII: MIGRACIÓN

8.1. PROCESO DE MIGRACION DE HIDROCARBUROS

El petróleo y el gas de forma generalizada no se localizan en las rocas que se originaron. Por esta razón la formación de un yacimiento lleva implícito el desplazamiento del fluido desde la roca que lo genero hasta la roca almacén o trampa.

Se denominan migraciones a todos los desplazamientos de los hidrocarburos en el subsuelo terrestre.

Los factores a tener en cuenta en la migración son los siguientes:

- 1 El origen de los hidrocarburos. La hipótesis más aceptada en la actualidad es el origen orgánico de los petróleos, formados en un sedimento fino, la roca- madre.
- 2 Las características fisicoquímicas de los petróleos en el interior de la tierra. Estas juegan un papel importante en el desplazamiento de los hidrocarburos.
- 3 La litología de las rocas reservorio y rocas asociadas, juega igualmente un papel primordial en la circulación de los fluidos.
- 4 El tipo y naturaleza de la trampa, donde se reúne el petróleo.
- 5 La historia geológica de la cuenca sedimentaria, desde su formación hasta la época actual, para explicar convenientemente los desplazamientos de los fluidos.

8.1.1. Evidencia del desplazamiento de los hidrocarburos.

El hecho de que los hidrocarburos se mueven en el subsuelo terrestre puede ser evidenciado por:

1. La existencia misma de los yacimientos, donde la acumulación de los hidrocarburos, siempre muy localizada es resultado necesariamente, del drenaje de un volumen de sedimentos muy superior al volumen actualmente impregnado.
2. La existencia de los indicios superficiales activos (fuentes de petróleo y gas, lagos de asfalto) constantemente alimentados y renovados por una circulación subterráneo.
3. La producción de los pozos petroleros no es más que una migración inducida hasta el punto de explotación.

8.1.2. Clasificación de la migración

Connigración: Son los desplazamientos de los hidrocarburos a través de la roca reservorio hasta la trampa, con la consiguiente constitución de un reservorio.

Dismigración: Son aquellos desplazamientos que se producen hacia la superficie, originadores de indicios superficiales, y después a la destrucción más o menos completa de los hidrocarburos por los agentes atmosféricos.

En la **Connigración**, se distingue también:

Migración primaria (Expulsión): Desplazamiento del hidrocarburo por expulsión de los fluidos de la roca madre hasta los niveles de rocas más porosas y permeables (roca almacén).

Migración secundaria (Migración): Desplazamiento de los hidrocarburos en el interior de los horizontes permeables de una serie estratigráfica, hacia las trampas donde se produce la acumulación. Los horizontes por donde discurre este tipo de migración se denominan Capas de Transporte (Carried Bed).

Se distingue aún en los movimientos de los hidrocarburos:

1. La migración lateral, es la referente a los desplazamientos de los hidrocarburos en el interior de una formación de la misma edad, independientemente distancia y el desnivel recorridos.
2. La migración vertical: hace alusión a movimientos perpendiculares a los límites cronoestratigráficos, y que hace pasar los fluidos de una formación determinada a una formación de edad diferente.

8.1.3. Mecanismos de Expulsión

Se han reconocido cuatro mecanismos de expulsión de hidrocarburos:

Expulsión en solución acuosa: Este tipo de expulsión se produce por compactación de la roca madre durante el enterramiento. Por este motivo, los poros disminuyen su tamaño produciendo una sobrepresión intersticial que obliga a salir a las moléculas de hidrocarburos junto al agua de formación. Los casos que se pueden dar bajo este fenómeno son los siguientes:

- a. Expulsión del agua intersticial que arrastra minúsculas gotas de crudo recién formado.

- b. Los hidrocarburos son muy pocos solubles en agua, de existir una gran cantidad de agua, ésta podría arrastrar grandes volúmenes de petróleo.
- c. Difusión de los hidrocarburos: para ello no se necesitan grandes cantidades de agua, los hidrocarburos se moverían dada su inmiscibilidad por una fase acuosa estática hacia la roca almacén. Efectivo en distancias cortas.
- d. Suspensión coloidal

Expulsión como protopetroleo: Este mecanismo hace referencia a la expulsión temprana de los componentes precursores del petróleo en etapas tempranas de la diagénesis que son mucho más solubles. Estos elementos tipo N-O-S asociado a ácidos y alcoholes se transformarían en petróleo fuera de la roca madre.

