



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**FACULTAD DE INGENIERÍA**

---

---

**“APUNTES DE LA ASIGNATURA DE GEOLOGÍA  
DE YACIMIENTOS NATURALMENTE  
FRACTURADOS”**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
I N G E N I E R O P E T R O L E R O**

**P R E S E N T A :**

**LUCINO BUENAVENTURA AMAYA SANTIAGO**

**DIRECTOR DE TESIS:**

**ING. JAVIER ARELLANO GIL**



MÉXICO, D.F., CIUDAD UNIVERSITARIA.

AGOSTO, 2010.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN  
60-I-1151

**SR. LUCINO BUENAVENTURA AMAYA SANTIAGO**  
**Presente**

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

**APUNTES DE LA ASIGNATURA DE GEOLOGÍA DE YACIMIENTOS NATURALMENTE  
FRACTURADOS**

- RESUMEN**
- I GENERALIDADES**
- II SISTEMAS DE DEPÓSITO EN ROCAS CARBONATADAS**
- III ORIGEN DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS**
- IV CLASIFICACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS**
- V PROPIEDADES DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS QUE AFECTAN EL COMPORTAMIENTO DE UN YACIMIENTO Y SU CARACTERIZACIÓN**
- VI IMPACTO DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS SOBRE LAS ESTRATEGIAS DE DESARROLLO Y EXPLOTACIÓN DE UN YACIMIENTO PETROLERO**
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

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

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

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"**

Cd. Universitaria, D. F., a 27 de septiembre de 2006

EL DIRECTOR

  
**M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO**  
**GFBB/JAGC\*gtg**



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN

*Designación de sinodales de Examen Profesional*

A los señores profesores:

Presidente	DR. FERNANDO SAMANIEGO VERDUZCO
Vocal	ING. JAVIER ARELLANO GIL
Secretario	DR. RAFAEL DE LOS ANGELES HERRERA GOMEZ
1o. suplente	ING. MARIA GUADALUPE GALICIA MUÑOZ
2o. suplente	M.I. ALBERTO HERRERA PALOMO

Me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional del señor AMAYA SANTIAGO LUCINO BUENAVENTURA registrado con número de cuenta 09756618-8 en la carrera de INGENIERÍA PETROLERA quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a esta Dirección, si es el caso, la aceptación del mismo.

Con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de esta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar el oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F. a 18 de Junio de 2010.

EL DIRECTOR

Mtro. José Gonzalo Guerrero Zepeda

## **AGRADECIMIENTOS.**

### **GRACIAS A DIOS POR TODO LO QUE ME HA DADO.**

#### **GRACIAS A TODA MI FAMILIA:**

A mi Abuelita Feliciano García (†) por sus cuidados, cariño, apoyo, paciencia y valores que me inculco.

A ti mamá Sra. Gudelia Santiago García por tu cariño, apoyo económico, moral y educación que me has brindado.

A mi hermano Ing. Medardo Amaya Santiago por todo tu apoyo, por ser mi ejemplo a seguir, por tus enseñanzas, porque en ti vi que solo hacen falta deseos y ganas para salir adelante. A mi cuñada Margarita y a mis sobrinos Mónica, Luis y Arturo.

A mi tío Roberto García y su esposa Evangelina (y familia) por su apoyo económico y moral.

A mis tíos Oliveria y Juan. A mis primos y sus familias: Fredy y Yolanda; Laurencia y Jaime; Artemia y Abraham; Eladio y Zoila; Floriberto y Eva; Efraín; Uriel.

Al señor Juan Cazares (†) por todo su apoyo.

A mi padrino Aristeo (†) por su apoyo económico y por enseñarme a trabajar.

A mis padrinos: Chuca (†) y Ubaldo; Hilda y Regulo (y familia) por todo su apoyo.

A mi esposa Ing. Adriana Sánchez Máximo por tu apoyo, comprensión y cariño incondicional. A mis suegros Ricardo y Virgilia por su apoyo. A mi cuñado Miguel Ángel Sánchez por todo tu apoyo.

#### **GRACIAS A MIS AMIGOS:**

De diferentes etapas de mi vida: Sra. Elpidia y familia, Lic. Gabriel Arias Niño, Lic. Andrés Avelino Escamilla, etc. De la primaria: Armando, Carlos, Martina, Guadalupe. De la secundaria: Inocencio, Tomas, Lina, Antonio. De la preparatoria: Roberto, Inocencio, Tomas, Judith, Juan Miguel, Víctor Hugo, Rogelio.

De la FI, UNAM por su amistad, apoyo y por los buenos momentos que vivimos: Adriana Sánchez, Miguel Ángel Sánchez, Daniel Dillañes, José A. Guerrero, Keyla Ramírez, Arturo Villegas, Octavio Flores, Edmundo Carmona, Antelmo García, Juan Luis Brito, Haydee Coronado, Iván Vinicio Olea, José Castillo, José Luis Morelia, Ricardo Vladimir López, Lilia Simona Gonzales, Cancino Ortega, José Luis Hernández, Saúl Velasco, Juan Cristóbal, Oscar Peña, Orlando Hernández y su esposa Claudia, Oscar Castillo, Lizbeth Abiu Evia, Oscar Dimas, Lidia Meneses, Rafael Trejo, Ramiro Raya, Daniel, Lizeth Nava, Pablo, Daniel Juárez, Tito Antonio Trujillo, Raúl Medina, Alejandro Cortes, Gustavo Prado, Roberto Parra, Omar Rubio, José David Guzmán, Gerardo Bravo, Mario Villavicencio, Charly, Raúl, Lucero Díaz, Alejandra, Virginia Báez, Elvira Rivera, Carlos Alfonso T., Beatriz Adriana Olivera, Damián, Roberto, Lic. Gustavo, Isidro, Guillermo, Isaí Guzmán, Lety, Sandra y muchos otros más que me faltaron.

#### **GRACIAS A MIS AMIGOS Y COMPAÑEROS DE TRABAJO:**

Del Laboratorio de Núcleos Naturalmente Fracturados de la FI, UNAM: Miguel Ángel Sánchez, Omar Rubio, Cesar, Mario Villavicencio, José A. Guerrero, Lourdes, Yarisol, Beatriz Maya, Dr. Rafael Herrera, Dr. Fernando Samaniego, Ing. Agustín Velazco, Mario.

Del Instituto Mexicano del Petróleo, Cede, Distrito Federal: Omar Rubio, Hosué Rosales, M.I. Gorgonio Fuentes (por ser mi mentor, asesor y gran amigo), M.I. Jesús Roldan, M.I. Juan de la Cruz Clavel, Ing. Alfredo Carmona, M.I. Luis Villa, M.I. Sofía; al M.I. Héctor Hernández y M.I. María Berenice Aguilar por brindarme la oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo de Simulación de Yacimientos.

Del Instituto Mexicano del Petróleo, Región Marina: Al M.I. Saúl Méndez, Ing. Eduardo Campos, Ing. Ulin Jiménez, Ing. Sandra Pascual y familia, Ing. Pedro Barranco.

De PEMEX, de la Región Marina Noreste, Activo Integral Ku-Maloob-Zaap, del área de Administración de Diseño de Proyectos: Al Ing. Jorge Rojas por confiar en mí y hacerme parte del grupo de la administración de la Inyección de Nitrógeno y sobre todo por su orientación para el buen desempeño de mis labores. Gracias por todo su apoyo: al Ing.



Héctor Salgado, Ing. Rigoberto Morales, M.I. Ricardo, M.I. Adolfo Calderón, Ing. Giovanna Ruiz; al Ing. Rafael Trejo (por su apoyo, amistad y enseñanzas) y a su esposa Liliana Cortés; M.I. Miriam Villegas, Ing. Lizeth Cruz, Ing. Hosué Rosales, Ing. Santos Reyes, Ing. Marco Vinicio Castillo, M.I. Blanca Estela Angulo, Ing. Carlos Esquinca, al M.I. Orlando Hernández, Ing. Roberto Parra, Ing. Norma, Ing. Cacheus, Ing. Richard.

Al grupo de la Administración de la Inyección de Nitrógeno: Ing. Héctor Salgado, Ing. Jorge Rojas, Ing. Giovanna Ruiz, Ing. Marco Vinicio Castillo, Lic. Álvaro Herrera, Ing. Raúl Francisco Crespo, Ing. Angel Ortiz, Ing. Genaro Cárdenas, Ing. Alfredo Luna, etc.

#### **GRACIAS A MIS PROFESORES DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UNAM.**

Por compartirme sus conocimientos, por darme una educación de excelencia, por su tiempo, dedicación y enseñanzas, porque que me proporcionaron las herramientas necesarias que me permitieron desarrollar mi trabajo en la industria petrolera (AIKMZ) de una manera excelente; algunos de mis profesores fueron: Ing. Carlos Cárnica, Dr. Joaquín E. Aguayo, Ing. Javier Arellano, Ing. Manuel Villamar, Ing. Salvador Macías, M.I. Oswaldo, M.I. Celestino Arguelles, Ing. Eduardo G. Loreto, M.I. José Manuel Reyes, M.I. Mario Becerra, M.I. José Ángel Gómez, Dr. Jorge A. Arévalo, Dr. Víctor Hugo Arana, Ing. Javier Farías, Ing. Cristina Avilés, etc.

#### **GRACIAS A MIS SINODALES:**

Por brindarme su apoyo, comentarios y tiempo dedicado en la revisión de este trabajo:

Al Ing. Javier Arellano Gil (por ser mi asesor de tesis; por su amistad, consejos y por ofrecerme este reto como trabajo de titulación).

Dr. Fernando Samaniego Verduzco.

Dr. Rafael de los Angeles Herrera Gómez.

Ing. María Guadalupe Galicia Muñoz.

M.I. Alberto Herrera Palomo.

#### **GRACIAS A LAS SIGUIENTES PERSONAS POR SU CONTRIBUCIÓN EN LA ELABORACIÓN DE ESTE TRABAJO:**

Por su apoyo, tiempo, comentarios, asesoría y las observaciones que me realizaron: M.I. Gorgonio Fuentes, Ing. Alfredo Carmona, M.I. Luis Villa, Ing. Rafael Jesús Trejo, M.I. Juan Carlos Cruz, M.I. Abacuc Carlos Pacheco, M.I. Saúl Méndez, Mi esposa Ing. Adriana Sánchez, Mi cuñado Miguel Ángel Filiberto Sánchez, etc.

#### **AGRADECIMIENTOS MUY ESPECIALES:**

Gracias a ti mama Sra. Gudelia estamos a punto de concluir un largo camino de tantos que hemos realizado juntos, que con tu apoyo, esfuerzo, fortaleza y ganas de seguir adelante fue posible y vamos por más. Muchas gracias.

Gracias a ti mi amiga, confidente, musa y amada esposa Adriana estamos a punto de terminar una de las muchas metas y proyectos que tenemos juntos. Tú eres parte fundamental de mis ganas por destacar y seguir adelante. Muchas Gracias.

#### **GRACIAS A LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UNAM, MI ALMA MATER:**

Porque me brindo una educación de excelencia.

Porque en sus aulas y prácticas de campo hice muy buenos amigos que serán para toda la vida.

Porque en sus aulas conocí a mi esposa.

Porque me dio las herramientas para un futuro mejor y prospero.

Porque me brindo trabajo.

Por esto y por mucho más, COMO NO TE VOY A QUERER.

ÍNDICE.....	I
RESUMEN.....	V
CAPÍTULO I. GENERALIDADES.....	1
1.1 ANTECEDENTES.....	1
1.2 ALCANCE DEL TRABAJO.....	2
1.3 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	2
1.4 IMPORTANCIA DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS EN MÉXICO Y EL MUNDO.....	3
 CAPÍTULO II. SISTEMAS DE DEPÓSITO EN ROCAS CARBONATADAS.....	 17
2.1. CONCEPTOS GENERALES DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	17
2.1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS MEDIOS SEDIMENTARIOS.....	19
2.2 SEDIMENTACIÓN MARINA CARBONATADA.....	27
2.2.1 LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS.....	27
2.2.2 DIFERENCIAS DE LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS CON LOS SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS.....	27
2.2.3 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	28
2.2.4 COMPONENTES MINERALÓGICOS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	29
2.2.5. COMPONENTES TEXTURALES DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	31
2.2.6. CLASIFICACIONES DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	35
2.2.7. POROSIDAD DE LAS ROCAS CARBONATADAS.....	40
2.2.8. LOS CONTROLES PRINCIPALES DE LA PRODUCCIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LOS CARBONATOS.....	76
2.2.9. VARIACIONES EN LOS ORGANISMOS PRODUCTORES DE CARBONATOS.....	79
2.3. ZONAS DE ACUMULACIÓN DE CARBONATOS.....	80
2.3.1. TIPOS DE PLATAFORMAS.....	80
2.3.1.1. Plataforma con laguna interna.....	81
2.3.1.2 Rampa.....	84
2.3.1.3 Otros tipos de plataformas.....	85
2.3.2. AMBIENTES Y SUBAMBIENTES.....	87
2.3.2.1. Las plataformas subtropicales tipo plataforma con laguna interna.....	87
2.3.2.1.1 La zona supramareal y las llanuras de marea.....	88
2.3.2.1.2 La laguna interna.....	91
2.3.2.1.3 Las planicies (bajíos).....	92
2.3.2.1.4 Los arrecifes.....	95
2.3.2.1.5. La pendiente de la plataforma.....	99
2.3.2.2. Las plataformas subtropicales tipo rampa.....	100
2.3.3. ESQUEMAS GENERALES DE DISTRIBUCIÓN DE FACIES.....	102
2.3.4. MEDIOS AMBIENTES DE DEPÓSITO DE MAR ABIERTO. ....	105
2.3.4.1 Sedimentación pelágica.....	105

2.3.4.2. Características del medio.....	114
2.3.4.3. Sedimentación pelágica actual.....	120
2.4. DIAGÉNESIS.....	133
2.4.1. HISTORIA DE LA DIAGÉNESIS.....	133
2.4.1.1 Definición de la diagénesis.....	134
2.4.1.2 Límites de la diagénesis, la diagénesis en el tiempo y en el espacio.....	134
2.4.2. DIAGÉNESIS DE ROCAS SILICICLASTICAS.....	136
2.4.3. DIAGÉNESIS DE SEDIMENTOS Y ROCAS CARBONATADAS.....	136
2.4.3.1. Introducción a los procesos diagenéticos de los sedimentos y rocas carbonatadas.....	136
2.4.3.2. Trabajos básicos.....	137
2.4.3.3. Procesos diagenéticos.....	138
2.4.3.3.1. Degradación biológica y micritización.....	138
2.4.3.3.2. Disolución y carstificación.....	140
2.4.3.3.3. Cementación.....	151
2.4.3.3.4. Sedimentación interna.....	158
2.4.3.3.5. Procesos neomórficos.....	158
2.4.3.3.6. Reemplazamientos.....	160
2.4.3.3.7. Compactación y presión-disolución.....	166
<b>CAPITULO III. ORIGEN DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS.....</b>	<b>171</b>
3.1 INTRODUCCIÓN.....	171
3.1.1 DEFINICIONES.....	171
3.1.1.1 Fuerza.....	171
3.1.1.2 Esfuerzo.....	172
3.1.1.3 Fractura.....	173
3.1.1.4 Falla.....	176
3.1.1.5 Yacimiento naturalmente fracturado.....	177
3.2 ORIGEN DEL SISTEMA DE FRACTURAS (DE NELSON).....	178
3.2.1 CLASIFICACIÓN GENÉRICA DE LAS FRACTURAS EXPERIMENTALES.....	179
3.2.1.1 Fracturas de extensión (modo I).....	181
3.2.1.2 Fracturas de cizalla (modo II y modo III).....	181
3.2.1.3 Fracturas de tensión.....	181
3.2.2 CLASIFICACIÓN DE LAS FRACTURAS NATURALES DE ACUERDO A SU OCURRENCIA.....	182
3.2.2.1 Fracturas tectónicas.....	184
- Sistemas de fracturas relacionadas con fallas.....	185
- Sistemas fracturados relacionados con pliegues.....	189
- Fracturas asociadas con los domos.....	196
- Otros sistemas de fracturas: como perforaciones y estructuras de impacto.....	196
3.2.2.2 Fracturas regionales.....	196
- Juntas.....	197
- Cruceros.....	197
3.2.2.3 Fracturas contraccionales.....	203
- Fracturas de desecación (grietas de lodo).....	204
- Fracturas por sinéresis (poligonales o en enrejado).....	204

- Fracturas térmicas contraccionales (juntas columnares).....	205
- Fracturas por cambio de fase mineral (relacionadas a la diagénesis).....	207
3.2.2.4 Fracturas relacionadas a la superficie.....	207
- Fracturas por pérdida de carga.....	207
- Fracturas debidas a la liberación de una superficie (lajamiento).....	208
- Fracturas por intemperismo.....	209
<b>CAPÍTULO IV. CLASIFICACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....</b>	<b>211</b>
4.1 ANTECEDENTES.....	211
4.1.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS YACIMIENTOS.....	211
4.1.2 ANÁLISIS DE AFLORAMIENTOS Y DATOS DE YACIMIENTOS.....	211
4.1.3 CRITERIOS EMPLEADOS EN LA CLASIFICACIÓN.....	211
4.2 TIPOS DE YACIMIENTOS (CLASIFICACIÓN DE NELSON, 2001)....	212
4.2.1 TIPO 1.....	213
4.2.2 TIPO 2.....	215
4.2.3 TIPO 3.....	216
4.2.4 TIPO 4.....	217
4.3 TIPOS DE YACIMIENTOS (CLASIFICACIÓN DE LA OILFIELD REVIEW, 2006).....	218
TIPO 1.....	218
TIPO 2.....	218
TIPO 3.....	218
TIPO 4.....	218
TIPO G.....	218
TIPO M.....	218
<b>CAPÍTULO V. PROPIEDADES DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS QUE AFECTAN EL COMPORTAMIENTO DE UN YACIMIENTO Y SU CARACTERIZACIÓN.....</b>	<b>219</b>
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>219</b>
5.1 PROPIEDADES DE UN SISTEMA DE FRACTURAS.....	219
5.1.1 MORFOLOGÍA DE LAS FRACTURAS.....	222
5.1.2 APERTURA Y PERMEABILIDAD.....	239
5.1.3 ESPACIAMIENTO.....	241
5.2 CARACTERIZACIÓN DE UN SISTEMA DE FRACTURAS.....	250
5.2.1 MÉTODOS SÍSMICOS.....	252
5.2.2 REGISTROS GEOFÍSICOS.....	255
5.2.3 PRUEBAS DE PRESIÓN.....	283
5.2.4 GEOESTADÍSTICA.....	306
<b>CAPÍTULO VI. IMPACTO DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS SOBRE LAS ESTRATEGIAS DE DESARROLLO Y EXPLOTACIÓN DE UN YACIMIENTO.....</b>	<b>313</b>
<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>313</b>
6.1 ATRIBUTOS POSITIVOS.....	313

6.2 PROBLEMAS POTENCIALES.....	314
6.3 ESTRATEGIAS DE LA ADMINISTRACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	315
6.4 ANÁLISIS DE RIESGOS DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.....	325
CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	328
Conclusiones.....	328
Recomendaciones.....	330
BIBLIOGRAFÍA.....	332

## RESUMEN.

En este trabajo se describen las principales características de los Yacimientos Carbonatados Naturalmente Fracturados (YCNF), ya que son los que aportan la mayor producción a nivel mundial y en el caso de México aportan aproximadamente el 80%, como ejemplo tenemos al Activo Cantarell (aporte 575,345 bl/día en abril del 2010) y el Activo Ku-Maloob-Zaap (aporte 848,277 bl/día en abril del 2010) de la producción total que es de aproximadamente 2,593,336 bl/día en abril del 2010. A nivel mundial los YNF en carbonatos aportan más del 50% de la producción de hidrocarburos; los campos principales se encuentran en el Medio Oriente (Arabia, Irán e Irak).

En este trabajo se describen los medios ambientes de depósito de los carbonatos, los más importantes son los de plataforma, arrecifes y los de mar abierto, que se originan en zonas que deben tener determinadas características, como es la temperatura del agua (templada a cálida), luz solar suficiente, buenos aporte de nutrientes, etc.; no deben existir afluentes de ríos cercanos, porque estos aportan terrígenos que no favorecen la formación de los carbonatos. Los medios ambientes de depósito les proporcionan ciertas características a los carbonatos como son la porosidad primaria y permeabilidad primaria; posteriormente actúan procesos que modifican estas propiedades (los principales son los tectónicos, bióticos y diagenéticos), dando origen a la porosidad y permeabilidad secundaria, ya sea que las mejoren o las disminuyan. Los procesos diagenéticos más importantes son la carstificación (disolución) y la dolomitización (sustitución del carbonato por el Magnesio, esto provoca disminución del tamaño de grano y mayor dureza de la roca y por ende la hace más frágil y más fracturable).

Se describe el origen de los sistemas de fracturas, mediante experimentos de laboratorio realizados en muestras de roca, donde los núcleos son sometidos a diferentes sistemas de esfuerzos, lo que da origen a las fracturas experimentales (de extensión, cizalla y tensión); también se analiza la generación de las fracturas geológicas que se observan en afloramientos y se extrapola su generación a las que se encuentran en el yacimiento, de las cuales, las más importantes son las tectónicas (que mediante los esfuerzos generados por la dinámica de las placas tectónicas originan pliegues, fallas, domos y fracturas); se analizan en las rocas a las fracturas regionales (que generan a las juntas y cruceros) y las fracturas contraccionales (que se generan por cambios de facie mineral, como la dolomitización).

La mayoría de los yacimientos que contienen hidrocarburos contienen fracturas, las cuales influyen en el flujo de fluidos; por lo tanto se deben identificar, caracterizar y modelar, para poder predecir los efectos en los fluidos, ya que cambian a lo largo de la vida productiva del yacimiento. Mediante los análisis de las fracturas realizadas a afloramientos podemos extrapolarlos a los yacimientos que se encuentran en el subsuelo. Es importante conocer datos del yacimiento, como son: del sistema de fracturas naturales, de la matriz, de la compleja interacción matriz-fractura, porque afectan el flujo de fluidos del yacimiento, también se debe conocer la orientación de los esfuerzos, las direcciones de las fracturas, su morfología, las fases de los fluidos del yacimiento y la historia de producción del yacimiento.

Una vez que han sido determinados de los sistemas de fracturas; su origen, continuidad y propiedades en el yacimiento, es posible determinar las interacciones del flujo entre las fracturas y la matriz. Los YNF se pueden clasificar considerando la interacción del flujo entre las fracturas y la matriz, condición que toma en cuenta Nelson (2001), quien propuso clasificarlos en: El tipo 1, donde las fracturas proporcionan la porosidad y permeabilidad efectiva a una matriz que tenía pequeña porosidad y permeabilidad. En el tipo 2, las fracturas proveen la permeabilidad efectiva y la matriz la capacidad de almacenamiento efectiva. En el tipo 3, las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento ya productor que tiene buena porosidad y permeabilidad. En el tipo 4 las fracturas rellenas crean barreras de flujo. En el 2006 se adicionan el tipo G para yacimientos de metano en capas de carbón y para los



yacimientos fracturados de gas y condensado; también el tipo M en el que las fracturas mejoran la permeabilidad a un yacimiento con matriz de alta porosidad y permeabilidad.

Las principales propiedades de un sistema de fracturas, son la morfología (abiertas, deformadas, rellenas y vugulares) que influyen en la apertura y esta a su vez en la permeabilidad; su espaciamiento e intensidad de fracturamiento, que están en función de diversos factores como: el tipo de roca, los esfuerzos, el espesor, etc.; la orientación de las fracturas y microfracturas que quedan expresadas por el rumbo y el echado.

Algunos de los métodos más importantes para la caracterización de los sistemas de fracturas son los sísmicos (con los que se construyen secciones o cubos sísmicos donde es posible identificar fracturas); los registros geofísicos de pozo (de imagen de las paredes del pozo, como el FMI, CAST-V, y cámaras de video, que nos proporcionan información de la orientación, intensidad, inclinación y morfología de las fracturas); pruebas de presión (como son las pruebas de incremento, de decremento y de interferencia, que nos proporcionan información referente a la permeabilidad y daño, principalmente); geostatística (que mediante datos de pozos conocidos realiza una interpolación en lugares en donde no se tiene información). Existen muchos métodos más para caracterizar los sistemas de fracturas del yacimiento, la agrupación e integración de esta información nos permite realizar un modelo de la distribución y orientación de las fracturas, que nos sirve para conocer la dirección preferencial del flujo en el yacimiento.

Es importante conocer los atributos positivos que pueden presentar los YNF, ya que estos pueden aportar grandes producciones en tiempos cortos; también permiten prevenir los problemas potenciales, como son las canalizaciones de fluidos y las pérdidas de fluidos durante la perforación. Los yacimientos con fracturas rellenas (vetas o venas) generan barreras de flujo que implicarían mayores inversiones para hacer producir los pozos, ya que el área de drene sería muy pequeña.

La administración de los YNF tiene como objetivo obtener la mayor producción de hidrocarburos con las menores inversiones, con la finalidad de obtener mayores ganancias o utilidades, por lo que es importante trabajar en grupos multidisciplinarios para resolver los principales problemas y mejorar la producción de los YNF.

Para la administración de los YNF se requiere que sus principales áreas estén interactuando constantemente (en sinergia), estas áreas son: la geológica, de producción, de yacimientos y la administración del yacimiento. El trabajo en conjunto permite tomar las mejores decisiones, como son: los ritmos de explotación adecuados, la planeación y ejecución de proyectos de recuperación secundaria o mejorada, todo ello enfocado a obtener una mayor recuperación de los hidrocarburos.

Es importante considerar que existen muchos riesgos debidos a las fracturas, los cuales disminuyen si caracterizamos bien a los yacimientos, para lo cual se debe conocer su distribución, dirección principal, porosidad, permeabilidad, la presión del poro, la morfología, la interacción fractura-matriz; y los parámetros de ingeniería, como son el factor de recuperación, la saturación de aceite, la permeabilidad relativa y el límite económico.

## CAPÍTULO I. GENERALIDADES.

Objetivo general del trabajo: Proporcionar los elementos de geología necesarios para entender el origen, características y propiedades de las fracturas de los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados. Conocer íntegramente a las fracturas para contribuir en la exploración y desarrollo eficiente de este tipo de yacimientos.

Objetivo: Enfatizar la importancia de la geología de los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados para comprender la naturaleza de este tipo de yacimientos y su impacto en la explotación de los hidrocarburos que contienen.

### 1.1 ANTECEDENTES.

Este trabajo denominado “Apuntes de la Asignatura de Geología de Yacimientos Naturalmente Fracturados”, proporciona los elementos de geología necesarios para entender, estudiar y analizar a los yacimientos naturalmente fracturados en carbonatos y aporta los fundamentos para aplicar las mejores alternativas de explotación a este tipo de yacimientos. Este trabajo toma como referencia algunas de las principales aplicaciones e investigaciones que se están realizando en todo el mundo (a nivel internacional en Babadagli y a nivel nacional en PEMEX, IMP, UNAM, IPN) y estudiar la factibilidad de aplicarlas en los campos que tenemos en México, para incrementar la producción y recuperación de los hidrocarburos que se encuentran en este tipo de yacimientos.

Los yacimientos naturalmente fracturados en carbonatos son una fuente importante de hidrocarburos, ya que a nivel mundial representan el 50% de hidrocarburos en este tipo de yacimientos, y en México aproximadamente aportan el 80% de la producción.

La palabra “fractura” ha sido definida de varias formas, siendo las más usadas las puramente descriptivas y las mecánicas.

Stearns en 1990, define a una fractura natural, como una discontinuidad planar macroscópica, resultado de los esfuerzos que exceden el punto de ruptura de la roca, ya que bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan fracturas cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad en sentido paralelo a la propia superficie.

La definición de fractura permite definir a un yacimiento naturalmente fracturado, como aquel que tiene fracturas en las rocas almacenadoras. Nelson en 1985, define a un yacimiento fracturado como aquel que tiene una o varias discontinuidades planares macroscópicas y microscópicas, que suceden naturalmente debido a la deformación o a la diagénesis.

Un yacimiento naturalmente fracturado corresponde con un yacimiento en el cual de manera natural ocurrieron fracturas, las cuales tienen un efecto significativo en el flujo de fluidos del yacimiento al incrementar la porosidad y permeabilidad o incrementando su anisotropía. Operacionalmente es importante conocer los sistemas de fracturas debido a que los datos necesarios para cuantificar un yacimiento naturalmente fracturado se deben de recolectar desde etapas muy tempranas de la vida del yacimiento. Se debe predecir el “efecto significativo” y tratar a la formación almacenadora como un yacimiento naturalmente fracturado, antes de iniciar la historia productiva.

El ingeniero Lugo Ruiz, M, en su tesis presentada para obtener el título de Ing. Petrolero, define a un Yacimiento Carbonatado Naturalmente Fracturado (YCNF) como el volumen de roca compuesto por un sistema multiporoso, en el que se encuentran fracturas (microfracturas, mesofracturas, macrofracturas), canales de disolución, vórgulos (microvórgulos, macrovórgulos), cavernas, presencia de varios tamaños en las

gargantas del poro y redes de fracturas, las cuales actúan simultáneamente; estas están saturados por hidrocarburos y/u otros fluidos.

## 1.2 ALCANCE DEL TRABAJO.

Proporcionar los elementos de geología necesarios para estudiar los ambientes de depósito de los carbonatos, así como la porosidad y permeabilidad primaria de la matriz; también el estudio de las propiedades asociadas a estos y los procesos diagenéticos que sufren, ya que estas modifican algunas de sus propiedades originales (que originan la porosidad y permeabilidad secundaria, como las fracturas y vugulos, etc.). También se analizan a los procesos que originan a los sistemas de fracturas y la clasificación de estos sistemas. Se estudia el papel que tienen los sistemas de fracturas en la permeabilidad y porosidad del yacimiento, para relacionarlos con la clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados de Nelson. Se analizan las propiedades que le otorgan los sistemas de fracturas al yacimiento y los métodos utilizados para su caracterización. Se estudia el impacto que tienen las características de los sistemas de fracturas sobre las estrategias de desarrollo y explotación de un yacimiento. Todo lo anterior nos lleva a plantear algunas conclusiones y generar algunas recomendaciones para mejorar la explotación de los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados (YCNF).

## 1.3 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.

La mayoría de los yacimientos de hidrocarburos, si no es que todos, contienen fracturas. El grado en que las fracturas influyen en el flujo de fluidos a través de un yacimiento es lo que debería dictar el nivel de recursos necesarios para identificar, caracterizar y modelar las fracturas. Los efectos de las fracturas pueden cambiar a lo largo de la vida productiva del yacimiento, tal como ocurre con las presiones; también los tipos de fluidos cambian durante las etapas de recuperación primaria y secundaria. Por otra parte las fracturas no siempre conducen fluidos, a menudo forman vetas o venas que forman barreras que impiden el movimiento del fluido (rocas sello).

Todos los yacimientos contienen fracturas naturales en mayor o menor proporción y estas tienen una influencia en la permeabilidad, porosidad y direcciones preferenciales de flujo, lo que da origen al sistema de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados de Nelson. De acuerdo a esta clasificación se analizan las características de los yacimientos naturalmente fracturados, porque cada tipo de yacimiento se comporta de manera diferente.

Parámetros que diferencian a los YNF de los convencionales:

La relación gas aceite "RGA", contra la recuperación; este valor de la RGA es normalmente bajo en un yacimiento fracturado comparado con un yacimiento convencional. Esto se debe a la liberación del gas, el cual se segrega rápidamente hacia la parte superior del yacimiento a través de la red de fracturas presente en el yacimiento.

El rango de declinación de la presión por unidad de volumen producido, es normalmente bajo en los YNF. Puede obtenerse una mejora en la recuperación de hidrocarburos en los yacimientos convencionales si se inyecta una gran cantidad de gas en el yacimiento.

Los pozos productores que se encuentran en regiones intensamente fracturadas tienen muy buenas producciones en tiempos largos, debido a la permeabilidad que le proporcionan los sistemas de fracturas naturales.

La caída de presión de los pozos que se están explotando en YNF es en general pequeña, debido a la gran permeabilidad que le proporcionan los sistemas de fracturas.

La zona de transición gas-aceite y aceite agua en los YNF es en general pequeña debido a la gran permeabilidad.

Lo ideal sería que un yacimiento estuviera intensamente fracturado y que la porosidad de la matriz fuera muy grande; que sus fracturas estuvieran abiertas llenas de hidrocarburos, estas incrementarían el volumen de hidrocarburos en el yacimiento y generarían canales preferenciales de flujo que darían lugar a grandes producciones de aceite de cada pozo productor. Un yacimiento con estas características necesitaría pocos pozos para su adecuada explotación, generaría menores inversiones y grandes ganancias, lo que lo haría muy rentable. Aunado también a que el volumen del yacimiento fuera muy grande y si la calidad del aceite del yacimiento fuera muy buena se tendrían los mejores yacimientos. Aunque también presentaría problemas durante la perforación porque tendríamos pérdidas de fluidos, y si existen más de un fluido y más de una fase se generarían canalizaciones.

#### 1.4 IMPORTANCIA DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS EN MÉXICO Y EL MUNDO.

En México, más del 80% de la producción de hidrocarburos proviene de los yacimientos naturalmente fracturados en carbonatos, razón por la cual en este trabajo se desarrolla lo más relevante de la génesis y características geométricas de las discontinuidades de las rocas que se originan en el campo de la deformación frágil, es decir, el fracturamiento; las fracturas abiertas favorecen el desarrollo de carstificación como son los vugulos.

El Dr. Samaniego Verduzco menciona en su conferencia "Avances en la Caracterización de Yacimientos Naturalmente Fracturados" efectuada en la Facultad de Ingeniería, UNAM en el año 2000, en México se encuentran principalmente en Tabasco y Campeche. En los yacimientos naturalmente fracturados se estima que se encuentra la mitad de las reservas mundiales de hidrocarburos. También existen yacimientos geotérmicos naturalmente fracturados; estos en general se encuentran en rocas volcánicas con grandes fallas o sistemas de fracturas, que dan lugar a la producción de agua caliente y vapor, útiles en la generación de electricidad. La mayor parte de las zonas geotérmicas a nivel mundial se encuentran en yacimientos naturalmente fracturados y en formaciones compuestas por rocas ígneas, las cuales son más difíciles de evaluar o caracterizar. Con relación a los yacimientos petroleros, estos en general son yacimientos de doble porosidad, por lo que existe la necesidad de determinar las características de ambos medios (Matriz-Fractura) y su forma de interactuar. El fracturamiento de una roca se origina comúnmente debido a esfuerzos generados por diversas condiciones tectónicas y a diferentes profundidades; ya que pueden originar plegamientos, fallamientos o fracturamiento.

Las reservas de hidrocarburos en yacimientos naturalmente fracturados más importantes a nivel mundial se ubican en el Medio Oriente (Arabia, Irán e Irak).

La caracterización de yacimientos es una disciplina científica y matemática cuyo propósito es definir cuantitativamente los datos o información necesarios para realizar una predicción de su comportamiento, lo cual permitiría, por medio del uso de modelos, determinar sus condiciones de explotación óptimas, con base en un estudio de rentabilidad.

Existen diversos modelos que permiten conocer mejor a los yacimientos naturalmente fracturados, aunque en algunos casos se tiene únicamente porosidad primaria o sea que luego de su depósito no han presentado una deformación importante y el fracturamiento es mínimo.

México es uno de los diecisiete países productores de petróleo más importantes del mundo, cuyos yacimientos más importantes por su volumen se tienen en carbonatos. Se estima que el 80% de nuestra riqueza petrolífera se halla en yacimientos de carbonatos naturalmente fracturados (YNF), que por sus características son difíciles de explotar; el 20% restante se encuentra en cuerpos arenosos de reducidas dimensiones. Ante este hecho, el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) inicio en el 2001 un programa de investigación a través del cual sus especialistas desarrollan trabajos teóricos y experimentales que permitirán a la industria petrolera nacional definir las mejores alternativas de explotación de los yacimientos naturalmente fracturados, ya que se han realizado pocos estudios específicos sobre el fracturamiento en los yacimientos productores. Con el fin de conocer con más precisión el comportamiento mecánico y las propiedades físicas de estas rocas productoras, fundamentales en el desarrollo del país, el IMP adquirió recientemente tecnología de punta para desarrollar investigación en geomecánica. Esta tecnología es un equipo denominado "Sistema de Pruebas Físicas y Mecánicas de Rocas".

Para explotar eficazmente a los yacimientos naturalmente fracturados se requiere identificar y modelar físicamente los sistemas de fracturas, cavidades por disolución y bloques de matriz, ello requiere aplicar de manera consistente diversas tecnologías que involucran estudios en condiciones estáticas y dinámicas, lo que implica el uso y desarrollo de tecnologías de vanguardia para comprender los mecanismos de flujo-deformación, redistribución de esfuerzos y sus efectos en la producción de los yacimientos.

Se deben realizar a las rocas diferentes pruebas, entre ellas las de tipo uniaxial, tensión directa e indirecta, comprensión triaxial, resistencia a la fractura, permeabilidad en función de esfuerzos (de afluencia), prueba hidrostática, y análisis diferencial de velocidad de onda para identificar condiciones de anisotropía, entre otras.

### Reproducción de las condiciones en los que ocurre el fracturamiento.

En su parte experimental, el área de Geomecánica del IMP trabaja en la reproducción de las condiciones de presión, temperatura y esfuerzos a los que se encuentran sujetas las rocas en los yacimientos petroleros, con objeto de entender su comportamiento. Esta labor también requiere que los especialistas elaboren teorías, modelos y metodologías para simular y predecir el comportamiento de las formaciones que conforman los yacimientos, lo que redundará en una mejor explotación de los mismos.

El área de Geomecánica determina además propiedades elásticas, poroelásticas, de corte y de falla; información que sirve para alimentar diferentes modelos que en un yacimiento permiten resolver problemas asociados a estabilidad del agujero, fracturamiento hidráulico, compactación y subsidencia, entre otros procesos de importancia en la explotación del petróleo.

Es importante desarrollar capacidades en modelación y simulación de fenómenos acoplados, modelos constitutivos de rocas complejas, cálculo y distribución de propiedades mecánicas, determinación del estado de esfuerzos, estimación de la compactación y subsidencia, cálculo de reservas en yacimientos sensibles a deformación, determinación de la ventana operacional en operaciones de perforación y terminación de pozos.

Aunque los yacimientos naturalmente fracturados han sido considerados como yacimientos complejos, las nuevas tecnologías han hecho que sean muy atractivos para la explotación.

### LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS A NIVEL MUNDIAL.

Hace algunos años McNaughton y Gard (1975), estimaron que la recuperación de aceite que proviene de los yacimientos naturalmente fracturados podría sobrepasar los



40 billones de barriles. Para 1995 esta cifra es muy conservadora, ya que en la actualidad la mayor producción proviene de este tipo de yacimientos, aportando la mayor parte de lo que se consume diariamente y que es del orden de 80 millones de barriles. Además existen volúmenes significativos de hidrocarburos que todavía no se han descubierto, que hay pozos abandonados que todavía pueden producir ya que fueron abandonados debido a que no se interceptaron fracturas verticales.

En la figura 1.1 se muestra de manera esquemática la localización de algunos de los campos productores de aceite y gas del mundo en yacimientos naturalmente fracturados y una lista con sus nombres. Algunos de estos yacimientos son muy prolíficos, otros más producen a ritmos más modestos, pero siguen siendo económicamente rentables, otros más tienen ritmos de producción marginales y otros han sido probados a muy bajos ritmos de producción. Los yacimientos naturalmente fracturados se pueden encontrar en la mayoría de las cuencas petroleras del mundo y en todo tipo de litologías (carbonatos, areniscas, pedernales, lutitas, rocas del basamento, etc.); también se encuentran a través de la columna geológica que puede ir desde el Precámbrico hasta el Mioceno.

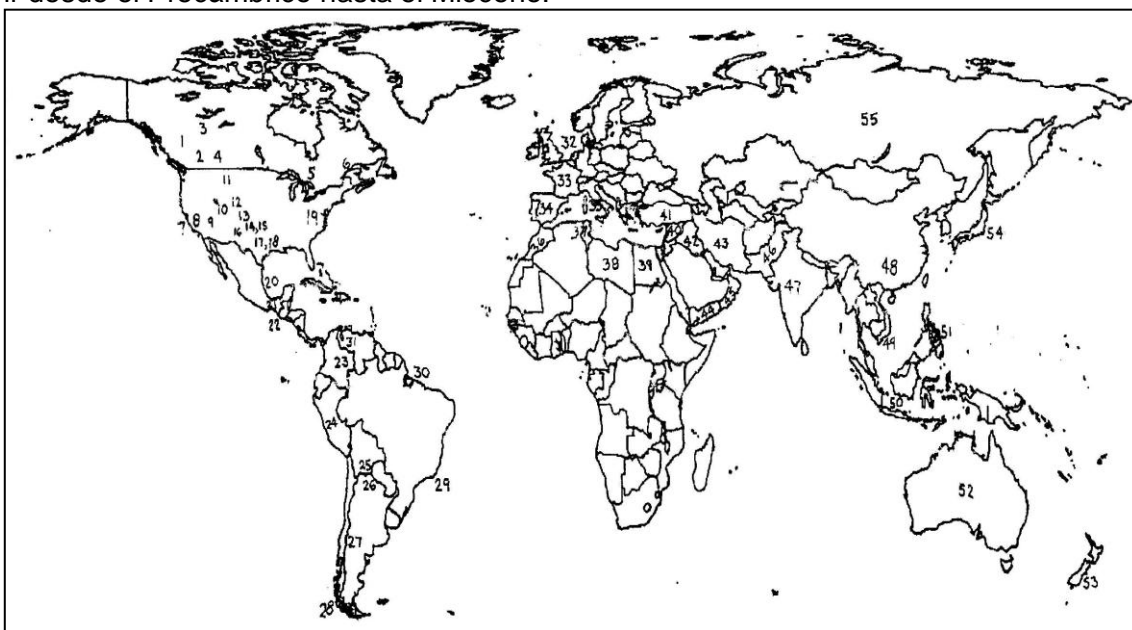


Figura 1.1 Esquema que muestra la localización de algunos campos productores de aceite y gas en rocas naturalmente fracturadas (tomado de Aguilera, 1995).

Los nombres y ubicación de los siguientes ejemplos de yacimientos naturalmente fracturados fueron tomados de Aguilera, 1995.

- 1.- Yacimientos de gas y aceite en carbonatos, en Canadá, en Columbia British, en el área de Monkman, los campos son Sukunka y Bullmoose (Terciario).  
También en esta región se tienen yacimientos de gas en carbonatos en Canadá en Columbia British, en el campo Beaver River (Devónico).
- 2.- Yacimientos de aceite en lutitas en la región de Alberta, Canadá (Cretácico).
- 3.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Norman Wells, Canadá territorios del Noroeste. (Devónico).
- 4.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Canadá, en la región de Saskatchewan, los campos son Weyburn Unit y Midale (Misisipico).
- 5.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Canadá en Trenton, Ontario (Ordovícico).
- 6.- Yacimiento de gas en carbonatos, en Canadá en Quebec en el campo St. Flavien (Ordovícico).
- 7.- Yacimientos de aceite en las lutitas Monterey, costa afuera de California (Mioceno).
- 8.- Yacimientos de aceite en rocas del basamento y en las lutitas Monterey costa dentro de California.



- 9.- Yacimientos de aceite en carbonatos de los campos Great Canyon y Bacon Flat (Devónico).
- 10.- Yacimientos de aceite en areniscas en los campos Altamont y Blue Bell (Devónico).
- 11.- Yacimientos de aceite en las lutitas Bakken, al norte de Dakota en Montana (Misisipico).  
Yacimientos de aceite en carbonatos en Montana en los campos Cabin Creek y Pennel (Ordovícico - Silúrico).  
Yacimiento de aceite en carbonatos al norte de Dakota en el campo Killdeer (Ordovícico).  
Yacimiento de aceite en carbonatos al norte de Dakota en el campo Little Knife (Misisipico).  
Yacimiento de aceite en carbonatos al norte de Dakota en estructuras salinas (Devónico).
- 12.- Yacimiento de aceite en las lutitas Mancos en Colorado, USA.
- 13.- Yacimientos de aceite en rocas del basamento en Kansas en el campo Orth (Precámbrico).
- 14.- Yacimiento de aceite en carbonatos con karst en Oklahoma de los campos Oklahoma City y Cottonwood Creek (Ordovícico).  
Yacimientos de aceite en rocas constituidas por limos en Oklahoma (Misisipico).  
Yacimientos de aceite en rocas producidas por el impacto de un meteorito en Oklahoma, en la estructura Ames.
- 15.- Producción de aceite en el yeso compactado en Niobrara en Oklahoma en el campo Silo.
- 16.- Yacimientos de metano en carbón (gas grisú) en New Mexico en la cuenca de San Juan.
- 17.- Yacimientos de aceite en yeso en Austin en Texas (Cretácico superior).  
Yacimientos de aceite en areniscas en Texas en el yacimiento Spraberry (Pérmico).
- 18.- Yacimientos de gas en rocas compactas en Texas, en la cuenca Cotton Valley.
- 19.- Yacimientos de gas en las lutitas Black, en la cuenca Appalachian (Devónico).
- 20.- Yacimiento de aceite en carbonatos en México, Campo Bagre.
- 21.- Yacimientos de aceite en carbonatos en México en el área Reforma en Chiapas, campos Sitio Grande y Cactus (Cretácico).
- 22.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Guatemala, en los campos Rubelsanto y Chinaja (Cretácico).
- 23.- Yacimientos de aceite y condensado en areniscas en Colombia al pie de los Andes (Terciario).
- 24.- Yacimientos de aceite en las areniscas Mogollon en Perú, costa dentro y costa fuera (Cretácico).
- 25.- Yacimientos de gas y condensado en areniscas en Bolivia (Devónico).
- 26.- Yacimientos de gas y condensado en areniscas en Argentina (Devónico).
- 27.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Argentina, área Puesto Rojas.  
Yacimientos de aceite en carbonatos en Argentina, en el yacimiento Lindero Atravesado, formación Quintuco (Cretácico).  
Yacimientos de aceite en carbonatos en Argentina en la Pampa Paluaco.
- 28.- Yacimientos de aceite en areniscas en Chile (Cretácico).
- 29.- Yacimiento de aceite en areniscas, Costa fuera de Brasil (Cretácico).
- 30.- Yacimientos de aceite en calcarenitas, Costa fuera de Brasil (Cretácico).
- 31.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Venezuela en los campos La Paz y Mara. (Cretácico).
- 32.- Yacimientos de aceite en carbonatos y en yeso en el Mar del Norte, en el campo Ekofisk (Cretácico y Paleozoico).
- 33.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Francia en el campo Lacq (Cretácico).  
Yacimiento de gas en carbonato en Francia en el campo de gas Lacq (Cretácico).

- Yacimiento de gas en carbonato en Francia en el campo de gas Meillon. (Jurásico).
- 34.- Yacimiento de aceite en carbonatos, costa fuera de España en el campo Casablanca (Jurásico).
  - 35.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Italia en el campo Cavone (Mesozoico).
  - 36.- Yacimiento de aceite en rocas del basamento en Marruecos en los campos Sidi Fili y Baton.
  - 37.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Túnez, costa dentro.
  - 38.- Yacimiento de aceite en rocas del basamento (cuarcita) en Libia en el campo Amal (Cámbrico).
  - 39.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Egipto en el campo Alamein (Cretácico).
  - 40.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Siria.
  - 41.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Turquía, campo Raman.
  - 42.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Irak en el campo Ain Zalah (Cretácico).  
Yacimiento de aceite en carbonatos en Irak en el campo Kirkuk (Eoceno - Oligoceno).
  - 43.- Yacimientos de aceite en los carbonatos Asmari en Irán (Oligoceno, Mioceno).
  - 44.- Yacimientos de aceite en rocas del basamento en Yemen.
  - 45.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Omán en el campo Dukhan (Jurásico).
  - 46.- Yacimientos de aceite en carbonatos en Pakistán en los campos Dhurnal y Meyal (Terciario).
  - 47.- Yacimientos de aceite costa fuera en carbonatos en la India.
  - 48.- Yacimiento de gas en carbonatos en China en el campo Dachigangjing y muchos otros (Carbonífero).
  - 49.- Yacimientos de aceite costa fuera en rocas del basamento en Vietnam.
  - 50.- Yacimientos de gas costa fuera en carbonatos en Indonesia (Eoceno).
  - 51.- Yacimientos de aceite en carbonatos en las Filipinas, campos Nido A y B.
  - 52.- Yacimiento de gas en areniscas en Australia, en el campo Palm Valley (Ordovícico).
  - 53.- Yacimiento de aceite en carbonatos en Nueva Zelanda en el campo Waihapa (Oligoceno).
  - 54.- Yacimiento de aceite y gas en lutitas silisiclasticas y pedernal en Japón (Mioceno).
  - 55.- Yacimientos de gas en Rusia, en la región Kouybychev, Karabulak y Achaluki, Zamanjul.

## LOS YACIMIENTOS EN CARBONATOS EN MÉXICO.

Para ubicar mejor a los campos petroleros en los carbonatos naturalmente fracturados, se presenta un mapa de las cuatro regiones productoras de petróleo de México (figura 1.2).



Figura 1.2 Mapa que muestra la división de las regiones petroleras de México, como son: la región Norte, la región Sur, la región Marina Noreste, región Marina Sureste (tomado de PEMEX, 1999).

Los campos más importantes en carbonatos en México, que corresponden con yacimientos naturalmente fracturados se muestran en la tabla 1.1.

REGIÓN	ACTIVO	CAMPOS	
Marina Noreste	Cantarell	Akal	
		Nohoch	
		Chac	
		Kutz	
		Ek-Balam	
Marina Suroeste	Abkatún- Pol-Chuc	Ek-Balam	
		Ixtoc	
Norte	Ku-Maloob-Zaap	Ku-Maloob-Zaap	
		Litoral de Tabasco	Abkatún- Pol-Chuc
			Abkatún
			Pol
			Chuc
			Caan
			Ixtal
			Taratunich
			Batab
			May
			Och, Uech y Kax
		Yum	
		Boluntiku	
		Sinán	
		Citam	
Ayin			
Alux			
Yaxché			
Sur	Altamira	Arenque	
		Tamaulipas-Constituciones	
		Veracruz	Cópite
			Mata Pionche
			Macayucan
			Miralejos
			Angostura
		Novillero	
		Poza Rica	Poza Rica
			San Andrés
Santa Agueda			
Complejo Antonio J. Bermúdez	Jujo-Tecominoacán		
	JujoTecominoacán		
	Eden-Jolote		
	Jacinto		
	Paredón		
	Bellota-Chinchorro	Bellota	
		Chinchorro	
		El Golpe	
		Mora	
		Yagual	
	Luna-Palapa	Cárdenas (JSK)	
		Palangre	
		Luna-Palapa	
		Sen	
		Caparroso-Pijije-Escuintle	
Samaria-Sitio Grande	Múspac	Múspac	
		Carmito	
		Catedral	
		Chiapas-Copanó	
		Giraldas	
		Agave	
		Samaria	
		Sitio Grande	
		Cactus, Nispero y Río Nuevo	
		Antonio J. Bermúdez	

Tabla 1.1 Los Campos petroleros más importantes en carbonatos en México (modificada de Cancino, 2005; y de PEMEX, 2005).

La ubicación geográfica de los campos petroleros principales que producen en carbonatos se ilustra por regiones.

**REGIÓN MARINA NORESTE.**

Los principales campos carbonatados del activo Cantarell son: Akal, Nohoch-Chac, Kutz; del activo Ek-Balam son: Ek, Balam, Ixtoc y del activo Integral Ku-Maloob-Zaap son: Ku, Maloob, Zaap (figura 1.3).

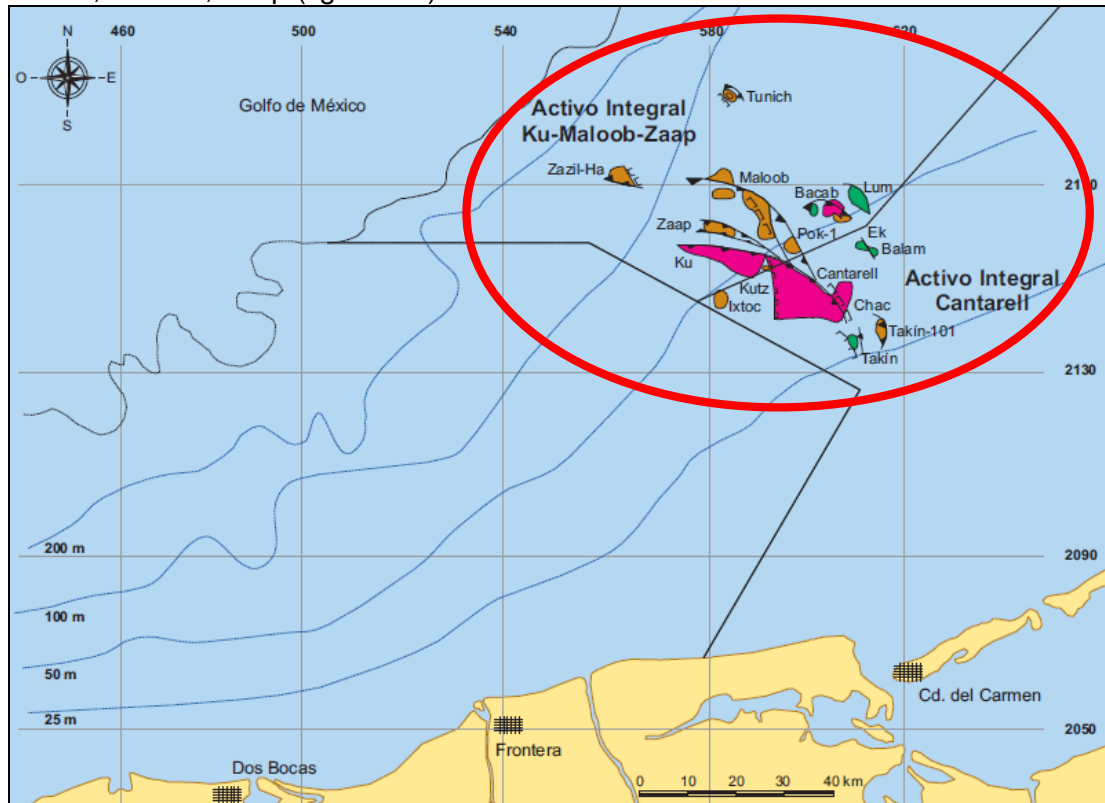


Figura 1.3 Mapa que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Cantarell: Akal, Nohoch-Chac, Kutz; del activo Ek-Balam son: Ek, Balam, Ixtoc; del activo Integral Ku-Maloob-Zaap son: Ku, Maloob, Zaap. (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 2008).

La figura 1.4 muestra los principales rasgos estructurales de los campos carbonatados del activo Cantarell del cretácico superior: Akal, Nohoch-Chac, Kutz, y del activo Integral Ku-Maloob-Zaap: Ku, Maloob, Zaap. Estas estructuras contribuyeron significativamente al desarrollo de las fracturas en esta zona.

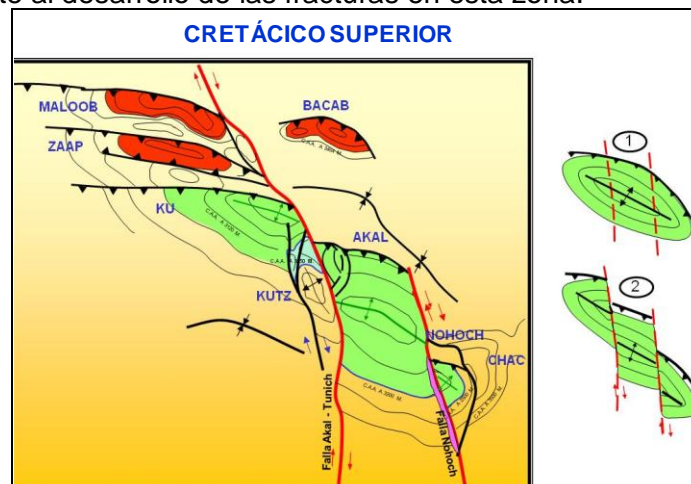


Figura 1.4 Esquema que muestra la ubicación de las principales estructuras de los campos carbonatados del activo Cantarell del cretácico superior: Akal, Nohoch-Chac, Kutz y del activo Integral Ku-Maloob-Zaap son: Ku, Maloob, Zaap.

La figura 1.5 muestra la columna estratigráfica de la Sonda de Campeche. Las formaciones que aportan en los tres Campos del Complejo KMZ son Jurásico Superior Kimeridgiano, Cretácico Inferior-Superior y Eoceno Medio.

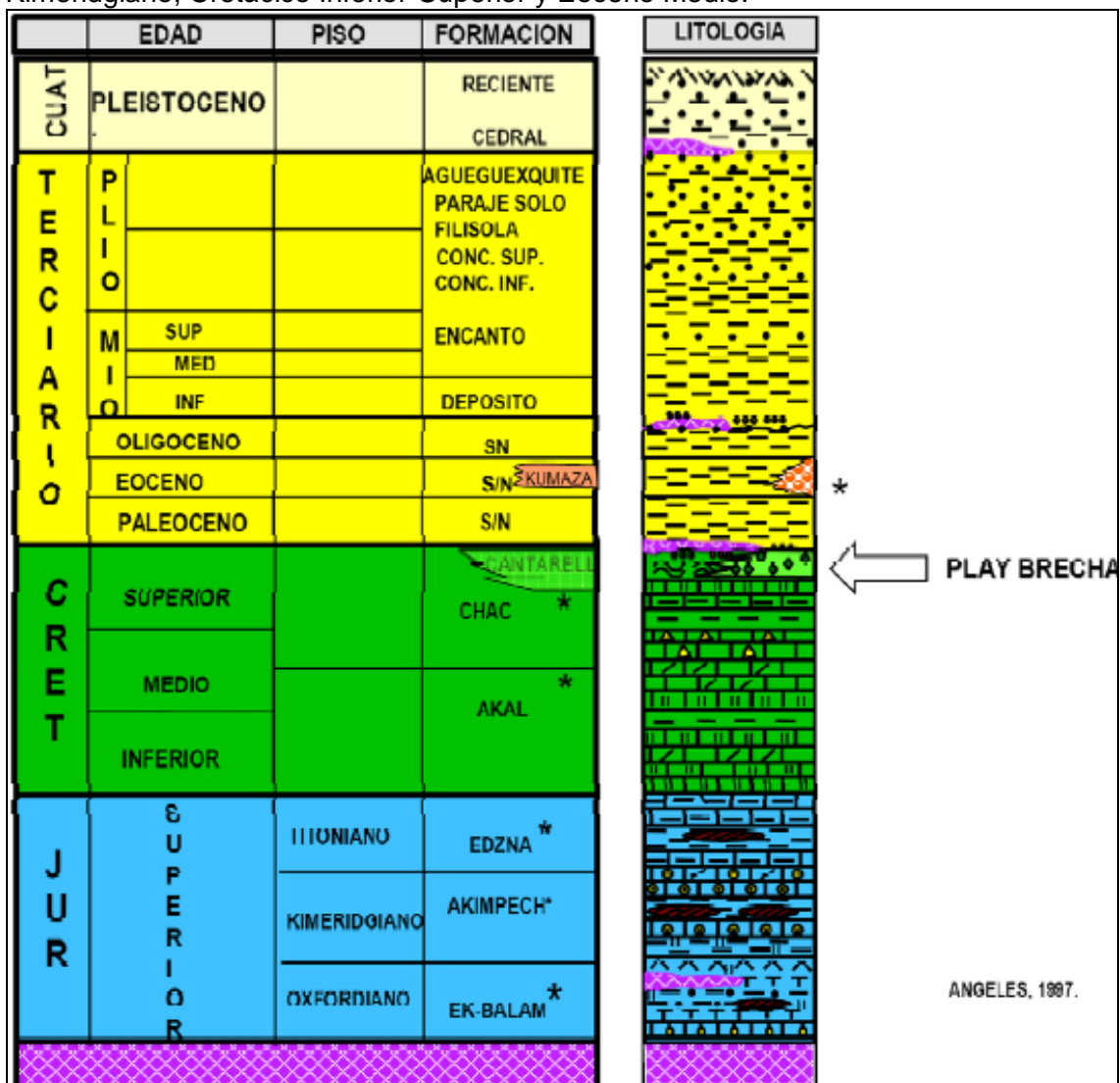


Figura 1.5 Muestra la columna estratigráfica típica de la Sonda de Campeche, tomada de Angeles ,1997 (tomada de la tesis de Cárdenas Vences, 2008).

Las propiedades que caracterizan a las rocas almacenadoras como sistema roca-fluido, son de gran importancia para la eventual explotación de hidrocarburos.

En la Región Marina, se tienen cinco secuencias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos que se extienden por toda el área, debido a la importancia petrolera y económica que tienen estas rocas, poniendo especial interés en las rocas de la brecha de edad Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano, que es de donde se obtiene la mayor producción de hidrocarburos actualmente en Ku-Maloob-Zaap, Cantarell y en prácticamente toda la Sonda de Campeche.

Las cinco secuencias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos en la Sonda de Campeche de la más antigua a la más reciente son (figura 1.6):

- 1) Areniscas del Jurásico Superior Oxfordiano (JSO).
- 2) Bancos oolíticos (Calizas Greinstone) del Jurásico Superior Kimeridgiano (JSK).
- 3) Carbonatos fracturados del Cretácico Inferior y Cretácica Superior (KI y KS).
- 4) Brecha calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno (K-T).
- 5) Rocas Cenozoicas, las Calcarenitas del Eoceno y los cuerpos arenosos del Mioceno – Plioceno.



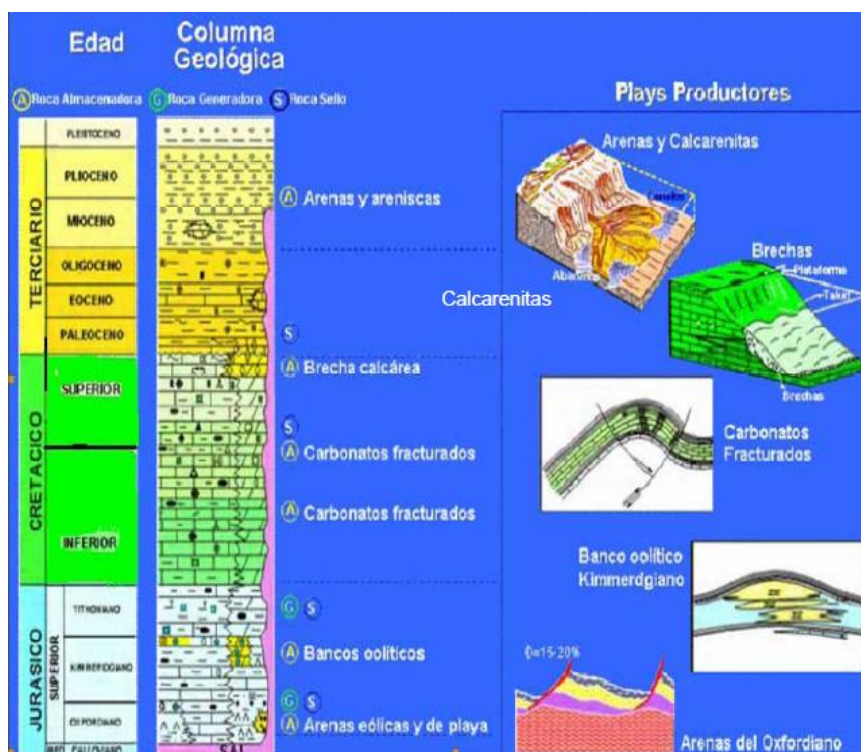


Figura 1.6 Marco estratigráfico y columna geológica de la Sonda de Campeche, en la cual se muestran las rocas que actúan como almacén, generadora, sello y los plays (Modificado de Trejo, 2006) (tomada de la tesis de Cárdenas Vences, 2008).

### REGIÓN MARINA SUROESTE.

Los principales campos carbonatados del activo Abkatún-Pol-Chuc, son: Abkatún, Pol, Chuc, Taratunich, Batab, Ixtal y del activo del Litoral de Tabasco, son: May, Och, Uech, Kax, Yum, Bolontiku, Sinán, Citam, Ayin, Alux, Yaxché (figura 1.7).

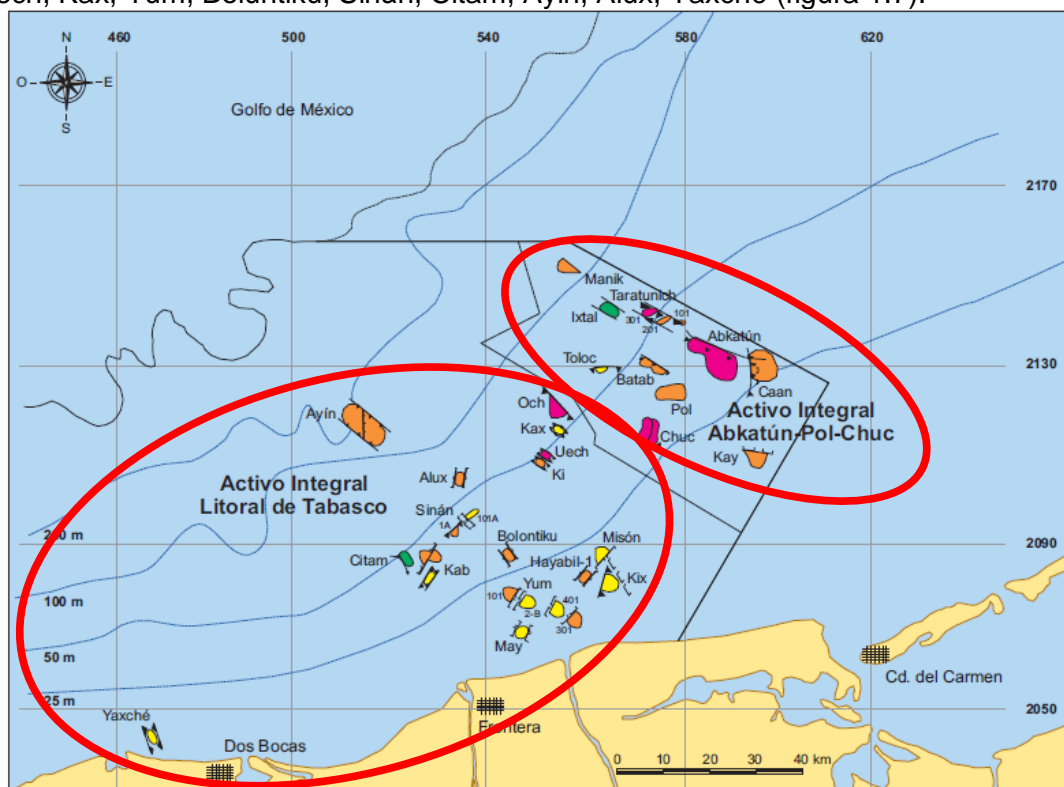


Figura 1.7 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Abkatún-Pol-Chuc: Abkatún, Pol, Chuc, Taratunich, Batab, Ixtal. Del activo del Litoral de Tabasco, son: May, Och, Uech, Kax, Yum, Bolontiku, Sinán, Citam, Ayin, Alux, Yaxché (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 2008).



REGIÓN NORTE.

Los principales campos carbonatados fracturados del activo Altamira, son: Arenque y Tamaulipas-constituciones (figura 1.8).

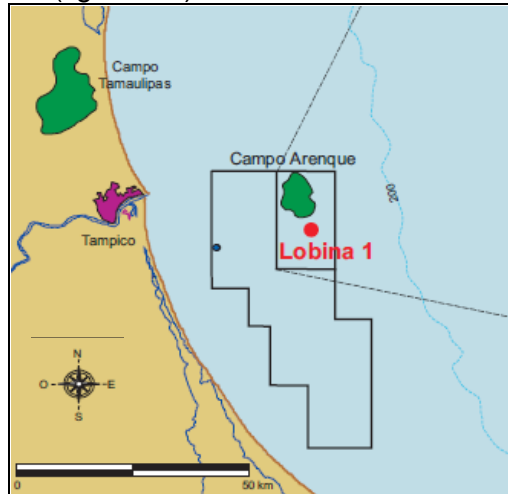


Figura 1.8 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Altamira: Arenque, Tamaulipas-constituciones (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 2004).

Los principales campos carbonatados fracturados del activo Veracruz, son: Cópite, Mata Pionche, Macayucan, Miralejos, Angostura, Novillero (figura 1.9).



Figura 1.9 Mapa que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Veracruz: Cópite, Mata Pionche, Macayucan, Miralejos, Angostura, Novillero (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 2004).

Los principales campos en carbonatados fracturados del activo Poza Rica, son: Poza Rica, San Andrés y Santa Agueda (figura 1.10).

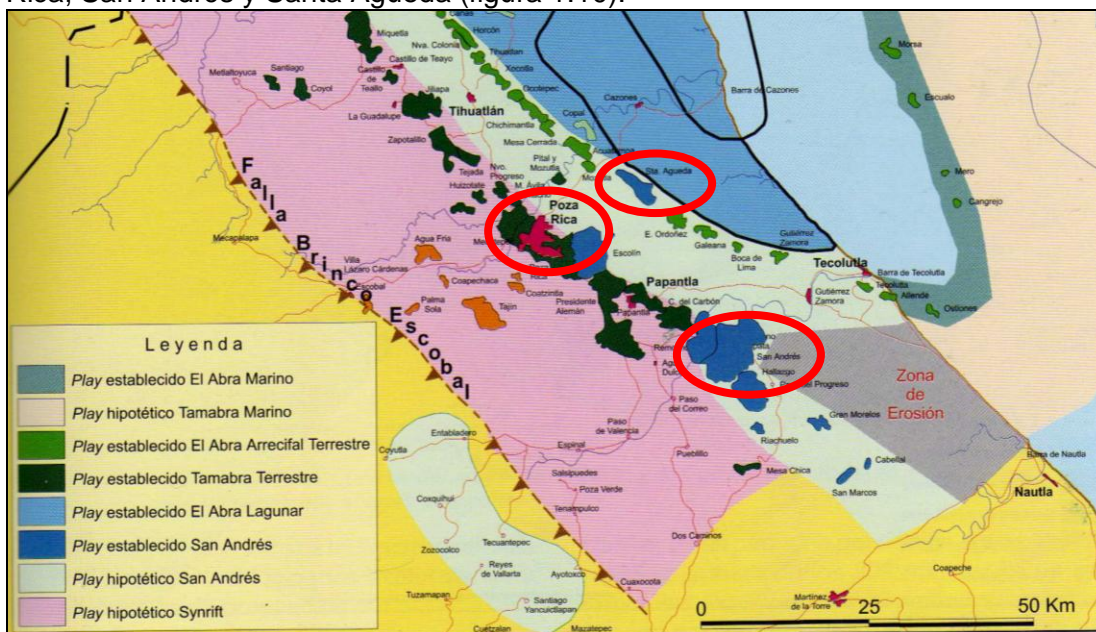


Figura 1.10 Mapa que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados fracturados del activo Poza Rica: Poza Rica, San Andrés, Santa Agueda (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).

## REGIÓN SUR.

Los principales campos carbonatados fracturados del activo Jujo-Tecominoacán, son: Jujo-Tecominoacán, Edén, Jolote, Jacinto, Paredón (figura 1.11).

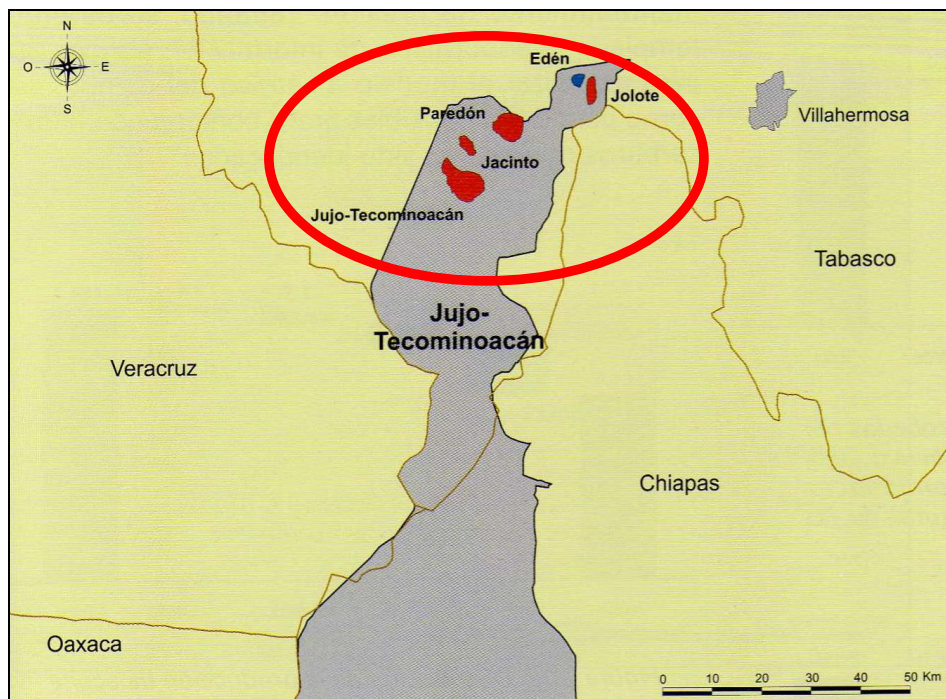


Figura 1.11 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados fracturados del activo Jujo-Tecominoacán: Jujo-Tecominoacán, Edén, Jolote, Jacinto, Paredón (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).



Los principales campos carbonatados fracturados del activo Bellota Chinchorro, son: El Golpe, Yagual, Chinchorro, Bellota, Mora, Cárdenas y Palangre (figura 1.12).

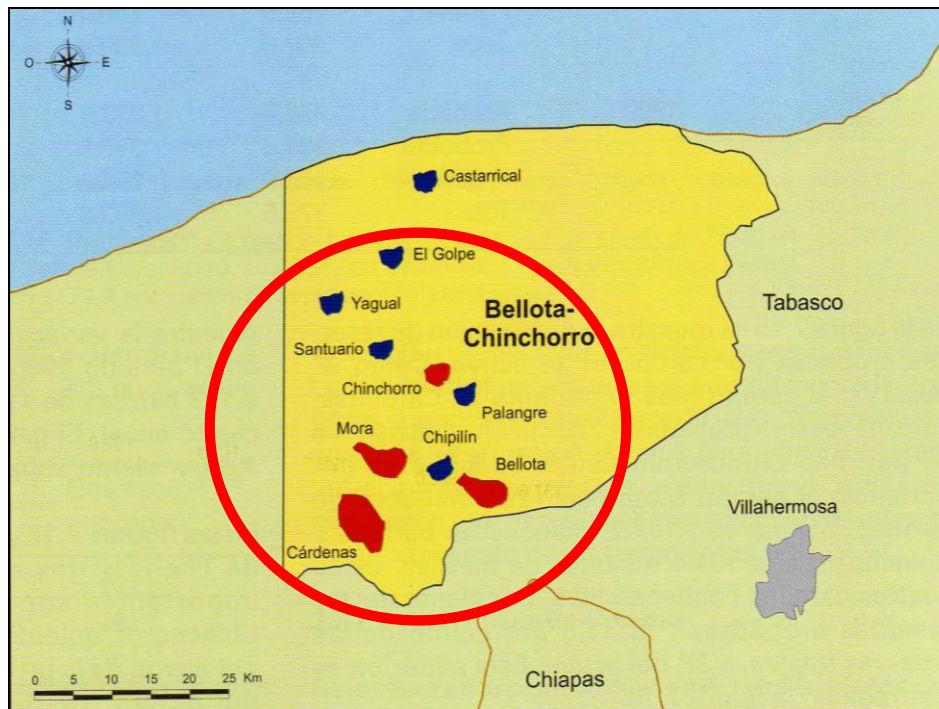


Figura 1.12 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados fracturados del activo Bellota Chinchorro: El Golpe, Yagual, Chinchorro, Bellota, Mora, Cárdenas, Palangre (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).

Los principales campos carbonatados fracturados del activo Luna-Palapa, son: Luna-Palapa, Sen, Caparoso, Pijije, Escuintle (figura 1.13).

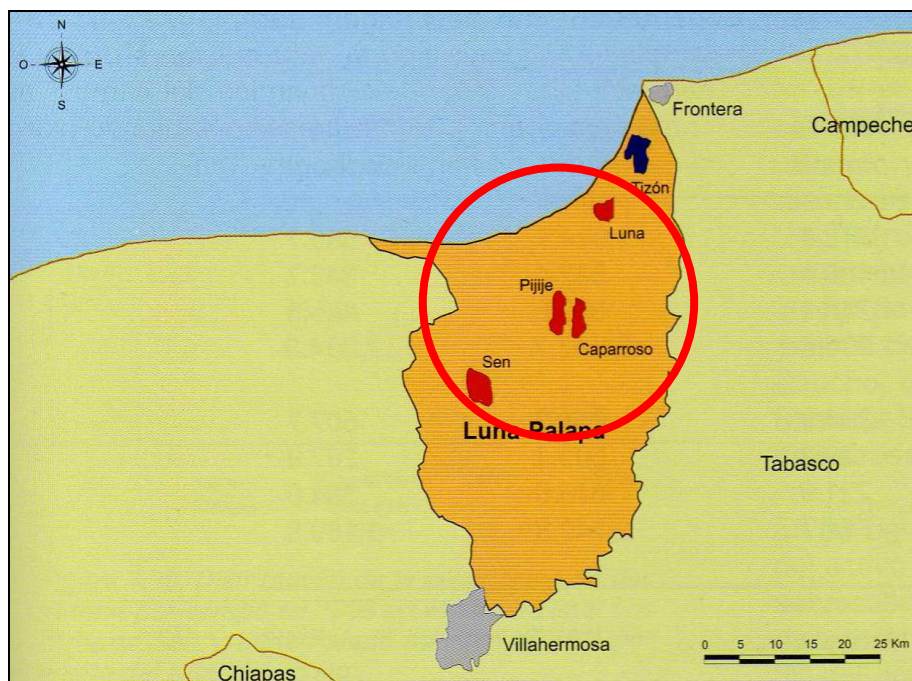


Figura 1.13 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Luna-Palapa: Luna-Palapa, Sen, Caparoso, Pijije, Escuintle (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).



Los principales campos carbonatados fracturados del activo Múspac, son: Múspac, Carmito, Catedral, Chiapas, Copanó, Girdaldas y Agave (figura 1.14).

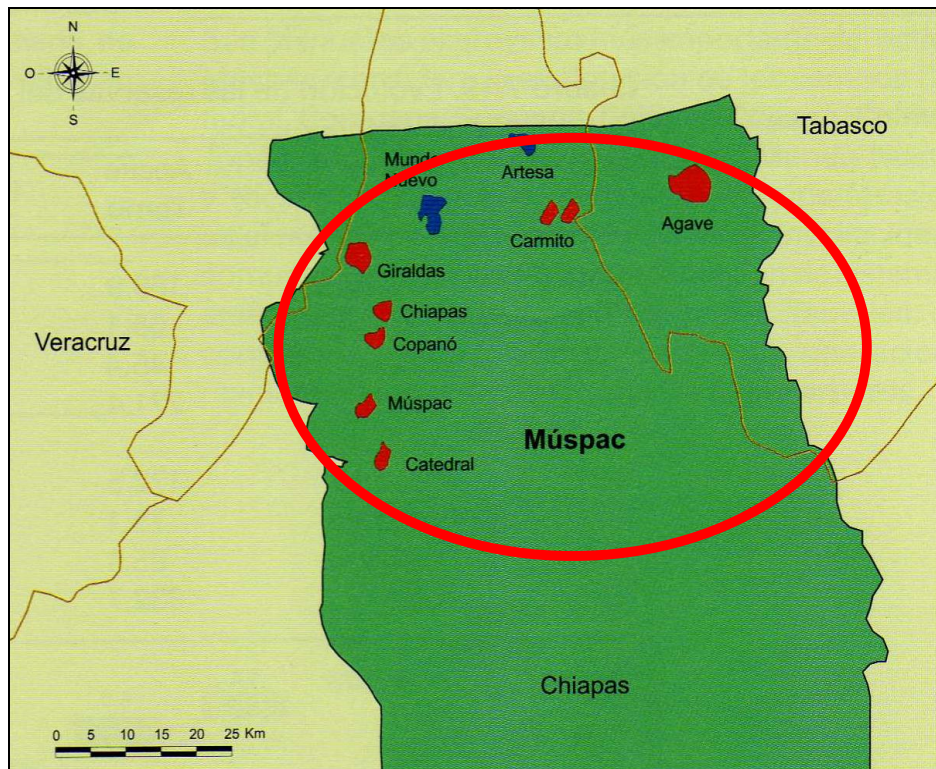


Figura 1.14 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Múspac: Múspac, Carmito, Catedral, Chiapas, Copanó, Girdaldas, Agave (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).

Los principales campos carbonatados del activo Samaria-Sitio Grande, son: Samaria, Sitio Grande, Cactus, Nispero, Río Nuevo (figura 1.15).

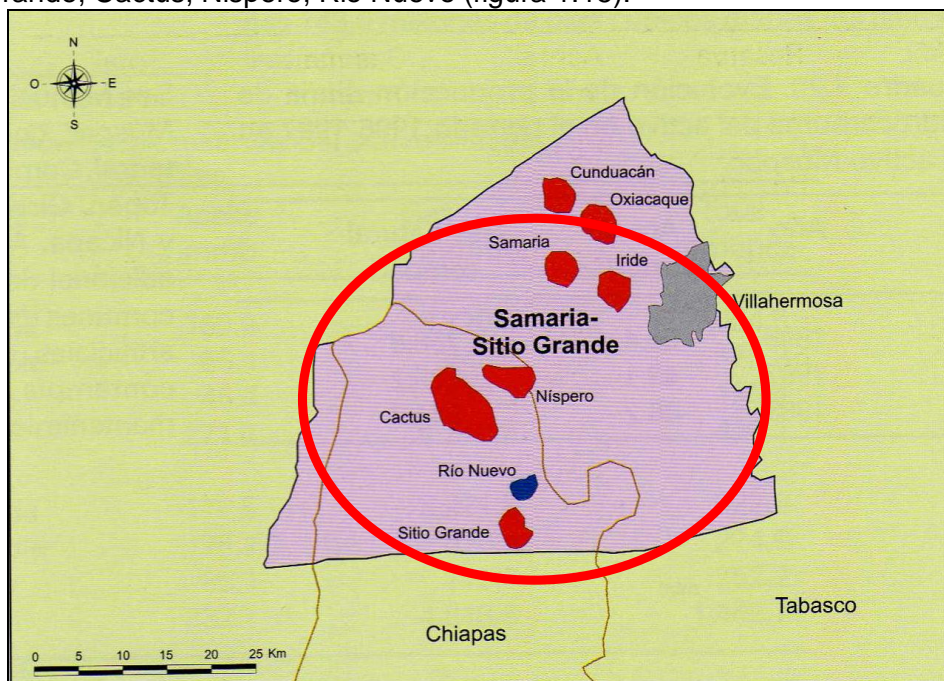


Figura 1.15 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del activo Samaria-Sitio Grande: Samaria, Sitio Grande, Cactus, Nispero, Río Nuevo (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 1999).

Los principales campos carbonatados del complejo Antonio J. Bermúdez se muestran en la figura 1.16.

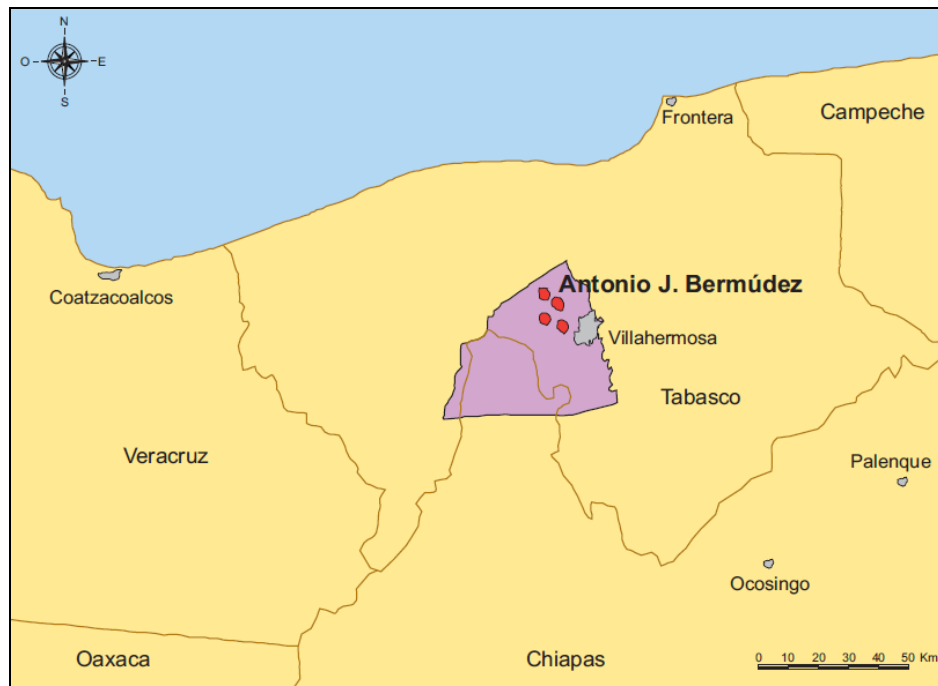


Figura 1.16 Esquema que muestra la ubicación de los principales campos carbonatados del complejo Antonio J. Bermúdez (tomado de PEMEX, las reservas de hidrocarburos de México, 2003).

## CAPÍTULO II. SISTEMAS DE DEPÓSITO EN ROCAS CARBONATADAS.

Objetivo: Proporcionar los conocimientos para entender el origen de las rocas carbonatadas y los procesos diagenéticos que las afectan.

### 2.1. CONCEPTOS GENERALES DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS.

Arche en 1992 da una definición amplia de medio o ambiente sedimentario: “Es el lugar de la superficie terrestre en que se realizan procesos sedimentarios que puede individualizarse en zonas limítrofes por sus características físicas, químicas y biológicas que determinan las propiedades del sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes”. Los anteriores factores definidores están interrelacionados y el cambio de uno de ellos afecta irremediablemente a los otros.

#### CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS:

##### 1.- CARACTERÍSTICAS FÍSICAS.

Entre las características físicas que individualizan los medios sedimentarios, se incluyen aspectos dinámicos (como la velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del fluido que condicionan el medio; corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, etc.) así como los parámetros geográficos y climáticos del mismo (como tipo de meteorización, clima, temperatura, humedad, frecuencia de las heladas, precipitación fluvial, etc.).

##### 2.- CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS.

Entre las características químicas hay que considerar la salinidad, las condiciones de potencial óxido reducción (eH) y nivel de acidez (pH) del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente; principalmente en los subacuáticos.

El estudio de los minerales autógenos dentro de un ambiente, son de utilidad en la determinación de dichas condiciones químicas.

##### 3.- CARACTERÍSTICAS BIOLÓGICAS.

Entre las características biológicas hay que destacar todo lo referente a la flora y su influencia en los procesos sedimentarios, formación de suelos, erosión, etc., y a la fauna, así como las correspondientes interacciones con el ambiente que puede motivar la individualización de algún medio sedimentario.

Estos rasgos (físicos, químicos y biológicos) prevalecen en las rocas aún cuando el ambiente sedimentario haya sido modificado o desaparecido, por lo que a través de ellos (junto con criterios mineralógicos y estructurales), es posible interpretar ambientes sedimentarios antiguos, aplicando el “Principio de Uniformismo (el presente es la clave del pasado”, propuesto por Hutton en 1785).

Un medio sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito o sedimentación, y en general, alternan etapas diferentes en cada medio.

Los medios sedimentarios varían en su persistencia en el tiempo, en el tamaño del área ocupada y en la uniformidad o variabilidad de sus condiciones, y sus límites no son netos, sino que pasan gradualmente de unos a otros muchas veces, lo que complica la tarea de clasificarlos y definirlos.

Las estructuras sedimentarias presentes en las secuencias estratificadas, el tipo de roca, su espesor y composición mineralógica proporcionan información que permite interpretar el ambiente sedimentario en que se formó el sedimento.

Para hacer la diferenciación de ambientes es necesario el correcto establecimiento de las condiciones hidrodinámicas del ambiente; esta información hidrodinámica está



presente en: 1) Las estructuras sedimentarias primarias, y 2) La textura de los sedimentos.

1) Las estructuras sedimentarias primarias, las cuales proporcionan información sobre las condiciones de energía al momento del depósito (velocidad de flujo, profundidad, turbulencia).

2) La textura de los sedimentos, que brinda información acerca del medio y modo de transporte del material.

Para realizar la clasificación de los medios sedimentarios primeramente definiremos algunos conceptos importantes que se utilizan para ello, como son: facie y cuenca.

#### Facie sedimentaria.

Una facie sedimentaria (Selley, 1970).- Es un conjunto de rocas sedimentarias que se distinguen de otras por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles asociados.

El concepto de facies ha sido utilizado en muchos sentidos diferentes a lo largo de los años, sea en un sentido descriptivo (ejemplos: biofacies y litofacies) o en un sentido interpretativo (ejemplos: facies turbidíticas o facies deltaicas).

La siguiente figura 2.1 muestra las relaciones entre facies, medios, procesos y tiempo; por ejemplo, una facies de lutitas bituminosas se produce en un medio marino profundo por un proceso de decantación en el Jurásico, o bien, una facies de areniscas gradadas se produce en un medio de borde precontinental por un proceso de corriente de turbidez en el Cretácico (Selley, 1976).

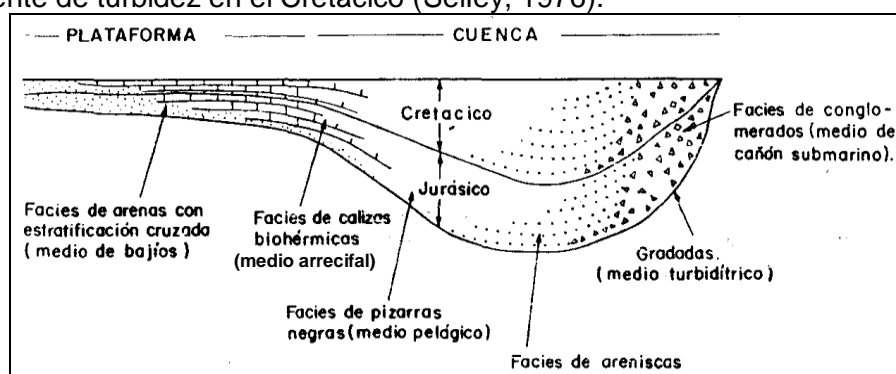


Figura. 2.1 Muestra la relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca teórica (Selley, 1976), (tomada de Arche, 1992).

El estudio de las rocas sedimentarias de diferentes edades de todo el mundo ha demostrado la existencia de un número finito de facies que se repiten en el espacio y en el tiempo.

La observación de la superficie de la Tierra ha demostrado que sólo existe un número finito de medios y procesos sedimentarios que, utilizando el principio de uniformismo ("El presente es la clave del pasado"), podemos extrapolar al pasado, y como veremos, utilizar la analogía en la interpretación de sucesiones antiguas de rocas sedimentarias. Este es el objetivo final de la Sedimentología.

Un análisis sedimentológico queda incompleto con la sola interpretación de facies, y por ello se incluye también a la tectónica (movimiento de las placas litosféricas) la cual nos proporciona información sobre el origen y evolución de la cuenca sedimentaria y los procesos de sedimentación asociados.

La relación entre medios sedimentarios, procesos y facies puede resumirse en un modelo determinístico o modelo causa-efecto (Selley, Enero 1970), (tabla 2.1).

PROCESO →	CAUSA →	EFEECTO	CARACTERÍSTICAS
<ul style="list-style-type: none"> <li>○ Físico</li> <li>○ Químico</li> <li>○ Biológico</li> </ul>	Ambiente Sedimentario: <ul style="list-style-type: none"> <li>• Erosivo.</li> <li>• No Depósito.</li> <li>• Depósito.</li> </ul>	Facie Sedimentaria:	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Geometría</li> <li>• Litología</li> <li>• Estructuras Sedimentarias</li> <li>• Paleocorrientes</li> <li>• Fósiles.</li> </ul>

Tabla 2.1 Modelo determinístico o modelo causa-efecto (Selley, Enero 1970).

El modelo no es tan simple ya que los efectos actúan sobre las causas modificándolas, es decir, existe una retroalimentación en el modelo (“feed-back”).

### Cuenca Sedimentaria.

Son depresiones de tamaño variable en donde los sedimentos se acumulan y van rellenando la depresión, cuyo relleno registra la evolución paleogeográfica de la misma. Este relleno está formado no sólo por sedimentos, sino por superficies de omisión, reflejo de etapas de no depositación y por discordancias, que registran etapas de erosión, acompañadas o no de actividad tectónica.

La interpretación de facies y de cuencas sedimentarias, parte siempre de la adquisición de los datos que proporcionan las rocas, que se dividen en dos grupos: 1) directos (cortes estratigráficos, descripción de recortes, núcleos) y 2) indirectos (interpretación de perfiles sísmicos, mapas gravimétricos y registros instantáneos (registros en tiempo real) y diferidos en pozos).

La sucesión de rocas, colocada en posición normal, es el corte o sucesión local, que se expresa mediante una columna geológica o columna estratigráfica.

Establecida la sucesión local, se correlaciona con otras cercanas en la misma cuenca, mediante una serie de métodos litostratigráficos y bioestratigráficos y geofísicos.

### La litología.

Es de importancia decisiva en la interpretación de facies, a través no solo de la composición, sino junto con la textura y estructuras sedimentarias. Mientras que los sedimentos terrígenos están influenciados por el transporte y no dan siempre un fiel reflejo del medio sedimentario, los carbonatos si dan buen diagnostico del medio sedimentario. En la litología se incluye la composición mineralógica y química de los diferentes componentes, su distribución espacial y textura, las relaciones de tamaño de los clastos y los componentes más finos que forman la matriz. El estudio del cemento es fundamental para interpretar las características químicas del medio.

El estudio litológico aporta datos fundamentales para interpretar los factores de energía y material o ambiente del medio sedimentario.

### La geometría de las secuencias sedimentarias.

Representa la forma espacial de la facie sedimentaria, está afectada por muchos factores del medio, como topografía y morfología, así como la evolución postsedimentaria; es en general un indicador de las características geométricas del medio sedimentario. Para su estudio es necesario la observación en grandes dimensiones, al contrario de las características litológicas que se determinan generalmente sobre muestras.

## 2.1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS MEDIOS SEDIMENTARIOS.

Los medios sedimentarios también son llamados sistemas o ambientes de depósito.

Las bases para clasificar los medios sedimentarios son muy variadas, dependiendo de las características que se quieran destacar, ya que existen ambigüedades que han dado lugar a numerosas clasificaciones más o menos complejas de medios

sedimentarios. Los medios sedimentarios actuales son finitos, y deben clasificarse para su mejor caracterización, de acuerdo al objetivo del trabajo que se esté realizando.