Expulsión en solución gaseosa: Cuando los hidrocarburos generados mayoritariamente son gas, estos son expulsados por sobrepresión de gas arrastrando minúsculas gotas de petróleo líquido. Todo ello, hace que el fluido que finalmente migra sea "Gas húmedo".

Migración en fase libre: En este tipo de migración el petróleo migra por sí mismo como fase única. Esto se produce de las siguientes formas:

- a) Fase Libre: Cuando la roca madre genera suficientes hidrocarburos como para saturar el agua intersticial, puede formarse pequeñas gotas de petróleo libre en los poros. Estas pequeñas gotas de petróleo serán también expulsadas de la roca madre por compactación.

- b) Retículo de petróleo: Las pequeñas gotas de petróleo libre pueden unirse y formar un retículo continuo que se mueva por sobrepresión desplace el agua por inmiscibilidad.
- c) Retículo tridimensional de kerógeno: Los hidrocarburos conforme van siendo generados en una roca rica en materia orgánica fluirán a través de ella hasta la roca almacén donde las gotas de petróleo y/o de gas se unirán para desplazarse por gravedad hasta la trampa. Las presiones diferenciales que iniciarían el movimiento vienen dada por la compactación de la roca madre, a la expansión volumétrica que produce la génesis del petróleo/gas o la combinación de ambas. La concentración de hidrocarburos debe ser de 2,5 al 10%, con valores inferiores a 1% se rompe la continuidad del retículo.

8.1.4. Factores que controlan el movimiento del petróleo

Interacción con el kerógeno: Fenómenos de absorción o adsorción controlada por la composición de petróleo, la presión y la temperatura.

Permeabilidad relativa: La permeabilidad Relativa o K_r es el cociente de la permeabilidad efectiva de un fluido a una saturación determinada entre la permeabilidad absoluta de ese mismo fluido y la saturación total. A bajas saturaciones de petróleo son suficientes para iniciar el flujo dentro de la roca madre.

Presión Capilar: La presión capilar es la diferencia de presión a través de la interfase que separa dos fluidos inmiscibles, cuando se ponen en contacto en un medio poroso. A medida que las saturaciones relativas de las fases cambian, se ha encontrado que estas diferencias de presión también cambian.

Sobrepresión: causada por la acción de desequilibrio de compactación con incremento de volumen por la conversión de kerógeno en petróleo.

8.1.5. Los mecanismos de la migración

El estudio de los mecanismos de migración y cual, es el motor principal de los desplazamientos presenta algunas dificultades, dada la imposibilidad de estudiar los fenómenos a simple vista. La observación directa de los fenómenos, es evidentemente imposible. No obstante, mediante experimentos se ha podido estudiar artificialmente estos fenómenos llevan asociados dos grupos de fuerzas:

- Fuerzas conductoras principales (Main Driving Forces)
- Fuerzas Restrictivas

8.1.5.1. Fuerzas conductoras principales

Entre las fuerzas conductoras principales están:

Diferencias entre las características físicas de los fluidos, agua y petróleo, contenido en las rocas. Interacción de estas características y de las propiedades físicas de las rocas. Se obtienen movimientos diferenciales agua y petróleo.

Diferencias de densidad entre el agua y el petróleo que originan la aparición de fuerzas de gravedad, que tienden a separar los dos fluidos, tanto en medio estático como dinámico (Flotabilidad).

Fuerzas de tensión superficial e interfacial, que introducen en el medio poroso, presiones diferenciales, que pueden actuar a la vez sobre el movimiento y sobre la segregación de los fluidos (Gradientes de presión).

Fenómenos de presión que actúan sobre el conjunto de los fluidos de la roca y que crean desplazamientos en masa, entre zonas de alta y baja presión (hidrodinamismo).

- a) Compactación de los sedimentos.
- b) Subsistencia. Uno y otro, expulsan los fluidos de los sedimentos finos comprensibles, hacia los sedimentos más gruesos, donde las presiones son inferiores.
- c) Infiltraciones en los afloramientos. Introducen igualmente movimientos en el manto acuífero, pero más tardíamente.

Mecanismos complementarios, cuya importancia, sin ser despreciable, está menos definida.

- a) Presencia de gas disuelto.
- b) Cementación de las rocas-almacén.

8.1.5.2. Fuerzas restrictivas

Tensión de Garganta de poro: Cuando una gota se mueve hacia los poros de una roca, esa gota sufre fenómenos distorsionadores para poder pasar por la garganta de poro, hasta el interior del poro. La fuerza requerida para pasar es la presión capilar, cuya magnitud va a depender del radio del poro, de la tensión interfacial y la mojabilidad de la roca.