La forma habitual de hacer la clasificación es utilizando parámetros físicos, químicos, y biológicos.

Los parámetros físicos son: Precipitación, temperatura, medio de transporte, velocidad y sentido de las corrientes, etc.

Los parámetros químicos son: Composición del agua, composición de la roca madre, etc.

Los parámetros biológicos son. Tipo de fauna, flora, interacciones organismos-sedimentos, etc.

De estos parámetros surge la división de: medios continentales, transicionales (o mixtos), y marinos (tabla 2.2 y figura 2.2).

AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE DEPÓSITO:
<b>A) AMBIENTES CONTINENTALES:</b> A.1) Glaciares. A.2) Eólicos. A.3) Lacustres. A.4) Abanicos aluviales. A.5) Fluviales. A.6) Kárstico.
<b>B) AMBIENTES TRANSICIONALES O MIXTOS:</b> B.1) Palustres. B.2) Costeros. B.3) Deltas. B.4) Estuarios. B.5) Lagunas.
<b>C) AMBIENTES MARINOS:</b> C.1) Plataforma clástica. C.2) Plataforma carbonatada (arrecifes y bancos). C.3) Rampas. C.4) Talud continental. C.5) Planicies abisales (cuencas).

Tabla 2.2 Muestra la clasificación de los principales ambientes de depósito (tomada de Arellano, 2007).

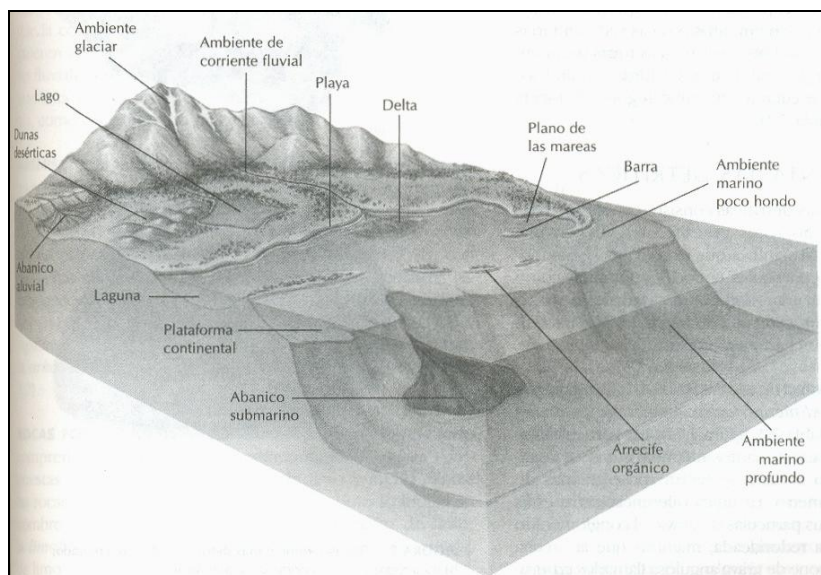


Figura 2.2 Principales ambientes de depósito. Los ambientes situados a lo largo del litoral marino son mixtos (de continental a marino). El ambiente marino poco profundo corresponde a la plataforma continental y puede ser lugar de depósito de arena o carbonato (tomada de Reed Wicander y James S. Monroe, 2000).

### A) MEDIOS AMBIENTES CONTINENTALES.

La superficie de deposición o de erosión de los medios ambientes continentales esta normalmente sobre el nivel del mar (en promedio 10 m por arriba del nivel del mar, en el continente) y sus principales subambientes de deposición son (figura 2.3):

- A.1) Glaciares (con periglacial y pluviglacial).
- A.2) Eólicos (desértico).
- A.3) Lacustres (lagos).
- A.4) Abanicos aluviales (abanicos aluviales: anastomosados; aluvial: mesandros).
- A.5) Fluviales.
- A.6) Kárstico.

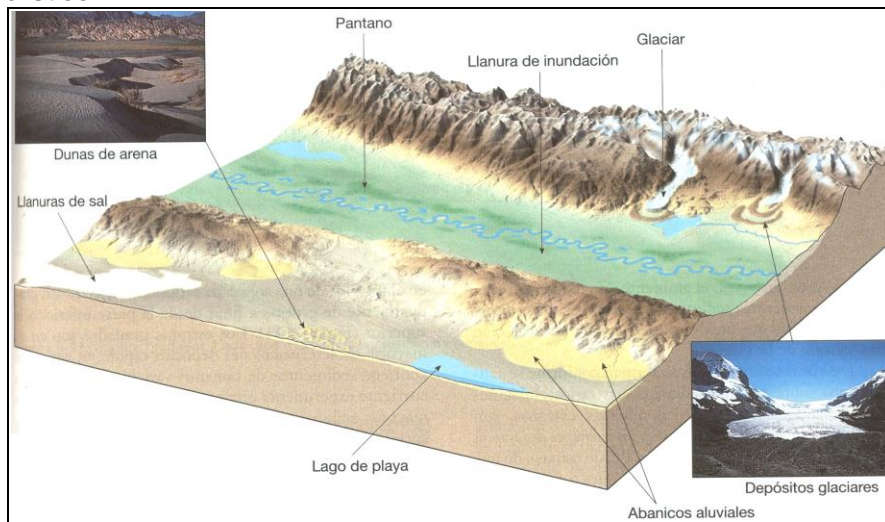


Figura. 2.3 Ambientes sedimentarios continentales (tomada de Tarbuck, 1999).

### B) MEDIOS AMBIENTES TRANSICIONALES O MIXTOS (CONTINENTAL Y MARINO).

Es la zona de deposición o erosión que se encuentra entre los medios marinos y continentales, ya que algunos procesos continentales (corrientes fluviales) pueden extenderse a medios marinos y los procesos marinos (olas, mareas) pueden extenderse a medios continentales; aquí existe esa frontera, que tiene una serie de medios de deposición; sus principales subambientes de deposición son (figura 2.4):

- B.1) Palustres (pantanos, ciénegas y marjales).
- B.2) Costeros (litoral o de playa).
- B.3) Deltas.
- B.4) Estuarios.
- B.5) Lagunas (lagunas costeras).



Figura 2.4 Ambientes sedimentarios transicionales (tomada de Tarbuck, 1999).



### C) MEDIOS AMBIENTES MARINOS.

Son los depósitos que ocurren dentro del mar, en general a profundidades mayores a 10 m, que es donde disminuye la influencia directa del continente.

Cerca del 80% de los sedimentos en la columna geológica de las cuencas sedimentarias a nivel mundial fueron depositados en aguas que no excedían los 60 m de profundidad.

Son los más importantes por la cantidad y espesores de sedimentos que se acumulan, porque las aguas de los océanos cubren aproximadamente el 75% de la superficie terrestre, sus principales subambientes de depositación son (figura 2.5):

C.1) Plataforma clástica (de siliciclastos).

C.2) Plataforma carbonatada (de carbonatos: arrecifes y bancos).

C.3) Rampas.

C.4) Talud continental.

C.5) Planicies abisales (cuencas).

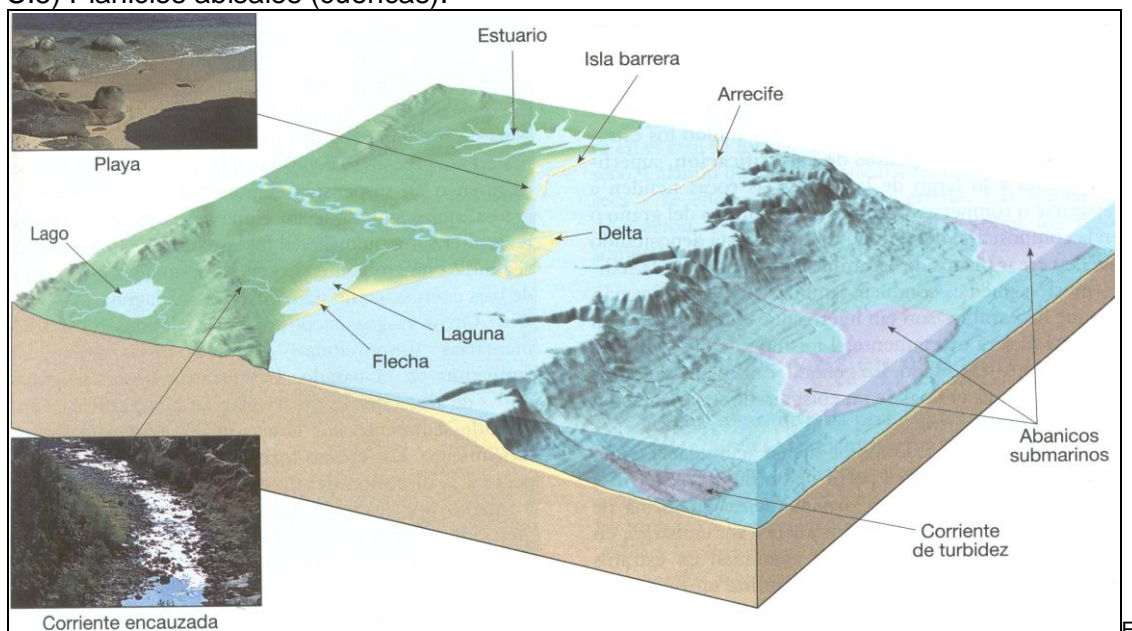


Figura 2.5 Ambientes sedimentarios marinos (tomada de Tarbuck, 1999).

Como el interés principal de este trabajo son los carbonatos, nos enfocaremos más a los medios ambientes marinos, particularmente donde ocurre el depósito de carbonatos, los cuales al igual que los siliciclásticos tienen un gran interés económico para la ingeniería petrolera, ya que en México se encuentra más del 80% de los hidrocarburos líquidos en los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados.

En primer lugar se desarrolla lo relacionado a los márgenes continentales, ya que son importantes para entender los depósitos de carbonatos marinos.

#### Márgenes continentales.

La zona que separa cada continente sobre el nivel del mar del piso marino profundo es la margen continental. Consiste en una plataforma continental de pendiente suave, el talud continental más inclinado, y a veces, una rampa de inclinación suave (figura 2.6). En su límite más externo la margen continental se integra con el piso marino o desciende a una fosa oceánica.

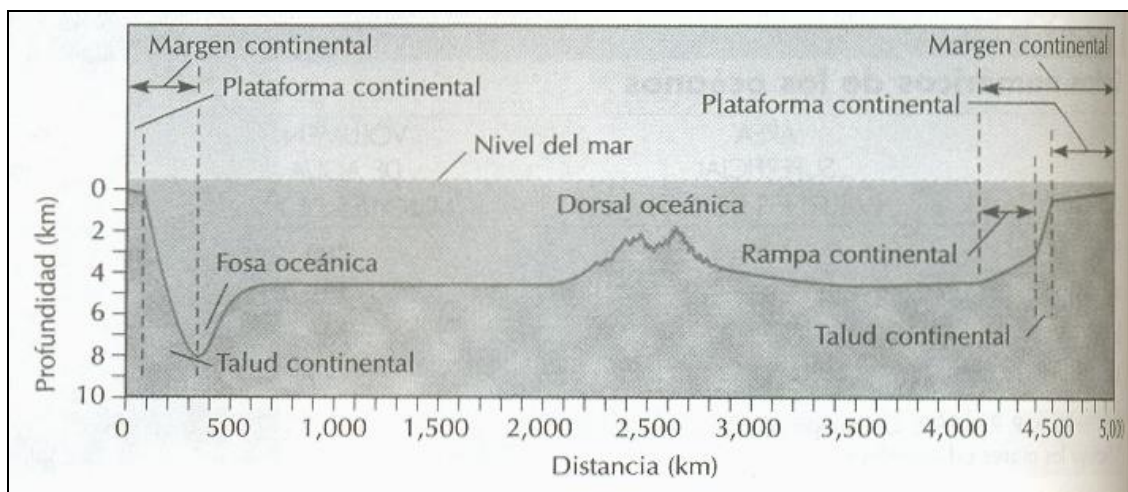


Figura 2.6 Sección generalizada del piso marino, en la cual se aprecian relieves de las márgenes continentales. Las dimensiones del relieve en este perfil se han exagerado mucho, porque las escalas vertical y horizontal difieren (tomada de Reed Wicander y James S. Monroe, 2000).

El ancho de la plataforma continental varía de apenas unas decenas de metros en donde se tienen márgenes con placas tectónicas convergentes a más de 1000 km en zonas tectónicamente pasivas (donde no hay límites de placas).

Su borde externo es la división plataforma-talud, el punto en el cual la inclinación del piso marino aumenta rápidamente varios grados.

La inclinación de la plataforma rara vez llega incluso a ser superior a un grado, mientras la inclinación del talud en cualquier punto varía entre  $1^{\circ}$  y  $25^{\circ}$  de inclinación, aunque en algunos casos se tienen escarpes con pendientes cercanas a los  $90^{\circ}$ .

En muchos lugares, en lugar de taludes abruptos se tienen rampas, de pendiente más suave, que en algunas áreas desciende directamente a una fosa oceánica (figura 2.6).

La división plataforma-talud ocurre a una profundidad promedio de 135 m pero su límite puede ser de 200 m, sirve como un importante control de los procesos que operan en el piso marino. En dirección a tierra desde la división, la plataforma es afectada por las corrientes del oleaje y las mareas, pero en dirección al mar los procesos de superficie no alteran el piso marino.

El transporte de sedimentos sobre el talud o la rampa es controlado por los procesos de gravedad, en especial por las corrientes de turbiedad, que son mezclas de agua y sedimentos. Por ser más densas que el agua de mar, las corrientes de turbiedad fluyen talud abajo, por cañones submarinos, al piso marino profundo, donde comúnmente se depositan series de capas estratificadas y gradadas; también pueden formarse sistemas de abanicos submarinos; después del talud continental se forman principalmente abanicos submarinos, que son acumulaciones de depósitos siliciclásticos.

El concepto de margen continental se aplica a las áreas adyacentes a los continentes que en su evolución tectónica pueden llegar a emerger formando una cadena montañosa.

En la figura 2.7.a se muestra la distribución de profundidades del fondo marino y una curva de frecuencia, y en la figura 2.7.b las áreas morfológicas diferenciables en el fondo marino.



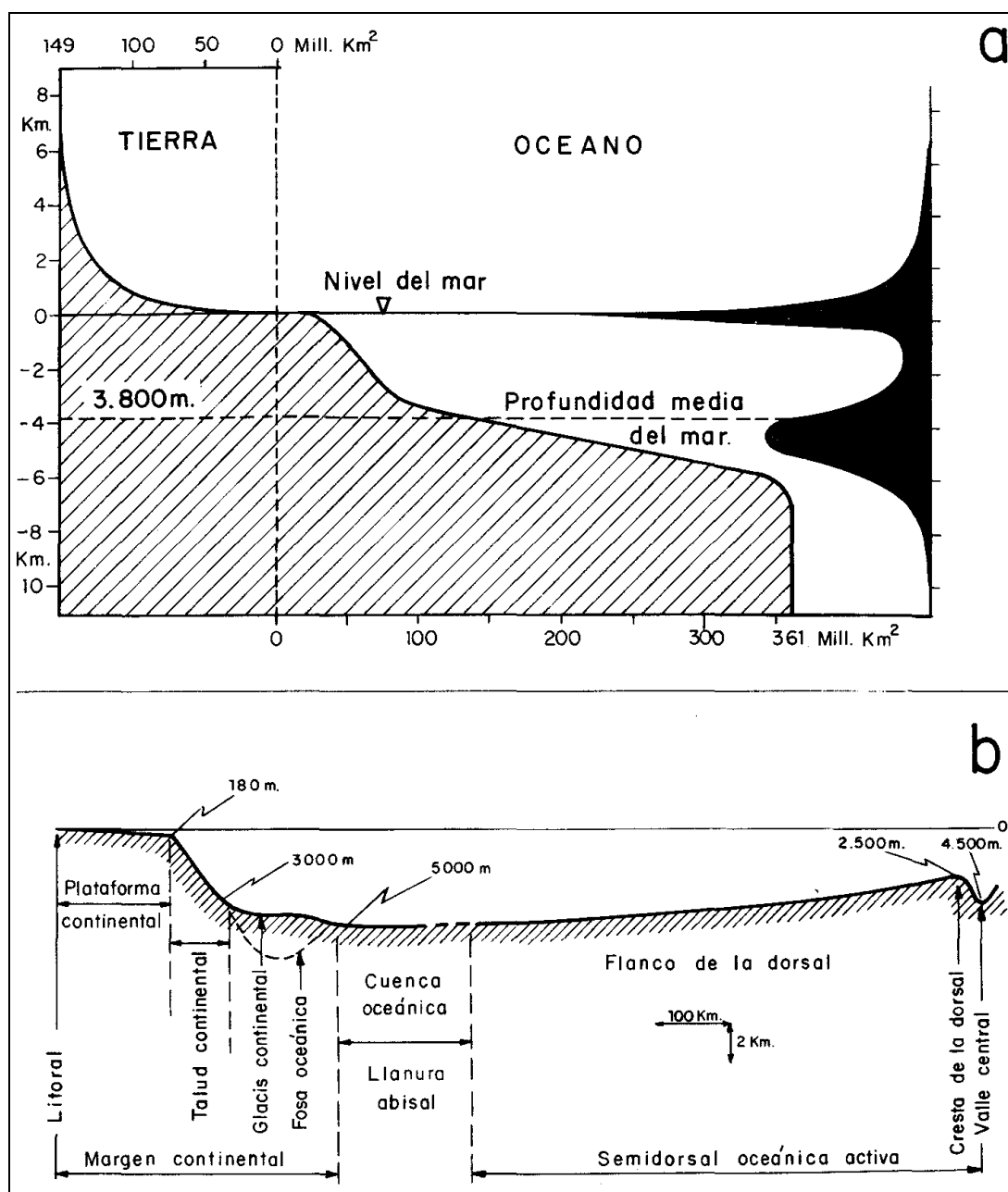


Figura. 2.7 Morfología de los fondos oceánicos y distribución de las profundidades: a) Esquema de Seibold y Berger (1982), donde se marca la extensión de cada una de las partes del fondo marino. A la derecha, y en negro, se representa la curva de frecuencia de cada sector. b) Dibujo de Boillot (1984), donde se marcan las áreas morfológicas diferenciadas en el fondo marino (tomada de Arche, 1992).

### Tipos de márgenes continentales.

Se diferencian dos tipos de márgenes continentales, que realmente corresponden a dos fases de la evolución geotectónica de los mismos.

1) Margen estable o pasivo, también conocido como margen de tipo atlántico, que se caracterizan porque no manifiestan ninguna actividad tectónica activa, a este tipo de margen corresponde la mayoría de los bordes continentales (europeos, africanos y americanos) del Atlántico (figura 2.8.b)

2) Margen activo, también denominado de tipo pacífico, están caracterizados por una fuerte sismicidad y por una gran actividad volcánica activa; a este tipo de margen corresponden la mayoría de los bordes del océano pacífico, estos son los que ofrecen los ejemplos más representativos (figura 2.8.a).

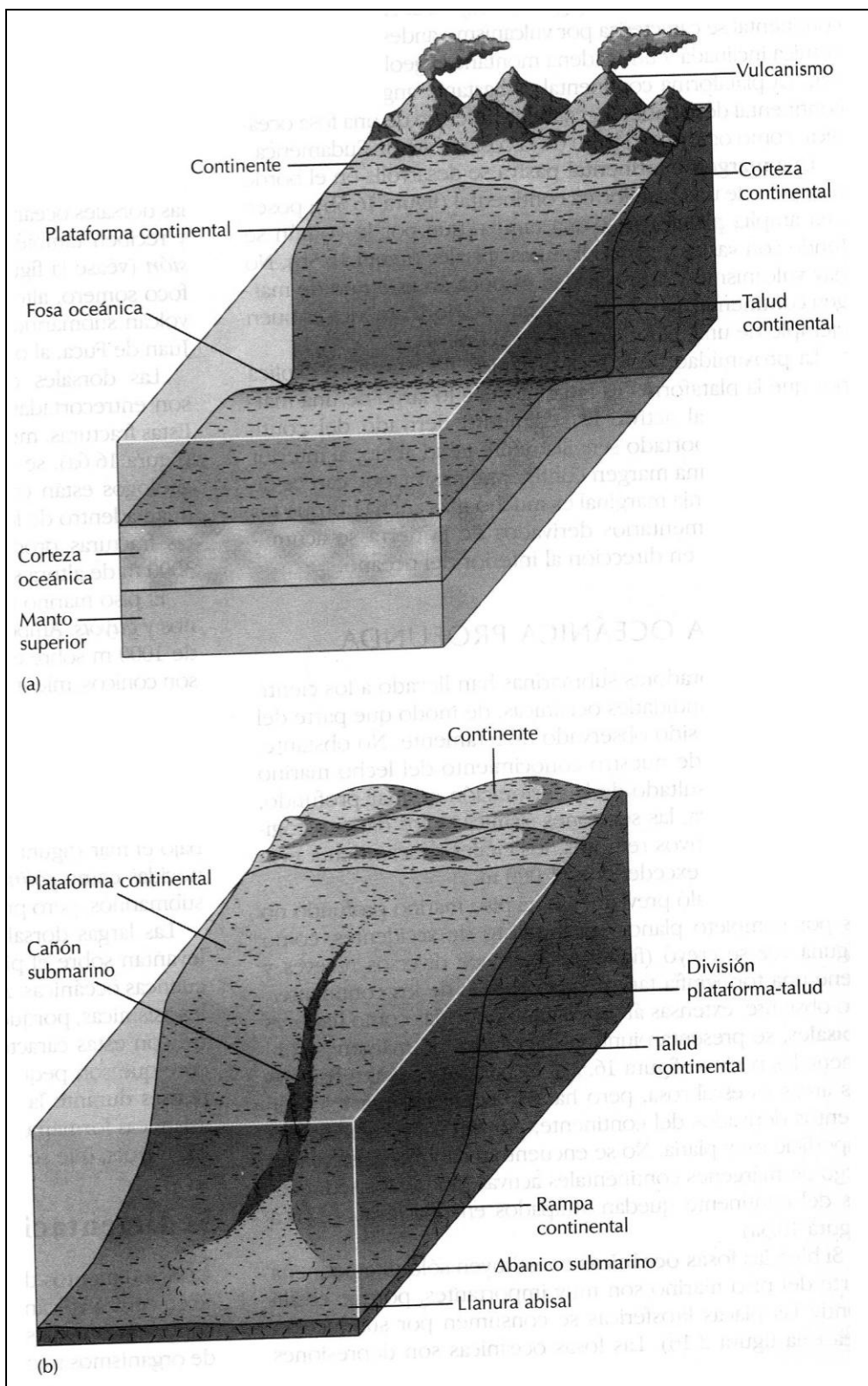


Figura. 2.8 Diagramas de a) una margen continental activa y b) una margen continental pasiva (tomada de Reed Wicander y James S. Monroe, 2000).

### Clasificación en cuanto a la profundidad de los fondos marinos.

Existen varias clasificaciones para diferenciar las diferentes profundidades de los fondos marinos, sin embargo en la mayoría de las fuentes bibliográficas sobre el tema se consideran los siguientes límites:

- Litoral o de playa: transición entre tierra y mar (+10 a - 10 mbnm).
- Zona Nerítica (mar somero. Se extiende desde la línea de bajamar o marea baja hasta una profundidad de 200 m): plataforma continental (-10 a - 200 mbnm), se divide en:
  - Epinerítico (-10 a - 37 mbnm).
  - Infranerítico (-37 a - 200 mbnm).
- Zona Batial: (mar profundo): anómala de gran profundidad (-200 a - 4000 mbnm).
- Zona Abisal: (mar de alta profundidad): sectores de fosas oceánicas con muy pocos organismos y con corrientes de turbidez (- 4000 a - 6000 mbnm).
- Zona Hadal o profunda: profundidad mayor a los (> -6000 mbnm), comprende a las fosas oceánicas.

Otra forma de diferenciar a las regiones oceánicas, es la siguiente clasificación:

- Hemipelágico: sectores del mar cercanos a los continentes, con alta influencia del mismo.
- Pelágico (Mar abierto): regiones del mar lejos del continente, con depósitos químicos, sin detritos de tierra firme.

Otra división de la profundidad del fondo marino se realiza con base en la profundidad (figura 2.9), y se ha hecho una subdivisión que tiene usos prácticos.

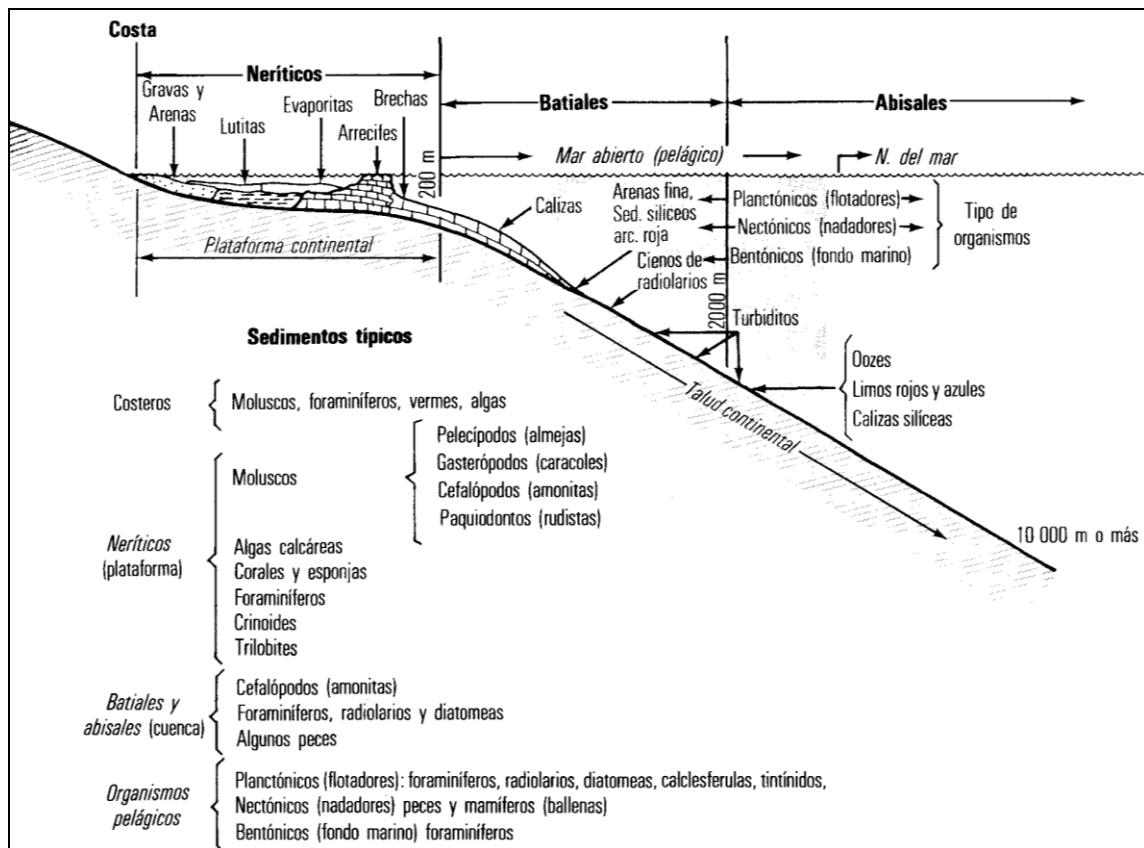


Figura 2.9 Medios ambientes marinos (tomada de López, 1993).

## 2.2 SEDIMENTACIÓN MARINA CARBONATADA.

### 2.2.1 LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS.

“Los sedimentos carbonatados nacen, no se hacen” (James, 1979), esta frase tan simple constituye la clave para la comprensión de las diferencias esenciales que hay entre los sedimentos carbonatados y los sedimentos siliciclásticos. Los carbonatos se encuentran en diferentes ambientes sedimentarios; por lo que algunos son continentales, otros transicionales y la mayoría son marinos. La profundidad máxima en la que se pueden formar son los 4,500 m en promedio que es lo que se conoce como nivel de compensación de carbonatos.

Los sedimentos carbonatados se forman en o casi el mismo medio de depositación y por eso su análisis, además de tener en cuenta como en el caso de los sedimentos siliciclásticos los parámetros físicos, indicadores del régimen hidráulico (estructuras sedimentarias, texturas y fábrica), debe considerar, como parte fundamental, la propia naturaleza de las partículas sedimentarias que lo componen, (lodo carbonatado y/o intraclastos (figura 2.10), por lo que las partículas pueden formarse por:

- 1) Precipitación directa del agua del mar.
- 2) Precipitación inducida por organismos.
- 3) Formadas por la acción biogénica como resultado de la desintegración de los esqueletos.

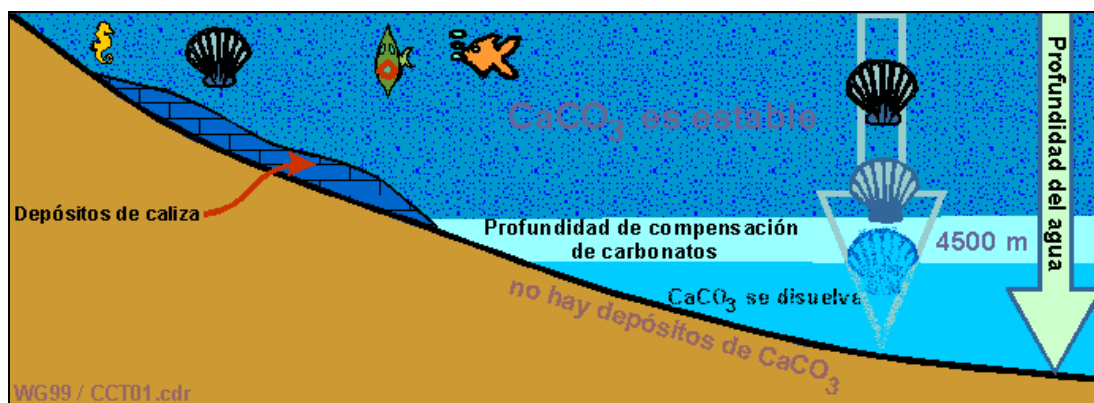


Figura 2.10 Muestra depósitos de calizas (tomada de internet de museo virtual W. Griem 2002).

### 2.2.2 DIFERENCIAS DE LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS CON LOS SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS.

De acuerdo a su origen y composición los carbonatos y los siliciclastos muestran grandes diferencias. La tabla 2.3 muestra elementos de comparación entre las características fundamentales de los sedimentos carbonatados y los siliciclásticos.

Por otra parte, existen también algunas diferencias de gran interés entre ambos tipos de sedimentos en cuanto a las estructuras sedimentarias, por ejemplo las estructuras de corriente, son comunes en los terrígenos, en cambio existen ciertos desarrollos en las calizas que no tienen representación en los terrígenos, concretamente en las calizas se pueden formar cavidades por disolución o constituir crecimientos arrecifales de diversas magnitudes donde no se aprecian límites entre estratos.

SEDIMENTOS CARBONATADOS.	SEDIMENTOS SILICLÁSTICOS.
La mayoría se dan en medios tropicales someros.	No importa el clima, se dan en todas partes y profundidades.
La mayoría son marinos.	Continental y marinos.
El tamaño de grano generalmente refleja el tamaño original de las partículas duras calcificadas de los organismos.	El tamaño de grano refleja la energía hidráulica del medio.
A menudo la presencia de lodo calcáreo indica el crecimiento prolífico de organismos cuyas partes calcificadas están constituidas por agregados de cristales de tamaño del lodo.	La presencia de lodo indica decantación a partir de suspensión.
El tipo de sedimento ha cambiado a través del tiempo, respondiendo a la evolución de la vida.	La naturaleza de los granos sedimentarios no ha cambiado en el transcurso de los tiempos geológicos.
Los cuerpos arenosos carbonatados, de aguas someras, se forman primariamente como resultado de la fijación localizada de carbonato, tanto de origen biológico como fisicoquímico.	Los cuerpos arenosos siliciclásticos, de aguas someras, siempre se forman directamente a partir de la interacción de las corrientes y el oleaje.
Las construcciones localizadas de sedimentos modifican el carácter de los ambientes sedimentarios de alrededor, aun sin ser acompañados en origen de alteraciones en el régimen hidráulico.	Los cambios en los ambientes sedimentarios son generalmente el resultado de cambios generalizados en el régimen hidráulico.
Normalmente, en el fondo marino, los sedimentos están cementados.	Los sedimentos permanecen sin consolidar en el medio de depositación.
La exposición periódica de los sedimentos durante la depositación da lugar a una intensa diagénesis (cementación y recristalización esencialmente).	La exposición periódica de los sedimentos durante la depositación, deja a éstos relativamente sin afectar (exceptuando costras endurecidas y paleosuelos).
Las señales de diferentes facies sedimentarias se borran con un metamorfismo de bajo grado.	Las señales de facies sedimentarias sobreviven al metamorfismo de bajo grado.

Tabla 2.3 Principales diferencias de los sedimentos carbonatados y los siliciclásticos (Modificada de James y Leeder, 1982), (tomada de Arche, 1992).

### 2.2.3 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.

Los planos de estratificación representan un cambio en las condiciones de sedimentación (al igual que en el caso de las rocas siliciclásticas), pero existen algunos tipos de planos que son más característicos de las rocas carbonatadas: 1) hard-grounds; 2) paleokarsts; 3) stromatactis; 4) diques neptúnicos y grietas planas (sheet cracks).

1) Los "hard-ground" o "fondo endurecido".- representan horizontes de cementación sinsedimentaria justo por debajo de la superficie del sedimento y antes del enterramiento por la siguiente llegada de material (figura 2.11). Son siempre subacuáticos y representan un momento de no sedimentación (diastema). Están incrustados generalmente por lamelibranquios, foraminíferos, crinoides (o lirios de mar), etc., y perforados por esponjas, anélidos, ciertos bivalvos, etc.

Existen dos tipos de hard-grounds:

- 1.1) Se reconocen superficies de abrasión lisas.
- 1.2) Se reconocen superficies de disolución, rugosas.



En los dos casos se suelen encontrar fósiles y estructuras sedimentarias cortadas.

2) Los paleokarsts responden a procesos de disolución de carbonatos por las aguas meteóricas que se originan desde las superficies de los materiales, cuando éstos emergen. Esto produce una superficie irregular y con huecos (figura 2.11).

Las cavidades se originan de diversas maneras, y se diferencian los siguientes tipos:

2.1) Geopetales. Son rellenos parciales de cavidades generalmente intraesqueléticas. Estos rellenos ocupan la parte inferior de la cavidad, mientras que la parte superior generalmente presenta cemento esparítico o también llamado cemento espatítico.

2.2) Fenestrales: (birdseyes o estructuras fenestrales). Son pequeñas cavidades generalmente en sedimentos micríticos de origen supramareal o intermareal.

a) Fenestra irregular o verdaderos birdseyes, producidos por burbujas de gas atrapado en el sedimento que posteriormente se deseca y litifica.

b) Fenestra laminar, Formada en estromatolitos laminares (laminitas criptalgales) y relacionada con la desaparición de la materia orgánica y posterior desecación.

c) Burrows o tubos de raíces, según su génesis (Shinn (1983), cambio este término por el de "fenestra tubular".

3) Stromatactis.- Son cavidades de centímetros de diámetro, de techo irregular y base plana, muy características de los montículos de lodo (mud mounds) del Paleozoico. Están cementadas por una primera generación de calcita fibrosa y otra segunda de calcita drúsica. Actualmente hay dos teorías para explicar su génesis: Una las relaciona con colapsos sedimentarios por pérdida de agua y otra con cementaciones locales en el fondo marino con cavidades justo por debajo de ellas. No se puede descartar, sin embargo, una teoría anterior según la cual estarían relacionadas con la desaparición de organismos blandos (algas azules-verdes).

4) Diques neptúnicos y grietas planas (sheet cracks). Son cavidades a mayor escala, rellenas por sedimentos que, en general, presentan fósiles más modernos que la edad de la roca encajante. Los diques neptúnicos son grietas verticales que a veces tienen varios metros, mientras que las grietas planas siguen la estratificación. Su origen es debido a movimientos tectónicos y suaves deslizamientos de pendiente que dan lugar a la fracturación del material litificado o parcialmente litificado (figura 2.11).

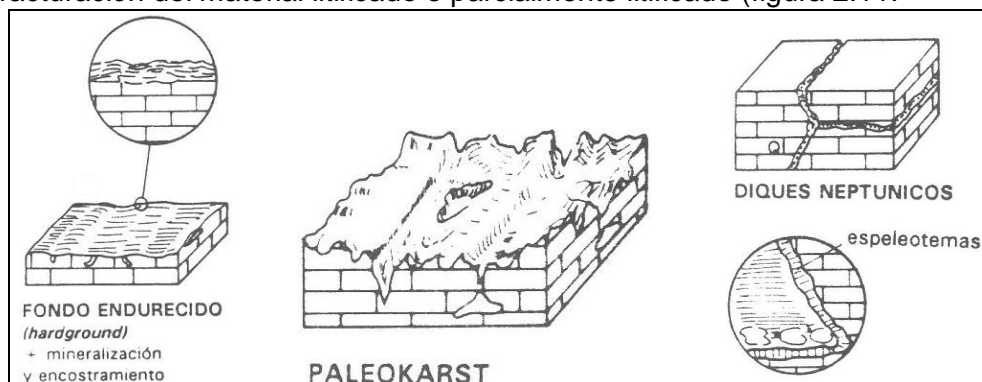


Figura 2.11 Muestra criterios estratigráficos y sedimentológicos que permiten reconocer superficies de paraconformidad formadas en medios marinos y continentales, como son algunas de estas: los Hardground, Paleokarsts, Diques Neptúnicos (tomada de Vera, 1994).

## 2.2.4. COMPONENTES MINERALÓGICOS DE LAS ROCAS CARBONATADAS.

Los principales componentes minerales de las rocas carbonatadas son: 1) Aragonito, 2) Calcita, 3) Dolomita, 4) Magnesita, 5) Ankerita (ferrodolomita) y 6) Siderita. Sus principales características se resumen en la tabla 2.4.



MINERAL	FORMULA	SISTEMA CRISTALINO *subsistema	APARICIÓN
Aragonito 	CaCO <sub>3</sub>	Ortorrómico	En ciertos esqueletos carbonáticos. Es inestable y pasa al polimorfo estable calcita.
Calcita 		Hexagonal *romboédrico	a) En ciertos esqueletos carbonáticos. b) Como lodo (micrita). c) Como cemento (esparita)
Dolomita 	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Hexagonal *romboédrico	a) Ampliamente como roca cristalina diagenética. b) También asociada penecontemporáneamente con evaporitas.
Magnesita 	MgCO <sub>3</sub>	Hexagonal *romboédrico	En cantidades pequeñas dentro de las mallas del aragonito y la calcita de origen esquelético (la calcita con más del 5 % de MgCO <sub>3</sub> se llama magnésica) (High Mg Calcite HMC)
Ankerita (Ferrodolomita) 	Ca(MgFe)(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Hexagonal *romboédrico	Una variedad menor de dolomita.
Siderita 	FeCO <sub>3</sub>	Hexagonal *romboédrico	Encontrada en concreciones y oolitos (esferosideritos)

Tabla 2.4 Principales componentes mineralógicos de las rocas carbonatadas. Modificada de Selley, 1976 (tomada de Arche, 1992 y fotos de internet).

Los componentes secundarios son los minerales u otros compuestos no carbonatados que se observan en los depósitos carbonatados, los más comunes son:

- 1) Materia orgánica, que deriva de la parte blanda de los animales y vegetales.
- 2) Óxidos e hidróxidos, principalmente de aluminio (hidrargillita o gibbsita), de hierro (las limonitas, variedad goethita) y de silicio (calcedonia, ópalo, sílex).
- 3) Cuarzo. Generalmente en forma de granos detríticos o como sílice precipitado químicamente.
- 4) Fosfatos. Principalmente de calcio y de hierro.
- 5) Sales halógenas. Principalmente cloruro de sodio y potasio.

6) Silicatos. Sobre todo de origen detrítico y a veces de neoformación (minerales de arcilla y algunos feldespatos).

7) Sulfatos. Principalmente anhidrita y yeso.

### 2.2.5. COMPONENTES TEXTURALES DE LAS ROCAS CARBONATADAS.

En la tabla 2.5 se sintetizan los principales componentes texturales de los materiales carbonatados.

ROCA CARBONATADA	SEDIMENTO CARBONATADO	A. GRANOS	A1. ESQUELÉTICOS O BIOCLASTOS	Bivalvos Moluscos Gasterópodos Cefalópodos  Braquiópodos Cnidarios (Corales) Equinodermos Briozoos Foraminíferos Esponjas Estromatopóridos Arqueociátidos Artrópodos Calciesferas  Rodofitas Clorofitas Algas Crisofitas (Cocolitos) Cianofitas
			A2. NO ESQUELÉTICOS	Pellets Peloides Ooides (Oolitos) Grapestones (Lumps o agregados) Intraclastos Pisolitos
			B. MATRIZ	
		C. CEMENTO		

Tabla 2.5 Principales componentes texturales de los carbonatos (tomada de Arche, 1992).

A continuación se describe de manera resumida los componentes texturales de los carbonatos.

#### A) GRANOS.

Por sus características y por su origen es difícil dividirlos en orgánicos e inorgánicos simplemente, por lo que Illing en 1954 determinó dividirlos en esqueléticos y no esqueléticos.

##### A.1) GRANOS ESQUELÉTICOS O BIOCLASTOS.

Las partículas bioclásticas provienen de las partes duras (esqueletos) de la comunidad biótica existente en el medio, al morir sufren una serie de transformaciones, las más importantes, son la destrucción y la redistribución física, química y biológica, lo cual dificultará posteriormente su reconocimiento.

La primera dificultad la constituye el tamaño de la partícula, y otra dificultad son los procesos de litificación que sufre el sedimento, a todo esto debe añadirse la diagénesis, que incrementa aún más el grado de dificultad.

El hecho de que diferentes grupos secreten distintos minerales para construir sus esqueletos, es todavía bastante enigmático. Las comunidades bióticas antiguas han ido evolucionando constantemente, lo que hace que el sedimentólogo se enfrente al reconocimiento de una enorme variedad de partículas.

Algunos de los tipos de partículas más comunes en los sedimentos son: moluscos (bivalvos, gasterópodos, cefalópodos), braquiópodos, cnidarios (corales), equinodermos, briozos, foraminíferos (planctónicos, bentónicos) (figura 2.12).

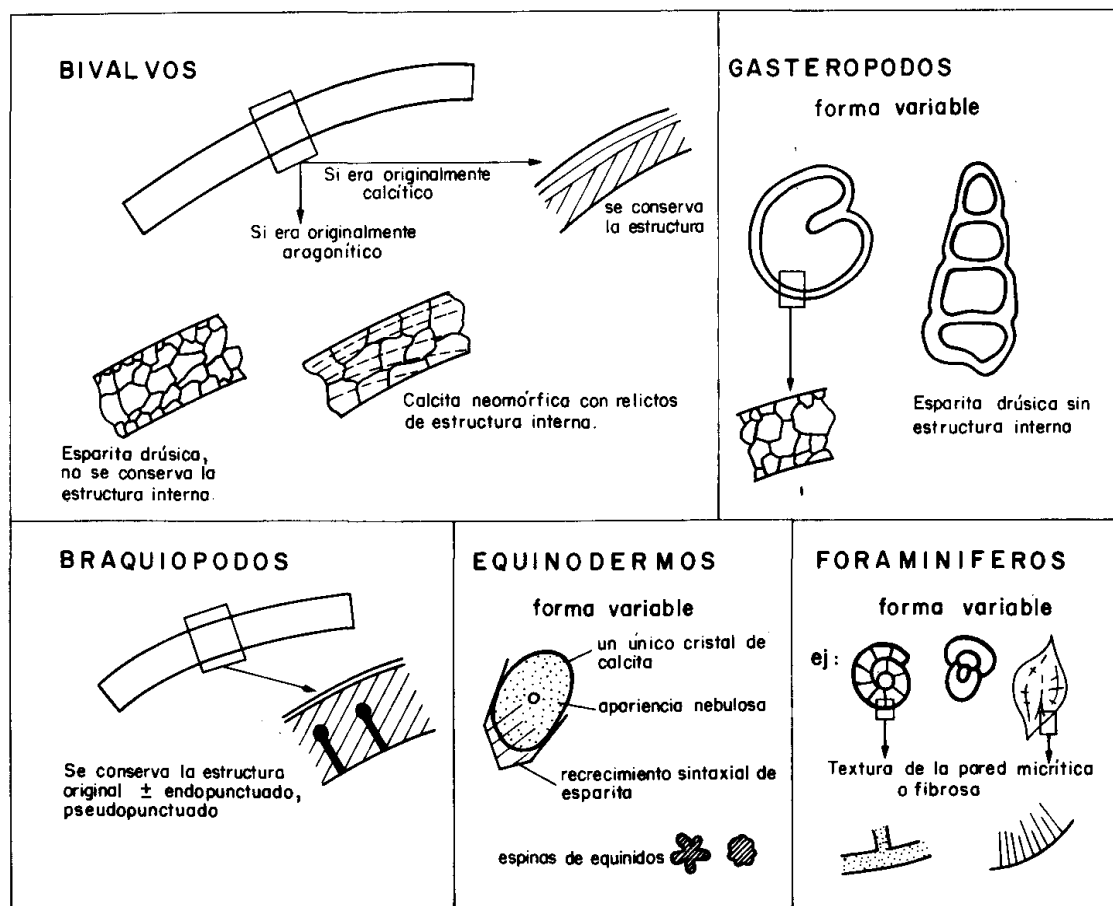


Figura. 2.12 Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos correspondientes a bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, equinodermos y foraminíferos (modificada de Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

### Otros organismos generadores de carbonatos.

A pesar de tener esqueleto o armazón carbonático, han contribuido en menor grado a la producción de carbonatados, a veces debido a que han tenido un corto desarrollo en el tiempo geológico debido al medio ambiente donde se depositan. Dentro de ellos se pueden distinguir a las esponjas, estromatopóridos, arqueociátidos, artrópodos (ostrácodos), calcíferas. Es importante resaltar que las algas han constituido a lo largo del tiempo geológico uno de los principales productores de carbonatos; los más importantes son:

- Rodofitas. Algas rojas.
- Clorofitas. Algas verdes.
- Cianofitas (estromatolitos son los más importantes). Algas azules-verdes.
- Crisofitas. Algas amarillas-verdes.

La variación morfológica de los estromatolitos guarda una relación directa con factores ambientales, es decir, la profundidad del agua, la energía de las mareas, la energía de las olas, la frecuencia en la exposición subaérea y la velocidad de sedimentación (figura 2.13).

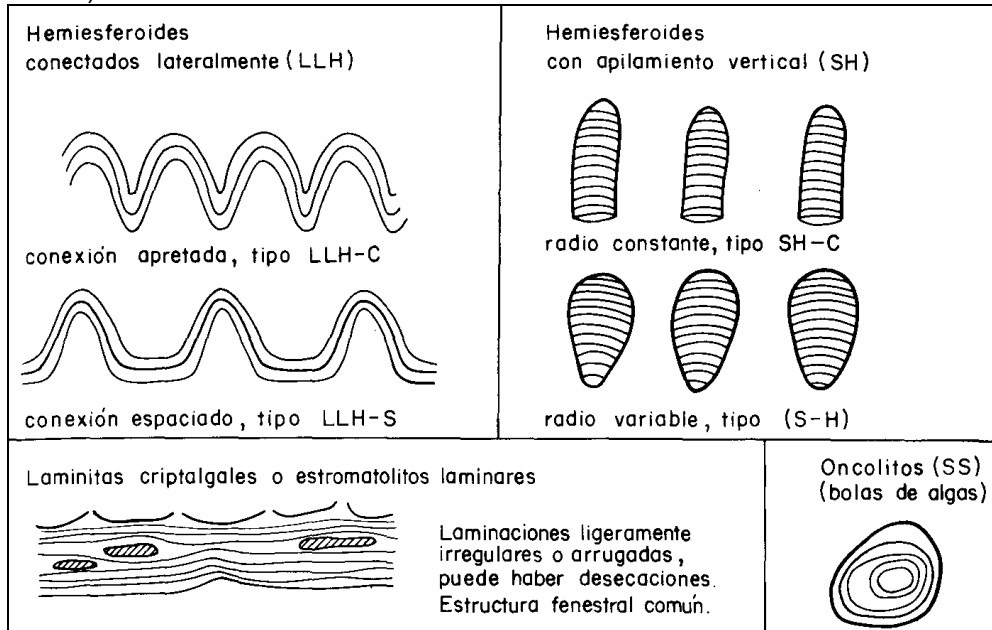


Figura 2.13 Formas típicas de estromatolitos con la terminología de Logan y otros, 1964 (modificada de Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

### A.2) GRANOS NO ESQUELÉTICOS.

Los componentes no esqueléticos se definen como “los granos que no fueron precipitados como partes esqueléticas” aunque eso no significa que alguna vez no hayan sido esqueléticos o que sean expresamente inorgánicos.

Como granos no esqueléticos se incluyen los pellets y peloides, ooides u oolitos (de origen orgánico, y de origen inorgánico), agregados (lumps o grapestones), intraclastos y pinolitos (de origen algal, de origen vadoso o de caliche) (figura 2.14).

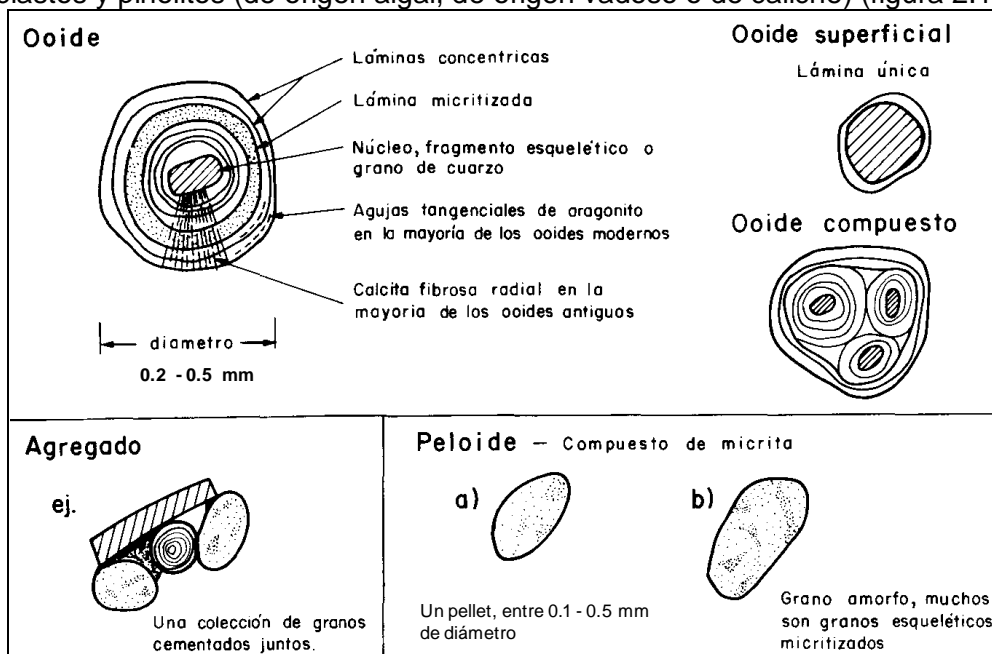


Figura 2.14 Algunos de los principales granos no esqueléticos: ooides, peloides y agregados (modificada de Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

### B) LA MATRIZ.

Es un lodo de carbonato que corresponde con el componente textural de grano más fino, formado por cristales microcristalinos de carbonato de calcio, de tamaño generalmente menor de 4 micras, que se denomina micrita (Arche, 1992).

Uno de los lugares donde mejor se ha podido estudiar el carácter y origen de los lodos calcáreos es en las Bahamas. Se ha comprobado que el factor más importante de producción del sedimento micrítico es la desintegración de las algas calcáreas verdes (penicillus) que al morir dejan caer las agujas aragoníticas que refuerzan el esqueleto. La cantidad de lodo producido de esta forma es suficiente para explicar todo el que existe en la zona submareal y aún existe una sobreproducción que alimentaría las llanuras de marea y zonas externas profundas adyacentes (figura 2.15).

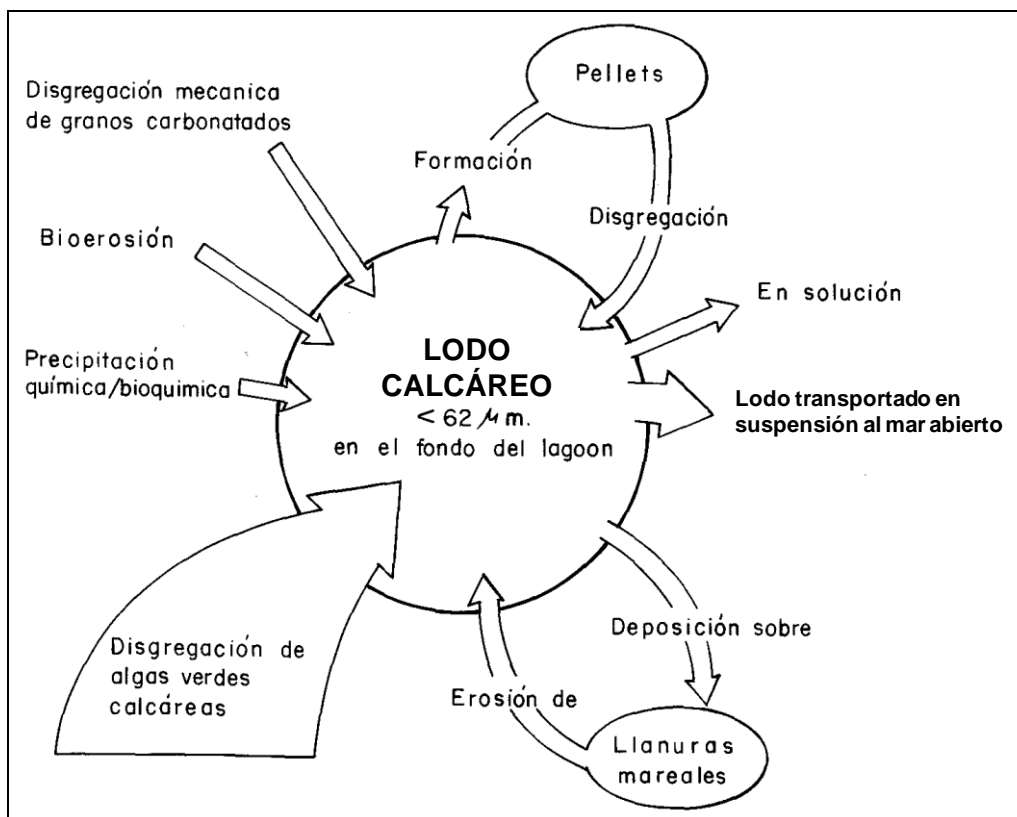


Figura 2.15 Modelo de formación y transformación de lodo calcáreo en una laguna interna de las Bahamas (modificada de Tucker, 1981; basado en Neumann y Land, 1975), (tomada de Arche, 1992).

Otros procesos generadores de lodos calcáreos que contribuyen al depósito sedimentario.

Son la bioerosión, rotura mecánica de granos, precipitación bioquímica, lluvia de nanofósiles (coccolitos) y precipitación inorgánica.

### C) EL CEMENTO.

El tercer componente textural de las calizas es el cemento que, en general, está formado por calcita cristalina denominada esparita o espatita. Actualmente se debe usar exclusivamente para el crecimiento de cristales en un espacio poroso intergranular o cavidades originales. Para las recristalizaciones originadas a partir de carbonatos preexistentes se utiliza el término esparita neomórfica o más comúnmente pseudoesparita.

Tanto la cementación como el neomorfismo, son dos de los factores más importantes de la diagénesis de carbonatos y cuyos efectos se representan en la figura 2.16, y son tratados en la diagénesis de los carbonatos.

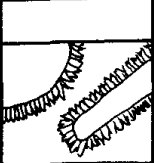
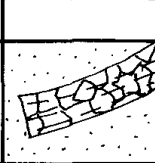

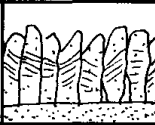
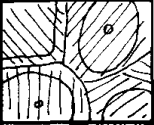
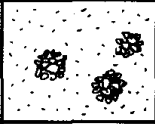

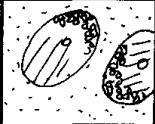
C E M E N T A C I O N		N E O F O R N I S M O	
Calcita fibrosa generalmente isopaca (puede ser un reemplazamiento)		Calcitización de granos esqueléticos originalmente aragónicos.	
Calcita drúsica a menudo posterior a la fibrosa.		Calcita fibrosa, reemplazamiento de carbonatos aciculares	
Cemento syntaxial común en restos de equinodermos		Neomorfismo de agradación en calcilitas	
Cemento calcítico granular (puede ser de neoformación)		Neomorfismo de degradación (raro)	

Figura 2.16 Fábricas diagenéticas comunes producidas por cementación y neomorfismo (modificada de Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

Aquí, nos limitamos a exponer algunos de los caracteres más importantes que posee la esparita:

- Está localizada entre granos o cavidades originales.
- Tiene un aspecto claro y con pocas inclusiones.
- Los límites intercristalinos son planares o rectilíneos.
- Fábrica drúsica (incremento del tamaño de cristales a partir del sustrato o pared).
- Los cristales orientan sus ejes de simetría de forma preferentemente perpendicular a la secuencia.

## 2.2.6. CLASIFICACIONES DE LAS ROCAS CARBONATADAS.

En la petrología sedimentaria y en diversas aplicaciones en Ciencias de la Tierra generalmente se usan los siguientes cuatro sistemas de clasificación, cada uno de los cuales hace hincapié en aspectos diferentes, como la textura, la composición, el tipo de partícula, el tamaño de la partícula, etc. La clasificación más usada en la industria petrolera nacional es el de Dunham y en la internacional es la de Embry y Klovan.

- 1) El esquema de clasificación de Folk (1959, 1962)
- 2) La clasificación de Dunham (1962).
- 3) La clasificación de Embry y Klovan (1971).
- 4) La clasificación de Tucker (1981).

1) El esquema de clasificación de Folk (1959, 1962). Está basado principalmente en la composición (figura 2.17) y distingue tres componentes principales:

- 1) Los aloquímicos (partículas o granos).
- 2) La matriz, fundamentalmente micrita.
- 3) El cemento, fundamentalmente esparita drúsica.

1) Los componentes aloquímicos son agregados estructurados de sedimento carbonatado que se han formado dentro de la cuenca de sedimentación. Incluyen los ooides, bioclastos, peloides, intraclastos y oncoides

2) La micrita o calcita microcristalina es el sedimento carbonatado en forma de partículas de diámetro menor de 5  $\mu m$ . La mayor parte se forma dentro de la propia cuenca de sedimentación, bien como precipitado a partir del agua del mar, bien por desintegración de las partes duras de algunos organismos, como por ejemplo las algas verdes. El término "lodo carbonatado" también suele ser empleado para referirse a



este sedimento fino (el término lodo, en español, no presenta las connotaciones granulométricas que tiene su equivalente inglés mud y es un término de uso frecuente).

3) La esparita o calcita esparítica se presenta en cristales de más de 5  $\mu\text{m}$  de diámetro. La mayor parte es de grano grueso, con cristales que fácilmente alcanzan dimensiones de 1 mm. Habitualmente es el componente principal del cemento de relleno de poros y, por tanto, puede haberse formado en la roca muy posteriormente al depósito original de los aloquímicos y la micrita.

La clasificación de las rocas carbonatadas implica la identificación previa de los aloquímicos que presenta y la estimación de las proporciones de micrita y esparita (tabla 2.6).











PRINCIPALES ALOQUÍMICOS EN CALIZAS	TIPOS DE CALIZAS			
	CEMENTADAS POR ESPARITA		CON UNA MATRIZ MICRÍTICA	
granos esqueléticos (bioclastos)	biosparita		biomicrita	
ooides	oosparita		oomicrita	
peloides	pelesparita		pelmicrita	
intraclastos	intraesparita		intramicrita	
caliza formada in situ	biolitita		caliza fenestral-dismicrita	

Figura 2.17 Clasificación de las calizas basada en su composición según Folk (1959, 1962) (modificada de Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

Proporciones volumétricas de aloquímicos	> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		Componentes aloquímicos más abundantes	MICRITA o, si se observan zonas esparíticas, DISMICRITA	Biolitito	Rocas arrecifales y biohermales sin modificar
	Calcita esparítica > micrita	Micrita > calcita esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos				
> 25 % de intraclastos	INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS					
< 25 % de intraclastos	> 25 % de ooides	OOESPARITA	OOMICRITA	Ooides MICRITA CON OOIDES				
	< 25 % de ooides. Relación en volumen bioclastos:peloides > 3:1	BIOESPARITA	BIOMICRITA	Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA				
	de 3:1 a 1:3	BIOPELESPARITA	BIOPELMICRITA	Peloides MICRITA CON PELOIDES				
< 1:3	PELESPARITA	PELMICRITA						

Tabla 2.6 Clasificación de las rocas carbonatadas basada en el método de Folk (1959, 1962). Los nombres que se emplean para las rocas se han indicado en letras mayúsculas (tomada de Adams, 1997).

Los rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas son parámetros que permiten una fácil clasificación y descripción (figura 2.18).

Más de 2/3 de matriz micrítica				Esparita y micrita en proporciones similares	Más de 2/3 de cemento esparítico		
0-1 % de aloquímicos	1-10 % de aloquímicos	10-50 % de aloquímicos	Más del 50 % de aloquímicos		Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados
Micrita y dismicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada
■ Matriz micrítica		▨ Cemento de calcita esparítica					

Figura 2.18 Rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas, ilustradas usando los términos de la clasificación de Folk, (modificado de Folk, 1959), (tomada de Adams, 1997).

Dependiendo de cual sea el aloquímico dominante, se utiliza como prefijo una abreviatura (bio- para granos esqueléticos; oo- ooides; pel- peloides e intra-intraclastos) que va seguida de los términos micrita o esparita, dependiendo de cuál sea el componente que los liga. Si dominan dos tipos de aloquímicos, estos términos pueden ser combinados (ej. biopesparita u oobioesparita). Para indicar un tamaño de grano grueso, los términos pueden ser modificados, por ejemplo: bioesparrudita o biomicrudita, para una bioesparita o una biomicrita de bioclastos gruesos, respectivamente.

Otras categorías que distingue Folk en su clasificación son:

- 1) El término biolitita, referente a una caliza formada "in situ" por organismos (ejemplo: un estromatolito o una roca arrecifal).
- 2) El término dismicrita, para una micrita con cavidades (generalmente rellenas de esparita), como por ejemplo: una caliza con birdseyes o fenestral.

2) La clasificación de Dunham (1962) (figura 2.19), divide las calizas con base en su textura, por lo que los divide en los siguientes seis tipos principales:

- 1) Grainstone, granos sin matriz (ejemplo: una bio-esparita u oo-esparita de Folk).
- 2) Packstone, granos en contacto con matriz (ejemplo: una biomicrita de Folk).
- 3) Wackestone, granos flotando en una matriz (ejemplo: también una biomicrita de Folk).
- 4) Mudstone, micrita con pocos granos.
- 5) Boundstone, caliza de sujeción orgánica.
- 6) Caliza Recristalizada (textura original no reconocible)

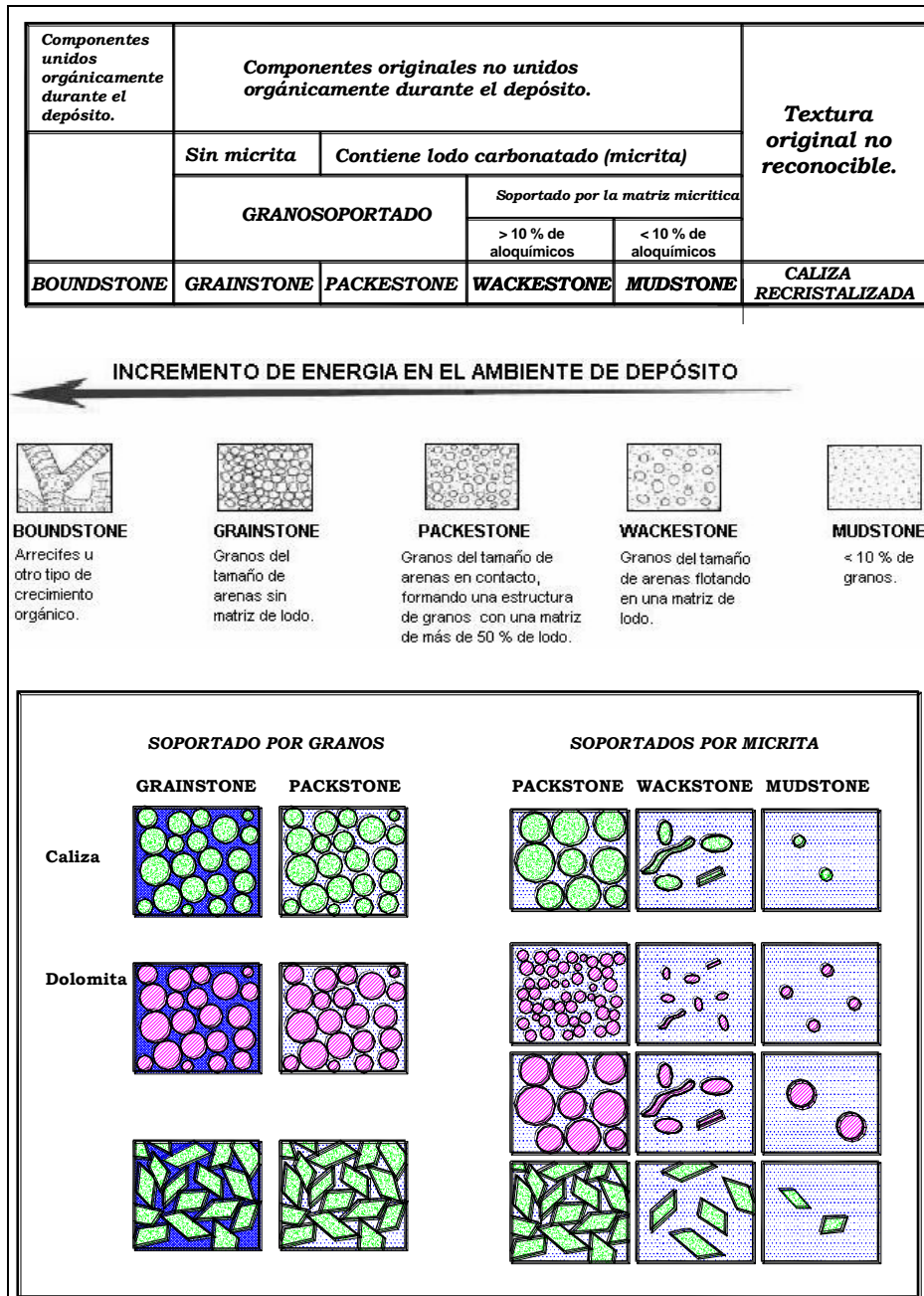


Figura 2.19 Clasificación de las calizas según Dunham, 1962 (agrega la caliza recristalizada, con textura original no reconocible), (tomada de Pettijohn, 1975)

3) Embry y Klovan (1971), estos autores añadieron varios términos adicionales a la clasificación de Dunham, 1962 (tabla 2.7), tanto para indicar el tamaño de grano (floatstone y rudstone) como el tipo de sujeción orgánica para el caso de los boundstones (bafflestone, bindstone y framestone). Para dar información sobre la composición de los granos se pueden mencionar, ejemplo: grainstone oolítica, mudstone con pellets o rudstone de crinoides.

En el Floatstone y Rudstone se tienen que las partículas o aloquímicos son mayores a 2 mm; en el Floatstone el lodo soporta a la roca y en el Rudstone los granos son quienes los soportan. El Bafflestone representa crecimiento de colonias de organismos en forma vertical, en el Bindstone los crecimientos son típicamente horizontales y el Framestone tiene una combinación de crecimiento horizontal y vertical (figura 2.20).

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

Tabla 2.7 Clasificación de las calizas por Embry y Klovan (modificada de Dunham) (agregan la caliza recristalizada o dolomia, con textura original no reconocible; y es una clasificación mejor especificada en cuanto a porcentajes), (tomada de Arellano, 2007).

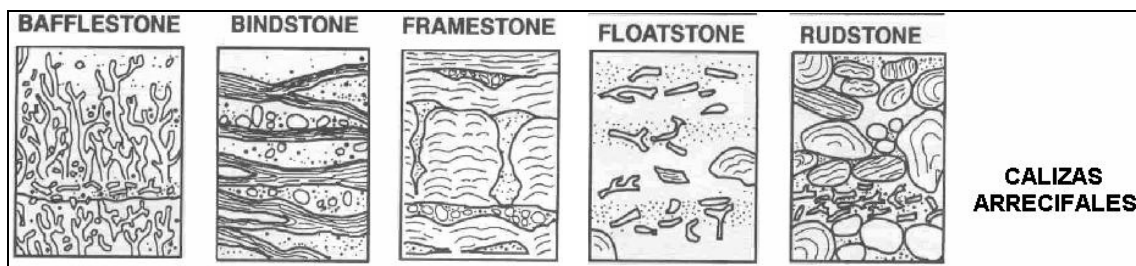


Figura 2.20 Muestra los términos que agregaron Embry y Klovan a la clasificación de Dunham (Calizas arrecifales).

Debido a las modificaciones diagenéticas en las calizas, se debe tener cuidado a la hora de dar un nombre a una roca; los siguientes casos son ilustrativos de esta problemática.

1) Micrita de apariencia homogénea pueden corresponder con pelmicritas; 2) la micrita de una roca bioclástica grano sostenida podría ser: a) cemento (cemento micrítico, difícilmente distinguible de la matriz, a veces se puede reconocer porque tapiza las paredes de las cavidades); b) pellets compactados (granos); c) sedimento primario (ejemplo: matriz); d) sedimento geopetal infiltrado. En los casos a), b) y d) se trataría de un grainstone, mientras que en el caso c) sería un packstone.

4) Además de las anteriores clasificaciones, Tucker (1981) propone un cuarto esquema de clasificación muy simple, pero a menudo útil (sobre todo en el campo) que divide las calizas con base en su tamaño de grano, en los siguientes tres tipos:

- Calcirrudita.- La mayoría de los granos mayores de 2 mm.
- Calcarenita.- La mayoría de los granos entre 2 mm. y 62 micras.
- Calcilutita.- La mayoría de los granos menores de 62 micras.



## 2.2.7 POROSIDAD DE LAS ROCAS CARBONATADAS.

Al estar formado el sedimento y por consiguiente la roca sedimentaria por una asociación de fases minerales (partículas), es evidente que muchas de sus propiedades dependerán de las características de las partículas aisladas, del nivel de asociación y de la interrelación entre sus componentes (granos, matriz y cemento).

Una roca sedimentaria está formada por granos y matriz de origen sindeposicional y un cemento de origen postdeposicional, y los poros son los “huecos” no ocupados por cualquiera de los otros componentes sólidos (figura 2.21). Dentro de las características de las rocas clásticas y carbonatadas la textura juega un papel muy importante (ejemplo en la oolítica y el grainstone).

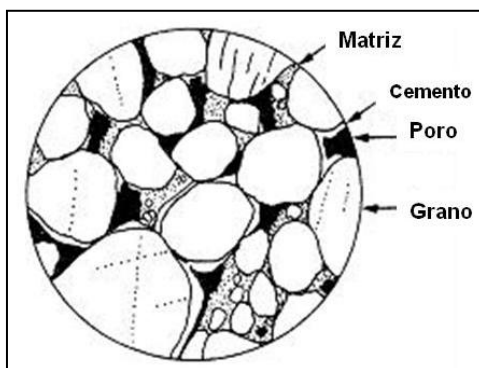


Figura 2.21 Componentes de una roca sedimentaria (tomada de J. J. Agueda, [www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF](http://www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF), 2004).

La textura se define como: “las condiciones de interrelación entre los componentes de un sedimento o roca sedimentaria”. Con frecuencia se da a la textura un significado estático (organización elemental, generalmente microscópica del sedimento); sin embargo, la textura tiene un significado dinámico, puesto que sus componentes se modifican a lo largo de la evolución del sedimento. Se denomina madurez textural el grado de diferenciación que alcanza un sedimento comparado con el material del que procede.

En sedimentos terrígenos aparecen: texturas no cementadas, formadas por granos (esqueleto principal de la textura clástica) y matriz (detriticos finos que rellenan espacios entre granos) y texturas cementadas que se originan al transformarse el sedimento en roca sedimentaria a través de la compactación y la diagénesis (disolución, precipitación, cementación); en algunos casos el cemento puede rellenar totalmente los espacios vacíos.

En sedimentos carbonatados (no terrígenos) pueden aparecer: texturas orgánicas (incluyen tanto las texturas clásticas con partículas orgánicas, como las de organismos constructores) y texturas de cristalización (formadas por precipitación directa del material disuelto).

Los principales factores que condicionan la textura son el tamaño, la forma, la orientación y el empaquetamiento de los granos.

1.- Tamaño de grano: Definido por el diámetro de la partícula, medido directa o indirectamente (tamizado, balanza de sedimentación, microscopio). Se utiliza para designar los distintos tipos de sedimentos terrígenos en función del tamaño de las partículas (escalas granulométricas). Para estudiar y comparar sedimentos se usan los parámetros granulométricos (centil, media, clasificación, etc.) que expresan los niveles y oscilaciones en energía del sistema.

2.- Morfología de las partículas: Se define bajo diferentes conceptos: forma, expresada cualitativamente (referencia a cuerpos geométricos) o cuantitativamente (diámetro de grano), redondez (grado de suavidad de contornos, medidas cuantitativas y visuales en gráficas) y textura superficial, que se relaciona con el medio de transporte y sedimentación (brillante, mate, barnizado, etc.).



3.- Orientación: Las partículas tienden a ordenarse bajo la acción de la gravedad o de la dinámica del flujo que las deposita, en función del tamaño, forma y densidad. Esta ordenación no es uniforme, debido a la existencia de flujos que pueden provocar una orientación preferente de los granos (alineación e inclinación).

4.-Empaquetamiento: Es la ordenación de las partículas bajo el campo gravitacional y aparecen distintos tipos de empaquetamientos (figura 2.22), en función del tamaño, forma y orientación de las partículas y de la energía del medio. Primeramente, el empaquetamiento en ambientes de alta energía es denso (apretado), mientras que en ambientes de baja energía es poco apretado. Posteriormente, el sepultamiento y la compactación van comprimiendo el empaquetamiento.

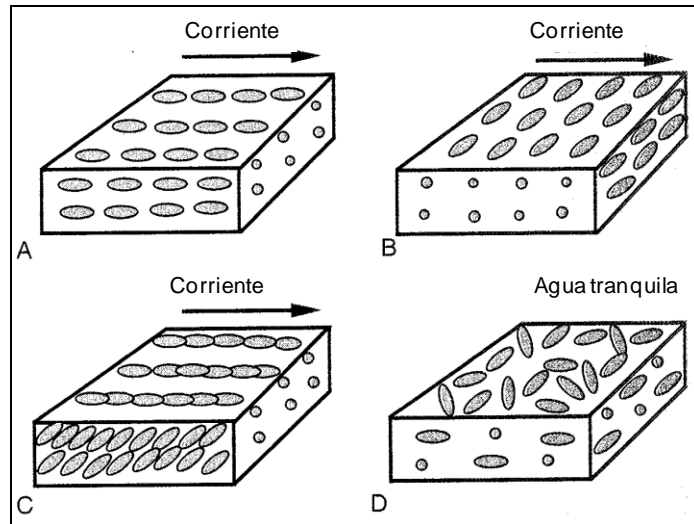


Figura 2.22 Orientación de partículas en relación al flujo de una corriente: A) Partículas orientadas paralelamente al flujo. B) Orientación perpendicular al flujo. C) Partículas imbricadas. D) Orientación no preferente, en ausencia de flujo (Boggs, 1995), (tomada de J. J. Agueda, [www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF](http://www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF), 2004).

La orientación y el empaquetamiento de las partículas determinan la “fábrica” o microestructura del sedimento (Agueda, 2004).

El aumento de la densidad de empaquetamiento se traduce en una disminución progresiva de la porosidad (figura 2.23).

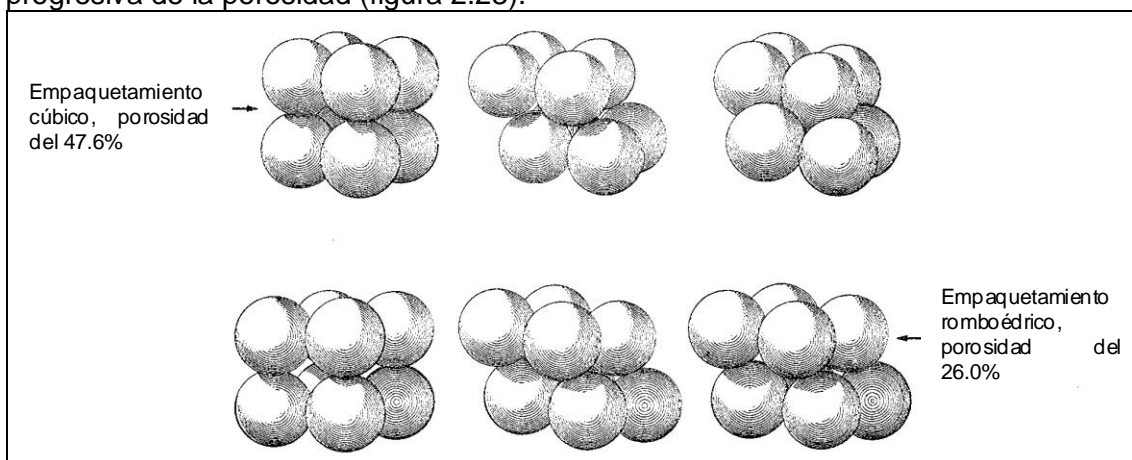


Figura 2.23 Los empaquetamientos de los granos influye en la porosidad. Tipos de empaquetamiento: Cúbico, Romboédrico, (tomada de J. J. Agueda, [www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF](http://www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF), 2004).

Los parámetros texturales: tamaño, morfología, orientación y empaquetamiento de granos, ejercen un gran control en el comportamiento de los sedimentos y rocas sedimentarias frente a los fluidos, este comportamiento se expresa a través de los conceptos de porosidad y permeabilidad.

Las dos propiedades principales que debe poseer una roca para que pueda constituir un almacén, son la porosidad, que condiciona, además de otros factores independientes de la litología (temperatura, presión del yacimiento, saturación relativa de hidrocarburos y agua), el volumen de petróleo o gas en la roca, y la permeabilidad de la que depende el desplazamiento de los fluidos en el interior de la roca, y como consecuencia, la explotabilidad del yacimiento.

## POROSIDAD.

Los poros son los espacios o “huecos” no ocupados por los componentes sólidos.

La porosidad efectiva es una propiedad de la roca importante, ya que esta propiedad determina la capacidad de almacenamiento de los fluidos presentes en un yacimiento; además se considera uno de los parámetros fundamentales para la evaluación del tipo de yacimiento.

En los carbonatos, la porosidad tiene otros orígenes además de los intergranulares, de origen sedimentario similar al de rocas detríticas. Se tiene a la porosidad de las estructuras de crecimiento orgánico (arrecifal), porosidad interpartícula (oolítica), porosidad móldica (cavidades de fósiles), porosidad fenestral (por gas atrapado), porosidad en zonas protegidas (abrigo), etc. La técnica de medida de la porosidad, también influye en la forma en que se expresa.

Comúnmente la porosidad se expresa en fracción o en por ciento del volumen de roca.

Debido a la gran cantidad de términos técnicos utilizados para presentar el modelo de discretización de la porosidad total, es necesario un conjunto de conceptos básicos que permiten conocer, homologar, definir y enfocar los problemas (Lugo Ruiz M, 2010).

## Conceptos petrofísicos.

### Volumen total de la roca carbonatada con porosidad múltiple.

El volumen de roca de los Yacimientos Carbonatados Naturalmente Fracturados, esta compuesto por el volumen de sólidos, el volumen poroso matricial y el volumen poroso secundario, lo que compone al volumen total de la roca, como se muestra en la (figura 2.23.b). La matriz puede estar compuesta por arcillas, carbonatos u óxidos. El volumen poroso matricial y el volumen poroso secundario están ocupados por los fluidos del yacimiento tales como el agua, aceite y gas.

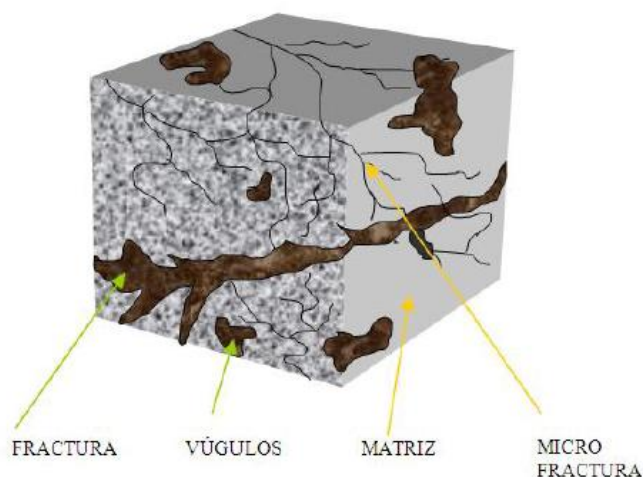


Figura 2.23.b Modelo representativo de discontinuidades que dominan el flujo de fluidos en Yacimientos Carbonatados Naturalmente Fracturados (tomada de tesis de Lugo Ruiz, 2010).

Matemáticamente corresponde con la siguiente ecuación:

$$V_b = V_s + V_{pm} + V_{psec}$$

Donde:

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

**Volumen poroso total de una roca carbonatada con porosidad múltiple.**  
Es el volumen poroso matricial más el volumen poroso secundario.

$$V_{pt} = V_{pm} + V_{psec} = V_b - V_s$$

Donde:

$V_{pt}$  es el volumen poroso total;  $L^3$ .

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

**Volumen total de la matriz.**  
Es el volumen de sólidos de la roca más el volumen poroso matricial.

$$V_{bm} = V_s + V_{pm} = V_b - V_{psec}$$

Donde:

$V_{bm}$  es el volumen total de matriz;  $L^3$ .

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

**Porosidad total de una roca carbonatada.**  
Es el volumen poroso total dividido entre el volumen total de la roca.

$$\phi_t = \frac{V_{pt}}{V_b} = \frac{V_{pm} + V_{psec}}{V_s + V_{pm} + V_{psec}}$$

Donde:

$\phi_t$  es la porosidad total,  $L^3 / L^3$ .

$V_{pt}$  es el volumen poroso total;  $L^3$ .

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

### Porosidad secundaria.

Es el volumen del sistema poroso secundario (fracturas + vugulos) de una roca carbonatada dividido entre el volumen total de la roca.

$$\phi_{sec} = \frac{V_{psec}}{V_b} = \frac{V_{pt} - V_{pm}}{V_s + V_{pm} + V_{psec}} = \frac{V_b - V_s - V_{pm}}{V_s + V_{pm} + V_{psec}}$$

Donde:

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

$V_{pt}$  es el volumen poroso total,  $L^3$ .

### Porosidad matricial.

Es el volumen poroso matricial dividido entre el volumen total de roca

$$\phi_{ma} = \frac{V_{pm}}{V_b} = \frac{V_{pt} - V_{psec}}{V_s + V_{pm} + V_{psec}} = \frac{V_b - V_s - V_{psec}}{V_s + V_{pm} + V_{psec}}$$

Donde:

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

$V_{pt}$  es el volumen poroso total,  $L^3$ .

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

### Volumen poroso matricial en función de la porosidad matricial y del volumen total de roca.

Es el volumen poroso matricial dividido entre el volumen total de roca

$$V_{pm} = \phi_{ma} V_b$$

Sustituyendo el volumen total de roca " $V_b$ ".

$$V_{pm} = \phi_{ma} [V_s + V_{pm} + V_{psec}]$$

Donde:

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

**Porosidad intrínseca matricial.**

Es el volumen poroso matricial de una roca entre el volumen total de la matriz:

Esta porosidad sería la obtenida por núcleos que no contienen porosidad secundaria.

$$\phi_{ima} = \frac{V_{pm}}{V_{bm}} = \frac{V_{pm}}{V_s + V_{pm}}$$

Donde:

$\phi_{ima}$  es la porosidad intrínseca matricial,  $L^3 / L^3$ .

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$V_{bm}$  es el volumen total de la matriz,  $L^3$ .

Volumen poroso matricial utilizando la porosidad intrínseca matricial y el volumen total de la matriz.

$$V_{pm} = \phi_{ima} V_{bm}$$

Sustituyendo:

$$V_{pm} = \phi_{ima} [V_s + V_{bm}]$$

Donde:

$V_{pm}$  es el volumen poroso matricial,  $L^3$

$\phi_{ima}$  es la porosidad intrínseca matricial,  $L^3 / L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_{bm}$  es el volumen total de la matriz,  $L^3$ .

**Porosidad intrínseca matricial en función de la porosidad matricial (Van Golf Ratch).**

Igualando los volúmenes porosos matriciales de registros y núcleos de bajísima porosidad secundaria.

$$\phi_{ma} V_b = \phi_{ima} [V_s + V_{bm}]$$

Despejando la porosidad de la matriz referida al volumen de roca:

$$\phi_{ma} = \frac{\phi_{ima} [V_s + V_{bm}]}{V_b}$$

Sustituyendo el volumen total de la matriz  $V_{bm} = V_s + V_{pm} = V_b - V_{psec}$ , en la ecuación anterior, se obtiene la porosidad matricial, en función de la porosidad intrínseca matricial y porosidad secundaria.



$$\phi_{ma} = \frac{\phi_{ima} [V_b - V_{psec}]}{V_b} = \phi_{ima} [1 - \phi_{sec}]$$

Donde:

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ima}$  es la porosidad intrínseca matricial,  $L^3 / L^3$ .

$V_s$  es el volumen de sólidos,  $L^3$

$V_b$  es el volumen total de roca carbonatada,  $L^3$ .

$V_{psec}$  es el volumen poroso secundario,  $L^3$

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

Porosidad total en función de la porosidad secundaria y la porosidad matricial.

Dividiendo el volumen poroso total entre el volumen total de la roca.

$$\phi_{ima} = \frac{\phi_{ma}}{[1 - \phi_{sec}]}$$

Donde:

$\phi_{ima}$  es la porosidad intrínseca matricial,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

Porosidad intrínseca matricial (núcleo) en función de la porosidad matricial y de la porosidad secundaria.

Es una guía de la estimación de parámetros de registros y con la cual se obtendrán las correlaciones.

$$\frac{V_{pt}}{V_b} = \frac{V_{pm}}{V_b} + \frac{V_{psec}}{V_b}$$

Aplicando las definiciones, se obtiene la porosidad total como la suma de la porosidad matricial y la porosidad secundaria:

$$\phi_t = \phi_{ma} + \phi_{sec}$$

Donde:

$\phi_t$  es la porosidad total,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

Porosidad total en función de la porosidad intrínseca matricial y de la porosidad secundaria.

Se obtiene sustituyendo la ecuación:  $\phi_{ma} = \frac{\phi_{ima} [V_b - V_{psec}]}{V_b} = \phi_{ima} [1 - \phi_{sec}]$  en la

ecuación anterior:  $\phi_t = \phi_{ma} + \phi_{sec}$ .

$$\phi_t = \phi_{ima} [1 - \phi_{sec}] + \phi_{sec} = \phi_{ima} + \phi_{sec} - \phi_{ima} \phi_{sec}$$

Donde:

$\phi_t$  es la porosidad total,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ima}$  es la porosidad intrínseca matricial,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

Porosidad secundaria en función de la porosidad total y la porosidad matricial.

Se obtiene despejando la porosidad secundaria de la porosidad total.

$$\phi_{sec} = \phi_t - \phi_{ma}$$

Donde:

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_t$  es la porosidad total,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial,  $L^3 / L^3$ .

#### CLASIFICACIÓN DE LA POROSIDAD DE ACUERDO A LA DISTRIBUCIÓN DEL VOLUMEN POROSO. (ARANGO Y NAVA, 2004):

De acuerdo a la distribución del volumen poroso, la porosidad es clasificada en porosidad efectiva (figura 2.24.A) y la porosidad total (figura 2.24.B).

Generalmente la porosidad total es mayor o igual que la porosidad efectiva.

Conviene distinguir, la porosidad total que se refiere al volumen total de los huecos, y la porosidad efectiva, que indica el volumen de los huecos unidos entre sí.

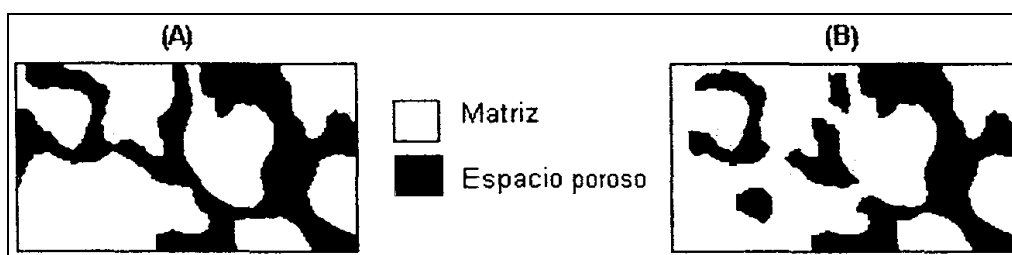


Figura 2.24 Representación esquemática del espacio poroso en la roca. A) representa a la porosidad efectiva, B) representa a la porosidad total (tomada de tesis: Iván; Denidey, 2004). Modificada.

#### LAS SIGUIENTES DEFINICIONES DE POROSIDAD HAN SIDO CLASIFICADAS CON BASE EN SU ORIGEN (ARANGO Y NAVA, 2004):

##### 1) Porosidad primaria.

La porosidad primaria es la porosidad que se genera cuando el sedimento se deposita y es una característica inherente y original de la roca. En general presenta buena interconectividad y permeabilidad.

La porosidad primaria se desarrolla con el depósito de los sedimentos que componen la roca (Ejemplos: Interpartícula, intrapartícula).

### 2) Porosidad secundaria o diagenética.

Es la porosidad que se genera con los procesos posdeposicionales. Resulta de los procesos físicos y/o químicos posteriores (relleno de cemento). Ejemplos: Mórdica, en zonas protegidas (abrigo), fenestral, bioconstrucción, disolución (canal, hueco, caverna, estilolítica), fractura, intercristalina, silicificación, dolomitización

La porosidad secundaria también conocida como porosidad inducida, es la que se desarrolla de los eventos geológicos (diagénesis) subsecuentes a la formación de la roca, esta porosidad se cuantifica como la porosidad debida a la presencia de fracturas y/o vugulos en lutitas y carbonatos, así como los vugulos y cavidades encontrados en las limonitas y dolomias.

Por lo cual la porosidad secundaria se refiere a los espacios vacíos de las fracturas y vugulos, etc.

### 3) Porosidad total.

La porosidad total ( $\phi_t$ ) se obtiene de sumar la porosidad primaria y la porosidad secundaria, en los yacimientos fracturados. Esta porosidad total es equivalente a la definición de volumen de almacenamiento de la roca o espacio poroso total.

$$\phi_t = \phi_{ma} + \phi_{sec}$$

donde:

$\phi_{sec}$  es la porosidad secundaria,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_t$  es la porosidad total,  $L^3 / L^3$ .

$\phi_{ma}$  es la porosidad matricial o primaria,  $L^3 / L^3$ .

Los métodos comunes para cuantificar la porosidad, suministran únicamente la porosidad efectiva, que es en realidad la única interesante, puesto que a la porosidad total, no puede corresponder a ninguna permeabilidad, al no haber ninguna posibilidad de drene de los fluidos.

La porosidad de los yacimientos explotados, varía entre 5 y 40 %, siendo la más común, la comprendida entre 10 y 20 %.

Una apreciación cualitativa, se puede expresar de la siguiente forma (Levorsen, 1956):

Despreciable entre	0 y 5 %
Pobre entre	5 y 10 %
Media entre	10 y 15 %
Buena entre	15 y 20 %
Muy buena superior a	20 %

La porosidad en los yacimientos carbonatados tiene un rango de variación entre 1 a 30 %.

## SISTEMA DE LA POROSIDAD EN LOS CARBONATOS.

El sistema de porosidad en carbonatos es más complejo que en rocas detríticas debido a la:

- Contribución biológica.
- Mayor reactividad química.

Otra forma de expresar a los distintos tipos de porosidad es presentada por Choquette Pray en 1970 (figura 2.25):

- A) Porosidad primaria: originada antes o durante el depósito.
- B) Porosidad secundaria: originada tras el depósito (diagenética).
- C) Condicionado o no por la fábrica.

- A) POROSIDAD PRIMARIA:  
 Interpartícula o intergranular.  
 Intrapartícula o intragranular.  
 Fanestral u ojo de pájaro.  
 En zonas protegidas o refugio o abrigo ("shelter").  
 Estructuras de crecimiento arrecifal o intergranular.
- B) POROSIDAD SECUNDARIA:  
 Intercristalina.  
 Móldica.  
 Fractura.  
 Canales.  
 Vugular o huecos (vugs) o cavidades.  
 Cavernas.
- C) CONDICIONADOS O NO CONDICIONADOS POR LA FÁBRICA:  
 Brecha o brechificación.  
 Bioperturbación o perforación.  
 Madrigueras o galería.  
 Grietas de desecación o retracción.