Tensión interfacial: Una propiedad de la superficie entre dos fases fluida inmiscibles. Cuando ambas fases son líquidas se denomina tensión interfacial. La tensión interfacial gas-agua es más alta que petróleo agua.

8.1.6. Desplazamiento de los Hidrocarburos durante la migración.

8.1.6.1. Distancias recorridas por los HC durante la migración

La migración se produce en distancias cortas, directamente de la roca madre hacia la roca almacén donde el petróleo. Este tipo de migración se da frecuentemente en yacimientos en los que el petróleo se ha acumulado en lentejones arenosos o calizas arrecifales, rodeados completamente por series arcillosas y sin ninguna relación con otras formaciones porosas y permeables, que permitan una circulación de los fluidos, o a lo largo de grandes distancias. En estos dos casos, la roca madre supuesta, rodea más o menos completamente el almacén donde se han acumulado los HC, mostrando así, que no es necesario un desplazamiento a larga distancia, para que se forme un yacimiento.

En rocas de grano fino, la porosidad relativa es menor que en rocas de grano grueso. Estas rocas se cementan y ocluyen sus poros con facilidad por lo que es difícil de entender distancias de desplazamiento muy largas. La mayor parte de las rocas almacén de origen detrítico son de grano fino.

A estos dos argumentos, se oponen serias objeciones:

1. Los yacimientos en lentejones aislados no son los únicos en rocas detríticas. Los grandes yacimientos en este tipo de rocas están localizados en formaciones permeables muy extendidas horizontalmente.

Dado estos argumentos es conveniente introducir los conceptos de migración primaria y secundaria, ya que estos atienden también a distancias de migración diferentes y no pueden ser por este hecho asemejado. La primera, interviene solo en la

formación de los yacimientos localizados en los lentejones arenosos.

2. Si la circulación del petróleo en el interior de un almacén con permeabilidad media/baja, parece difícil en condiciones normales de presión y temperatura, el comportamiento de estos fluidos cuando los efectos de la presión y la temperatura le afectan es radicalmente diferente.

Propiedades como la viscosidad y la tensión superficial de los fluidos, son propiedades que son muy susceptibles a la temperatura, por lo que modifican el flujo ante un cambio de la misma.

Finalmente, una vez analizados y conocidos todos los argumentos, estos parecen apuntar a la existencia de una migración de larga distancia (migración secundaria) y migración de corta distancia) migración primaria. Las evidencias que apoyan esta tesis son:

1. La acumulación está controlada siempre, por la posición estructural elevada, que favorece la segregación del gas, del petróleo y agua, bajo el efecto de las fuerzas de gravedad.
2. Las inmensas acumulaciones de petróleo o gas que constituyen los grandes campos, tales como East Texas, Hassi Messauod, etc., no pueden resultar más que del drenaje a muy larga distancia de los HC formados en las rocas madres.
3. En numerosos puntos, el petróleo no parece derivar de una roca-madre local; se trata en particular, de las acumulaciones reconocida en rocas eruptiva o en series puramente continentales, cuya facies muestra condiciones de depósito en un medio muy oxidante.
4. Algunas trampas, actualmente estériles, muestran trazas evidentes de lavado y, por tanto, de desplazamiento de petróleo.
5. En los yacimientos conocidos actualmente, los HC están en equilibrio más o menos inestable en función de la naturaleza del almacén y la

trampa, de su profundidad y del movimiento y composición de las aguas de yacimiento.

8.1.7. Historia de los desplazamientos de los Hidrocarburos y de su acumulación

La relación entre el depósito de materia orgánica petróleo a partir de la materia orgánica depositada junto a un sedimento de textura fina y la generación de está globalmente aceptado.

Sea cual sea el “protopetróleo” presente inicialmente en la roca madre, éste es expulsado, mezclado al agua de imbibición. Esta expulsión, se produce por efecto de la compactación de los sedimentos o por sobresaturación en los poros de la roca.

El primer efecto de la compactación de los sedimentos, es una reducción notable de la porosidad de las rocas de textura fina, por tanto, se producirá una sobrepresión de fluidos en las formaciones saturadas. Dada esta sobrepresión los fluidos serán expulsados, tenderán a invadir las formaciones de porosidad elevada, donde las presiones son menores.