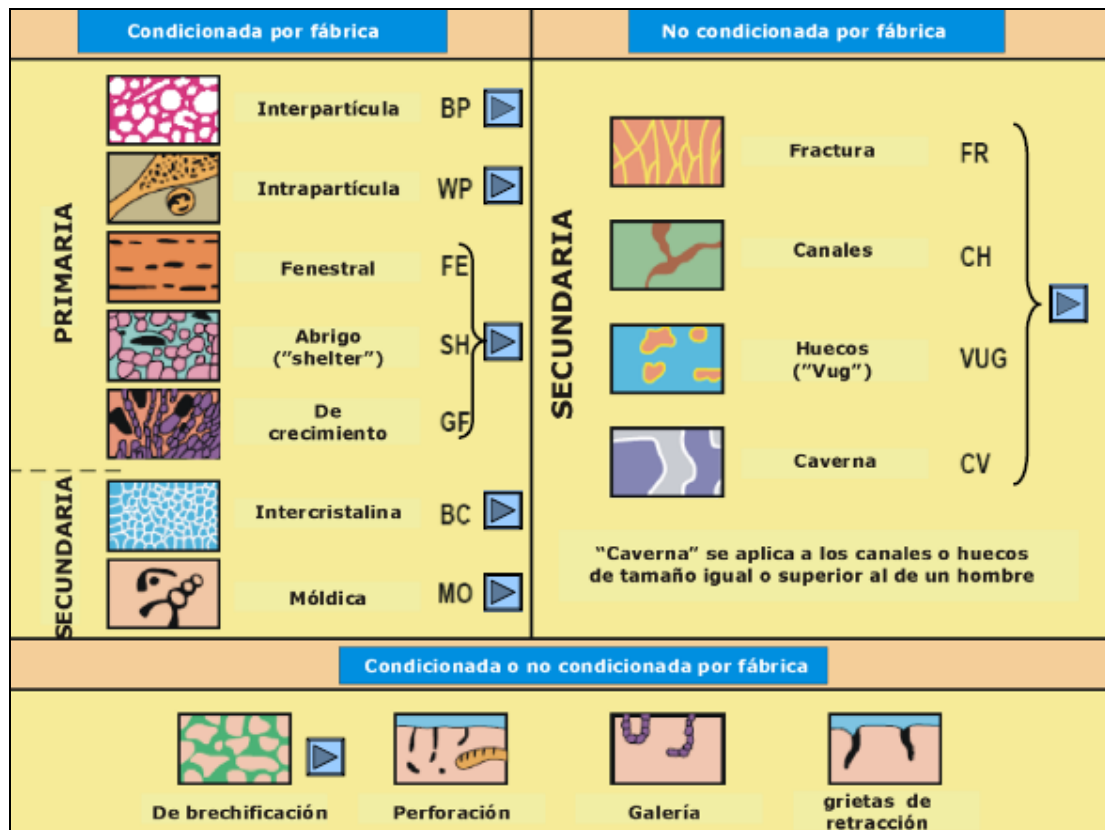


Figura 2.25 Clasificación de las porosidades (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

## A) POROSIDAD PRIMARIA.

### Porosidad interpartícula o intergranular.

La porosidad interpartícula o intergranular (pertenece a la porosidad primaria).- Son los espacios (poros) que existen entre los granos (sólidos) que forman la roca, ya sea de cuarzo, de carbonatos o de cualquier componente.

Este espacio sedimentario entre los granos esta sin rellenar por sedimento o por cemento. Es más común usar el término de intergranular que el de interpartícula, y generalmente denota posición de los granos y no su génesis.

En carbonatos clásticos esta porosidad es generalmente por deposito de los sedimentos y se considera primaria, por el aglutinamiento de diversos tipos de granos calcáreos soportados entre si, de tamaño del orden de los 0.004 a 2 mm de diámetro.

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

En las figuras 2.26 y 2.27 muestran una roca oolítica/peloidal en la cual gran parte del espacio sedimentario entre los granos aparece sin rellenar por sedimento o cemento. Esta roca presenta por tanto, lo que se llama porosidad primaria intergranular. Cuando se produce el depósito, un sedimento de este tipo puede presentar una porosidad hasta del 50%. Esta porosidad inicial ha sido reducida por compactación y por la cementación de algunos de los poros. Se pueden identificar dos tipos de cementos de esparita de grano fino que forma envueltas alrededor de la mayor parte de los granos (a estos aumentos se aprecia como una película de aproximadamente 0.5 mm. de grosor que se distingue mejor en el microscopio petrográfico con Luz Paralela Analizada "LPA" y, por otra parte, un cemento de recrecimiento sintaxial sobre placas de equinodermos (visible en el extremo inferior izquierdo de la fotografía). Aunque este último cemento se presenta en zonas muy concretas, volumétricamente es más importante que el primero.

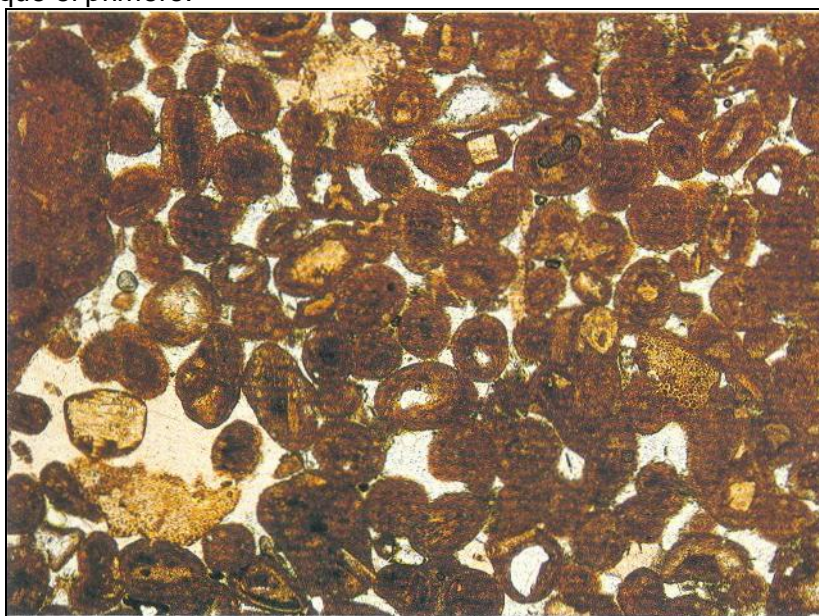


Figura 2.26 Porosidad intergranular oolítica peloidal. Lámina delgada teñida, de la formación Pórtland, del Jurásico Superior, Dorset, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 27X, en microscopio petrográfico con Luz Paralela No Analizada "LPNA" (tomada de Adams, 1997).



En la figura 2.27 los colores de interferencia gris-azulados que se observan en los poros intergranulares y en los moldes de conchas se deben a que el adhesivo de la preparación ha sido tincionada, presentando por lo tanto una ligera anisotropía.

Ejemplos:

En la Región Sur y Sonda de Campeche se tienen ejemplos de este tipo de porosidad en las calcarenitas del Cretácico Superior de los campos Cactus y Cunduacán, así como en las calcarenitas del Eoceno del complejo Cantarell. Este tipo de depósitos están formados por fragmentos de carbonatos del tamaño del limo y arena, originados en condiciones de alta energía en la plataforma carbonatada, que posteriormente fueron transportados en grandes cantidades hacia zonas batimétricas de talud y mar abierto, por medio de flujos de turbidez, en donde finalmente quedan depositados como gruesos paquetes en forma de abanicos submarinos calcáreos, en donde presentan generalmente gradación por depósito gravitacional.

La figura 2.28 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 3655-3658 mbmr., del Cretácico Superior, en calizas de bioclastos y litoclastos gruesos, subangulosos, color crema, brechosa, con escasas fracturas selladas parcialmente por calcita blanca y aceite residual, tiene buena porosidad primaria intergranular y pobre porosidad secundaria en fracturas.

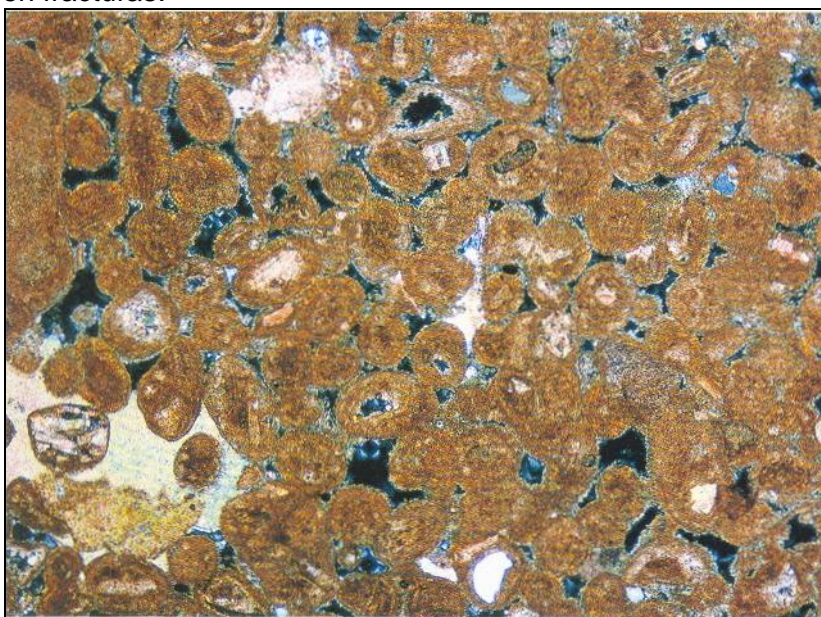


Figura 2.27 Porosidad intergranular oolítica peloidal. Lámina delgada teñida, de la formación Pórtland, del Jurásico Superior, Dorset, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 11X, LPA (tomada de Adams, 1997).

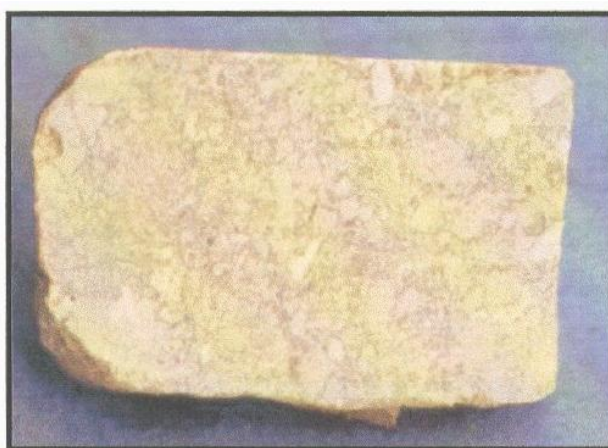


Figura 2.28 Porosidad intergranular (tomada de Ramos y Morales, 2002).

### Porosidad intrapartícula o intragranular.

La porosidad intrapartícula o intragranular (pertenece a la porosidad primaria).- Son los poros que se encuentra dentro de los sólidos de la roca.

Es la porosidad dentro de los granos, por ejemplo: el aposento (casa) de foraminíferos y de los bryozoarios. Esta porosidad puede ser primaria o puede ocurrir al principio de la diagénesis por: 1) los procesos conocidos como maceración, donde la materia orgánica se pudre dentro de la estructura del esqueleto, o 2) removida (probablemente por disolución) del interior de una débil calcificación de granos, dejando sólo una cáscara o corteza.

Esta porosidad intrapartícula prevalece más particularmente en caparazones (estructuras) arrecifes donde las colonias de organismos masivos abundan. La permeabilidad con este tipo de porosidad puede ser baja, debido a que los poros no están necesariamente conectados unos con otros. En arenas carbonatadas, particularmente en aquellas con restos fósiles, la porosidad primaria puede estar presente dentro de los granos detríticos.

Por ejemplo, las cavidades de moluscos, amonitas, corales y microfósiles pueden clasificarse como porosidad intrapartícula. Este tipo de porosidad frecuentemente se reduce inmediatamente después del depósito por infiltración de la matriz micritica. Además la inestabilidad química del carbonato huésped frecuentemente modifica su porosidad intrapartícula o por otro lado, ésta es eliminada por la diagénesis posterior. En la figura 2.29 se ilustra un ejemplo de la porosidad intragranular o intrapartícula, formada durante el proceso de sedimentación que relleno de cemento o de matriz micritica.



Figura 2.29 Matriz recristalizada y cemento esparítico (tomada de:

[http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

En la figura 2.30 se muestra la porosidad intrapartícula en briozos y ooides.



Figura 2.30 Porosidad intrapartícula en briozos y ooides (tomada de:

[http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

### Porosidad fenestral.

Porosidad fenestral (pertenece a la porosidad primaria).- Corresponde con los poros en un sedimento o roca carbonatada que tienen dimensiones mayores que la de los espacios granosoportados son denominados “fenestrae” (en singular, “fenestra”). Habitualmente resultan ocupadas por sedimento interno o cemento, o por una combinación de ambos. El tamaño y forma de las fenestrae puede ser muy variado, según cual haya sido su mecanismo de formación.



Como ya se menciona, las estructuras fenestrales (birdseyes o estructuras fenestrales), son pequeñas cavidades generalmente en sedimentos micríticos de origen supramareal o intermareal, teniendo los siguientes tres casos:

- a) Fenestral irregular o verdaderos birdseyes, producidos por burbujas de gas atrapado en el sedimento que posteriormente se deseca y litifica. Las burbujas de gas, producto de la descomposición de la materia orgánica, se concentran siguiendo la laminación.
- b) Fenestral laminar, formada en estromatolitos laminares (laminitas criptalgales) y relacionada con la desaparición de la materia orgánica y posterior desecación.
- c) Burrows o tubos de raíces, según su génesis (Shinn (1983), se cambio este término por el de “fenestra tubular”, y se debe a la acción de raíces de plantas continentales o de perturbaciones realizadas por organismos excavadores.

En la figura 2.31 se ilustra una fotografía al microscopio (fotomicrografía) con micrita con porosidad fenestral rellenas de esparita. La mayor parte de ellas presentan morfologías irregulares y probablemente se generaron por entrapamiento de fluidos en el sedimento durante la desecación, aunque la porosidad fenestral alargada en la parte central de la fotografía podría haber sido originada por una “galería”. Este tipo de porosidad fenestral es llamada en algunas ocasiones “estructuras ojo de pájaro”. La roca contiene también algunos foraminíferos que se pueden diferenciar de la micrita (porcelanáceos). La micrita fenestral queda incluida dentro de la clasificación de Folk, dentro del grupo de las dismicritas.

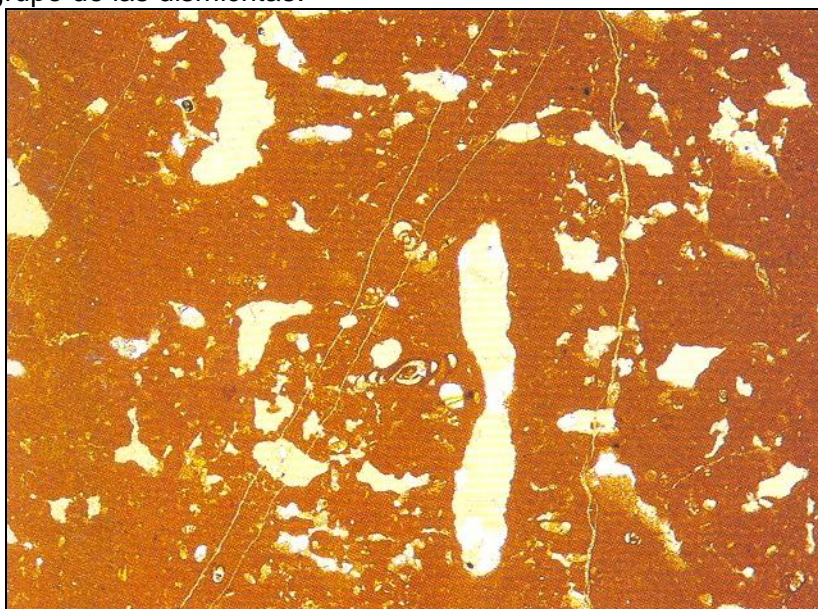


Figura 2.31 Porosidad fenestral. Lámina delgada teñida, Jurásico Inferior, Alto Atlas Central, Marruecos; aumento: 14X, LPNA (tomada de Adams, 1997).

En la figura 2.32 se ilustra la “porosidad fenestral” en un grainstone peloidal de grano fino, en este caso, la porosidad fenestral tiende a tener una morfología alargada paralelamente a la estratificación; este tipo de estructura suele ser denominado “laminación fenestral” y su origen puede estar relacionado con la descomposición de la materia orgánica asociada con los estromatolitos de diferentes tipos de algas.



Figura 2.32 Porosidad fenestral. Replica en acetato teñido, caliza de Woo Dale, carbonífero inferior, Derbyshire, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 7X, LPNA (tomada de Adams, 1997).

En la figura 2.33 se observa la porosidad asociada al crecimiento de tapices de algas en la zona intermareal.

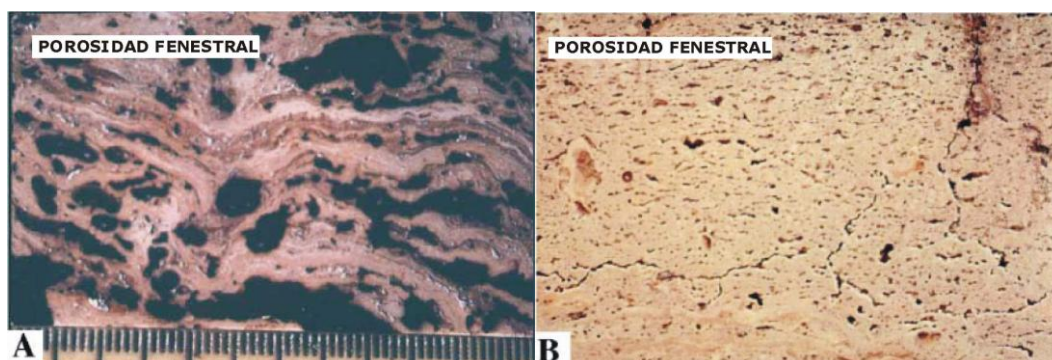


Figura 2.33 Porosidad fenestral (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

Los poros en algunas rocas carbonatadas pueden estar ocupados por sedimento o por cemento. El cemento que ocupa parcialmente las cavidades, especialmente en el caso de los fósiles que se asocian con porosidad fenestral; puede indicar la posición del plano horizontal en el momento del depósito; estos rellenos de sedimento son los llamados “rellenos geopetales”.

En la figura 2.34 se muestra una concha de gasterópodo ocupada parcialmente por sedimento geopetal. En el momento del depósito, el gasterópodo tenía una porosidad primaria, consistente en la cavidad de su concha (“porosidad intergranular”). Ésta parcialmente fue rellena por sedimento micrítico y finalmente la cavidad restante resultó ocupada por cemento de calcita ferrosa. La disposición de las inclusiones en la pared de la concha, tanto en el gasterópodo como en los bioclásticos que lo rodean, sugiere que la textura que observamos se trata del resultado de la inversión neomórfica de aragonito a calcita y no del relleno por cemento de una porosidad móldica.



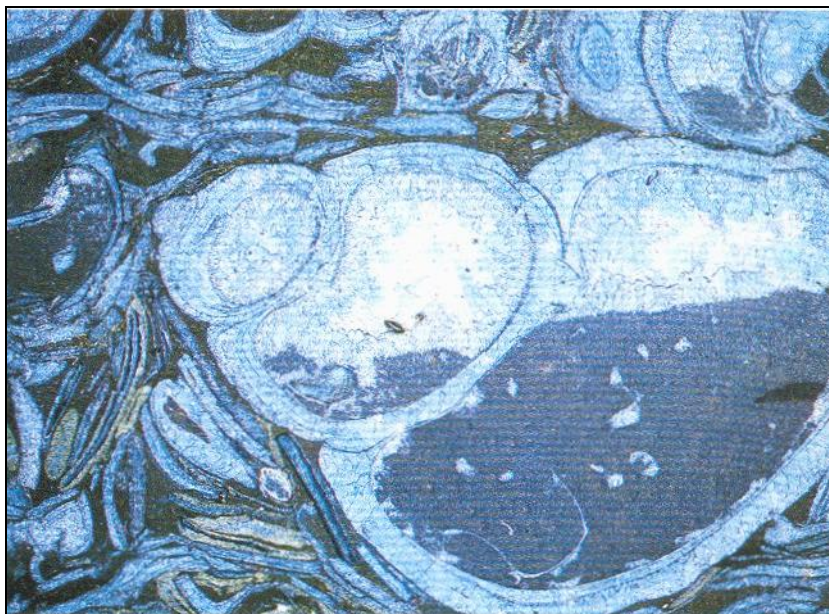


Figura 2.34 Porosidad intergranular y fenestral. Lámina delgada teñida, caliza ornamental del Purbeck, Jurásico superior, Dorset, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 12X, LPNA (tomada de Adams, 1997).

#### Porosidad en zonas protegidas o Abrigo (shelter”).

Porosidad en zonas protegidas o Abrigo (shelter”), (pertenece a la porosidad primaria).- La porosidad en zonas protegidas es aquella que se produce debajo de fragmentos de conchas que se conservan con la cavidad hacia abajo. La figura 2.35 muestra una roca compuesta por fragmentos de bivalvos en una matriz de lodo carbonatado. Aquellos fragmentos de conchas que se han conservado con la concavidad hacia abajo, entre los cuales destaca el fragmento de mayor tamaño que atraviesa completamente el campo de la imagen, presentan debajo de ellas zonas de cemento espartítico que precipito como relleno de la cavidad protegida generada a favor de la superficie cóncava. El sedimento no puede penetrar en dicha cavidad debido al efecto de “paraguas” de la concha.



Figura 2.35 Porosidad en zonas protegidas. Lámina delgada teñida, carbonífero Inferior, Arbigland, Dumbries, Escocia, Gran Bretaña; aumento: 16X, LPNA (tomada de Adams, 1997).



La figura 2.36 se muestra un hueco resguardado por un caparazón de un bivalvo.

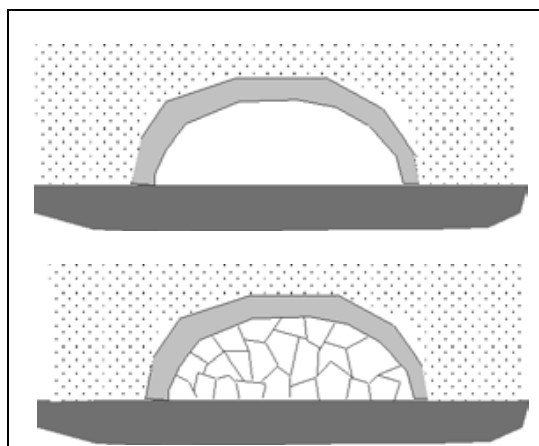


Figura 2.36 Porosidad en zonas protegidas (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

### Porosidad en estructuras de crecimiento.

Porosidad en estructuras de crecimiento (pertenece a la porosidad primaria).- Es la porosidad asociada al crecimiento de biohermos (figura 2.37) en distintos tipos de construcciones arrecifales. El poro corresponde al espacio que ocupaba la parte blanda del organismo, que al morir en un ambiente de alta energía no se conserva la llamada materia orgánica y solo se preserva el caparazón que forma excelente porosidad primaria.

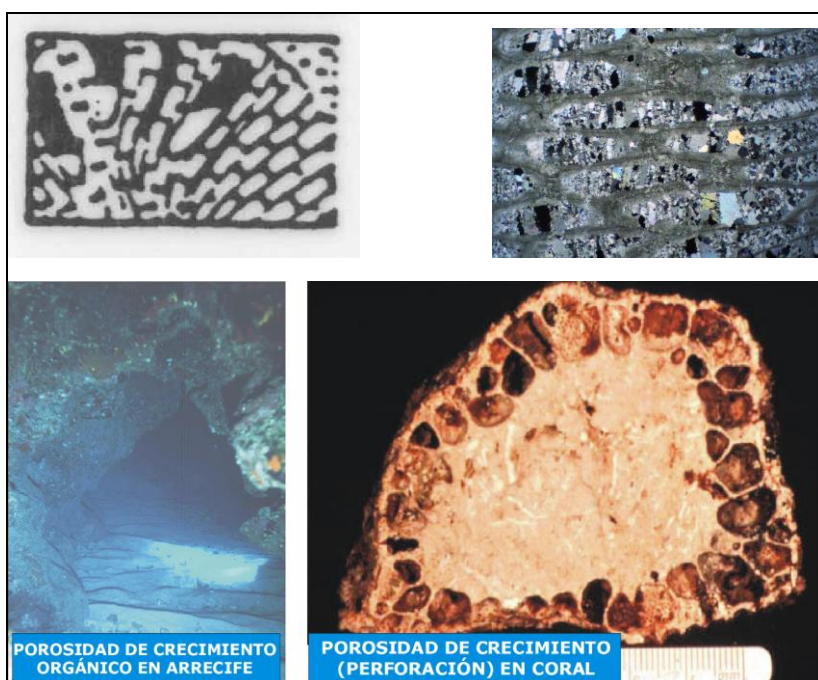


Figura 2.37 Porosidad por estructuras de crecimiento (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

## B) POROSIDAD SECUNDARIA.

La porosidad secundaria es el resultado de procesos físicos y/o químicos posteriores a la sedimentación, lo que origina que se formen espacios vacíos que pueden preservarse y que pueden ser ocupados por cualquier fluido. La porosidad secundaria tiene que ver con el fracturamiento, con la disolución o con la dolomitización. También puede ocurrir por una combinación de los factores antes mencionados.

### Porosidad intercrystalina.

Porosidad intercrystalina (pertenece a la porosidad secundaria).- Esta definición podría aplicarse a la mayoría de los carbonatos, ya que por estar constituidos por cristales de carbonato de calcio o de magnesio, se considera el espacio entre los cristales como conductos básicos porosos. El tamaño de los cristales es muy variable y, en términos cualitativos, se expresan desde microcristalinos, macrocristalinos y mesocristalinos. La cristalización y recristalización se consideran procesos diagenéticos, que imprimen a la roca modificaciones en la textura y en la porosidad. Entre más grandes son los cristales de calcita o de dolomita, los espacios entre los cristales son mayores lo que favorece un incremento en la porosidad. Prácticamente todas las rocas carbonatadas están compuestas por cristales que pueden variar de tamaño desde cripto a mesocristalinos, así como proporciones variables de arcilla y material silíceo.

La permeabilidad está controlada por el tamaño de los cristales. Los cristales más pequeños son los de menor permeabilidad por efectos de tensión superficial.

En la figura 2.38 se muestra la porosidad asociada a procesos de dolomitización.

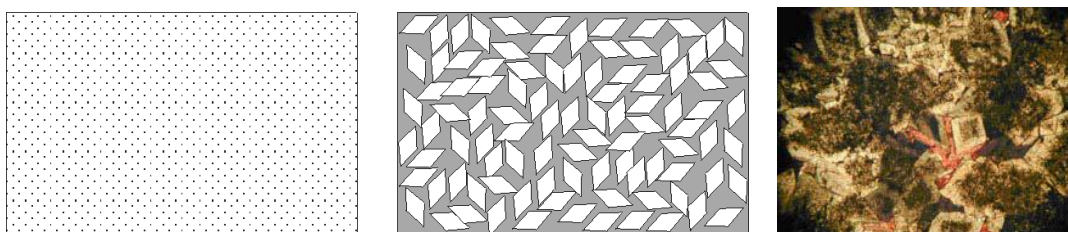


Figura 2.38 Porosidad intercrystalina (tomada de:

[http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

### Ejemplos:

En la Región Sur y Sonda de Campeche se tienen numerosos ejemplos de porosidad intercrystalina, principalmente representada por dolomitización de calizas por procesos de diagénesis. En general, esta porosidad está estrechamente ligada con los otros tipos de porosidad, como con la intergranular primaria, donde posteriormente los fragmentos son recristalizados, así como con la dolomitización de sedimentos del tipo de carbonatos de plataforma y brechas de talud, también se presentan en calizas de mar abierto. Este tipo de porosidad se ilustra en núcleos cortados en rocas del Cretácico y Jurásico.

La figura 2.39 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 4604 - 4611.5 mbmr., del Albiano Cenomaniano, de dolomías cristalinas gruesas a mesocristalinas de color gris claro, con abundantes microcavidades vulgares y fracturas abiertas, tiene buena porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas.



Figura 2.39 Porosidad intercrystalina (tomada de Ramos y Morales, 2002).

### Porosidad móldica.

La porosidad móldica (pertenece a la porosidad primaria y secundaria).- Es un tipo de porosidad secundaria muy frecuente en diferentes secuencias sedimentarias, su origen corresponde básicamente a la disolución de los bioclásticos orgánicos (ejemplos: disolución de fragmentos de conchas o restos orgánicos calcáreos). La impresión disuelta de las conchas o fragmentos, es lo que da la característica de “molde” y son muy abundantes en las rocas carbonatadas donde ocurrió disolución.

La mayoría de los moldes en los sedimentos carbonatados fueron creados por disolución selectiva de varios tipos de fragmentos, especialmente los de tipo aragonítico, como las oolitas y conchas de moluscos. En las dolomías comúnmente se han formado por la solución selectiva de constituyentes primarios de calcita o aragonita, y menos común por solución de anhidrita. Las rocas carbonatadas que presentan más comúnmente este tipo de porosidad son las de plataforma, debido a la presencia de abundantes fragmentos y conchas complejas de organismos bentónicos. La permeabilidad podría ser baja si los moldes tienen una pobre intercomunicación, por lo que la eficiencia en la recuperación es solo relativa a la extensión de las conexiones entre los moldes.

Muchos de los espacios porosos denominados “vugulos” en las rocas almacenadoras podrían haber iniciado como disolución de moldes.

Con la disolución de los caparazones queda el hueco con la forma de la estructura que se ha disuelto, es un tipo de porosidad común en carbonatos (figura 2.40).

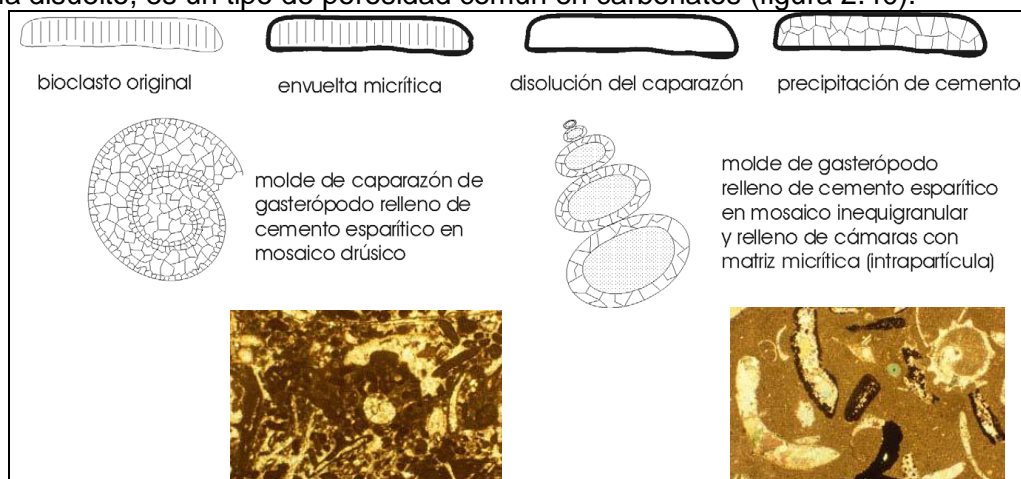


Figura 2.40 Porosidad móldica con cemento esparítico (tomada de:

[http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).



En la figura 2.41 se muestra una roca carbonatada que presenta porosidad intergranular primaria y porosidad secundaria móldica. Los moldes de los bioclásticos han sido preservados por la envoltura micrítica que presentaba, aunque en algún caso, como por ejemplo en el bioclasto identificable en la parte inferior de la fotografía, dichas envolturas micríticas se colapsaron parcialmente durante la compactación. Los colores de interferencia gris-azulados que se observan en los poros intergranulares y en los moldes de conchas se deben a que el adhesivo de la preparación ha sido tincionada, presentando por lo tanto una ligera anisotropía.

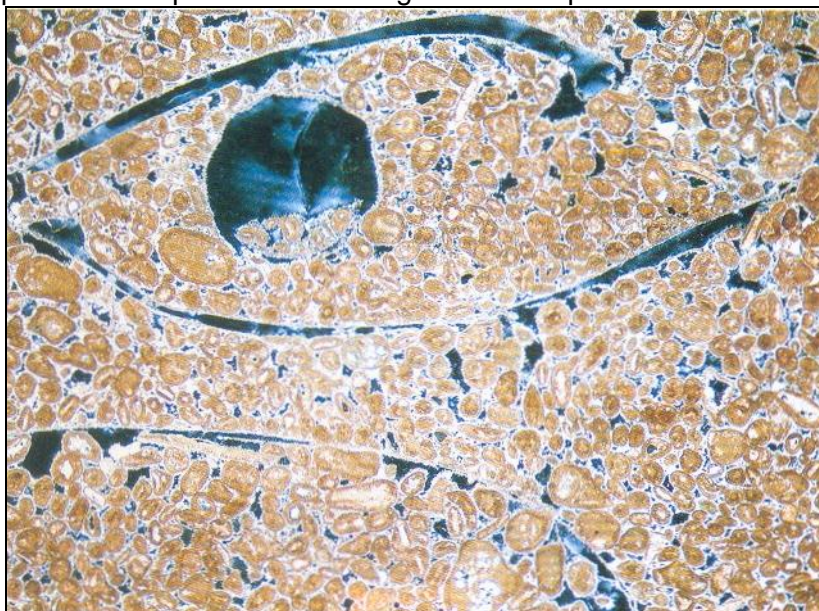


Figura 2.41 Porosidad intergranular y porosidad móldica. En lámina delgada teñida, piedra Pórtland, Jurásico Superior, Dorset, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 11X, LPA (tomada de Adams, 1997).

Ejemplos:

En la Región Sur, se tienen ejemplos de este tipo de porosidad en los campos que se ubican dentro de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo y en el Complejo Cantarell.

La figura 2.42 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 3756 - 3759 mbmr., del Cretácico Superior, en una brecha calcárea de fragmentos gruesos a finos subarredondados color crema, dentro de una matriz gris oscuro, con fracturas abiertas. Se aprecian dentro de un fragmento grueso bioclastos de conchas calcáreas, tiene regular porosidad móldica y en fracturas.

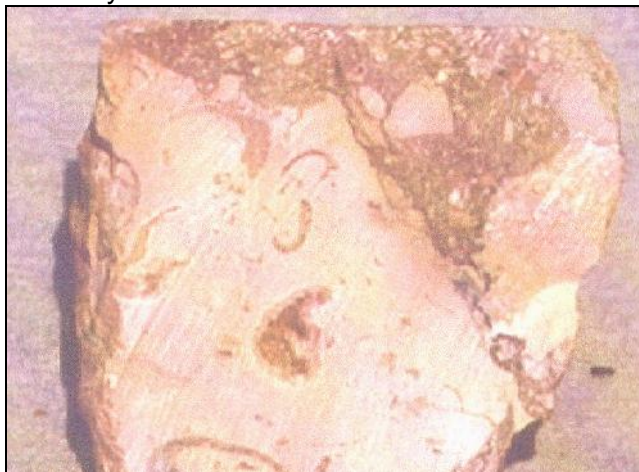


Figura 2.42 Porosidad móldica de bioclastos de conchas calcareas (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.43 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 2648-2656 mbmr., del Paleoceno Inferior - Cretácico Superior, en una brecha dolomitizada color gris



oscuro, de fragmentos angulosos y subredondeados, de 1 a 8 cm. de longitud, de dolomías, cementadas en mesodolomita color gris claro, se observan cámaras de una Rudista, la cual es un organismo bentónico, tiene buena porosidad móldica y en brechas.



Figura 2.43 Porosidad móldica de un fragmento de una Rudista (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.44 corresponde a una fotografía de una muestra de roca de la línea de costa de Ciudad. del Carmen, Campeche, del Terciario-Cuaternario, en caliza mesocristalina color beige a pardo claro, con abundantes bioclastos y moldes de Gasterópodos, tiene buena porosidad secundaria móldica e intercrystalina.

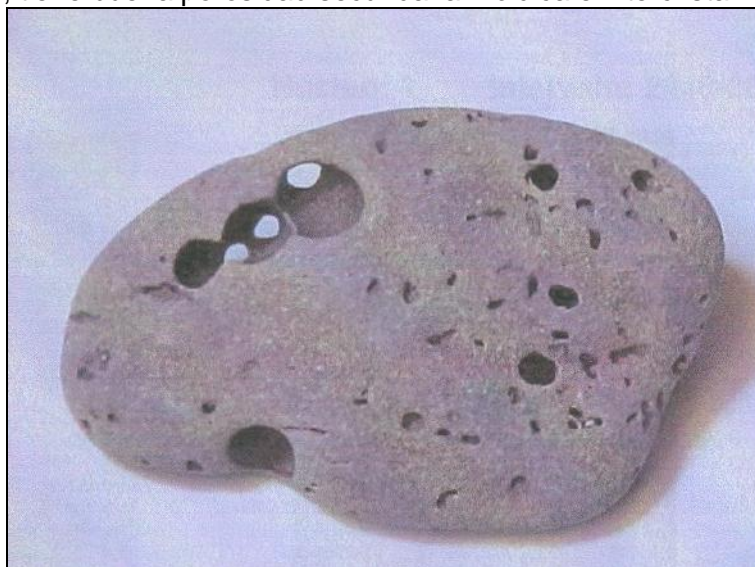


Figura 2.44 Porosidad móldica de gasterópodos (tomada de Ramos y Morales, 2002).

### Porosidad de la fractura.

La porosidad de la fractura (pertenece a la porosidad secundaria).- Este tipo de porosidad es muy común en las rocas carbonatadas, por lo general se sobrepone a otros tipos de porosidad primaria o secundaria. También es posible que por fracturamiento, se genere porosidad en una roca compacta.

La porosidad de la fractura se define como una porosidad desarrollada a lo largo de los rompimientos en un cuerpo de roca, en donde ha habido un pequeño desplazamiento mutuo entre los bloques opositores. Este tipo de porosidad también se clasifica de acuerdo al tamaño de los rompimientos o fracturas, las cuales varían desde microfracturamiento, macrofracturamiento y mesofracturamiento. Cuando el fracturamiento es indiscriminado e intenso, provoca en la roca un aspecto caótico tipo brecha.

Este tipo de porosidad se origina por diferentes fenómenos: por colapso asociado a grandes disoluciones de los carbonatos, por deslizamiento de magabloques, por gravedad en un medio subacuoso y lo más generalizado por diversos tipos de deformación tectónica producida por sistemas de esfuerzos (figura 2.45).

Esta también puede ocurrir de manera frecuente en calizas homogéneas y dolomitas. Cuando las fracturas son todas paralelas, la eficiencia de recuperación puede ser baja y la permeabilidad fuertemente anisótropa; normalmente las fracturas ocurren en conjuntos conjugados e intercomunicados los cuales permiten altas permeabilidades incluso aunque la porosidad sea baja. Mediante las fracturas pueden pasar fluidos que ocasionen disolución y formar cavernas, producto de la deformación.

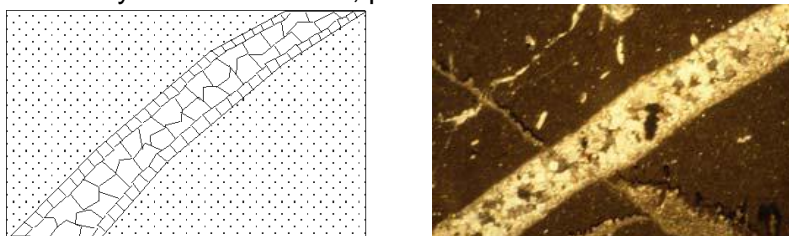


Figura 2.45 Porosidad de fractura en calizas (tomada de:

[http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

#### Ejemplos:

En la Región Sur y en la Sonda de Campeche, el tectonismo ha deformado fuertemente las formaciones geológicas y en el caso de los carbonatos, por ser frágiles, aparte de deformarlos mediante plegamientos, se encuentran fracturados y afallados originando conductos verticales y porosidad secundaria desde microfracturas a megafacturas.

Los núcleos que se presentan para ejemplificar este tipo de porosidad, se muestran en las figuras 2.46 y 2.47, lo más común es encontrarlas combinadas con otros tipos de porosidades, como intercrystalina, vugular y brechoide. Asimismo, también se muestran fotografías de núcleos en donde se muestran rocas compactas que han desarrollado exclusivamente porosidad secundaria por micro y macrofracturamiento, características del Cretácico de los campos Sen y Caparroso-Pijije-Escuintle.

La figura 2.46 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 3794 - 3803 mbmr., del Albiano Cenomaniano, en calizas microcristalinas color crema, con bioclastos y microfauna, fracturas y cavidades impregnadas de aceite negro, tiene regular porosidad primaria intergranular y buena porosidad secundaria en fracturas.

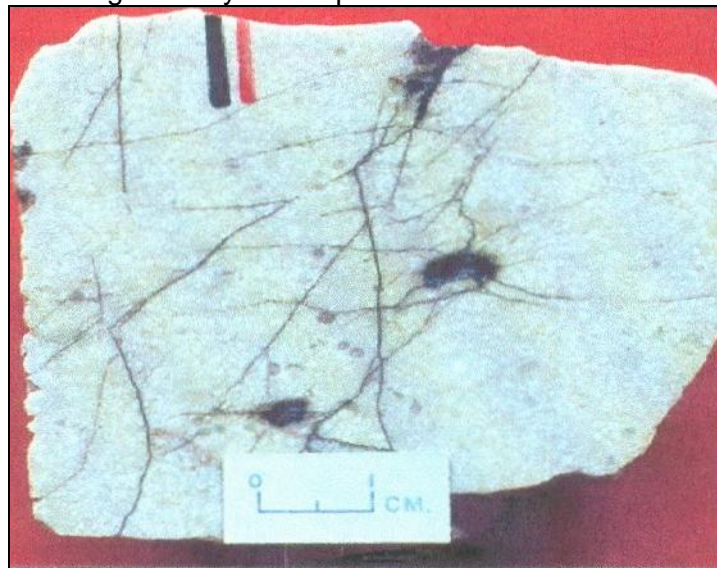


Figura 2.46 Porosidad en las fracturas (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.47 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 5176 - 5185 mbmr., del Albiano Cenomaniano, en un lente de pedernal color negro, microfracturado, dentro de una caliza microcristalina color gris oscuro, ligeramente arcillosa, con fracturas y microfracturas selladas parcialmente por calcita blanca e impregnadas de aceite pesado, tiene regular a buena porosidad en fracturas.



Figura 2.47 Porosidad en las fracturas (tomada de Ramos y Morales, 2002).

#### Porosidad de canales.

Porosidad de canales (pertenece a la porosidad secundaria).- Es la porosidad debida a procesos de disolución, que forman canales a través de la roca (figura 2.48); en estos casos son fracturas ampliadas por la disolución de carbonatos.

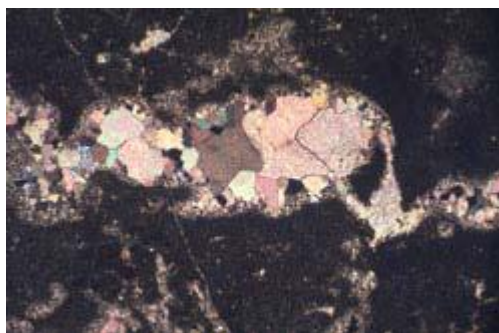


Figura 2.48 Porosidad por disolución de canal (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenal/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenal/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

#### Porosidad vugular.

Porosidad de cavidades o vugular (pertenece a la porosidad secundaria).- Este es el tipo de porosidad probablemente más frecuente en carbonatos y también tiene una amplia variedad de definiciones. El "vugulo" se define como un poro semicircular y no marcadamente elongado, visible sin ayuda de lupa o microscopio. La disolución es el proceso dominante en la formación de "vugulos", pero aún se desconoce con precisión el origen de éstos. La mayoría puede presentar agrandamiento cuando la disolución es aparentemente indiscriminada, y la evolución de moldes a "vugulos" es indudablemente común. De acuerdo con el tamaño de los espacios, se pueden clasificar como microvugulos (0.5 mm.), mesovugulos (0.5 a 4 mm.) y megavugulos (4 a 256 mm).

El tamaño y número de los vugulos es crucial para determinar la permeabilidad de las rocas (figura 2.49).



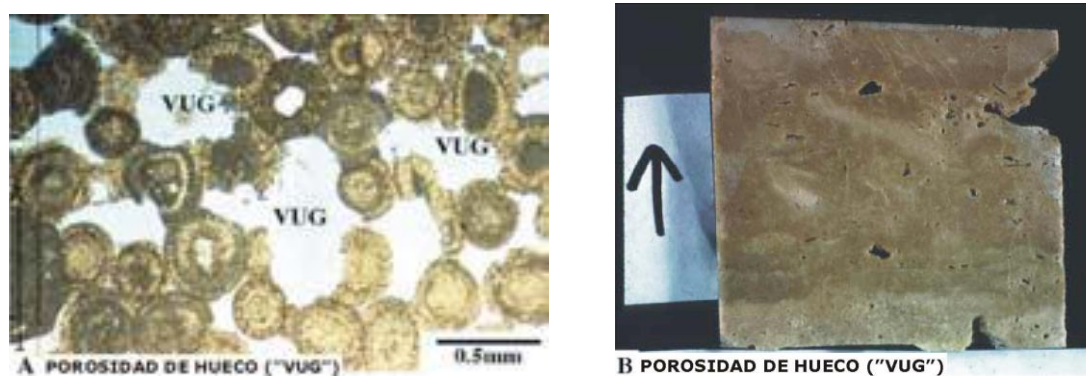


Figura 2.49 Porosidad por vugulos o cavidades (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

**Ejemplos:**

En la Región Sur es común encontrar este tipo de porosidad en calizas dolomitizadas y dolomías del Jurásico Superior Kimmeridgiano, principalmente en los campos de Jujo-Tecominoacán y Luna, así como en los campos Abkatún-Pol-Chuc y el Complejo Cantarell.

La figura 2.50 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 5834 -5841 mbmr., del Jurásico Superior Kimmeridgiano, en Caliza dolomitizada mesocristalina color pardo claro a beige, con fantasmas de bioclastos, abundantes microfracturas y cavidades de tipo vugular, tiene muy buena porosidad secundaria intercrystalina, vugular y en microfracturas.

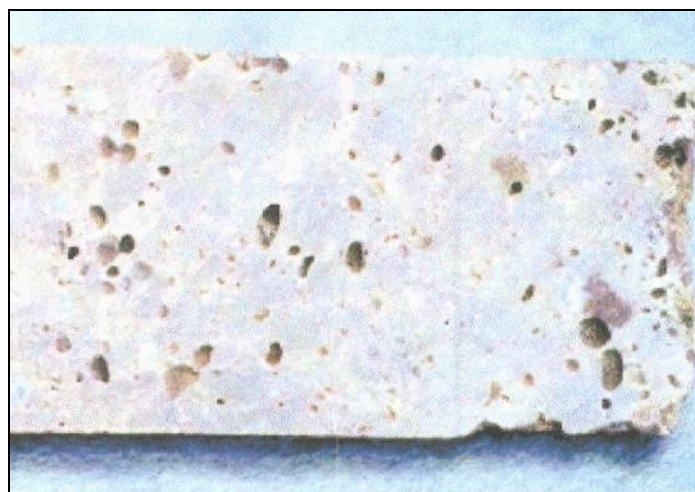


Figura 2.50 Porosidad vugular (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.51 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 2648-2656 mbmr., de la Brecha del Paleoceno Inferior - Cretácico Superior, en la brecha dolomitizada color gris oscuro, de fragmentos angulosos y subredondeados, de 1 a 8 cm de longitud, de dolomía, cementados en mesodolomita color gris claro, densamente fracturada. Presenta fracturas y vugulos con buena impregnación de aceite pesado, tiene buena porosidad intercrystalina, vugular y en brechas.





Figura 2.51 Porosidad vugular (tomada de Ramos y Morales, 2002).

En la figura 2.52.A se muestra un caso de la porosidad vugular.

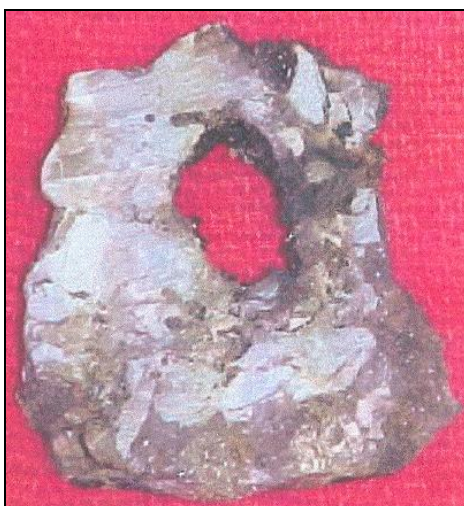


Figura 2.52.A Porosidad vugular (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.52.B corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 3838-3844 mbmr., de la Brecha del Paleoceno Cretácico Superior, en la Brecha dolomítica color pardo oscuro por impregnación de aceite, con fracturas y vugulos rellenos por cristales de dolomita e impregnadas de aceite viscoso negro, tiene buena porosidad en microvugulos y en fracturas.

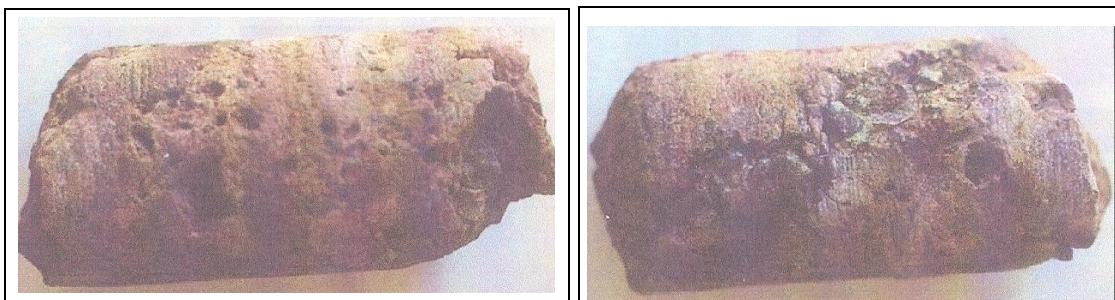


Figura 2.52.B Porosidad microvugular (tomada de Ramos y Morales, 2002).

### Porosidad de cavernas.

Porosidad de cavernas (pertenece a la porosidad secundaria).- El término caverna se aplica a los poros de grandes dimensiones (del tamaño de una persona o mayor, en general mayor a 50 cm de diámetro), tenga morfología de canales o de cavidades.

Se denomina de esta manera a un sistema poroso caracterizado por grandes aberturas o cavernas, la mayoría de ellas son generadas por disolución; este término es ampliamente aplicado a yacimientos en rocas carbonatadas y existe una confusión en el tamaño de la abertura para que sea considerada una caverna. De manera práctica se define como caverna a una abertura de un tamaño mínimo por la que puede pasar un hombre adulto.

Donde la unidad de roca es conocida únicamente por perforación de pozos; una manera práctica de determinar el tamaño de las cavernas es por el reconocimiento de la caída de la sarta de perforación medio metro o más. La porosidad de las cavernas es demasiado grande para ser identificada en el subsuelo por medio de núcleos de fondo.

#### Ejemplos:

En la Región Sur se tiene registrada este tipo de porosidad en algunos pozos perforados en la sierra de Chiapas, como es el caso de los más recientes, como Muspac Nazareth, Ocotál y el campo Ku de la Sonda de Campeche en donde ha habido deslizamientos de la barrera, abundantes pérdidas de lodo y problemas para controlarlos, debido al gran tamaño de las cavernas.

Este tipo de porosidad es difícil de documentar con fotografías de núcleos de fondo, debido a su gran tamaño.

La figura 2.53 muestra una fotografía de una caverna del poblado de San Sebastián de las Grutas, Sola Vega, Oaxaca.



Figura 2.53 Fotografía de una caverna del poblado de San Sebastián de las Grutas, Sola Vega; Oaxaca (tomada de internet: <http://www.oaxaca.travel/index.php?te=TE0002&ds=TE0090&st=TE0033&at=AT0312&pagina=1&lang=>; consultada el 4 de Agosto del 2010).

### C) CONDICIONADOS O NO POR LA FÁBRICA.

#### Porosidad brechoide.

Porosidad brechoide o de brechificación.- Para fines prácticos, se puede considerar a este tipo de porosidad como intergranular, solo que los fragmentos son angulosos y mayores de 2 mm hasta varias decenas de cm. Esta porosidad está asociada íntimamente a ambientes de depósito del talud de la plataforma carbonatada, en donde se acumulan prismas de brechas circundando el pie de la plataforma y también se encuentran formando abanicos submarinos como resultado del depósito de fragmentos transportados por medio de corrientes de turbidez. Los espacios vacíos entre fragmentos son proporcionalmente mayores al tamaño de los fragmentos y constituyen porosidades excelentes (figura 2.54).



Figura 2.54 Porosidad brechoide (tomada de: [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), Año: 2007).

**Ejemplos:**

Este tipo de porosidad se tiene en las brechas de talud, presentes en el complejo Antonio J. Bermúdez y en la mayoría de los campos de la parte noreste de la Sonda de Campeche. En ambos casos se aprecian diversos grados de dolomitización, que han incrementado la porosidad primaria y modificado la porosidad primaria para superponerle la secundaria intercrystalina.

La figura 2.55 corresponde a dos fotografías de un núcleo entre los 2532-2635 mbmr., de la Brecha del Paleoceno Inferior - Cretácico Superior en la brecha calcárea parcialmente dolomitizada, color crema a gris claro, de fragmentos subredondeados (acumulados en la zona distal del depósito, un ejemplo es Cantarell) de bioclastos de caliza, de colores crema y gris, con desarrollo de cavernas y vugulos. Se encuentra fracturada y con impregnación de aceite, tiene buena porosidad intercrystalina, en brechas y en fracturas.



Figura 2.55 Porosidad brechoide (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.56 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 3838-3844 mbmr., del Cretácico Superior, en la brecha conglomerática parcialmente dolomitizada, color crema a gris claro, de fragmentos subredondeados de caliza de bioclastos, bien empaquetados color crema y gris. Presenta espacios vugulares y algunas fracturas, tiene buena porosidad intercrystalina, intergranular, en vugulos y fracturas.



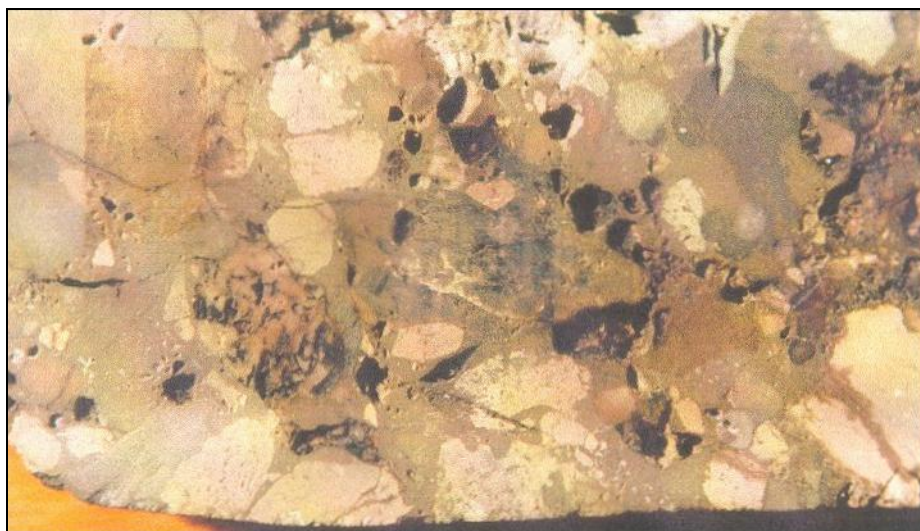


Figura 2.56 Porosidad brechoide (tomada de Ramos y Morales, 2002).

### LA ACCIÓN DE LOS ORGANISMOS.

Se ha encontrado que en muchos casos la acción de los organismos modifica profundamente las características del sedimento, especialmente en su parte superior (figura 2.57). La actividad orgánica se lleva a cabo en varios niveles y corre a cargo de diversos tipos de organismos que, como resultado indirecto, bioturban el sedimento, llegando incluso a destruir la estructura original. A su vez, el tipo de sustrato y las condiciones hidrodinámicas en el fondo ejercen un fuerte control sobre la biota: en sustratos arenosos con activo transporte de la carga del fondo la biota es pobre y no suele haber epifauna bentónica, mientras que en sustratos de grano fino y de aguas más tranquilas hay mayor densidad de población bentónica y los comedores de sedimento reemplazan progresivamente a los filtradores de alimento en suspensión. El estudio de las icnofacies ofrece claves para la interpretación ambiental, pues su potencial de preservación es elevado.

En la figura 2.57 se observan en A): Modificaciones del fondo debidas a los organismos. 1) Pez que revuelve el sedimento superficial; 2) epifauna que se alimenta de sedimento en suspensión y lo convierte en depósitos fecales; 3) epifauna comedora de sedimento (gasterópodo) que revuelve la superficie, deja un reguero de mucus y aumenta el tamaño de grano por depositación fecal; 4) infauna comedora de suspensión (poliqueto) que hace circular el agua intersticial o 5) mueve el sedimento hacia arriba y el agua hacia abajo; 6) bioturbador (crustáceo) que transporta sedimento horizontalmente y hacia arriba; 7) animal con partes minerales duras (bivalvo) que convierte los iones disueltos en partículas sedimentarias; 8) bioturbador (poliqueto) revolviendo el sedimento, y 9) animal tubícola (poliqueto) que concentra ciertos componentes del sedimento (modificado de Webb, 1975). En B): Estructuras de bioturbación en tres niveles en los sedimentos finos del mar del Norte meridional. El sedimento original consiste en lutitas y arenas laminadas posiblemente por tormentas. La bioturbación del nivel superior a) se debe a *Echiurus*, (E), la del intermedio b) a *Thalassinoides* (T) y el más profundo (c) a *Echinocardium cordatum* (X). Se observa, además, bioturbación debida a *Pectinaria* (P), *Cerianthus lloydi* (c) y *Notomastus latericeus* (N) (modificado de Reineck, 1967).



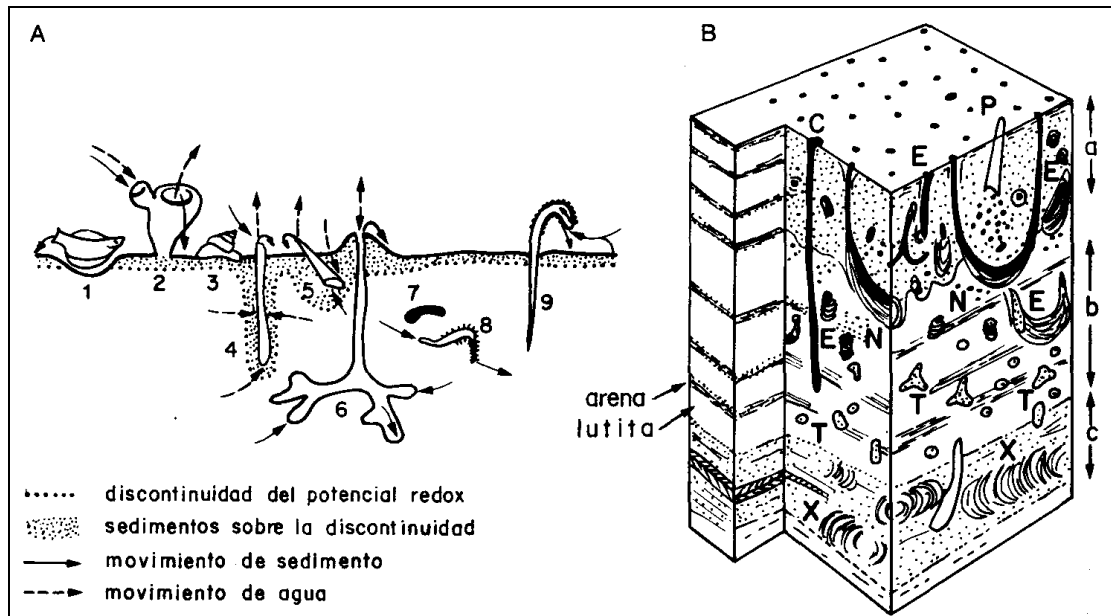


Figura 2.57 Se observan en A): Modificaciones del fondo debidas a los organismos y en B): Estructuras de bioturbación en tres niveles en los sedimentos finos del mar del Norte meridional (tomada de Arche, año1992).

La actividad puede originar perforaciones y galerías en el sedimento, dando lugar a la porosidad en perforaciones y en galerías.

#### Porosidad en perforaciones.

Porosidad en perforaciones.- Es la porosidad generada por los organismos, que realizan orificios en las rocas. La figura 2.58 muestra una sección de una perforación generada por un organismo en una roca oolítica, se observa que algunos de los granos en contacto con la perforación se encuentran seccionados, indicando que el sedimento ya estaba litificado cuando se produjo la actividad del organismo y, por tanto, esta estructura es una perforación y no una galería. Esta perforación se encuentra rellena por cemento de calcita ferrosa, parte de la cual se desprendió al hacer la lamina delgada.

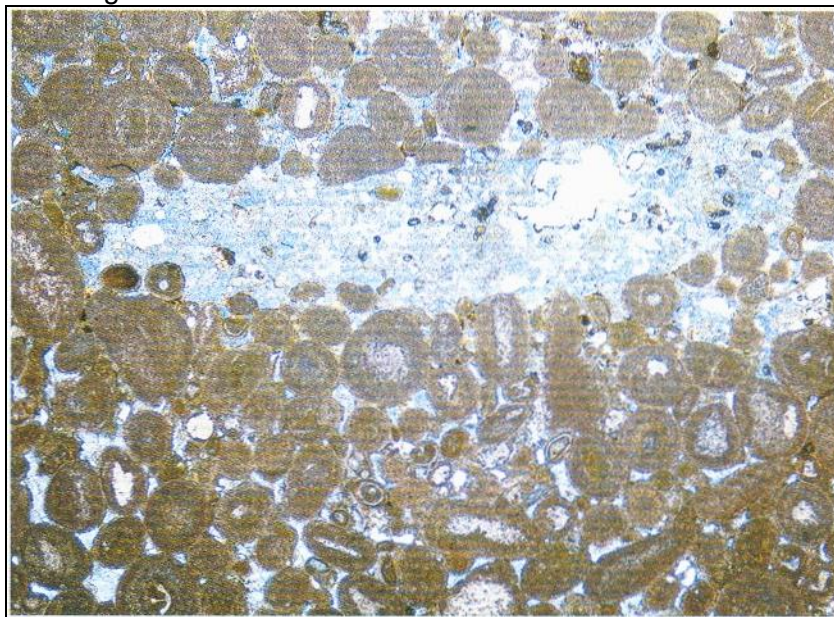


Figura 2.58 Muestra la porosidad por perforaciones de organismos, en una lámina delgada teñida, en una unidad oolítica Inferior, del Jurásico Medio, Cooper's Hill, Gloucestershire, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 16X, LPNA (tomada de Adams, 1997).

### Porosidad de galerías.

Porosidad de galerías.- Es la porosidad generada por los organismos que construyen sus viviendas en los sedimentos. En el caso de los carbonatos se encuentran en calizas que se formaron por la precipitación de lodos de carbonatos depositados en el mar, principalmente en la plataforma marina. Los sedimentos de carbonatos marinos han dado lugar a las calizas que contienen fósiles de conchas de moluscos que plagaban aquellos mares poco profundos durante el Mesozoico y Cenozoico (Pérez-López, Fernández, Solé de Porta y Márquez Aliaga, 1991). En alguna ocasión, estos sedimentos marinos están atravesados por galerías de organismos (figura 2.59) que vivían en estos sedimentos blandos (Pérez-López, 1997).



Figura 2.59 Porosidad por galerías. Porosidad por bioturbaciones horizontales: "planolites" (Triásico de Andalucía Muschelakalk, Cabra del Santo Cristo), (tomada de Internet: Alberto. P., año 2007).

También existen estratos con textura bioturbada que corresponde a un sedimento "comido" por los organismos (figura 2.60). Se trata de una caliza formada por pistas de organismos sedimentívoros que comían el sedimento para extraer el alimento al mismo tiempo que lo movilizaban totalmente a su paso.



Figura 2.60 Porosidad por bioturbación, del Triásico de Andalucía, en caliza margosa con "textura bioturbada" (facies Muschelkalk, Cabra del Santo Cristo), (tomada de Internet: Alberto. P., año 2007).

### Porosidad de desecación.

Porosidad de desecación (mud-cracks) o grietas de desecación.- Es la porosidad que se genera por la pérdida de agua por evaporación en los sedimentos carbonatados que quedan expuestos al aire. En la desecación el agua es forzada a salir; el agua que originalmente llenaba los espacios porosos de los depósitos de limo y arcilla saturados. En algunos casos esto es el resultado directo de la compactación; pero la desecación también tiene lugar cuando un depósito queda expuesto al aire y el agua se infiltra y se evapora.

La porosidad generada por las grietas de desecación comunes en la superficie seca del lodo que queda expuesto cuando bajan las aguas del mar. Con frecuencia estos rasgos quedan preservados en la roca sólida y nos proporciona indicios de la historia de la roca.

Las grietas de desecación aparecen cuando un depósito de limo, de arcilla de arenas finas o de carbonatos se seca y se encoge (figura 2.61). Las grietas delimitan áreas burdamente poligonales, haciendo que la superficie de depósito tenga la apariencia de la sección cortada a través de un gran panal; posteriormente puede ocurrir eventualmente otro depósito y sepultar el primero. Si los depósitos se litifican más tarde, se puede conservar exactamente la forma de las grietas durante millones de años. Después, cuando la roca se separa a lo largo del plano de estratificación entre los depósitos, se encontraran las grietas tal como eran cuando se formaron, aportando evidencias de que el depósito original sufrió inundación y desecación alternativamente.



Figura 2.61 Patrón poligonal de las grietas de desecación que se forman en el lodo como resultado de la desecación de sedimentos modernos de grano fino en un lago de la playa en Nevada (tomada de Leet, Año 1993).

Las grietas de desecación ocurren en el techo (parte superior) de bancos carbonatados o lutíticos, de medios marinos o lacustres muy someros (incluidos los mareales) o medios fluviales en los que haya habido insolación y desecación. Se presenta una red poligonal de fracturas cuya anchura disminuye hacia el interior del estrato hasta su desaparición, con una sección en forma de "v" (figura 2.62). Cuando se fosilizan, los materiales suprayacentes rellenan estas cavidades de forma de cuña.



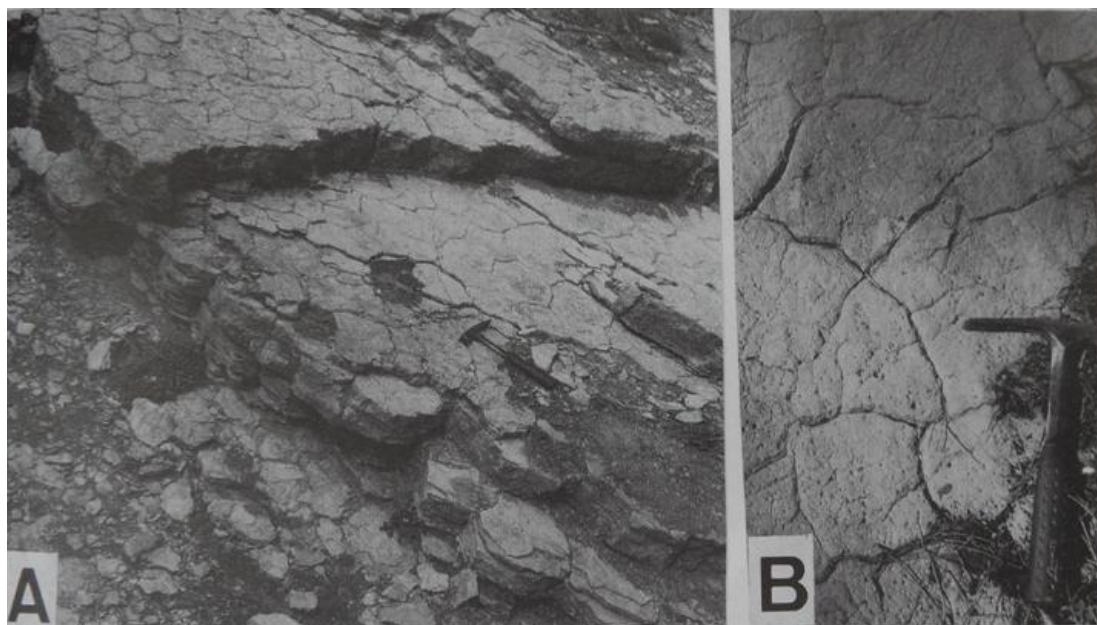


Figura 2.62 Ejemplo de grietas de desecación (mud cracks) en materiales calizos del Berriasiense del Prebético (sur de España). A) Vista de campo de varios niveles con grietas de desecación en el techo. B) Detalle de las grietas de desecación (tomada de Vera, 1994).

En la figura 2.63 se observa la laguna interna de Cayo Fraccisquí parcialmente seca, hacia la periferia de la misma se observan polígonos de desecación mientras que el centro se mantiene húmedo aun.

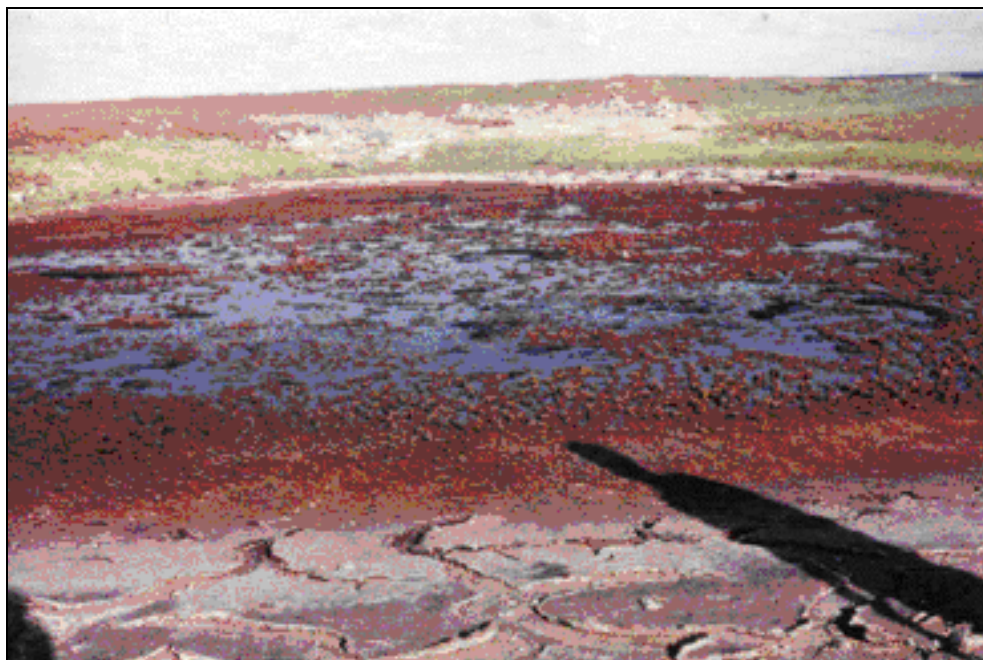


Figura 2.63 Grietas de desecación (tomada de <http://www.pdvsa.com/lexico/excursio/curso90.htm>, 2007).

En la figura 2.64 se muestran polígonos de algas verde-azules (algas mats) en lagunas de circulación restringida, los polígonos son producto de la resequead por exposición subaerea del manto algal. Posteriormente han sido cubiertos por una delgada capa de agua de aproximadamente 10 cm. que mantienen vivas las algas verde-azules. Estas algas son típicas de la zona supramareal e intermareal de Cayo Esparquí.



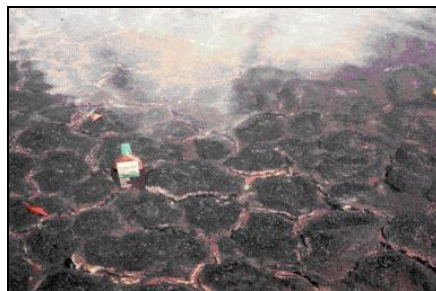


Figura 2.64 Grietas de desecación (tomada de <http://www.pdvsa.com/lexico/excursio/curso90.htm>, 2007).

### Porosidad múltiple.

Porosidad múltiple (doble o triple).- A esta categoría pertenecen la gran mayoría de las rocas almacenadoras que se han cortado en núcleos en la Región Sur y Sonda de Campeche, está compuesta por lo menos de dos o más tipos de porosidad individual. El análisis visual o con microscopio estereoscópico, se ha permitido determinar el tipo de porosidad dominante y las subordinadas, para tener una idea de los valores petrofísicos que arrojará un análisis petrofísico.

Con el estudio en laboratorio de los núcleos de calizas cortados en los diferentes campos y yacimientos, se ha observado que el fracturamiento es el factor invariable en la porosidad integral y generalmente participa ampliando porosidades previas y abriendo canales de comunicación de fluidos entre rocas almacén, a través de cuerpos compactos y casi impermeables. Es común encontrar asociadas a las porosidades intercrystalina, vugular y en fracturas así como a la intercrystalina, en brechas y en fracturas. Menos común es encontrar una porosidad intergranular con móldica o vugular.

#### Ejemplos:

La figura 2.65 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 5801 - 5809 mbmr., del Jurásico Superior Kimmeridgiano, en dolomía mesocrystalina color pardo claro, con fantasmas de bioclastos y fracturas y microfracturas selladas parcialmente por dolomita blanca, se aprecian abundantes cavidades vugulares, tiene muy buena porosidad secundaria intercrystalina, en cavidades, en fracturas y en microfracturas.

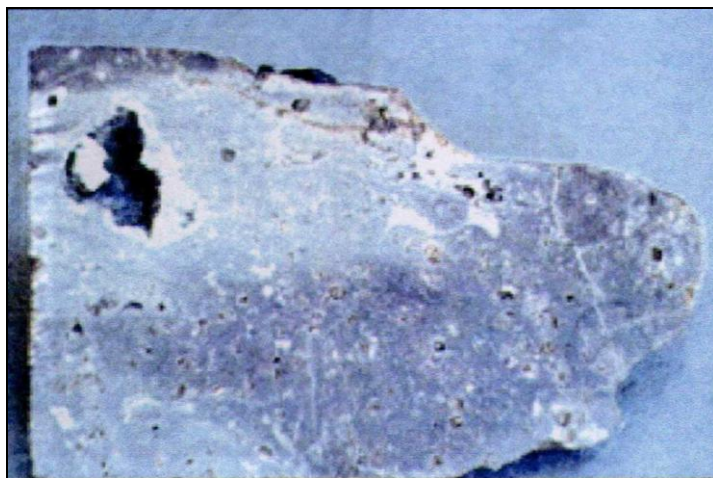


Figura 2.65 Porosidad múltiple: intercrystalina, en cavidades, en fracturas y en microfracturas (tomada de Ramos y Morales, 2002).

La figura 2.66 corresponde a una fotografía de un núcleo entre los 4210.5 – 4213.5 mbmr., del Cretácico Superior, en caliza dolomitizada color crema, cristalina media, de aspecto brechoso, con abundantes cavidades vugulares y fracturas impregnadas de aceite negro, tiene buena porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas.

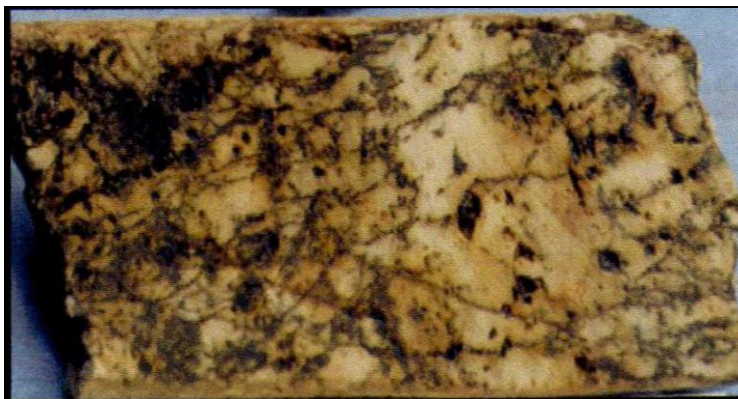


Figura 2.66 Porosidad múltiple: intercrystalina y en fracturas (tomada de Ramos y Morales, 2002).

Para fines de estudios de simulación, también es importante tomar en consideración los diferentes tipos de porosidad, ya que las ecuaciones que rigen el flujo a través de los medios porosos y permeables, en la mayoría de los casos sólo consideran la porosidad primaria (intergranular o intercrystalina) y la porosidad secundaria (fracturas). Las predicciones que se llegan a obtener sobre las recuperaciones finales de aceite y gas no se ajustan a la realidad, probablemente por no responder las ecuaciones de flujo a todas estas heterogeneidades por los diferentes tipos de porosidad, por su distribución en el yacimiento y por la complejidad con la estratificación. Es importante en la evaluación integral de un yacimiento de aceite y/o gas que se conozca con precisión el tipo de porosidad para tener mejores resultados.

Algunos poros incluyen hidrocarburos.

En muchos casos algunos poros incluyen hidrocarburos en su interior o presentan evidencias de haberlos incluido en algún momento. En la figura 2.67 se ilustra una roca carbonatada, en la cual algunos de los poros están rellenos por un hidrocarburo de color negro y otros presentan una fina lámina de éste recubriendo sus paredes. Un estudio detallado de la relación entre el hidrocarburo y los cementos permiten apreciar que el hidrocarburo entró en contacto con la roca después de una etapa de cementación temprana y previamente a la cementación final de la roca por cemento de esparita de grano grueso en bloques.

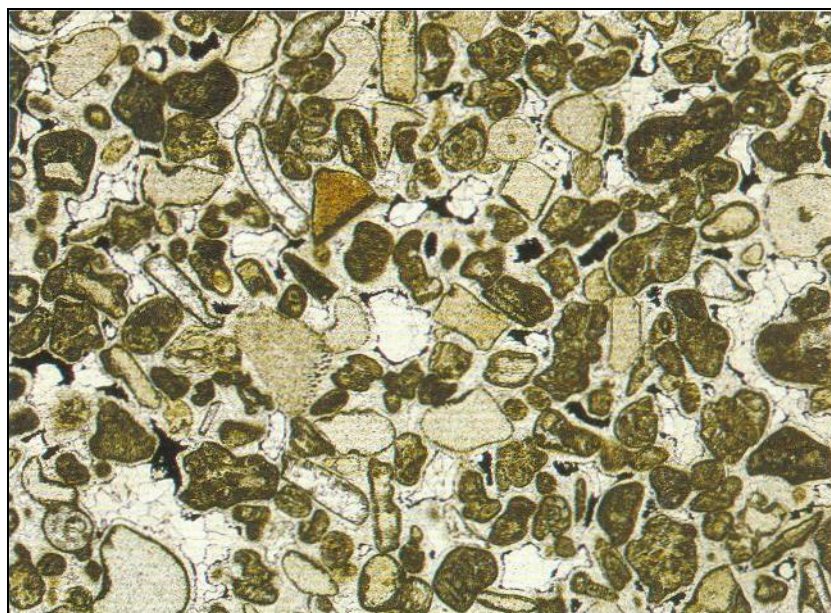


Figura 2.67 Poros con hidrocarburos, en una lámina delgada sin teñir, en calizas de Bee Low, del Carbonífero inferior, Windy Knoll, Derbyshire, Inglaterra, Gran Bretaña; aumento: 16X, LPNA (tomada de Adams, 1997).

## PERMEABILIDAD.

La permeabilidad ( $k$ ) es una propiedad del medio poroso y es una medida que nos indica la capacidad que tiene el medio poroso de permitir el flujo de fluidos en su interior, es probable que sea la propiedad más importante de los yacimientos para la explotación de hidrocarburos.

De la permeabilidad y la porosidad depende la migración de los fluidos hasta que alcanzan la trampa y la recuperación de los hidrocarburos en el pozo; de manera integral se deben conocer los siguientes parámetros: 1) porosidad, 2) poros interconectados, 3) poros de tamaño supercapilar.

El primero en estudiar la permeabilidad fue Henry Darcy (1856) al investigar el flujo de agua a través de filtros de arena para la purificación de agua. Estableció una relación para el flujo de fluidos en un medio poroso y sus estudios fueron retomados por varias industrias, incluida la petrolera.

La unidad de medición de la permeabilidad es el darcy.

La permeabilidad es de 1 darcy, cuando  $1 \text{ cm}^3$  de fluido, de viscosidad 1 centipoise, pasa en 1 segundo a través de una muestra de roca de sección  $1 \text{ cm}^2$  y 1 cm de longitud, bajo una presión diferencial de 1 atmósfera.

El darcy, es en la práctica una unidad demasiado grande utilizándose comúnmente el milidarcy (1 milidarcy = 1/1,000 darcys).

$$\text{Ley de Darcy: } Q = \frac{S}{\mu} \frac{dp}{dx} \cdot K$$

$Q$  = volumen de fluido de viscosidad  $\mu$ .

$S$  = superficie de la sección de la muestra.

$dp$  = diferencia de presión entre las dos caras.

$dx$  = espesor de la muestra.

$k$  = coeficiente de permeabilidad característico de la roca.

Normalmente, se distinguen y se miden, dos tipos de permeabilidad:

- La permeabilidad horizontal o lateral correspondiente a un flujo de los fluidos paralelamente a la estratificación.
- La permeabilidad vertical o transversal correspondiente a un flujo perpendicular a la estratificación.

La permeabilidad vertical, es normalmente, inferior a la horizontal, por lo menos en un medio desprovisto de fracturas verticales. Esto, se explica, por la presencia, en la mayor parte de las rocas almacenadoras, de minerales filíticos (arcillas, micas), que se sitúan paralelamente a la estratificación.

La permeabilidad, no es una característica estática e inmutable de la roca, ya que se ha demostrado, que en muchos casos, disminuye más o menos lentamente, bajo el efecto de la circulación de un fluido (Six, 1962). La causa principal, sería la destrucción parcial de ciertos compuestos de la roca (minerales arcillosos en particular). Las partículas muy finas así formadas (del orden de una micra), al desplazarse, obturarían una parte de los poros más finos, frenando el desplazamiento de los fluidos.

La permeabilidad de las rocas almacenadoras varía en general, entre 5 y 1,000 milidarcys. Se conocen almacenes, que tienen permeabilidades de varios darcys, pero como contrapartida, algunas rocas productoras, tienen permeabilidades medidas netamente inferiores a 5 milidarcys, en estos casos se posee en general, una macropermeabilidad de las fracturas, como es el caso del almacén de Ain Zalah en Irak, cuya permeabilidad inicial, es prácticamente nula, pero que sin embargo es un gran productor. Incluso las permeabilidades medidas en muestras procedentes del campo de Lacq profundo, oscilan entre 0.1 y 3 milidarcys.

**RELACIONES ENTRE LA POROSIDAD Y LA PERMEABILIDAD.**

Aunque en general una secuencia muy porosa, es igualmente permeable, no hay una relación directa entre ambas características (figura 2.68).

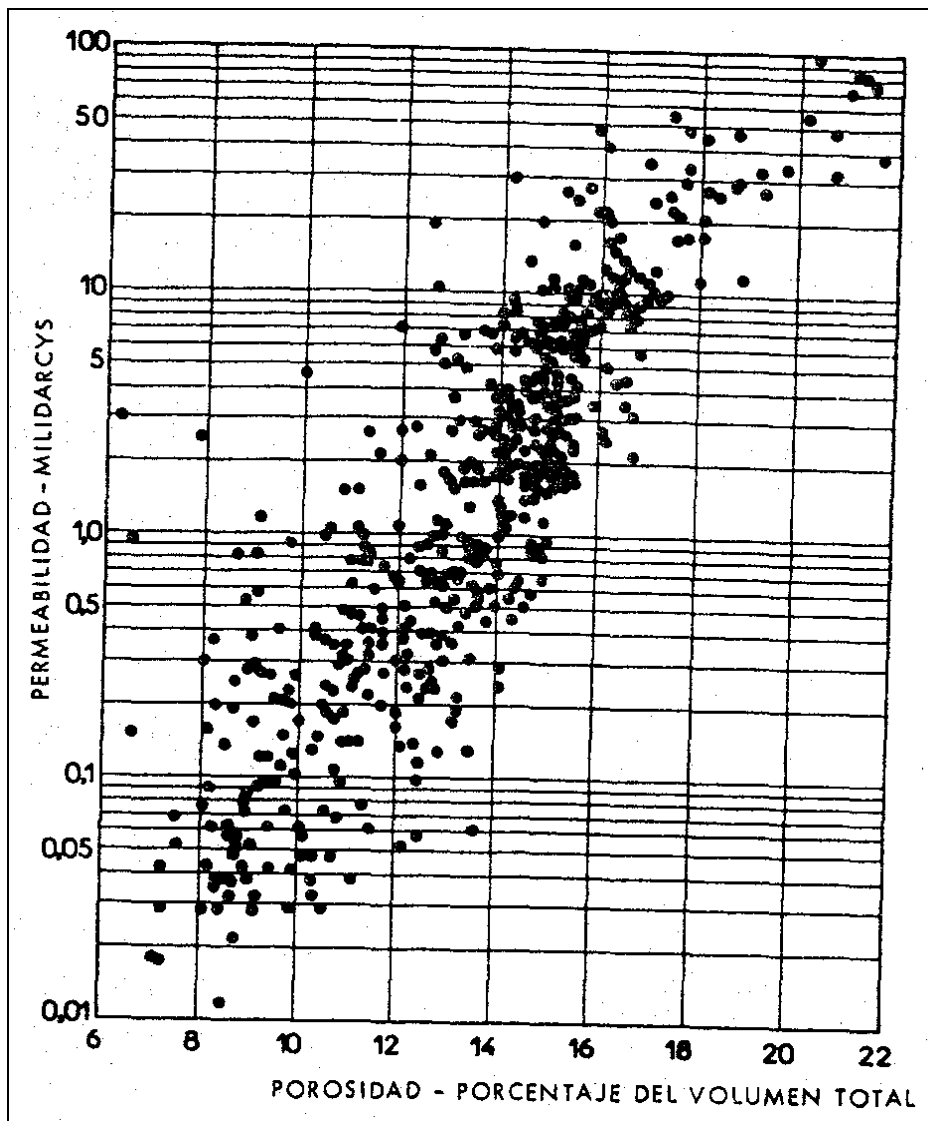


Figura 2.68 Relaciones porosidad-permeabilidad (tomada de Guillemont, 1982).



## 2.2.8 LOS CONTROLES PRINCIPALES DE LA PRODUCCIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LOS CARBONATOS.

En las plataformas continentales actuales, la sedimentación carbonatada se relaciona principalmente con los factores siguientes:

- 1) Una ausencia relativa de sedimentación clástica, ya que en el entorno no hay áreas continentales que se erosionen y por lo tanto no hay ríos que contribuyan con clásticos.
- 2) Una alta productividad orgánica en plataformas continentales donde no hay influencia de ríos en regiones tropicales.

En el Golfo de México se tiene sectores donde domina la sedimentación clástica (frente a los estados de Veracruz, Tamaulipas) y otros donde domina la sedimentación con carbonatos (Región del Caribe) (figura 2.69).

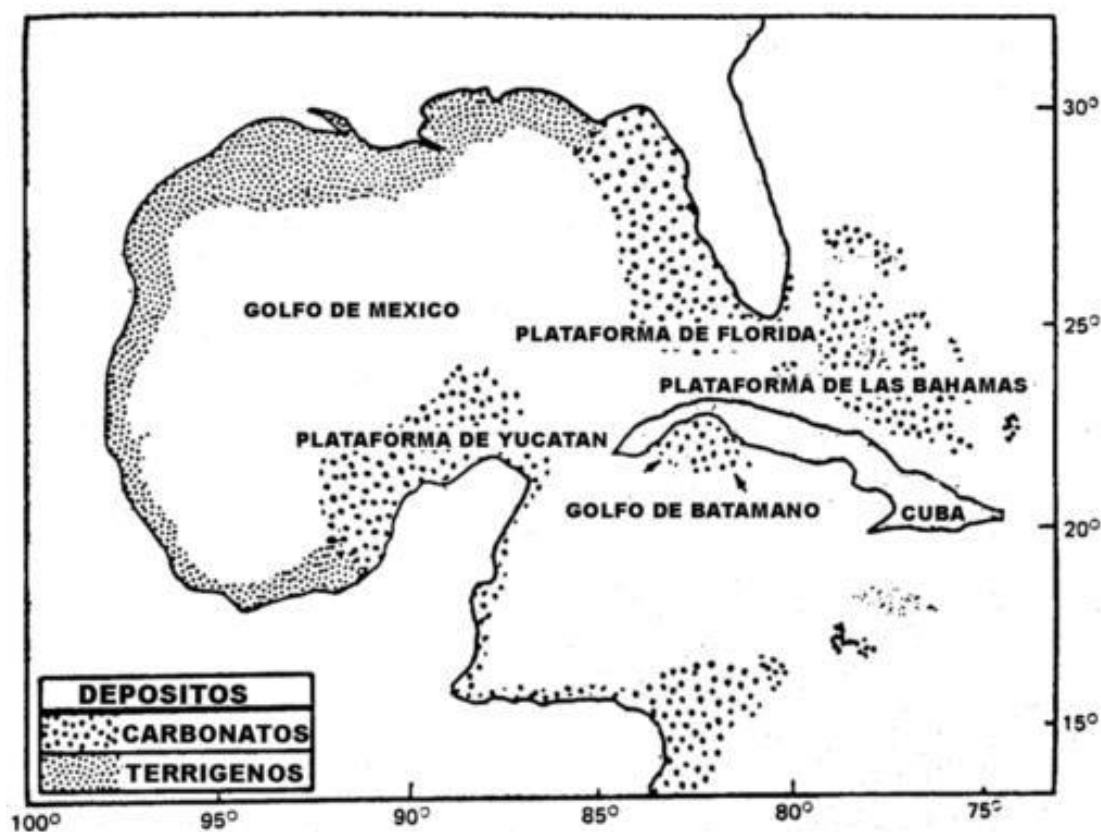


Figura 2.69 Distribución general de los ambientes marinos someros en el Golfo de México y el Caribe (tomada de Davis, 1992).

Los carbonatos que se acumulan en las plataformas continentales actuales son fundamentalmente de dos tipos:

- 1) Material esquelético.
- 2) Producto de la precipitación inducida por la actividad orgánica.

La cantidad de la productividad orgánica de los carbonatos depende de muchos factores aunque los más importantes son:

- 1) La temperatura, que está relacionada directamente con la actividad solar, por lo que son más abundantes en las regiones tropicales.
- 2) Los aportes de nutrientes, que se relacionan con la circulación de corrientes oceánicas ascendentes.

3) La luz, ya que a mayor penetración (mayor iluminación), mayor producción de carbonatos.

Los tres factores (la temperatura, el aporte de nutrientes, y la luz) marcan una franja de máxima productividad de carbonatos en el globo terrestre, que se sitúa entre los paralelos 30 Norte y 30 Sur (figura 2.70), es decir, en los cinturones ecuatorial y subtropicales. Aunque no se restringen exclusivamente a esta franja, sino que, relacionados con corrientes cálidas, por lo que solo en algunos casos se pueden desarrollar en otras latitudes.

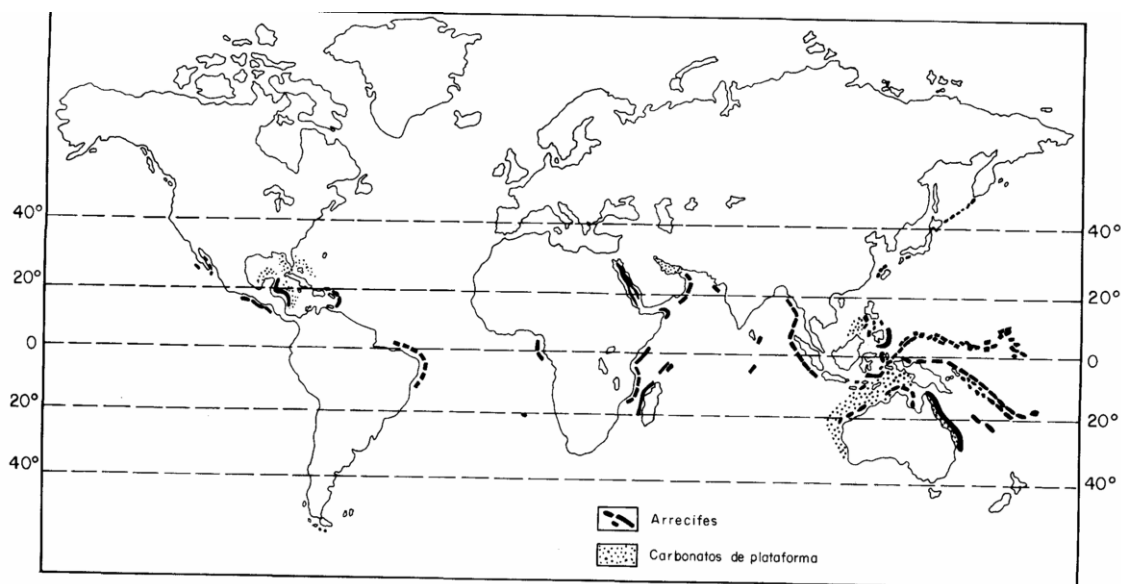


Figura 2.70 Distribución de los carbonatos marinos actuales en aguas someras (modificado de Wilson, 1975), (tomada de Arche, 1992).

En la actualidad, la producción de carbonatos está también restringida por el escaso desarrollo que poseen las actuales plataformas continentales, y particularmente en esta franja paralela al ecuador.

La temperatura, es el factor más importante para la existencia de abundancia de carbonatos; y se combina con otras variables, como: salinidad, balance de  $\text{CO}_2$ , profundidad del agua, modelo local de corrientes, penetración de la luz, duración efectiva del día, naturaleza del sustrato, turbidez del agua, etc.

En 1972, Lees y Buller, realizaron estudios a nivel mundial, y encontraron que en ambientes someros (menores de 100 m de profundidad), la relación de los granos esqueléticos y no esqueléticos, están en función de la temperatura.

Para los granos esqueléticos en función de la temperatura, determinaron dos asociaciones fundamentales (figura 2.71):

- a) Foramol. Característica de aguas templadas cuyos componentes más importantes son: Foraminíferos bentónicos, Moluscos, Cirrípedos, Briosos, Algas rojas calcáreas; los componentes secundarios más comunes son: Equinodermos, Ostrácodos, Espículas de esponjas.
- b) Clorazoan. Característica de aguas cálidas, cuyos componentes más importantes son: Corales hermatípicos, Algas verdes calcáreas, Foraminíferos bentónicos, Moluscos, Briozoos (pocos), Algas rojas calcáreas, por otro lado existen los mismos componentes secundarios que en la asociación foramol, los cuales son: Equinodermos, Ostrácodos, Espículas de esponjas.

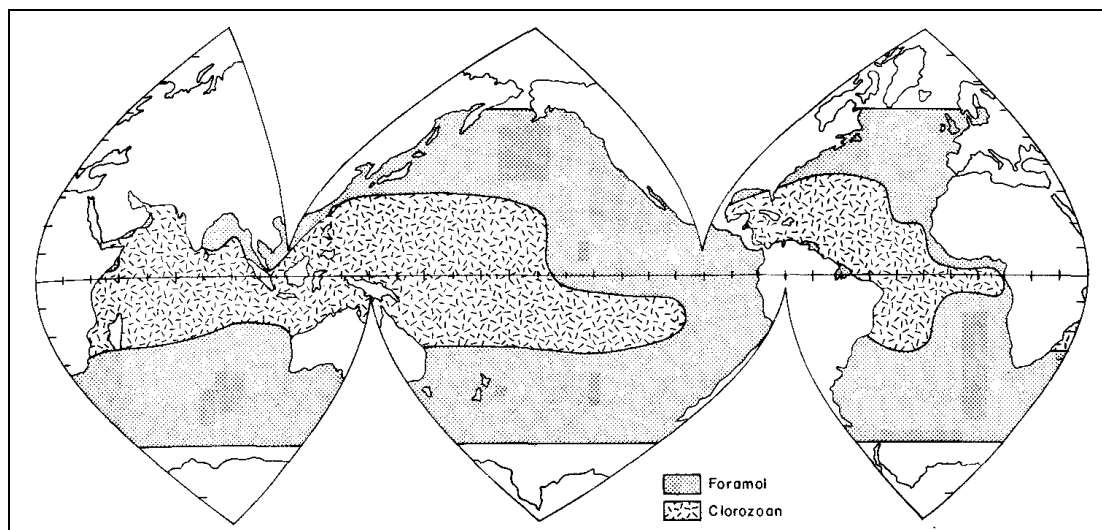


Figura 2.71 Distribución potencial de las asociaciones de granos esqueléticos en los sedimentos carbonatados de aguas marinas someras (0-100 m) actuales (modificada de Lees, 1975), (tomada de Arche, 1992).

Para los granos no esqueléticos, en función de la temperatura se diferencian tres tipos de asociaciones fundamentales (figura 2.72):

1. Granos no esqueléticos ausentes.
2. Sólo pellets.
3. Asociación oolitos / agregados con o sin pellets.

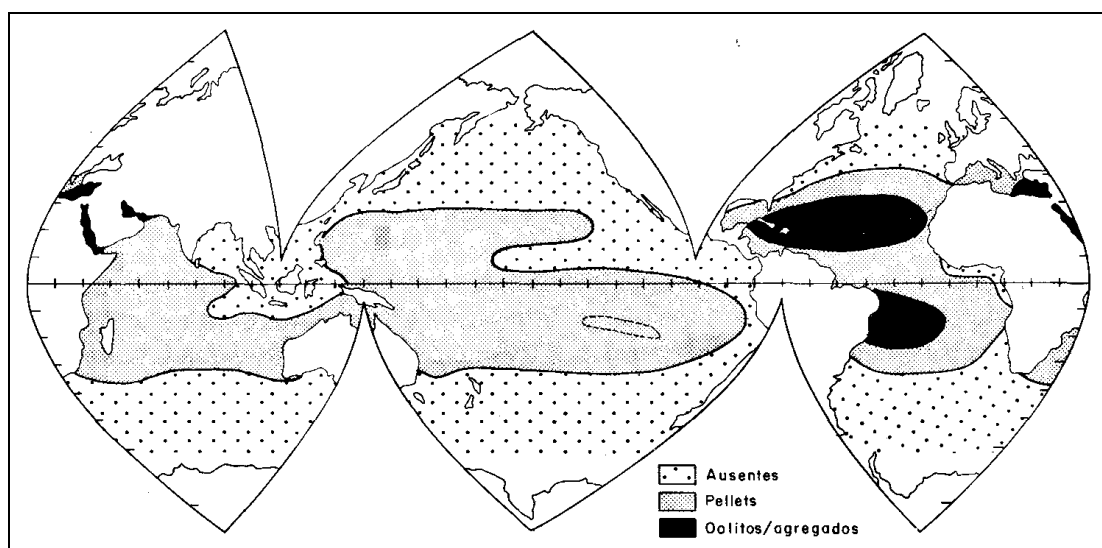


Figura 2.72 Distribución potencial de las asociaciones de granos no esqueléticos en los sedimentos carbonatados de aguas marinas someras (0-100 m) actuales (modificada de Lees, 1975), (tomada de Arche, 1992).

La relación de la distribución de las asociaciones de partículas esqueléticas y no esqueléticas depende del medio ambiente, lo que origina depósitos con más o menos aloquímicos. La asociación clorozoan y la existencia de granos no esqueléticos se restringe a las latitudes más bajas, donde la temperatura es más alta. Se ha comprobado que los granos no esqueléticos no existen en zonas donde la temperatura mínima en la superficie del agua es menor de 15° C.

Lees en 1975 relaciona la temperatura y la salinidad como las variables más importantes para la formación de carbonatos, pudiendo observarse tres hechos de importancia:

- 1) La asociación clorozoan no existe a temperaturas elevadas si la salinidad es baja. Asimismo, tampoco existe en zonas de salinidad adecuada si la temperatura es baja.

2) Esta relación temperatura / salinidad actúa también en el caso de los componentes no esqueléticos y en el mismo sentido. Así, la asociación oolitos agregados se encuentra en zonas de temperaturas relativamente bajas siempre que la salinidad sea alta.

3) En las situaciones extremas de salinidad, es decir, en zonas de salinidad muy alta o muy baja, aparece una asociación que contiene abundantes algas verdes y donde los corales hermatípicos están ausentes.

La relación del lodo calcáreo con la zona foramol y clorozoan:

1) En las zonas donde se da la asociación foramol, el lodo calcáreo proviene fundamentalmente de la fragmentación de elementos de esta asociación.

2) En las zonas de dominio de la asociación clorozoan, el material que procede de elementos foramol es mucho menos abundante que el que proviene de corales y algas verdes (típicas de esta asociación).

3) Por último, la precipitación inorgánica de lodo sólo tiene lugar en el campo de existencia de oolitos agregados.

### 2.2.9 VARIACIONES EN LOS ORGANISMOS PRODUCTORES DE CARBONATOS.

Los organismos son los principales agentes de la producción de carbonatos, pero estos han ido evolucionando, sin embargo se pueden establecer equivalencias entre los organismos actuales y los antiguos,

James (1979) considero que sólo existen dos formas en que las partes duras de los organismos aparecen:

1) Como esqueletos enteros y rígidos (ejemplo: foraminíferos, corales).

2) Como segmentos individuales que se mantenían unidos en vida del animal sólo a causa de la materia orgánica (trilobites, bivalvos, peces).

En la tabla 2.8 se indican cuales son los organismos modernos, sus equivalencias fósiles y cómo se presentan en los depósitos carbonatados.

ORGANISMOS MODERNOS	EQUIVALENTES FÓSILES	ASPECTOS SEDIMENTARIOS
Corales	Arqueociátidos, Corales, Estromatopóridos, Briozoos, Bivalvos, Rudistas, Hidrozoos.	Los componentes mayores están a menudo <in situ> en arrecifes y montículos.
Bivalvos	Bivalvos, Braquiópodos, Cefalópodos, Trilobites, y otros Artrópodos.	Restos enteros o rotos en varias piezas formando partículas del tamaño de la arena y grava.
Gasterópodos Foraminíferos bentónicos	Gasterópodos, Tintinidos Tentaculites, Salterélidos, Foraminíferos, Bentónicos, Braquiópodos.	Esqueletos enteros que forman partículas del tamaño de la arena y grava.
Algas Codiáceas-Halimeda Esponjas	Crinoídes y otros Pelmatozoos, Esponjas.	Desintegración espontánea después de la muerte en muchas partículas del tamaño de la arena.
Foraminíferos Planctónicos	Foraminíferos planctónicos, Cocolitofóridos (post-jurásicos).	Partículas del tamaño de la arena media y menores, en depósitos de cuenca profunda.
Foraminíferos Incrustantes y Algas Coralinas	Algas Coralinas, Algas Filoides, Renálcidos, Foraminíferos Incrustantes.	Incrustaciones sobre o dentro de los sustratos duros, construcciones potentes o calizas del tamaño de la arena formadas por la caída después de la muerte.
Algas Codiáceas-Penicillus	Algas Codiáceas-Penicillus (formas similares).	Desintegración espontánea después de la muerte para formar lodos calcáreos.
Algas Azules-Verdes	Algas Azules-Verdes (especialmente antes del Ordovícico).	Atrapando sedimentos de grano fino para formar láminas y estromatolitos.

Tabla 2.8 Organismos modernos, sus equivalentes fósiles y su forma en los depósitos de carbonatos (Modificada de James, 1979), (tomada de Arche, 1992).



### 2.3. ZONAS DE ACUMULACIÓN DE CARBONATOS.

Las condiciones óptimas de producción de carbonatos son las aguas someras y cálidas, que corresponden, obviamente, con las plataformas tropicales, donde se tiene ausencia relativa de sedimentación clástica.

James (1979) diferencia tres zonas principales de acumulación de carbonatos (figura 2.73):

1. La plataforma abierta submareal y el margen de la plataforma (fábrica submareal de carbonatos) donde se producen "in situ" calcarenitas, lodos carbonatados y arrecifes.
2. La línea de costa, playas y llanuras de marea a donde los sedimentos son transportados desde la zona submareal por tormentas, corrientes y oleaje.
3. El talud y la cuenca externa. A donde los sedimentos producidos en la zona submareal son transportados, a menudo, por movimientos en masa y posteriormente resedimentados. Desde el Jurásico es un elemento importante la caída de componentes planctónicos calcáreos.

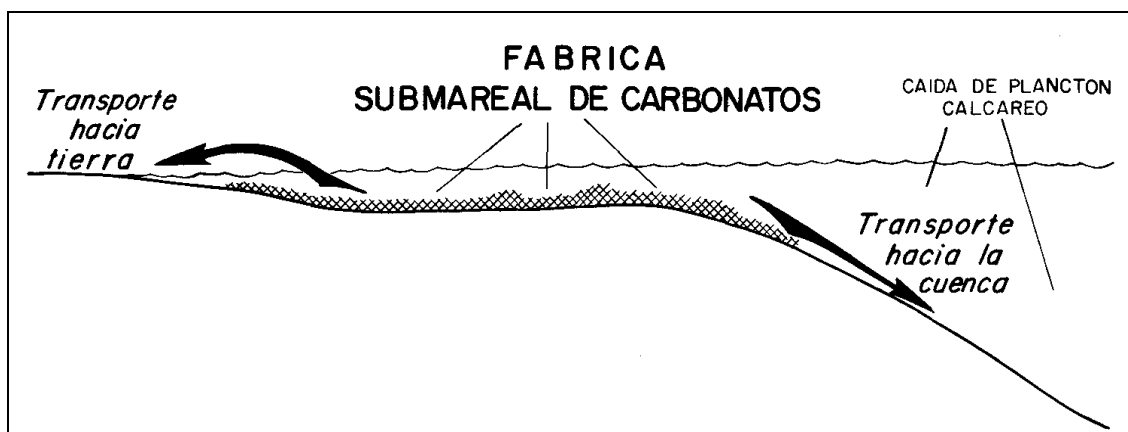


Figura 2.73 Zonas principales de acumulación de carbonatos (modificada de James 1979), (tomada de Arche, 1992).

Las zonas 2 y 3 guardan una notable similitud con áreas equivalentes de origen siliciclástico, ya que la sedimentación en ellas está relacionada con procesos de transporte. En la zona 1, por el contrario, es donde se dan las mayores diferencias respecto a los modelos terrígenos, porque los procesos de acumulación "in situ" son muy importantes. Por ejemplo, las facies arrecifales son las más opuestas a las siliciclásticas, mientras que en el caso de las acumulaciones detríticas, barras, bajíos (shoals), "sandwaves", su significado en cuanto al régimen hidrodinámico es equivalente al de los mares siliciclásticos.

#### 2.3.1. TIPOS DE PLATAFORMAS.

Los tres grupos de plataformas carbonatadas más importantes son:

- 2.1) Plataformas con laguna interna (figura 2.74).
- 2.2) Rampas (figura 2.74).
- 3.3) Otros tipos de plataformas.

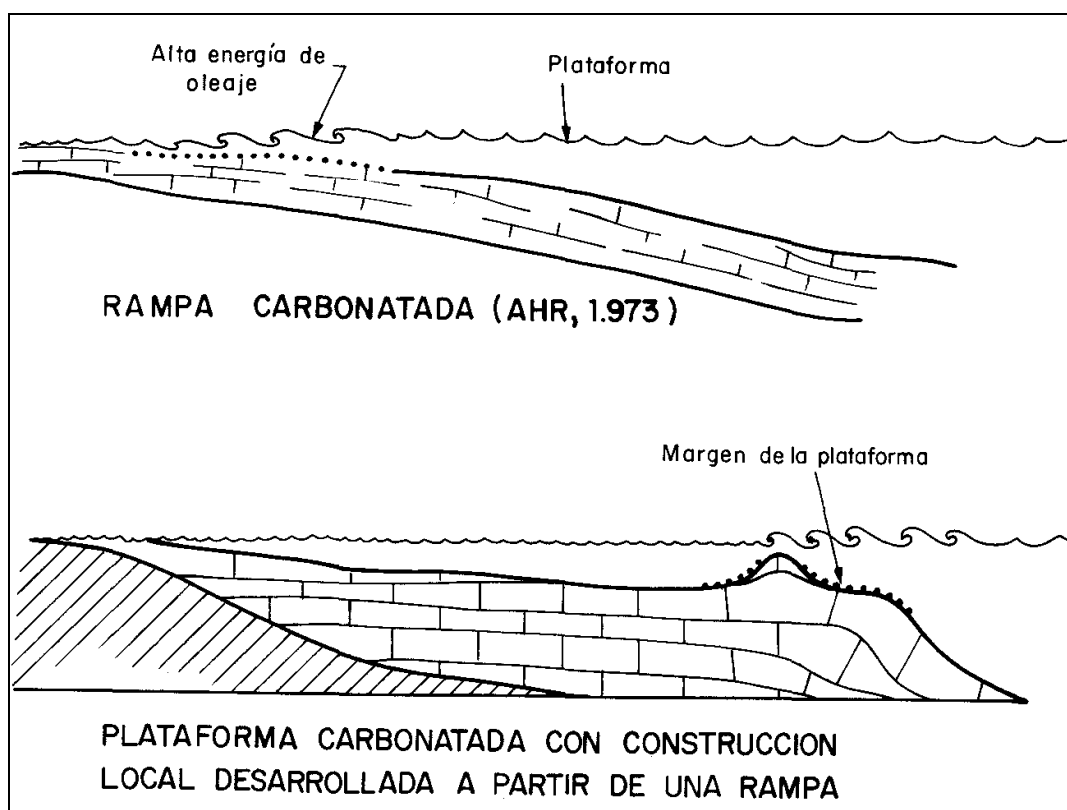


Figura 2.74 Rampa y plataforma con laguna interna (modificada de Wilson, 1975), (tomada de Arche, 1992).

### 2.3.1.1. Plataforma con laguna interna.

Plataforma con laguna interna también es llamada plataforma-lagoon, shelf-lagoon o rimmed shell.- Son plataformas someras cuyo borde externo, en la mayoría de los casos es agitado por el oleaje, viene marcado por un pronunciado incremento de la pendiente (desde pocos grados a más de 45 grados en reducidas ocasiones). Presentan un cinturón o barrera semicontinua o continua a lo largo del margen de la plataforma (arrecifes, bajíos o islas) que protege a la laguna interna (lagoon) de las corrientes y el oleaje. Un buen ejemplo actual de este tipo de plataformas lo tenemos en la Gran Barrera de arrecifes de Australia y en el Mar Caribe.

Dentro de las plataformas con laguna interna se diferencian los siguientes tres tipos en función del tipo de margen que presentan (Read, 1982):

- 1) Plataformas con laguna interna y con margen de acreción o depositacional.
- 2) Plataformas con laguna interna y con margen pasiva (bypass).
  - 2.1) Plataformas con laguna interna y con margen pasiva de tipo escarpe.
  - 2.2) Plataformas con laguna interna y con margen pasiva de tipo pendiente con barrancos.
- 3) Plataformas con laguna interna y con margen erosional.

1) Plataformas con laguna interna con margen de acreción o depositacional (figura 2.75).

Se caracterizan por presentar apilamientos de sedimentos hacia arriba (acreción vertical) como del margen hacia afuera (progradación) (up-building y out-building). En la margen no suelen presentar escarpes pronunciados y generalmente muestran una relación progradante entre las facies de arrecifes, talud, pie de talud y cuenca (offlap).

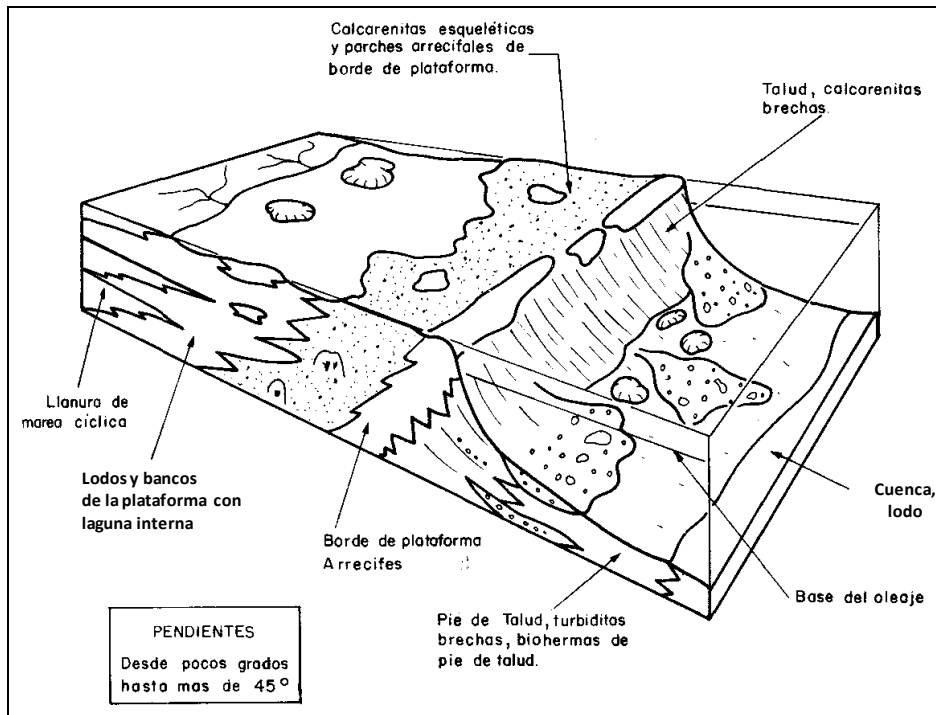


Figura 2.75 Bloque diagramático de una plataforma con laguna interna con margen de acreción (modificado de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

## 2) Plataformas con laguna interna y con margen pasiva.

Se originan 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 abrupta de margen pasiva, dando origen a la siguiente subclasificación.

2.1) Plataformas con laguna interna y con margen pasivo de tipo escarpe (figura 2.76).

2.2) Plataformas con laguna interna y con margen pasivo de tipo pendiente con barrancos (figura 2.77).

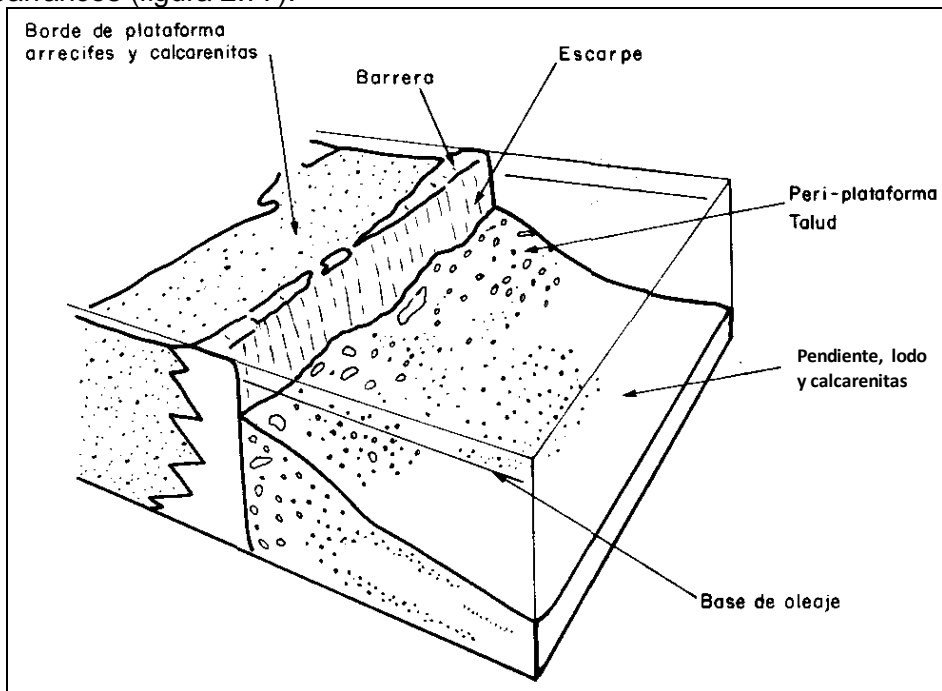


Figura 2.76 Bloque diagramático de una plataforma con laguna interna en una margen pasiva de tipo escarpe (modificado de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

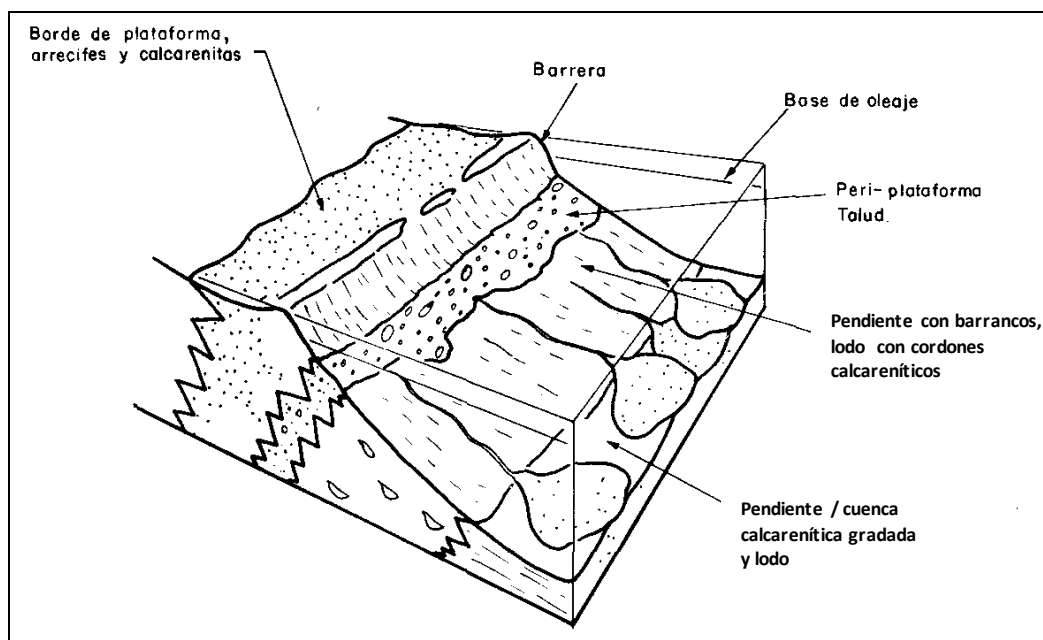


Figura 2.77 Bloque diagramático de una plataforma con laguna interna y con margen pasiva de tipo pendiente con barrancos (modificado de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

3) Plataformas con laguna interna y con margen erosional (figura 2.78).  
 Se caracterizan por la erosión lateral del escarpe, quedando al descubierto por debajo de las facies de borde de la plataforma, facies perimareales cíclicas.

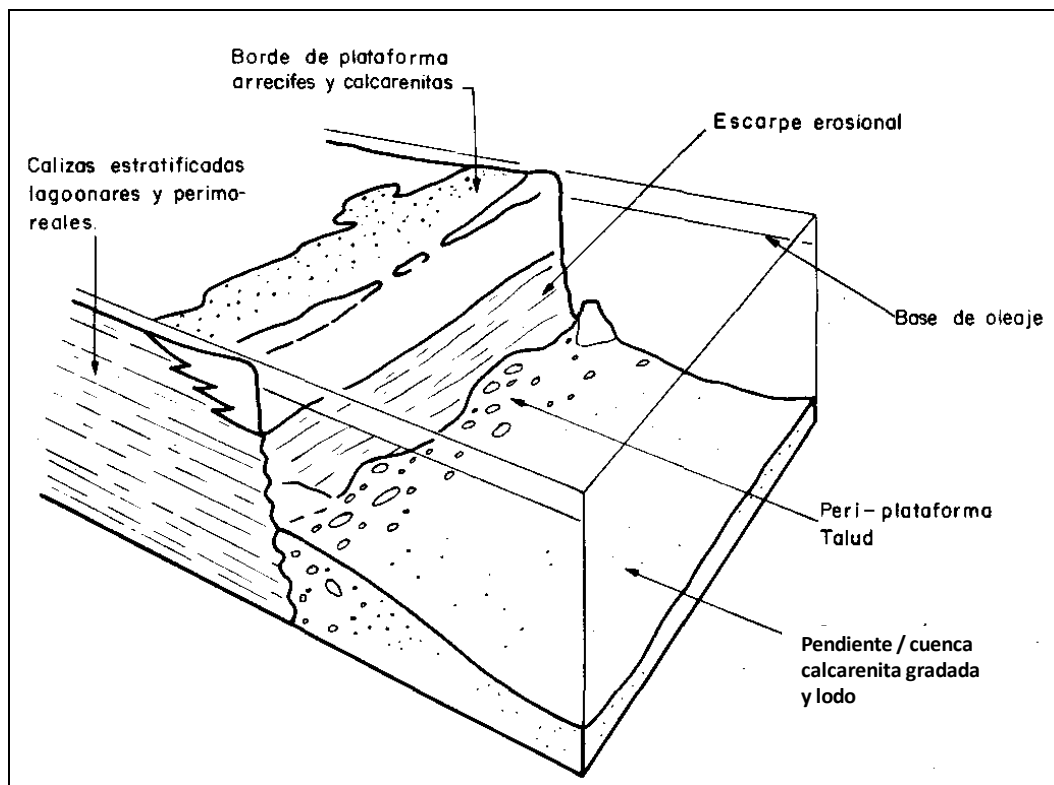


Figura 2.78 Bloque diagramático de una plataforma con laguna interna y con margen erosional (modificado de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).



### 2.3.1.2 Rampa.

El término “rampa” fue introducido por Ahr en 1973, para diferenciar este tipo de plataformas abiertas de las plataformas clásicas (shelf), denominadas posteriormente por Ginsburg y James en 1974 “rimmed shelf” (figura 2.74).

Son plataformas suavemente inclinadas (generalmente menos de 1°) en las que las facies someras agitadas por el oleaje de la zona costera pasan hacia mar abierto, sin ruptura de pendiente marcada, a depósitos profundos de baja energía.

No están protegidas por barreras físicas, las zonas someras costeras están sometidas al influjo de olas, corrientes oceánicas y mareas (complejos de bajíos bioclásticos u oolíticos-pelletoidales); (el mejor ejemplo corresponde con el Cretácico Superior de la Península Ibérica, concretamente los carbonatos de edad Santoniense-Campaniense.

Dentro de las plataformas carbonatadas de tipo rampa se tienen dos tipos que se diferencian por la pendiente (Read, 1982):

- 1) Rampas homoclinales.
- 2) Rampas con ruptura de pendiente distal.

#### 1) Rampas homoclinales (figura 2.79).

Presentan pendientes relativamente uniformes (aproximadamente 1 m/Km.) hacia la cuenca y carecen generalmente de depósitos de gravedad y slumps en las facies de aguas profundas.

Las rampas homoclinales son raras en el Holoceno, siendo el Golfo Pérsico uno de los pocos ejemplos actuales. Sin embargo, en el pasado, este tipo de plataformas tuvieron importancia, por ejemplo durante el Jurásico.

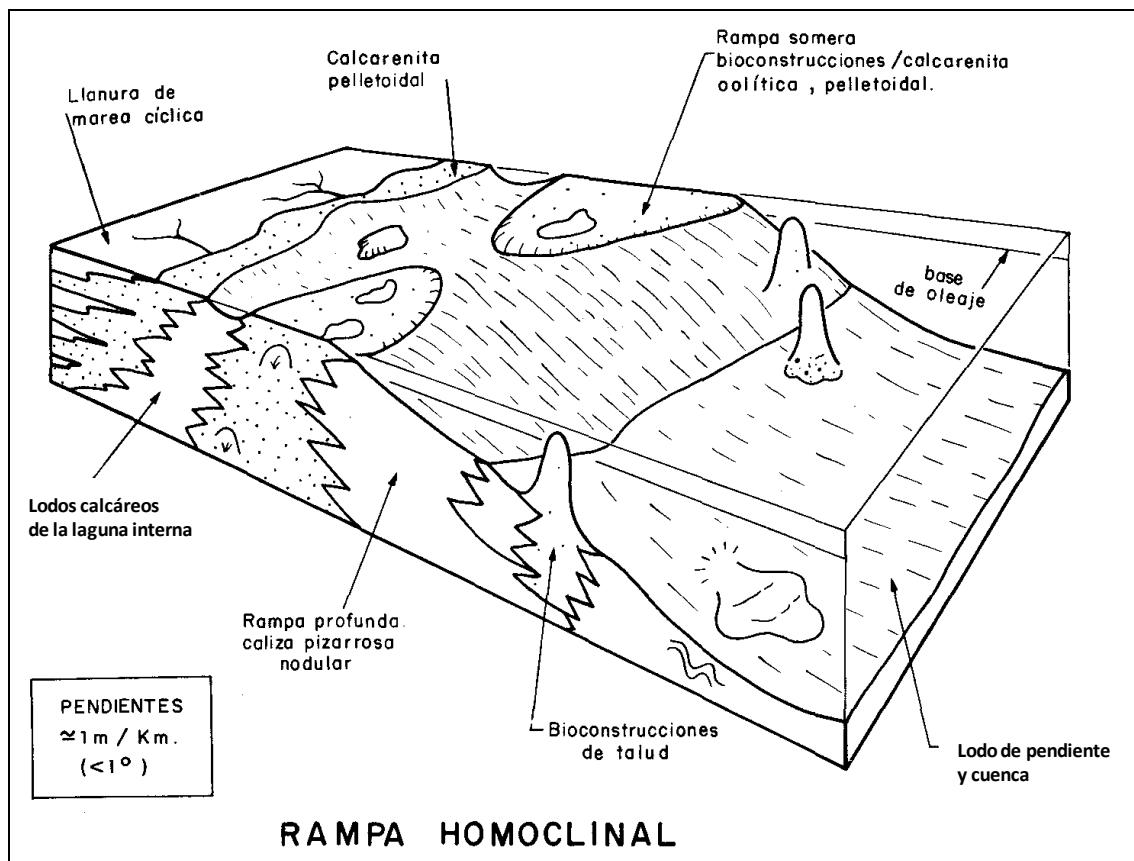


Figura 2.79 Bloque diagramático de una rampa carbonatada homoclinal (modificada de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

2) Rampas con ruptura de pendiente distal (figura 2.80).

Se caracterizan por presentar una mezcla de características de rampas (bajíos próximos a la costa, facies finas por debajo del nivel de base del oleaje) y de las plataformas con laguna interna (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 que las brechas del talud no tienen clastos de las facies someras.

Este tipo de plataformas son el resultado de la inundación de plataformas con laguna interna. Un ejemplo actual lo constituye la plataforma que se extiende al oeste de la península de Yucatán, aunque ésta se encuentra en un estadio incipiente de desarrollo.

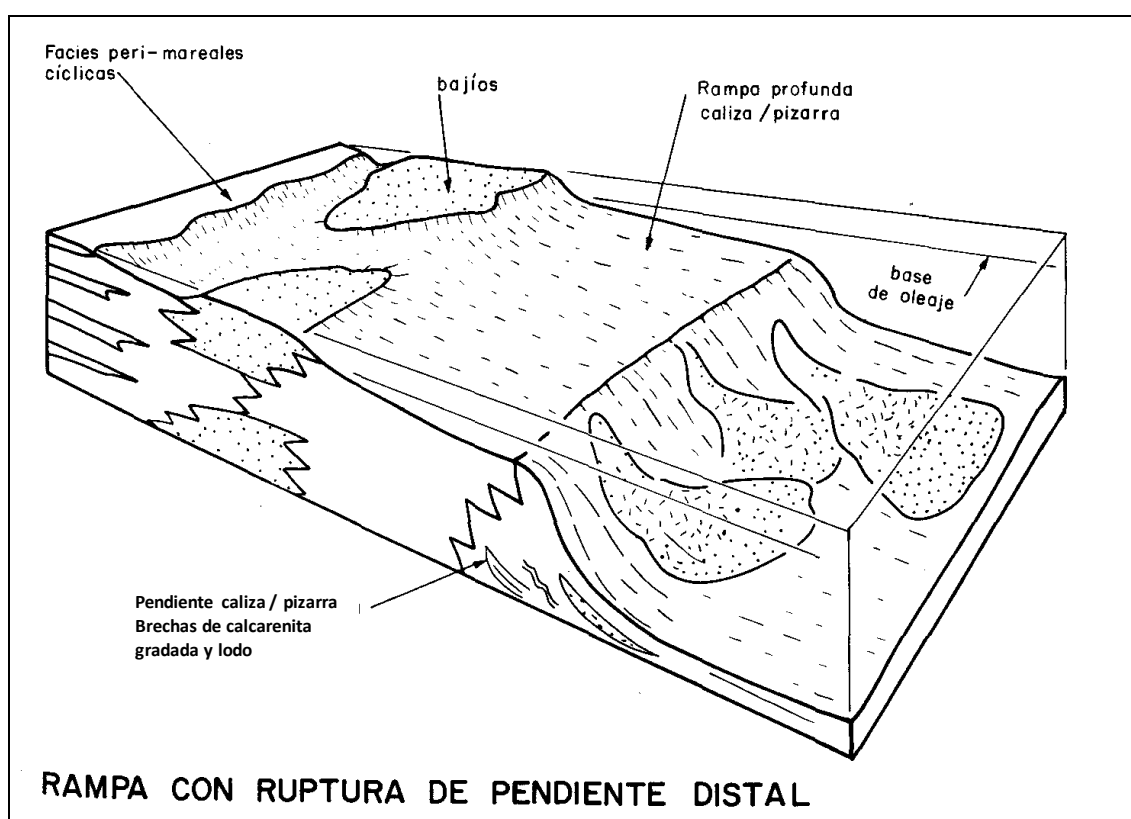


Figura 2.80 Bloque diagramático de una rampa con ruptura de pendiente distal (modificada de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

2.3.1.3 Otros tipos de plataformas.

Read (1982), introduce otros dos tipos de plataformas que presentan diferencias con las antes descritas:

- 1) Plataformas aisladas.
- 2) Plataformas inundadas.

1) Plataformas aisladas (figura 2.81).

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 con laguna interna), siendo el segundo caso el más frecuente en la actualidad; cuando su margen es abrupto, éste puede ser de acreción, de margen pasivo 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). El mejor ejemplo actual de este tipo de plataformas son los Bancos de las Bahamas. En el registro geológico buenos ejemplos los tenemos en algunas plataformas Cretácicas de tipo Urganiano (Región Cantábrica española, Provenza y costa Este de México); y en México el ejemplo típico corresponde con la plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), del Albiano Cenomaniano.

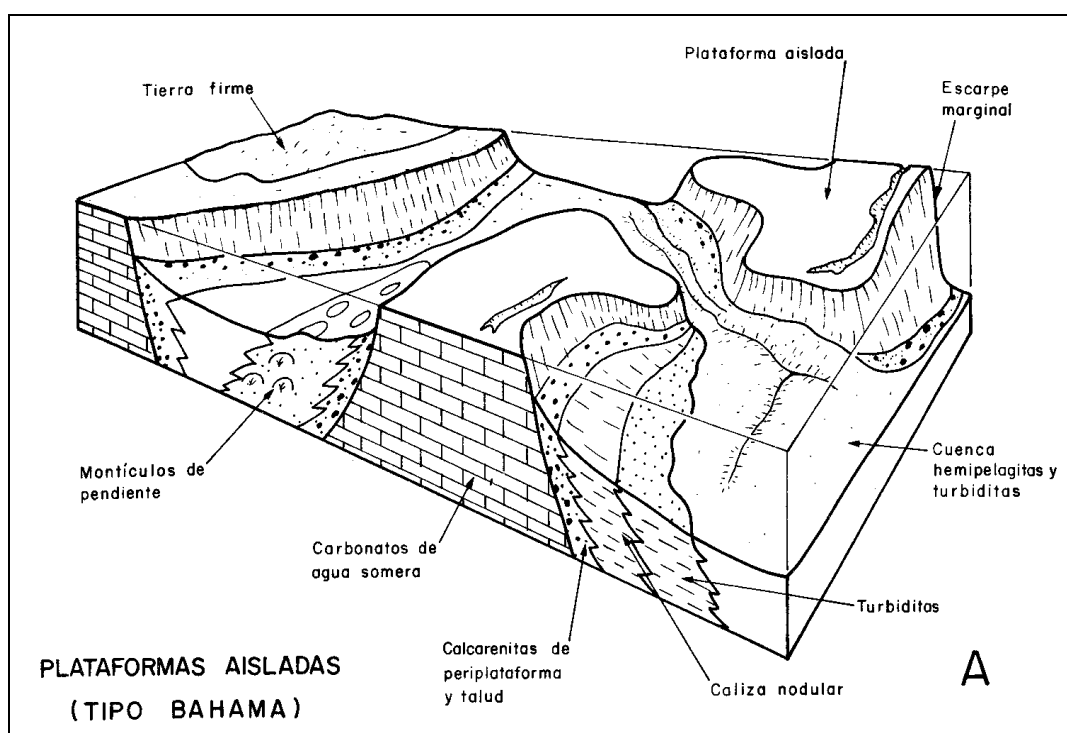


Figura 2.81 Bloque diagramático de una plataforma aislada (modificada de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

## 2) Plataformas inundadas (figura 2.82).

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 con laguna interna o aislada, ésta se inunda; en general la inundación causa una rápida traslación hacia tierra firme de las facies de plataforma somera.

La inundación de las plataformas carbonatadas plantea un importante problema ya que en éstas, generalmente el potencial de acreción vertical (upbuilding) es mayor que la subsidencia tectónica o el ascenso del nivel del mar, esto implicaría que en principio sería difícil que se dieran casos de inundación.

Estas condiciones han sido discutidas en detalle por Schlager (1981) y Kendall y Schlager (1981), quienes señalan que las plataformas carbonatadas y en especial los arrecifes avanzan con una velocidad de 1-10 m / 1,000 años.

Mientras que a largo plazo, por término medio, la subsidencia tectónica de las plataformas generalmente es de 1-10 cm / 1,000 años en márgenes pasivos y de unos 50 cm / 1,000 años en cuencas marginales de márgenes activos.

Estas tasas de subsidencia normalmente son ampliamente superadas por el potencial de acreción de los arrecifes y en general de las comunidades bióticas de las plataformas.

Por otro lado, la acreción vertical de los arrecifes puede ser equivalente al ascenso eustático del nivel del mar, que puede alcanzar varios metros / 1,000 años

De lo anterior se deduce, por tanto, que la inundación de una plataforma carbonatada normalmente requiere pulsos de subsidencia o ascensos del nivel del mar mucho mayores que la media, o un fuerte esfuerzo en las comunidades bióticas residentes provocado por cambios ambientales o climáticos que hacen caer bruscamente su productividad.

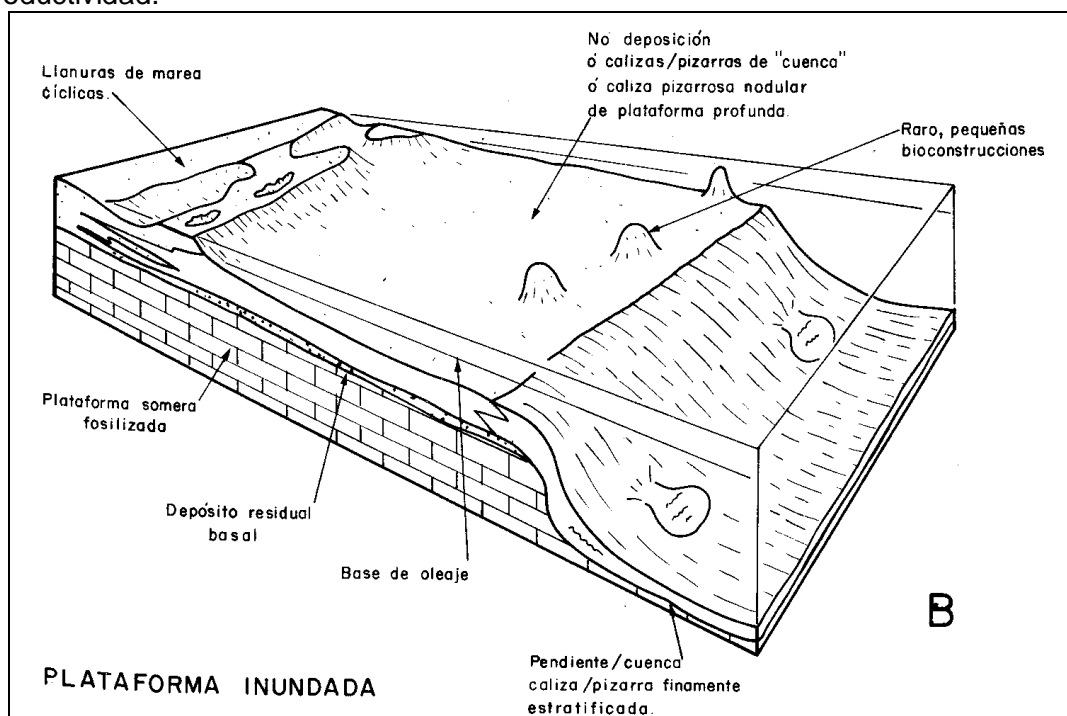


Figura 2.82 Bloque diagramático de una plataforma inundada (modificada de Read, 1982), (tomada de Arche, 1992).

### 2.3.2 AMBIENTES Y SUBAMBIENTES.

A continuación se hará una breve descripción de los diferentes ambientes que se desarrollan en los dos principales tipos de plataformas: 1) Plataformas con laguna interna y 2) Rampas.

#### 2.3.2.1. Las plataformas subtropicales tipo plataforma con laguna interna.

En la figura 2.83 están representados los elementos principales diferenciados en una plataforma con laguna interna, los cuales se obtuvieron de las observaciones realizadas en los diferentes ejemplos actuales más conocidos. En todos ellos la existencia de una barrera de bajíos o bancos de calcarenitas, es algo distintivo, a veces asociados a arrecifes, proporcionan una efectiva protección contra el oleaje y las corrientes marinas, aunque son afectados por las mareas y las tormentas.

Detrás de esta barrera aparece una franja protegida de anchura muy variable, denominada laguna interna, en el que la sedimentación es predominantemente lodosa. Las llanuras de marea, propiamente dichas, se dividen en dos clases: 1) Las asociadas a la parte interior de los bajíos, que tienen siempre una extensión pequeña, 2) las asociadas a las llanuras costeras de la parte interna de la laguna interna, estas últimas son mucho mayores y están relacionadas con sedimentos lodosos, es decir, de baja energía.



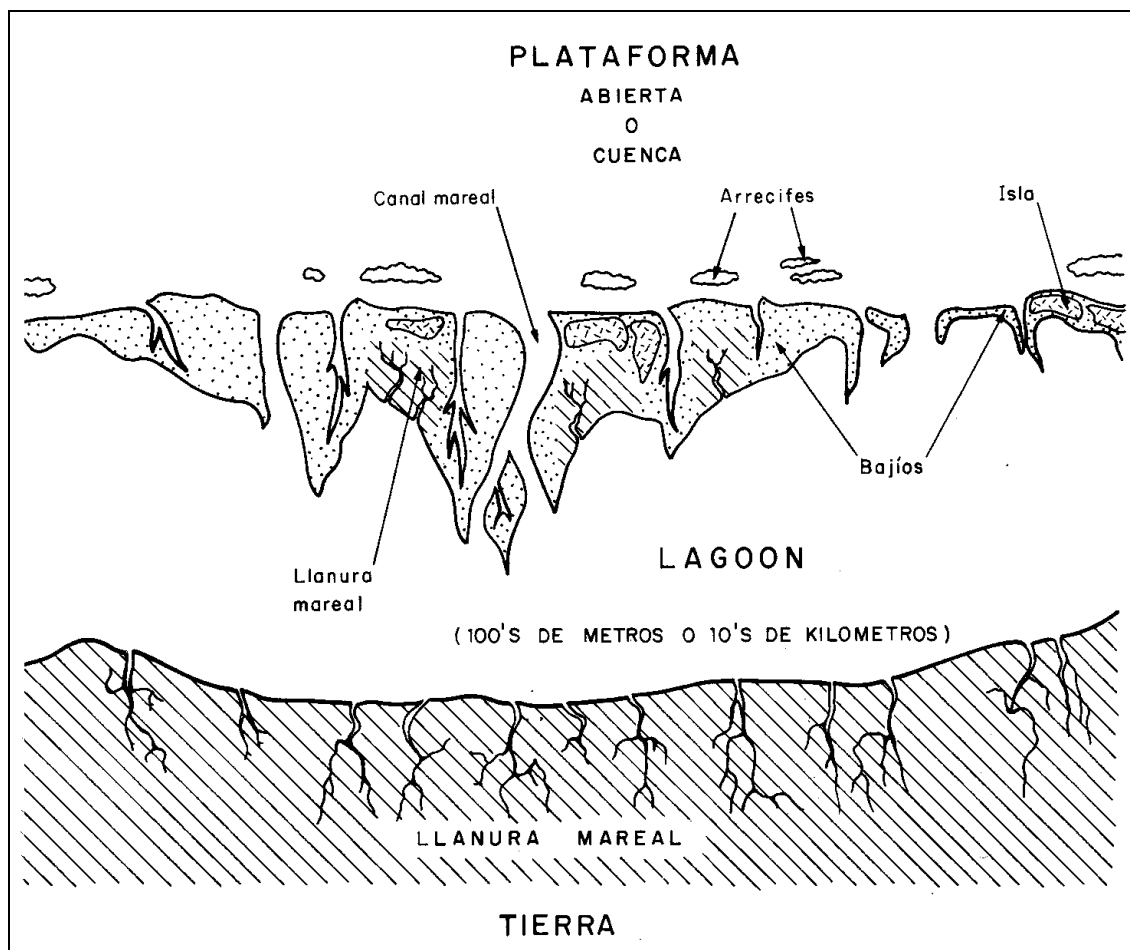


Figura 2.83 Elementos principales de una plataforma con laguna interna (lagoon) (modificada de James, 1979b), (tomada de Arche, 1992).

### 2.3.2.1.1 La zona supramareal y las llanuras de marea.

En esta parte marginal de la plataforma, se pueden diferenciar cuatro zonas de sedimentación: 1) zona supramareal, 2) intermareal alta, 3) intermareal media y 4) intermareal baja. A continuación se describen sus principales características:

#### 1) La zona supramareal.

Se caracteriza por largos períodos de exposición subaérea comprendiendo la zona costera situada por encima del nivel medio de marea alta, sólo afectada por las mareas activas y de forma esporádica por inundaciones producidas por tormentas. El ancho de esta franja es muy variable, pudiendo tener hasta decenas de kilómetros. Esta fuertemente influenciadas por el clima y más particularmente por la precipitación pluvial. La larga duración de los períodos de exposición subaérea produce la litificación de los sedimentos originando frecuentemente grietas y polígonos de desecación, también son frecuentes las estructuras de "disolución (teepees)" y las brechas de cantos planos.

En las zonas húmedas se desarrollan marismas, las cuales son constantemente deslavadas por agua dulce (figura 2.84). Los sedimentos predominantes consisten en lodos y limos pelotoidales laminados llevados tierra adentro por mareas extraordinariamente altas y tormentas (tempestitas) y que son luego tapizados por algas; Estos materiales en forma de tapiz constituyen el alimento de gran cantidad de organismos pastadores, como por ejemplo los gasterópodos. Los sedimentos están muy frecuentemente perforados bien por raíces de hierbas o manglares, o bien por burrows de gusanos y cangrejos (bioturbación). Una estructura muy característica es

la fenestral (birdseyes) provocada por las burbujas de gas, producto de la descomposición de la abundante materia orgánica, que se concentra siguiendo la laminación. Siguiendo a Shinn y otros (1969), se pueden considerar también los malecones de los cauces mareales como supramareales. En ellos aparece una fina alternancia, generalmente litificada de sedimentos y tapices de algas, siendo igualmente frecuente la estructura fenestral.

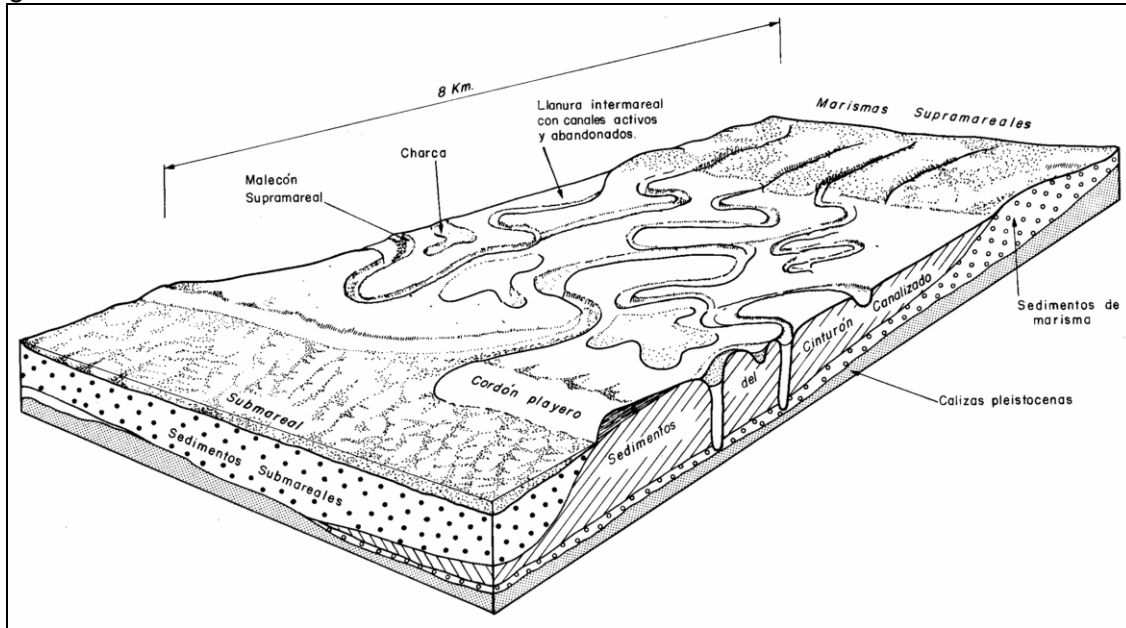


Figura 2.84 Bloque diagrama esquemático de una llanura mareal de la Isla de Andros (modificada de Ginsburg y Hardie, 1975), (tomada de Arche, 1992).

En las zonas áridas la sedimentación se caracteriza por la formación de evaporitas, dando lugar a las llanuras salinas denominadas sabkhas costeras. Esto se debe a la intensa evaporación, por capilaridad, que se produce en toda la llanura provocando la formación de cristales y nódulos de sulfatos dentro del sedimento (figura 2.85). A su vez, este proceso provoca un aumento relativo de cationes  $Mg^{++}$  respecto al  $Ca^{++}$  (que han sido utilizados en la formación de las evaporitas), lo que hace que se produzca una dolomitización temprana de los sedimentos. En las superficies de las sabkhas puede haber episódicamente lagunas de salmueras (salinas) en las cuales se produce la precipitación de halita y otras sales. La vegetación es muy escasa en esta zona y tampoco abundan los organismos, lo cual hace que los sedimentos no estén intensamente bioturbados (burrows, raíces).

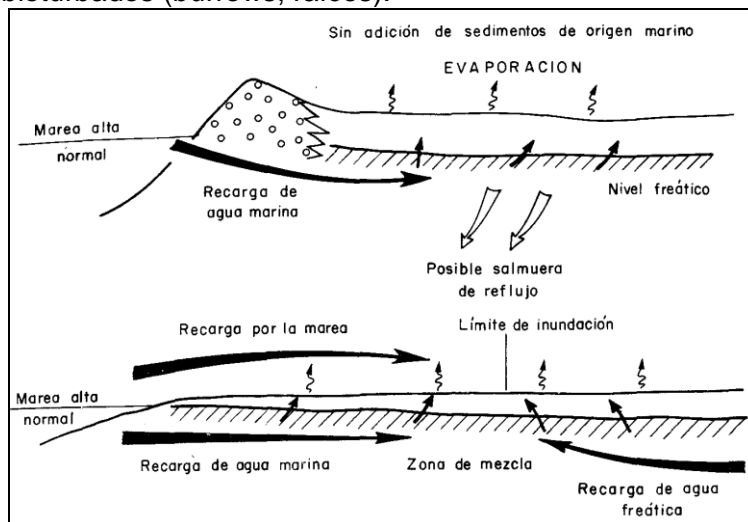


Figura 2.85 Diferentes formas de aporte de agua en sabkhas (modificada de Kendall, 1979), (tomada de Arche, 1992).

2) La zona intermareal.

Es la zona geográfica situada entre los límites de la marea alta y la baja, puede ser una simple superficie inclinada, homogénea, o por el contrario un área muy compleja (figura 2.86). Las primeras son características de zonas áridas, en estas hay pocos canales y casi toda la llanura está sometida a la influencia de cada marea. En las segundas, más típicas en zonas húmedas, existen muchos submedios, canales, riachuelos, malecones, charcas permanentes y cordones playeros (como es el caso de las Bahamas, figura 2.84). Esto ha llevado a Shinn (1969), a considerar estos subambientes en función del tiempo de exposición subaérea. Por esta razón denomina a todo el conjunto “cinturón de ponds y creeks”, considerando los canales y las charcas como submareales y los malecones y cordones playeros como supramareales. En las Bahamas, sólo el 60% de la zona geográfica situada entre la zona submareal y la supramareal es realmente intermareal. Esto supone también, como señalan dichos autores, que se presenten variaciones laterales muy rápidas en el registro geológico.

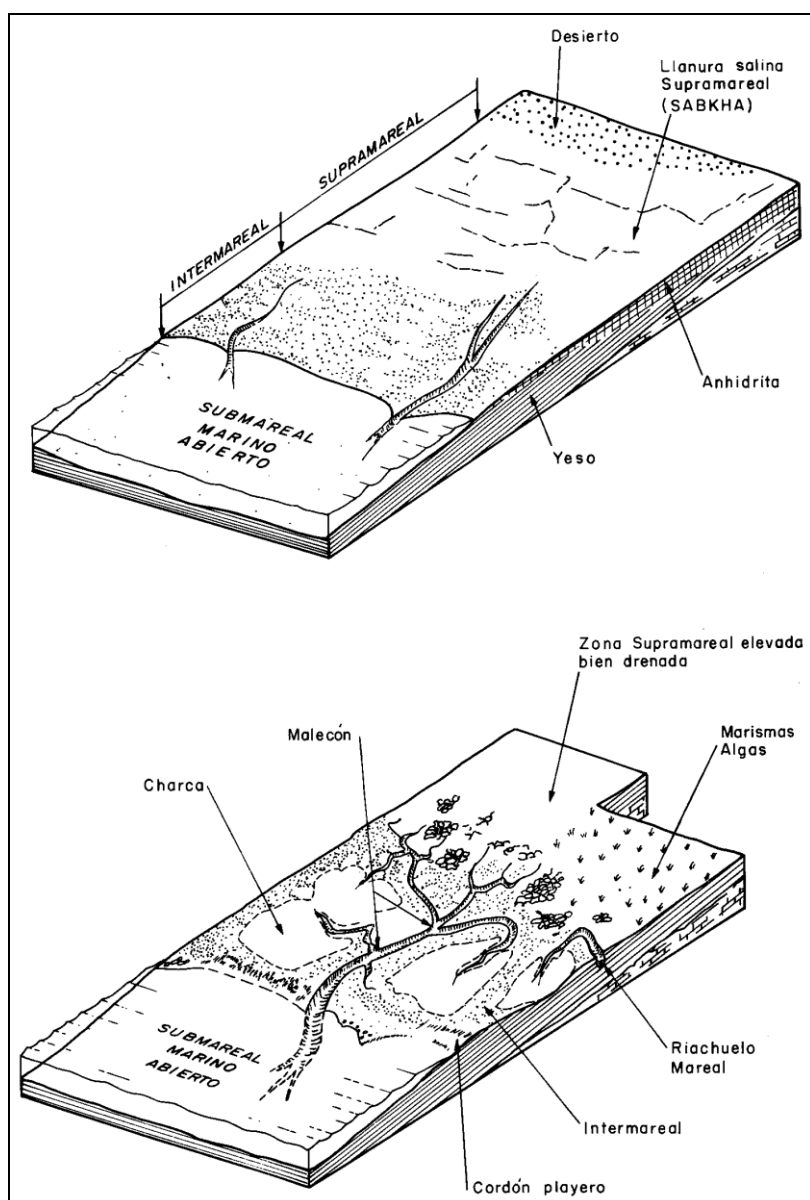


Figura 2.86 Bloques diagramáticos que muestran diversos grados de complicación de la llanura intermareal y supramareal (modificada de James, 1979b), (tomada de Arche, 1992).

La sedimentación en la zona intermareal se debe principalmente al efecto de las tormentas, durante las cuales es inundada por una lámina de agua cargada de partículas removidas de la zona de la plataforma. Se produce el efecto que Shinn (1969) llama "delta al revés", en el cual el mar se comportaría como un río que introduce sedimentos tierra adentro, circulando sobre todo a lo largo de los canales.

Los sedimentos de la llanura intermareal presentan en general cuatro características fundamentales:

- 1) Presencia de tapices de algas que colonizan fondos estables.
- 2) Laminaciones finas irregulares y paralelas.
- 3) Estructuras fenestrales.
- 4) Grietas de desecación.

Las algas son muy características de esta zona, aunque no se presentan de forma igual en toda ella, porque están condicionadas por dos factores particularmente: el clima y la presencia o ausencia de organismos pastadores. El límite superior de su presencia lo condiciona el clima, ya que en las zonas áridas no existen las algas mientras que en las húmedas son muy abundantes. El límite inferior está controlado por los gasterópodos, los cuales se alimentan de las algas. Si la salinidad es normal estos organismos proliferan hasta la zona media de la llanura impidiendo el desarrollo de tapices más abajo de esta línea, pero si la salinidad es alta se pueden encontrar en toda la llanura.

#### 3) La zona intermareal alta y media.

Sus características más importantes desde el punto de vista sedimentario son: sedimentos de colores grises y marrones claros, debido a la oxidación, estructura fenestral muy bien desarrollada, abundancia de cantos planos debidos a la desecación, frecuente litificación temprana de los sedimentos, abundancia de grietas de desecación y sedimentos gradados (tempestitas).

Desde el punto de vista biológico destaca fundamentalmente la gran abundancia de algas azules-verdes, cuya distribución morfológica responde al siguiente esquema:

- Parte inferior: grandes tapices con polígonos de desecación.
- Parte media: tapices más finos con formas cementadas.
- Parte superior: tapices arrugados y desecados.

Además son abundantes los pequeños tubos de insectos y gusanos, los grandes tubos producidos por crustáceos (sobre todo cangrejos y Callianassa) y las perforaciones producidas por raíces de plantas halófitas.

#### 4) La zona intermareal baja.

En las áreas hipersalinas la característica más importante es la gran abundancia de algas, particularmente en las charcas permanentes donde proliferan extraordinariamente. Bajo ellas, que muchas veces están rotas en polígonos, los sedimentos aparecen de color negro (condiciones reductoras) y alterados por las algas perforantes.

En las áreas de salinidad normal la característica principal es la gran abundancia de fauna, lo que hace que los sedimentos aparezcan muy bioturbados y homogeneizados. Los abundantes gasterópodos impiden el desarrollo de las algas, tanto en las charcas como en los canales. La gran cantidad de organismos hace que se puedan formar barras esqueléticas y concentraciones (lags) de conchas en el fondo de los canales

### 2.3.2.1.2 La laguna interna.

La laguna Interna (lagoon) es un medio submareal protegido y tranquilo, influenciado frecuentemente por los cambios de temperatura y salinidad. Si está bien comunicado con el mar abierto, la salinidad es normal o casi normal, pero en las zonas áridas, la



alta evaporación hace que se lleguen a alcanzar salinidades de hasta 67% o como por ejemplo ocurre en Abu Dhabi; condiciones diferentes se tienen en las zonas húmedas, donde la mezcla con agua dulce hace que se lleguen a alcanzar condiciones salobres. Estas condiciones de “alto esfuerzo” hacen que la comunidad biótica sea restringida. La mayor parte de los sedimentos son lodos peletoidales aunque en zonas donde la influencia del oleaje es mayor se pueden hallar arenas peletoidales y esqueléticas. El lodo aragonítico es principalmente de origen algal (*Penicillus*), aunque en algunos lugares (por ejemplo: en Honduras) también contribuyen a generar lodo los coccolitos. Los principales generadores de pellets son los gusanos poliquetos, los cangrejos y los gasterópodos (*Cerithium*). La laguna interna posee una activa infauna, sobre todo de crustáceos (cangrejos, *Callinassa*). Son abundantes las hierbas de mar (*Thalassia*) que actúan como trampas de partículas sedimentarias (efecto baffle) formando montículos de lodo. La actividad de las cianofíceas es también importante, generando tapices que fijan el sedimento. También se suele encontrar parches arrecifales, en torno a los cuales se acumula sedimento más grueso procedente de su destrucción.

### 2.3.2.1.3 Las planicies (bajíos).

En las áreas próximas al borde de la plataforma y en las bocanas o inlets entre las islas de barreras o arrecifes, es donde las corrientes mareales del oleaje alcanzan velocidades mayores, ya que son zonas donde se ven constreñidas. Por eso, son lugares más favorables para la formación de oolitos, que junto a otras partículas carbonatadas disponibles (material esquelético, pellets), se acumularán dando lugar a bancos y planicies que adoptan morfologías diversas.

Ball en 1967, hace una descripción detallada de los diversos cuerpos calcareníticos que aparecen en los bancos de las Bahamas, diferenciando los siguientes cuatro tipos: 1) los cinturones calcareníticos del borde de la plataforma (figura 2.87), 2) los cordones mareales lineales, 3) los deltas mareales asociados a canales entre islas, 4) los constituidos por las calcarenitas de back-reef. A continuación se describen sus principales características.

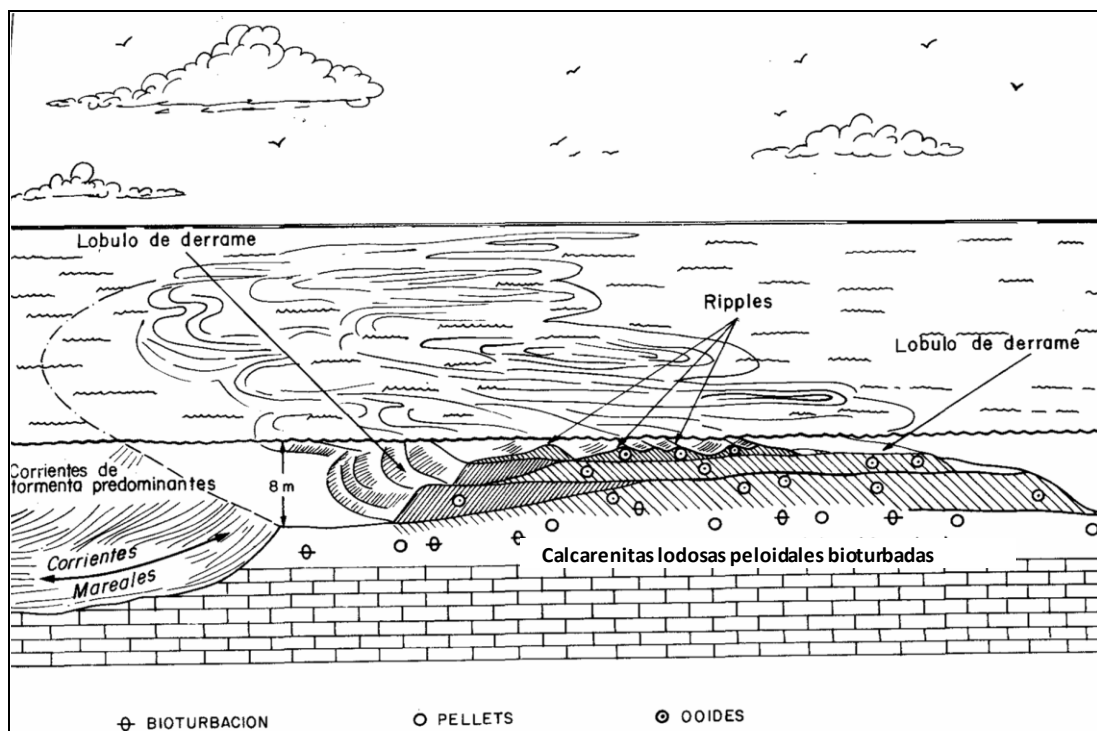


Figura 2.87 Bloque esquemático de un cinturón calcarenítico de lóbulos de derrame en el borde de la plataforma de las Bahamas (modificado de Ball, 1967, y Sellwood, 1978), (tomada de Arche, 1992).

1) Cinturones calcareníticos del borde de la plataforma (marine sand belts).  
 Son cinturones constituidos por formas mayores, siendo las más importantes los lóbulos de derrame (spillover lobes), que son grandes cuerpos alargados con el eje mayor paralelo a la corriente y orientados hacia la laguna interna (figura 2.88). Se sitúan en el borde de la plataforma, donde las corrientes marinas se aceleran. En los bancos de las Bahamas, estos cinturones constituidos por lóbulos de derrame que bordean la plataforma alcanzan gran desarrollo (decenas de kilómetros); algunos ejemplos son: los de Cat Cay (W. del Great Bahama Bank), Berry Islands (N. del Great Bahama Bank) y Lily Bank (N. del Little Bahama Bank).

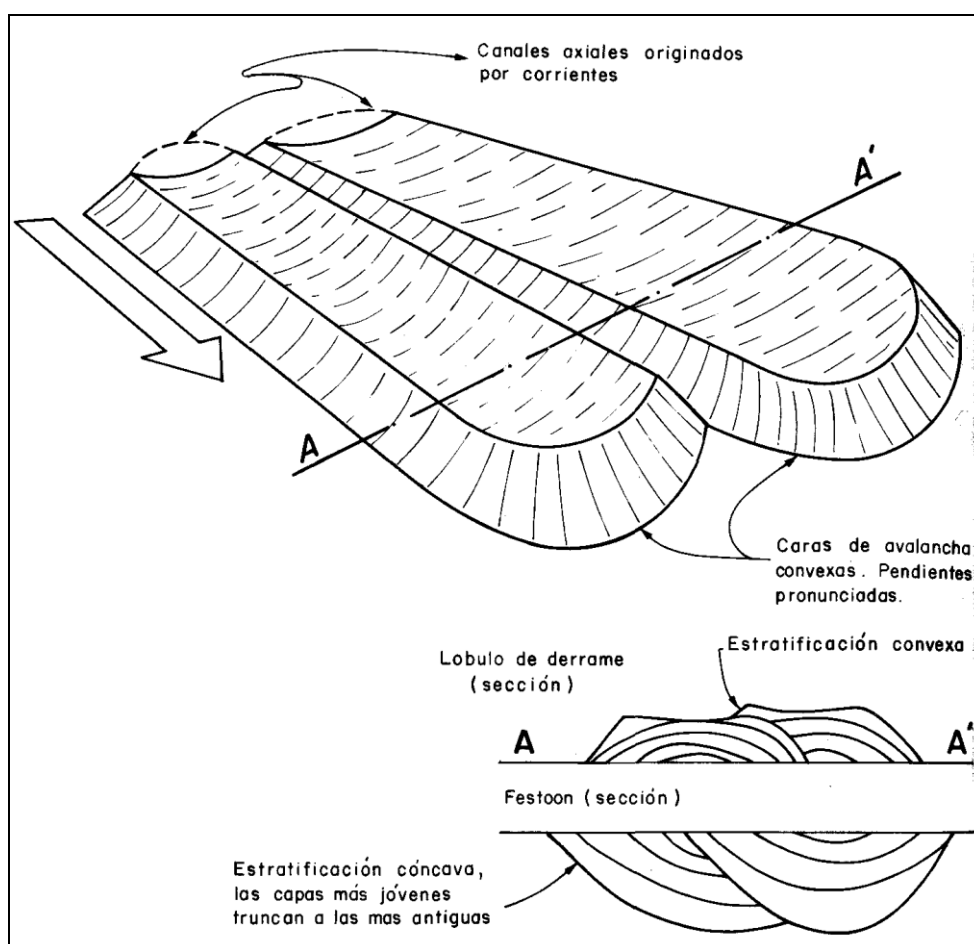


Figura 2.88 Morfología de los lóbulos de derrame (spillover lobes) (modificada de Ball, 1967), (tomada de Arche, 1992).

En cuanto a la morfología de estos lóbulos, su longitud puede alcanzar 1 Km y su anchura 0.5 Km. Poseen generalmente un canal axial y su parte frontal termina en una pendiente pronunciada; en sección se reconoce megaestratificación convexa. Presentan megaripples y ripples sobreimpuestos que reflejan orientaciones de flujo y de reflujo. Se ha podido demostrar que los lóbulos de derrame migran solamente en los momentos de tormentas muy fuertes y huracanes. Solamente las formas sobreimpuestas reflejan el movimiento diario de las mareas. Al constituir fondos móviles, la fauna es en estos lugares muy escasa.

Hacia el interior de la plataforma, es decir, hacia la laguna interna, los lóbulos pasan a los fondos estables formados por agregados y lodos fijados por hierbas (*Thalassia*) y películas de algas que frenan la carga de fondo.

2) Cordones mareales lineales o barras lineales (tidal-bars).

Otro tipo de acumulaciones calcareníticas que se suelen generar en el borde de la plataforma, están formadas por sistemas de cordones y canales que constituyen

cinturones que llegan a alcanzar los 100 Km de longitud. Estos sistemas de cordones y canales se localizan preferentemente en áreas de cierre con estrechamiento de cuencas profundas, lugares donde se produce un fuerte efecto amplificador de las mareas.

En los bancos de las Bahamas, ejemplos de este tipo de cinturones se encuentran en el cierre sur de la cuenca denominada Tongue of Ocean y en el N. del Exuma Sound. La longitud de cada cordón es de 10 a 20 Km y su anchura de 0.5 a 1 Km, y suelen presentar lóbulos (spillovers) oblicuos asociados que se relacionan con tormentas que modifican las formas mayores. Su eje mayor es paralelo a la dirección de la corriente mareal (figura 2.89) y están separados por amplios canales (de 1 a 3 Km de anchura) dominados por las corrientes mareales, que en algunos lugares presentan montículos (sandwaves) activos transversales.

Las barras mayores están cubiertas por grandes montículos con las crestas orientadas de forma oblicua o subparalela al eje del cordón. Esta tendencia al paralelismo de los montículos con respecto a la forma mayor, viene condicionada por la refracción que sufren las corrientes en la proximidad de las crestas de las barras. Debido a la segregación de las corrientes mareales y a la asimetría tiempo/velocidad resultante, los canales en algunas zonas están dominados por el flujo y en otras por reflujos, lo que produce como consecuencia un transporte neto de material. Estos cordones lineales son muy parecidos en geometría y tamaño a las barras arenosas que se encuentran en los estrechos del Mar del Norte.

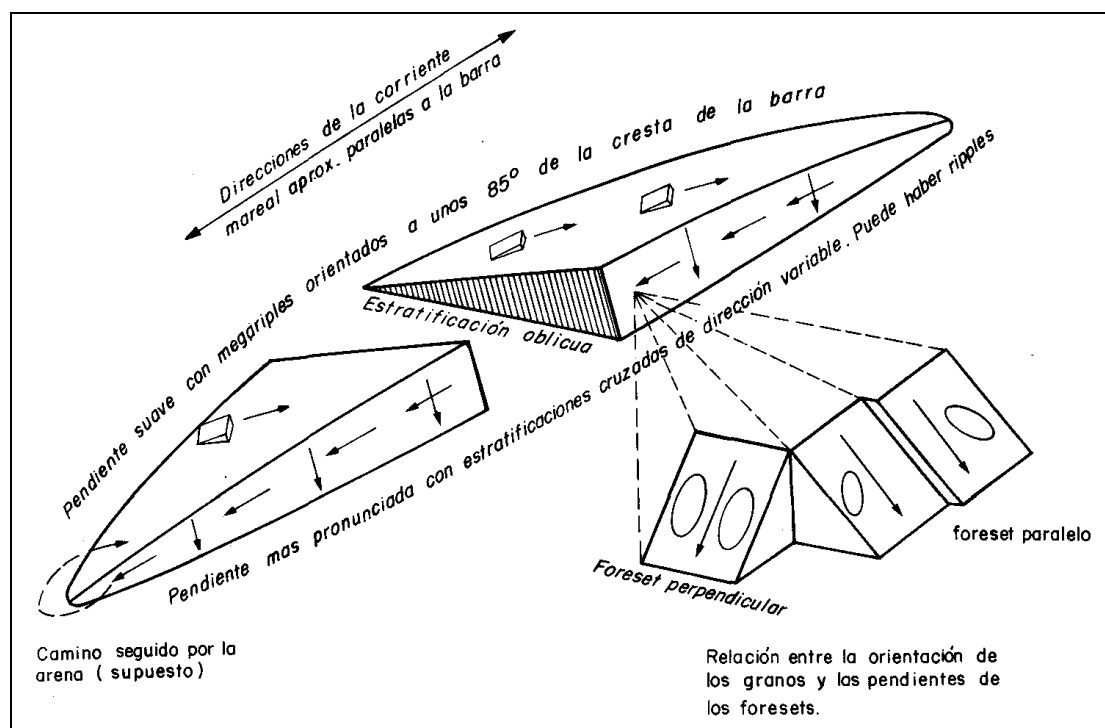


Figura 2.89 Morfología de un cordón mareal lineal (modificada de Houbolt, 1968), (tomada de Arche, 1992).

### 3) Deltas mareales (tidal deltas).

Cuando existen barreras constituidas por islas con canales (inlets) se forman deltas de flujo y reflujos; en estos deltas es frecuente la presencia de lóbulos de derrame (spillovers). Las formas mayores migran con las tormentas, reflejándose únicamente las mareas en las formas menores (megaripples y ripples). Pueden estar dominados por el flujo, ejerciendo en este caso mayor control las tormentas, o dominados por el reflujos, como ocurre en la costa de Trucial (Golfo Pérsico), donde, controlados por el reflujos de las mareas se desarrollan grandes deltas dirigidos hacia el interior del golfo.

En general, los deltas mareales carbonatados son mucho más estables que los siliciclásticos. Este hecho viene condicionado por la rápida litificación de las islas que provoca el que los canales no puedan cambiar de posición, mientras que en el caso de las islas barrera siliciclásticas, éstas migran normalmente de forma constante.

Las grandes tormentas y huracanes aportan a la laguna interna capas de calcarenitas que se derraman sobre el fondo dando lugar a lo que se denominan mantos arenosos (sand blankets). Estos mantos se asocian tanto con deltas mareales de flujo como con cinturones calcareníticos de lóbulos. Normalmente se encuentran completamente bioturbados debido a la intensa actividad de las comunidades bentónicas que colonizan la laguna interna.

#### 4) Calcarenitas de back-reef.

En la parte interna (hacia tierra) de los arrecifes, es frecuente la acumulación de cuerpos calcareníticos debido a que aquéllos pueden aportar abundantes partículas de tamaño arena. Uno de los mejores ejemplos actuales, es el extenso cinturón de calcarenitas que se encuentra por detrás de la barrera arrecifal que bordea la plataforma de Belice. Aunque en los arrecifes de esta barrera, los organismos dominantes son los corales, el cinturón está constituido fundamentalmente por biocalcarenitas de Halimeda, este fenómeno suele ser muy frecuente, pues estas algas, que proporcionan partículas de tamaño arena, crecen y se destruyen de forma muy rápida; además la destrucción de los corales proporciona sobre todo partículas de tamaño del limo (lodo).

#### 2.3.2.1.4 Los arrecifes.

Definición de arrecife. Los geólogos han aplicado el término arrecife a montículos formados por los esqueletos calcáreos de organismos sedentarios.

Los arrecifes constituyen uno de los elementos fundamentales en el conjunto de las plataformas carbonatadas, ya que muchas de ellas están controladas o dominadas por crecimientos arrecifales. Además de que los arrecifes modifican las condiciones hidrográficas ambientales, los sedimentos carbonatados de la plataforma obedecen en gran parte a los mismos condicionamientos ecológicos que los arrecifes (ejemplo: acumulación de limo por efecto pantalla o por disgregación de algas).

En los modelos de las plataformas carbonatadas se suelen presentar dos tipos principales de arrecifes, en la: 1) rampa, 2) plataforma con laguna interna.

1) Arrecifes en la rampa.- Se caracterizan por el desarrollo de pináculos y Knolls en la rampa profunda y parches arrecifales hacia las zonas más cercanas a la costa. Algunas rampas desarrollan arrecifes franjeantes, adosados a la línea de costa y que progradan hacia el mar abierto. Un ejemplo de este tipo de arrecifes ha sido estudiado por Abuso en el Mar del Sector de Torrecilla en Cameros (La Rioja).

2) Arrecifes en la plataforma con laguna interna.- Son complejos arrecifales marginales (barreras arrecifales), parches arrecifales en la laguna interna y en las plataformas de acreción; a veces crean montículos arrecifales en el talud. Hoy en día el mejor ejemplo de arrecifes dentro de una plataforma con laguna interna es la Gran Barrera de Arrecifes de la costa Este Australiana, que alcanza una anchura de 16 a 32 Km y una longitud de 2,000 Km.

Cummings (1932), clasificó los depósitos de esqueletos calcáreos en:

a) Biohermo: "Corresponde con un arrecife en forma de banco o montículo; son para estructuras con aspecto de montículo lente u otras limitadas de origen estrictamente orgánico encajadas entre rocas de litología diferente"

b) Biostroma: Estructuras estratificadas exclusivamente, como capas de conchas, de crinoides, de corales, etc., formadas y construidas fundamentalmente por



organismos sedentarios y que no se elevan tomando forma de montículo o lente, lo que significa que se encuentran formando capas”.

Se pueden diferenciar dos tipos de construcciones de carbonatos de acuerdo a su origen.

**Arrecife:** Corresponde con una construcción de carbonatos constituida por organismos con esqueleto que, cuando se formaron tenían un armazón rígido, formando un relieve topográfico sobre el fondo del mar.

**Banco:** Se caracteriza por una construcción de carbonatos que forman un relieve topográfico formado por materiales resistentes a las olas, por ejemplo, una barra de oolitos o un banco de coquina, un montículo de restos de crinoides.

#### LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS ARRECIFES ACTUALES.

Los arrecifes de coral son uno de los medios actuales mejor estudiados, dado el fácil acceso en que se ubican y el clima cálido en el que se desarrollan; ya que la mayoría de los arrecifes que crecen actualmente lo hacen en aguas poco profundas de mares tropicales.

Los factores que inhiben el crecimiento de los arrecifes son variables, pero en general encuentran su vida óptima en profundidades de aguas menores de 50 m, con salinidad entre 27 y 40 partes por mil y con temperaturas que raramente son menores de 20 °C, (Shepard, 1963), La inevitable excepción a la regla la forman los arrecifes de coral que se forman en aguas frías a unos 70 m, de profundidad en la costa Noruega (Teichert, 1958).

#### ORGANISMOS.

Los grupos de organismos que viven en los arrecifes actuales son muy variados. El armazón resistente del arrecife está formado por corales, algas con esqueleto calcáreo, hidrocorales y briozoos. Los corales tienen actualmente menor importancia que los otros grupos. Otros organismos asociados son esponjas calcáreas, foraminíferos, equinodermos, lamelibranquios, gasterópodos y gusanos sabeláridos (secretores de carbonato).

#### UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.

En corte, un complejo arrecifal se puede subdividir en tres unidades geomorfológicas (figura 2.90).

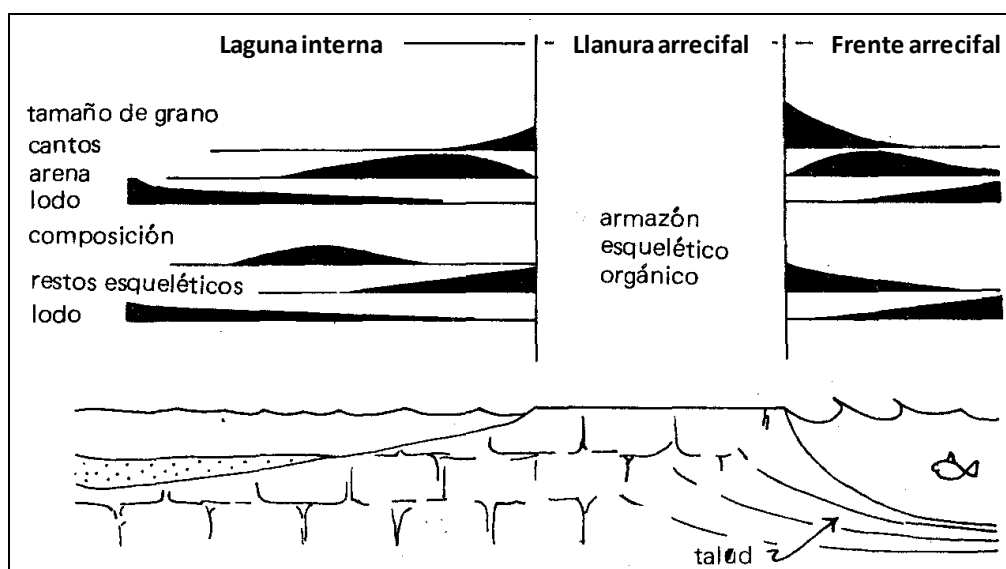


Figura 2.90 Corte diagrama resumiendo la geomorfología y sedimentos de un arrecife actual (tomada de Selley, 1976).

### La laguna interna.

En general, un arrecife protege del mar abierto a una laguna interna (“lagoon”) de aguas poco profundas. El arrecife en sí mismo está compuesto, por un armazón resistente de esqueletos orgánicos calcáreos.

### La llanura arrecifal.

En la mayoría de los casos, la parte superior del arrecife es plana pues los animales no pueden soportar una exposición subaérea prolongada. Además esta superficie sufre el ataque continuo de las olas y queda cortada por canales de desagüe que a veces tienen recrecimientos en su parte superior y llegan a formar túneles submarinos. El armazón del arrecife en sí mismo es, a menudo, muy poroso, habiéndose citado valores cercanos al 50% (Emery, 1956).

### El frente arrecifal.

En general, el borde que da al mar abierto o frente arrecifal es un acantilado con un talud en su base. Este talud está formado por fragmentos orgánicos rotos del frente arrecifal, donde el tamaño de grano disminuye talud abajo, al alejarse del principal desarrollo arrecifal. A su pie hay bloques, pasando a arenas y luego a lodos en aguas más profundas. La fauna del talud es similar a la del arrecife, pero las condiciones más tranquilas permiten el crecimiento de formas ramosas más delicadas de corales y algas calcáreas; el talud tiene estratificación mal desarrollada en la pendiente hacia mar abierto. Se han descrito deslizamientos y turbiditas en taludes arrecifales antiguos que forman depósitos de brechas calcáreas.

### TIPOS PRINCIPALES.

Los arrecifes actuales pueden clasificarse en tres tipos principales de acuerdo, con su geometría, aunque inevitablemente hay transiciones de unos a otros:

1) Arrecifes frangeantes: Son lineales en planta y paralelos a las costas sin “laguna interna” (figura 2.91). Se pueden formar sólo donde hay poca precipitación y, por tanto, llega poca agua dulce y llegan pocos sedimentos clásticos al mar, no inhibiendo el crecimiento de los organismos coloniales del arrecife. Hay buenos ejemplos actuales en las costas desérticas del Golfo de Akaba, en el Mar Rojo (Friedman, 1968).

2) Arrecifes de barrera: También son lineales, pero quedan separados de tierra por una “laguna interna” (figura 2.91). Este puede ser pequeño o, como en la Gran Barrera de Arrecifes de Australia, un mar de cientos de kilómetros de anchura (Maxwell, 1968).

3) Atolones: Son arrecifes sub-circulares con una “laguna interna” en su interior (figura 2.91). Este tipo de arrecife es frecuente en el Pacífico; un ejemplo típico es el Atolón de Bikini (Emery, Tracey y Ladd, 1954). La teoría clásica sobre la formación de los atolones fue formulada por Darwin en 1842, quien propuso que primero se formaron arrecifes de barrera alrededor de islas volcánicas. Al hundirse la isla por su propio peso, la barrera se elevaría para compensar el ascenso relativo del nivel del mar; al final desaparece toda huella de isla volcánica y queda únicamente un arrecife coralino circular o atolón. Muchos atolones actuales se han desarrollado en los bordes de plataforma planas de edad anterior.

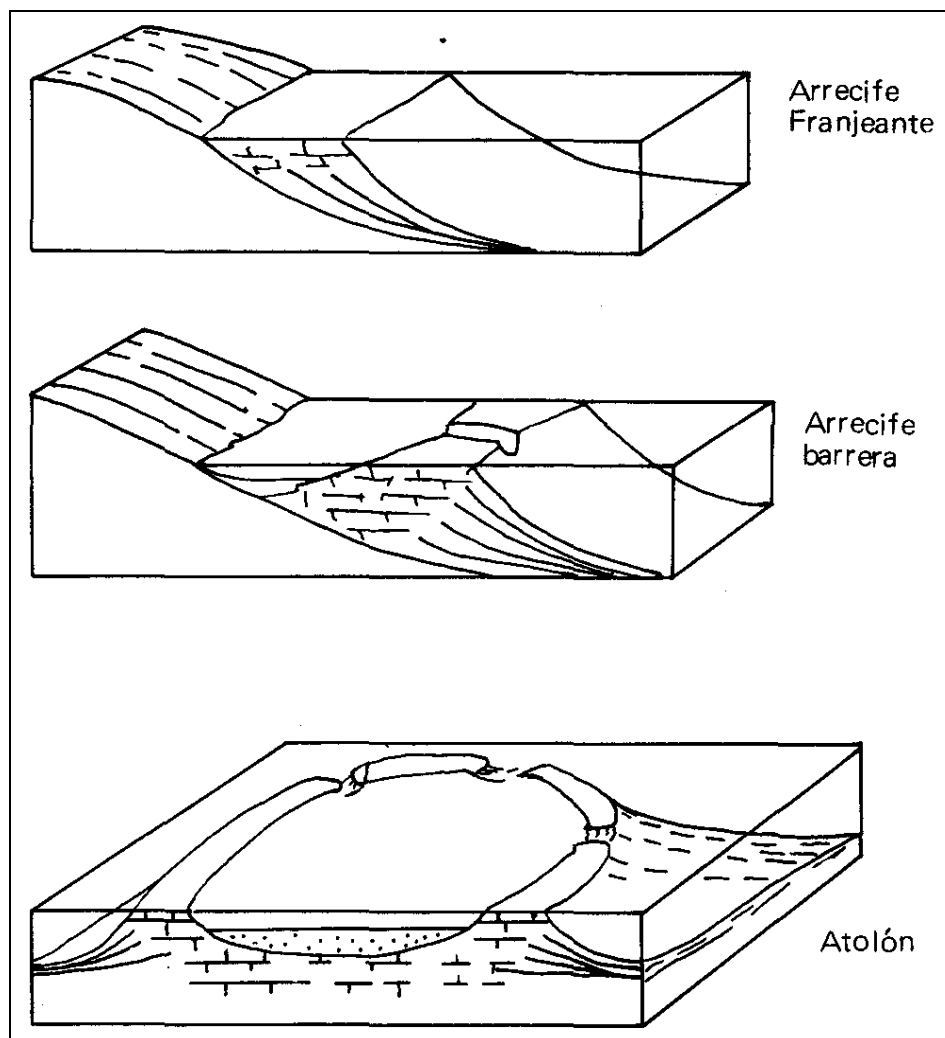


Figura 2.91 Los tres tipos principales de arrecifes actuales (tomada de Selley, 1976).

Se puede aplicar con éxito a arrecifes antiguos los estudios realizados en los actuales y los conceptos que se han publicado son aplicables a construcciones arrecifales de tiempos geológicos pasados.

Antes de continuar con el análisis de los arrecifes, es necesario hacer dos advertencias:

Primera: Los grupos de organismos constructores en el pasado no fueron los mismos que en la actualidad y que los papeles de cada grupo cambian con el lugar y la época. Por ejemplo, las algas calcáreas han actuado en algunas situaciones como agentes aglutinantes de los esqueletos de los animales que formaban el armazón arrecifal propiamente dicho; en otros casos son las propias algas quienes formaban al armazón principal.

Segunda: Se debe tener en cuenta la relación entre geometrías de arrecifes actuales y antiguos. Los arrecifes lineales son los más frecuentes, son en general, del tipo de barrera, separando facies de "laguna interna" de las de mar abierto.

Los atolones fósiles son escasos. Se han descrito como atolones que forman complejos arrecifales subcirculares pero no siempre se apoyan en estructuras volcánicas. Entre otros, son ejemplos el de Atolón Horsehoe y el Scurry-Snyder (Ellison, 1955; Levenson, 1967).

El segundo tipo principal de arrecifes antiguos consisten esencialmente de un núcleo arrecifal circular rodeado por un talud. Este núcleo puede abrigar a sotavento una "laguna interna". Este tipo se denomina parche arrecifal ("Patchreef") o, si tiene una forma marcadamente cónica en la vertical, pináculo arrecifal.

### 2.3.2.1.5. La pendiente de la plataforma.

Constituye la zona de paso desde las aguas someras de la plataforma a las aguas profundas de la cuenca, normalmente se sitúa por encima del límite inferior de las aguas con oxígeno y por debajo del nivel de base del oleaje. La sedimentación dominante es alóctona, con material resedimentado desde la plataforma, aunque también se pueden depositar lodos hemipelágicos y pelágicos, las plataformas con laguna interna pueden presentar tres diferentes tipos de márgenes: 1) depositacionales o de acreción; 2) de bypass y 3) erosionales (Read, 1982). A continuación se describen sus principales características.

#### 1) Márgenes depositacionales.

La pendiente suele ser suave y la zona de talud relativamente estrecha, pero en los sedimentos alóctonos está presente el espectro completo desde gruesos a finos. No suelen presentar escarpes marginales elevados y las facies del borde de la plataforma y de su pendiente frontal o talud pueden interdentarse. En el borde de la plataforma pueden darse calcarenitas esqueléticas u oolíticas o carbonatos arrecifales. Gradualmente se pasa a la pendiente o talud con calcarenitas, brechas y algunas capas de lodos carbonatados hemipelágicos. Presentan una típica megaestratificación inclinada (clinoformer); conforme aumenta la profundidad del agua las calcarenitas se hacen más lodosas. Las brechas contienen abundantes clastos del arrecife de calcarenitas cementadas del margen de la plataforma y del propio talud. Suelen ser comunes los deslizamientos (slumps), las truncaciones, los bloques exóticos y la presencia de montículos de lodo en la parte inferior del talud.

Hacia el pie de la pendiente, en la zona de transición entre la pendiente de la plataforma y el margen de la cuenca profunda, se depositan turbiditas calcáreas, lutitas y brechas en mantos y canalizadas (flujos gravitacionales de sedimento).

#### 2) Márgenes pasivos (bypass).

El efecto de margen pasivo puede estar asociado con un escarpe marginal y/o con un talud o pendiente de abarrancada (acanalada).

En el primer caso, el margen de la plataforma presenta un escarpe marginal que suele superar los 200 m de altura, el cual de forma abrupta se pone en contacto con el talud proximal que rodea la plataforma. En este talud se depositan calcarenitas y brechas con algún nivel limoso intercalado. Hacia la parte inferior de la pendiente se pasa a sedimentos más finos, con turbiditas gradadas, brechas y lodos calcáreos, aunque también pueden llegar algunas calcarenitas masivas y slumps.

En el segundo caso, entre el talud proximal con el material más grueso y la parte inferior de la pendiente con turbiditas gradadas, brechas y lodos calcáreos, se desarrolla una pendiente abarrancada de margen pasiva, en la que se depositan lodos calcáreos (normalmente nodulares) que están surcados por estrechos barrancos rellenos por cordones de calcarenitas y brechas, que desembocan en la parte inferior de la pendiente.

#### 3) Márgenes erosionales.

Están caracterizados por escarpes muy pronunciados que a veces superan los 4 Km de altura. La plataforma está bordeada por carbonatos arrecifales, que como máximo, quedan expuestos en unos pocos centenares de metros de la parte superior del escarpe. Hacia abajo, debido al retroceso erosional del escarpe por destrucción mecánica, quedan expuestas capas con secuencias cíclicas de laguna interna-llanura de marea correspondientes a plataformas fósiles anteriores. En este caso, en el talud que rodea la plataforma, desarrollado al pie del escarpe, junto a calcarenitas que hacia la parte distal pasan a lodos, se encuentran brechas con clastos de carbonatos arrecifales y de calcarenitas cementadas, mezclados con clastos de carbonatos con



estructura fenestral, estromatolitos y de laguna interna, los cuales indican el retroceso a gran escala del margen.

### 2.3.2.2. Las plataformas subtropicales tipo rampa.

Las rampas constituyen superficies inclinadas hacia mar abierto, que se sumergen sin ruptura pronunciada de pendiente hasta profundidades de unos 200 m. Están abiertas a la influencia de las corrientes marinas (mareales, de tormenta y oceánicas) y al oleaje, y se caracterizan por una distribución de facies en cinturones paralelos, encontrándose los de mayor energía hacia la línea de costa, disminuyendo la misma hacia mar abierto. En la actualidad no abundan las plataformas de este tipo, siendo además los sedimentos que las caracterizan casi en su totalidad relictos. Los ejemplos más estudiados son los de Yucatán, Oeste de Florida y Golfo Pérsico. La rampa que se extiende al Oeste de la península de Yucatán (figura 2.92) presenta una pendiente suave modificada por tres terrazas que responden a otros tantos estadios del nivel del mar durante la transgresión del holoceno. Entre los 100 y los 300 m de profundidad tiene una ruptura de pendiente con arrecifes relictos cuaternarios, por delante de los cuales hay una franja de sedimentos formados por ooides, peloides y litoclastos (intraclastos) relictos también, que están mezclados con foraminíferos planctónicos. El interior de la plataforma está tapizado por una capa irregular y delgada de biocalcarenitas formadas mayoritariamente por restos de moluscos, que al morir originan los cordones playeros, formados principalmente de acumulación de conchas, que forman la línea de costa.