1. Si los cuerpos son porosos y permeables, y con morfología lenticular, los fluidos que llegan a ellos parecerían una infiltración, una segregación del agua y el petróleo. La pequeña presión reinante sobre el conjunto de los fluidos en el cuerpo poroso, puede ser insuficiente para vencer las resistencias capilares del petróleo.
2. Si los horizontes porosos y permeables son más extensos y cubren una parte importante de la superficie de la cuenca, comienza una segunda etapa de la migración, la migración secundaria. Bajo el efecto de la gravedad, ayudada por la circulación de los fluidos expulsados de las zonas de alta presión del fondo de la cuenca hacia las regiones de menor presión de los bordes, los HC se separan del agua, se reúnen en el contacto del techo de la roca almacén y caminan en dirección a los puntos estructuralmente más elevados.

Esta primera etapa de la migración secundaria, se produce durante la sedimentación, y tiende a saturar principalmente las trampas estratigráficas o las trampas estructurales ya formadas en esa época. Si una o varias fases orogénicas afectan al conjunto de los terrenos sedimentarios, en que se ha realizado la acumulación, podrá producirse un nuevo movimiento de los hidrocarburos que tenderán a desplazarse bajo el único efecto de la gravedad, hacia estructuras más elevadas si los cierres anteriores son modificados, o serán barridos y transportados hacia otros puntos por los mantos acuíferos puestos en movimiento por los fluidos e infiltraciones consiguientes a los plegamientos y erosión.

Además de los procesos de migración, para la constitución de un yacimiento es necesario, que se hayan encontrado reunidas las condiciones de acumulación y no dispersión de los hidrocarburos (ver capítulo VII: Trampas).

REFERENCIAS

- Allen, P. A. y Allen, J. R. (2005): Basin analysis: principles & applications. Blackwell Science., Oxford, UK, 549 pp.
- Arana Ortiz Victor Hugo (2007): Apuntes De Simulación Numérica De Yacimientos, F. I. UNAM.,
- Campo, E. (2010). Ingesaerospa Frias Florencia y Naranjo Johanna. E.E.T N°3. Enrique Carbó.Trabajo de Química. <http://trabajoquimica-petroleo.blogspot.com/2011/07/eet-n3-enrique-carb>
- Choquette, P.W. and Pray, L.C. (1975): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, V. 54.
- De Celles P.G., Giles K.A. 1996. Foreland basin systems. Basin Research: 8, 105-123.
- De La Garza Rodriguez (2000): Fundamentos de Simulación Numérica De Yacimientos” División de estudios de Postgrado, F.I. UNAM.
- Dickinson, W.R. (1974): Plate tectonics and sedimentation. In: W.R Dickinson (ed) Tectonics and sedimentation, SEPM, Spec. Publ,22, 1-27.
- Dunhan, R.J. (1962). Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. (In Ham, W.E. 108–121).
- Escobar, M. (2008): Fundamentos de la Geoquímica del Petróleo, Congreso de la Asociación Latinoamericana de Geoquímica Orgánica, Isla Margarita, Venezuela.
- Folk, R.L. (1959): Practical Petrographic classification of Limestone. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 43, 1–38.
- Folk, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestones ty- pes”. (In Ham, W.E. 62–84).
- Grabau, A.W. (1913): Principles of Stratigraphy. A.G. Seiler, New York, 1185 p.
- Halliburton (2010): Recopilación Técnica Ingeniería de Yacimientos
- Hunt, J.M. (1996): Petroleum Geochemistry and Geology (2nd Edition), San Francisco, Freeman and Company, 617.

- James, N.O (1979): Introduction to carbonate facies models. En R.G, Walker (ED) Facies Models. Geoscience Canada. Reprint Series, vol1, 105,109.
- James, N.O (1979c): Reef. En R.G, Walker (ED) Facies Models. Geoscience Canada. Reprint Series, vol1, 109-117.
- Klein, C. and Hurlbut, C.S., 1996. Manual de Mineralogía (vol.1). 4ª Edición. Reverté. 368p.
- Klemme, H.D. (1980): Petroleum Basins-clasificación y characteristics. J. Petrol. Geol, v.3, 187-207.
- Levorsen, A.I. (1967): Geology of Petroleum. 2nd Edition, W. H. Freeman and Company, San Francisco, CA
- Magoon, L.B., y Dow, W.G. (1994): The petroleum system, in L.B. Magoon and W.G. Dow, eds., The Petroleum System—From Source to Trap: AAPG Memoir 60, p. 3–24.
- Martinez M. y Escobar, M (2016) “Ciencia del Carbon: Geología, Quimoca, Petrografia Geoquimica, Aplicaciones” 2016. AMV Ediciones, Madrid.193 pp
- Mier-Umaña, R. (1991): Geología Básica del Petróleo Servicio de ediciones UIS. Universidad Industrial de Santander. Colombia 172 pp
- Nederlof, M.H. and Mohler, H.P (1982): Quantitativa invertigation of trapping effect of unfaulted caprock. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 65, 964.
- Newbery, J. y Justino,T. (2007): El Petróleo. Coleccion “Los Raros, Biblioteca Nacional, N°17, Argentina, 384 pp.
- Palmer, A.R. (1983). The decade of North American geology. 1983 Geologic Time Scale. Geol., l.l, p. 503-504.
- Peters K.E. and Moldowan J.M., (1993): The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments: Englewood Cliff, NJ, Prentice Hall, 476 p.