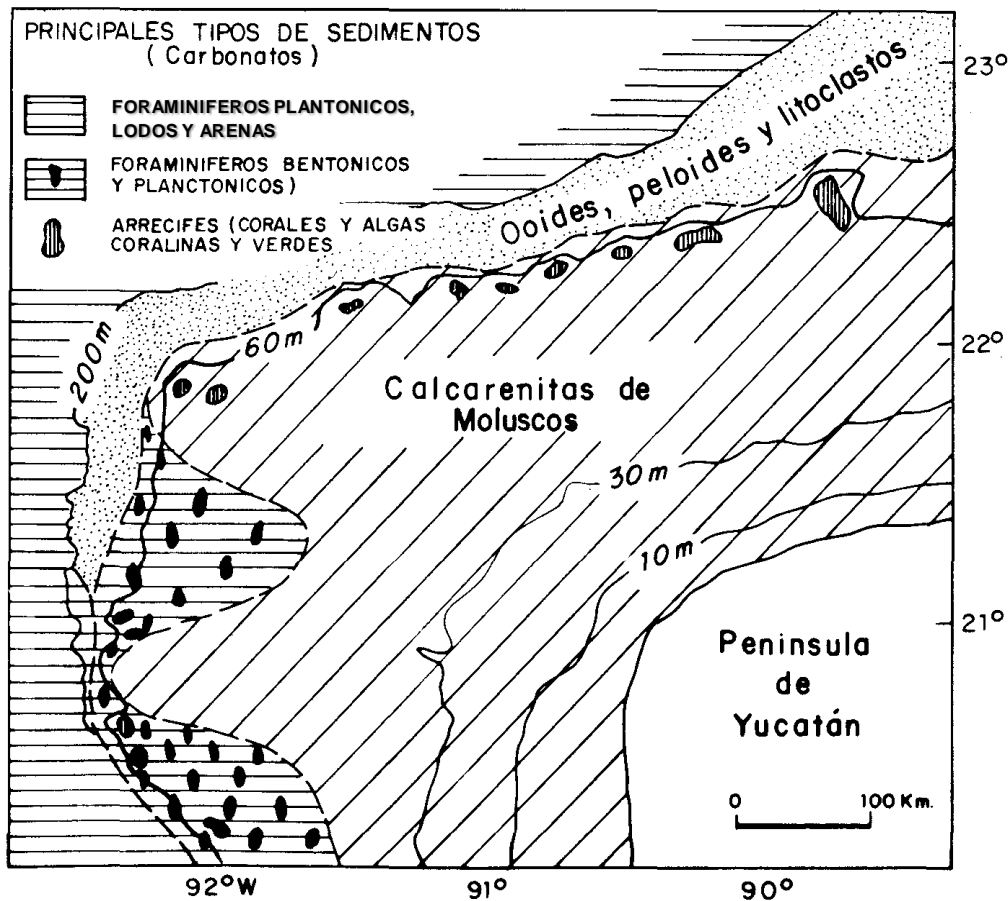


Figura 2.92 Batimetría y distribución de los principales tipos de sedimentos carbonatados de la parte occidental en la Plataforma de Yucatán, México (modificada de Logan y otros, 1969), (tomada de Arche, 1992).

La plataforma se desarrolla sobre una antigua superficie kárstica y casi no tiene aportes terrígenos debido a la poca altura de las áreas continentales adyacentes. Desde el punto de vista morfológico esta plataforma constituiría una verdadera rampa con ruptura de pendiente distal, pero en cuanto a la sedimentación del holoceno se puede considerar como una plataforma inundada, Read (1982).

El otro ejemplo actual se ubica en el Golfo Pérsico, el cual, topográficamente, constituye una verdadera rampa homoclinal; sin embargo, se presentan características especiales que contribuyen a modificar el modelo, ya que la productividad carbonatada orgánica es muy limitada y en la mayor parte del fondo marino (partes más externas) se desarrolla en la actualidad una superficie endurecida perforada (*hard ground*), que soporta una comunidad específica adaptada a suelos duros y que no es precisamente muy activa como productora de carbonato de calcio. Como en las partes próximas a la línea de costa hay una alta producción de partículas carbonatadas (oolitos), esto hace que se esté originando un desequilibrio, de forma que la parte más interna de la plataforma crece verticalmente dando una topografía positiva relativa con respecto al fondo general del golfo. El modelo se complica hasta el punto de que como ocurre en el área de Trucial, en la línea de costa se desarrolla actualmente una "micro rimmed platform", es decir, un modelo reducido de plataforma con laguna interna (figura 2.93). En este sentido, para este sector habría que hablar de una rampa con barrera de llanuras oolíticas-pelletoidales. ("Ramp-oid-pellet barrier complex" de Read, 1985).

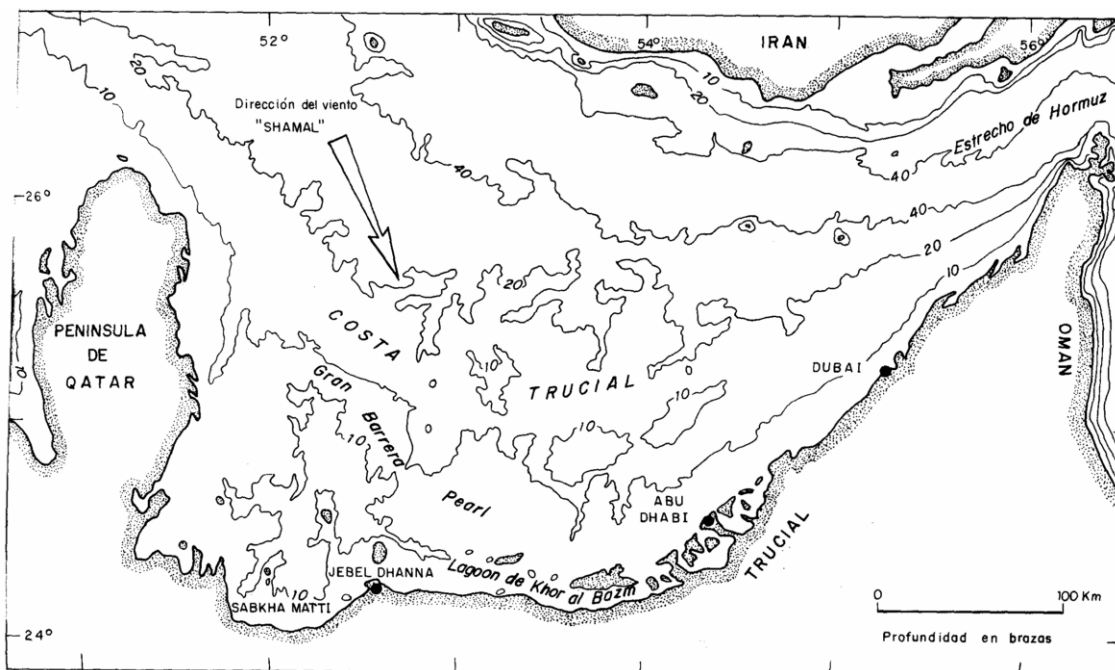


Figura 2.93 Plataforma del Golfo Pérsico. Compleja laguna interna con barrera, en la costa Crucial (una braza = 1.82 m) (modificada de Hill, 1978), (tomada de Arche, 1992).

### 2.3.3 ESQUEMAS GENERALES DE DISTRIBUCIÓN DE FACIES.

La mayor parte de las rocas carbonatadas que se han formado a través de la historia geológica, están relacionadas con las grandes plataformas epicontinentales. Como se ha visto anteriormente, la sedimentación en estas plataformas viene condicionada por muy diversos factores, hidrológicos, climáticos, orgánicos, tectónicos, etc., que influyen muy directamente en la distribución de facies en el modelo.

En 1965, Irwin, teniendo en cuenta el régimen energético, construyó un modelo compuesto por tres zonas o cinturones de distinto nivel de energía, en función de la intersección del perfil de la plataforma con dos planos horizontales: el nivel de base del oleaje y el nivel del mar (figura 2.94):

La zona X es la más profunda, situada bajo el nivel de base del oleaje, y por tanto, de baja energía. Los sedimentos son lodos micríticos poco lavados.

La zona Y, o zona intermedia, está afectada por las olas, siendo pues de alta energía; se forman barras y llanuras de arenas esqueléticas y oolíticas y arrecifes.

La zona Z, situada en la parte interna y protegida, es decir, en la zona de sombra del cinturón y, se caracteriza por una baja energía, con sedimentos de lodos peletoidales, dolomías, estromatolitos de algas y evaporitas.

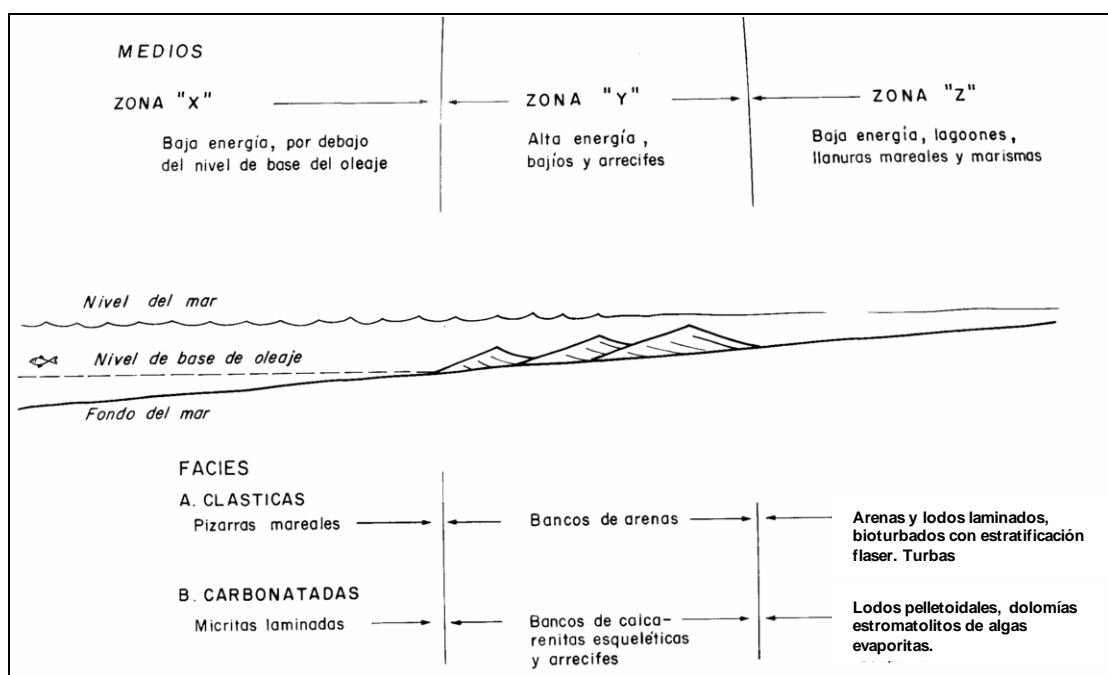


Figura 2.94 Modelo sedimentario de plataforma epicontinental en función de los niveles de energía (modificada de Selley, 1976, basado de Irwin, 1963), (tomada de Arche, 1992).

Wilson, en 1975, tras un estudio intensivo de gran cantidad de ejemplos de plataformas carbonatadas actuales y antiguas, y teniendo en cuenta no sólo los niveles de energía en la plataforma, sino también otros tipos de factores condicionantes, construyó un modelo estándar que por medio de nueve sectores de facies, trata de reflejar la distribución de facies que se puede producir en una plataforma carbonatada cualquiera (tabla 2.9). Lógicamente en ningún modelo se van a dar todos los sectores, puesto que existen multitud de factores propios de cada ejemplo que pueden alterar el desarrollo y distribución de facies. Sin embargo, el modelo de Wilson resulta enormemente útil a la hora de predecir las facies en un modelo antiguo, teniendo en cuenta sobre todo que al no tener actualmente plataformas comparables a las que existieron en el Paleozoico y Mesozoico, debemos muchas veces recurrir a modelos conceptuales.

NUMERO DE FACIES	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
FACIES	Cuenca (euxínica o evaporítica). a) Clásticos finos. b) Carbonatos. c) Evaporitas.	Plataforma abierta (marino nerítico abierto). a) Carbonatos. b) Pizarras.	Carbonatos del pie del talud. Límite de la plataforma profunda.	Talud S.S. a) Sedimentos estratificados de grano fino, b) deslaminados. b) Calcaremitas. c) Masas de lodos calcáreos.	arenal orgánico. a) Masas boundstone. b) Cintas sobre acumulaciones de restos orgánicos y fangos calcáreos; boundstone. c) Ballastone.	Calcaremitas de borde de la plataforma. a) Bajos de calcarenitas. b) Islas con dunas de calcarenitas.	Plataforma abierta (lagoon de plataforma) (marino normal, fauna limitada). a) Cuerpos calcareníticos. b) Areas wackestone-mudstone biobermos. c) Areas de clásticos terrígenos.	Plataforma restringida. a) Wackestone bioclástica en lagunas y bahías. b) Calcaremitas lito-bioclásticas en canales mareales. c) Lodos calcáreos en llanuras mareales. d) Niveles siliciclásticos finos intercalados.	Llanura supramareal evaporítica. a) Anhidrita nodular y dolomita en llanuras saladas (sebkhas). b) Evaporitas laminadas en salinas (ponds).
LITOLOGIA	Pizarras o limos oscuros, calizas en bancos delgados, relleno evaporítico con sales en caso de desecación.	Calizas muy fosilíferas intercaladas con margas. Estratos bien diferenciados.	Calizas de grano fino, localmente con sílex.	Variable, dependiendo de turbulencia del agua en la parte superior del talud líticas sedimentarias y calcarenitas.	Caliza y dolomía masiva.	Calcaremitas oolíticas o dolomitas.	Variable carbonatos y clásticos.	Generalmente dolomitas y calizas dolomíticas.	Dolomita y anhidrita irregularmente laminadas, pueden pasar a capas rojas.
COLOR	Marrón oscuro, negro, rojo.	Gris, verde, rojo, marrón.	Oscuro a claro.	Oscuro a claro.	Claro.	Claro.	Oscuro a claro.	Claro.	Rojo, amarillo, marrón.
TIPO DE GRANO Y TEXTURA DEPOSICIONAL	Calizas mudstone, calcinitas finas.	Calizas wackestones bioclásticas y de fósiles enteros, algunas calcimolitas.	Principalmente calizas mudstone con algunas calcimolitas.	Calcaremitas y wackestone-packstones bioclásticas. Litolitos de tamaño variable.	Boundstones y grainstone en los huecos packstones.	Grainstones bien clasificadas, redondeadas.	Gran variedad de texturas: de grainstone a mudstone.	Mudstone grueso y pelotoidal, grainstone mudstone laminadas, wackestone con litolitos gruesos en canales.	
CUERPOS SEDIMENTARIOS DE SEGUNDO ORDEN			Debris flow y turbiditas de estratos finamente laminados.	Bloques gigantes de talud. Cavidades grandes raras. Montículos de la pendiente.	Montículos de pendiente. Arrecifes monticulares. Boundstones. Arrecifes marginales y de barra. Espolones y canales.	Islas. Dunas. Barras de barrera. Bocas y canales.	Deltras mareales. Lagunas de lagoon. Montículos de plataforma típicos. Algas mar columnares. Canales y barras mareales de calcarenitas.	Llanuras mareales. Malmos de canales. Charcos y lagunas. Cinturones de tapices de algas.	Domos de anhidrita. Estratocolumnas. Cuestas laminadas de yeso. Salinas (ponds). Sebkhas (llanuras evaporíticas).
ESTRATIFICACION Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	Laminaciones milimétricas muy regulares. Sedimentación rítmica, laminación cruzada de ripples.	Bioturbación abundante, de dejada a media. Capas onduladas o modulares. Las superficies de estratificación pueden mostrar diastemas.	Laminaciones menores. A menudo capas masivas, lentolares o gradadas. Litolitos y bloques exóticos.	Deslizamientos en sedimentos blandos. Estratificación de forat. Bioherms. Bloques exóticos.	Estructura orgánica masiva y vaznosas abiertas con cavidades erradas. Laminación contraria a la gravedad.	Estratificación cruzada de media y gran escala.	Pistas (bioturbación muy intensa).	Estructura femestral. Estratimolitas. Laminación milimétrica. Estratificación gradada. Costas de dolomía. Calcaremitas con estratificación cruzada en canales.	Alternancia anhidrita-yeso. Nodular, roetas mud craks, euctas «lacion wire», laminaciones irregulares y Caliches carbonatados.
COMPONENTES CLASTICOS TERRIGENOS	Limos y pizarras cuarzosos, limolitas de grano fino, sílex.	Limos, limolitas y pizarras cuarzosos. Estratos bien diferenciados.	Algunas pizarras, limos y arcillas de grano fino.	Algunas pizarras, limos y arcillas de grano fino.	Ninguno.	Solamente algo de mezcla de arenas cuarzosas.	Capas terrígenas y calcáreas bien diferenciadas.	Detritico-terrigenos y carbonatos en estratos bien diferenciados.	Niveles eólicos (derivados de tierra firme) que pueden dar unidades importantes.
COMUNIDAD ORGANICA	Exclusivamente fauna neotónica-pelágica. Localmente abundante en los planos de estratificación.	Fauna conchifera muy diversa, tanto de infauna como de epifauna.	Restos de bioclastos provenientes en su mayor parte de la zona superior de la pendiente.	Colonias de organismos benthos. Comunalidad in situ habiendo ciertos nichos.	Colonias constructoras de arenas mayores con formas ramificadas en los huecos. Comunalidad in situ habiendo ciertos nichos.	Pocos organismos indígenas. Comunidades especializadas. Restos de conchas en general desgastadas por abrasión, procedentes de otros medios de la plataforma.	Generalmente carece de fauna de mar abierto (ejemplo: Equinodermos, braquiopodos, celatropodos). Aparecen: moluscos, esponjas, foraminíferos, algas verdes y azules-verdes). Patches arrecifales.	Fauna muy limitada. Gasterópodos, algas (principalmente azules-verdes), ciertos foraminíferos (milolitos) y estracodos.	Excepto las algas estromatolíticas, principalmente fauna alóctona.
MICROFACIES TIPO (Microfacies estándar de Wilson)	1.—Epicrita. 2.—Caliza limosa microbioclástica. 3.—Micrita pelágica. Pizarras de radiolarias.	2.—Caliza limosa microbioclástica. 8.—Conchas enteras en micrita. 4.—Microbrecha bioclástica-troclástica. 9.—Wackestone bioclástica. 10.—Granos recubiertos de micrita.	2.—Caliza limosa microbioclástica. 3.—Micrita pelágica. 4.—Microbrecha bioclástica-troclástica.	4.—Microbrecha bioclástica-troclástica. Corp. merado litológico. 5.—Grainstone-Pelagone bioclástica-Fluorone. 6.—Rudstone arenolítico.	7.—Boundstone. 11.—Grainstone bioclásticas con resquebrajamiento o desgaste de los granos. 12.—Coquina (conchas rotas).	11.—Grainstones bioclásticas de granos revestidos o desgastados. 12.—Coquina (conchas rotas). 13.—Grainstones bioclásticas encoladas. 14.—Brechas «lags» (erosion). 15.—Dolita.	8.—Conchas enteras en micrita. 9.—Wackestones bioclásticos. 10.—Granos con cubierta micritica. 16.—Pelagoparitas. 17.—Graptone y oncolites en micrita. 18.—Grainstone de foraminíferos, clayclásticas.	16, 17 y 18.—Micrita laminada fenestral-pelotoidal. 21.—Micritas spongiorrómicas. 22.—Micrita oncolita. 23.—Micrita pura no laminada. 24.—Rudstone en canales.	20.—Micrita estromatolítica. 23.—Micrita pura no laminada. Anhidrita esterolitica.

Tabla 2.9 Esquema general de distribución de facies en el modelo estándar de Wilson, 1975 (tomada de Arche, 1992).

A continuación, de forma muy resumida, se describen cada uno de los cinturones de facies:

### I. Cuenca (euxínica o evaporítica).

Son facies que se acumulan en zonas profundas, por debajo de la línea de agotamiento del oxígeno, por lo tanto en condiciones euxínicas la mayor parte de las veces, lo que impide la existencia de bentos. De esta forma los sedimentos consisten, principalmente, en arcillas y carbonatos laminados no bioturbados, con organismos neotónicos y planctónicos bien conservados, que tras la muerte caen al fondo. También pueden darse condiciones hipersalinas en ciertas circunstancias especiales de aislamiento, dando lugar a veces a importantes depósitos de halita.

### II. La plataforma abierta profunda (nerítica).

Se sitúa sobre la línea de agotamiento del oxígeno y por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, aunque cuando éstas son muy fuertes puede verse parcialmente afectada, desarrollándose capas de tormenta. Aparecen sobre todo calizas nodulares (micritas) y margas, con abundante epifauna e infauna, lo que hace que los sedimentos estén frecuentemente bioturbados.

### III. El pie del talud.

La profundidad, las condiciones del oleaje y el nivel de oxigenación son variables, pudiendo ser equivalentes a los del sectores I o II: Esta zona se sitúa al pie de la pendiente de la plataforma productora de carbonatos y los sedimentos procedentes de ella (turbiditas, bloques exóticos, olistostromas, etc.) se intercalan con depósitos pelágicos y hemipelágicos.

### IV. El talud s.s.

Se sitúa en general por encima del nivel de oxigenación y por debajo del nivel de base del oleaje normal. Los sedimentos en su mayor parte proceden de la plataforma: brechas, calcarenitas resedimentadas, deslizamientos, bloques exóticos, etc. Pueden



encontrarse localmente montículos arrecifales. La estratificación característica es de capas inclinadas a gran escala (clinoformas) y está determinada por abundantes deslizamientos debido a la fuerte pendiente.

#### V. El arrecife orgánico.

El carácter de las construcciones orgánicas varía en función de gran cantidad de factores, algunos de los cuales son: el régimen hidráulico, la inclinación de la pendiente, la productividad orgánica, la capacidad constructora, el tipo de comunidad arrecifal, la frecuencia de exposiciones subaéreas y la cementación. Se producen principalmente calizas masivas esqueléticas (bundstones, rudstones y floatstones).

#### VI. Las calcarenitas del borde de la plataforma.

Se disponen en llanuras, barras maréales, islas barrera y deltas mareales; son fundamentalmente oolíticas y/o esqueléticas, y se forman en profundidades de agua entre 10 y 5 m y con frecuentes emersiones. Las comunidades bentónicas son muy pobres, ya que al ser un medio de alta energía y sobre todo de fondo inestable, las condiciones no son adecuadas para el bentos.

#### VII. La plataforma somera no restringida.

Se incluyen aquí las lagunas internas abiertas y las bahías que se encuentran detrás del borde externo de la plataforma. La comunicación marina es buena, pero se trata de una zona muy somera, muchas veces de unas pocas decenas de metros de profundidad, por lo que puede estar sometida a fuertes cambios estacionales (temperaturas, aporte de agua dulce), lo que hace que el cambio ambiental sea a menudo alto. Aparecen frecuentemente micritas con intercalaciones de calcarenitas procedentes del cinturón de borde de la plataforma (mantos calcareníticos).

#### VIII. La plataforma restringida.

Constituida por las charcas permanentes, las lagunas mal comunicadas y las llanuras maréales. Son medios de un alto cambio ambiental porque las condiciones tan someras y las exposiciones subaéreas frecuentes, provocan cambios rápidos de temperatura y de salinidad. Así, la fauna suele ser restringida, formada por comunidades de organismos en general poco diversificadas. Los sedimentos provienen en su mayor parte de tormentas, arrastrados desde el mar hacia tierra. La cementación temprana es un fenómeno común.

#### IX. La llanura supramareal evaporítica.

En las zonas supramareales con una evaporización neta muy alta, se produce la formación de yesos y anhidrita y otros minerales evaporíticos, tanto primarios como diagenéticos. El agua del mar inunda la llanura sólo esporádicamente durante las tormentas y llena las lagunas o charcas, evaporándose después y precipitándose las evaporitas. La evapotranspiración capilar es también importante (sebkhas) y un efecto muy común es la dolomitización temprana del aragonito preexistente.

Aunque en el esquema de Wilson no viene representado, en climas húmedos este último sector podría estar sustituido por la llanura supramareal con marismas (lodos laminados y niveles estromatolíticos).

El modelo de Wilson constituye un ejemplo teórico completo de prácticamente todas las facies y posibilidades que se encuentran tanto en medios antiguos como modernos. Aunque evidentemente en ningún modelo se pueden dar todos los sectores de distribución, ni siquiera en el mismo orden de aparición.

Si se comparan las distribuciones de facies de los distintos modelos de plataformas carbonatadas establecidos por Read (1982), con los sectores de facies del modelo de Wilson (1975), se puede observar que cada una de las diferentes facies que se

encuentran tanto en una plataforma con laguna interna como en una rampa, tienen su representación dentro de un sector de facies en el modelo de Wilson.

### 2.3.4 MEDIOS AMBIENTES DE DEPÓSITO DE MAR ABIERTO.

Esta parte del trabajo comprende el estudio de los ambientes sedimentarios de carbonatos en distintas profundidades de los océanos con las regiones fuera de las plataformas continentales, como el talud, las llanuras abisales, las cuencas oceánicas, las planicies abisales, las dorsales, etc.

#### 2.3.4.1 Sedimentación pelágica.

Los sedimentos pelágicos son los materiales depositados en los medios marinos más alejados del continente fuera de la plataforma continental.

Murray y Renard (1891) llamaban sedimentos pelágicos a los materiales depositados a una considerable distancia del continente, en los que la fracción detrítica es escasa, siendo los más característicos los lodos orgánicos y las arcillas abisales. Con frecuencia se ha utilizado el término pelágico como sinónimo de marino profundo, sin embargo se insiste en la idea de que su carácter diferencial es la lejanía de costas (fuera de la plataforma) y no su profundidad, por lo que se consideran también como sedimentos pelágicos, los sedimentos acumulados sobre las elevaciones submarinas (seamounts o guyots) a veces de escasa profundidad.

La nomenclatura muestra alguna confusión cuando se introducen los términos de hemipelágicos y eupelágicos (o pelágicos). Los materiales hemipelágicos son fundamentalmente los lodos terrígenos, localizados en los sectores más próximos a los continentes, y los materiales eupelágicos son los depósitos de origen químico, los lodos orgánicos y las arcillas que se depositan en los fondos de los mares, alejados del continente.

El término pelágico, tiene una doble acepción: por una parte para denominar a todos los sedimentos de áreas alejadas del continente (hemipelágicos + eupelágicos) y por otra para denominar exclusivamente a los eupelágicos. En sedimentos modernos la nomenclatura tiene solamente las dificultades ya indicadas, sin embargo en materiales antiguos éstas aumentan, ya que en primer lugar es necesario diferenciarlos de los materiales depositados en las áreas más profundas de la plataforma y en segundo lugar debe realizar la diferenciación entre los materiales hemipelágicos y los depósitos finos (lutitas) de origen turbidítico.

En este capítulo se utiliza el término pelágico en su sentido más amplio, para denominar a todos los materiales sedimentarios (hemipelágicos y eupelágicos) depositados en medios marinos alejados de costas y fuera de la plataforma continental; esta consideración ha sido utilizada por numerosos autores como Berger, 1974; Jenkyns, 1978, 1986 y Boer, 1984.

Los procesos que condicionan el depósito de los materiales pelágicos son la precipitación química, la acción de los organismos y la decantación de la fracción fina (junto con la floculación de geles). Se excluyen de esta consideración los depósitos de áreas marinas profundas formados por flujos de sedimentos por gravedad que darían lugar a la turbiditas a los abanicos submarinos y facies afines. Igualmente se excluyen los depósitos ligados a acumulaciones de material sólido de tamaño diverso que es llevado a zonas alejadas de costas por los hielos flotantes (icebergs) y que forman los materiales glaciomarinos de las zonas frías del planeta.

## Métodos de estudio.

El estudio de la sedimentación en los fondos marinos exige una metodología especial para su comprensión, ya que en ellos no se pueden aplicar los métodos de observación directa como en otros medios más accesibles a los seres humanos como son los ambientes costeros y continentales.

Los métodos oceanográficos comprenden técnicas desarrolladas por la Geología Marina, con las que se puede conocer la distribución (actual y pasada) de los sedimentos, la geometría de los cuerpos sedimentarios, así como realizar observaciones parciales de fondos marinos. Las técnicas de Geología Marina de interés en la Sedimentología y la Estratigrafía son las siguientes:

a) Métodos de observación.- Dentro de ellos se pueden considerar las técnicas de observación directa la cual se realiza mediante pequeños sumergibles (batiscafos) que permiten al investigador descender a los fondos marinos y observar, fotografiar y filmar materiales, procesos y fenómenos biológicos y geológicos. Igualmente se pueden incluir las técnicas de observación indirecta consistentes en la inmersión de un equipo fotográfico o de filmación, que igualmente permite obtener imágenes con gran detalle de los fondos marinos.

b) Métodos de muestreo.- Se pueden diferenciar dos tipos: 1) Dragas con las que se obtienen muestras superficiales del material del fondo marino (figura 2.95.b). 2) Núcleos (en inglés cores) (figura 2.95.a), que nos permiten obtener muestras cilíndricas de los sedimentos más superficiales, compactados o no; estos núcleos normalmente tienen longitudes de 3 a 5 metros (excepcionalmente hasta 30 m), lo que pueden significar el registro sedimentario de los últimos cientos de miles de años (a veces, hasta millones de años), dada la lenta velocidad de sedimentación de los materiales pelágicos.

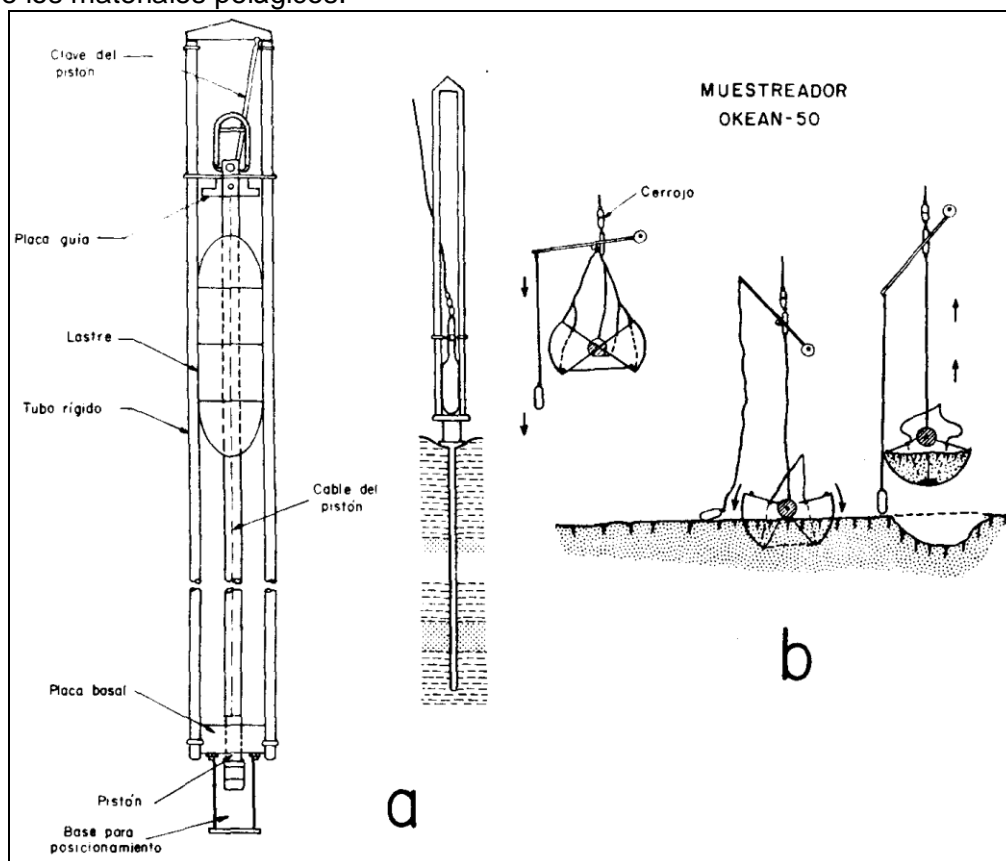


Figura. 2.95 Técnicas de muestreo de los fondos marinos desde barcos oceanográficos (figuras de Lisitzin, 1972). a) Núcleos (cores); en la figura de la izquierda se representa el equipo para la obtención de núcleos y en la figura de la derecha se muestra la posición cuando se clava en el fondo para tomar la muestra. b) Equipo de draga para toma de muestras superficiales (tomada de Arche, 1992).

c) Perfiles sísmicos.- Se utilizan numerosas técnicas geofísicas diferentes tanto de reflexión como de refracción; las que permiten obtener un alto grado de resolución sobre la geometría de los cuerpos rocosos más superficiales y suministran información de niveles someros a profundos. Son técnicas cada vez más utilizadas tanto en la investigación como en la exploración petrolera, ya que permiten obtener información abundante y fiable sobre la composición, geometría y disposición de los materiales de los márgenes continentales por debajo del fondo marino (figura 2.96). Es además la técnica fundamental que se utiliza para localizar trampas petroleras, bajo los fondos marinos, razón por la cual el número de perfiles realizados crece continuamente.

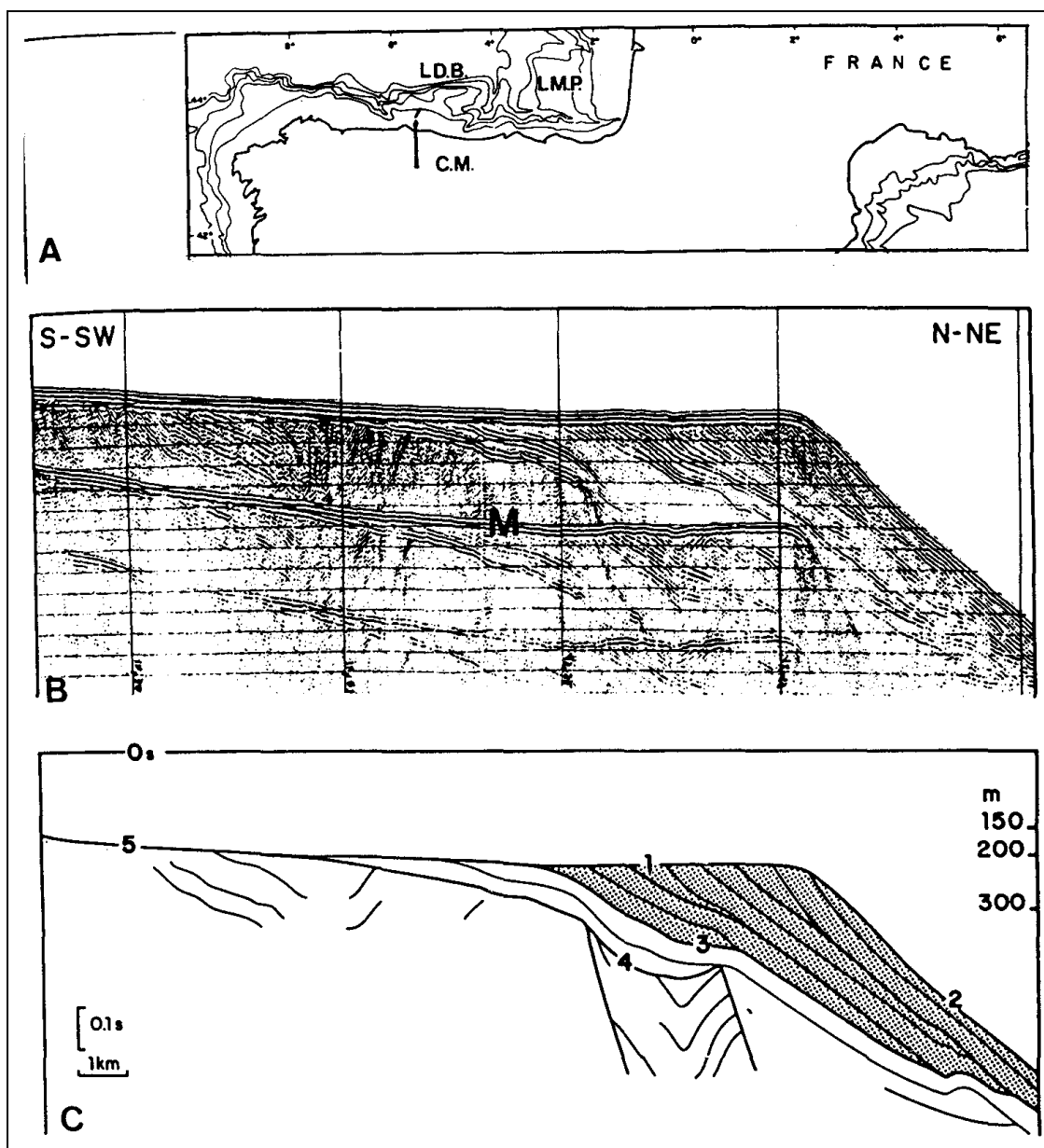


Figura 2.96 Perfiles sísmicos en la margen continental del Cantábrico, original de Mougenot y otros (1983). A) Mapa de localización del perfil (CM: Cordillera Cantábrica; LDB: Le Danois Bank; LMP: Landes Marginal Plateau). B) Perfil sísmico (M: Múltiple). C) Interpretación geológica del perfil sísmico; leyenda: 1 - Superficie erosiva o no depositacional truncando las capas progradantes del Neógeno. 2 - Superficie de progradación del talud. 3 - Techo de los materiales del Eoceno Superior. 4 - Superficie erosiva del Eoceno Medio, cortando a los materiales más antiguos. 5 - Superficie erosiva Cuaternaria (tomada de Arche, 1992).



d) Sondeos marinos profundos (muestras de canal y núcleos).- Suministran una excelente información, ya que se obtiene la columna estratigráfica de los materiales cortados, a la vez que suministran material sólido (núcleos) que permiten calibrar a los registros geofísicos de pozo que son, de gran importancia para completar la información sobre los materiales existentes bajo los fondos marinos.

La investigación oceanográfica ha tenido un desarrollo muy desigual en los últimos dos siglos (figura 2.97). La primera campaña oceanográfica fue la expedición del Challenger (1872-1876), en uno de cuyos documentos publicados por Murray y Renard, en 1891, se describen por primera vez los sedimentos pelágicos de los fondos de los océanos.

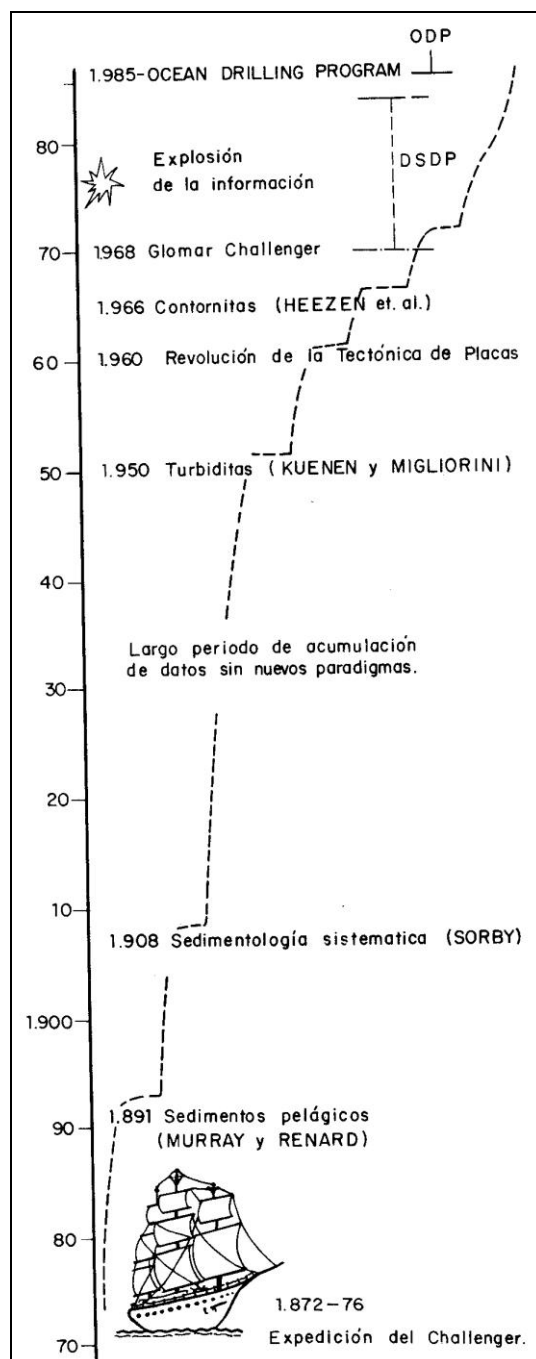


Figura 2.97 Gráfico donde se muestra la evolución del conocimiento sobre los sedimentos pelágicos y sobre la sedimentación marina en general, modificado ligeramente de Stow y Piper (1984), (tomada de Arche, 1992).

En 1908 Sorby reestudia los datos de dicha expedición y hace un planteamiento sistemático que permite un nuevo avance del conocimiento. De 1908 hasta 1950 tuvo lugar la acumulación de nuevos datos del fondo oceánico; al mismo tiempo aparecen las primeras interpretaciones genéticas de rocas estratificadas de dominios geosinclinales comparadas con los sedimentos actuales de fondos de océanos. Cabe destacar que en este intervalo de tiempo las aportaciones de Heim (1924, 1936, 1946) con planteamientos sedimentológicos que en gran parte tienen aun vigencia.

A partir de 1950 se produce lo que Stow y Piper (1984) definen como “revolución turbidítica”, también en 1950 Kuenen y Migliorini publican su trabajo clásico sobre las turbiditas, documento que puede considerarse como el “manifiesto de la revolución”, ya que implica un cambio radical en el enfoque del estudio de los sedimentos marinos y rocas sedimentarias atribuibles a ellos. Hasta la última fecha citada se había considerado que en los fondos marinos no existían sedimentos detríticos de las fracciones rudita y arena, y solamente habría lutitas y los lodos carbonados y silíceos. A partir de este trabajo se preparan un gran número de campañas de investigación oceanográfica y de geología de campo en regiones consideradas en ese tiempo como geosinclinales, para localizar depósitos turbidíticos, deducir sus características genéticas y su extensión tanto en el espacio como en el tiempo. Se establecen los primeros modelos sedimentarios donde se diferencian claramente los materiales pelágicos de los turbidíticos, y se desarrolla todo un cuerpo de doctrinas sobre los procesos y distribución de materiales turbidíticos.

Igualmente se produce un cambio fundamental en el desarrollo conceptual de la sedimentología que consiste en la valoración integral de las de estructuras sedimentarias como criterio fundamental de reconocimiento de medios sedimentarios. Este planteamiento hace que se incrementen de nuevo los estudios oceanográficos y los muestreos de los fondos marino con el fin de observar las secuencias de estructuras sedimentarias y así tener modelos actualistas para la interpretación genética de rocas sedimentarias antiguas.

En 1955 con motivo de la celebración del Año Geofísico Internacional, la investigación oceanográfica se incrementa de manera espectacular; se realizan campañas en casi todos los mares y océanos por barcos oceanográficos de diferentes países (USA, URSS, Reino Unido, Francia, etc.). Como consecuencia de esta nueva fase de acumulación de datos, se publican excelentes monografías sobre la mayoría de los mares. Como un buen ejemplo se tiene a la monografía de Menard (1964) sobre el Océano Pacífico y otra de recopilación que, sobre los diferentes mares y océanos hace Fairbridge (1966) en la Enciclopedia de Oceanografía.

El gran desarrollo de la investigación oceanográfica trae como consecuencia una auténtica revolución en el campo de la historia de la Geología, como es la emisión de la Teoría de la Tectónica Global o Tectónica de Placas. Las bases son planteadas en los primeros años de la década de 1960 a 1970, y ello condiciona un nuevo y espectacular desarrollo de las campañas oceanográficas, en especial en las regiones próximas a las dorsales, fosas oceánicas y fallas transformantes que permitieron llegar a conocer con detalle la evolución de los márgenes continentales, y proponer modelos alternativos a las teorías antiguas sobre los geosinclinales.

En la historia de la evolución del conocimiento de la sedimentación pelágica, Stow y Piper (1984) marcan otro hito en la emisión de la teoría sobre la contornitas (contourites) por Heezen (1966), que incita a nuevas investigaciones encaminadas a diferenciar y definir correctamente las turbiditas y las contornitas, ambas correspondientes a los materiales pelágicos.

Un nuevo punto obligado de referencia con respecto al avance del conocimiento de los fondos marinos ocurre en el año de 1968, donde se inicia uno de los programas científicos más interesantes en el campo de la Geología: “el Deep-Sea Drilling Project (DSDP)”, para este programa de investigación de 15 años (1968 a 1983) se asignó el barco oceanográfico “Glomar Challenger”, especialmente equipado con

instrumentación y laboratorios. Durante este tiempo se realizaron de manera permanente campañas que incluyeron núcleos continuos (se superaron los 75 km de núcleos entre todos los sondeos) en lugares previamente seleccionados a partir de los datos de geología de subsuelo aportados por la sísmica, de manera que permitieran suministrar información valiosa sobre los fondos marinos (figura 2.98). El programa, financiado de modo casi exclusivo por USA, contó con la participación de científicos de muy diversas nacionalidades y sus resultados fueron objeto de numerosas publicaciones tanto propias (Deep-Sea Drilling Project Reports) como artículos y monografías, por ejemplo la de Warme, 1981.

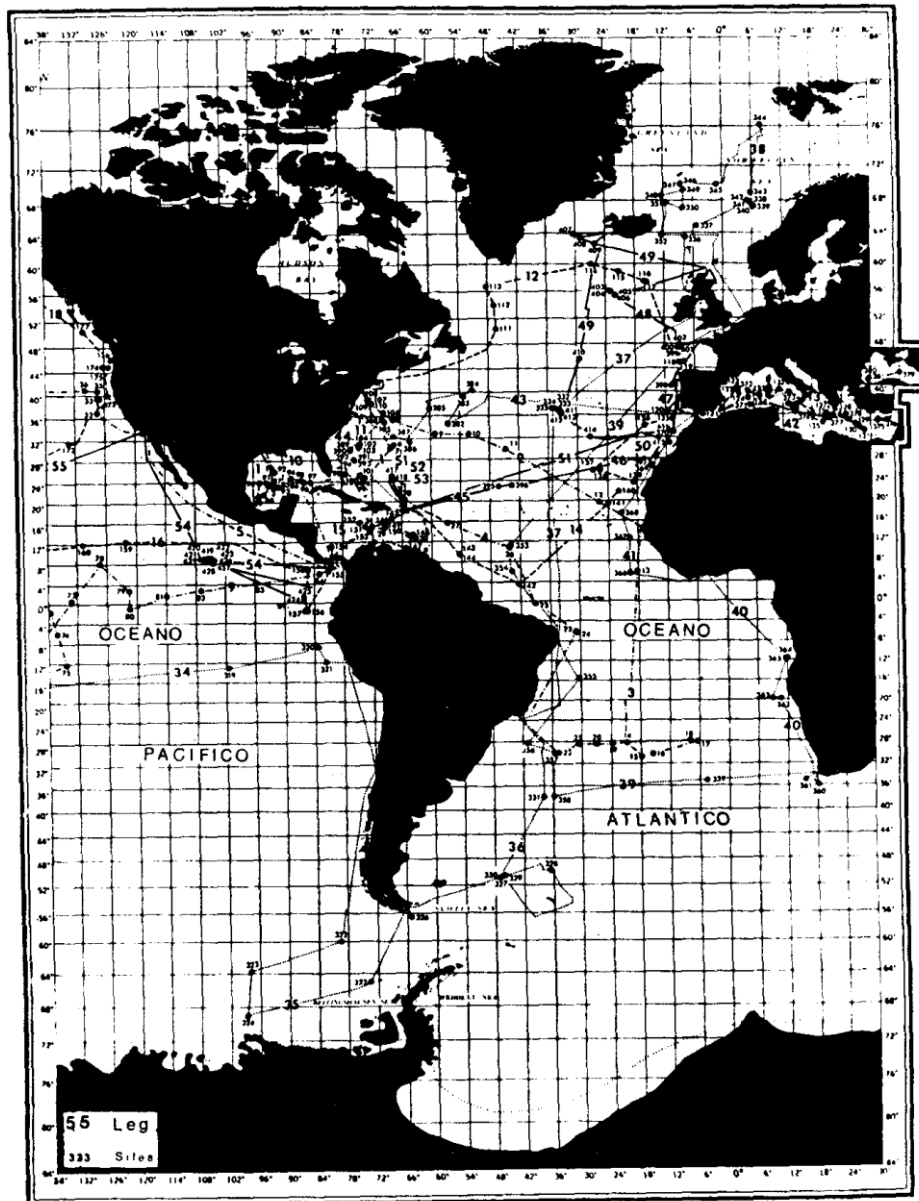


Figura 2.98 Itinerarios seguidos por el barco "Glomar Challenger" en una parte de los océanos durante los 10 primeros años del Deep-Sea Drilling Project (DSDP). Figura original de Warme (1981), (tomada de Arche, 1992).

En los últimos años una importante fuente de información ha sido suministrada por la exploración petrolera. Hasta hace pocos años la exploración se limitaba a la plataforma continental, ya que no se disponía de tecnología que permitiera la explotación comercial en fondos de más de 200 metros de profundidad, sin embargo el reciente avance de la tecnología permite, por el momento, realizar sondeos de interés comercial con una columna de agua hasta de 2.5 km. Con ello se han incrementado

las investigaciones en los márgenes continentales, tanto en prospección sísmica como en sondeos geofísicos. Los barcos oceanográficos que cuentan con posicionamiento electrónico permiten realizar sondeos en grandes columnas de agua se han perfeccionado y multiplicado, de manera que se pueden realizar sondeos de hasta 5,000 metros de profundidad en cualquier parte de los fondos marinos; siendo la única limitación el elevado costo de los mismos.

A esta fase corresponde una verdadera “explosión de la información” (figura 2.97), en ella hay que incluir el Ocean Drilling Program (ODP), proyecto que constituye la continuación del DSDP y que se realiza con el barco “Joides Resolution SEDCO/BP 471” (figura. 2.99), alquilado a compañías petroleras y preparado con mejoras notables con respecto al “Glomar Challenger”. La financiación de este proyecto es rechazado principalmente por USA, colaborando Canadá, Japón, Australia, Francia, Alemania, Reino Unido, así como un consorcio de diversos países europeos (entre ellos España). Este nuevo proyecto (ODP) se coordina con la información disponible por investigaciones previas tanto de sísmica como de sondeos, incluidos los realizados por compañías petroleras. De esta manera se pretende realizar los sondeos de núcleos continuos en los puntos donde con un menor costo (menor profundidad de perforación) suministre información que permita un mayor avance en el conocimiento de los fondos marinos.

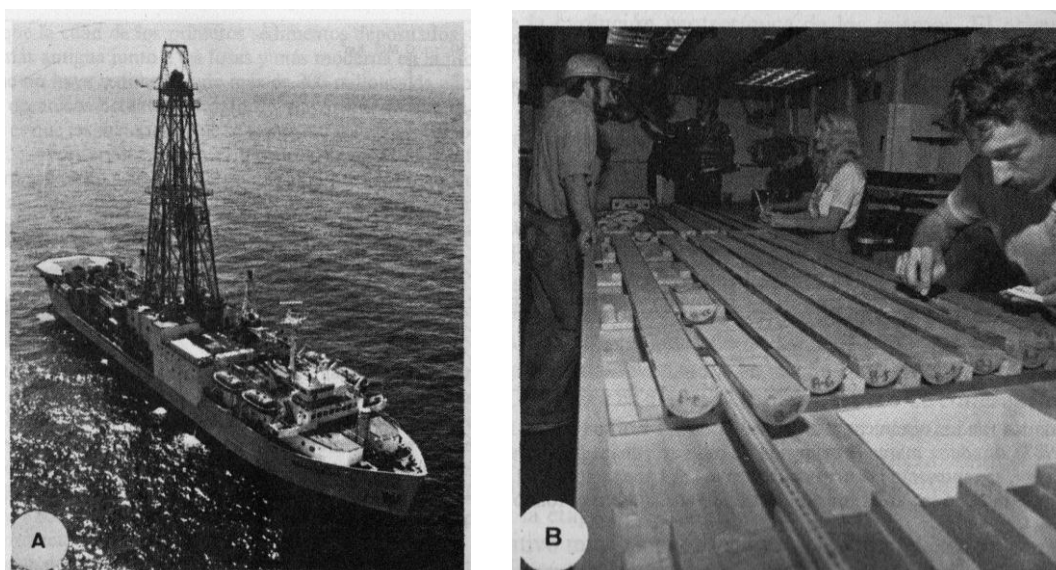


Figura 2.99 Barco oceanográfico “Joides Resolution Sedco / BP 471” con el que se opera en el Ocean Drilling Program (ODP). A) Vista aérea del barco. B) Detalle de uno de sus laboratorios donde se estudian los núcleos de los sondeos (tomada de Arche, 1992).

### Características generales de los fondos marinos.

Debido al gran desarrollo científico anteriormente descrito el conocimiento actual de los fondos marinos es bastante amplio, se dispone de cartas batimétricas, perfiles sísmicos, monografías, y revistas dedicadas exclusivamente a la Geología marina; en cualquier manual de Sedimentología se reproducen perfiles sísmicos y secuencias depositacionales como las que publica Mitchum (1977).

Desde el punto de vista fisiográfico; los fondos marinos (se excluye a la plataforma continental), se pueden diferenciar:

- a) Las llanuras abisales o cuencas oceánicas o planicies abisales.
- b) Las dorsales oceánicas.
- c) Volcanes submarinos.



Desde el punto de vista geotectónico, los fondos oceánicos son dinámicos ya que los sedimentos depositados se mueven junto con su substrato, como en una "cinta transportadora", desde la dorsal hacia la fosa con una velocidad de unos pocos centímetros al año (importante si se compara con la velocidad de sedimentación de los materiales pelágicos de cm o mm / 1,000 años). Los materiales que se depositan sobre el fondo oceánico tienden a permanecer mayoritariamente en el mismo y penetrar en las fosas, o formar prismas de acreción junto a las mismas, lo que explica el hecho de que en materiales que actualmente forma parte de los continentes, los sedimentos que se depositaron sobre corteza oceánica son muy escasos en contraste con la gran extensión actual de los mismos.

### Márgenes continentales.

El margen continental corresponde a las áreas adyacentes a los continentes que en su evolución tectónica pueden llegar a emerger formando una cadena montañosa, comprende la plataforma continental, el talud y las fosas oceánicas o planicies abisales (figura 2.7.b).

### Tipos de márgenes continentales.

Se diferencian dos tipos de márgenes continentales, que realmente corresponden a dos fases de la evolución geotectónica de los mismos: 1) El margen estable o pasivo o de tipo atlántico, a este tipo corresponde la mayoría de los bordes continentales (europeos, africanos y americanos) del Atlántico. 2) El margen activo, también denominado de tipo pacífico, por tener los bordes de este océano los que ofrecen los ejemplos más representativos.

### Fondos marinos profundos.

El fondo oceánico con una profundidad de entre 2,000 y 6,000 metros, ocupa alrededor del 80% del área oceánica, de esta se distinguen:

a) La llanura abisal.- Son superficies muy planas, de pendiente muy suave entre  $0,001^\circ$  a  $0,0001^\circ$  del fondo de la cuenca oceánica profunda. Se extiende de 2,000 m hasta los 6,000 m de profundidad. Se forman entre las dorsales oceánicas y los márgenes continentales, entre el pie del talud continental y una dorsal oceánica o una fosa, forma parte del 40% del fondo del océano, está entre las menos exploradas; son las principales zonas de sedimentación del planeta; bajo la capa de sedimentos, se encuentra la corteza oceánica.

Los escasos elementos destacados del relieve de las llanuras abisales son:

- Colina volcánica: colina submarina formada por la acumulación de materiales provenientes de una erupción volcánica.
- Isla volcánica: colina volcánica que, por sus dimensiones, llega a emerger de la superficie del mar formando una isla.
- Guyot: estructura tabular submarina cuyo origen puede atribuirse a antiguas islas volcánicas que fueron erosionadas al estar emergidas, quedando así su cima plana, posteriormente volvieron a hundirse en el fondo del mar.

A la llanura abisal no llega la luz del sol, tiene pocas formas de vida, de bacterias quimiosintéticas (que no realizan la fotosíntesis sino un proceso análogo desencadenado por los productos gaseosos provenientes del subsuelo en zonas volcánicas) y algunos animales invertebrados (ejemplo gusanos) y vertebrados (algunos peces).

b) Las dorsales oceánicas.- Son montañas submarinas alargadas del fondo oceánico que corren a lo largo de 80,000 km, se elevan desde el fondo del océano,

sin emerger sobre el nivel del mar y se ubican en el eje de los océanos o próximas a él.

En ellas abunda la actividad volcánica y sísmica porque corresponden a las zonas de formación de rocas que conforman las placas litosféricas en las que se está expandiendo el fondo oceánico. En promedio miden 1,000 km de ancho con una altura de 3,000 m.

c) Volcanes submarinos. Son secuencias ígneas de composición principalmente basáltica que se originan sobre fracturas profundas cuyos materiales pueden emerger formando islas; la mayoría de ellos se origina arriba de los "host pot" o puntos calientes.

### Materiales pelágicos que afloran en los continentes.

Uno de los objetivos básicos en todo estudio sedimentológico consiste en llegar a obtener en los sedimentos actuales, criterios que puedan servir para reconocer materiales antiguos del mismo medio sedimentario. En casi la totalidad de los medios, todos los materiales depositados en ellos tienen las mismas posibilidades de que puedan ser encontrados en materiales antiguos aflorando en los continentes. Por el contrario, en la sedimentación pelágica algunos materiales tienen muchas más posibilidades que otros de llegar a aflorar en los continentes. Ello implica que para poder utilizar el criterio anterior de reconocimiento aplicando el principio del actualismo hay que valorar las posibilidades de que materiales análogos a los actuales queden emergidos y afloren en los continentes.

Los materiales pelágicos afloran, como rocas sedimentarias en los continentes en dominios altamente deformados, así como en algunas áreas extensas de bordes de cratones subsidentes.

Se trata de antiguos márgenes continentales que han pasado por una etapa de margen pasivo y otra posterior de margen activo, a la que ha seguido una etapa de deformación que produjo la emersión de parte de los materiales. Fundamentalmente los materiales que afloran son los correspondientes a las partes del margen continental que tiene substrato de corteza continental. Dewey y Bird (1970) plantean tres modelos de deformación que dan lugar a la emersión. En el primero la deformación se debe exclusivamente a la subducción (figura 2.100.A), el segundo a una colisión de continente-arco insular (figura 2.100.B), el tercero una colisión continente- continente (figura 2.100.C). En todos los casos se puede ver que los materiales que forman la cadena montañosa serían los que se habrían depositado en la parte del margen continental cuyo substrato era corteza continental adelgazada. Sólo en algunos sectores minoritarios de algunas cadenas montañosas afloran materiales atribuibles a corteza oceánica (ofiolitas), con sedimentos de cubierta.

En los aulacógenos o ritts abortados la evolución de los mismos implica que no se forma corteza oceánica, sino que se trata de una zona de corteza continental adelgazada por efectos de fracturas. Los materiales pelágicos que se forman en estos dominios son muy similares a los de las partes más externas (cercanas al continente) de un margen continental de tipo pasivo. En el caso de bordes de cratones también puede haber episodios de sedimentación pelágica en las áreas más alejadas del cratón y siempre son depósitos en regiones con substrato de corteza continental.

Se concluye, por tanto, que los materiales pelágicos que se encuentran en los continentes formando parte de áreas plegadas y deformadas son mayoritariamente depósitos similares a los depósitos que ocurren de los márgenes continentales, en el sector que tenía substrato de corteza continental adelgazada. Localmente y en posición tectónica compleja, afloran materiales sedimentarios que se depositaron directamente sobre corteza oceánica en aguas profundas.

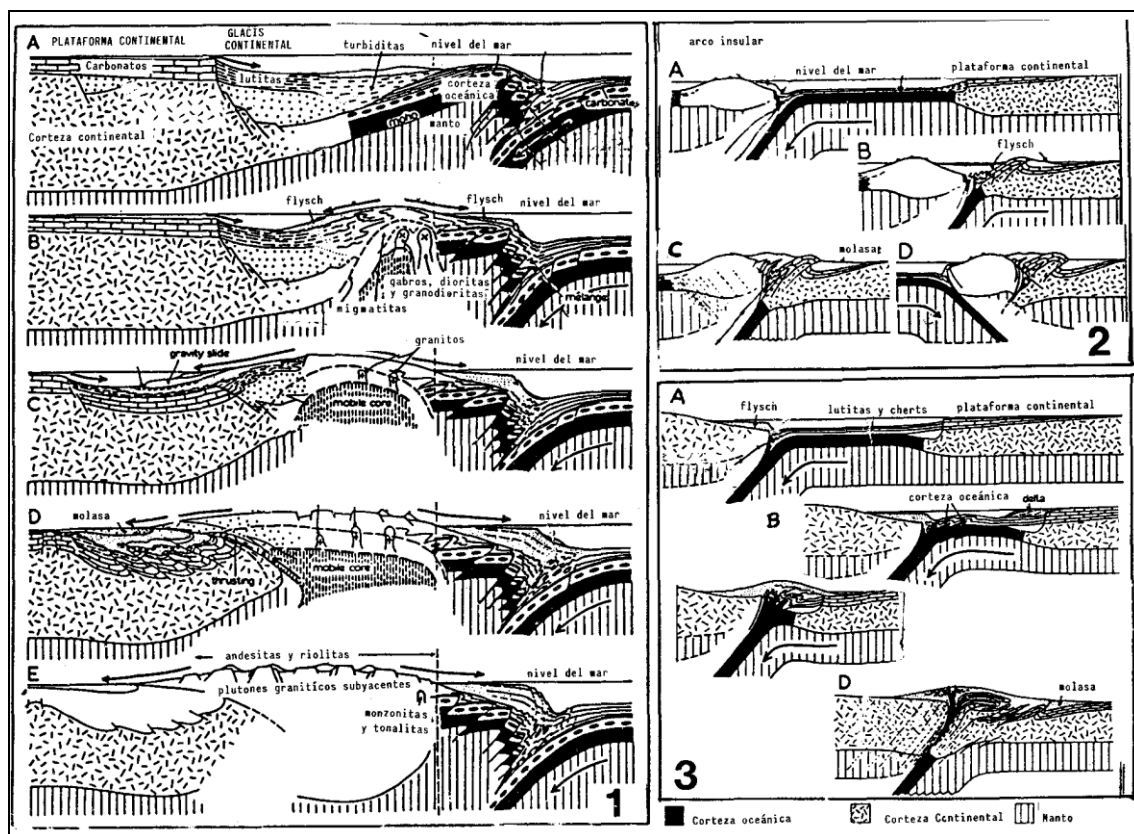


Figura 2.100 Gráficos de Dewey y Bird (1971) de evolución de márgenes continentales y cuencas sedimentarias hasta la deformación de cadenas montañosas. 1.-Modelo de evolución de tipo Cordillera o Andes. 2.- Modelo de colisión de continente y arco insular. 3.- Modelo de colisión Continente-Continente (tomada de Arche, 1992).

### 2.3.4.2. Características del medio.

Los factores que controlan el tipo y la distribución de los sedimentos pelágicos son muy diversos, así mismo el papel que desempeñan, en la interpretación de los medios marinos actuales, se describen a continuación.

#### Materiales en suspensión.

El agua de los mares y océanos contiene partículas sólidas en suspensión, son fundamentalmente partículas de origen inorgánico; que en la mayoría de los casos proceden de los continentes llevadas por los ríos o por el viento; otras han llegado como partículas coloidales, igualmente procedentes de los continentes. En menor proporción, se tienen materiales de origen cósmico (meteorítico).

El valor medio del material en suspensión en los mares y océanos es de 0.5 a 2 [gr / m<sup>3</sup>] "gramos por metro cúbico" (Lisitzin, 1972). Las variaciones en este contenido son controladas por gran número de factores (corrientes, clima, estación del año, profundidad, erosión de los continentes, etc.). Los valores máximos se alcanzan en la proximidad de los continentes, en regiones frías y especialmente en los mares cerrados; por ejemplo, en el Mar de Bering se tienen valores entre 10 a 15 [gr / m<sup>3</sup>], y en el Mar de Asoz de 13 a 15 [gr / m<sup>3</sup>]. Los valores mínimos corresponden al centro de los océanos (0.25 a 0.5 [gr / m<sup>3</sup>] en el centro del Pacífico).

El mayor contenido de materiales en suspensión favorece el depósito de lodos terrígenos (o de fracción terrígena dentro de otros sedimentos), por lo que este material será más abundante en los mares cerrados (por ejemplo: Mediterráneo, Negro, etc.) y en los bordes de los continentes, que en el centro de los océanos.

### Factores hidrodinámicos.

Como factores hidrodinámicos se consideran a todos los movimientos del agua que distribuyen tanto a los materiales en suspensión como las partículas coloidales, por el conjunto de los mares y océanos. Las corrientes son el principal agente, ya que la acción de las olas y las mareas en los medios pelágicos es muy escasa (al contrario que en la plataforma y en los medios costeros).

Las corrientes de deriva son corrientes superficiales producidas por la acción del viento que se mueven a una velocidad de 100 a 200 m/seg. El papel principal que desempeñan en los medios pelágicos, es distribuir las partículas procedentes de la plataforma (y no depositadas en ella) por todos los mares y océanos. Transportan la fracción arcillosa aunque pueden llevar, excepcionalmente, partículas de fracción arena, además de los materiales disueltos y geles.

Las corrientes de densidad, son movimientos en general lentos de grandes masas de agua que tienden a disponerse estructuradas en capas según su densidad. Las corrientes de densidad más características son las procedentes de los polos que van ocupando lentamente el fondo de todos los océanos; estas corrientes a una profundidad entre 1,000 y 2,000 metros tienen una velocidad media comprendida entre 2 y 8 cm/seg, a mayor profundidad la velocidad disminuye (0.2 a 0.8 cm/seg de 2,000 a 4,000 metros de profundidad y de 0.1 a 0.2 cm/seg, a más de 4,000 metros). En elevaciones del fondo marino (seamounts) las corrientes aumentan hasta 10 veces su valor, lo que produce una reducción notable de la velocidad de sedimentación con frecuentes interrupciones sedimentarias.

Una variante de las corrientes de densidad son las de paso de un mar a otro (por ejemplo de un mar cerrado a un mar abierto). Se trata de cambios de masas de agua que intentan amortiguar las diferencias de densidad, temperatura o salinidad entre las dos masas acuosas. Se pueden diferenciar dos tipos de circulación, desde un mar abierto a un mar cerrado; con las siguientes diferencias:

- 1) Tipo estuarino. Es aquella en la que las aguas superficiales salen y las profundas entran.
- 2) Tipo laguna interna o mediterráneo. Son aquellas que tienen una circulación en sentido contrario, o sea, superficial desde el mar abierto al cerrado (entran) y las aguas profundas salen.

Estos tipos de circulación entre cuencas y los cambios en los mismos regulan la existencia de fases con mayor o menor contenido en nutrientes. Cuando en una cuenca entran más nutrientes de lo que sale se producen los episodios anóxicos.

Las corrientes de contorno, definidas por vez primera por Heezen (1966), son aquellas que rodean a los continentes en especial entre el talud y la planicie abisal. Se producen por efecto de la rotación de la Tierra y siguen el mismo sentido que las fuerzas de Coriolis, su efecto más interesante es producir depósitos de sedimentos con características propias (las contornitas) con algunos rasgos similares a las turbiditas, pero diferenciadas de ellas especialmente por tratarse de bancos arenosos de menos de 5 cm de espesor, muy bien seleccionados, con escasa matriz lutítica y con laminación producida por concentración de minerales pesados. Las corrientes de contorno contribuyen también a la circulación de masas de agua con diferente contenido en nutrientes que pueden dar lugar a cambios en la sedimentación.

Las corrientes de turbidez y los flujos de sedimentos subacuados por gravedad, en general son corrientes esporádicas, con mayor densidad debido a la gran cantidad de material sólido que llevan consigo. Estas corrientes son las que depositan las turbiditas y los materiales con facies afines, que se intercalan entre los sedimentos pelágicos. Su metodología de estudio, el tipo de facies y su génesis son muy diferentes por lo que se estudian separadamente.



Factores climáticos.

El clima actúa de manera notable como factor regulador de los sedimentos pelágicos ya que controla tres factores interesantes como son: la temperatura, la salinidad y la distribución de los organismos en el agua.

La relación entre la precipitación anual y la capacidad de evaporación de cada región es un dato de interés para comprender la sedimentación en aguas profundas. En la figura 2.101.A se representa un gráfico de Lisitzin (1972), en el que se delimitan las áreas donde la precipitación es superior a la evaporación y aquellas otras donde la evaporación es superior a la precipitación.

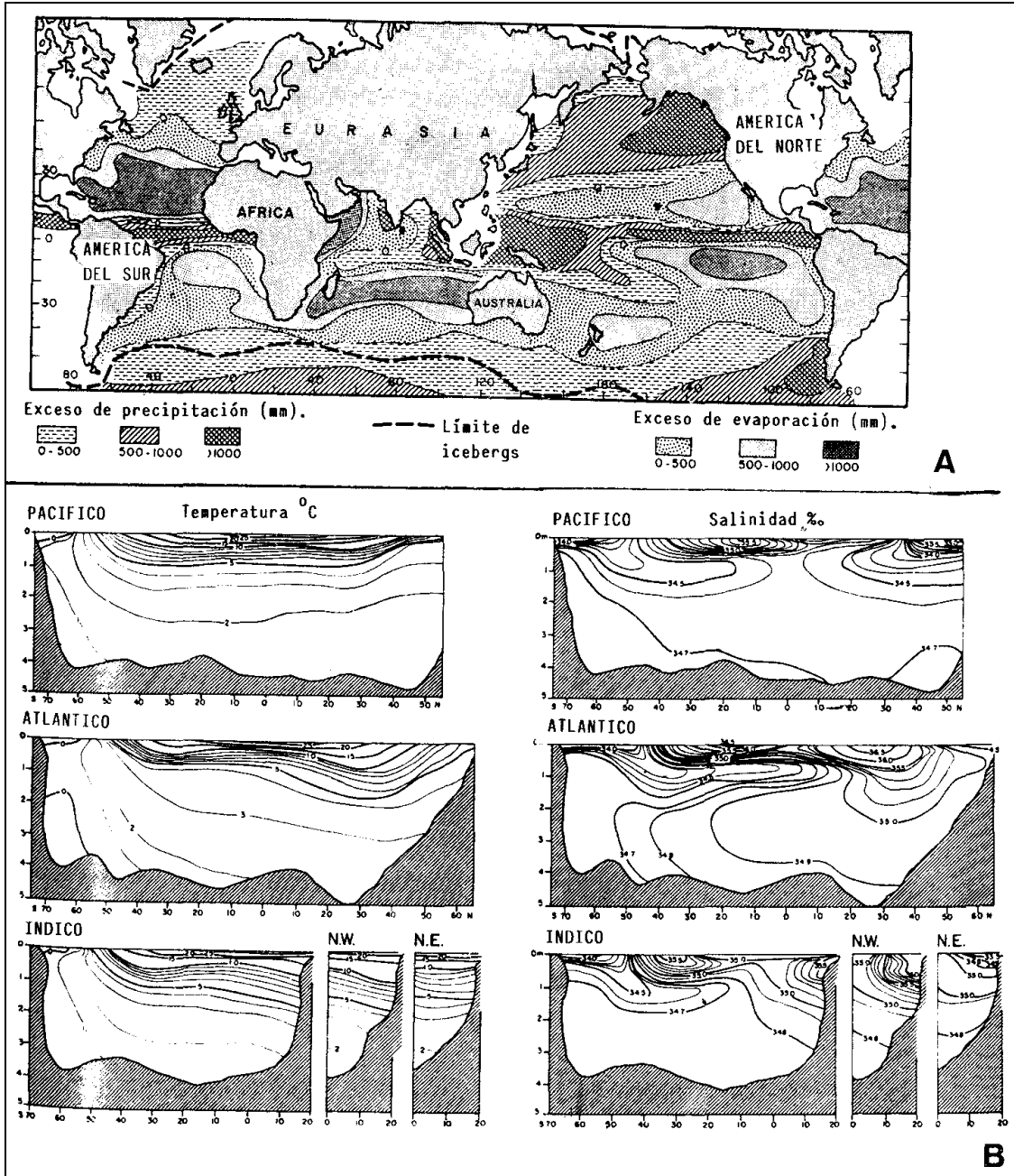


Figura 2.101 Esquemas de distribución climática en los océanos según Lisitzin (1972). A) Gráfico donde se muestra la relación entre la precipitación y la evaporación en los océanos. B) Temperatura y salinidad según la profundidad y latitud de los diferentes océanos (tomada de Arche, 1992).

En el caso en que la precipitación es superior a la evaporación habrá más aportes terrígenos, en especial en las áreas próximas a los continentes y cuando la

evaporación es superior a la precipitación habrá un incremento de la salinidad superficial del agua.

En cuanto al control de la sedimentación, este factor tiene gran importancia en mares cerrados, mientras que es mucho menor en los grandes océanos donde hay otros factores que tienden a amortiguar sus efectos en profundidad. No obstante, es evidente que este factor regula la erosión de los continentes y por tanto es el que rige la cantidad y calidad de los materiales que llegan a los océanos y mares.

La temperatura y la salinidad están relacionadas en aguas superficiales de los océanos, sin embargo en niveles inferiores por efecto de las corrientes de densidad procedentes de los polos, la temperatura y la salinidad tienden a ser bastante uniformes. En efecto, en los océanos la temperatura del fondo varía de 1 a 3 °C (grados centígrados) y la salinidad es de 34.7 a 34.9 por 1,000 (figura 2.101.B).

En los mares cerrados como ocurre en el Mediterráneo, Mar Rojo, etc., la temperatura del fondo y la salinidad están controladas directamente por el clima, ya que estos mares están comunicados con los océanos por canales estrechos poco profundos, en los que no llegan las aguas polares. Este hecho trae consigo que mientras en los océanos se tiende a una uniformidad en los sedimentos, independientemente del clima, en los mares cerrados hay una mayor variabilidad de unos a otros.

### Factores biogénicos.

Los principales componentes de origen orgánico que se encuentran en mares y océanos son los siguientes:

- a) La materia orgánica procedente en su mayor parte de los restos de plantas superiores y del fitoplancton (su contenido se expresa en carbono orgánico total).
- b) Los restos carbonatados de esqueletos y caparazones de organismos diversos (lamelibranquios, cefalópodos, foraminíferos, cocolitos, etc.).
- c) Los restos silíceos de organismos, en especial de radiolarios y diatomeas.

Lisitzin (1972), hace un cálculo de la producción anual de cada uno de estos componentes y propone los siguientes valores expresados en miles de millones de toneladas al año:

Componentes:	miles de millones de toneladas al año:
Carbono orgánico	35 a 76
Carbonato de origen orgánico	1.3
Sílice de origen orgánico	0.4

Como cifra comparativa de gran interés, el mismo autor considera (Lisitzin, 1972) que el total de terrígenos procedentes de los continentes es de 12.7 miles de millones de toneladas al año. De acuerdo a estas cifras se deduce que el 99% de la materia orgánica se destruye antes de su enterramiento, por lo que la cantidad de carbono orgánico que pasa a formar parte de los sedimentos es de unos 0.5 miles de millones de toneladas al año, lo que sumado a las otras dos cantidades (1.3 y 0.4) da un valor global aproximado de 2 mil millones de toneladas al año; que corresponde a una octava parte del volumen total de material no biogénico (terrígenos, más coloides y precipitados químicos).

Un aspecto de gran interés en la historia sedimentaria es la alternancia en el tiempo, de episodios en los que varía el contenido en materia orgánica. En efecto, hay momentos en la historia de la Tierra donde se conservó mayor cantidad de materia orgánica dando lugar a los depósitos de arcillas negras de gran interés como posibles rocas generadoras de petróleo. El caso más espectacular es el del Cretácico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Lloyd, 1982), ya que alcanzó grandes extensiones con gran volumen de carbono orgánico total.

Otro factor biogénico de primera magnitud en la sedimentación pelágica es la productividad biológica; con este nombre se denomina a la capacidad del medio de ser

ocupado por organismos. Hay que destacar el papel que han desempeñado los organismos con partes duras (esqueletos, conchas, placas, etc.) de carbonatos o de sílice, formadas a partir de material originariamente disuelto en el agua. Gran parte de estos restos son de tamaño limo o inferiores y constituyen un componente muy importante en los sedimentos pelágicos. Las cantidades de carbonato y de sílice de origen orgánico en los océanos y mares actuales son muy significativas, ya que representan algo más de la décima parte de la cantidad de material terrígeno. En amplios sectores de los fondos marinos actuales llegan a ser el material dominante, esto se debe a la ausencia o escasez de material detrítico fino, con lo que se forman los llamados lodos (limos). Los cambios a lo largo del tiempo en el contenido de restos de organismos en los sedimentos se explican por los cambios en los aportes de terrígenos, en la evolución, en la cantidad de nutrientes y no exclusivamente por cambios en la productividad biológica.

Como la distribución de los materiales no biogénicos es muy desigual, con máximos en las proximidades de los continentes, se tiene como resultado que en el centro de los océanos el material biogénico puede ser dominante (figura 2.102).

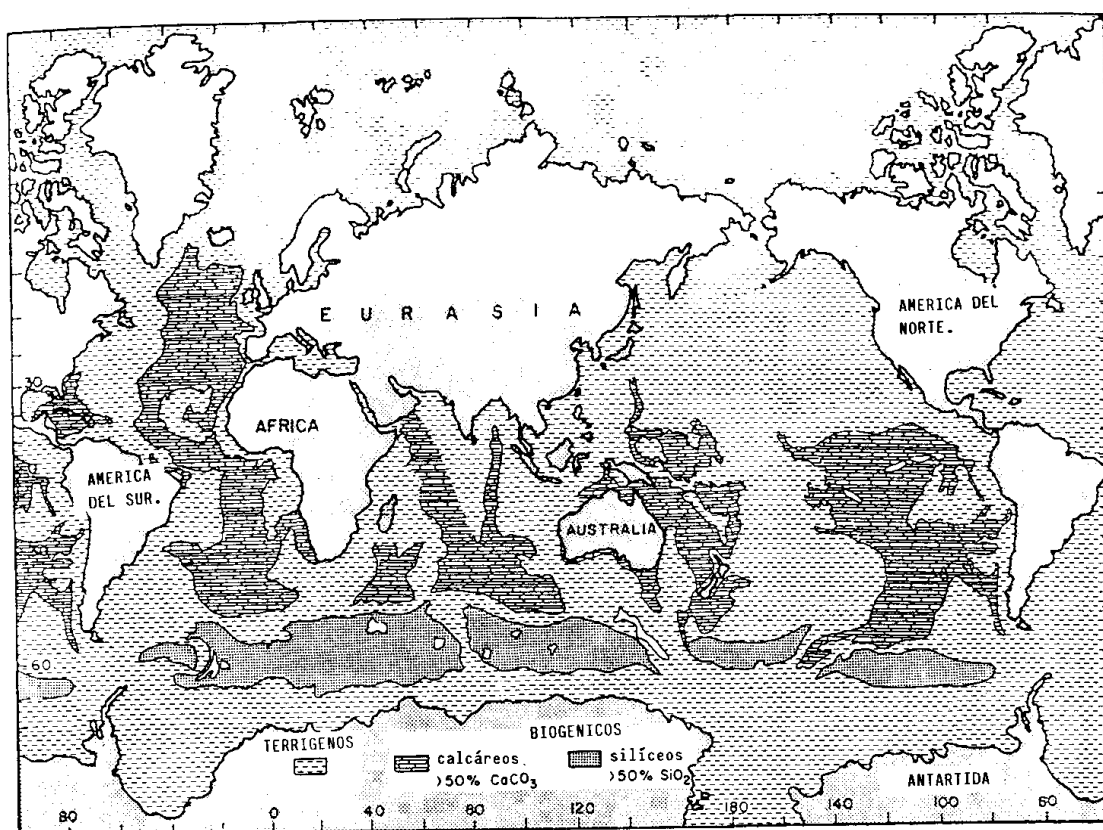


Figura 2.102 Gráfico de distribución de las fracciones terrígena y biogénica en los sedimentos actuales, según Lisitzin (1972), (tomada de Arche, 1992).

#### Nivel de compensación de los carbonatos (CCD "Calcite Compensation Depth").

Uno de los hechos más notables que ocurren en los medios pelágicos consiste en que los carbonatos se disuelven a partir de una profundidad determinada, a la temperatura media de los océanos (1 a 3 °C grados centígrados). En cualquier punto del océano se pueden diferenciar y medir las siguientes magnitudes:

- a) Producción de carbonatos: cantidad de carbonatos formada por acción biológica y bioquímica.
- b) Exceso de carbonato: cantidad que supera la sobresaturación y tiende a depositarse.

c) Disolución de los carbonatos: cantidad que se disuelve a una profundidad determinada.

Estos tres conceptos pueden expresarse en las mismas unidades de medida y por tanto compararse.

La disolución de los carbonatos se realiza principalmente entre dos niveles o profundidades:

- 1) Lisoclina. Es el más somero en el cual se disuelven una gran parte de los carbonatos permaneciendo sin disolver los foraminíferos calcáreos más resistentes.
- 2) Nivel de compensación de la calcita (CCD: Calcite Compensation Depth). Es la profundidad a partir de la cual se disuelven todos los carbonatos independientemente de su origen.

Las profundidades de la lisoclina y el CCD varían con la latitud dentro de cada océano. En la figura 2.103.A, se representa tres gráficos de profundidad del CCD para cada uno de los océanos actuales elaborados a partir de los datos de Berger y Winterer (1974). Obsérvese cómo la mayor profundidad en cada océano está cerca del ecuador y cómo hay variaciones importantes (desde menos de 3,000 m a más de 5,000 m).

Igualmente se considera que la profundidad del CCD, para una misma latitud, ha cambiado a lo largo del tiempo. Los cálculos se efectúan a partir del estudio de los materiales de diferentes edades cortados por los sondeos del DSDP. En la figura 2.103.B se reproduce una figura donde se reflejan las posibles variaciones del CCD en los últimos 150 millones de años en tres océanos.

Los efectos fundamentales en la sedimentación consisten en que en áreas más profundas que el CCD no se deposita carbonatos y solamente hay sedimentos arcillosos o lodos silíceos. En la figura 2.103.C se muestra la distribución de los sedimentos en los bordes de una dorsal; el límite entre la sedimentación carbonatada y no carbonatada está controlada por la profundidad del CCD. Midiendo para cada edad la distancia en la horizontal de este límite con el centro de la dorsal (Berger y Winterer, 1974) calculan la profundidad teórica del CCD en dicha edad.

#### Otros factores que influyen en la sedimentación pelágica.

a) La naturaleza y morfología del fondo. Cuando éste es de corteza oceánica recientemente formada presenta condiciones óptimas para la formación de sedimentos anómalamente ricos en óxidos de manganeso y de hierro.

b) Las elevaciones submarinas (seamounts). La acción de las corrientes evitan parcial o totalmente el depósito y dan lugar a series condensadas o reducidas.

c) La actividad volcánica. Localmente puede dar lugar a acumulaciones de rocas piroclásticas y en regiones más amplias pueden dar contenidos anómalos de vidrio o cenizas volcánicas.

d) El viento. Puede influir de manera local más concretamente en las áreas próximas a desiertos, donde el viento puede llevar hasta regiones marinas lejanas al continente gran cantidad de partículas de tamaño limo en suspensión con lo que se tiene un incremento anómalo de material terrígeno. Gorsline (1984), considera que el viento puede ser el agente de transporte principal del material terrígeno en el centro de los océanos y que en la fracción fina no biogénica de los sedimentos oceánicos profundos del 10 al 75 % es de origen eólico.

e) La subdivisión de cuencas. Este factor condiciona la circulación de las aguas, de unas a otra. Se pueden dar condiciones especiales en la circulación y cambios alternativos en la misma (de tipo estuario a tipo laguna interna, o viceversa), que ocasionan cambios bruscos en la sedimentación pelágica de los mares cerrados.



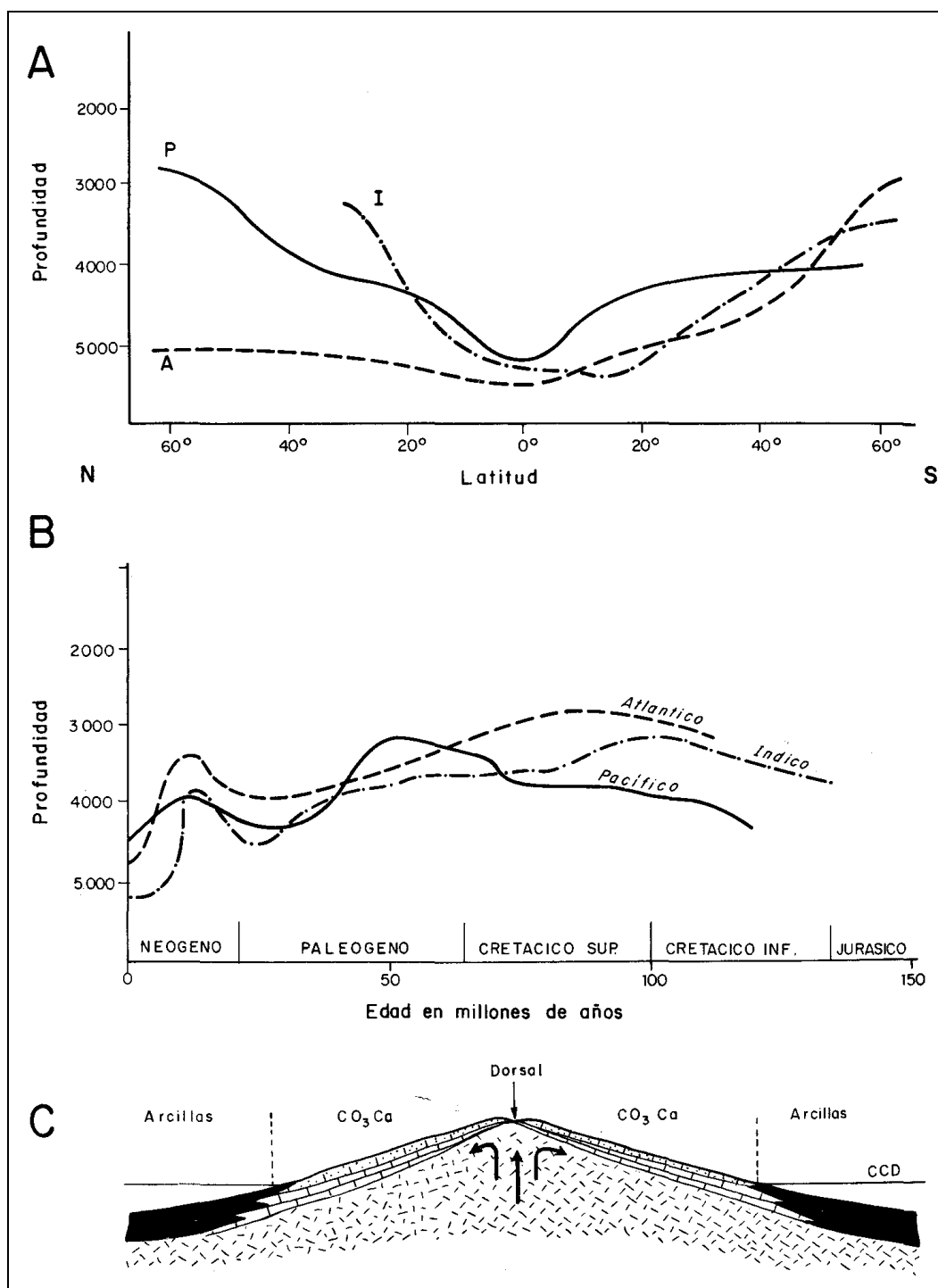


Figura 2.103 Gráficos de evolución del nivel de compensación de los carbonatos (CCD). A) Profundidad del CCD en los diferentes océanos según la latitud (A - Atlántico; P - Pacífico; I- Indico), según Berger y Winterer (1974). B) Evolución de la profundidad del CCD en los diferentes océanos desde el Jurásico hasta la actualidad, según Jenkyns (1978). C) Esquema de la relación lateral entre los depósitos de carbonatos y las arcillas en los bordes de las dorsales, por influencia del CCD. La distancia del límite entre los dos tipos de sedimentos y el centro de la dorsal en materiales antiguos permite deducir la posición de CCD (tomada de Arche, 1992).

#### 2.3.4.3. Sedimentación pelágica actual.

En esta parte del trabajo se va a tratar sobre la distribución actual de los sedimentos pelágicos en los fondos marinos. Los datos han sido obtenidos especialmente a partir de las campañas del DSDP, de las investigaciones de otras instituciones oceanográficas (cada vez más frecuentes) y los trabajos de la prospección petrolífera.

Cuando se habla de sedimentación actual o reciente no se refiere exclusivamente al momento de observación, sino en general a los últimos 3 ó 5 m de sedimentos acumulados en los fondos de las cuencas que son de los que normalmente se obtienen muestras.

### Clasificación de los sedimentos pelágicos.

Las clasificaciones propuestas para caracterizar los sedimentos pelágicos son muy diversas, en todas ellas se diferencian dos tipos fundamentales de sedimentos: los hemipelágicos, formados por materiales detríticos de fracción fina y los eupelágicos, o pelágicos formados fundamentalmente por lodos arcillosos y lodos carbonatados o silíceos. Se pueden establecer nuevas subdivisiones y tipos intermedios entre los diferentes sedimentos.

En este trabajo se va a seguir la clasificación de Berger (1974), que es a su vez la que siguen Jenkyns (1978, 1986), Seibold y Berger (1982) y otros autores. En la tabla 2.10 se reproduce esta clasificación; como se puede ver se diferencian tres tipos de orden mayor: pelágicos, hemipelágicos y un tercero con características intermedias, donde se incluyen las arcillas negras y la materia orgánica depositada en el Neógeno.

<b>Clasificación de los sedimentos pelágicos según Berger (1974) con pequeñas modificaciones.</b>
<p>I Depósitos eupelágicos o pelágicos (lodos y arcillas). (<math>&lt; 25\%</math> de la fracción <math>&gt; 5</math> micras de terrígenos volcanogenéticos o de origen nerítico). Tamaño de grano <math>&lt; 5</math> micras (excepto en minerales autógenos y organismos pelágicos).</p> <p>A. Arcilla pelágica (<math>&lt; 30\%</math> de fósiles calizos y silíceos).</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Arcilla calcárea (<math>1 - 10\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</li> <li>- Arcilla margosa (<math>10 - 30\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</li> <li>- Arcilla silícea (<math>1 - 10\%</math> de fósiles silíceos).</li> <li>- Arcilla muy silíceas (<math>10 - 30\%</math> de fósiles silíceos).</li> </ul> <p>B. Lodos orgánicos (<math>&gt; 30\%</math> de fósiles calizos y silíceos).</p> <p>B.1 Lodos carbonatados (<math>&gt; 30\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Lodos carbonatados (chalk ooze) (<math>&gt; 2/3</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</li> <li>- Lodos margosos (<math>1/3</math> a <math>2/3</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</li> </ul> <p>B.2 Lodos silíceos (<math>&gt; 30\%</math> de sílice).</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Lodos de diatomeas.</li> <li>- Lodos de radiolarios.</li> </ul>
<p>II Depósitos hemipelágicos (lodos). (<math>&gt; 25\%</math> de fracción <math>&gt; 5</math> micras de terrígenos de origen nerítico o volcanogenéticos. Tamaño de grano <math>&gt; 5</math> micras)</p> <p>A. Lodos calcáreos (<math>&gt; 30\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</p> <p>B. Lodos terrígenos (<math>&lt; 30\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math>).</p> <p>C. Lodos volcanogenéticos (<math>&lt; 30\%</math> de <math>\text{CO}_3\text{Ca}</math> y dominio de cenizas volcánicas).</p>
<p>III Depósitos pelágicos y/o hemipelágicos.</p> <p>Ritmita dolomita-sapropelita.</p> <p>Lodos y arcillas negras (sapropel).</p> <p>Calizas con sílex (chert).</p>

Tabla 2.10 Clasificación de los sedimentos pelágicos según Berger (1974) con pequeñas modificaciones (tomada de Arche, 1992).

Existen otras clasificaciones con algunas variaciones, aunque con un criterio global semejante. Lisitzin (1972), los diferencia de la siguiente manera: sedimentos terrígenos (lodos, más turbiditas y glaciomarininos), lodos orgánicos (oozes), depósitos químicos (autígenos y diagenéticos), volcanogenéticos y poligenéticos (arcilla roja). Dean (1984) propone una clasificación para los sedimentos intermedios entre los tres componentes pelágicos principales: arcilla pelágica, carbonato biogénico y sílice biogénica. Igualmente estos autores plantean una triple nomenclatura para materiales carbonatados: lodos (oozes), creta (pedernal) y caliza para materiales sin compactar, algo compactados y totalmente cementados, respectivamente.

En la clasificación que se utiliza quedan excluidos los materiales turbidíticos (y afines). Igualmente se excluyen los materiales glaciomarininos que se consideran en los medios glaciales.

La distribución actual de sedimentos en los fondos marinos actuales es la que se refleja en la figura 2.104, donde sólo se contemplan los tipos de sedimentos más abundantes.

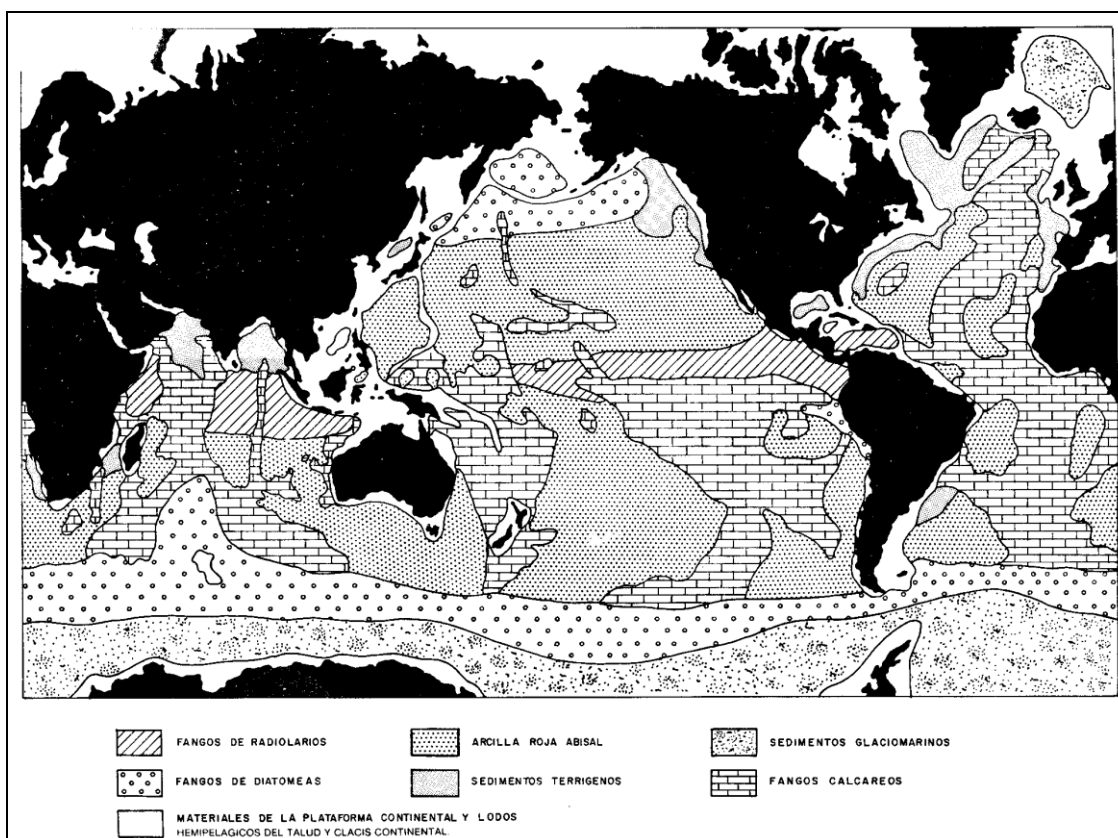


Figura 2.104 Mapa de distribución actual de los sedimentos en los fondos marinos ligeramente modificado de Jenkyns (1978), (tomada de Arche, 1992).