- Peters, K. E., and J. M. Moldowan (1993): *The Biomarker Guide*: Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 363 p
- Peters, K.E. and Cassa, M.R. (1994) *Applied Source-Rock Geochemistry*. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., Eds., *The Petroleum System. From Source to Trap*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 93-120
- Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M. (2005). "The Biomarker Guide, Volume 1: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History": New York, Cambridge University Press, 490 p.; *The Biomarker Guide, Vol. 2: Biomarkers and Isotopes in the Petroleum Exploration and Earth History*: New York, Cambridge University Press, 700 p
- Pettijohn, F.; Potter, P. & Siever, R., (1985). "Sand and Sandstone". (2nd. edition). Springer. N.York.
- Pomar, L., Fornós, J.J., Rodríguez-Perea, A. (1985). Reefs and shallow carbonate facies of Upper Miocene of Mallorca. In: Mili, M.D., Rosell, J. (Eds.), *I.A.S. 6th European*
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform models. *American. Assoc.of Petrol.Geo Bull.*, 69(1), 1-21. *Regional Meeting Excursion Guidedbook*, pp. 495–518
- Sanders, J. E. 1965. Primary sedimentary structures formed by Turbidity currents and related resedimentation mechanisms. En Middleton G. V. (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 12: 192:219, Tulsa.
- Schlumberger (1990): *Principios/ Aplicaciones De La Interpretación De Registros*",
- Tissot, B, Durand, B., Espitalié, J., Combaz, A. (1974): Influence of nature and diagenesis organic matter in formation of petroleum. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 58, Volume 3, 499-506.
- Tissot, B. P., and D. H. Welte, (1984), *Petroleum formation and occurrence*: New York, Springer-Verlag, 699 p

Tucker, M.E. y Wright, V.P (1990): Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, London.

Van Krevelen, D. W. (1961): Coal: New York, Elsevier, 514 p.

Vera, J. A. (1994). "Estratigrafía". Edit. Rueda

Veeken, P. C. (2008). Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation. Elsevier Publications. Seismic Exploration, Volume 37. 509 p.

Wentworth, C.K. (1922): "A scale of grade and class terms for clastic sediments". Journ Geol, 30, 377–392.

Woodcock, N.H., y Fischer, M., (1986): "Strike-slip duplexes: J. Structural Geology", v. 25, p. 725-735.

Erica Lorenzo García

Licenciada en Geología. Ingeniera Técnica de Minas, "Recursos Energéticos, Combustibles y Explosivos". Con estudios de Postgrado a nivel de Maestría en Geología y Gestión de los Recursos Minerales. Doctora en Geología y Gestión de los Recursos Minerales, Especialidad Análisis de Cuencas, Universidad de Huelva, España. Actualmente se desempeña como Coordinadora de Investigación Formativa, amén de su labor docente y de investigación, en la Facultad de Ciencias de la Ingeniería, Carrera de Petróleo de la Universidad Estatal Península de Santa Elena (UPSE).

Antonio Morato Medina

Licenciado en Ciencias Ambientales. Ingeniero Técnico de Minas, Especialidad Recursos Energéticos, Combustibles y Explosivos. Con estudios de Postgrado a nivel de Maestría en Técnicas Instrumentales en Química, Universidad de Huelva, España. Experiencia profesional de 5 años como Consultor, Auditor y Jefe de Operaciones en la Industria Minera. Actualmente se desempeña como Docente Contratado en asignaturas de Ambiente y Termodinámica, en la Facultad de Ciencias de la Ingeniería, Carrera de Petróleo de la Universidad Estatal Península de Santa Elena (UPSE).

ISBN: 978-9942-776-05-1