En el mapa de distribución de sedimentos (figura 2.104) se puede observar que los sedimentos más abundantes en superficie son: lodos calcáreos (45.6% de los océanos), arcilla roja abisal (31%) y lodos silíceos (11%), con variaciones muy notables de un océano a otro. Los depósitos glaciomarininos significan un 4.2%, localizados especialmente rodeando a la Antártida.

Para los grandes conjuntos de sedimentos marinos, en su totalidad, la distribución es la siguiente:

- |                             |      |
|-----------------------------|------|
| A) Sedimentos de plataforma | 8 %  |
| B) Sedimentos hemipelágicos | 18 % |
| C) Sedimentos pelágicos     | 74 % |

Además de los sedimentos incluidos en la clasificación (tabla 2.10) y en el mapa (figura 2.104), hay que considerar los materiales autógenos que se forman en relación con otros sedimentos. El ejemplo más claro lo constituyen los nódulos de manganeso que se asocian con la arcilla roja abisal, ocupando casi la mitad de la superficie del fondo oceánico, en especial en el Pacífico.

#### Lodos hemipelágicos.

Son los materiales que se depositan preferentemente en las áreas cercanas a los continentes, en el talud continental y en una parte de la transición entre el talud y la planicie abisal. Dentro de ellos se diferencian dos tipos principales (lodos terrígenos y lodos carbonatados) y otro mucho menos frecuente (lodos volcanogénicos). Los lodos terrígenos y los carbonatados presentan todos los tipos intermedios, y en ellos se observan estructuras propias de fondos marinos con una cierta pendiente como son los slumps (incluidos scar slumps y ruditas intraformacionales).

#### Lodos terrígenos.

Son materiales muy abundantes en el talud, y la parte superior de las pendientes erosivas, en áreas próximas a la desembocadura de grandes ríos. Se presentan formando importantes masas de sedimentos o bien intercalados con turbiditas o con contornitas. En mares interiores, los lodos terrígenos ocupan una extensión muy grande e incluso la totalidad de los mismos, ya que pueden unirse cada uno de los márgenes, sin dejar espacio para materiales pelágicos. Stow y Piper (1984), resumen sus características de la siguiente forma:

- a) Son materiales homogéneos y con escasas estructuras (masivos), con superficies de estratificación difusas salvo cuando se acentúan por bioturbación o diagénesis.
- b) La bioturbación es frecuente y en algunos casos se extiende por todo el sedimento dándole un aspecto moteado.
- c) Texturalmente dominan las arcillas limosas, con una fracción del 1 al 5% de arenas, principalmente biogénicas.

Su origen está ligado al depósito por decantación de partículas finas llegadas al mar desde el continente por los ríos y que las corrientes de deriva llevan fuera de la plataforma, sin embargo pueden coexistir con este proceso los depósitos de fracción fina de flujos de sedimentos por gravedad y los depósitos de material arrastrado por el viento. En el Mediterráneo oriental Maldonado y Stanley (1981) describen sedimentos arcillosos de los últimos 23,000 años, en los que coexisten los tres factores, variando la influencia de cada uno a lo largo del tiempo.

Los lodos terrígenos suelen presentar un elevado contenido en materia orgánica, por lo que tienen un color negro intenso o gris oscuro. En materiales antiguos por efecto de la oxidación superficial presentan, sin embargo, un color amarillento o blanco. En las cercanías de las desembocaduras de grandes ríos en áreas tropicales (por ejemplo: Amazonas, Ganges, etc.) los lodos tienen un color rojo.

En áreas extensas del talud presentan intercalaciones de materiales depositados en relación con las corrientes de contorno (contornitas). Stow y Piper (1984) destacan el hecho de que en la actualidad la superficie de los fondos marinos ocupada por contornitas es más grande que la ocupada por los abanicos submarinos, lo que contrasta con la poca abundancia de descripciones de contornitas en materiales antiguos. La explicación a esta aparente contradicción estriba en que las contornitas antiguas son muy difíciles de reconocer y con gran frecuencia se incluyen como materiales hemipelágicos sin diferenciarlas.

En los sedimentos actuales se distinguen dos tipos de contornitas: las arenosas y las lutíticas. Las contornitas arenosas se caracterizan por presentar bancos de arenas



bien seleccionadas, con pocos centímetros de espesor, con laminación debida a la concentración selectiva de minerales pesados y una secuencia de estructuras primarias confusa; Gonthier (1984), estudia las contornitas recientes en el Golfo de Cádiz y para las contornitas arenosas describe una secuencia granocreciente seguida de otra granodecreciente, o sea, negativa en la base y positiva en el techo, con dominio de la bioturbación en los intervalos de material más fino. Las contornitas lutíticas, que son las más abundantes, se diferencian difícilmente de los lodos terrígenos hemipelágicos actuales y en materiales antiguos no se pueden diferenciar. Se caracterizan por presentar una secuencia (Stow y Piper, 1984), en la que alternan niveles con estructura homogénea (masiva) con otros con estratificación difusa y laminación paralela, fuertemente bioturbados.

#### Lodos carbonatados.

Se trata de sedimentos formados por carbonatos (de manera dominante) y fracción detrítica fina (arcilla). En materiales antiguos se presentan como alternancias rítmicas de niveles carbonatados y niveles de calizas margosas, de margas o de margas arcillosas. El espesor de cada unidad varía desde unos pocos centímetros a algunos metros.

La génesis de estos materiales está ligada a la acción combinada de la formación de carbonatos (tanto por precipitación química y bioquímica, como por acumulación de restos orgánicos) y a la decantación de la fracción detrítica más fina (arcilla) y la floculación de geles. La ritmicidad se debe a una periodicidad en los procesos genéticos, tanto de la llegada de material detrítico como de la productividad de los carbonatos; esta periodicidad está controlada por factores climáticos y da lugar a la alternancia de fases de depósito donde se forman las calizas y otras en la que el depósito de carbonatos coexiste con la decantación de la fracción arcillosa. Durante la diagénesis se puede acentuar la diferencia entre niveles carbonatados y margosos, dando lugar a esta intercalación tan característica y frecuente. Einsele (1982), las denomina perioditas, y llama la atención sobre la existencia de facies muy semejantes en la plataforma, e incluso en lagos, con lo que la diferenciación de cada tipo hay que hacerla fundamentalmente a partir de criterios paleoecológicos y por la asociación con otras facies.

En este tipo de materiales son frecuentes tanto los restos de organismos (fósiles) como los restos de actividad vital tales como pistas, galerías, etc. Wetzel (1984), estudia las asociaciones de pistas en sedimentos hemipelágicos actuales y las compara con las ichnofacies de materiales antiguos; dicho autor estima que las asociaciones van ligadas a la profundidad, pero también a otros factores tales como la naturaleza del sedimento y las condiciones del medio con lo que duda el valor paleobatimétrico de las ichnofacies. Igualmente considera dicho autor que los procesos de bioturbación se interrumpen con la llegada de corrientes de turbidez por lo que la frecuencia de estas corrientes también controla las ichnofacies.

#### Lodos volcanogénicos.

Son depósitos muy locales ligados a erupciones y explosiones volcánicas, tanto submarinas como de las islas volcánicas de los márgenes continentales. Están constituidos por rocas piroclásticas en especial de tamaño lutita; en muchos casos son cineritas, esto es, acumulación de cenizas volcánicas. Un tipo muy conocido son las bentonitas, rocas arcillosas que proceden de cenizas volcánicas jóvenes muy ricas en montmorillonita, que son productos diagenéticos de cineritas que alcanzan grandes extensiones. Materiales similares fósiles aparecen en series estratigráficas interestratificadas con sedimentos marinos y relacionados con episodios de volcanismo submarino.

En relación con estos lodos se presentan rocas piroclásticas de tamaño de partícula mayor como el lapilli, las arenas piroclásticas y las escorias volcánicas.

Los procesos genéticos que actúan en su depósito desde la erupción o explosión volcánica son diversos; en unos casos se trata solamente de la caída física de las partículas por gravedad, mientras que en otros hay un transporte bien por el viento, bien por corrientes de deriva, o bien por corrientes de turbidez, antes de depositarse.

#### Depósitos anóxicos.

Son todos los sedimentos formados en condiciones de ausencia de oxígeno molecular (oxígeno libre) en el medio y que presentan un alto contenido en materia orgánica. También se les conoce con el nombre de depósitos euxínicos, nombre que deriva de la denominación en latín del Mar Negro (Pontus euxinus), por ser una de las áreas más características donde actualmente se forman. En general, tan sólo el 1% del carbono orgánico disponible en los fondos marinos se oxida y desaparece como tal antes del enterramiento.

Las condiciones anóxicas son aquellas en las que una parte significativa del carbono orgánico se conserva en el sedimento con lo que se forman materiales (lodos) de color negro. Jenkyns (1980), destaca que a lo largo de la historia de la Tierra ha habido intervalos de tiempo en los que las condiciones anóxicas han alcanzado a grandes áreas de los fondos marinos. Estos intervalos de tiempo han constituido los episodios más favorables de la historia geológica para la génesis de petróleo, lo que ha motivado un gran interés en su estudio, por ejemplo, el acontecimiento anóxico del Cretácico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Lloyd, 1982) ha sido el más estudiado y dentro de él Jenkyns (1980) diferencia tres episodios, todos ellos ligados a etapas transgresivas.

Por otro lado cuando se habla de factores hidrodinámicos del medio se distinguían dos tipos de circulación entre mares abiertos y cerrados. El tipo estuarino (como en el Mar Negro actual) es el más favorable para la génesis de materiales anóxicos en general, con este tipo de circulación la entrada en profundidad de aguas ricas en nutrientes y la salida de aguas superficiales pobres en nutrientes, dan como resultado un incremento notable de éstos en niveles bajos del agua y la consiguiente implantación de un medio anóxico. Estas condiciones se pueden dar, también, en océanos abiertos en donde el contenido en nutrientes sea muy elevado y el oxígeno disponible en el agua no sea suficiente para oxidar toda la materia orgánica. Este fenómeno se da actualmente en márgenes localizadas al oeste de los continentes, donde la circulación de las aguas produce un descenso permanente de aguas ricas en nutrientes, hasta el fondo.

#### Sedimentos ricos en materia orgánica (sapropelico).

Son sedimentos formados por una alternancia rítmica de láminas de lodos calcáreos (margas), lodos terrígenos y abundante materia orgánica. Las láminas calcáreas están formadas por cocolitos (restos de nannoplancton), mientras que las láminas terrígenas son arcillas con gran cantidad de materia orgánica. Anastasakis y Stanley (1984), consideran que estos sedimentos sapropélicos tienen un límite numérico distintivo, de manera que debe tener más del 2 % de carbono orgánico total y lo diferencian de los lodos sapropélicos (del 0.5 al 2 %) y de los lodos terrígenos (menos de 0.5 %).

Estos sedimentos no presentan ni pistas ni galerías (burrows) en general debido a la falta de vida bentónica ante la ausencia de oxígeno libre en el fondo, por la misma razón los únicos fósiles que contiene son de organismos nadadores o flotadores (como los foraminíferos planctónicos). El depósito de estos materiales sapropelicos tiene lugar en áreas de los fondos marinos con condiciones anóxicas. Se conocen buenos ejemplos de estos depósitos en el Mediterráneo (Maldonado y Stanley, 1976; Maldonado, 1978; Anastasakis y Stanley, 1984; etc.), donde se han propuesto modelos genéticos. También se conocen ejemplos en el Mar Negro, Mar Caspio, Golfo de México y otras muchas localidades.

Maldonado (1978), estudio los materiales de los últimos 50,000 años en el Mediterráneo y la génesis de los niveles de sedimentos finos ricos en materia orgánica intercalados en ellos. El tipo de circulación actual del agua en el Mediterráneo (figura 2.105.A) no permite la formación de roca generadora, mientras que el del Mar Negro (figura 2.105.B), con una circulación de tipo estuarino en el fondo muestra condiciones anóxicas en las que se forman grandes volúmenes de potenciales sedimentos ricos en materia orgánica o sapropelica.

Los depósitos de sedimentos finos ricos en materia orgánica en el Mediterráneo están intercalados entre lodos terrígenos y turbiditas; han sido reconocidos más de 25 niveles de este tipo de sedimentos en los últimos 5 millones de años, que ocupan una extensión superior a los 500,000 kilómetros cuadrados. Para los niveles más recientes Maldonado (1978), a partir de dataciones absolutas fija su edad en: 1) De 7,000 a 9,000 años; 2) De 23,000 a 25,000 años, y 3) De 38,000 a 40,000 años. Compara dichas edades con las curvas paleoclimáticas del Holoceno y llega a la conclusión de que el depósito del sapropel tuvo lugar en momentos climáticos muy distintos de los actuales, que producían un sistema diferente de circulación de las aguas del Mediterráneo con respecto al Atlántico. En la figura 2.105.C se representa el modelo de circulación de aguas actual para el Mediterráneo y en la figura 2.105.D se esquematiza el modelo propuesto (Maldonado, 1978) para los intervalos en los que se produjeron las condiciones anóxicas y consecuentemente los depósitos de estos sedimentos sapropelicos.

Dentro de cada uno de los niveles de sedimentos ricos en materia orgánica se observa laminación interna con láminas ricas en carbonatos, esto se debe, presumiblemente, a la existencia de períodos estacionales de ascenso de aguas profundas, ricas en nutrientes, hasta la superficie de manera que permitió una proliferación del plancton.

#### Arcillas negras.

Constituyen el otro tipo de sedimento formado en condiciones anóxicas; se caracterizan por una composición y textura más uniforme que el material sapropelico, ya que las arcillas negras no presentan la laminación interna con niveles carbonatados y, además, se presentan en paquetes en general más potentes, corresponden a depósitos en medios marinos de márgenes continentales (del talud o de la base de talud continental), con condiciones genéticas relativamente uniformes en intervalos de tiempo largos.

Las arcillas negras se forman en la actualidad especialmente en mares abiertos, al contrario que el material sapropelico que lo hacía en mares cerrados en los que son frecuentes las alternancias. No obstante, hay depósitos de arcillas negras en algunos mares cerrados (por ejemplo en el Mar Negro) en los que las condiciones de circulación de aguas permanecen constantes; Estos materiales constituyen el sedimento precursor de las rocas conocidas como lutitas negras (black shales), que han sido también rocas madres de petróleo. Cuando el contenido en materia orgánica es superior al 10 % se les llama material bituminoso (arcillas o lutitas bituminosas).

En los sondeos del DSDP realizados en los márgenes atlánticos de Europa, Africa y América del Norte, se han descrito arcillas negras (Arthur, 1984) en los materiales mesozoicos, en especial en el Albiano Cenomaniano. Con frecuencia tienen niveles con más del 5 % de carbono orgánico. Su depósito se realizó tanto en mares abiertos como cerrados, y en profundidades que varían desde unos centenares a unos pocos miles de metros. Presentan usualmente intercalaciones arcillosas de materiales pobres en carbono, en ciclos que Arthur (1984) estiman con una periodicidad comprendida entre los 20,000 y los 140,000 años; se asocian con materiales redepositados (turbiditas y facies afines).

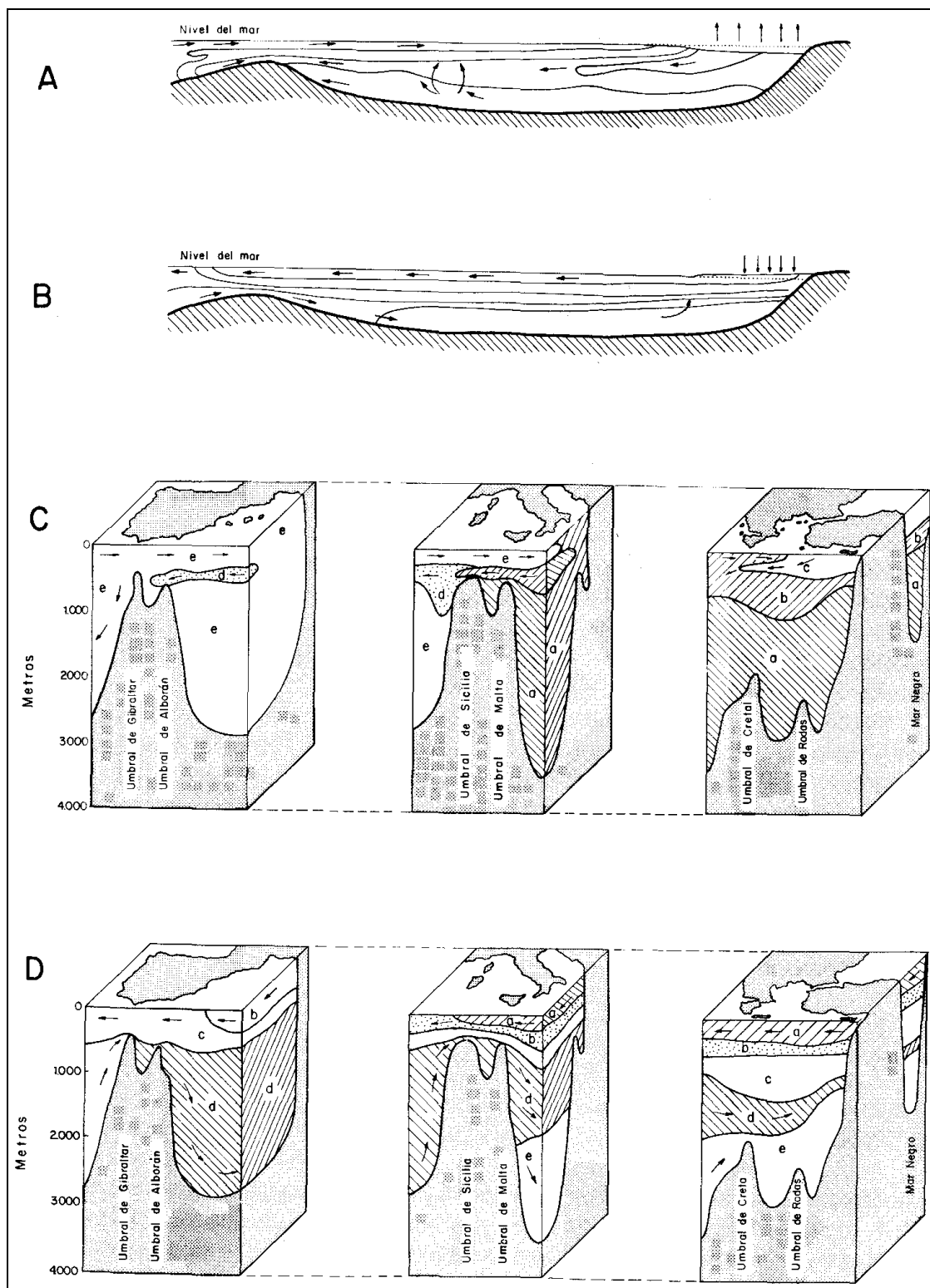


Figura 2.105 Gráficos de Maldonado (1978) sobre la génesis del sapropel. A) Circulación actual del Mediterráneo. B) Modelo de circulación de tipo estuarino, como el del Mar Negro en la actualidad. C) Esquema tridimensional de circulación de aguas del Mediterráneo en la actualidad; cada letra define masas acuosas con diferente salinidad (expresada en %): a - 38.6; b - 38.7; c - > 39; d - 38.5; e - < 38.5. D) Esquema de circulación de las aguas durante los intervalos de formación del sapropel (las masas acuosas a, b, c, d, e, están ordenadas de mayor a menor contenido en oxígeno), (tomada de Arche, 1992).

### Lodos calcáreos.

Son los materiales eupelagicos en los que al menos el 30 % está formado por restos calcáreos de organismos. Murray y Renard en 1981 (en la expedición del Challenger)



las describieron como “lodos de globigerinas”. Se diferencian dos tipos de acuerdo a con la abundancia de carbonatos: Lodos de calcreta (chalk ooze) con más de 2/3, y lodos margosos con menos de 2/3.

Los organismos que forman estos sedimentos son los foraminíferos planctónicos y los restos de carbonatos procedentes del nannoplancton (cocolitos), presentan con frecuencia una fracción mayor de materiales foraminíferos y una matriz formada mayoritariamente por cocolitos, en algunos casos los foraminíferos son menos abundantes que los cocolitos.

Con carácter mas local existen lodos de pterópodos, o sea de gasterópodos pelágicos con conchas de aragonita. En materiales antiguos existen rocas que provienen de sedimentos que fueron lodos de carbonatos, pero con organismos diferentes a los actuales: como ejemplo están las calizas de Tintínidos del Jurásico superior o de niveles de Posidonomia. La distribución areal de los lodos de foraminíferos y cocolitos esta controlada por el clima, siendo más frecuentes en áreas tropicales.

Según Berger (1978), los lodos calcáreos ocupan el 45.6 % de la superficie de los océanos, con valores muy variables de un océano a otro (54.6 % en el Atlántico, 36.8 % en el Pacífico y 58 % en el Indico). Los lodos calcáreos se depositan por encima del Nivel de Compensación de los Carbonatos y en el caso de los lodos de pterópodos por encima de la lisoclina (normalmente a menos de 2,500 m de profundidad).

El dominio de los foraminíferos sobre los cocolitos, o viceversa depende de la facilidad de fosilización de los foraminíferos, de manera que cuando estos se destruyen, al menos en parte, antes de fosilizar, dominan los cocolitos. Los lodos de pterópodos (son muy escasos con respecto a los otros), se distribuyen con diferente criterio y se encuentran en diversas latitudes.

#### Lodos silíceos.

Se componen de más del 30 % de restos silíceos procedentes de organismos como radiolarios, diatomeas y silicoflagelados. El resto no silíceo está constituido por arcillas y carbonatos en porcentajes inferiores al 30 %.

Challenger describió y diferencia los lodos de radiolarios y a los lodos de diatomeas. Según Berger 1978, ambos ocupan una superficie total del fondo oceánico del 10.9 % (en el Atlántico el 8.2 %, en el Pacífico el 8.1 % y en el Indico 20.8 %).

#### Lodos de radiolarios.

Los radiolarios son organismos nadadores que viven a diferente latitud y profundidad, aunque su mayor desarrollo y productividad la alcanzan en áreas cálidas. Actualmente se depositan en áreas cercanas al ecuador, en las que la productividad del plancton de carbonatos es baja (figura 2.104); normalmente su profundidad varía de 1,000 hasta los 8,200 metros, y siempre en áreas donde el aporte detrítico es el mínimo. No obstante se pueden encontrar depósitos locales de lodos de radiolarios en áreas donde hay aumentos locales de la productividad de los radiolarios y descenso de los aportes terrígenos, como ocurre en las áreas próximas a volcanes submarinos.

#### Lodos de diatomeas.

Están formados por la acumulación de frústulas de diatomeas, de tamaño muy reducido (fracción limo). Las diatomeas alcanzan su mayor productividad en aguas frías, lo que condiciona el depósito de los lodos de diatomeas en áreas de latitudes altas. En la figura 2.104 se muestra la distribución actual de estos sedimentos, por ejemplo en el Hemisferio Norte hay abundantes afloramientos en el Pacífico, cerca del Estrecho de Bering; por su parte en el hemisferio meridional hay una amplia distribución que envuelve a los materiales glaciomarininos que rodean a la Antártida.

El depósito tiene lugar a profundidades entre los 1,000 a los 5,700 m. Aunque en áreas menos profundas se forman con carácter local depósitos similares en relación con movimientos de masas de aguas ascendentes (upwelling) que ocasionan incrementos en la productividad.

### Arcilla roja abisal.

Murray y Renard (1891), describen a la arcilla roja como un sedimento muy abundante en el fondo de los océanos y siempre localizado en la zona abisal, es un material arcilloso que ocupa amplias extensiones de los fondos oceánicos actuales, presenta una coloración rojo-ladrillo en el Océano Atlántico y en el Pacífico es de color pardo-chocolate.

Según Berger (1978), ocupan el 30.9% de los fondos oceánicos (21.2% de la superficie del Atlántico, 42.5% en el Pacífico y 12.4% en el Indico). Está formado por minerales de la arcilla, entre ellos montmorillonita, illita, clorita, caolinita e interestratificados, en cantidades muy reducidas hay plagioclasas, piroxenos, cuarzo y minerales autógenos, pueden presentar costras de óxidos de hierro y manganeso, y zeolitas.

Se forman a una profundidad superior al CCD y alcanzan hasta los 11,000 m, su origen es muy difícil de explicar con precisión aunque, se trata de un proceso extraordinariamente lento (algunos milímetros cada 1,000 años) y en el que pueden coincidir muy diversos factores químicos, bioquímicos y fisicoquímicos.

Los principales factores genéticos propuestos por diferentes autores son:

- a) Que sea material detrítico muy fino llevado desde el continente por el agua o por el viento, incluye el transporte acuoso en forma de coloides y su posterior floculación.
- b) Que sea el residuo insoluble de materiales carbonatados que al caer bajo el CCD han sido disueltos; estos materiales serían por lo tanto las impurezas de los carbonatos.

Otros factores genéticos se atribuyen a los procesos de la alteración diagenética de materiales procedentes de los volcanes y acumulación de material extraterrestre de tipo meteorítico.

### Nódulos de manganeso.

Asociados a la arcilla roja abisal, a más de 5,000 m de profundidad se encuentran en algunos fondos oceánicos abundantes nódulos de manganeso. En la figura 2.106 se reproducen dos fotografías de una superficie de nódulos tomadas en fondos marinos a 5,200 m de profundidad en el área próxima a las Bermudas, en la figura 2.106.A se ve un campo de los nódulos que sobresalen del fondo y en la figura 2.106.B se ve un límite rectilíneo del campo de nódulos.

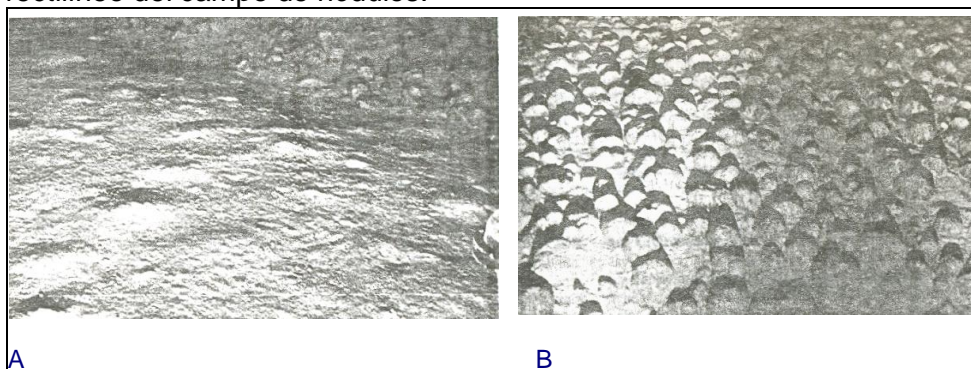


Figura 2.106 Fotografías de fondos marinos en las proximidades de las Bermudas a 5,200 metros de profundidad, originales de Johnson (1971). A) Campo de nódulos de manganeso. B) Límite rectilíneo de un campo de nódulos, donde en una parte están cubiertos por sedimentos posteriores (tomada de Arche, 1992).

Los nódulos están constituidos mayoritariamente por óxidos e hidróxidos de manganeso, aunque en los nódulos ricos de hierro éste se compone de hidróxidos amorfos o algunas veces en forma de goetita. Existen importantes variaciones en la composición química de una parte a otra de un océano y entre diferentes océanos; así el contenido en Mn puede variar del 8 al 41 % y el de hierro del 2 al 26 %, aunque en la mayoría de los casos se encuentran trazas de Ni, Co, Cu, Pb, Ba, Mo, Cr y Ti.

Dado que estos nódulos son muy abundantes, aunque el porcentaje de estos elementos es muy bajo, hacen una de las mayores reservas de dichos elementos como materia prima mineral. Por ejemplo, se estima que con el Co que hay en los nódulos se abastecería al mercado mundial durante 200,000 años y con el Cu unos 5,000 años. Estos datos justifican el enorme interés que presenta su estudio y que el número de trabajos científicos y monografías (Glasey, 1979; Bischoff y Piper, 1979) sobre ellos sea bastante elevado. No solamente lo son los trabajos geológicos sino también los de derecho internacional sobre el criterio que se pudiera seguir para una eventual explotación por diferentes empresas.

Tienen estructura concéntrica y morfología esférica, con frecuencia con un núcleo de tamaño y composición diversa. El núcleo pueden ser partículas de origen volcánico, dientes de peces, bioclastos diversos y fragmentos de antiguos nódulos; cuando carecen de núcleo tienen un diámetro de 3 a 5 cm y cuando tienen núcleo sus tamaños son diversos, aunque en general bastante uniformes en un mismo sector del fondo oceánico. Son frecuentes los nódulos con diámetro de varios decímetros y excepcionalmente se conocen nódulos que llegan a pesar una tonelada. El crecimiento de los nódulos ha sido medido por dataciones absolutas en sus paredes y es muy lento, del orden de unas décimas de milímetro cada 1,000 años.

Se localizan preferentemente en las áreas donde la arcilla roja abisal tiene una velocidad de sedimentación más baja. Sobre la génesis hay muchas hipótesis sin que se conozca exactamente cuál es su origen, esto se debe a que se trata de un proceso muy lento y sin duda complejo con interacción de numerosos factores. La primera pregunta que se hace es la procedencia del Mn, ya que algunos autores consideran que puede proceder del continente (producto de meteorización), de volcanes o por actividad hidrotermal. En cuanto a los procesos de fijación de los elementos y crecimiento de los nódulos se han propuesto numerosos procesos (Berger, 1978), considera que los más importantes son los debidos a la acción de organismos (bacterias, foraminíferos, etc.), procesos diagenéticos directamente en el fondo marino, etc.

### Depósitos en picos submarinos.

Los montes o picos submarinos son relieves submarinos elevados con respecto a los que le rodean, es decir son fondos altos de gran interés para la explicación de fenómenos sedimentarios antiguos. En ellos, la sedimentación es muy reducida y discontinua, debido a la acción de corrientes que incrementan su velocidad en estos relieves, dando lugar a erosión de materiales ya depositados o en otros casos a interrupciones en el depósito.

Sobre el fondo marino, con frecuencia se desarrollan superficies de omisión, en ellas durante la interrupción sedimentaria tiene lugar una litificación precoz de los sedimentos que es especialmente visible en carbonatos, y seguida de una mineralización con formación de costras de óxidos de Fe y Mn, sobre la superficie, así como depósitos de fosfatos.

Jenkyns (1978), describe áreas de 5,000 kilómetros cuadrados y de 400 a 800 m de profundidad en el Blake Plateau con costras ferromagnesianas de 7 cm de espesor y con evidencias de encostramientos producidos por organismos.

Mullins (1980), describen un área al Norte de las Bahamas en la que a profundidades menores de 374 m se forman superficies endurecidas y entre 375 y 500 m, donde se

acumulan al mismo tiempo sedimentos carbonatados que pudieran ser los precursores de calizas nodulosas.

#### Otros depósitos.

Se trata a los sedimentos pelágicos no incluidos en los apartados anteriores, en unos casos se trata de materiales en el seno de otros (como el sílice o pedernal), en otros se trata de depósitos de composición especial (caso de los fosfatos) y, por último, se incluyen los depósitos glaciomarineros que alcanzan grandes extensiones (figura 2.104).

#### Sílice o pedernal.

El Sílice o pedernal son materiales silíceos que se presentan normalmente en relación con rocas carbonatadas, formando nódulos o paquetes estratiformes. En los materiales pelágicos el sílice o pedernal proviene de restos silíceos de organismos como espículas de esponjas, radiolarios, silicoflagelados, etc., se disuelven durante una diagénesis precoz y precipitan formando los nódulos o bancos estratiformes, según el caso. Calvert (1974), propone un origen a partir de sílice opalina procedente tanto de organismos como de productos volcánicos. Wise y Weaver (1974) a partir del estudio de muestras del DSDP llega a la conclusión de que todos los nódulos y estratos de sílice pueden explicarse con un origen biogénico.

#### Fosforitas.

Entre los sedimentos pelágicos pueden encontrarse materiales fosfatados. Estos están ligados a fluctuaciones del nivel del mar (Arthur y Jenkyns, 1981) y a épocas de clima cálido; se relacionan especialmente con episodios transgresivos en los que cambia la circulación de las aguas. Se encuentran en el seno de diferentes sedimentos, tales como arcillas negras, lodos silíceos, etc., formando nódulos o estratos enriquecidos en fosfatos. En otras ocasiones forman costras con aspectos estromatolítico (estromatolitos pelágicos) y envuelven a las superficies de discontinuidad estratigráfica en los montes submarinos.

#### Depósitos glaciomarineros.

Son los sedimentos formados mayoritariamente por materiales transportados, desde el continente o la plataforma, por hielos flotantes (icebergs), que caen al fondo cuando el hielo se funde. Charles Darwin (1842) describió este tipo de materiales y explicó correctamente su origen, actualmente se conoce bien su distribución y su génesis (Conolly, 1978).

Los materiales glaciomarineros están formados por dos sedimentos muy diferentes; 1) la mayor parte por bloques y cantos de rocas que viajaban en el hielo, 2) por otra parte material marino autóctono (lodos terrígenos o lodos silíceos). En la figura 2.104 se marca la extensión actual de los sedimentos glaciomarineros y se observa que hay una secuencia entre Groenlandia y la Península Escandinava, y otro, de grandes dimensiones, rodeando a la Antártida; fuera de ese límite y hasta el límite de los icebergs existen bloques erráticos igualmente llevados por los hielos en el seno de materiales pelágicos, siendo la fracción marina mayoritaria. En tiempos pasados la extensión de los depósitos glaciomarineros ha sido muy diferente, así en los períodos glaciares del Cuaternario ocuparon un tercio de los océanos y mares, según se deduce del estudio de los núcleos de pistón tomados en los fondos marinos.

Se caracterizan por presentar una textura caótica, sin estratificación, con cantos muy heterométricos y angulosos. Se diferencian de los tills continentales por presentar una matriz marina, con fauna, aunque otra parte se diferencian de los depósitos de flujos



de debritas por la angulosidad de los cantos y por la procedencia de los mismos (de los continentes).

### Velocidad de sedimentación.

Los materiales pelágicos presentan valores de velocidad de sedimentación muy variables unos de otros, aspecto que ayuda a explicar la génesis de los mismos. Hay materiales con velocidades de sedimentación extraordinariamente bajas, como la arcilla roja abisal del centro del Pacífico, que anda en el orden de 0.3 a 0.5 milímetros/ 1,000 años, lo que indica que en un núcleo de 5 metros podrían estar representados como mínimo 10 millones de años.

En los últimos años se han publicado numerosos trabajos donde se calculan velocidades de sedimentación en materiales pelágicos recientes, por ejemplo Maldonado y Stanley (1976), estudian un conjunto de núcleos obtenidos de sedimentos del estrecho de Sicilia y mediante dataciones de carbono 14 determinan la velocidad de sedimentación para los últimos 30,000 años. En trabajos análogos en otras partes del Mediterráneo se llega a calcular la periodicidad de las turbiditas intercaladas en los lodos terrígenos.

En numerosos trabajos, monografías y libros (Kukal, 1971; Lisitzin, 1972; Corrales, 1977; Schlager, 1974; Scholle, 1983; Vera, 1984), se recopilan datos de velocidad de sedimentación para materiales pelágicos y se presentan tablas de valores para los diferentes tipos de sedimentos, que en general son bajos.

En la figura 2.107 se representan diferentes valores de velocidad de sedimentación, tanto para materiales pelágicos recientes como para antiguos, dando como resultado muchos comentarios e interpretaciones; en primer lugar se puede destacar el hecho de que todos los valores son bastante reducidos, especialmente si se comparan con sedimentos marinos someros y de medios costeros (incluidos deltas y llanuras de mareas). Solamente en mares cerrados se llegan a valores altos (300 mm/ 1,000 años), como es el caso de los lodos terrígenos del Mediterráneo y del Mar Negro; esto se debe a que su tamaño es reducido, por lo que los lodos terrígenos proceden de los diferentes márgenes, con lo que aumentan los aportes.

En mares abiertos las magnitudes son siempre menores, alcanzando magnitudes sorprendentemente bajas en el centro de los grandes océanos (del Pacífico), con valores 600 ó 1,000 veces menores que los ya indicados.

Los lodos carbonatados presentan valores muy bajos, del orden 0.5 a 20 mm/ 1,000 años, con mínimos en el centro del Pacífico y máximos en el Atlántico.

Los lodos silíceos tienen valores similares, por lo que se puede decir que todos los lodos acumulados en aguas profundas son depósitos muy lentos, sobre todo en áreas sin aportes terrígenos, siendo éste el factor más importante, incluso más que la productividad orgánica.

La velocidad de sedimentación de las áreas donde se depositan turbiditas y facies asociadas es mayor, ya que se mide el espesor total de sedimentos (hemipelágicos y turbidíticos conjuntamente) y por tanto se consideran ambos procesos genéticos.

En algunos casos es importante medir la periodicidad de la llegada de los flujos turbidíticos a la cuenca contando las intercalaciones en un intervalo de tiempo definido; los valores son del orden de los 500 a los 5,000 años según los sectores.

En contraste, en las fosas oceánicas se tiene valores excepcionalmente altos de velocidad de sedimentación, por lo que se alcanzan grandes espesores de sedimentos.

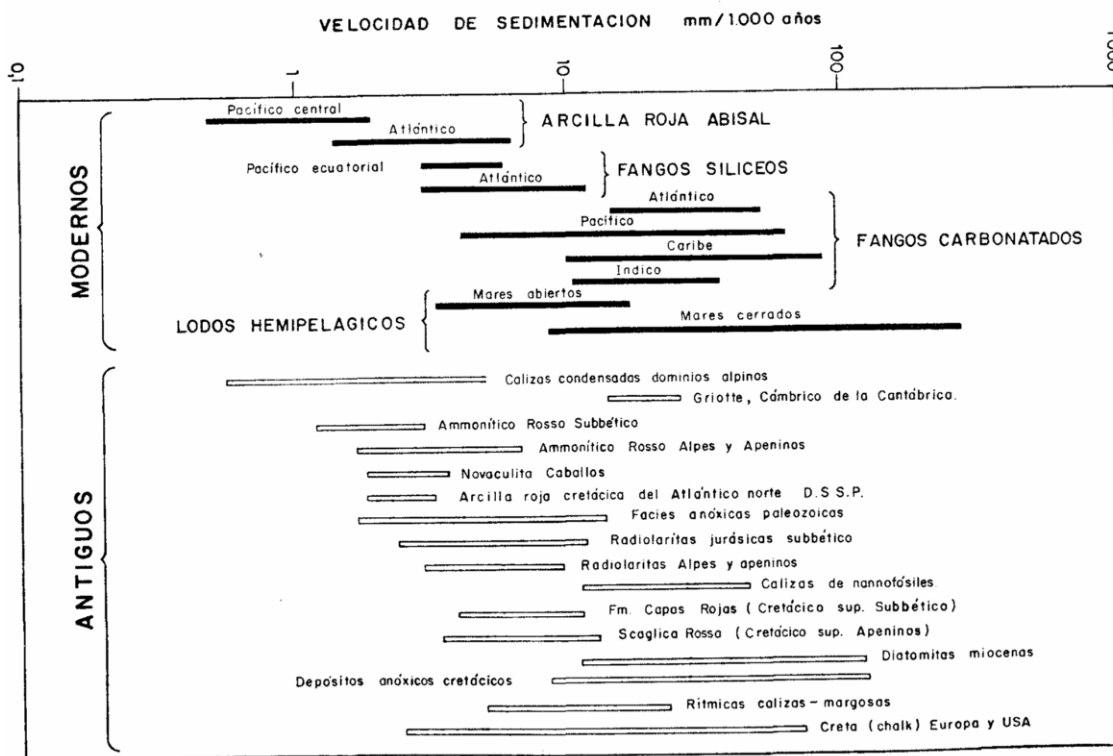


Figura 2.107 Velocidades de sedimentación de los diferentes sedimentos y rocas sedimentarias pelágicas. Gráfico elaborado fundamentalmente a partir de los datos de Schelle (1983) y Vera (1984), (tomada de Arche, 1992).

## 2.4. DIAGÉNESIS.

### 2.4.1. HISTORIA DE LA DIAGÉNESIS.

Dentro de la historia evolutiva de los materiales sedimentarios acumulados en una cuenca sedimentaria hay una larga etapa que se conoce como “diagénesis”, en la cual se generan una serie de procesos cuyos resultados, caracterizan a las rocas sedimentarias que se van a estudiar e interpretar. Es importante el conocimiento de dichos procesos y sus consecuencias para la sedimentología, porque uno de los objetivos fundamentales es llegar a interpretar el origen de los sedimentos (su procedencia, modo de transporte y medio de sedimentación), ayudándose de datos procedentes de diversas técnicas como: Geoquímica, mineralogía, propiedades texturales, estructuras sedimentarias y contenido biológico. Sin embargo, los procesos diagenéticos en mayor o menor medida enmascaran, cuando no se eliminan casi por completo, toda esa información, que era reflejo del ambiente depositacional, por lo cual surgen serios problemas para sus interpretaciones.

Las transformaciones que se producen durante la diagénesis son las responsables directas de las propiedades básicas de las rocas sedimentarias, haciendo incluso que éstas obtengan interés económico (Ejemplos, los procesos de disolución generan porosidad secundaria; la cementación ocasiona pérdida de porosidad, mineralizaciones, etc.).

El conocimiento de la diagénesis ha alcanzado un gran desarrollo en los últimos años debido al gran número de investigadores y sus múltiples datos bibliográficos. De los cuales destacan las aportaciones hechas por las investigaciones petroleras y los datos arrojados por la petrografía del carbón y otras explotaciones mineras.

#### 2.4.1.1 Definición de la diagénesis.

El concepto de diagénesis expuesto por Walther (1893-1894) dice: “Entendemos por diagénesis al conjunto de modificaciones físicas y químicas que sufre un sedimento después de su depósito, con exclusión de los fenómenos orogénicos y volcánicos”.

El pionero Walther llama la atención sobre un hecho básico: “La selectividad de los procesos diagenéticos es función de las litofacies”. Es decir, los resultados de los procesos post-sedimentarios pueden ser muy distintos, aun siendo idénticos los factores que actúen, si son diferentes los materiales afectados.

La complejidad de la diagénesis y el carácter dinámico de la misma dificultan el dar una definición sencilla para la diagénesis, pero tal vez podría decirse que en dicho concepto se incluyen todas las transformaciones que sufren los sedimentos como consecuencia de la acción conjunta de procesos físicos, químicos y biológicos, desde el momento de su depositación hasta el comienzo del metamorfismo o hasta que vuelven a ser expuestos a los efectos de la meteorización (intemperismo).

Las transformaciones que tienen lugar en la diagénesis son debidas a que las partículas sólidas del sedimento y los fluidos encerrados en sus poros tienden a mantenerse en equilibrio mediante reacciones controladas por parámetros físico-químicos, como: temperatura, presión, tiempo, pH, Eh, concentración iónica, etc.

#### 2.4.1.2 Límites de la diagénesis, la diagénesis en el tiempo y en el espacio.

Los límites de la diagénesis han sido un problema para los investigadores. Ya que los límites no han sido bien definidos y plantean una serie de problemas para ser delimitados, pero una primera aproximación resalta los siguientes límites.

- a) Límite sedimentación-diaénesis.
- b) Límite diaénesis-metamorfismo.
- c) Límite diaénesis-alteración superficial (meteorización).

Cuando se estudian los procesos diagenéticos se plantea el investigador las siguientes preguntas: ¿cuándo se considera que acaban los procesos de sedimentación y comienza la diaénesis?, ¿en qué grado de transformación hay que abandonar este término y utilizar el de metamorfismo?, ¿cuándo la diaénesis deja de ser tal y hay que hablar de procesos de meteorización?. Estas preguntas en sus detalles están aún muy lejos de poder ser contestadas con precisión y ello es la causa en ocasiones de problemas de nomenclatura al consultar distintas escuelas.

Por ejemplo, el término halmirólisis ha sido utilizado para las reacciones de diaénesis que tienen lugar en la interface sedimento-agua marina y el término anquizona es usado para definir la transición entre la diaénesis y el metamorfismo (sobre todo por los especialistas en arcillas).

#### La diaénesis en el tiempo.

Para ubicar la diaénesis en el tiempo, existe un gran número de términos empleados, por lo que el conocimiento divulgado por algunos autores puede ser suficiente para poder leer y comprender trabajos específicos:

Choquette y Pray (1980) (figura 2.108), proponen una zonación para el estudio de la porosidad en sedimentos y rocas carbonatadas, actualmente su utilización se ha generalizado y se emplea frecuentemente con independencia de las litofacies afectadas.

Dado que las partículas que conforman los sedimentos carbonatados sufren cambios importantes incluso antes de alcanzar su posición definitiva en la cuenca sedimentaria, Choquette y Pray (1980), consideran para este tipo de materiales las siguientes:

- a) Etapa predeposicional, que incluye todos los procesos que afectan a las rocas madre previas al depósito.

b) Etapa depositacional, que corresponde a todo lo que le ocurre al sedimento durante su acumulación.

c) Etapa postdepositacional, que incluye el conjunto de procesos desde la depositación de un sedimento hasta la actualidad. Correspondería a la “diagénesis” en sentido amplio de la mayoría de los autores, esta etapa se subdivide en:

c.1) Etapa eogenética (eodiagénesis): Incluye desde la sedimentación hasta que el sedimento queda fuera de los procesos que operan en la interfase aire-sedimento o agua-sedimento, es una etapa muy importante a pesar de ser un período pequeño en profundidad y tiempo.

c.2) Etapa mesogenética (mesodiagénesis): Se extiende desde el final de la eogénesis hasta el comienzo del metamorfismo o bien hasta que se produce el ascenso de los materiales hacia los niveles superficiales. Es un período de larga duración.

c.3) Etapa telogenética (telodiagénesis): Incluye los procesos que tienen lugar desde el final de la mesodiagénesis hasta la meteorización (alteración superficial), con cuyos procesos se disfrazan.

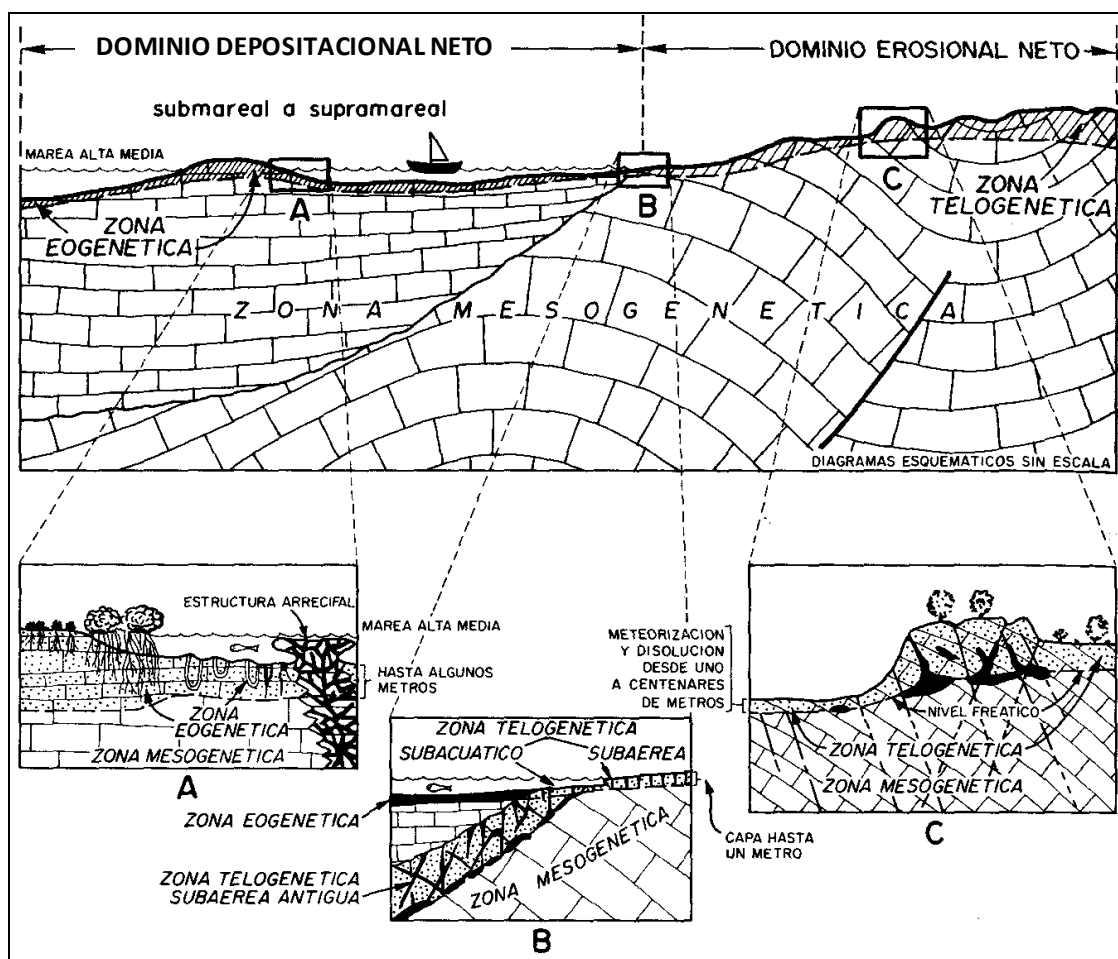


Figura 2.108 Representación esquemática de las principales zonas superficiales y profundas en las que se genera o modifica la porosidad (Choquette y Pray, 1970), (tomada de Arche, 1992).

### La diagénesis en el espacio.

Los diferentes ambientes que se pueden distinguir están íntimamente relacionados con la hidroquímica de las aguas intersticiales y circulación de las mismas (figura 2.109), de acuerdo a esto se pueden tener diferentes medios de acuerdo al modelo de Folk (1974).

a) Medio continental (aguas meteóricas):



- a.1) Vadoso.
- a.2) Freático.
- b) Medio marino (agua marina):
  - b.1) Vadoso (intermareal).
  - b.2) Freático (submareal).
- c) Medio profundo.

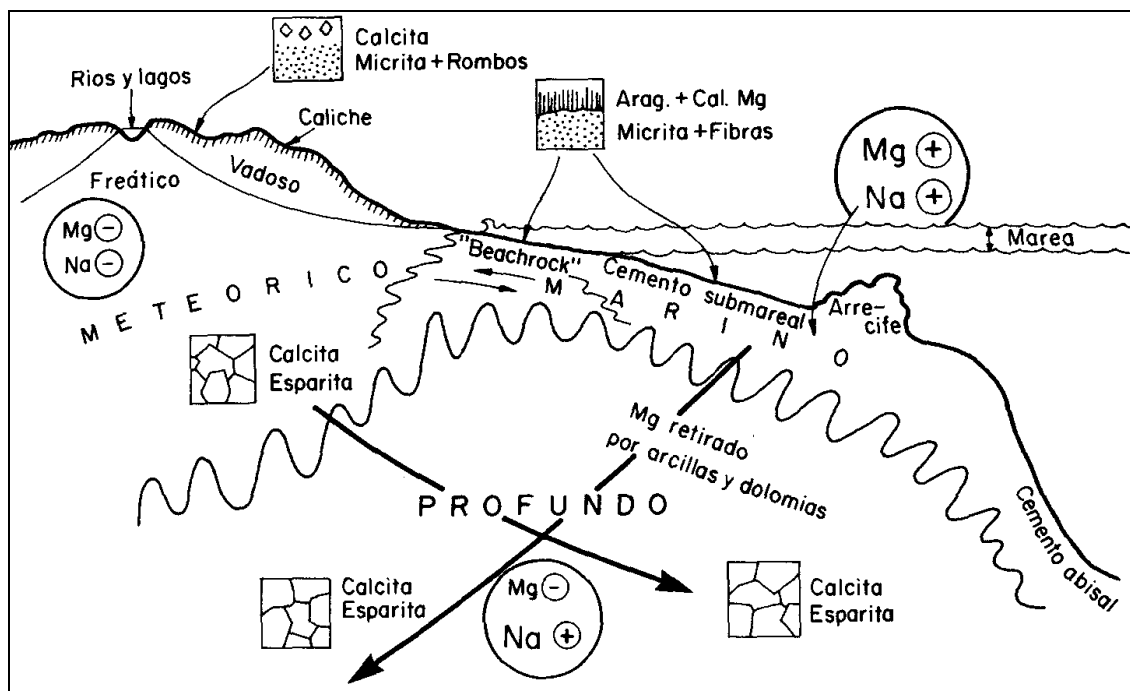


Figura 2.109 Esquema con la relación existente entre la mineralogía y la morfología de los cementos carbonatados y los ambientes diagenéticos (Folk, 1974), (tomada de Arche, 1992).

#### 2.4.2. DIAGÉNESIS DE ROCAS SILICICLASTICAS.

La diagénesis en rocas siliciclasticas también es muy importante, pero el objetivo de este trabajo es tratar la diagénesis de las rocas carbonatadas, por lo que no describiremos los procesos diagenéticos de los siliciclastos.

#### 2.4.3. DIAGÉNESIS DE SEDIMENTOS Y ROCAS CARBONATADAS.

##### 2.4.3.1. Introducción a los procesos diagenéticos de los sedimentos y rocas carbonatadas.

Los procesos diagenéticos en sedimentos carbonatados tienen gran importancia, porque debido a la movilización de los carbonatos que los integran (fundamentalmente  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ) se producen en ellos fácilmente:

- a) Cambios mineralógicos y geoquímicos.
- b) Cambios texto-estructurales.
- c) Litificación (Compactación + Cementación + Recristalización).

Dichos procesos estarán regidos principalmente por las características hidroquímicas de las aguas intersticiales y otros factores, tales como:  $\text{Pco}_2$  (producción de dióxido de carbono), pH, flujo, tamaño cristalino, mineralogía, etc.

Estos factores varían con el tiempo y en el espacio, dando lugar a los diferentes ambientes diagenéticos (figura 2.109), ya comentados anteriormente.

Una característica a destacar, citada anteriormente, es que algunos procesos diagenéticos que afectan a estos materiales se producen muy pronto, íntimamente relacionados con su "sedimentación" (incluso con anterioridad a ella), por lo que su

estudio permite aportar datos sobre el ambiente depositacional. Así, las investigaciones sobre diagénesis sinsedimentaria (eogénesis de Choquette y Pray) nos ofrecen una serie de valiosos criterios para la reconstrucción de medios antiguos. La diagénesis de los sedimentos carbonatados puede subdividirse en “isoquímica” y “aloquímica”, según se conserve o no la composición química original substancialmente (Füchtbauer, 1974, y Tucker, 1981). Como ejemplos principales de ambos grupos de procesos pueden citarse:

- a) Diagénesis isoquímica:
  - 1) Cementación.
  - 2) Neomorfismo.
  - 3) Disolución (generación de estilolitos y porosidad secundaria).
- b) Diagénesis aloquímica:
  - 1) Reemplazamientos (dolomitización), dedolomitización y silicificación, como las más importantes.

Las técnicas más usuales empleadas en los estudios diagenéticos de carbonatos son:

- a) Petrografía microscópica, con la que se analizan la mineralogía y morfología de los cristales de carbonatos, con la ayuda de las tinciones selectivas oportunas que permiten distinguir: aragonito, calcita, dolomita, calcita magnesiana y calcita ferrosa, tal como la ha reportado Adams en 1984. Para las tinciones selectivas de los minerales carbonatados se utiliza el rojo de alizarina.
- b) Geoquímica, siendo los elementos indicativos más ampliamente estudiados: Sr, Mg, Mn y Fe. En cualquier caso la interpretación de los datos geoquímicos de una roca carbonatada no puede realizarse sin conocer previamente los procesos diagenéticos sufridos por la misma.
- c) Geoquímica isotópica. Las relaciones  $O^{16}/O^{18}$  y  $C^{12}/C^{13}$  están relacionadas con los ambientes de formación sedimentarios y con las correspondientes etapas diagenéticas por las que las rocas carbonatadas van pasando. Su determinación en las generaciones de cementos presentes permiten interpretar la historia postsedimentaria de los sedimentos precursores.
- d) Catodoluminiscencia. De acuerdo con el contenido en Mn (elemento activador) y en Fe (elemento inhibidor) de los carbonatos, es posible: 1.- Distinguir entre cementación y reemplazamiento (en este último caso se reconocerán texturas de relictos). 2.- Establecer una estratigrafía de los cementos para obtener correlaciones a escala regional. 3.- Determinar el origen marino o continental (agua dulce) de los cementos. 4.- Estudiar la zonificación en cristales.
- e) Microscopía electrónica de barrido. Su utilización permite la observación tridimensional de aspectos texturales a elevados aumentos y cuando se emplea conjuntamente con un equipo analizador tipo EDAX se obtienen datos composicionales a microescala con los que se pueden resolver problemas de zonificación en cristales.

#### 2.4.3.2. Trabajos básicos.

La dificultad de hacer una revisión bibliográfica sobre un tema científico concreto se incrementa por el gran número de publicaciones existentes, tal como ocurre en el estudio de la diagénesis de carbonatos.

En Sorby (1879) se encuentran ya las bases de muchas de las cuestiones desarrolladas de interés, pero fue hasta mediados del siglo XX que con el impulso de las investigaciones petroleras, los aspectos sedimentológicos y diagenéticos de los carbonatos adquieran un mayor protagonismo. Existe infinidad de trabajos e investigaciones que han contribuido al estudio de la diagénesis de los carbonatos.

### 2.4.3.3. Procesos diagenéticos.

Los principales procesos diagenéticos que se llevan a cabo en los sedimentos y rocas carbonatadas son:

- Degradación biológica.
- Micritización.
- Disolución.
- Carstificación.
- Cementación.
- Sedimentación interna.
- Procesos neomórficos.
- Recristalización.
- Reemplazamientos (Dolomitización, etc.)
- Compactación.
- Presión-Disolución.

#### 2.4.3.3.1. Degradación biológica y micritización.

##### Degradación biológica.

Tanto los sedimentos (a nivel de sus componentes individuales o de su conjunto), como las rocas carbonatadas (substratos duros) se ven sometidos al “ataque” de diversos organismos. Este “ataque” biológico tiene lugar preferentemente en las etapas más tempranas de la diagénesis (eogenesis precoz de Choquette y Pray, figura. 2.108). La degradación biológica tiene dos consecuencias:

- 1) Transforma e incluso puede llegar a destruir por completo los componentes carbonatados, impidiendo su reconocimiento y hasta su conservación.
- 2) Crea vías (poros) de acceso de fluidos y de otros organismos que favorecen nuevos procesos diagenéticos.

El ataque biológico puede ser de varios tipos, según el organismo del que se trate y la modalidad de su acción, los más importantes son:

- a) Excavadores.- Son organismos que penetran en sedimentos no consolidados por diversas causas (desplazamientos, nutrición, morada) y provocan el movimiento de la estructura depositacional (bioturbación) (Basan, 1978). Destacan por esta acción excavadora: anélidos, artrópodos y moluscos (En inglés: “burrow” = excavación).
- b) Perforadores.- Son organismos que producen perforaciones en componentes depositacionales (orgánicos e inorgánicos) o en substratos carbonatados duros. El tamaño de las perforaciones es variable, dependiendo del organismo, pueden oscilar entre algunas micras y varios centímetros. Son muy importantes las perforaciones producidas por algas, hongos, esponjas, moluscos y poliquetos, organismos que se muestran de manera esquemática en figura. 2.110 (En inglés: “boeing” = perforación).

La disolución que este proceso produce puede ser cuantitativamente muy variable y relacionado con él pueden estar las envueltas micríticas o proceso de micritización.

- e) Raspadores.- Son organismos que degradan los carbonatos preexistentes mediante la acción mecánica de raspado o escarbado, algunos organismos raspadores son los: peces, equinóideos y gasterópodos, que se muestran esquemáticamente en la figura 2.110 (En inglés: “graze” = raspar).

- d) Depredadores.- Son organismos que se alimentan de otros, pudiendo producir la destrucción del esqueleto calcáreo de éstos, destacan en esta acción las estrellas de mar y algunos moluscos.

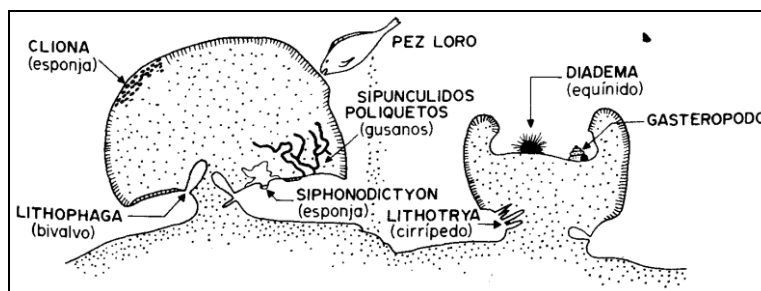


Figura 2.110 Esquema en el que se muestran las localizaciones de los organismos más comunes que erosionan arrecifes coralinos, Lithophaga sp.-perforaciones del tamaño del dedo; Cliona sp.- red de galerías de 1 mm de diámetro aproximadamente; gusanos- tubos sinuosos de hasta medio centímetro de diámetro; Siphonodictyon sp.- cavidades irregulares de hasta varios centímetros de diámetro; pez loro-triturador de coral; Lithotrya sp.- perforaciones del tamaño del dedo; Diadema sp, y gasterópodos raspadores.- depresiones en corales muertos y rocas (según Ginsburg y Janes, 1974), (tomada de Arche, 1992).

### Micritización.

Algunos organismos como las algas cianofíceas, hongos, esponjas, provocan pequeñas perforaciones en la superficie de las partículas depositacionales (figuras 2.110 y 2.111), y la posterior precipitación de un cemento de tamaño micrítico en los poros así creados da lugar a una “envuelta micrítica”, e incluso se puede llegar a “micritizar” completamente el componente, dificultando su identificación. En tal caso el resultado final son unos granos criptocristalinos cuyo origen puede ser diverso. Bathurst (1966) define la “micritización” como “el reemplazamiento de un grano esquelético por micrita” y lo explica mediante el mecanismo de “boring and infilling” (perforado y rellenado)”.

Para Alexanderson (1972), es “la alteración de una fábrica preexistente a micrita”, pudiendo haber diferentes mecanismos que produzcan el proceso.

En resumen, el mecanismo de “boring and infilling” propuesto por Bathurst (1966) es el siguiente (figura 2.111):

- a) Se crea una perforación (“boring”) por un organismo.
- b) El organismo perforador (“borer”) se muere y descompone, quedando la perforación vacía (hueco).
- c) La perforación se rellena (infilling) por cemento micrítico de calcita magnesiana o aragonito.

La repetición de estos procesos produce una “envuelta micrítica” o incluso la “micritización” total del componente afectado.

Existen “envueltas micríticas” cuya génesis no es destructiva y centrípeta sino constructiva y centrífuga, como consecuencia de la calcitación de filamentos de microorganismos que recubren los granos y precipitación de cemento entre ellos; ocurre tanto para ambientes marinos, como para ambientes continentales.

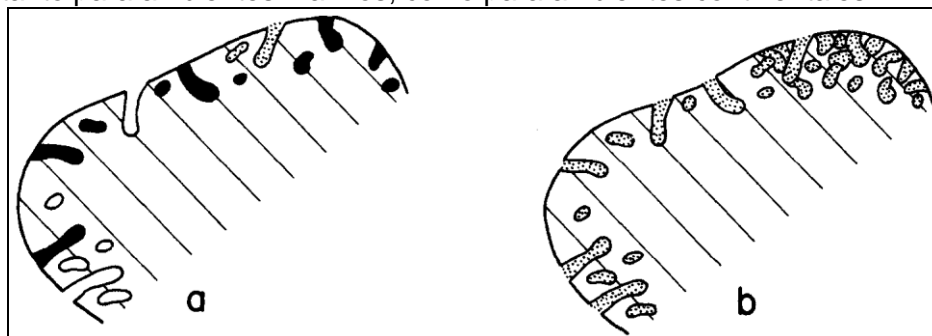


Figura 2.111 Proceso de micritización: a) Esquema de un bioclasto conteniendo algas endolíticas vivas (negro), algunos huecos están vacíos después de la muerte de las algas y otros han sido rellenos posteriormente por micrita (punteado). b) muestra un estado más avanzado que el de a) en el que todos los huecos están rellenos con micrita. En la parte superior del bioclasto se han originado otros huecos que han sido rellenos con micrita después de morir las algas, produciéndose un desarrollo mayor de la envuelta micrítica (según Bathurst, 1975), (tomada de Arche, 1992).



### 2.4.3.3.2. Disolución y carstificación.

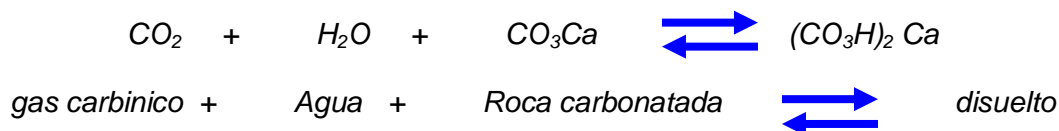
#### Disolución.

Los fenómenos de disolución, juegan un papel muy importante, en la formación de los yacimientos productores de hidrocarburos. No es raro encontrar verdaderas cavernas en los yacimientos, muy a menudo, la disolución se ajusta a una fracturación preexistente, sin embargo la disolución puede variar en función de:

- 1) La solubilidad del  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , es prácticamente nula en el agua marina, sobre todo cuando está saturada de carbonatos.
- 2) La solubilidad del  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , es muy pequeña en el agua pura (de 0.0143 a 0.0198 gramos por litro).
- 3) La solubilidad del  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , es notablemente más importante en el agua dulce cargada de  $\text{CO}_2$  (Holht, 1948), sólo esta última, parece poder realizar una acción suficiente para crear los huecos de gran tamaño observados en los yacimientos calcáreos.

Los componentes depositacionales de los sedimentos carbonatados están constituidos en una proporción alta por minerales metaestables (aragonito, calcita magnesiana, etc.), que en el curso de los procesos diagenéticos tienden a desaparecer, entre otros mecanismos, mediante la disolución.

La ecuación fundamental que rige la precipitación/disolución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  es:



La disolución de los carbonatos depende de: a) La composición del agua que atraviesa y de su flujo. b) Las propiedades intrínsecas del material. c) Otros factores.

a) La composición del agua que atraviesa y de su flujo:

Depende de los valores de: T, pH,  $\text{Pco}_2$ ,  $\text{P}_{\text{hidrostatica}}$ , y salinidad.

El origen del gas carbónico disuelto en el agua, es múltiple, pudiendo provenir de las siguientes fuentes:

- Lavado de la atmósfera por la lluvia.
- Descomposición de la materia orgánica en presencia de oxígeno.
- Respiración de las raíces vegetales.
- Reacciones de ácidos orgánicos con los carbonatos.

Estos diferentes orígenes, tienen sin embargo, como punto común, estar ligados a influencias continentales, aéreas, lo que explica que la mayor parte de los almacenes productores que presentan porosidad por disolución, estén en estrecha relación, con antiguas superficies de emersión.

El dióxido de carbono es 1.5 veces aproximadamente más denso que el aire, es soluble en agua en una proporción de un 0.9 de volumen del gas por volumen de agua a 20 °C.

La atmósfera contiene dióxido de carbono en cantidades variables, aunque normalmente es de 3 a 4 partes por 10,000, y aumenta un 0.4% al año. Es utilizado por las plantas verdes en el proceso conocido como fotosíntesis, por el cual se fabrican los carbohidratos, dentro del ciclo del carbono.

b) Las propiedades intrínsecas del material.

De esto depende la selectividad del proceso, la mayor o menor facilidad para disolverse depende fundamentalmente de la mineralogía, siendo el orden decreciente de solubilidad de la siguiente manera:

Calcita muy magnesiánica (> 10 % Mg)	>	Aragonita	>	Calcita magnesiánica (< 10 % Mg)	>	Calcita	>	Dolomita
--------------------------------------	---	-----------	---	----------------------------------	---	---------	---	----------

La mineralogía original de los componentes esqueléticos es decisiva en los procesos de disolución (figura. 2.112), un ejemplo frecuentemente observable, de la selectividad de la disolución se tiene en las envueltas micríticas; la periferia micritizada de las partículas depositacionales es lo único que se conserva en ocasiones, disolviéndose parcial o totalmente la zona no micritizada, la cual posteriormente será rellenada por cementación o sedimentación interna (figura 2.113).

TAXON	ARA-GONITO	CALCITA % Mg							ARAGONITO Y CALCITA (AMBOS)
		0	5	10	15	20	25	30	
<b>ALGAS CALCAREAS:</b>									
ROJAS				○	—	—	—	—	○
VERDES	○								
COCCOLITOS		○							
<b>FORAMINIFEROS:</b>									
BENTONICOS	☆			○	—	—	—	—	○
PLANCTONICOS				○	○				
<b>ESPONJAS:</b>	☆			○	—	—	—	—	○
<b>CELENTEREOS:</b>									
ESTROMATOPORIDOS *	○			○?					
MILLEPORIDOS	○								
RUGOSOS *				○...					
TABULADOS *				○?					
ESCLERACTINIAS	○								
ALCIONARIOS	☆			○	—	—	—	—	○
<b>BRIOZOOS:</b>	☆			○	—	—	—	—	○
<b>BRAQUIOPODOS:</b>				○	○				
<b>MOLUSCOS:</b>									
CHITONES	○								
PELECIPODOS	○			○	○				○
GASTEROPODOS	○			○	○				○
PTEROPODOS	○								
CEFALOPODOS (LA MAYORIA)	○								
BELEMNOIDEOS Y APTYCHUS *				○					
<b>ANELIDOS (SERPULIDOS):</b>	○			○	—	—	—	—	○
<b>ARTROPODOS:</b>									
DECAPODOS				○	—	—	—	—	○
OSTRACODOS				○	—	—	—	—	○
CIRRIPODOS				○	—	—	—	—	○
TRILOBITES *				○					
<b>EQUINODERMOS:</b>									
				○	—	—	—	—	○

○ COMUN      ☆ RARO      \* NO BASADO EN FORMAS ACTUALES

Figura 2.112 Composición de los organismos que integran sedimentos y rocas carbonatadas (según Scholle, 1978), (tomada de Arche, 1992).

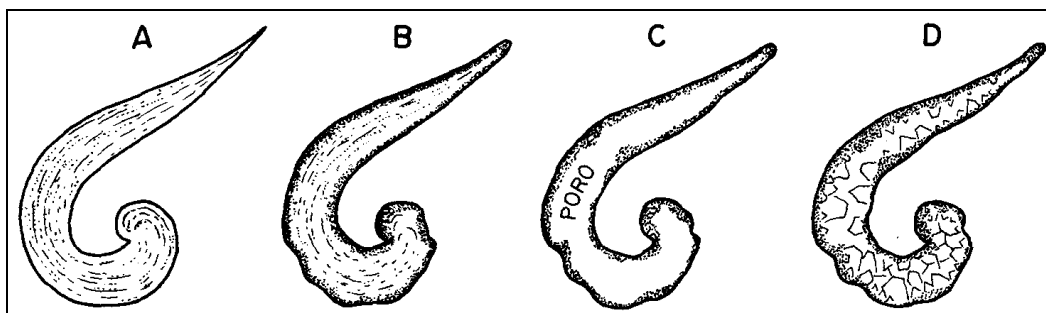


Figura 2.113 Desarrollo y preservación selectiva de las envolturas micríticas. A) grano no micritizado; B) micritización de la periferia del grano; C) preservación selectiva de la envuelta cuando se disuelve el grano; D) generación de sedimento interno y cementación del poro secundario (según Purser, 1980), (tomada de Arche, 1992).

#### c) Otros factores.

Como el grado de porosidad, la presencia de materia orgánica, la existencia de ciertos elementos traza, etc.

Como consecuencia de los procesos de disolución se produce una porosidad diagenética o secundaria, que se suma a la depositacional o primaria.

#### Carstificación.

Existen diferentes definiciones de carstificación, que contienen similitudes importantes: La carstificación es el conjunto de procesos que desarrollan modelados cársticos, se originan por el intemperismo que es una mezcla de acciones químicas (disolución, hidratación, sustitución iónica y óxido-reducción) y físicas (transferencia de masa y difusión).

La carstificación es un proceso de disolución de las rocas carbonatadas (que se da principalmente en calizas y dolomías). Dejando una huella o impresión (cavidad o hueco, etc.) como consecuencia de dicha disolución, originando así un paisaje cárstico.

Aproximadamente el 10 % de la superficie emergida del planeta, excluido el continente Antártico, está constituido por rocas carbonatadas; es decir, rocas sedimentarias cuyo contenido en carbonatos es superior al 50 %, siendo por lo tanto susceptibles de sufrir procesos de carstificación, lo anterior pone de manifiesto la importancia del fenómeno y el interés en su estudio.

#### Origen del nombre carst.

El nombre carst procede de una región de Eslovenia situada al norte de Istria (figura 2.114), en este lugar se dan fenómenos de carstificación, karts proviene del vocabulario alemán, que en español es llamado carst. Este concepto es usado internacionalmente.

#### Definición de carst.

Carst es un relieve caracterizado por el modelado en huecos de las rocas carbonatadas, sobre todo calizas, por efecto de la disolución por aguas que contienen dióxido de carbono.

Las características más destacables de un carst son:

- Existencia de formas singulares a diversas escalas, producidas por la disolución química de las aguas, con la consiguiente formación de típicas depresiones cerradas.
- Poco drenaje superficial, con la inexistencia de redes fluviales. Debido al predominio de la infiltración del agua en el terreno y de su circulación subterránea.
- Abundancia de cuevas y vórgulos, algunos de ellos, funcionan como sumideros de las aguas superficiales y otras como manantiales.



Figura 2.114 Mapa de Eslovenia, donde se ubica la región de Karst (tomada de Enciclopedia Microsoft® Encarta® 2003).

#### Factores condicionantes.

Para que los procesos de carstificación puedan producirse, y con ellos la formación de cavidades, se deben tener los siguientes factores:

- Factor litológico: Que existan rocas favorables (calizas y/o dolomías).
- Factor estructural: Que la estructura geológica sea la adecuada (primaria o secundaria).
- Factor climático: Que hayan existido precipitaciones o aportes hídricos.
- Factor temporal: Que el proceso se desarrollase durante el tiempo suficiente.

#### Factor litológico.

Los procesos de carstificación, se producen en rocas solubles, que puede ser disuelta químicamente por el agua, que presenta condiciones de acidez.

Las calizas son rocas de precipitación química, compuestas en su mayoría por esqueletos y conchas de organismos marinos y por lodos calcáreos precipitados directamente del agua del mar. Después de sufrir diversos procesos de diagénesis, estos sedimentos se convierten en una roca compacta, de grano muy fino y cuyo color puede variar dependiendo de su composición y los elementos que la forman.

Desde el punto de vista químico, la caliza está compuesta principalmente por carbonato cálcico,  $\text{CaCO}_3$ , y por restos de sedimentos, arenas y arcillas. Cuanto más elevado sea el contenido en carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ), más pura será la caliza y por lo tanto mayor posibilidad de carstificación tendrá. Este es un rasgo limitante, ya que si el contenido en  $\text{CaCO}_3$  es inferior al 60 %, no se podrán generar cavidades.

#### Factor estructural.

La tectónica de placas juega un papel primordial en la formación del relieve, y de estructuras geológicas secundarias, esto hace que las capas sedimentarias, que originalmente se depositaron horizontalmente, sufran plegamientos, cabalgamientos y fracturamiento.



La tectónica es la que genera las familias de fallas y de diaclasas (las diaclasas son fracturas en las que no hay desplazamiento relativo entre los bloques) que observamos en los macizos cársticos. Los procesos de tensión y descompresión producen fracturas en las rocas, que luego serán aprovechadas por las aguas superficiales, para introducirse en el subsuelo. Con el tiempo se producirá un ensanchamiento progresivo de las mismas, favoreciendo la circulación subterránea, y formando cavidades.

#### Factor climático.

En el mundo existen carsts en todas las latitudes, desde los círculos polares hasta las regiones tropicales, aunque su desarrollo y magnitud no es homogéneo. Un rasgo fundamental en la disolución de los carbonatos, es la disponibilidad de agua, y que además sea lo suficientemente agresiva para afectar la roca, es decir, que contenga dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Estas dos condiciones vienen claramente influenciadas por el clima, ya que debido a la cantidad de las precipitaciones pluviales y a la temperatura, que puede incrementar el poder de disolución del agua, y por otra, favoreciendo la presencia de una cubierta vegetal de importancia. Al introducirse el agua en un suelo rico en materia orgánica, su contenido en CO<sub>2</sub> aumenta, lo que le permitirá disolver una mayor cantidad de carbonatos.

La temperatura es fundamental, cuanto más baja sea, el agua podrá movilizar más CO<sub>2</sub>, incrementando el contenido en éste gas y por lo tanto aumentando su poder de disolución frente a los carbonatos.

Los carsts más desarrollados se encuentran situados en zonas tropicales húmedas, donde existen grandes selvas y las precipitaciones superan los 4,000 mm/año, o en regiones donde en tiempos pasados se dieron ambientes similares. La cubierta vegetal, también influye en el desarrollo del carst, pero lo hace sobre todo en la morfología resultante.

El control que ejerce sobre la carstificación tanto la disponibilidad de agua como el régimen térmico, hace del ambiente climático un factor básico para el proceso; en función de esto se definen los siguientes tres tipos de carst a nivel zonal o regional:

- 1) Carst tropical. Asociada a regiones húmedo-cálidas y no a las tropicales secas. Se caracterizan por abundante actividad biológica en el subsuelo, lo que provoca alta acidificación subterránea; también gran provisión de agua en superficie, originando disoluciones diferenciales (torretas y pinacles).
- 2) Carst frío. Sus aguas presentan notable agresividad por las altas tasas de disolución del CO<sub>2</sub> a bajas temperaturas. Corresponde a regiones en las cuales los procesos cársticos están asociados a glaciares y zonas donde ocurren nevadas, se desarrollan normalmente en altas latitudes y altitudes. En estas condiciones resulta difícil la saturación, y por tanto son raras las formas de precipitación o constructivas.
- 3) Carst templado. Es una combinación de los aspectos descritos anteriormente, se caracterizan por presentar niveles de saturación variables y agresividades intermedias, que condicionan una gran abundancia de formas, tanto endocársticas como exocársticas y de disolución o precipitación; incluso asociadas a formaciones residuales (descalcificaciones y similares) y aportes alóctonos fundamentalmente aluviales.

En “zonas áridas”, cálidas o frías, la carstificación queda limitada por falta de agua; mientras, en climas algo más húmedos como los semiáridos pero de fuerte evaporación, son frecuentes precipitaciones de carbonatos al saturarse las aguas, dando lugar a calcretas, caliche y cementaciones (duricalcretas).

#### Factor temporal.

Para la formación de cualquier relieve debemos tener en cuenta el paso del tiempo que hará evolucionar su estructura, por eso no debemos olvidarnos de los procesos de formación de un carst debido a éste. La primera fase de “carstogénesis” sería la

generación, desde las zonas de absorción, de una red incipiente de drenaje a través de microfisuras. Esta etapa es larga, llevándose a cabo entre 10,000 y 100,000 años.

Progresivamente, algunas de las microfisuras conseguirán conectarse con las zonas de surgencia, favoreciendo a través de ellas el flujo del agua, y sufriendo un notable ensanchamiento. Esta segunda etapa, más rápida puede durar entre 1,000 y 10,000 años. A partir de aquí la formación de cavidades ya es relativamente rápida.

De manera simplificada, el proceso tiene lugar en cuatro fases.

1) Disolución escasa en agua pura (bajos contenidos de anión bicarbonato), disociándose en anión carbonato y catión metálico. La tasa de disolución es alta pero muy limitada en el tiempo, generando formas superficiales con desarrollo rápido.

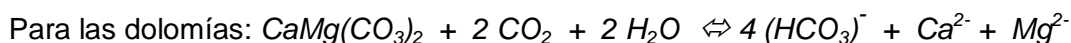
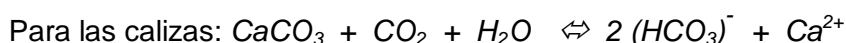
2) Formación de ácido carbónico disociado (anión bicarbonato + protón) en bajas proporciones, a partir de la oxidación del anión carbonato ( $\text{pH} < 8.5$ ). La tasa de disolución es alta-media, dando lugar a formas más incisivas también superficiales.

3) Intervención del dióxido de carbono atmosférico o edáfico, que está físicamente disuelto en el agua. Una pequeña proporción será hidratada y químicamente disuelta dando ácido carbónico disociado, y retroalimentando el proceso al formarse más ácido carbónico a partir de aniones carbonato procedentes de la roca; la disponibilidad del mismo (fuerte y agresivo) hace que esta fase, aun con tasas de disolución medias, sea la más importante en la carstificación superficial.

4) Fase con total interacción atmósfera-agua-roca. El desequilibrio entre el contenido en dióxido de carbono del aire y el agua, llega a suplirse disolviendo físicamente grandes cantidades de carbonato (en función de su disponibilidad y la temperatura del agua). Así aparecen numerosas reacciones reversibles hasta llegar a un cierto equilibrio que puede ser alterado según el flujo del agua, superficie de roca expuesta, variaciones del nivel freático, temperatura, etc. Las tasas de disolución disminuyen progresivamente, aunque la duración de esta etapa llega a generar carstificaciones importantes.

Reacciones en el proceso de carstificación.

El conjunto de reacciones puede simplificarse para los carbonatos de las calizas y dolomías, respectivamente, de la siguiente manera:



Las reacciones por la presencia de compuestos orgánicos (ácidos húmicos) que intervienen en la disolución de los carbonatos, favorecen la carstificación por aumentos en la temperatura de la siguiente manera:



Estas reacciones físico-químicas son más efectivas cuanto mayor sea la agresividad y movilidad del agua, la agresividad depende del grado de disociación iónica, directamente relacionado con su disponibilidad en dióxido de carbono; la movilidad está controlada por la red de circulación o flujo.

El progreso de la disolución hacia zonas subsuperficiales y profundas tiene lugar mediante la filtración de aguas agresivas a través de discontinuidades, es decir,

diaclasas, fracturas y planos de estratificación; al penetrar dichas aguas en el subsuelo, se alejan del ambiente atmosférico y edáfico (del suelo) que les proporciona CO<sub>2</sub>, a la vez que se cargan de carbonato; así pierden agresividad y aumenta la fase saturada con baja capacidad de disolución. Por ello, aún se discute cómo puede producirse la ampliación de esas discontinuidades llegando a formar conductos para la libre circulación hídrica subterránea.

Al proceso anterior sólo parece oponerse otro que, en principio, sería el responsable de la carstificación en zonas profundas; es la disolución por mezcla (mischungekorrosion); en este caso dos aguas saturadas generan al mezclarse una fase no saturada, transformándose así en aguas agresivas con capacidad para ampliar los conductos subterráneos (Bögli, 1964, 1980).

Debido al carácter reversible, a las reacciones de disolución pueden seguirle las de precipitación que se origina por la evaporación de agua (sobre todo en zonas tropicales), por la disminución del contenido en CO<sub>2</sub> (importante en zonas templadas por descompresión o acción biótica), y por la acción de bacterias (sólo a escala local, como modificadora del pH); son los fenómenos más comunes que generan esa precipitación química.

#### Morfología del proceso de carstificación.

Aunque aparezcan términos intermedios, las formas desarrolladas por estos procesos se dividen según su condición subaérea o subterránea (exocársticas y endocársticas); dentro de ellas puede ocurrir precipitación o acumulación y erosión o denudación (constructivas y destructivas); a veces suele aludirse también a formas mayores y menores, con base en su tamaño.

Realizada la conexión "libre" o "semilibre" entre aguas superficiales y subterráneas, puede decirse que ha tenido lugar el desarrollo completo de un paisaje cárstico; luego evolucionará hacia su degradación en diferentes fases o quedará estancado en cualquiera de ellas, dependiendo de las condiciones ambientales y los controles físicos, como el tipo de materiales, la estructura geológica, las oscilaciones en el nivel de base local o regional y los cambios climáticos (básicamente precipitación y temperatura).

En la evolución del carst tiene gran importancia el contexto hidrológico e hidrogeológico regional, ya que la red hidrográfica se profundiza en el macizo carstificado degradando algunas morfologías, ampliando otras, conectando formas externas e internas (exocársticas y endocársticas), y variando el nivel freático; este último fenómeno, puede dejar "colgados" o "fósiles", en realidad inactivos o poco activos, que son conductos originados por fases anteriores.

Para las formas subterráneas, el funcionamiento hidrológico permite establecer cuatro zonas principales (figura 2.115 del paisaje cárstico).

- 1) Zona vadosa o zona de aireación, en la cual los conductos generalmente están rellenos de aire, salvo en momentos con alimentación directa de agua a partir de lluvias; aquí se encuentra la zona de absorción, que es por donde el agua entra hacia el interior de la corteza terrestre y que coincide con el paisaje kárstico exterior.
- 2) Zona de fluctuación o epifreática presenta un funcionamiento mixto, pues en ocasiones está saturada de agua y en otras actúa como zona vadosa. Aquí se encuentra la zona de circulación vadosa; a esta zona también se le conoce como zona de transferencia vertical, es donde se dan los grandes pozos que explotan agua con diferentes fines. El agua, por efecto de la gravedad desciende en forma de torrenteras y cascadas erosionando las paredes hasta dejarlas pulidas.

- 3) Zona freática, corresponde con cavidades rellenas por agua permanentemente y carstificación activa, aquí las galerías están llenas de agua que requieren conocimientos de espeleobuceo para su reconocimiento.
- 4) Zona freática profunda, en realidad es una subzona de la anterior, tipificada por codos o loops, saturada de agua.

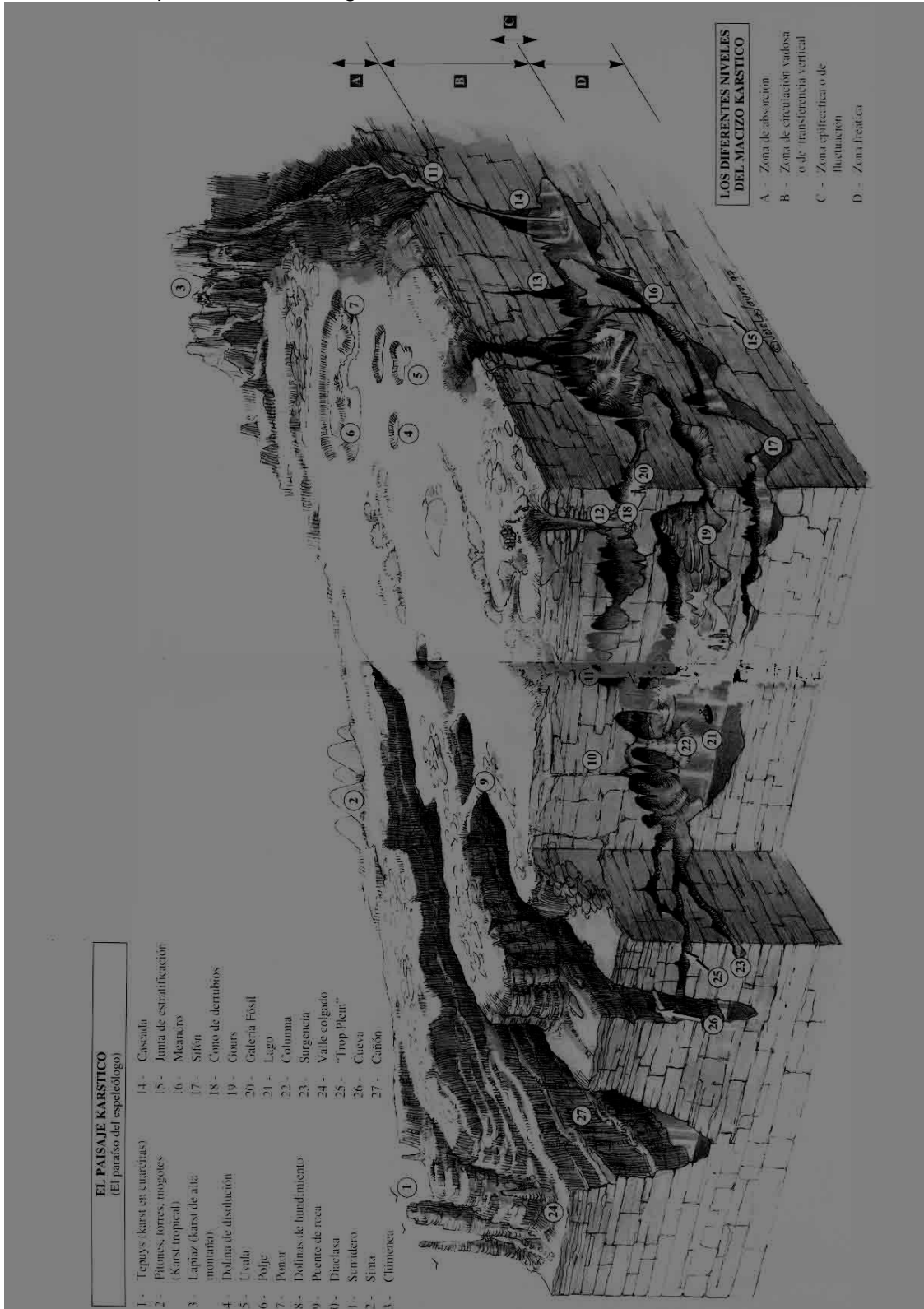


Figura 2.115 Paisaje kárstico (tomada de internet: <http://www.espeleokandil.org/geologia/interiordelcarst.htm>, 2008).



Hidrológicamente el carst se caracteriza por la existencia de bajas corrientes (esorrentías) superficiales y altas infiltraciones, que circulan subterráneamente en una red jerarquizada. Los conductos con mayor gradiente hidráulico (más grandes) tendrán más capacidad de caudales, y por tanto alto poder de carstificación creando una red selectiva. El resultado final es un acuífero anisótropo direccional y de alta transmisividad, es decir, con circulación rápida que sigue líneas preferentes.

La carstificación suele iniciarse sobre macizos rocosos que llegan a aflorar en el terreno, pues necesita mantener un flujo de agua conectado a la red superficial, sin embargo, también se produce en algunas formaciones adyacentes bajo otras no carstificables, pero con suficiente permeabilidad como para no dejarlas aisladas respecto a esa red hidrológica; esta tipología corresponde a un carst cubierto, bien porque se inició así, o porque fue fosilizado después.

Un carst cubierto suele detectarse en superficie por movimientos reflejos, es decir, adaptación que realizan los materiales suprayacentes como respuesta a determinados fenómenos que ocurren en los subyacentes (colapsos, depresiones con fisonomía similar a las dolinas, etc.). El mejor ejemplo y más abundante de estos relieves, son aquéllos fosilizados por materiales detríticos de origen fluvial o carst aluvial.

Frente al proceso anterior, a veces los sedimentos que recubren formaciones carstificadas son impermeables y las desconectan del flujo superficial dejándolas inactivas. También puede ocurrir que un mismo carst sufra procesos discontinuos en el tiempo, sucediéndose etapas de inactividad y reactivación, generando complejas superposiciones de morfologías y depósitos; un ejemplo es el carst relicto, que corresponde con formas expuestas a los agentes meteóricos, pero sin estar en equilibrio con esas condiciones.

Finalmente, si un carst deja de ser funcional y queda progresivamente cubierto por sedimentos más recientes, pasa a integrar el registro geológico: corresponde a un paleocarst y aporta datos acerca de las condiciones climáticas reinantes en ese lugar durante la carstificación. Las manifestaciones carticas originan diferentes manifestaciones con distintas formas que se pueden agrupar de la siguiente manera:

#### Manifestaciones exocársticas:

##### Formas de absorción:

##### Formas cerradas:

- Lapiaz o "lenar".
- Dolina.
- Uvala.
- Poljés.
- Valles ciegos.

##### Formas abiertas:

- Simas.
- Ponors.
- Cuevas, grutas o cavernas.
- Surgencias.
- Exurgencias.

#### Manifestaciones endocársticas:

- Estalagmitas, estalagmitas y columnas.
- Cascada.
- Formación de las cascadas.
- Lago.
- Pozo.
- Galería.
- Sala.
- Vugulo

### Manifestaciones exocársticas.

Podemos diferenciar las distintas morfologías exocársticas más importantes caracterizándolas de la siguiente manera (figura 2.115 del paisaje cárstico).

#### Formas de absorción.

Se hallan en la superficie del carst y por ellas se produce la infiltración del agua, las principales formas, de menor a mayor tamaño, son las siguientes.

#### Formas cerradas:

- **Lapiaz:** El "lapiaz" o "lenar", es posiblemente la forma inicial más sencilla de "carst embrionario" que puede degenerar, posteriormente en dolinas. Se presentan, generalmente, como un conjunto de pequeñas acanaladuras o surcos estrechos (desde centímetros llamado "microlapiaz", hasta 1 metro llamado "megalapiaz") separadas por crestas, a menudo agudas; o bien por orificios tubulares, "nidios de abejas" etc. Aparecen normalmente en superficies más o menos inclinadas y ausentes de vegetación.
- **Dolina:** Son depresiones circulares o elípticas que se forman por disolución (y consiguiente pérdida de volumen) en su fase inicial, a partir de la intersección de diaclasas, generalmente a favor de los planos de estratificación, produciéndose un proceso en cadena de infiltración-disolución. En cualquier caso no se disponen caprichosamente, sino que generalmente están alineadas según fracturas o direcciones de estratificación determinadas. En sección tienen forma de cubeta o embudo, sus dimensiones varían desde unos pocos metros de diámetro hasta incluso más de 500 m, siendo las más frecuentes de 20 a 25 m y normalmente están rellenas en su centro por "terra rossa" o arcillas de descalcificación.
- **Uvala:** Como consecuencia de la evolución de la dolina, más rápida en superficie que en profundidad, se originan las uvalas, estas se forman por la unión de varias dolinas. Sus dimensiones pueden alcanzar incluso más de 1 Km de diámetro. Las uvalas aumentan considerablemente la capacidad de absorción actuando como verdaderas zonas colectoras de agua en mayor escala que las dolinas.
- **Poljes:** Son las formas superficiales más evolucionadas y de mayor tamaño así como de absorción cárstica, normalmente presentan una disposición alargada y vienen condicionadas por fracturas importantes. Se considera una longitud de 2 km, el límite a partir del cual es un "polje" y no una "uvala". Frecuentemente, de las superficies de los "poljes" se erigen pequeñas colinas de calizas, a modo de islas, que se denominan "hum". Estas áreas endorreicas pueden estar secas o inundadas estacionalmente y por ellas pueden discurrir algunos arroyos o incluso ríos que normalmente se pierden en sumideros o "ponors".
- **Valles ciegos:** Son valles cuyo curso de agua superficial desaparece en un sumidero cárstico, presentando fisonomía en "fondo de saco"; normalmente se adaptan a sistemas de fracturas dominantes. Cuando llevan mucho tiempo funcionando se asemejan a uvalas. Los valles ciegos desarrollan su circulación de agua sobre margas finalizando en sumideros.

#### Formas abiertas:

- **Simas:** Son las cavidades verticales, condicionadas bien por fracturas, en las que la disolución y erosión ha alcanzado profundidades importantes de hasta 1000 m, o bien por el hundimiento de una dolina, de ahí que normalmente se hable de simas tectónicas y simas de hundimiento. Según su forma se habla de simas lenticulares, cilíndricas, elípticas, etc.
- **Ponors:** Son los puntos de absorción en una dolina, uvala o polje y a veces se trata de poner-sima.
- **Cuevas, grutas o cavernas:** Constituyen los conductos de circulación subterránea, actual o pasada, libre o forzada. Pueden alcanzar hasta decenas de kilómetros y son frecuente en ellas los conductos secundarios ramificados a modo de laberinto; para que sea considerada caverna debe tener un diámetro promedio mayor a 50 cm. En ellas aparecen con frecuencia sifones, lagos ("gours") etc.

- **Surgencias:** Son los manantiales de pequeño caudal, de alimentación alóctona y de tipo intermitente. Son producto de una zona de diaclasas que actúan como colector del agua que discurre por la superficie y es interceptada por las diaclasas. Cada manantial de este tipo tiene una cota de salida diferente e independiente de la de los demás pertenecientes a este grupo.
- **Exurgencias:** Son de mayores caudales, proceden de aguas colectoras del aparato cárstico y son de tipo permanente, aunque con fuertes fluctuaciones estacionales en el caudal.

#### Manifestaciones endocársticas

Podemos diferenciar las distintas morfologías endocársticas más importantes caracterizándolas de la siguiente manera (figura 2.115 del paisaje cárstico):

- **Estalagmitas, estalagmitas y columnas:** Son formaciones minerales que se encuentran con frecuencia en cuevas, una estalactita es una acumulación con forma de carámbano de carbonato de calcio que cuelga del techo o de los lados de las cavernas de roca caliza; se forma a lo largo de miles de años por precipitación de los minerales contenidos en las aguas subterráneas que se filtran, muy despacio, a través del techo de la caverna. El agua en circulación por el suelo, sobre la caverna, adquiere bicarbonato de calcio al pasar por la caliza, cuando el agua se filtra gota a gota hasta el techo de la caverna, tiende a adherirse a éste y a formar gotitas; cuando éstas pierden parte del agua y del dióxido de carbono, el carbonato de calcio precipita y forma los depósitos parecidos a carámbanos. Al escurrir más agua por el techo, la precipitación de carbonato de calcio continúa y los depósitos crecen en longitud y anchura constituyendo estalactitas. A menudo son enormes y adoptan formas curiosas. Las estalagmitas se elevan desde la base de la cueva.

**Columnas:** En muchas ocasiones, una estalactita se une con la correspondiente estalagmita. Entonces forman una columna, en este caso el goteo interno se interrumpe y será el agua que resbala por las paredes las que irán dando forma a las columnas.

- **Cascada:** Descenso súbito de una corriente de agua, arroyo o río sobre un declive empinado de su lecho, a veces en caída libre, el término catarata suele designar una serie de rápidos en un río grande, aunque a menudo se aplica a cascadas de gran tamaño. Se puede restringir el término cascada a los saltos de agua que, al caer, no pierden el contacto con el lecho de la corriente; es el caso de los mayores saltos de agua. En la actualidad las cascadas son valiosas como fuentes de energía hidroeléctrica.

**Formación de las cascadas.** Las cascadas se desarrollan de varias maneras, la principal se debe a distintas velocidades de erosión en puntos donde una capa de roca resistente cubre capas más blandas. La erosión subsiguiente de las rocas blandas por parte del agua que cae, socava y rompe trozos de la cubierta dura.

- **Lago:** Masa de agua dulce, más o menos extensa, embalsada en tierra firme. Las cuencas de los lagos pueden formarse debido a procesos geológicos como son la deformación o que origina fallas normales (graben) de rocas estratificadas; y por la formación de una represa natural en un río debida a la vegetación, un deslizamiento de tierras, acumulación de hielo o la depositación de aluviones o lava volcánica (lagos de barrera). Las glaciaciones también han originado lagos, ya que los glaciares excavan amplias cuencas al pulir el lecho de roca y redistribuir los materiales arrancados (lago glaciar). Otros lagos ocupan el cráter de un volcán extinto (lago de cráter).
- **Pozo:** Hoyo profundo en el que el agua contenida entre dos capas subterráneas impermeables encuentra salida y sube a la superficie.
- **Galería:** Hueco horizontalmente dispuesto que conecta cada una de las salas de un cueva.

- Sala: Espacio de grandes dimensiones de una cueva de la que generalmente sale cada una de las galerías. En ella podemos encontrar diversas manifestaciones geológicas caprichosas, como son las estalactitas y estalagmitas.
- Vugulo.- hueco formado por disolución de menos de 50 cm de diámetro promedio.

En síntesis, el proceso cárstico presenta las siguientes características.

Material: Agua con gases disueltos ( $\text{CO}_2$ ), que actúa sobre rocas calcáreas, raramente sobre evaporitas.

Geometría: Muy restringida, con grandes variaciones locales, grandes cavernas a pequeños conductos (vúgulos) formando una red tridimensional.

Energía: Principalmente química y en parte mecánica.

Biología: Escaso, muy poca fauna típica (hipogea).

Forma: Irregular, condicionada por los límites del paquete de rocas y por la circulación de agua en el carst.

Litología: Carbonatos (calizas y dolomías) y arcillas de descalcificación e incrustaciones y coladas calcáreas. Sedimentación litoquímica.

Estructuras sedimentarias: Caóticas a estructuras típicas de transporte subacuático y concéntricas de procesos litoquímicos.

Red de paleo-corrientes: Polimodal de pequeña variación en el vector local. Fósiles: Prácticamente ausentes.

En la figura 2.116 se muestran fotografías de diferentes lugares donde hay desarrollo de paisajes cársticos.



Figura. 2.116 Paisajes cársticos aflorantes A) Carst de las calizas Mesozoicas del Pinar del Rio, Cuba. B) Carst de la Formación El Abra de la Sierra de los Cachoros, San Luis Potosí. C) Carst de las calizas Mesozoicas del Pinar del Rio, Cuba (tomada de Arellano, 2007).

#### 2.4.3.3.3. Cementación.

La cementación es la depositación de minerales en los intersticios entre los granos de un sedimento. Es uno de los cambios diagenéticos más comunes y produce la rigidez de un sedimento, uniendo a las partículas unas con otras. La cementación puede ocurrir simultáneamente con la sedimentación, o bien el cemento puede ser introducido en un tiempo posterior. Los materiales cementantes más comunes son: calcita, dolomita, siderita y sílice.

Se llama cemento a la formación de cristales en los huecos (poros) preexistentes, siendo por consiguiente la consecuencia de este proceso la reducción parcial o total de la porosidad del sedimento original.

Los sedimentos carbonatados tienen una porosidad media del 50 %, sin embargo, en las rocas carbonatadas raramente se supera el 10 %. Esto plantea el problema del origen de la cantidad del carbonato cementante. La fuente de dicho cemento se asocia con la disminución de grandes cantidades de carbonatos en etapas diagenéticas previas.



Tamaño y morfología de los cristales del cemento.

- a) Micritico: Cemento integrado por cristales isométricos, de tamaño inferior a 4 micras, en general de forma poliédrica, mineralógicamente puede estar formado por calcita (LMC), calcita magnesiana (HMC), aragonito y dolomita. Su génesis se relaciona con una cristalización muy rápida y múltiples centros de nucleación.
- b) Fibroso: Tiene cristales de tamaños muy variables, la calcita (LMC) y la dolomita raramente son fibrosas; la calcita magnesiana (HMC) lo es frecuentemente, y el aragonito casi siempre. Se forma con velocidades de cristalización no muy rápidas.
- c) Esparítico: Cemento formado por cristales en general mayores de 30 micras, de equidimensional a subequidimensional y morfologías euhedrales a anhedrales. Puede presentar distintas texturas: "blockky", "drusy", poiquilotópico, sintaxial. Los cementos esparíticos sólo pueden ser de calcita (LMC) o de dolomita y están relacionados con una velocidad de precipitación lenta.

Entre los numerosos factores que pueden controlar la mineralogía y morfología de los cementos carbonatados se han citado la geoquímica de la solución cementante, la velocidad de precipitación, la temperatura, influencias orgánicas, acción de elementos traza, etc. Para Folk (1974) los dos principales factores son: a) el efecto del ión  $Mg^{2+}$  principalmente, y del ión  $Na^+$  de las aguas intersticiales, y b) la velocidad de cristalización (figuras 2.109, 2.117 y 2.118).

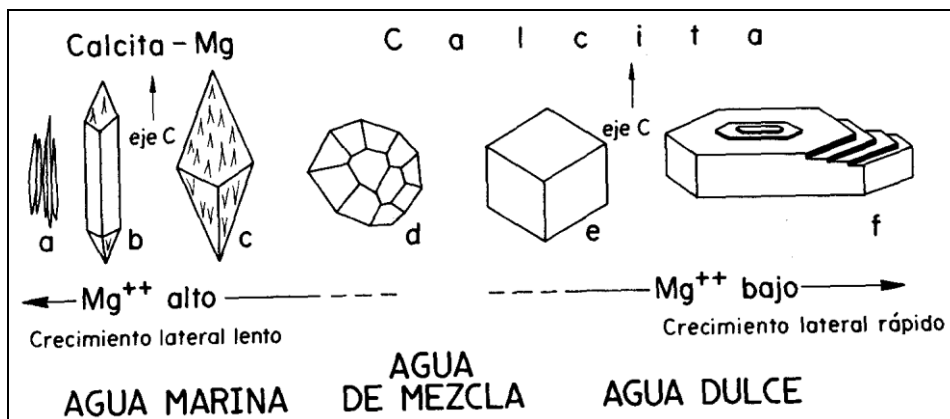


Figura 2.117 Forma y velocidad de cristalización del  $CO_3Ca$  controlado por la relación Mg/Ca (Folk, 1974), (tomada de Arche, 1992).

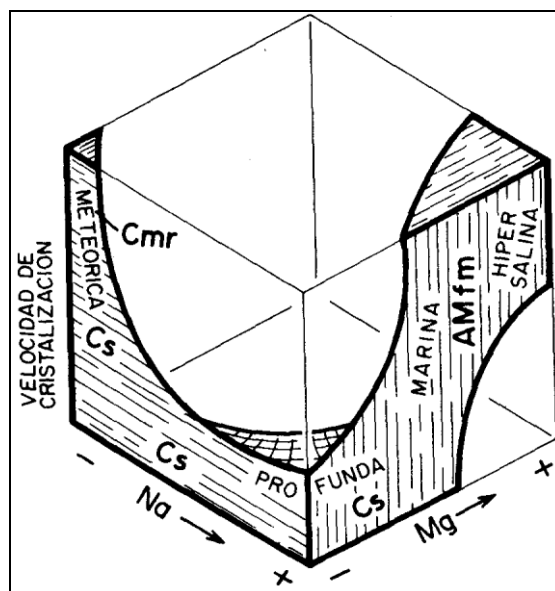


Figura 2.118 Morfología de los cristales de carbonato en función de la velocidad de cristalización y del contenido en  $Na^+$  y  $Mg^{++}$  de las soluciones. C, Calcita; A, Aragonito; M, Calcita magnesiana; s, Esparita; m, Micrita; r, Rombos; f, Fibras (Folk, 1974), (tomada de Arche 1992).

## Cementos y medios diagenéticos.

Uno de los aspectos más investigados en la diagénesis de sedimentos carbonatados es el de la reconstrucción de su historia diagenética a partir de la mineralogía y textura de sus cementos. Existe mucha información sobre este tema, de diversos autores, sin embargo la mayoría coincide con el medio ambiente, como a continuación se describe:

- a) Medio continental: Caracterizado porque los poros están ocupados por agua dulce, el mineral estable es la calcita (LMC) (figuras 2.119, 2.120).
  - a.1) Medio continental vadoso: Los poros están ocupados por dos fases (aire y agua) y por ello los cementos que se producen tienen forma discontinua (figuras 2.119, 2.120, 2.124, 2.125).  
Cuando el agua circula por capilaridad, se origina el cemento en forma menisco en el contacto entre los granos; cuando la circulación es descendente, por gravedad, se forma el cemento gravitacional (microestalactítico) en la parte inferior de los granos (figura 2.125).
  - a.2) Medio continental freático: Los poros están ocupados siempre por una sola fase (agua), razón por la cual los cementos que se generan son de forma continua, teniendo la película de cemento que rodea a cada grano un espesor más o menos uniforme (figuras 2.119, 2.120, 2.126, 2.127).  
Morfologías típicas de este medio son: “blocky”, “drusy”, poiquilolópico y sintaxial o “rim”.
- b) Medio marino: Caracterizado porque el agua que ocupan los poros tiene hidroquímica marina. Los minerales estables son calcita magnesiana (HMC) y aragonito; la morfología fibrosa es la más característica de este medio (figuras 2.119, 2.120).
  - b.1) Medio marino vadoso: Se desarrollan texturas gravitacionales y en menisco; en general son de aragonito fibroso y de calcita magnesiana (HMC) micrítica. Típico de las zonas de playa (“beach rocks”) (figuras 2.119, 2.120).
  - b.2) Medio marino freático (figuras 2.122, 2.123): Longman (1980) subdivide este medio en:
    - Zona marina freática activa, en la que el movimiento del agua, combinado con otros procesos, tiene como consecuencia más importante la cementación (figuras 2.122, 2.123).
    - Zona marina freática estancada, en la que el movimiento del agua a través del sedimento es relativamente lento y no se produce cementación (figuras 2.122, 2.123).
 Éstos son dos extremos de un espectro continuo y otros factores complican esta subdivisión.  
Muchos estudios sobre calizas marinas del Holoceno han demostrado que el aragonito y la calcita magnesiana (HMC) son los únicos minerales que precipitan inorgánicamente a partir del agua del mar a profundidades someras y estos cementos no se producen en todas partes (depende de: movimiento del mar, fotosíntesis, desgasificación de CO<sub>2</sub>, bacterias, etc.); en cualquier caso la cementación se desarrolla fundamentalmente muy próxima a la interface sedimento/agua. El cemento de calcita magnesiana (HMC) es generalmente micrítico y el aragonito es fibroso. Además, los cementos fibrosos suelen presentarse en los sedimentos grano-soportados (“grains-supported”) y los micríticos en los lodo-soportado (“mud-supported”).
- c) Medio Marino profundo: Se caracteriza por cementos de calcita (LMC) y dolomita en mosaicos de cristales esparíticos anhedrales (figuras 2.119, 2.120, 2.122).

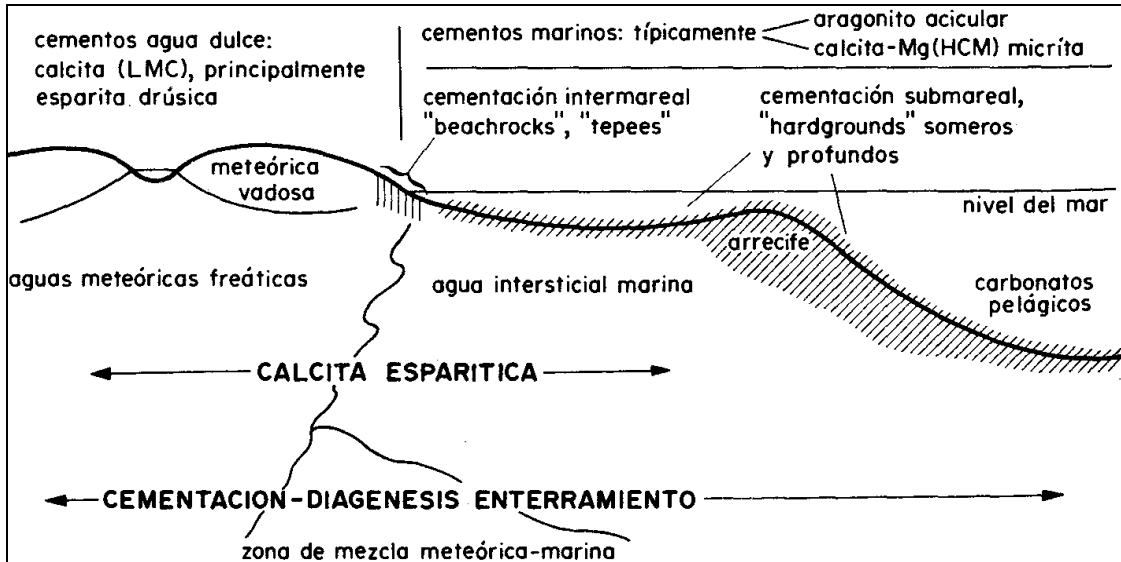


Figura 2.119 Principales ambientes de cementación de sedimentos carbonatados (Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).

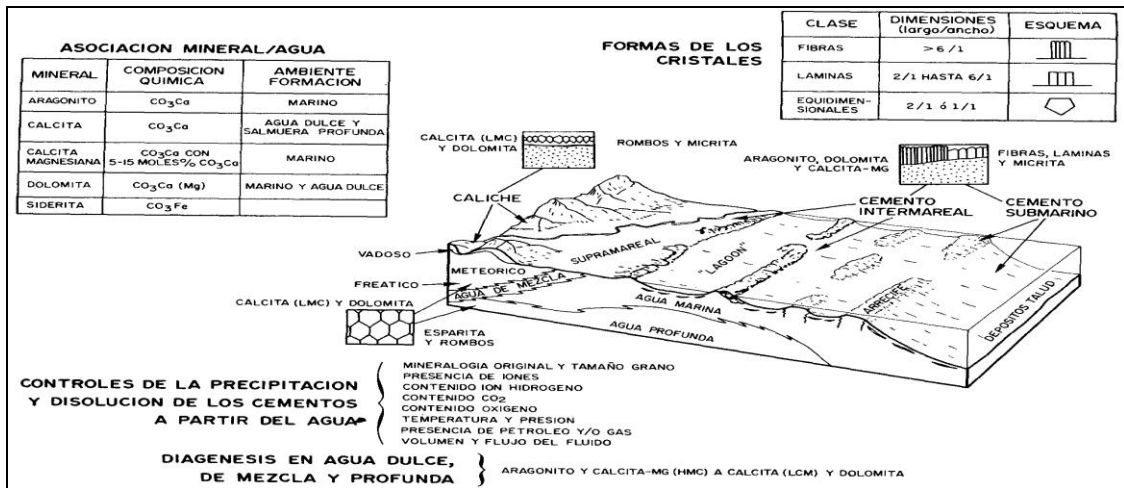


Figura 2.120 Distribución y características de los cementos carbonatados en los diferentes ambientes diagenéticos (Harris, 1985), (tomada de Arche, 1992).

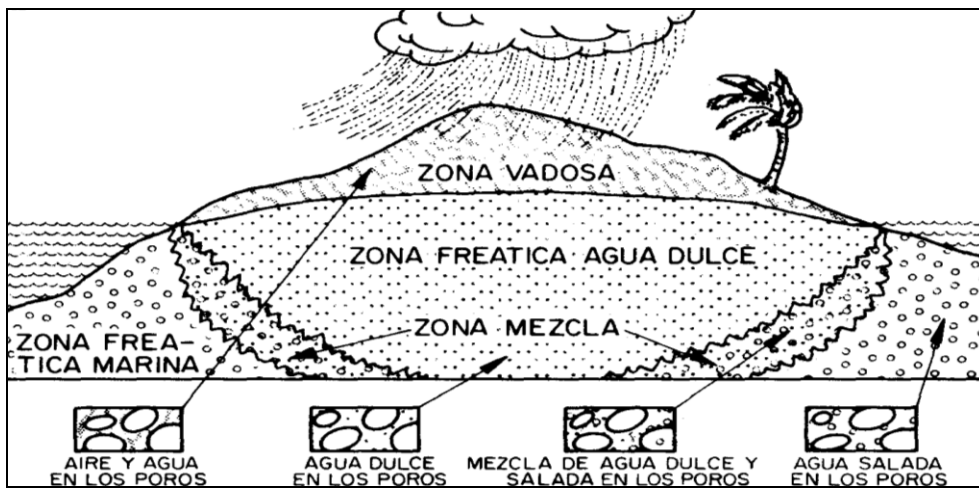


Figura 2.121 Corte mostrando la distribución y relación de los principales ambientes diagenéticos poco profundos en una isla ideal de arenas carbonatadas permeables. Sin escala, pero la distancia vertical podría representar decenas de metros y la horizontal algunos kilómetros (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

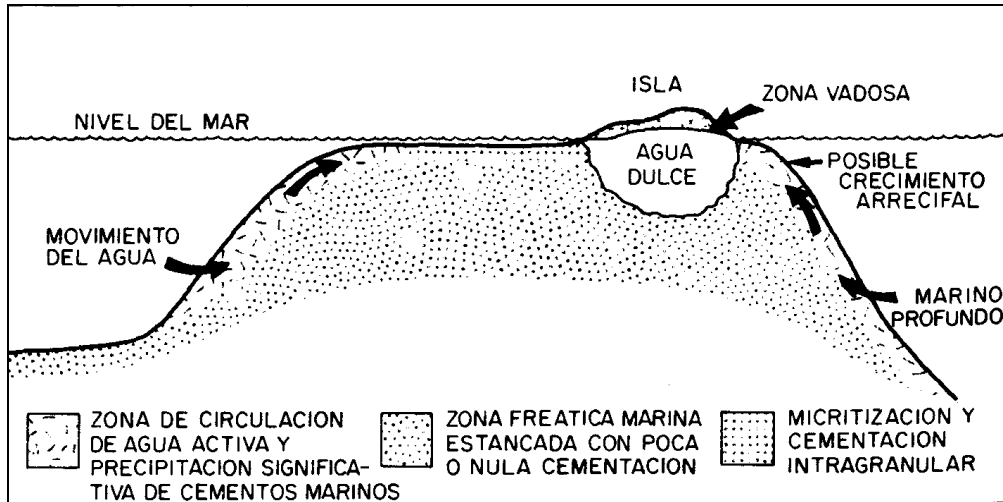


Figura 2.122 Corte esquemático de un gran banco de carbonatos mostrando la zona freática marina dividida en áreas con circulación de agua activa (y por eso cementación) y con poca circulación de agua (zonas estancadas con poca cementación). En la zona activa la mayoría de la cementación tiene lugar en los primeros metros desde la interfase sedimento/agua. Modelo tomado del Gran Banco de Bahamas con escala vertical en cientos de metros y escala horizontal en kilómetros (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

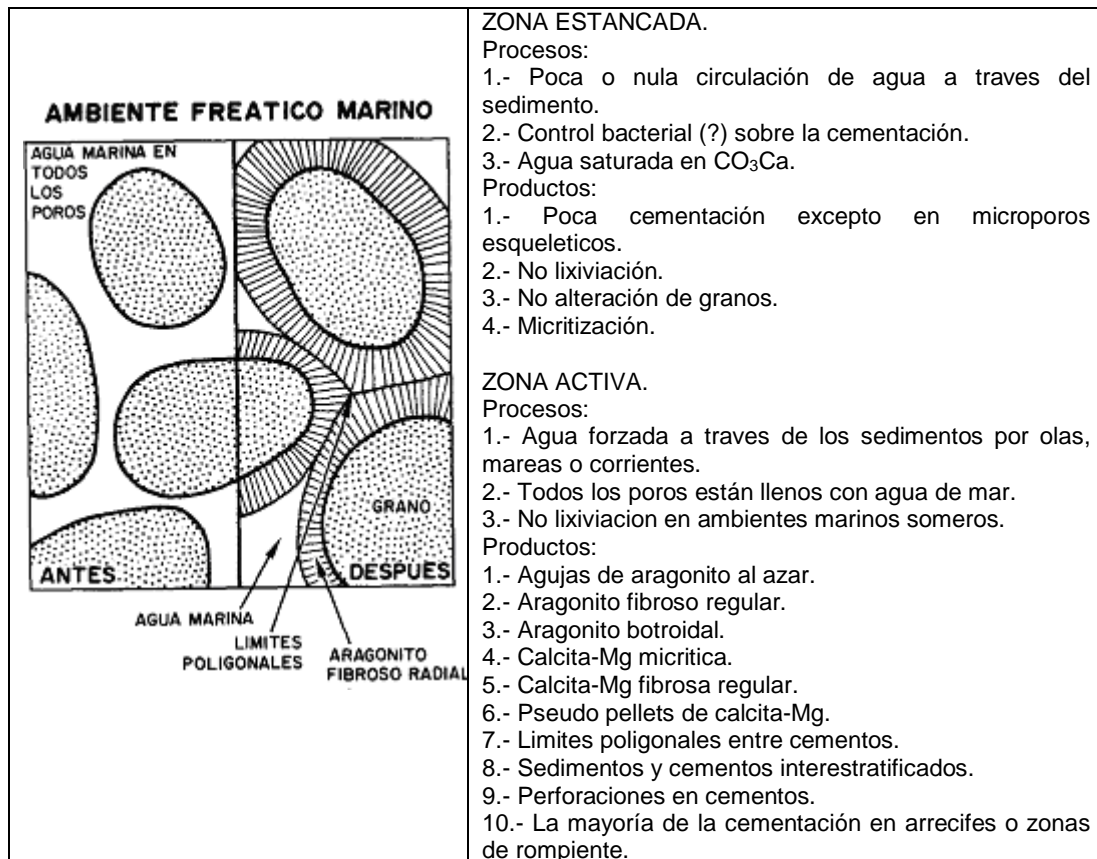


Figura 2.123 Características del ambiente diagenético freático marino (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).



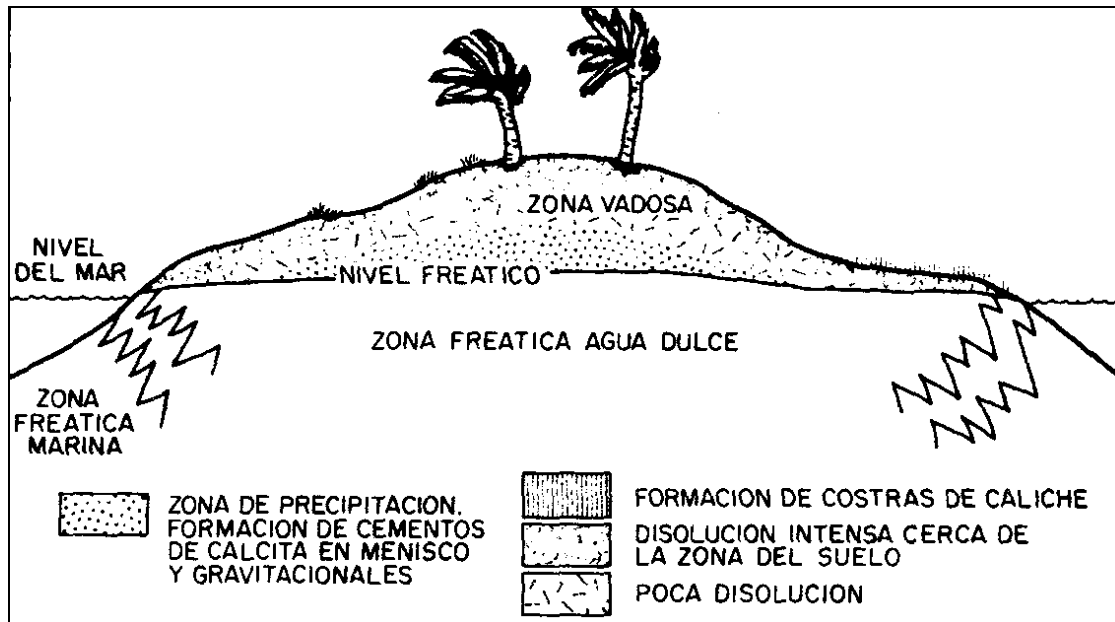


Figura 2.124 Corte de la zona vadosa de agua dulce mostrando la distribución de las áreas de disolución y precipitación (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

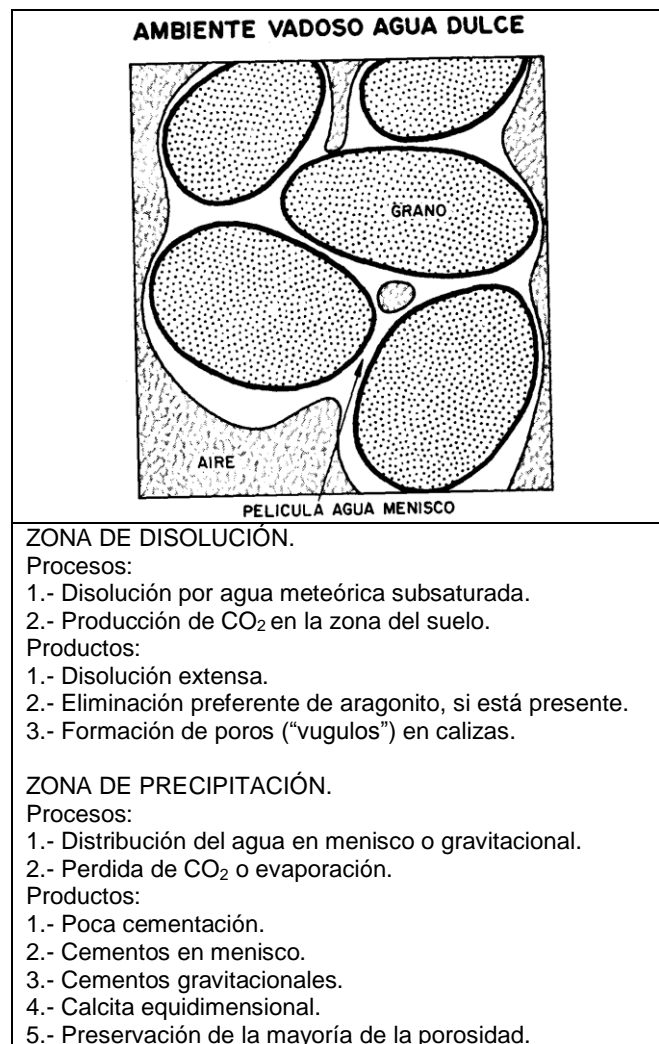


Figura 2.125 Características del ambiente diagenético vadoso de agua dulce (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

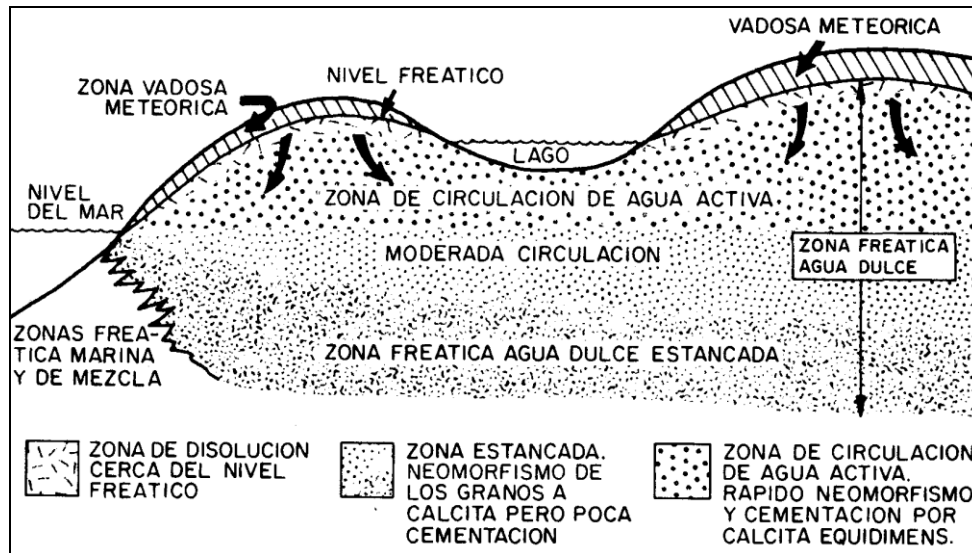


Figura 2.126 Corte esquemático de la zona freática de agua dulce mostrando la posible distribución de las zonas de: disolución, circulación del agua activa, cementación y agua estancada (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

<p style="text-align: center;"><b>AMBIENTE FREATICO AGUA DULCE</b></p> <p style="text-align: center;"><b>ANTES</b>      <b>DESPUES</b></p> <p style="text-align: center;"><b>CEMENTO CALCITA EQUIDIMENSIONAL</b> (LOS LIMITES DE LOS CRISTALES SON GENERALMENTE MAS IRREGULARES QUE LOS AGUI REPRESENTADOS)</p>	<p><b>ZONA DE DISOLUCIÓN.</b> Procesos: 1.- Disolución por agua meteórica subsaturada. Productos: 1.- Desarrollo de porosidad móldica y/o tipo "vugular". 2.- Posible neomorfismo de granos inestables.</p> <p><b>ZONA ESTANCADA.</b> Procesos: 1.- Poco o nulo movimiento del agua. 2.- Agua saturada en CO<sub>3</sub>Ca. Productos: 1.- Poca cementación. 2.- Estabilidad de calcita-Mg y aragonito. 3.- Poca o nula lixiviación. 4.- Preservación de la porosidad. 5.- Neomorfismo de granos de aragonito con alguna preservación de texturas.</p> <p><b>ZONA ACTIVA.</b> Procesos: 1.- Circulación de agua activa. 2.- Algo de lixiviación de aragonito. La lixiviación puede estar acompañada por reemplazamiento de calcita. 3.- Cementación rápida. Productos: 1.- Abundante cemento de calcita equidimensional. 2.- Cemento de calcita de láminas regulares. 3.- Intercrecimiento de cristales. 4.- Cristales mas grandes hacia el centro de los poros 5.- Reemplazamiento completo de aragonito por calcita equidimensional. 6.- Recrecimiento sintaxial sobre equinodermos. 7.- Porosidad relativamente baja.</p>
---	--

Figura 2.127 Característica, del ambiente diagenético freático del agua dulce (Longman, 1980), (tomada de Arche, 1992).

## 2.4.3.3.4. Sedimentación interna.

La sedimentación interna es el proceso en el cual las aguas que circulan por un material carbonatado poroso y permeable pueden arrastrar partículas de carbonato y depositarlas en el fondo de las cavidades; es un criterio geopetal y contribuye, junto con la cementación, al relleno de la porosidad. Ambos procesos, cementación y sedimentación interna, se presentan frecuentemente relacionados y alternando en el tiempo. De forma detallada, la información sobre sedimentación interna y su posible aplicación en reconstrucciones paleoambientales pueden encontrarse en: Wolf, Larsen y Chilingar, Dunham, Kendal, Friedman y Sanders, Chilingar, Purser, Atssaoui y Purser.

## 2.4.3.3.5. Procesos neomórficos.

El neomorfismo es un término amplio propuesto por Folk (1965), como “termino comprensible de ignorancia” (“comprehensive term of ignorance”), que comprende todas las transformaciones que se producen entre un mineral y él mismo o un polimorfo, dando lugar a cristales nuevos de distinto tamaño que los originales (mayores o menores) o simplemente de distinta forma. El neomorfismo comprende dos procesos:

- a) Transformación polimórfica (inversión).
- b) Recristalización (no hay cambio mineral).

a) La transformación polimórfica más importante, por ser frecuente en la diagénesis de los carbonatos es la del paso aragonita a calcita (figura 2.128), que lleva consigo una recristalización agradable:

- a.1) Lodo ( o fango) a micrita.
- a.2) Micrita a microesparita.
- a.3) Microesparita a pseudoesparita.

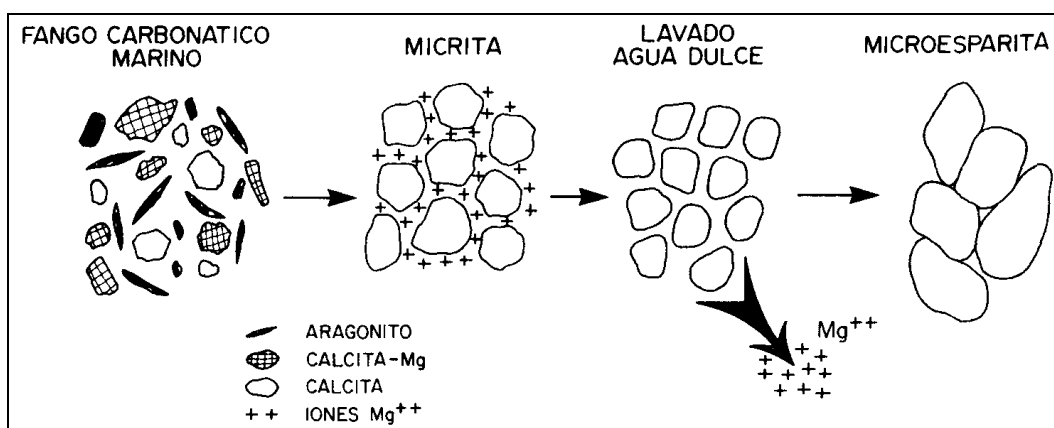


Figura 2.128 En los sedimentos marinos los lodos carbonatados contienen mucha calcita magnesiana. Cuando éstos litifican a micrita, cada poliedro de calcita se piensa está rodeado por una “jaula” de iones Mg que impiden el crecimiento lateral más allá de algunas micras. Si el sedimento es lavado por agua dulce se remueve el Mg y se produce la recristalización a microesparita gruesa (Folk, 1974), (tomada de Arche, 1992).

- b) Recristalización (no hay cambio mineral).

Para describir las texturas de la recristalización, la clasificación de Friedman (1965) es la más utilizada, en ella se consideran:

- La forma de los cristales (anhedral, subhedral, euhedral)
- La fábrica cristalina (equigranular -xenotópica, hipodiotópica e idiotópica -e inequigranular -porfirotopica y poiquilotópica -).

En oposición al neomorfismo agradante está el neomorfismo degradante (“crystal diminution”).

El neomorfismo degradante es el proceso en el que cristales grandes de carbonatos son reemplazados por un mosaico de pequeños cristales. Es poco frecuente en calizas (Tucker, 1981) y las citas bibliográficas suelen estar relacionadas con calizas que han sufrido esfuerzos tectónicos o metamorfismo de muy bajo grado.

**Tipos de neomorfismo.**

La conversión de cristales pequeños en grandes puede producirse por crecimiento de algunos cristales grandes en una pasta estática (neomorfismo porfiroide), o por aumento gradual de todos los cristales manteniendo un tamaño uniforme (neomorfismo coalescente), las fases finales de ambos casos no son diferenciables. El neomorfismo porfiroide se produce durante el reemplazamiento de una concha aragonítica por un mosaico de calcita. El neomorfismo coalescente puede ser el proceso que origina la mayoría de las microesparitas mayores de 5 micras, Folk, 1965 (figura 2.129).

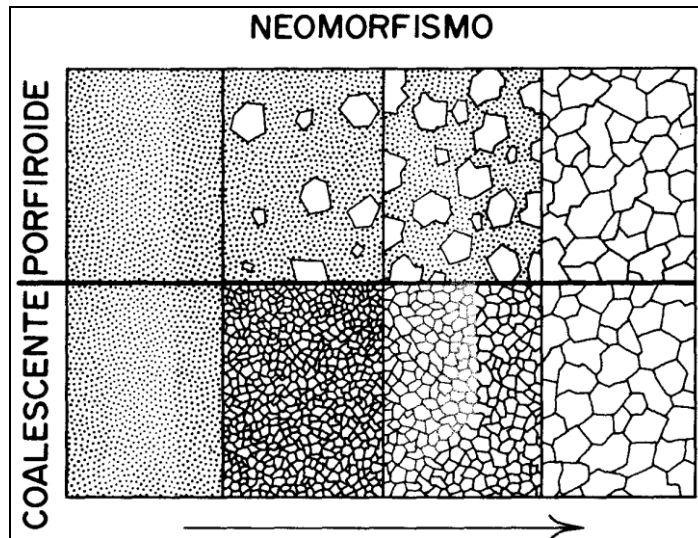


Figura 2.129 Tipos de neomorfismo: 1) neomorfismo porfiroide. 2) neomorfismo coalescente. Las etapas finales de ambos casos no son diferenciables (Folk, 1965), (tomada de Arche, 1992).

Las fábricas diagenéticas comunes producidas por cementación y neomorfismo se muestran en la figura 2.130, Tucker, 1981.

Cementación		Neomorfismo	
calcita fibrosa/ laminar (puede ser un reemplazamiento) normalmente regular		calcitación de granos esqueléticos originalmente de aragonito	
calcita esparítica drúsica, frecuente- mente posterior que calcita fibrosa		calcita fibrosa, reemplazamiento de carbonato acicular	
cemento syntaxial, común sobre granos de equinodermos		neomorfismo agradante en calcilititas	
cemento de calcita granular (puede ser neomórfica)		neomorfismo degradante (raro)	

Figura 2.130 Fábricas diagenéticas comunes producidas por cementación y neomorfismo (Tucker, 1981), (tomada de Arche, 1992).



La distinción entre un cristal de esparita (formado por precipitación de cemento) y uno de pseudoesparita (formado por neomorfismo) no es sencilla. Los criterios usados por Bathurst 1975, no son definitivos y se deben emplear con precaución y, de ser posible, en conjunto.

#### 2.4.3.3.6. Reemplazamientos.

El reemplazamiento es la sustitución de nuevos minerales por reacciones entre los elementos constitutivos originales de los sedimentos y materiales acarreados de fuentes externas; el nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original sin cambio de volumen, y puede tomar la forma del mineral reemplazado (seudomorfo).

El reemplazamiento supone un cambio de mineralogía en el material preexistente y frecuentemente va acompañado de variación en la cristalinidad (recristalización).

Las modificaciones mineralógicas pueden ocurrir de manera penecontemporánea a la sedimentación o más tardiamente, provocadas por la circulación de aguas cargadas de sales disueltas, y en particular con iones de Mg (Dolomitización) o de sílice.

Son varios los procesos de reemplazamiento citados en la diagénesis de los materiales carbonatados:

- a) Glauconitización.
- b) Yesificación.
- c) Fosfatización.
- d) Ferruginización.
- e) Silicificación.
- f) Dolomitización.
- g) Dedolomitización, etc.

Los tres últimos los que cuantitativamente tienen una mayor importancia, y son los que describimos más adelante en este trabajo.

El mecanismo de los reemplazamientos a microescala no está resuelto, aunque la idea de una difusión en seco no es admitida en general para el ambiente diagenético. Lo más probable es que el proceso sea de tipo disolución-precipitación, existiendo un primer frente disolvente y muy pocos Armstrongs detrás de un segundo frente que precipita la nueva especie mineral. Este mecanismo justifica la mayor o menor conservación de las texturas depositacionales y de la microestructura de los granos (oolitos, bioclastos) tras el reemplazamiento.

#### e) Silicificación.

Silicificación.- Es el proceso de reemplazamiento de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  por  $\text{SiO}_2$  (carbonato de calcio reemplazado por silicio). Se da en la zona de mezcla de aguas continentales y marinas (Knaut 1979).

La ecuación general del proceso se puede expresar:



#### f) Dolomitización.

La dolomitización.- Es un proceso en el cual el  $\text{CO}_3\text{Ca}$  de un sedimento o roca, mediante la reacción con soluciones ricas en  $\text{Mg}^{++}$  es reemplazado por una nueva especie mineral, la dolomita  $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$  (carbonato de calcio reemplazado por carbonato de magnesio).

La escasez de dolomita en los sedimentos actuales en comparación con su abundancia en rocas antiguas y el fracaso de los intentos experimentales de síntesis de la dolomita en las condiciones de temperatura y presión existentes en la superficie terrestre, han llevado a establecer el llamado problema de la dolomita.

La dolomitización tiene connotaciones económicas, por ejemplo, en determinados distritos mineros de plomo (Pb) y de zinc (Zn) existe una correlación positiva entre la dolomitización y la mineralización. El aumento de porosidad, que se asocia a la dolomitización, ha sido un factor que se toma en cuenta en las investigaciones y en las exploraciones petroleras.

Hay varias pruebas que demuestran la existencia de fenómenos de dolomitización:

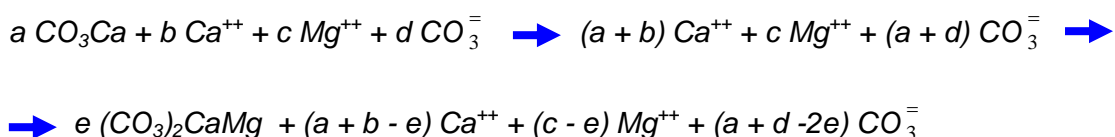
- a) Aunque no existen organismos de esqueleto dolomítico, es muy frecuente encontrar rocas cuyos fósiles están compuestos hoy por dolomita.
- b) A veces, las dolomías se presentan en contacto no estratigráfico con las calizas, cortando planos de estratificación.
- c) Componentes típicos de las calizas (oolitos) están cortados por cristales de dolomita.
- d) A veces hay nódulos de sílex o pedernal (SiO<sub>2</sub>) en dolomías en cuyo interior aparecen preservadas texturas y estructuras típicas de calizas.

El proceso químico de la dolomitización se puede resumir de la siguiente manera:



El aumento de porosidad, que acompaña en ciertas ocasiones al proceso de dolomitización, parece apoyar la idea de que la sustitución se realiza mol a mol (el radio iónico del Mg<sup>++</sup> es ligeramente menor que el del Ca<sup>++</sup> sustituido). Sin embargo, el hecho de que algunas dolomías presenten texturas de predolomitización apunta hacia un proceso realizado a volumen constante.

Esta contradicción quizá pueda explicarse si tenemos en cuenta que la reacción anterior es únicamente una simplificación; en realidad el fluido dolomitizante además de Mg<sup>++</sup> lleva también Ca<sup>++</sup> y CO<sub>3</sub><sup>=</sup> por lo que la reacción sería del tipo:



Se pone de manifiesto en estas reacciones la importancia del contenido en CO<sub>3</sub><sup>=</sup> (alcalinidad), esto nos puede explicar el que en ocasiones se produzca porosidad (escasa alcalinidad) o no se produzca (alcalinidad elevada). La dolomitización es un proceso muy lento, es muy difícil controlar la importancia de los diversos factores físico-químicos que influyen en ella. Un breve análisis cualitativo de algunos de ellos se describen a continuación:

- a) Tiempo: La formación de la dolomita, dada su elevada ordenación, se ve favorecida por el tiempo.
- b) Temperatura: El incremento de la temperatura favorece el proceso ya que aumenta la movilidad iónica y deshidrata los iones facilitando así su entrada en la red.
- c) Presión: Su aumento favorece la formación de la dolomita, ya que la presión de cristalización de este mineral es mayor que la de la calcita.

- d) Presencia de  $Mg^{++}$ : La presencia de  $Mg^{++}$  en el fluido es muy importante.
- e) Relación  $Mg^{++} / Ca^{++}$ :
- f) Alcalinidad: El aumento de alcalinidad parece favorecer la dolomitización.
- g) Salinidad: Parece que una elevada salinidad perjudica la generación de la dolomita, en medios de alta salinidad sólo se forma dolomita cuando la relación  $Mg^{++} / Ca^{++}$  se hace cercana a 10, obteniéndose una dolomía micrítica poco ordenada y bastante impura. Cuando el medio es de baja salinidad se forman cristales bien desarrollados de dolomita "limpia" (Folk y Land, 1975), figura 2.131.
- h) Presión parcial  $CO_2$ : Las experiencias de síntesis de dolomita indican que una elevada  $P_{CO_2}$  favorece el proceso.
- i) Caracteres intrínsecos del sedimento o roca: Estas características son las que condicionan la selectividad del proceso, donde los principales factores que controlan una mayor o menor facilidad son: la mineralogía (la aragonito es más susceptible que la calcita); la geoquímica (cuanto más  $Mg^{++}$  tiene la calcita magnesiana más fácilmente se dolomitiza); el tamaño de los cristales (a menor tamaño, mayor facilidad) y la porosidad (a más porosidad, más facilidad).

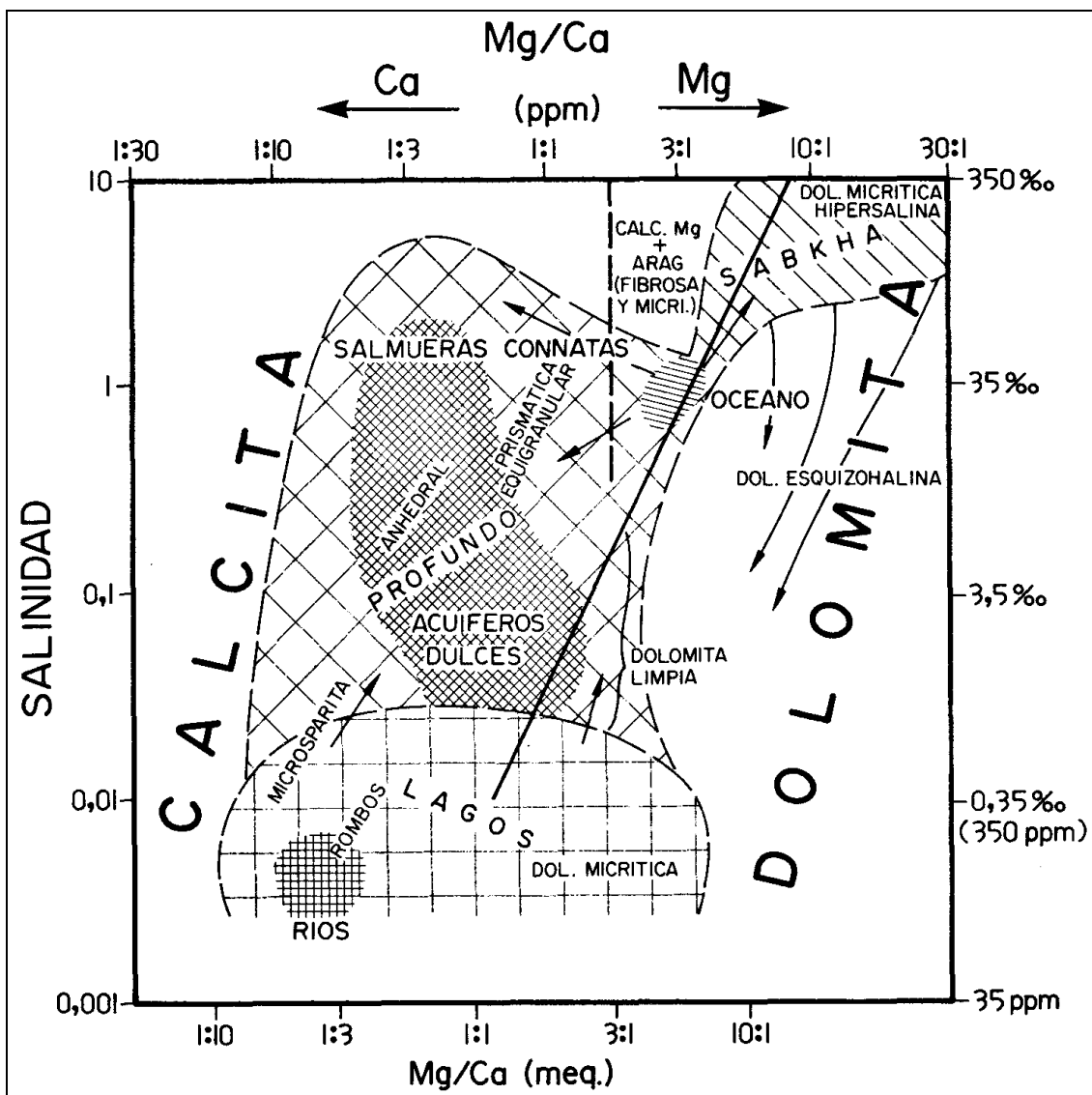


Figura 2.131 Mineralogía y cristalinidad de los carbonatos en relación con la salinidad y valor de la relación Mg/Ca (Folk y Land, 1975), (tomada de Arche, 1992).

### Modelos de dolomitización.

Han proliferado diferentes modelos que tratan de explicar el origen de las dolomias mediante procesos de dolomitización, la mayoría de estos modelos están basados en el estudio de procesos de dolomitización que se producen actualmente en la naturaleza, y existen muchas publicaciones importantes y tesis sobre los modelos de dolomitización.

Los modelos de dolomitización se subdividen en:

- a) Tempranos: Relacionados con el ambiente de sedimentación (dolomitización penecontemporánea).
- b) Tardíos: No relacionados con el ambiente de sedimentación (asociados con ambientes profundos, hidrotermalismo, fracturamiento, meteorización, etc.).

Las diversas hipótesis o modelos conceptuales de dolomitización ligados a ambientes de sedimentación están basados en la dinámica y composición de los fluidos dolomitizantes. En la figura 2.132, de la síntesis de Fernández Calvo (1981), se esquematizan los tres tipos más conocidos y aplicados. Hardie (1987) realiza una revisión crítica de los modelos de dolomitización más usuales (tipo "sabkha" y mezcla de aguas) y concluye que tienen serios problemas de validez real, al tiempo que plantea la necesidad de reconsiderar las soluciones al problema de la dolomitización.

Un modelo de dolomitización debe proporcionar, estimar e indicar una explicación satisfactoria, tomando en cuenta lo siguiente:

- a) Origen de los iones  $Mg^{++}$  y su suministro en cantidad y continuidad suficientes.
- b) Ambiente físico-químico favorable para la reacción del proceso.
- c) Mecanismo dinámico que permita: 1<sup>o</sup> La circulación de los fluidos dolomitizantes hasta el material a dolomitizar; 2<sup>o</sup> La evacuación de estos mismos fluidos una vez realizado el proceso, y 3<sup>o</sup> Que se puedan mantener en contacto un tiempo suficiente el fluido dolomitizante y el material a dolomitizar.

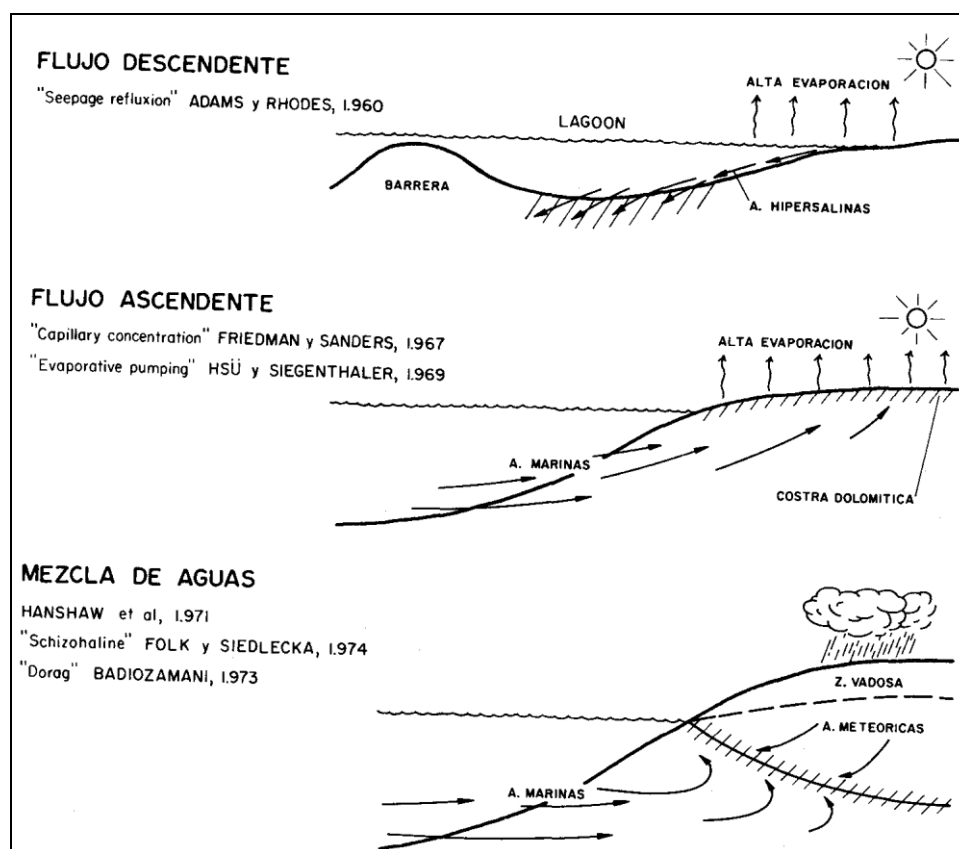


Figura 2.132 Principales teorías sobre la circulación de los fluidos en los procesos de dolomitización superficiales (Tesis de Fernández Calvo, 1981), (tomada de Arche, 1992).



### Clasificación de las rocas dolomíticas.

Adams, 1997 clasifica a las rocas dolomíticas según su contenido en dolomita, con los cuatro términos siguientes:

- Del 0 al 10% de dolomita, se llama Caliza.
- Del 10 al 50% de dolomita, se llama Caliza dolomítica.
- Del 50 al 90% de dolomita, se llama Dolomía Calcítica.
- Del 90 al 100% de dolomita, se llama Dolomía.

El proceso de dolomitización da origen a las dolomías, rocas con un mínimo de 50% de dolomita (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>CaMg, de las cuales se pueden distinguir tres tipos principales:

Son esencialmente, los almacenes dolomíticos, que difieren unos de otros por su textura y su aspecto, se designan habitualmente, con términos referentes a su modo de formación (G. V. Chilingar, 1956, Instituto Francés del Petróleo, 1959).

1) Dolomías primarias, rocas de precipitación química, que se encuentran en una posición estratigráfica bien definida, están bien estratificadas y asociadas frecuentemente con sulfatos (anhidrita) y margas. Son de grano muy fino, no sobrepasando los cristales de dolomita, las 20 micras. Su porosidad es nula.

2) Dolomías diagenéticas o penecontemporáneas, que son resultado de una transformación de la calcita en dolomita, antes de la consolidación total del sedimento, se presentan en lechos o lentejones de estratificación dudosa. Su grano es igualmente fino y su porosidad pequeña.

3) Dolomías epigenéticas, que son resultado de la transformación de una caliza ya litificada; aparecen en forma de masas irregulares, a menudo de “chimeneas” o “setas” sin estratificación, y asociadas frecuentemente con fracturas. Los cristales son de tamaño variable, a menudo bastante voluminosos (50 a 1,500 micras), visibles a simple vista; su orientación es irregular. Presentan una porosidad importante, y pueden constituir excelentes almacenes.

La porosidad de este último tipo de dolomías (epigenéticas), se explica por que la transformación molecular de la calcita en dolomita es por sustitución de una parte de los iones de Ca<sup>++</sup> por iones Mg<sup>++</sup> viene acompañada de una contracción que reduce el volumen del conjunto en una proporción de 12 a 13 % (12.1 % es la reducción teórica calculada).

La porosidad se acentúa aún, por la circulación de agua, permitida y facilitada por la contracción de los cristales, la calcita es más soluble que la dolomita (tabla 2.11) es eliminada más rápidamente, dejando en su lugar un conjunto comparable a una arena.

	Ca / Mg original	Ca / mg final	Pérdida de peso
Galena dolomita (Ordovícico de Illinois)	1.71 / 1	1.68 / 1	1.2 %
Caliza Joana (mississippiense de Nevada)	151 / 1	144 / 1	6.01 %
Formación Devils Gate (Devónico de Nevada)	55.5 / 1	53.7 / 1	4.01 %

Tabla 2.11 Experimento de solubilidad relativa de la calcita y dolomita, realizado haciendo pasar agua cargada de CO<sub>2</sub> durante tres semanas, sobre carbonatos triturados (Chilingar, 1956), (tomada de Guillemont, 1982).

Los yacimientos que producen de un almacén dolomítico, son numerosos en las cuencas de sedimentación carbonatada, donde es frecuente que la dolomitización haya jugado un papel importante. El yacimiento de Parentis en Aquitania, Francia, presenta un almacén Neocomiense muy dolomitizado, según un sistema de fracturas perpendiculares al eje de la estructura.

Otro ejemplo clásico de dolomitización en “chimenea” que crea un almacén y trampa, aparece en el yacimiento de Deep Riveer, Michigan, USA.

g) Dedolomitización.

Dedolomitización.- Es un proceso que consiste en el reemplazamiento de dolomita por calcita; fue propuesto por Von Marlot (1948) sugiriendo la existencia de un fenómeno inverso al de la dolomitización, llamándolo “dedolomitización”. Este termino es utilizado normalmente para referirse a la calcitización de la dolomita.

La reacción producida es la siguiente:



Los paréntesis indican que la reacción se puede realizar con yeso o con anhidrita.

Generalmente se ha interpretado como un proceso que se desarrolla exclusivamente en condiciones continentales superficiales (telogénesis de Choquette y Pray).

Katz (1971) habla de dedolomitización durante la eogénesis, y se favorece con: a) alta velocidad de flujo de las aguas; b) relación Ca/Mg constantemente elevada; c) temperatura inferior a 50 °C.

Mediante datos isotópicos, Budai y otros (1984), interpretan procesos de dedolomitización como de diagénesis profunda.

Brauer y Baker (1984) han conseguido en laboratorio realizar procesos de dedolomitización mediante reacciones experimentales en un rango de temperatura entre 50 y 200 °C.

Las texturas características de la dedolomitización que ayudan a su reconocimiento son (figura 2.133):

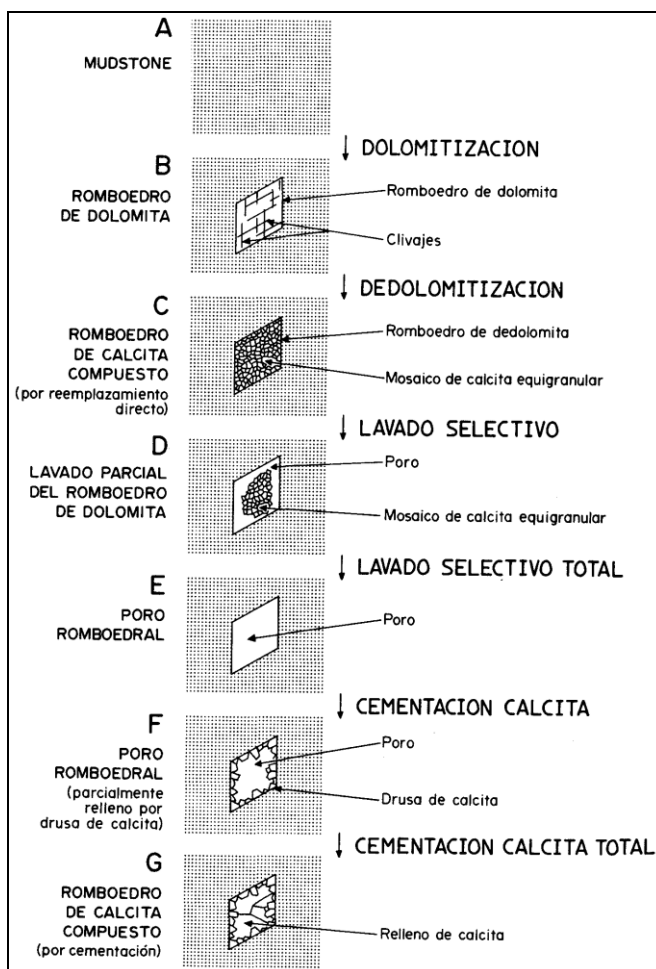


Figura 2.133 Esquema (simplificado) de la historia de un proceso de dolomitización-dedolomitización (Evamy, 1967), (tomada de Arche, 1992).

- a) Cristales relictos de dolomita parcialmente sustituidos por calcita.
- b) Agregados policristalinos de calcita formando pseudomorfos de dolomita (secciones rómbicas).
- c) Existencia de poros romboidales.
- d) Presencia de texturas rómbicas difusas con los contornos enfatizados por óxidos de hierro



### 2.4.3.3.7. Compactación y presión-disolución.

#### La compactación.

Es una reducción del volumen del sedimento, ocasionada principalmente por las fuerzas verticales ejercidas sobre una capa de recubrimiento creciente, a medida que es enterrado en el sedimento.

Bathurst (1980) (figuras 2.134, 2.135 y 2.136), en relación con la diagénesis profunda, considera que la compactación de los sedimentos carbonatados puede ser por:

- a.1) Compactación Mecánica, por incremento de la densidad de empaquetado de las partículas.
- a.2) Compactación Química, por presión-disolución.

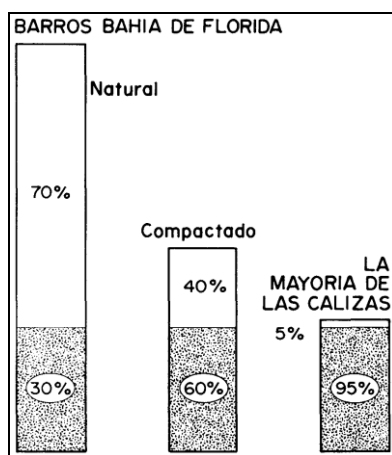


Figura 2.134 Porosidades, expresadas según la proporción agua/roca, de los lodos carbonatados de la bahía de Florida, antes y después de la compactación mecánica en el laboratorio, y la correspondiente a la mayoría de las calizas antiguas aproximadamente (Bathurst, 1980), (tomada de Arche, 1992).

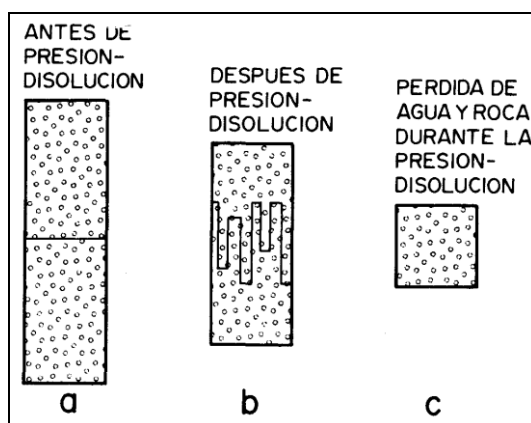


Figura 2.135 Durante la presión-disolución de una caliza con los poros saturados de agua (a-b) ambos, el agua intersticial (círculos) y la roca (blanco), serán redistribuidos en la misma relación en la que estaban presentes en la caliza inicial. La cantidad de agua intersticial y roca distribuidas se muestran en (c). Toda el agua (o un volumen equivalente) saldrá del sistema, pero algo de la roca disuelta puede ser reprecipitada en los poros de la caliza que queda (Bathurst, 1980), (tomada de Arche, 1992).

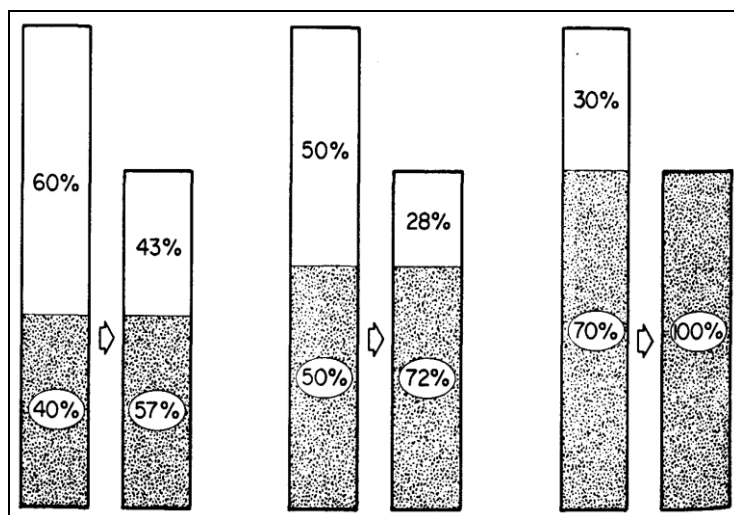


Figura 2.136 Porosidades, expresadas como relaciones agua/roca, mostrando los cambios que se producirían con una reducción del 30 % en espesor por presión-disolución de una caliza porosa. Todo el  $\text{CO}_3\text{Ca}$  disuelto se supone ha sido reprécipitado dentro de los poros de la misma masa de roca. Porosidades iniciales de 60%, 50% y 30% producen porosidades después de la presión-disolución de 43%, 28% y 0%, respectivamente (Bathurst, 1980), (tomada de Arche, 1992).

- a.1) La compactación mecánica no modifica prácticamente en nada a la mayoría de los sedimentos carbonatados, debido a su cementación precoz (Pray, 1960; Bathurst, 1975, y Steinen, 1978).
- a.2) La compactación química (presión-disolución) ha producido reducciones de espesor de alrededor de un 30 %.

Shinn (1977) y otros autores difieren de las ideas de que la cementación precoz impide la compactación, estos autores opinan que la ausencia de conchas rotas en una caliza no implica la ausencia de compactación. Para ellos la escasa rotura de las conchas se debe a causas físicas del proceso de compactación y consideran que durante los primeros estadios del proceso de compactación el lodo calcáreo ("lime mud") y las aguas intersticiales actúan como un solo fluido, por lo que la fuerza que existe sobre las conchas es isótropa, estando protegidas por la presión hidrostática. Así las conchas aisladas se conservan mejor que las que se encuentran en contacto.

Bhattachayya y Friedman (1979) observaron, igualmente, en sus experimentos de compactación de sedimentos carbonatados, conteniendo oolitos y lodo calcáreo en distintas proporciones, que a mayor cantidad de lodo era menor el porcentaje de oolitos rotos.

La influencia de la compactación química (presión-disolución) en rocas carbonatadas es bien conocida y sus consecuencias parecen ser dobles: a) El sedimento es deformado bajo el esfuerzo vertical de la sobrecarga y b) al mismo tiempo se produce una disolución del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  que será suministrado a las aguas intersticiales para su posterior precipitación como cemento en la diagénesis tardía (Oldershaw y Scoffin, 1967, y Hudson, 1975).

Los factores que condicionan el proceso de presión-disolución no están controlados, pero influyen, algunos de estos factores son: la presión vertical, la litología, la porosidad, la permeabilidad, la composición y flujo de las aguas intersticiales, la temperatura, etc. En cuanto a la profundidad a la que opera el proceso hay pocos datos, siendo los límites citados 300 y 900 m (Dunnington, 1967, y Sellier, 1979).

Parecen estar de acuerdo todos los autores, en que la presión-disolución es una consecuencia de la heterogeneidad de los esfuerzos en la masa de la roca al haber concentración de esfuerzos en el contacto entre cristales, granos o simplemente entre diferentes litologías. Estas concentraciones producen una alta solubilidad en las



superficies en contacto, migrando los iones a favor de la película de agua que separa ambas superficies.

Las texturas y estructuras resultantes del proceso son:

- a) Superficies de contacto grano a grano (“grain to grain”), se desarrollan preferentemente en “grainstones”.
- b) Los estilolitos, se desarrollan fundamentalmente en “mundstones” y “wackestones”.
- c) Películas de materiales residuales insolubles, son características de las calizas menos puras.

#### a) Los grano a grano (“grain to grain”).

Esta textura se reconoce frecuentemente en oolitos, la forma de la superficie de contacto varía según las diferentes solubilidades a ambos lados, penetrando los menos solubles en los más solubles.

La distribución de esfuerzos en la superficie de los granos, en las proximidades a sus puntos de contactos, será una función de la orientación del grano (figura 2.137), del tamaño y forma, de la anisotropía de la red cristalina y, en granos policristalinos, de la textura del mosaico cristalino.

La presión-disolución entre granos se limita a los casos en que la presión dirigida transmitida entre granos es mayor que la presión hidrostática en la solución que existe en los poros. El proceso no se producirá después del relleno de los poros por la última generación de cemento, la presión-disolución después de esta cementación se manifestará en la formación de estilolitos.

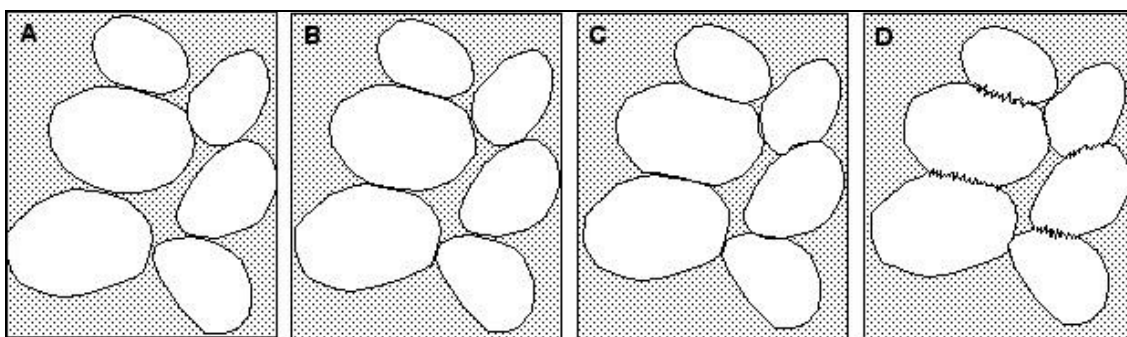


Figura 2.137 Contacto entre los granos tangencial: A) Aplanado, B) Cóncavo-convexo, C) Suturado, D) Contacto intergranular como se ve en la sección delgada. Los fondos rectangulares son del mismo tamaño para los cuatro paneles; Note la reducción del volumen de los sedimentos (tomada de internet: <http://www.gly.uga.edu/railsback/PDFintro1.html>, 2007).

#### b) Los Estilolitos o estilolitas.

El termino estilolitas proviene del Griego stylos que significa columna.

Son superficies de presión-disolución que sólo se diferencian de los contactos suturados entre granos en la escala, siendo el proceso de su formación análogo al de aquéllos, generalmente la superficie del estilolito es una película de un material residual no carbonatado rico en arcilla.

Los estilolitos resultan de diferentes intensidades de disolución a lo largo de un plano de sedimentación o de hendidura y su formación se realiza por el efecto creciente de la disolución bajo presiones diferentes en los puntos de contacto de las dos superficies de roca.

La migración de los iones procedentes de las zonas disueltas se puede producir bien a favor de la superficie del estilolito en rocas completamente cementadas o en la dirección del esfuerzo en rocas permeables.

Los estilolitos tienen formas variadas, columnares, estriadas o lisas, que forman una serie interpenetrante a lo largo de la separación en las calizas (figuras 2.138, 2.139, 2.140).

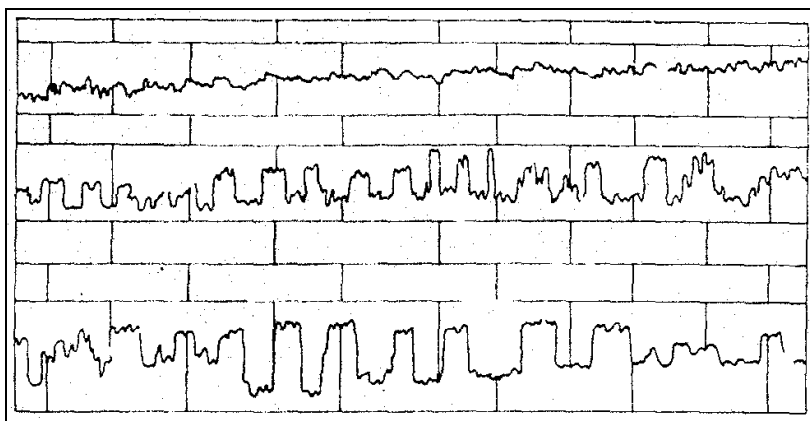


Figura 2.138 Estilolitos (superficies columnares y corroídas desarrolladas por disolución a lo largo de los planos de estratificación de las calizas bajo presión vertical (tomada de William H. Emmons e Ira, Año \_\_\_\_)

La amplitud del estilolito varía desde 1 mm a varios cm, siendo un reflejo del espesor mínimo perdido en la disolución. Las proyecciones varían en longitud, desde 2cm hasta 30 cm o más.

Algunos contactos de sutura pueden unir dos partes tan firmemente, que la roca se rompe igual en otro sitio como a lo largo del plano original de ruptura.

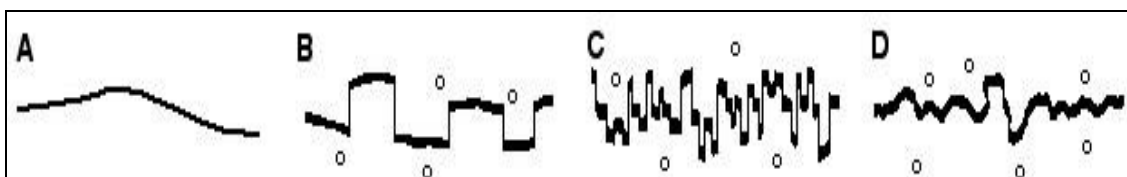


Figura 2.139 Vista seccional cruzada en dos dimensiones de una costura disuelta: A) Estilolito, B) Estilolito altamente serrate, C) Estilolito deformado, D) Unos pocos granos están mostrados esquemáticamente para enfatizar el cambio en escala de la figura (tomada de internet: <http://www.gly.uga.edu/railsback/PDFintro1.html>, 2007).

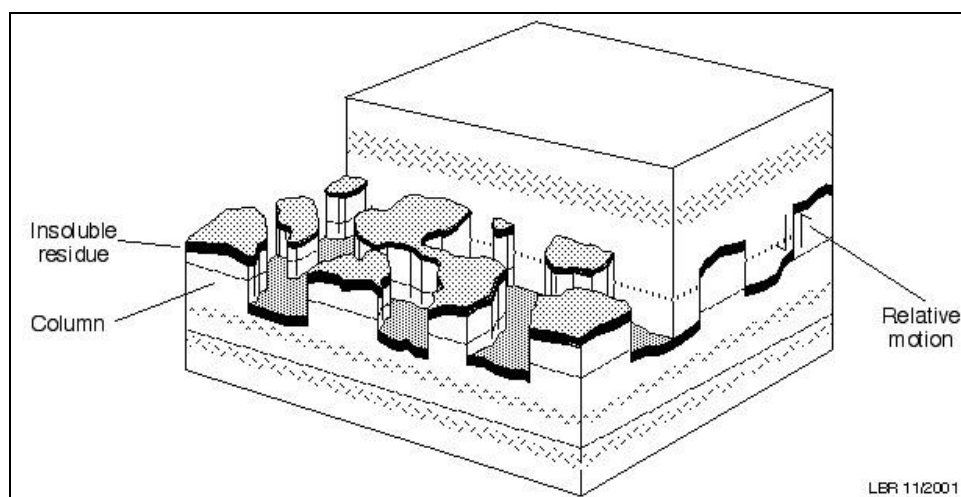


Figura 2.140 Bloque diagramático en tres dimensiones de un estrato de roca con un estilolito horizontal, el medio frente de la masa de roca superior ha sido removido para mostrar las columnas del bloque de abajo, el lado derecho muestra el perfil en dos dimensiones del estilolito, análogamente a la parte B de la ilustración anterior. Esta ilustración fue inspirada por el trabajo de John V. Smith (2000) (tomada de internet: <http://www.gly.uga.edu/railsback/PDFintro1.html>, 2007).

### c) Las películas de materiales insolubles.

Las películas o cicatrices arcillosas que presentan algunas calizas no son simplemente acumulaciones primarias de arcilla detrítica sino que en parte son superficies de estilolitización en las que las arcillas y otras impurezas se han concentrado como residuos insolubles tras el proceso de presión-disolución (figura 2.141).

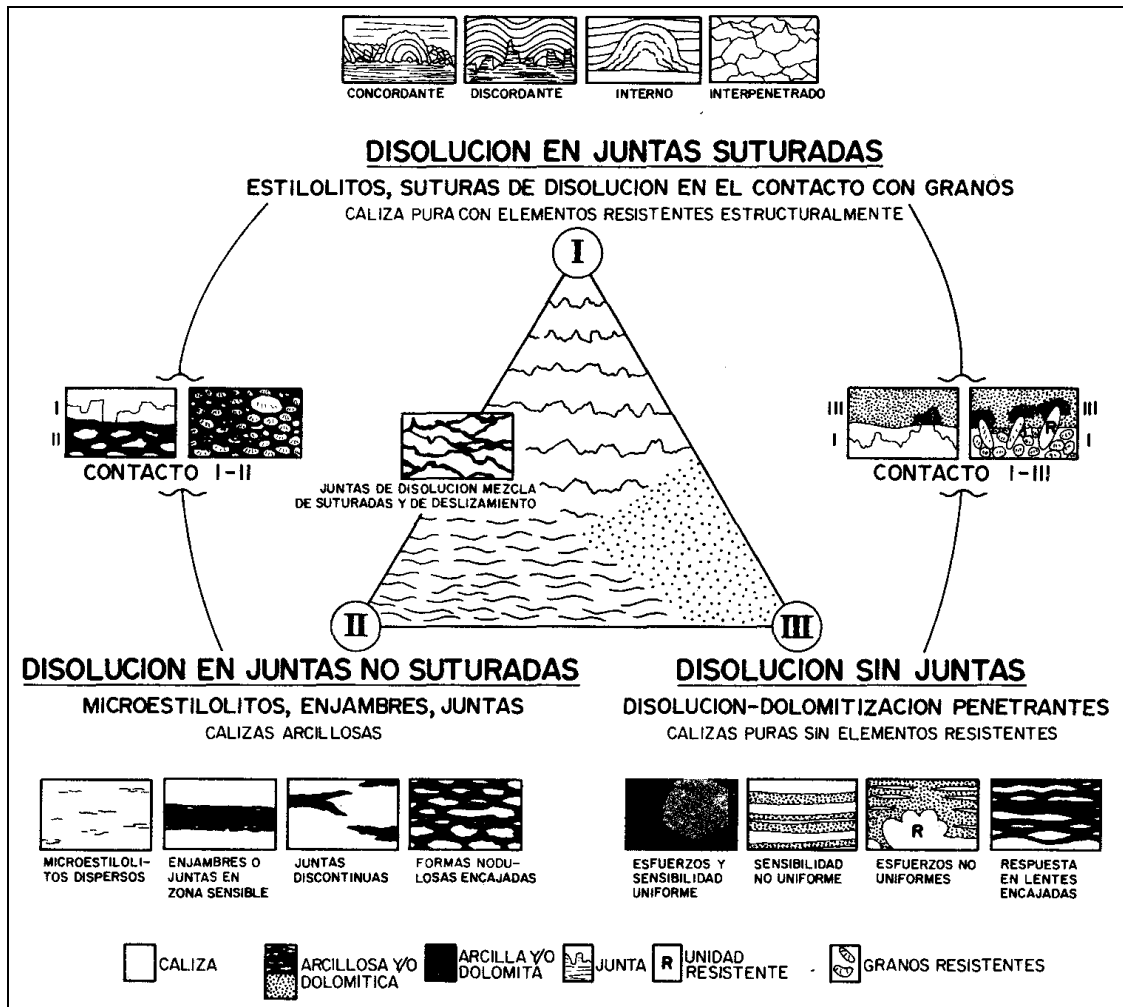


Figura 2.141 Diagrama resumen de las características y controles de los tipos de presión-disolución con esquemas de los ejemplos (Wanless, 1979), (tomada de Arche, 1992).

## CAPÍTULO III. ORIGEN DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS.

Objetivo: Dar a conocer los mecanismos que originan el fracturamiento de las formaciones rocosas y los distintos tipos y naturaleza de las fracturas.

### 3.1 INTRODUCCIÓN.

En este capítulo se trata lo referente a las fuerzas y los esfuerzos (compresivos, tensionales y de cizalla) aplicados a un cuerpo rocoso que originan las fracturas de: Cizalla o de extensión o tensión.

Para el análisis del fracturamiento es importante realizar las siguientes dos suposiciones: 1.- Los patrones de las fracturas naturales permiten interpretar el estado local de los esfuerzos al momento del fracturamiento, 2.- Las fracturas de las rocas subsuperficiales son cualitativamente similares a las fracturas de las rocas desarrolladas en pruebas de laboratorio llevadas a cabo en condiciones ambientales análogas. De acuerdo a su origen, se propone la clasificación de las fracturas naturales en: 1.- Fracturas tectónicas, son debidas a las fuerzas de superficie (en contacto), y se dividen en: Fracturas relacionadas a fallas, a pliegues, a domos y a otros sistemas como perforaciones e impactos. 2.- Fracturas regionales, son debidas a las fuerzas del cuerpo y se dividen en: Juntas y cruceros. 3.- Fracturas contraccionales, que son debidas a las fuerzas del cuerpo y se dividen en: Fracturas de desecación (grietas de lodo), por sinéresis (poligonales o en enrejado), térmicas contraccionales (juntas columnares), por cambio de fase mineral (relacionadas a la diagénesis). 4.- Fracturas relacionadas a la superficie, son debidas a las fuerzas del cuerpo y se dividen en: Pérdida de carga, liberación de una superficie (lajamiento), y por intemperismo (erosión mecánica o erosión química).

Para realizar una buena observación y descripción de los sistemas de fracturas complejas en afloramientos, se deben combinar y utilizar: 1) Datos estadísticos de las fracturas y 2) Interpretar datos individuales de modo que se interprete cual es el origen del fracturamiento que se observa en un afloramiento.

El origen de las fracturas es muy importante, porque nos permite interpretar como actuaron los esfuerzos en el momento del fracturamiento, esto nos permite establecer la orientación, sentido e intensidad de las fracturas; estas fracturas tienen gran importancia en las diferentes etapas de desarrollo de un yacimiento petrolero, ya que si están abiertas corresponden con la porosidad secundaria y presentan direcciones preferenciales de flujo, pero si están selladas funcionan como barreras de flujo.

#### 3.1.1 DEFINICIONES.

##### 3.1.1.1 Fuerza.

Las fuerzas son fenómenos de atracción y repulsión entre los cuerpos rocosos, condición que se puede representar cuantitativamente por medio de vectores. Son el producto de una aceleración por una masa ( $F = m * a$ ). Existen dos tipos de fuerzas 1) de cuerpo y 2) de superficie.

1) Las fuerzas de cuerpo son fuerzas que pueden trabajar sobre un objeto a distancia, donde la magnitud de la fuerza depende de la cantidad de materia afectada, ejemplos: fuerzas la gravedad y el magnetismo terrestre.

2) Las fuerzas de superficie operan a través de una superficie de contacto, situación que se rige por la Tercera Ley de Newton (para un cuerpo en reposo o en movimiento uniforme, a toda acción existe una reacción igual y opuesta).

Una fuerza que actúa a través de un plano puede tener cualquier dirección relativa al plano; si la fuerza tiene una dirección paralela a la normal del plano se denomina fuerza normal y si tiene una dirección perpendicular a la normal del plano, es decir es paralela al plano, se denomina fuerza de cizalla, cortante o tangencial.



Las unidades fundamentales de la fuerza en el sistema internacional es mks (metro-kilogramo-segundo) son:

La unidad de masa es el kilogramo “kg”

La unidad de longitud es el metro “m”

La unidad de tiempo es el segundo “seg”

Las unidades de la fuerza en el sistema internacional mks son:

Para la fuerza es el Newton (N), que es la fuerza que da una aceleración de  $1 \text{ m} / \text{seg}^2$  a una masa de 1 kg. Es decir:  $1 \text{ N} = 1 (\text{kg} * \text{m}) / \text{seg}^2$ .

Las equivalencias de la fuerza son:

$$1 \text{ N} = 1 (\text{kg} * \text{m}) / \text{seg}^2$$

$$9.81 \text{ N} = 1 \text{ kg}_f$$

$$1 \text{ Dina (D)} = 0.00001 \text{ N} = 1.0197 \times 10^{-5} \text{ gr}_f$$

### 3.1.1.2 Esfuerzo.

El esfuerzo es un par igual y opuesto de fuerzas que actúan en un cuerpo, por unidad de área ( $\sigma = \text{Fuerza} / \text{Área} = \rho h g$ ), la magnitud del esfuerzo depende de la magnitud de la fuerza y el tamaño de la superficie sobre la que actúa.

El esfuerzo a través de un plano se representa por el vector del esfuerzo, el cual tiene una magnitud igual a la razón de la fuerza por área y una dirección paralela a la dirección de la fuerza a través del plano en el que actúa; este vector puede ser descompuesto en componentes paralelas a cualquier marco de referencia conveniente.

Los esfuerzos son de varios tipos; cuando se aplican esfuerzos en direcciones diferentes se denominan esfuerzos diferenciales. Si estos acortan un cuerpo se conocen como esfuerzos compresivos, pero si tienden a largar un cuerpo se conocen como esfuerzos tensionales. En ciencias de la Tierra los esfuerzos compresivos son positivos y los tensionales negativos, en otras disciplinas de ingeniería, el sentido es inverso. Cuando un esfuerzo no tiene un eje de aplicación, es decir las fuerzas no son coaxiales, se denomina esfuerzo de cizalla.

Los vectores del esfuerzo alrededor de un punto en tres dimensiones define un elipsoide llamado elipsoide de esfuerzos, los cuales se designan por  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ , cuyas magnitudes siempre son  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ , siendo también normales entre sí. Cuando los tres esfuerzos principales son diferentes de cero se denomina esfuerzo triaxial; y si solo dos de los esfuerzos son diferentes de cero se denomina esfuerzo biaxial; si solo uno de los esfuerzos principales es diferente de cero se denomina esfuerzo uniaxial. Cuando los tres esfuerzos principales son de igual magnitud pero diferentes de cero se llama esfuerzo hidrostático. En la figura 3.1 se muestra el caso de compresión triaxial, caso muy común en la Tierra en el que los tres esfuerzos principales son compresivos, también en la misma figura se muestra el caso de extensión axial donde dos de los esfuerzos son compresivos y uno es de tensión; este caso también ocurre en la Corteza Terrestre. También se muestra el caso de tensión uniaxial, donde uno de los esfuerzos principales es diferente de cero y es de tensión.

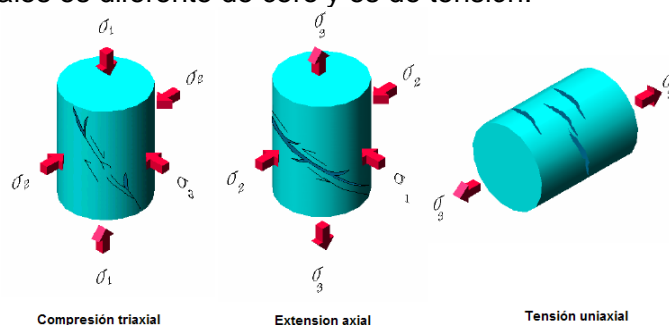


Figura 3.1 Muestra la compresión triaxial, extensión axial, y tensión uniaxial. Las cuales son generadas por los esfuerzos principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , y  $\sigma_3$ . (tomada de Arellano y otros, 2002).

Las unidades del esfuerzo en el sistema internacional mks (metro-kilogramo-segundo) son:  
 [masa] [longitud<sup>-1</sup>] [tiempo]:

Para el esfuerzo es el Pascal (Pa).  
 Es decir:  $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N} / \text{m}^2$

Las equivalencias del Pascal son:

$$10^6 \text{ Pa} = 1 \text{ bar}$$

$$10^6 \text{ Pa} = 1 \text{ MPa}$$

$$1 \text{ Megapascal (MPa)} = 1,000,000 \text{ Pa}$$

El conocimiento de los esfuerzos regionales es muy importante, es por ello que se muestra el Mapa mundial de los esfuerzos relacionados con la actividad tectónica, en el cual se observan los datos de los esfuerzos compilados provenientes de diversas fuentes (figura 3.2). En las regiones donde se explotan yacimientos de petróleo y gas, las mediciones de los pozos constituyen una fuente importante de información de los esfuerzos locales actuales; esta información básica se utiliza en el modelado para ayudar a comprender las redes de fracturas presentes en los campos petroleros de todo el mundo.

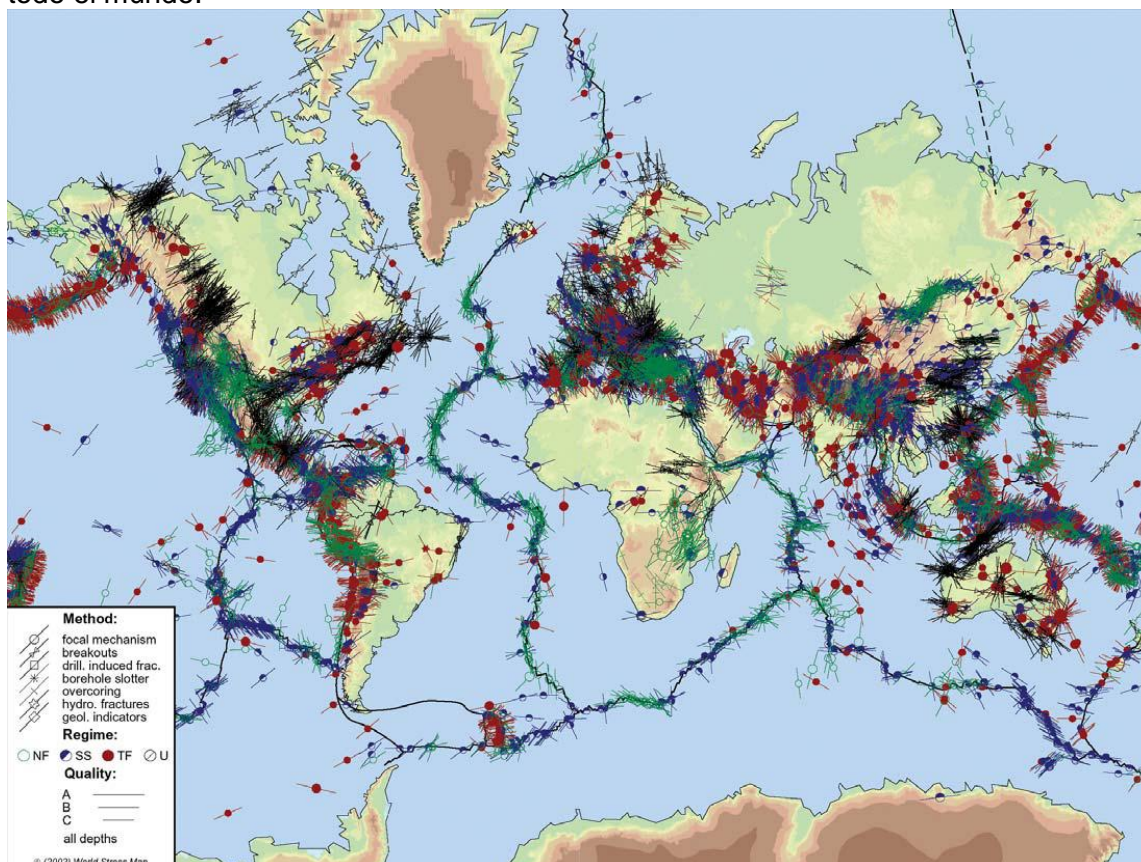


Figura 3.2 Mapa mundial de los esfuerzos que muestra datos de los esfuerzos, compilados y provenientes de diversas fuentes (tomada de [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf). Consultada el 20 de Julio del 2009).

### 3.1.1.3 Fractura.

La palabra “fractura” ha sido definida de varias formas, siendo las más usadas las puramente descriptivas (Dennos, 1967) y las mecánicas (Ranalli y Gale, 1976).

Stearns en 1990, define a una fractura natural, como una discontinuidad planar macroscópica resultado de los esfuerzos que exceden el punto de ruptura de la roca, ya que bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan fracturas cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad en sentido paralelo a la propia superficie.

Las fracturas son discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura, a lo largo de los cuales la cohesión del material se ha perdido y se registra como planos o superficies de discontinuidad (figura 3.3).



Figura 3.3 Fotografías que muestran ejemplos de fracturas de la Formación Soyatal y de la Formación el Doctor, en el estado de Querétaro (tomada de Arellano, 2002).

Las fracturas son producto de la deformación frágil en cualquier tipo de roca (figura 3.3). Se forman por esfuerzos cortantes, en zonas de compresión, extensión y tensión. También son generadas por pérdida de carga, pérdida de volumen, enfriamiento, por efecto de la diagénesis, por la actividad biológica, etc.

Los tipos de deformación que sufren las rocas se muestran en la figura 3.4, también se muestra la deformación típica anterior al desarrollo de la fractura o al desarrollo de la falla, se indica cuales son las direcciones de los esfuerzos principales que causan la deformación dúctil, el fracturamiento y el fallamiento.

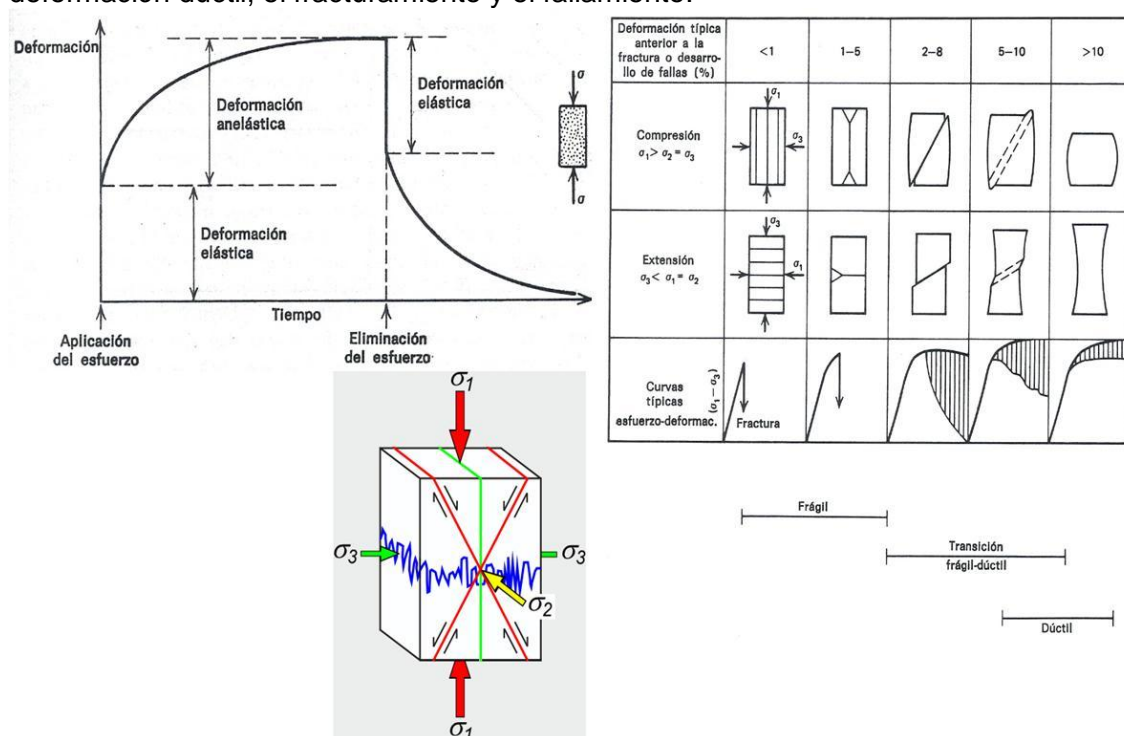


Figura 3.4 Esquemas que muestran los tipos de deformación que sufren las rocas, también se indica la deformación típica anterior a la fractura o desarrollo de la falla, se indica cuales son las direcciones de los esfuerzos principales que causan la deformación dúctil, el fracturamiento y el fallamiento. Esto es de utilidad para determinar los modelos de las fracturas (tomada de KMZ, 2009).



- La deformación.

La deformación ocasiona cambios en los cuerpos rocosos que pueden ser agrupados en dos clases:

1) Deformación de Cuerpos Regidos o Deformación Anelástica: Ocurre en materiales muy competentes mecánicamente, caracterizándose porque los esfuerzos que actúan sobre ellos ejercen una acción externa, donde se produce una modificación en su estado de reposo o de movimiento con el consecuente cambio de posición de todas las partículas de la masa de roca, por lo que los materiales se fracturan o se fallan.

2) Deformación de Cuerpos Plásticos o Deformación Elástica: Ocurre cuando se aplican esfuerzos a cuerpos rocosos causando un cambio de posición de unas partículas con relación a otras dentro del cuerpo, sin que exista ruptura, por lo que se tiene el desarrollo de flujos o de pliegues.

La deformación se puede definir como la expresión geométrica de la cantidad de cambios causada por la acción de un sistema de esfuerzos sobre un cuerpo. Cuando la deformación es por compresión, en el campo frágil se forman fracturas de cizalla y tensionales, así como fallas normales, inversas o de transcurrencia; en el campo dúctil ocurre un reacomodo de las partículas sin ruptura, formándose pliegues anticlinales y sinclinales o en otros casos hay flujo. Si consideramos un cuerpo sin deformar (figura 3.5.a) al que le aplicamos un sistema de esfuerzos, siendo el esfuerzo principal compresivo, se pueden formar pliegues en el campo dúctil (figura 3.5.b) o una falla inversa en el campo frágil (figura 3.5.c).

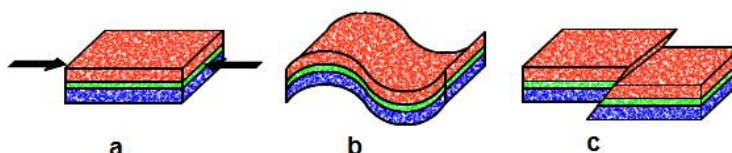


Figura 3.5 En a) esquema que muestra estratos de roca sometidos a esfuerzos compresivos, en b) se observan la deformación que generaron los esfuerzos, originando el plegamiento en rocas dúctiles, en c) se observa la deformación que generaron los esfuerzos, originando una falla inversa en un cuerpo frágil (tomada de Arellano y otros, 2002).

Cuando la deformación se debe a procesos que originan extensión, puede ocurrir adelgazamiento, fracturamiento o fallamiento normal. En la figura 3.6.a, se muestra un cuerpo sin deformar al que se le aplica un sistema de esfuerzos, siendo el esfuerzo principal de extensión, el cual puede causar adelgazamiento en el campo dúctil y como consecuencia la formación de una depresión (figura 3.6.b). En el campo frágil puede ocurrir fracturamiento o ruptura con desplazamiento originando fallas normales (figura 3.6.c).

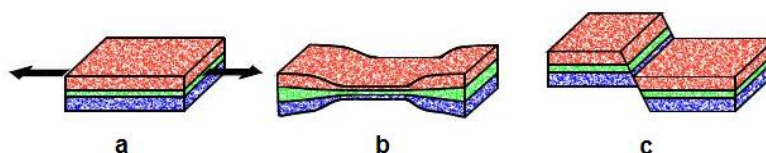


Figura 3.6 En a) esquema que muestra los estratos de roca sometidos a esfuerzos, en el que el esfuerzo principal es de extensión, en b) se observan la deformación que generaron los esfuerzos, originando el adelgazamiento o depresión en las rocas dúctiles, en c) se observa la deformación que generaron los esfuerzos, originando una falla normal en el campo frágil (tomada de Arellano y otros, 2002).

Cuando la deformación es causada por esfuerzos de cizalla se pueden generar pliegues, fracturas, fallas laterales o zonas de cizalla. En la figura 3.7.a se muestra una secuencia sin deformar, la cual es afectada por un sistema de esfuerzos, con el esfuerzo principal de cizalla, este puede originar flexiones en el campo dúctil (figura 3.7.b) o fracturas y fallas laterales en el campo frágil (figura 3.7.c).



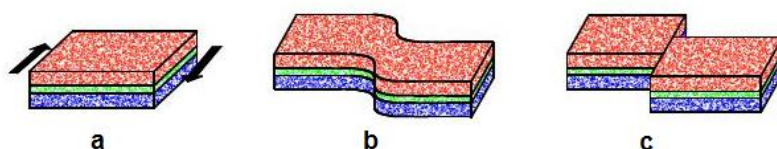


Figura 3.7 En a) esquema que muestra estratos de roca sometidos a esfuerzos, en el que el esfuerzo principal es de cizalla, en b) se observa la deformación que generaron los esfuerzos, originando flexiones en rocas dúctiles, en c) se observa la deformación que generaron los esfuerzos, originando una falla lateral en un cuerpo frágil (tomada de Arellano y otros, 2002).

Una distorsión pequeña sobre un cuerpo puede ser reversible, es decir, que el material puede recobrar su forma original cuando se retiren los esfuerzos aplicados; tal deformación es característica de los cuerpos sólidos deformados en el rango elástico. Cuando se rebasa el límite elástico, la roca pierde su cohesión interna y presenta una deformación frágil. Las rocas, sin embargo, presentan deformaciones muy grandes aun mayores que las que presentan los cuerpos elásticos. Las rocas que presentan estas deformaciones muy grandes, son permanentes y sin que presenten superficies de ruptura; es decir que han experimentado una deformación dúctil.

Usualmente la corteza terrestre superior se comporta de forma elástica, mientras que la inferior, de manera plástica; esta última fluye y su forma no se recobra, por lo tanto, la deformación es permanente siendo posible que ésta sea medible.

Para medir la deformación que presentan los cuerpos rocosos deformados se estudian los cambios de longitud de líneas de referencia y los cambios en las relaciones angulares entre dos líneas usadas como referencia, mediante algunas expresiones matemáticas, conocidas como elongación, estiramiento y elongación cuadrática.

#### 3.1.1.4 Falla.

Cuando se aprecia un desplazamiento a lo largo del plano de fractura, esto es, donde la roca ha tenido un movimiento relativo a lo largo del plano de fractura se denomina falla; esto permite distinguir a una falla de una fractura. Esta distinción es un tanto artificial y depende de la escala de observación. En la práctica la mayoría de las fracturas no muestran, o es insignificante el desplazamiento paralelo al plano de ruptura y son clasificadas como juntas o diaclasas.

Las fallas al igual que las fracturas se forman por sistemas de esfuerzos de diferente naturaleza en zonas donde ocurre compresión o extensión. Estos sistemas de esfuerzos y los pares conjugados de fracturas y las fallas se pueden representar en dos dimensiones con la proyección estereográfica (figura 3.8).

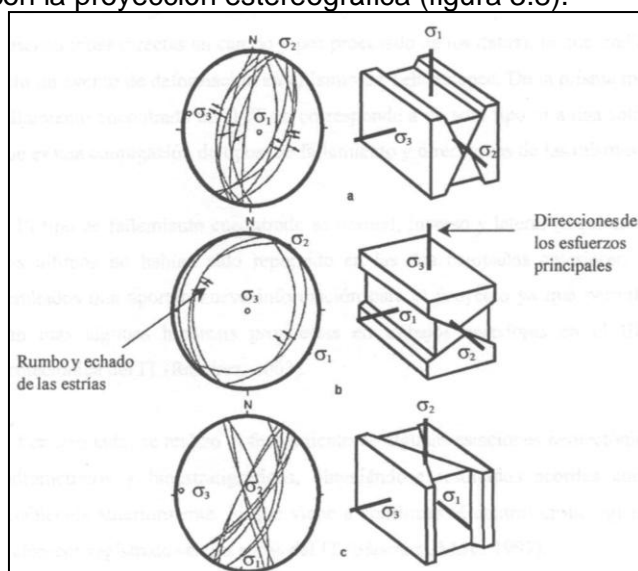


Figura 3.8 Esquema que muestra la dirección principal de los esfuerzos y los tipos de fracturas y fallas generadas, también se indica cómo se observan estos sistemas de esfuerzos y sus correspondientes fracturas utilizando la red estereográfica (tomada de Poward, D. y Fletcher C. R., 2005).

Existen diversos tipos de fallas que se caracterizan por el desplazamiento que existe entre sus bloques, como son: Falla normal, falla inversa, falla lateral izquierda o sinistral, lateral derecha o dextral, falla rotacional o de tijera o de cizalla y falla oblicua (figura 3.9).

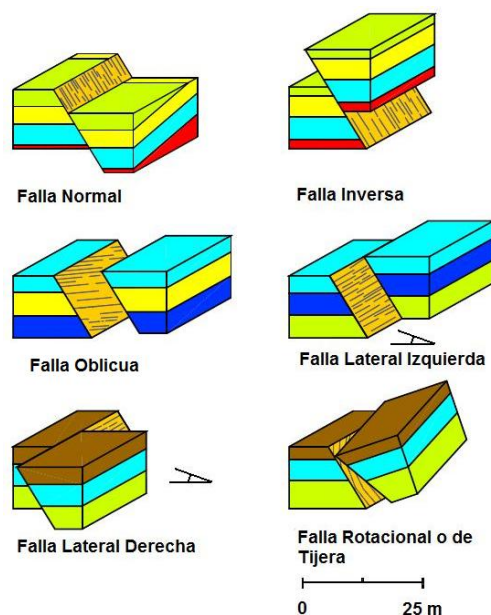


Figura 3.9 Esquema que indica los tipos de fallas: normal, inversa, lateral izquierda o sinistral, lateral derecha o dextral, falla rotacional o de tijera o de cizalla y oblicua; en el plano de falla se pueden observar las fracturas o estrías que se originan debidas al desplazamiento de los bloques (tomada de Arellano y otros, 2002).

### 3.1.1.5 Yacimiento naturalmente fracturado.

La definición de fractura permite definir a un yacimiento naturalmente fracturado, como aquel que tiene fracturas en las rocas almacenadoras. Nelson en 1985, define a un yacimiento fracturado como aquel que tiene una o varias discontinuidades planares macroscópicas y microscópicas que suceden naturalmente debido a la deformación o a la diagénesis.

La definición de fractura de un yacimiento es amplia y la definición de yacimiento fracturado es aun más amplia y compleja, debido a que el sistema natural de fracturas puede tener una gran variedad de efectos en el comportamiento del yacimiento, en la recuperación primaria, secundaria y terciaria; además porque dichos efectos a menudo deben ser interpretados y anticipados mucho antes de que exista evidencia en los datos de la producción, por lo que es necesaria una definición operativa de yacimiento naturalmente fracturado.

Un yacimiento naturalmente fracturado corresponde con un yacimiento en el cual de manera natural ocurrieron fracturas, las cuales tienen un efecto significativo en el flujo de fluidos del yacimiento al incrementar la porosidad y permeabilidad o incrementando su anisotropía. Operacionalmente es importante conocer los sistemas de fracturas debido a que los datos necesarios para cuantificar un yacimiento naturalmente fracturado se deben de recolectar desde etapas muy tempranas de la vida del yacimiento. Se debe predecir el “efecto significativo” y tratar a la formación almacenadora como un yacimiento naturalmente fracturado, antes de iniciar la historia productiva.

Aguilera en 1995, define a un yacimiento naturalmente fracturado como un yacimiento el cual contiene fracturas originadas por diferentes procesos geológicos en los que actuaron esfuerzos que originaron discontinuidades estructurales en las rocas, estas se denominan fracturas; estas fracturas naturales pueden tener un efecto positivo o negativo en el flujo de fluidos. Por ejemplo, las fracturas abiertas no cementadas o parcialmente mineralizadas pueden tener un efecto positivo en el flujo de aceite, pero

un efecto negativo en el flujo de agua o gas debido a efectos de conificación. Las fracturas naturales totalmente mineralizadas pueden crear barreras a la migración de cualquier tipo de flujo; esto puede generar pequeños compartimientos a lo largo del yacimiento lo cual podría resultar en recuperaciones marginales o poco atractivas económicamente. Aguilera en 1995, hace la siguiente consideración: “En mi opinión todos los yacimientos contienen cierta cantidad de fracturas naturales, sin embargo desde un punto de vista geológico y de ingeniería de yacimientos, se considera que un yacimiento naturalmente fracturado es aquel que tiene un efecto positivo o negativo en el flujo de fluidos”.

El ingeniero Lugo Ruiz, M, en su tesis presentada para obtener el título de Ing. Petrolero, define a un Yacimiento Carbonatado Naturalmente Fracturado (YCNF) como el volumen de roca compuesto por un sistema multiporoso, en el que se encuentran fracturas (microfracturas, mesofracturas, macrofracturas), canales de disolución, vórgulos (microvórgulos, macrovórgulos), cavernas, presencia de varios tamaños en las gargantas del poro y redes de fracturas, las cuales actúan simultáneamente; estas están saturados por hidrocarburos y/u otros fluidos.

### 3.2 ORIGEN DEL SISTEMA DE FRACTURAS.

El origen del sistema de fracturas es determinado a partir del análisis de los datos de la orientación de la fractura (rumbo y echado), morfología de la fractura, rumbo del estrato que contiene a la fractura (si está disponible), abundancia relativa y de las relaciones angulares entre las familias de las fracturas. Estos datos pueden obtenerse a partir del estudio de núcleos de diámetro completo (orientados o convencionales), láminas delgadas, registros de imágenes de la pared del pozo u otras herramientas de registros geofísicos y de la aplicación de modelos empíricos de la generación de las fracturas (figura 3.10). Los modelos disponibles de las fracturas varían desde los tectónicos hasta otros de origen diagenético (Stearns y Friedman, 1972; y Nelson, 1979). Mediante el uso adecuado de los datos de las fracturas y de los modelos genéticos, se puede realizar una extrapolación ó interpolación efectiva de la distribución de las fracturas en el yacimiento.

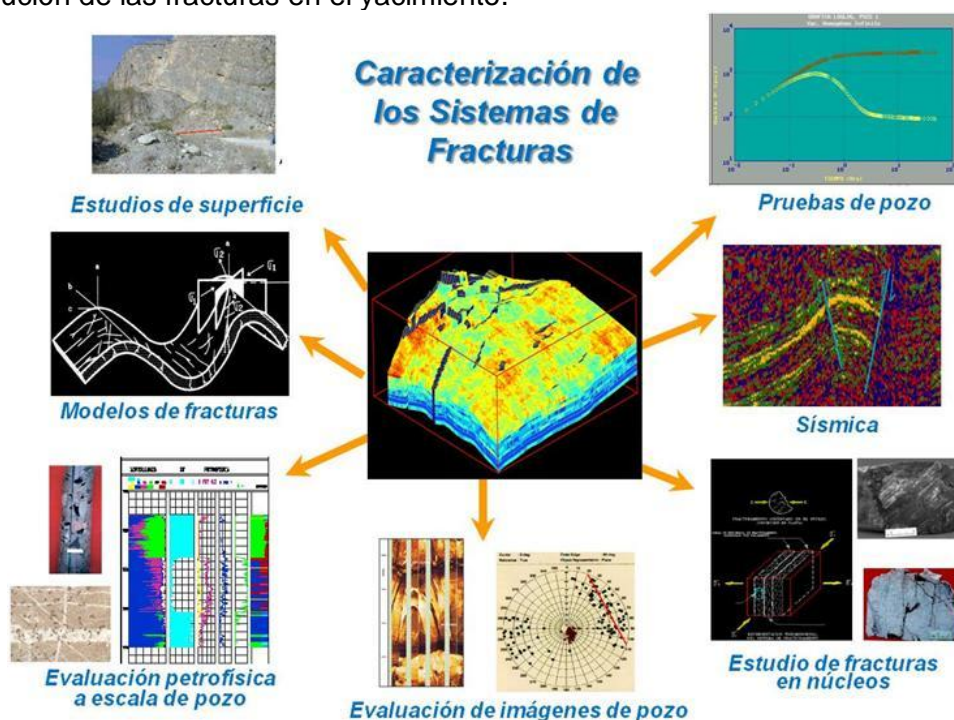


Figura 3.10 Esquema en el que muestran algunas de las herramientas utilizadas para la caracterización de los sistemas de fracturas, como son: pruebas de presión (pruebas de pozo), secciones sísmicas, estudios en núcleos (de diámetro completo), registros geofísicos, registros de imágenes de pared del pozo (evaluación de imágenes de pozo), evaluación petrofísica a escala del pozo, estudios de afloramientos (estudios de superficie). Esto nos sirve para realizar el modelo de las fracturas en el yacimiento (tomada de KMZ 2009).

La interpretación del origen de los sistemas de las fracturas naturales involucra un análisis combinado geológico/mecánico de las rocas; esto hace suponer que los patrones de las fracturas describen el estado local de los esfuerzos al momento del fracturamiento, y que las fracturas de las rocas en el subsuelo se desarrollan de una manera cualitativamente similar a las fracturas que se forman en las muestras de roca del yacimiento que fueron sometidas mediante pruebas de laboratorio a condiciones ambientales semejantes. Los patrones de las fracturas naturales son interpretados de los resultados derivados de los experimentos realizados en el laboratorio sobre los patrones de las fracturas inducidas artificialmente (Handin y Hager, 1957), por lo que es posible interpretar los campos de los paleoesfuerzos y las distribuciones de la deformación al momento del fracturamiento. En general, cualquier modelo físico o matemático de la deformación que describen los campos de los esfuerzos o deformación, con varios niveles de extrapolación, pueden ser usados como un modelo que permita conocer la distribución de las fracturas (Hafner 1951; Odé 1957; y Lorenz y otros 1993).

Un esquema de la clasificación genética para los sistemas de las fracturas naturales, la realizaron Stearns y Friedman (1972), quienes realizaron la separación de los complicados sistemas de las fracturas naturales en componentes superpuestos de diferente origen. Tal separación permite hacer una distinción de la estructura (Friedman, 1969; Friedman y Stearns, 1971) y una predicción del comportamiento de las mismas, ya que estas son las que le dan la calidad al yacimiento (McCaleb y Willingham, 1967; y Stearns y Friedman, 1972). Stearns y Friedman (1972) clasifican a las fracturas tomando como referencia a las observadas en los experimentos de laboratorio, a las observadas en afloramientos y a las encontradas en el subsuelo (núcleos). Su esquema de clasificación y las modificaciones sugeridas por Nelson (2001) en su libro "Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs", forman una base útil para el modelado de las fracturas (tabla 3.1). La principal modificación al esquema de Stearns y Friedman es la adición de dos categorías sobre la ocurrencia de las fracturas naturales: las fracturas contraccionales y las fracturas relacionadas a la superficie. Una menor modificación a la clasificación de las fracturas experimentales, es la adición de una categoría similar en morfología y orientación a las fracturas de extensión, pero tienen un diferente estado de esfuerzos en su generación y una diferente resistencia de la roca: son las fracturas de tensión.

<b>Clasificación de Nelson de las Fracturas Experimentales (Genérica o de Laboratorio):</b>
1.- Fracturas de Extensión (modo I).
2.- Fracturas de Cizalla (Modo II y Modo III).
3.- Fracturas de Tensión.
<b>Clasificación de la Ocurrencia de las Fracturas Naturales (Geológica):</b>
1.- Fracturas Tectónicas.
2.- Fracturas Regionales.
3.- Fracturas Contraccionales.
4.- Fracturas Relacionadas a la Superficie.

Tabla 3.1 Clasificación de las fracturas experimentales y naturales (tomada de Nelson, 2001).

### 3.2.1 CLASIFICACIÓN GENÉRICA DE LAS FRACTURAS EXPERIMENTALES.

#### Clasificación genérica o de laboratorio.

Durante pruebas realizadas en el laboratorio en muestras de roca (de compresión, extensión y tensión), se han observado tres tipos de fracturas (de extensión o modo I,



de cizalla o modo II o modo III y de tensión) que forman ángulos consistentes y predecibles con relación a las tres direcciones principales de los esfuerzos ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ). Todas las fracturas en la roca deben ajustarse a uno de estos tipos básicos de las fracturas:

- 1) Fracturas de extensión (modo I).
- 2) Fracturas de cizalla (modo II y modo III).
- 3) Fracturas de tensión.

En la figura 3.11 se muestran los núcleos de roca, sometidos a esfuerzos compresivos verticales en el laboratorio.

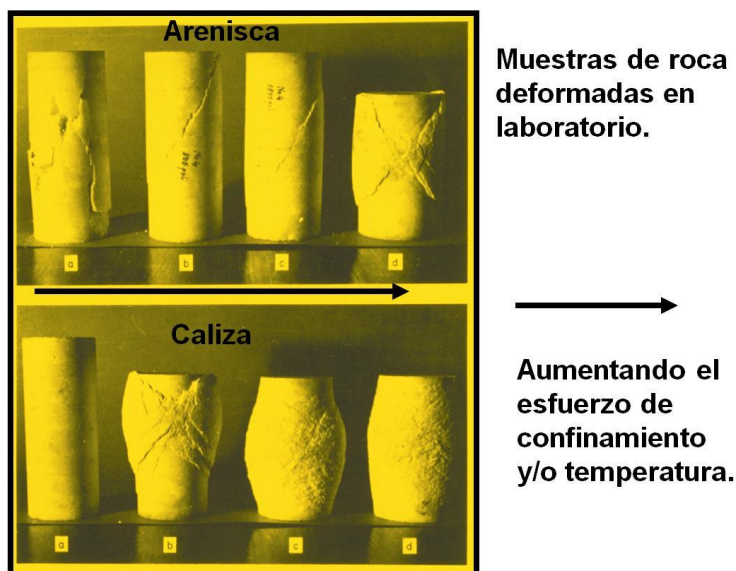


Figura 3.11 Pruebas realizadas a los núcleos de areniscas y calizas, sometidos a esfuerzos compresivos en el laboratorio, que originaron sistemas de fracturas conjugadas. Se muestran las fracturas de extensión y fracturas de cizalla (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

De acuerdo a Twiss y Moores, 1997, las distinciones entre los principales tipos de fracturas está basada en el desplazamiento relativo del material en el lado opuesto de la fractura (figura. 3.12):

- 1) Fracturas de extensión (Modo I). El desplazamiento relativo es perpendicular a la fractura.
- 2a) Fracturas de cizalla (Modo II). El desplazamiento relativo es un desplazamiento paralelo al plano de la fractura.
- 2b) Fracturas de cizalla (Modo III). El desplazamiento relativo es un desplazamiento paralelo a la fractura.

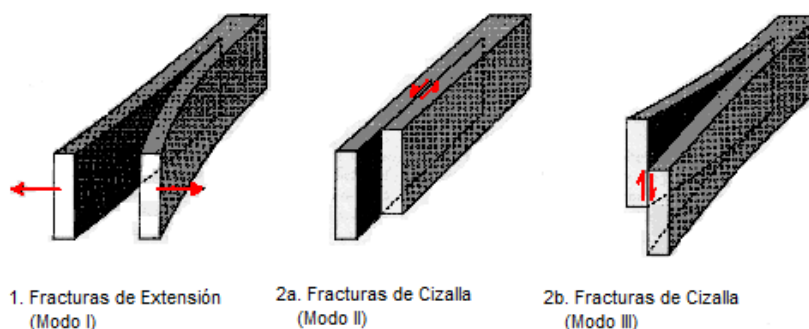


Figura 3.12 Los principales tipos de fracturas, basadas en el desplazamiento relativo del material en el lado opuesto de la fractura: 1. Fracturas de Extensión (Modo I), 2a. Fracturas de Cizalla (Modo II), 2b. Fracturas de Cizalla (Modo III). (tomada de Arellano, 2002).

## 3.2.1.1 Fracturas de extensión (modo I).

Las fracturas de extensión tienen un sentido de desplazamiento perpendicular al plano de fractura, se forman paralelamente a  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  y perpendicularmente a  $\sigma_3$  (figura 3.13). Dichas fracturas también se forman cuando los tres esfuerzos principales son positivos y compresivos. En experimentos de fracturas en laboratorio, las fracturas de extensión frecuentemente se forman al mismo tiempo con las fracturas de cizalla.

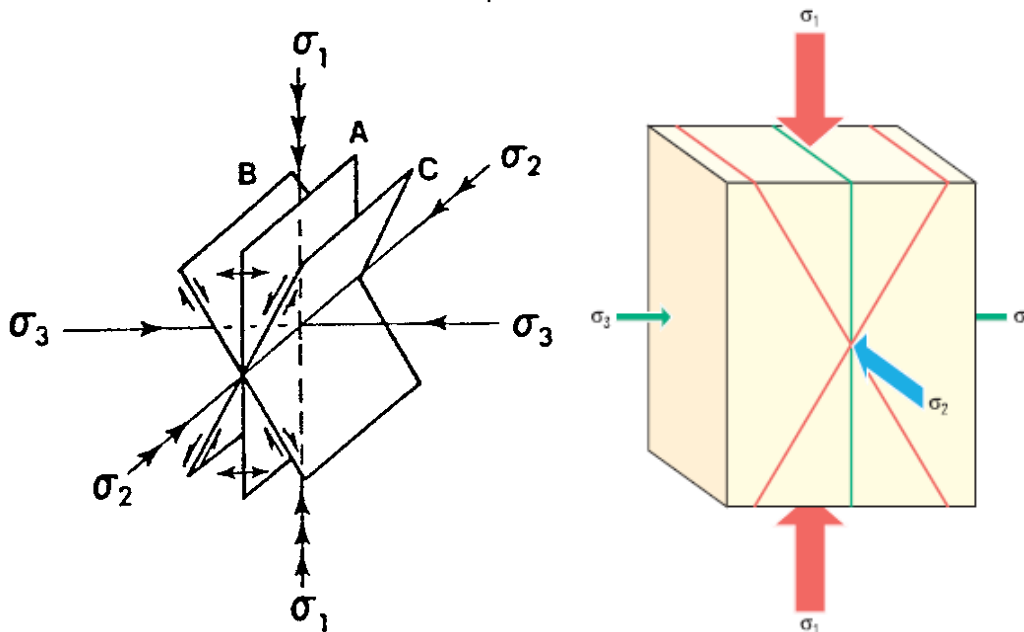


Figura 3.13 Esquema que muestra los planos de fractura obtenidos en pruebas de laboratorio, cuyas muestras fueron sometidas a compresión. Se muestran las fracturas de extensión (A) y fracturas de cizalla (B y C), (tomada de Nelson, 2001 y de [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf). Consultado el 20 de Julio del 2009).

## 3.2.1.2 Fracturas de cizalla (modo II y modo III).

Las fracturas de cizalla tienen un sentido de desplazamiento paralelo al plano de fractura, forman un ángulo agudo (mayor de  $0^\circ$  y menor de  $90^\circ$ ) en la dirección del esfuerzo principal máximo de compresión ( $\sigma_1$ ) y un ángulo obtuso (mayor a  $90^\circ$  y menor a  $180^\circ$ ) en la dirección del esfuerzo de mínima compresión ( $\sigma_3$ ) a través de la muestra de roca. Potencialmente, pueden desarrollarse dos orientaciones de las fracturas de cizalla en todos los experimentos realizados en el laboratorio, una a cada lado del esfuerzo principal, y orientadas al mismo ángulo para  $\sigma_1$ . En experimentos de laboratorio esas fracturas se forman paralelamente a  $\sigma_2$  y un ángulo obtuso a  $\sigma_3$  (figura 3.13). Las fracturas de cizalla se forman cuando los tres esfuerzos principales son compresivos (positivos). El ángulo agudo entre las fracturas de cizalla es llamado ángulo conjugado y primeramente depende de:

1. Las propiedades mecánicas de la roca.
2. La magnitud absoluta del esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ).
3. La magnitud del esfuerzo principal intermedio ( $\sigma_2$ ) relacionado a ambos esfuerzos principales al máximo ( $\sigma_1$ ) y al mínimo esfuerzo principal ( $\sigma_3$ ), (cuando  $\sigma_2$  se aproxima a  $\sigma_1$ , el ángulo entre  $\sigma_1$  y el plano de fractura disminuye).

## 3.2.1.3 Fracturas de tensión.

Las fracturas de tensión, también tienen un sentido de desplazamiento perpendicular al plano de fractura y hacia fuera del plano de fractura; las fracturas de tensión se forman paralelamente a  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . En términos de la orientación de  $\sigma_1$  y el sentido de desplazamiento, estas fracturas se asemejan a las fracturas de extensión. Sin embargo para formar una fractura de tensión, al menos un esfuerzo principal ( $\sigma_3$ ) debe ser negativo (tensión). Las rocas presentan un menor esfuerzo de fracturamiento en pruebas de tensión que en pruebas de extensión (de 10 a 50 veces menor). Esto llega

a ser importante en la predicción matemática del fracturamiento subsuperficial. También es probable que verdaderas fracturas de tensión se formen únicamente cerca o en la superficie terrestre, mientras que las fracturas de extensión pueden ocurrir bajo todas las condiciones donde actúan los esfuerzos subsuperficiales significativos. En este trabajo se considera que las fracturas de extensión son aquellas paralelas a  $\sigma_1$  y perpendiculares a  $\sigma_3$ , cuando  $\sigma_3$  es compresivo (positivo) o cuando se desconoce su signo; las fracturas de tensión se formarán solo cuando la evidencia sugiera que  $\sigma_3$  es negativo.

### 3.2.2 CLASIFICACIÓN DE LAS FRACTURAS NATURALES DE ACUERDO A SU OCURRENCIA.

#### Clasificación geológica.

La clasificación genética de las fracturas naturales es la más utilizada, esta clasificación fue presentada por Stearns y Friedman (1972), quienes se basan en dos suposiciones fundamentales siguientes:

- 1) Los patrones de las fracturas naturales describen el estado local de los esfuerzos al momento del fracturamiento (fracturas de cizalla conjugadas, de extensión y tensión).
- 2) Las fracturas de las rocas que se formaron en el subsuelo son cualitativamente similares a las fracturas de las rocas desarrolladas en pruebas de laboratorio, llevadas a cabo en condiciones ambientales análogas.

Los patrones de las fracturas naturales que se encuentran en las rocas reflejan la misma geometría con respecto a las fracturas generadas por las cargas aplicadas en experimentos de laboratorio. Si dichas suposiciones son correctas, entonces ocurren fracturas de forma natural y pueden clasificarse con base en el origen de los esfuerzos que las originaron. Las fracturas formadas naturalmente pueden determinarse a partir de los datos de las fracturas de laboratorio y de la geometría de los sistemas de fracturas producidos artificialmente (tabla 3.1); esta clasificación se basa en la información obtenida experimentalmente y también es conocida como “clasificación genérica de las fracturas”.

Hay dos escuelas que proporcionan los mejores elementos para observar y describir a los sistemas de fracturas naturales que se observan en afloramientos:

- 1) Una supone que los datos de las fracturas (orientación, longitud, densidad, etc.), deben ser manejados estadísticamente para que sean significativos. Así que mediante la combinación de grandes cantidades de datos de varios afloramientos cercanos, junto con las orientaciones preferenciales, se cree que la objetividad en la interpretación puede lograrse (Currie y Reik, 1977). Esta combinación de datos es necesaria en alguna etapa del estudio de las fracturas, por lo que Nelson (2001), considera que esta aproximación es ineficiente, debido a la gran pérdida de precisión en la interpretación, sobre todo cuando a los datos se les da mayor importancia que a la interpretación. Por ejemplo, una gráfica de la orientación que contenga 10,000 medidas de las fracturas de varios lugares de un pliegue fracturado, mostrará una gran tendencia en los datos; pero no permiten una descripción de los cambios sutiles en la orientación, ni de los estados de los esfuerzos inferidos de afloramiento a afloramiento.
- 2) La segunda aproximación involucra la interpretación de datos individuales de las fracturas obtenidos de los afloramientos, considerando su origen, esta condición es previa al tratamiento estadístico (Stearns y Friedman, 1972). Estas familias de datos interpretados pueden adicionarse secuencialmente para llegar a una descripción combinada y lograr una mejor interpretación; las familias de datos combinados tienen un significado estadístico más completo y permiten interpretar cuales fueron los esfuerzos que las originaron.

Si determinamos el origen de los esfuerzos que provocan el fracturamiento, incrementamos la precisión de la interpretación estructural en todas sus escalas. Esto puede lograrse debido a que las fracturas tienen una geometría consistente con respecto a las tres direcciones principales de los esfuerzos, por lo que se pueden conocer las características principales de los paleo-esfuerzos en el momento en que se formaron las fracturas. En las figuras 3.13, 3.14.a, 3.14.b, y 3.14.c se pueden apreciar distintos tipos de fracturas en afloramientos.

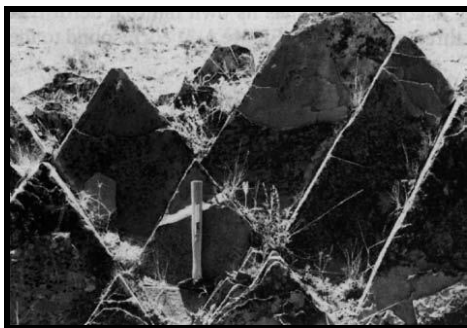


Figura 3.14.a Fotografía que muestra fracturas de cizalla conjugadas, en el afloramiento Trinidad (tomada de Nelson, 2001).

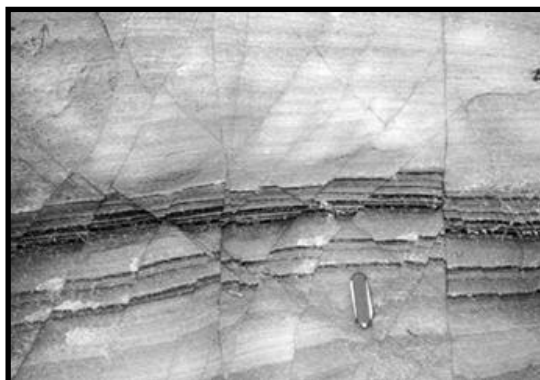


Figura 3.14.b Fotografía donde se muestran los sistemas de fracturas de extensión y fracturas de cizalla; también se tiene fracturas conjugadas relacionadas a pliegues, vistos en un plano de estratificación de un afloramiento en rocas carbonatadas, ubicado al Oeste de Wyoming. El campo de visión es de 0.9144 m (3 ft), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



Figura 3.14.c Fotografía que muestra fracturas de cizalla conjugadas en afloramientos dislocados por fallas normales (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

La clasificación geológica de las fracturas que se presenta en la tabla 3.2 considera desde las más dominantes o de mayor grado de desarrollo hasta las menos abundantes o de menor grado de desarrollo. Se consideran a todas las fracturas no importando su tamaño o su origen. Por ejemplo, las fracturas tectónicas relacionadas al plegamiento en algunos casos son las más dominantes, debido a que los mismos patrones de las fracturas y sus orientaciones son observados desde fotografías aéreas de afloramientos, hasta muestras de mano o en secciones delgadas del afloramiento o



en núcleos. Por otro lado, las fracturas regionales son no-dominantes debido a que ellas pueden ser observadas en un número limitado de tamaños, por ejemplo únicamente por debajo de la escala de los afloramientos. Una generalización de las fracturas más dominantes, se basa en las características geológicas y en su tamaño (tabla 3.2).

<b>Órdenes de magnitud en los tamaños abarcados.</b>	<b>Orden</b>
Fracturas Tectónicas	9 -10
Fracturas Regionales.	5
Fracturas Contraccionales	2
Fracturas Relacionadas a la Superficie	4 – 5

Tabla 3.2 Escalas del desarrollo de las fracturas naturales, considerando las características geológicas (tomada de Nelson, 2001).

En la tabla 3.3 se muestra la clasificación de las fracturas naturales presentada por Nelson, 2001, de forma más detallada.

<b>Clasificación de la Ocurrencia de las Fracturas Naturales.</b>
1.- Fracturas tectónicas (debidas a las fuerzas de superficie).
- Relacionadas a fallas.
- Relacionadas a pliegues.
- Fracturas asociadas con domos.
- Otros sistemas de fracturas, como perforaciones e impactos.
2.- Fracturas regionales (debidas a las fuerzas de superficie o fuerzas del cuerpo).
- Juntas.
- Cruceros.
3.- Fracturas contraccionales (debidas a las fuerzas del cuerpo).
- Fracturas de desecación (grietas de lodo).
- Fracturas por sinéresis (poligonales o en enrejado).
- Fracturas térmicas contraccionales (juntas columnares).
- Fracturas por cambio de fase mineral (relacionadas a diagénesis).
4.- Fracturas relacionadas a la superficie (debidas a las fuerzas del cuerpo).
- Fracturas por pérdida de carga.
- Fracturas debidas a la liberación de una superficie (lajamiento).
- Fracturas por Intemperismo (mecánico, químico).

Tabla 3.3 Se muestra la clasificación geológica detallada (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

### 3.2.2.1 Fracturas tectónicas.

Las fracturas tectónicas son debidas a las fuerzas de superficie (en contacto), que originan los siguientes tipos:

- Sistemas de fracturas relacionadas con fallas.
- Sistemas fracturados relacionados con pliegues.
- Fracturas asociadas con los domos.
- Otros sistemas de fracturas como perforaciones y estructuras de impacto.

Las fracturas tectónicas son aquellas cuyo origen puede ser atribuido o asociado con un evento tectónico, su estudio toma en cuenta los siguientes parámetros: su orientación, distribución y morfología. Las fracturas tectónicas se forman por la aplicación de fuerzas de superficie (en contacto). Nelson ha observado que la mayoría de las fracturas tectónicas en afloramientos tienden a ser fracturas de cizalla conjugadas; sin embargo ha identificado ejemplos de pliegues en medios ambientes compresivos, donde la deformación en el campo frágil origina fracturas de extensión.

Las fracturas tectónicas forman redes con ubicaciones específicas en los pliegues y en las fallas.

- Sistemas de fractura relacionadas con fallas.

Los planos de falla son por definición, planos de movimiento entre bloques de roca. La mayoría de las fracturas desarrolladas en la vecindad de las fallas son fracturas de cizalla paralelas a la falla y fracturas de cizalla conjugadas o fracturas de extensión bisectándose (interceptándose) en ángulo agudo entre estas dos direcciones de la cizalla; la zona de deslizamiento de las fallas o zona de estrías es compleja y tiene su propia deformación morfológica interna. Las tres orientaciones preferenciales mostradas en la figura 3.15 corresponden a las tres posibles direcciones de las fracturas desarrolladas en experimentos de laboratorio, que fueron desarrolladas respectivamente por el estado local de los esfuerzos que causó el fallamiento. Las fallas son el resultado de los mismos campos de esfuerzos que causaron las fracturas. Las fracturas en enjambre preceden a las fallas que se van a generar y actúan como una zona de procesos de acondicionamiento de la masa de roca para las eventuales fallas. En algunos casos se aplican esfuerzos sin formar fallas, únicamente se forman las fracturas precursoras de enjambre (figura 3.16). En estos casos, las dos orientaciones preferenciales del mismo enjambre, es tan buena como las orientaciones de las fracturas internas, que son necesarias para atribuir el origen respectivo de la falla. Varios autores han estudiado y documentado la relación entre la fractura-falla; entre los que destacan: Stearns (1964), Yamaguchi (1965), Norris (1966), Stearns (1968, 1968, 1972), Skehan (1968), Friedman (1969,1975), Tchalenko y Ambraseys (1970), Stearns y Friedman (1972), y Freund (1974).

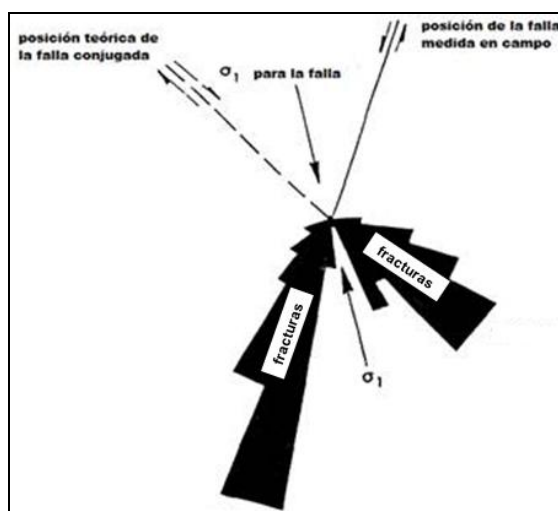


Figura 3.15 Diagrama de rosas de las fracturas de cizalla asociado con una falla normal (tomada de Nelson, 2001).

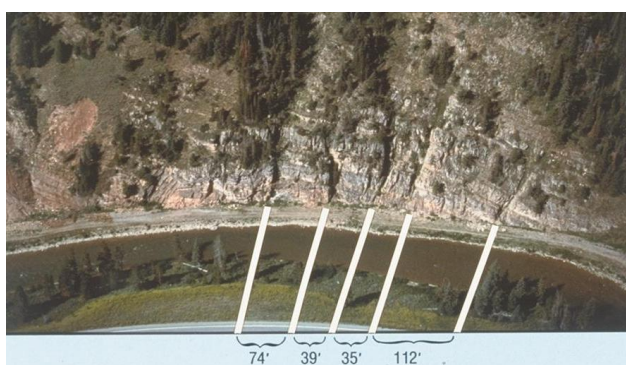


Figura 3.16 Fracturas de enjambre y fracturas escalonadas que ocurrieron en múltiplos de 11.28 m (37 ft), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Debido a la relación entre el fracturamiento y el fallamiento, es posible determinar la dirección de los esfuerzos principales o las cargas principales al momento de su formación. También conociendo la orientación de un plano de falla y las fracturas asociadas con él, se puede determinar el sentido del movimiento de la falla (figura 3.17); la relación de las fracturas con las fallas existe en todas las escalas. Friedman (1969) fue capaz de utilizar la orientación de las fracturas microscópicas tomadas de núcleos orientados del campo Saticoy de California para determinar la orientación y la inclinación de una falla cercana.

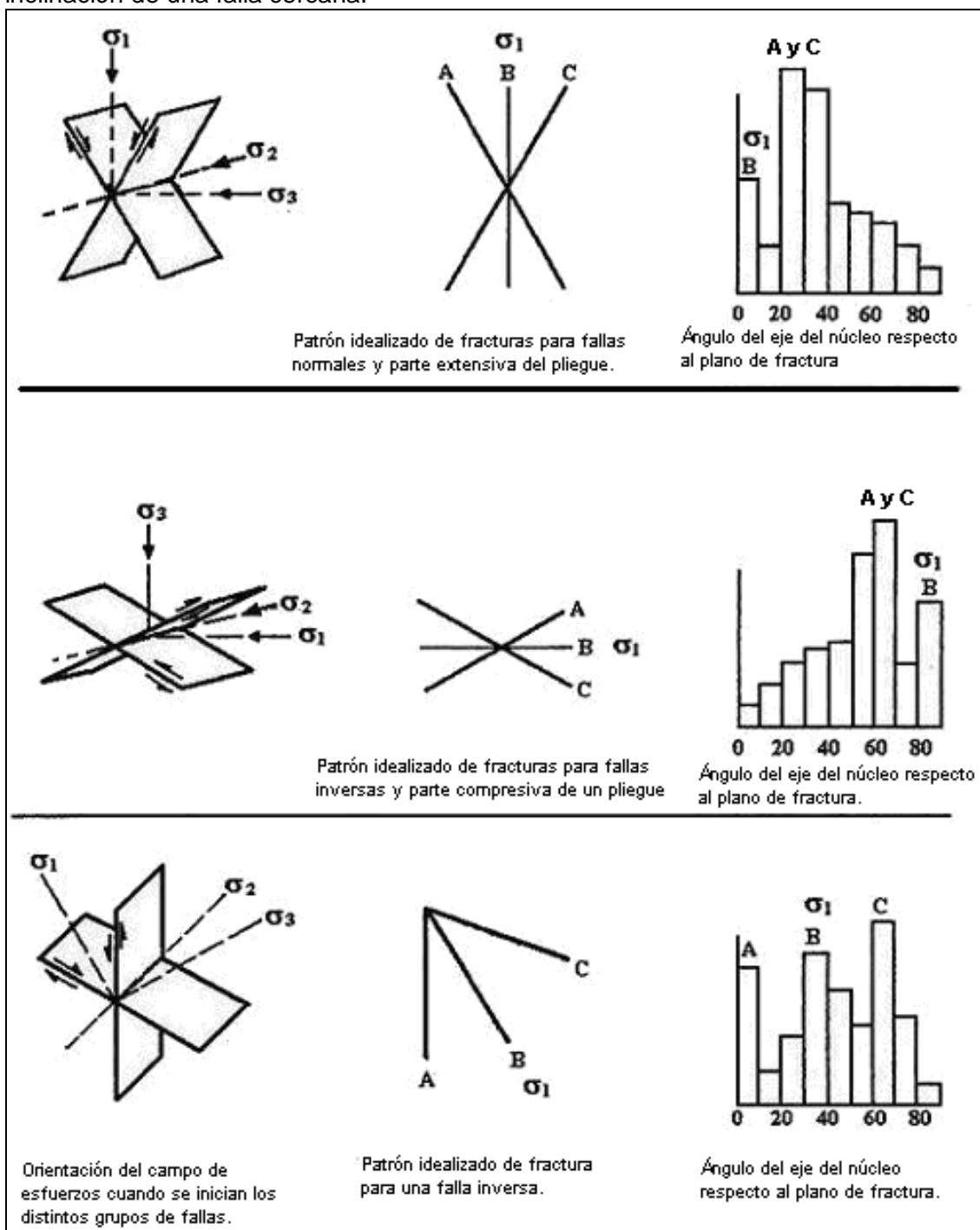


Figura 3.17 Relaciones entre los estados de esfuerzos, las fallas, las orientaciones de las fracturas derivadas de esos estados de esfuerzos, y la inclinación mostrada en los histogramas obtenidos del análisis de núcleos (tomada de Nelson, 2001).

Un ejemplo de las fracturas asociadas con una falla normal en un afloramiento en el Sinaí en Egipto es mostrado en la figura 3.18.

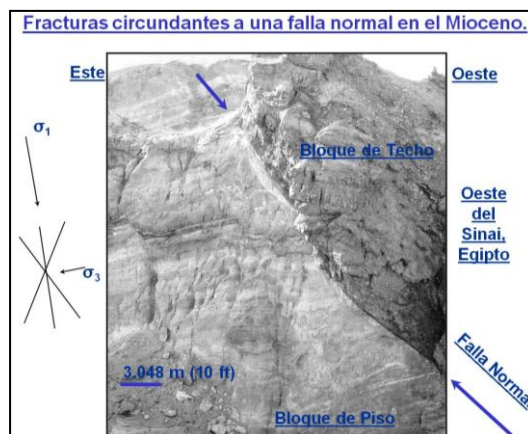


Figura 3.18 Fotografía que muestra una falla normal en la sección del Mioceno clástico del Golfo de Suez. La falla esta abajo a la derecha (oeste) y ocurrió al lado del Sinaí en el Golfo. Note las fracturas de cizalla conjugadas y las fracturas de extensión en el pie de la pared (izquierda) de la falla. Estas preceden al desplazamiento de la falla y están relacionadas a los mismos estados de esfuerzos que causaron la falla (tomada de Nelson, 2001).

Bajo condiciones ideales es posible determinar la orientación y el sentido del desplazamiento de una falla cercana mediante el análisis de las fracturas; pero es difícil determinar la proximidad de la falla [Skehan (1968), Pohn (1981), Shepherd y otros (1982)]. La intensidad del fracturamiento asociado con el fallamiento parece ser función de: la litología, la distancia al plano de falla (figura 3.19), la cantidad del desplazamiento a lo largo de la falla, el esfuerzo total en la masa de roca, la profundidad de sepultamiento del estrato y posiblemente del tipo de falla (de corrimiento, crecimiento, etc.). Dichos parámetros determinan la intensidad de las fracturas asociadas a la falla, que varían de falla a falla.

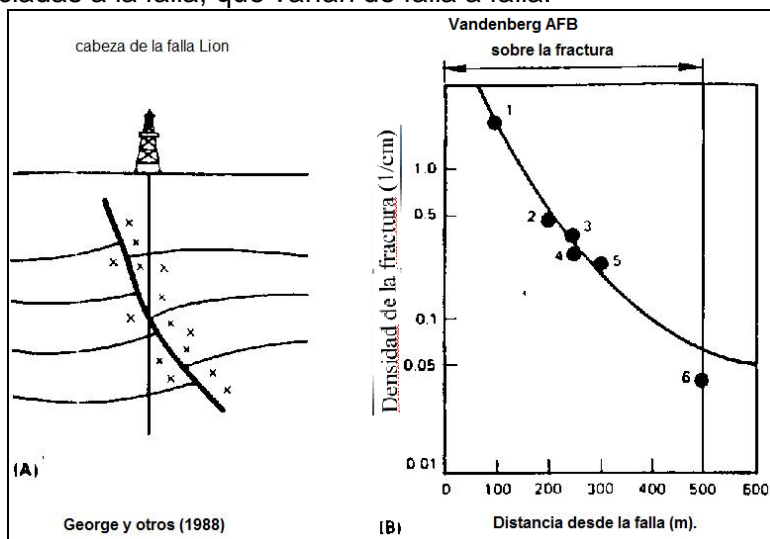


Figura 3.19 Esquema y grafica que muestra la densidad de las fracturas alrededor de las fallas de la Formación del Mioceno Monterrey, en la Costa de California (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Pueden ocurrir otras orientaciones de las fracturas que en general son menos frecuentes y están asociadas con el fallamiento a varias escalas. Un grupo de estas fracturas de tamaño pequeño (del tamaño de grano) se desarrollan en ángulos agudos al plano de falla y son llamadas fracturas finas microscópicas que se pueden estudiar utilizando un microscopio (Friedman y Logan, 1970), Conrad (1974); están relacionadas al desplazamiento a lo largo del plano de falla y al esfuerzo normal a través del plano de falla. Las microfracturas son importantes para determinar el origen del fallamiento y un análisis microscópico de los planos de falla son importantes para determinar el sentido de movimiento de la cizalla; su importancia en las fracturas macroscópicas para la producción de hidrocarburos es probablemente mínima.



También existen otras fracturas asociadas con las fallas que ocurren dentro de la misma zona de deslizamiento, esto refleja la complejidad, la variación de los esfuerzos y los estados de deformación inherentes en la zona de deslizamiento o zona milimétrica misma. Una descripción amplia de estas fracturas se puede encontrar en Higgs (1981).

En la figura 3.20 se muestran las fracturas alrededor de una falla normal en las rocas clásticas, en Brunei.

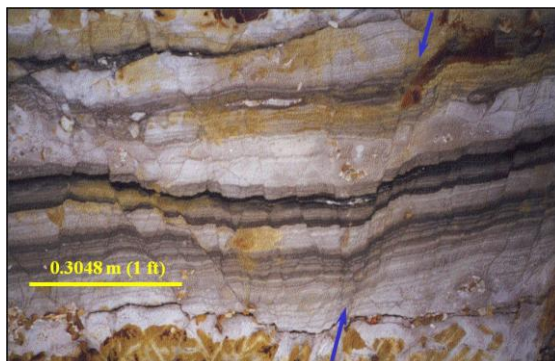


Figura 3.20 Fotografía que muestra las fracturas alrededor de una falla normal en los clásticos en Brunei (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

En la figura 3.21 se muestran las trayectorias que deben seguir los pozos para que intercepten la máxima cantidad de las fracturas por metro en la zona de fallas; si las fracturas están abiertas y comunicadas pueden existir algunos problemas al momento de la perforación, porque pueden existir grandes pérdidas de fluidos de perforación a través de las fracturas, o se puede presentar otro problema porque el equipo de perforación puede seguir el plano de la falla; durante el desarrollo del yacimiento, los pozos obtienen una mayor producción de hidrocarburos que sus vecinos, debido a la gran cantidad de fracturas que interceptan; en algún método de recuperación secundaria o mejorada se pueden causar conificaciones de los fluidos lo que representaría un problema si no se analizan bien estas fracturas y la relación que tienen con las fallas, sus propiedades y el objetivo que se pretende alcanzar.

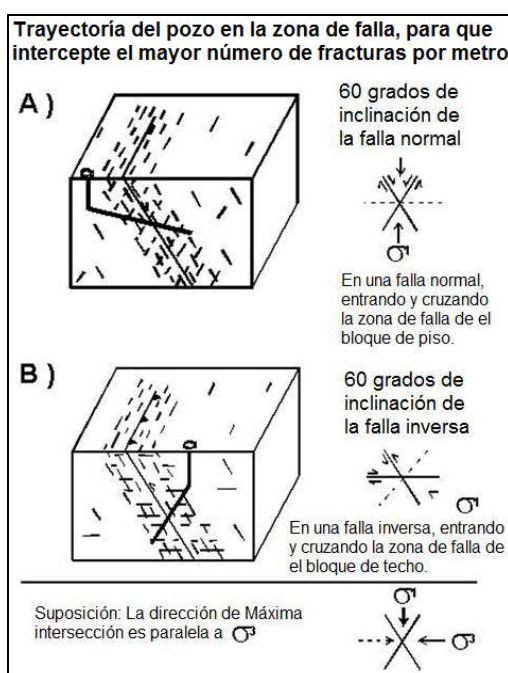


Figura 3.21 Esquema en el que se muestran las trayectorias de los pozos para que intercepten la máxima cantidad de las fracturas por metro o por pie (ft) en la zona de falla (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

- Sistemas fracturados relacionados con pliegues.

La historia de los esfuerzos y de la deformación desde las etapas iniciales del crecimiento de un pliegue en rocas estratificadas, es muy compleja, por lo tanto los patrones de las fracturas que se desarrollan en el pliegue también son complejos. Una cantidad significativa de artículos y libros de diversos autores ha sido publicada describiendo la orientación de las fracturas en los pliegues. La mayoría de dichos trabajos describen únicamente porciones de la geometría total de las fracturas (figura 3.22). Stearns (1964, 1968) presenta la descripción más utilizada para describir la geometría total de las fracturas desarrolladas en los pliegues (figura 3.23.a y 3.23.b, y tabla 3.4).

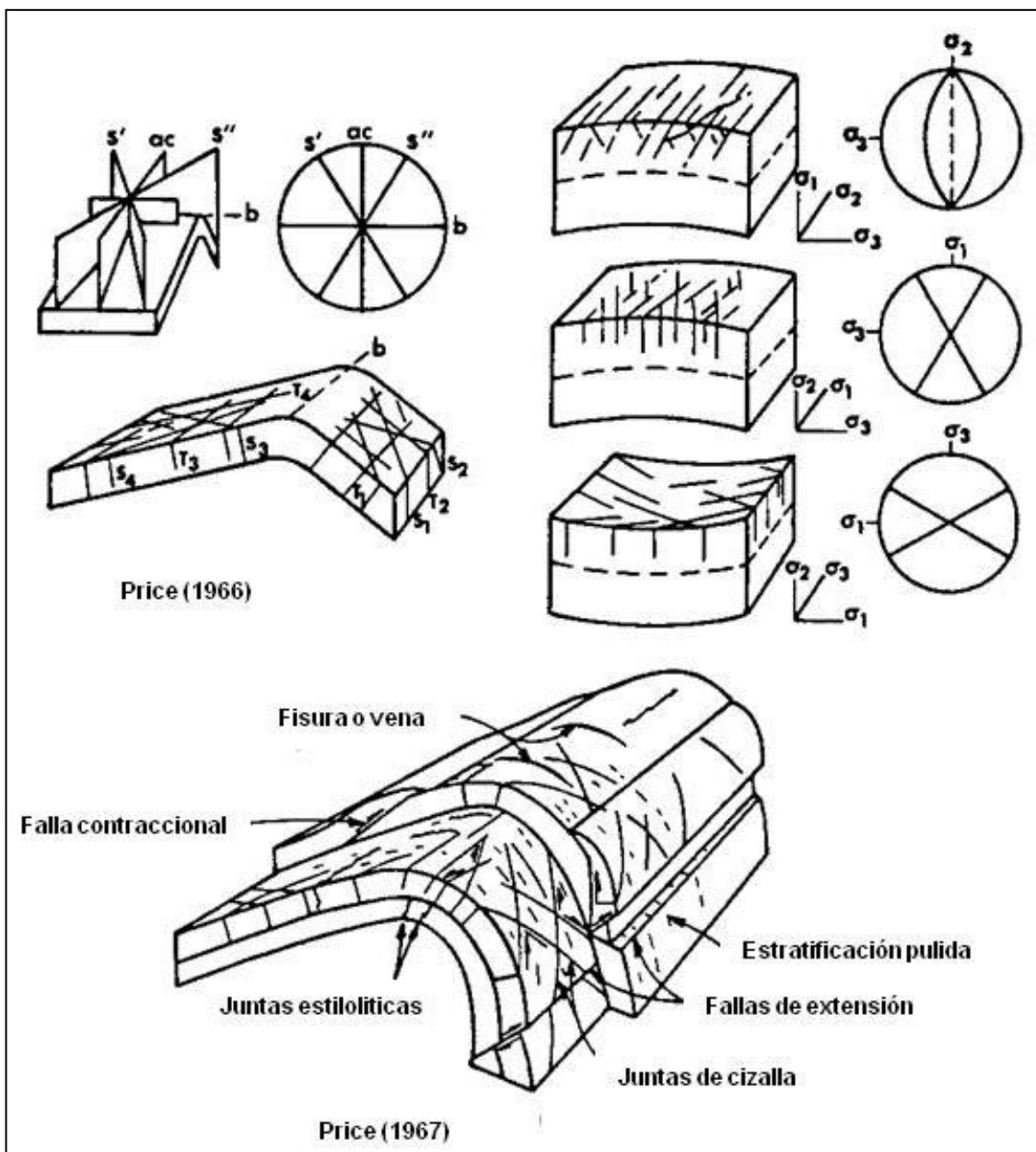


Figura 3.22 Diagramas esquemáticos que indican la deformación progresiva que resulta en pliegues con fracturamiento, también se indican las posiciones de los esfuerzos principales causantes del fracturamiento y plegamiento (tomada de Nelson, 2001).

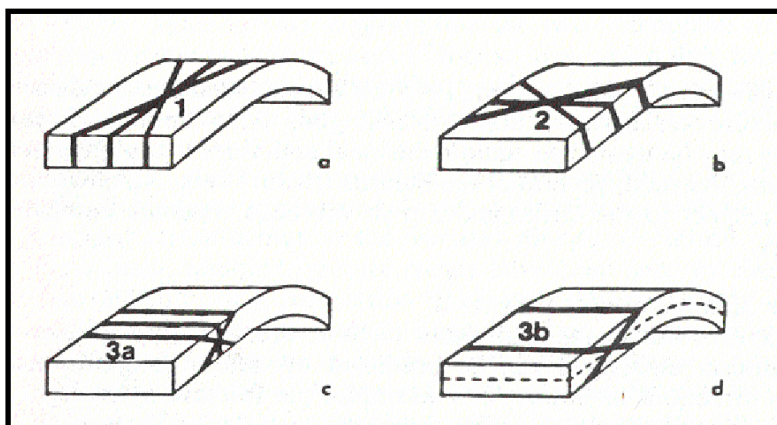


Figura 3.23.a Diagrama que muestra una generalización de las familias de las fracturas dominantes relacionadas con el plegamiento, propuesto por Stearns (1968), (tomada de Nelson, 2001).

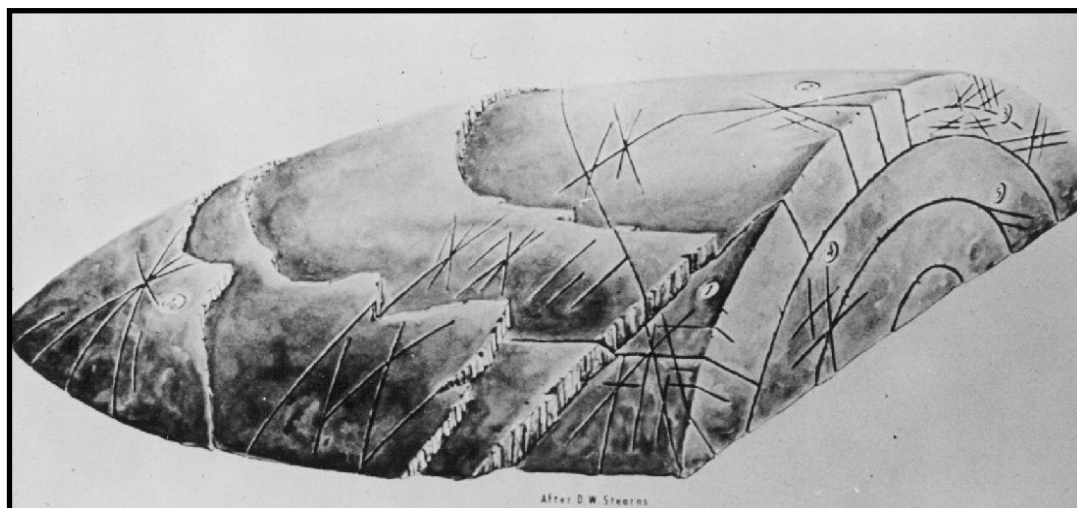


Figura 3.23.b Bloque diagramático que muestra la geometría de los principales patrones de las fracturas conjugadas observadas en los pliegues de las secuencias rocosas (de Stearns), (tomada de Nelson, 2001).

Tipo de Familia	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$
I Asociada con la estratificación en la sección del rumbo del estrato.	Paralelo a la dirección de la inclinación Paralelo a la estratificación	Perpendicular a la estratificación	Paralelo a la estratificación
II Asociada con la estratificación en la sección de la inclinación.	Perpendicular a la dirección de la inclinación Paralelo a la estratificación	Perpendicular a la estratificación	Paralelo a la estratificación
III Asociada con la estratificación en secciones cruzadas: a. extensional, b. compresional.	(a) Perpendicular a la estratificación	Paralelo a la estratificación y rumbo del estrato	Paralelo a la dirección de la inclinación
	(b) Paralelo a la dirección de la inclinación	Paralelo a la estratificación y rumbo del estrato	Perpendicular a la estratificación
IV Asociada con el pliegue y relacionado con el empuje.	Paralelo a la estratificación	Paralelo a la estratificación y rumbo del estrato	Perpendicular a la estratificación
V Asociada con el deslizamiento del plano de estratificación.	En un ángulo al plano de estratificación (ángulo diedro)	Paralelo a la estratificación y rumbo del estrato	En un ángulo al plano de estratificación ( $90^\circ$ - ángulo diedro)

Tabla 3.4 Geometría de las familias de fracturas producidas en los pliegues (tomada de Nelson, 2001).

La posición e intensidad de esas familias de fracturas varían con la forma del pliegue y su origen; la mayoría de las familias de las fracturas se observan en todos los pliegues que se han estudiado a detalle. Estas orientaciones se han observado por ejemplo, en el flanco de un pliegue expuesto en las rocas carbonatadas en la zona donde



ocurrieron esfuerzos compresivos al oeste de Canadá en Alberta (figura 3.24), en esta figura se pueden ver todos los elementos geométricos del sistema total de las fracturas mostrado en la superficie de estratificación, y se puede ver que los elementos individuales fueron desarrollados desigualmente en términos de su posición e intensidad. De hecho las muestras tomadas de diferentes lugares del flanco del pliegue mostrado en la figura 3.24 muestran diferentes elementos del patrón total con diferentes intensidades de fracturamiento. A gran escala en el flanco entero, la mayor parte o todos los elementos de los patrones de las fracturas del pliegue serían mostrados en un histograma del rumbo del estrato o un diagrama de cimas (pole plot) de todas las fracturas. Sin embargo no todos los elementos pueden estar expresados en cada punto del pliegue.

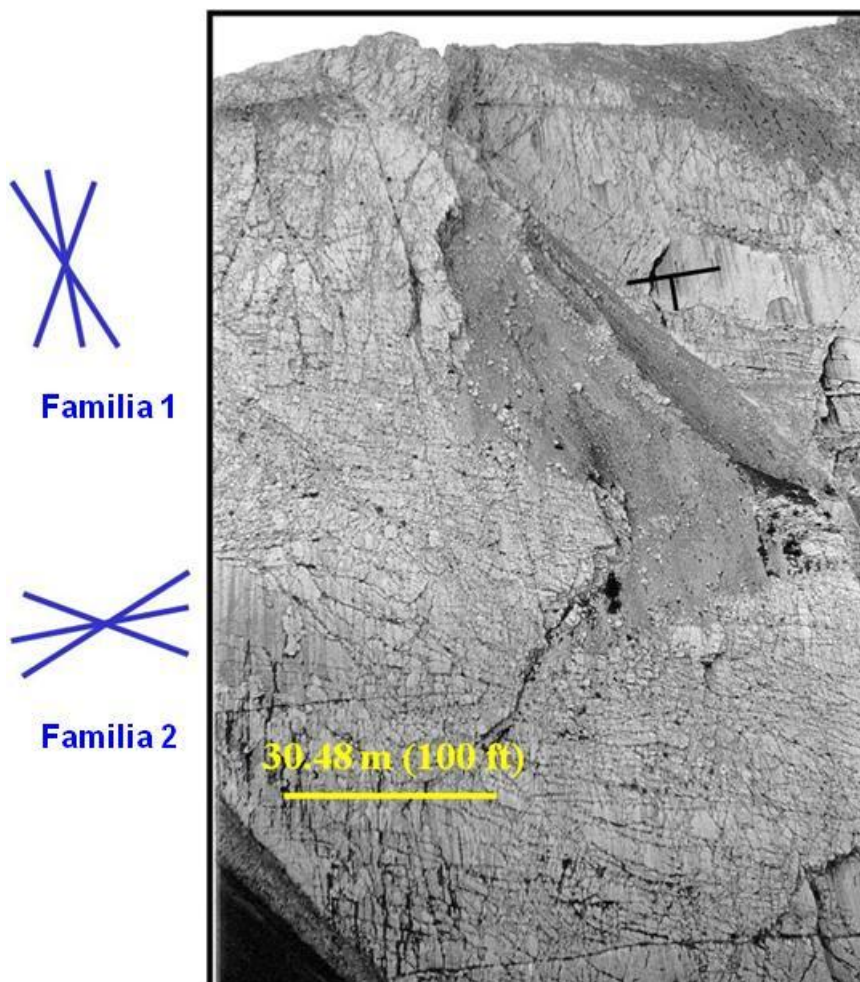


Figura 3.24 Fotografía que muestra las fracturas de origen tectónico relacionadas con los pliegues, donde las orientaciones de las fracturas aparentemente son irregulares como las que se observan en la superficie de estratificación de un pliegue en la zona donde actuaron esfuerzos compresivos en el oeste Canadiense, en el área desértica próxima al Grand Cache, en Alberta. Este es el lado posterior del borde del anticlinal. La fotografía del afloramiento es de aproximadamente 91.44 metros (300 ft.) de lado a lado (tomada de Nelson, 2001).

En otros pliegues, la distribución de las orientaciones tienden a ser más regulares (figura 3.25). La diferencia es que cada pliegue tiene únicos patrones de deformación frágil durante su plegamiento. La distribución de varios elementos del pliegue relacionados con la geometría de las fracturas son los elementos que se utilizan para determinar la deformación de la estructura, la cual puede variar. Un ejemplo de esta variación, es la que presentan los pliegues carbonatados (Gholipour, 1994). Variaciones similares se han observado en diferentes escalas, tal como en la imagen de satélite de un pliegue en Pakistán mostrado en la figura 3.26.





Figura 3.25 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, en donde sus orientaciones tienden a ser más regulares, como las que se identifican en la superficie de estratificación del anticlinal del Black Canyon en los límites de las Montañas Rocosas, cerca de Rawlins, en Wyoming, USA. La inclinación de las calizas del Pérmico es hacia el lector (tomada de Nelson, 2001).

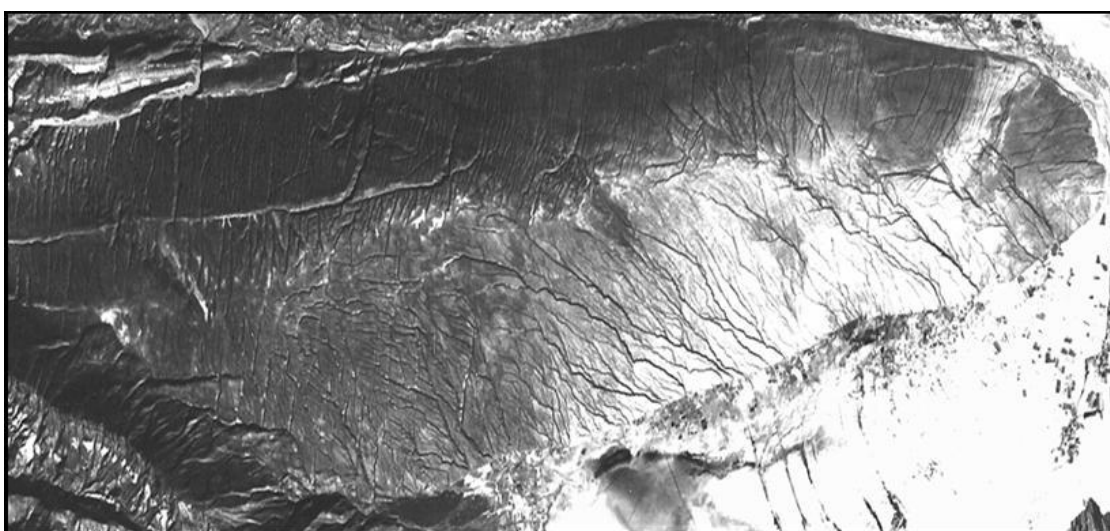


Figura 3.26 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, en la superficie de estratificación en un pliegue al norte de Pakistán. Las fracturas son mostradas en una imagen de satélite en los estratos de carbonatos. El campo de visión es de aproximadamente 80467 metros (50 millas), de izquierda a derecha (tomada de Nelson, 2001).

Otros ejemplos de las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues se presentan en afloramientos de diferentes tipos de roca: en afloramientos de carbonatos (figura 3.27.a y figura 3.27.b), en afloramientos de yeso (figura 3.28) y con diferentes escalas de fracturamiento (figura 3.29). Se muestran diferentes patrones y diferentes tamaños de fracturas.



Figura 3.27.a Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, en Carbonatos del Paleozoico Inferior, en Gros Ventres, en Wyoming, USA (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



Figura 3.27.b Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, en carbonatos del Paleozoico Inferior, en la zona de deformación compresiva al oeste de Wyoming, USA (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

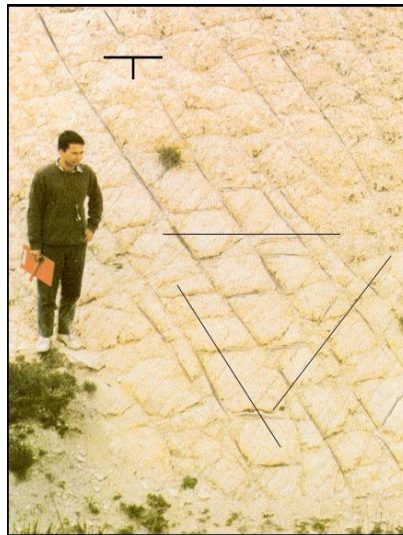


Figura 3.28 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, en yeso, en Tunisia (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

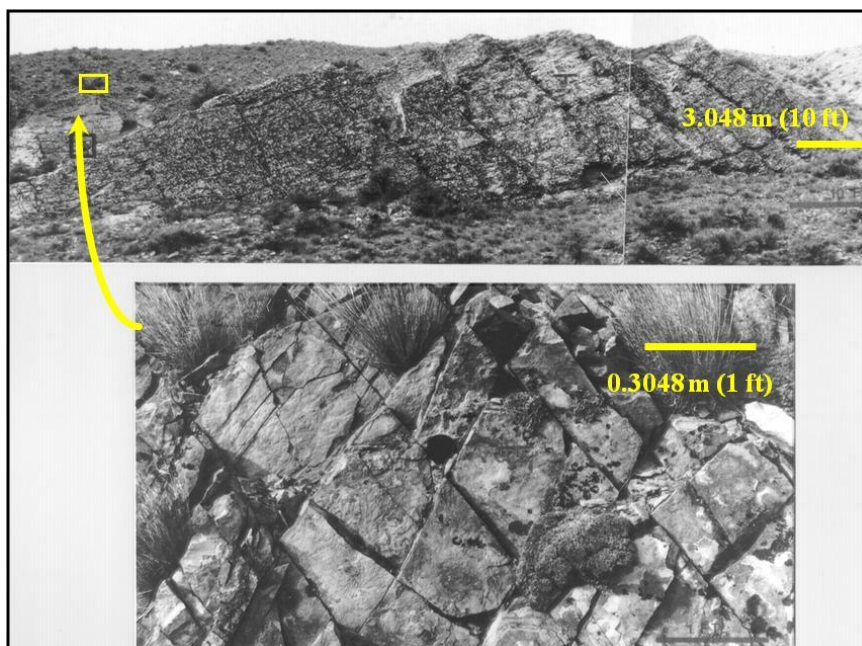


Figura 3.29 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, las fracturas tectónicas son de cizalla y presentan diversos tamaños, en un flanco del anticlinal del pliegue de la cuenca Big Horn, en Wyoming, USA (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



En la figura 3.30 se muestran las fracturas tectónicas relacionadas con el anticlinal de un pliegue en Montana, USA.



Figura 3.30 Fotografía aérea que muestra una área con fracturas tectónicas relacionadas con pliegues, en el anticlinal Teton, en Montana, USA. Los arboles observados tienen 9.144 metros (30 ft) de altura (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

En la figura 3.31 se muestran las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, reconociéndose fracturas del Tipo 1 fracturas de extensión (Modo I) y fracturas del Tipo 2 fracturas de cizalla (modo II y III), en California.

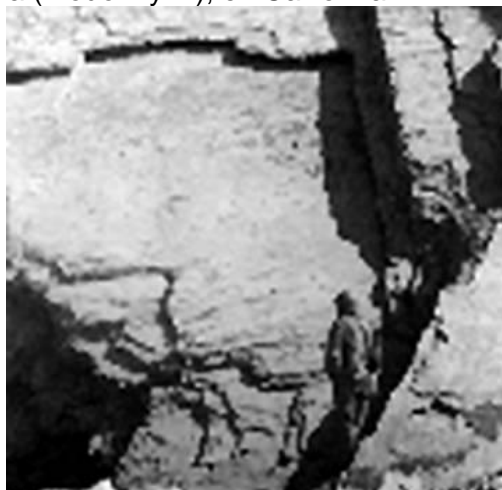


Figura 3.31 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, de la formación Mioceno Monterrey, en California, USA. Una porción del flanco del pliegue es dominado por las fracturas del Tipo 1 fracturas de extensión (Modo I) y del Tipo 2 fracturas de cizalla (Modo II y III), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Muchos afloramientos de pliegues muestran elementos con aspecto de fracturas conjugadas en el plano de estratificación. Una distribución de las familias de las fracturas del Tipo 3 fracturas de extensión están mostradas en un afloramiento, que cruza una sección de un pliegue en yeso en Dinamarca en la figura 3.32.



Figura 3.32 Fotografía que muestra las fracturas tectónicas relacionadas con los pliegues, fracturas del Tipo 3 fracturas de tensión en una sección que cruza un anticlinal de yeso a lo largo de la costa oeste de Dinamarca (tomada de internet del curso de Nelson: **Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs**, 2001).

En la figura 3.33 se muestran varias distribuciones de las fracturas en los pliegues del Medio Oriente.

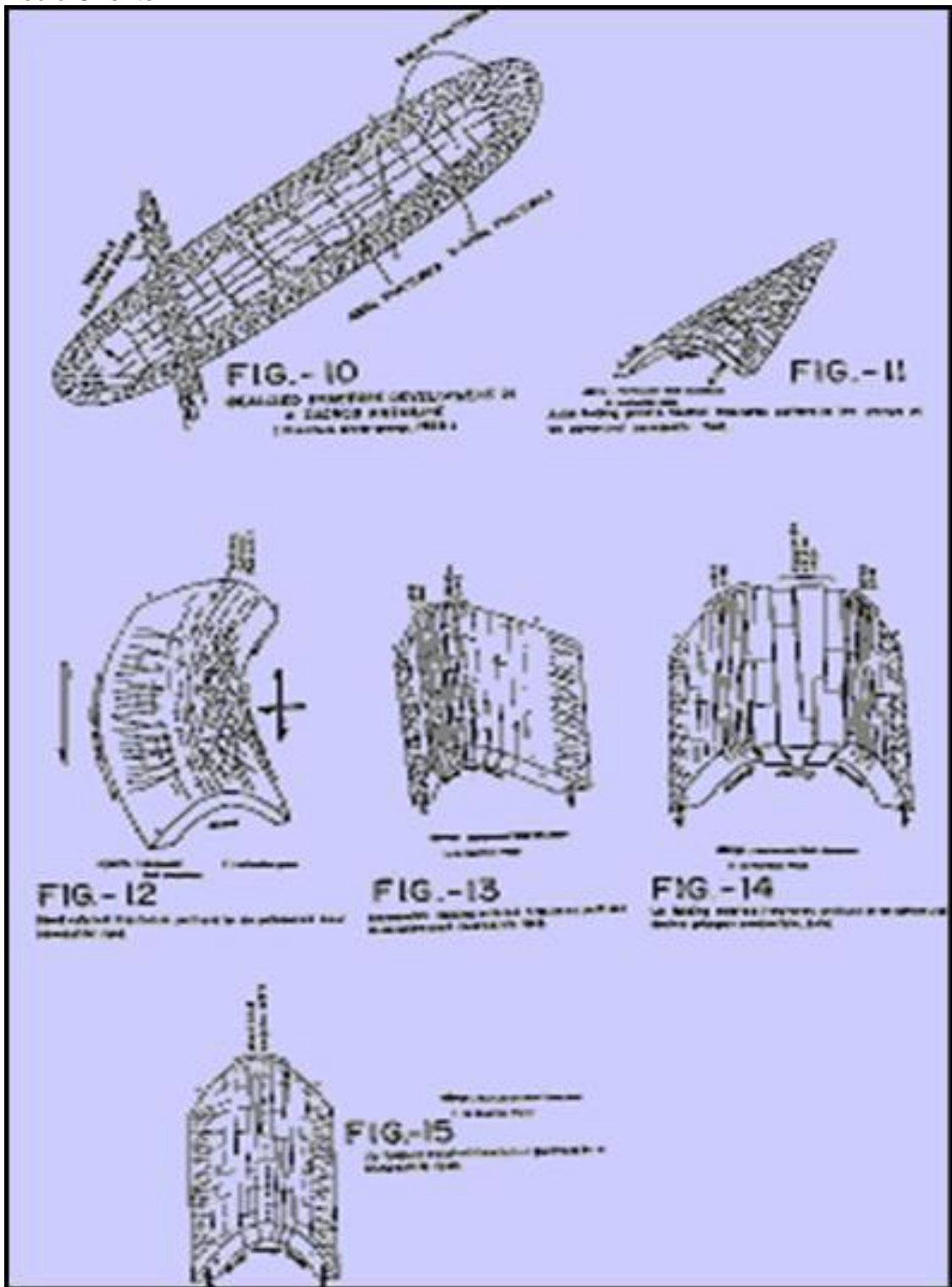


Figura 3.33 Esquema que muestra varias distribuciones de las fracturas en los pliegues del Medio Oriente. Gholipore (1994), Cortesía de la AAPG (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Un ejemplo de las fracturas relacionadas a pliegues se puede observar en la figura 3.34. Aquí se muestra un sistema de fracturas relacionadas al flanco de un pliegue.



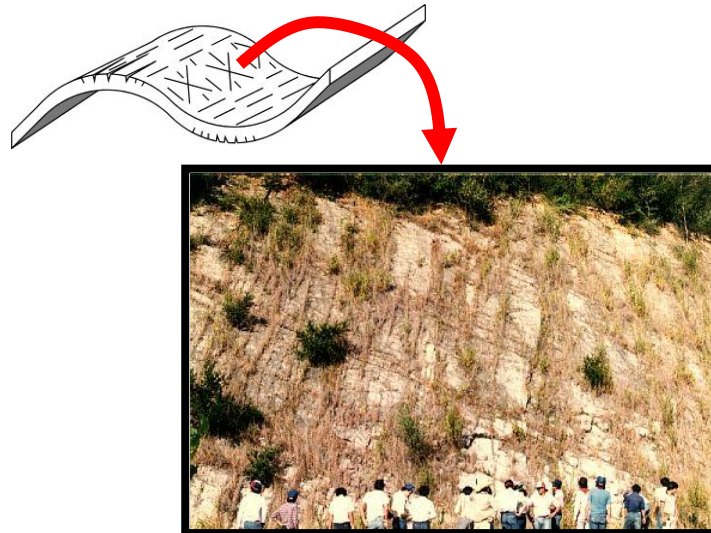


Figura 3.34 Muestra el sistema de fracturas originado por un plegamiento en un anticlinal de la Sierra Madre Oriental (tomada de Arellano, 2002).

#### - Fracturas asociadas con los domos.

Las fracturas asociadas con los domos y diapiros han sido investigadas por Nakagawa (1971) y Nelson (1975), entre otros autores. Sus conclusiones fueron que la distribución de las fracturas en los domos estructurales es análoga a aquellas desarrolladas en los pliegues. En esencia los domos pueden ser tratados como anticlinales equidimensionales que tienen una inclinación en todas direcciones; como tal, varias de las familias de las fracturas de Stearns, las cuales han sido definidas con respecto al rumbo del estrato e inclinación de las capas, llegan a ser idénticas en los domos. Para los domos y diapiros el esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  es vertical.

#### - Otros sistemas de fracturas.

Las fracturas asociadas con otros rasgos geológicos, como las originadas por cuerpos ígneos intrusivos y por impacto de meteoritos, se pueden predecir determinando la dirección de los esfuerzos principales. Por ejemplo, los sistemas de fracturas generados durante el impacto se parecen a aquellas fracturas desarrolladas por carga, como las que tienen que ver con pruebas de dureza, o durante la deformación experimentada bajo los dientes de la barrena de perforación girando.

Si un modelo se puede hacer para las fuerzas involucradas en la formación de una estructura geológica simple, se puede hacer una predicción de las direcciones de los esfuerzos y de la orientación de las fracturas resultantes. Esta predicción involucra el uso de la geomecánica (mecánica estructural) y de las relaciones determinadas experimentalmente entre las direcciones potenciales de las fracturas y las cargas aplicadas.

#### 3.2.2.2 Fracturas regionales.

Las fracturas regionales son debidas a las fuerzas de superficie o fuerzas del cuerpo que originan los siguientes tipos:

- Juntas.
- Cruceros.

Las fracturas regionales son aquellas que se han desarrollado sobre grandes áreas de la corteza terrestre con pequeños cambios en orientación, no muestran evidencia de familias fuera de este plano de fracturas, salvo que se tenga sobrepuesta otra fase de deformación; casi siempre son perpendiculares a la superficie de mayor estratificación (Stearns 1968, 1972; y Nelson y Stearns 1977). Las fracturas regionales se diferencian

de las fracturas tectónicas, porque las fracturas regionales son desarrolladas con una geometría consistente y simple, tienen un espaciamiento relativamente grande y son desarrolladas en un área extremadamente grande (figura 3.35), cortando y cruzando a las estructuras locales.

Estos sistemas de fracturas regionales tienen en general:

- 1) Orientaciones que varían de solamente 15° a 20° por 128.7472 km (80 millas).
- 2) Fracturas con rangos de espaciamiento (entre una y otra) por debajo de 0.3048 m (1 ft.) a más de 6.096 m (20 ft.).
- 3) Desarrollo consistente en áreas tan grandes como Michigan entero y la cuenca de Uinta y un-cuarto de la meseta del Colorado.

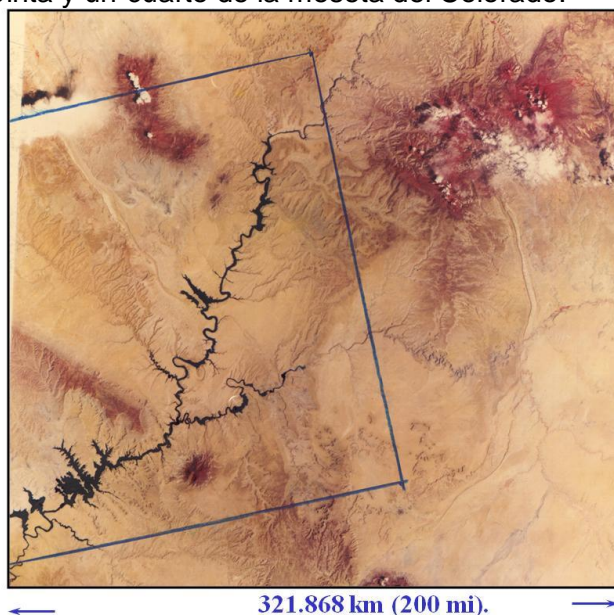


Figura 3.35 Imagen de satélite de las fracturas regionales ubicadas en el Lago Powell (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

#### - Juntas.

Arellano, 2009, define una junta como “un rompimiento a lo largo del cual no se aprecia que ha ocurrido un movimiento paralelo al plano de discontinuidad”. Las juntas se originan no únicamente por esfuerzos tectónicos, también se forman durante el enfriamiento de las rocas ígneas y por la contracción y expansión de las capas más superficiales de la Tierra.

Estas fracturas también han sido llamadas “juntas sistemáticas” por Price (1959, 1966, 1974), Hodgson (1961), y Ziony (1966); “juntas regionales” por Badcock (1973, 1974, 1974) y simplemente “juntas” por numerosos autores, incluyendo Kelley y Clinton (1960); los términos descriptivos de Hodgson (1961) son los más utilizados. Él describe las más largas y las de más familias de fracturas como las familias “sistemáticas” (usualmente se desarrollan a 90° del azimut (AZ) y son las primeras en desarrollarse). Las fracturas más cortas y discontinuas son las familias “no-sistemáticas”. Las familias no-sistemáticas frecuentemente colindan o terminan contra las familias sistemáticas; se considera que las familias no-sistemáticas se forman algún tiempo después que las familias sistemáticas; el tiempo puede demorar de milisegundos hasta muchos años.

#### - Cruceros.

Las fracturas regionales en las secciones estratigráficas, generalmente son paralelas a las direcciones de los planos de cruceo de los estratos o capas de carbón mineral, donde una de las caras de los planos de cruceo corresponden a las familias de las fracturas regionales sistemáticas y la otra cara lateral o extremo lateral de los planos

de crucero correspondiendo a las familias de las fracturas no-sistemáticas. Esta correspondencia y paralelismo ha sido documentada por Szwilski (1984), y Tremain y Whitehead (1990). Los planos de crucero en el carbón mineral difieren de las fracturas regionales en las unidades sedimentarias circundantes solo en la intensidad de las fracturas. El carbón mineral se contrae substancialmente con su madurez térmica por lo que se incrementa en grado o rango su fracturamiento. Este componente de contracción en adición a cualquier otra cosa que provoque la contracción, son los responsables del desarrollo de las fracturas regionales, por lo que el carbón mineral presenta patrones similares, pero con fracturas en mayor cantidad. Un aspecto importante de esta correspondencia entre las fracturas regionales y los planos de crucero es el conjunto de datos observables y disponibles en el carbón mineral. Mientras que las direcciones de fracturas regionales no han sido trazadas y publicadas para muchas áreas de la Tierra, si las tienen trazadas y publicadas para las direcciones de los planos de crucero, porque las direcciones de los planos de crucero son importantes en la minería del carbón mineral, porque ellas afectan su extracción y la creación de túneles. Dando como resultado que las direcciones de los planos de crucero hayan sido documentadas por muchos años alrededor de todo el mundo. Si se desea conocer la dirección de las fracturas regionales en un área específica, la literatura del carbón mineral de esa área es un buen lugar para empezar.

Las fracturas regionales (figura 3.36.a y figura 3.36.b) son desarrolladas comúnmente en familias ortogonales (Price 1959, 1966; Stearns 1968; y Holst 1982) y frecuentemente cambian ligeramente con el rumbo del estrato y de formación a formación (Stearns 1968; Nelson y Stearns 1977). Price (1974) sugiere que las dos orientaciones son ortogonales y paralelas a los ejes largo (mayor) y corto (menor) de la cuenca en que se formaron, y se relacionan a la historia de carga y descarga que la roca ha experimentado a lo largo de su historia geológica. Estudios fundamentados al respecto han sido publicados por Narr y Currie (1982) y Das Gupta y Currie (1983).

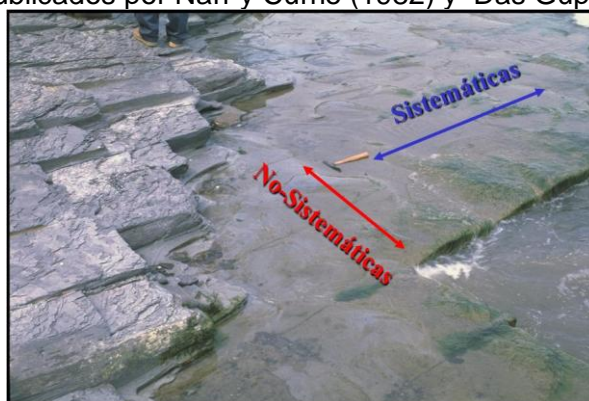


Figura 3.36.a Fotografía que muestra a las fracturas regionales ortogonales en lutitas del Devónico Antrim, en el lago Huron, en la cuenca de Michigan. Tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001.



Figura 3.36.b Fotografía que muestra a las fracturas regionales ortogonales en lutitas del Devónico Antrim, en Michigan. El campo de visión es de 0.9144 m. (3 ft.), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



De un estudio detallado de las fracturas del altiplano sur-central del Colorado que fue realizado por Nelson, 1975, en el que las fracturas regionales parecen ser fracturas de extensión, con la acción del esfuerzo máximo principal en la dirección vertical, como se muestra en la figura 3.37.a. A lo largo de dichas líneas, las fracturas regionales tienen una tendencia que ha sido usada por Engelder y Geiser (1980) para realizar un mapa de los campos de los paleosfuerzos a una escala regional; el origen de estas fracturas regionales es confuso. Muchas teorías han sido propuestas y registradas, que van desde la tectónica de placas hasta las mareas de la Tierra, sin embargo ninguna pudo ser concluyente; actualmente se considera que se deben a la aplicación de fuerzas externas o de superficie. Ellas probablemente se desarrollan con respecto a movimientos verticales de la Tierra, pero su distribución indica que la escala de estos movimientos es mucho más grande en extensión areal que algo que nosotros vemos en estructuras locales.



Figura 3.37.a Fotografía que muestra a las fracturas regionales en areniscas en el Jurásico Navajo, en el lago Powell, en el sudeste de Utah. Las fuerzas locales anisótropicas pueden causar el desarrollo de una orientación dominante, más que los patrones ortogonales típicos (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

En la figura 3.37.b Se muestran fracturas regionales sistemáticas en las secuencias de El Navajo.

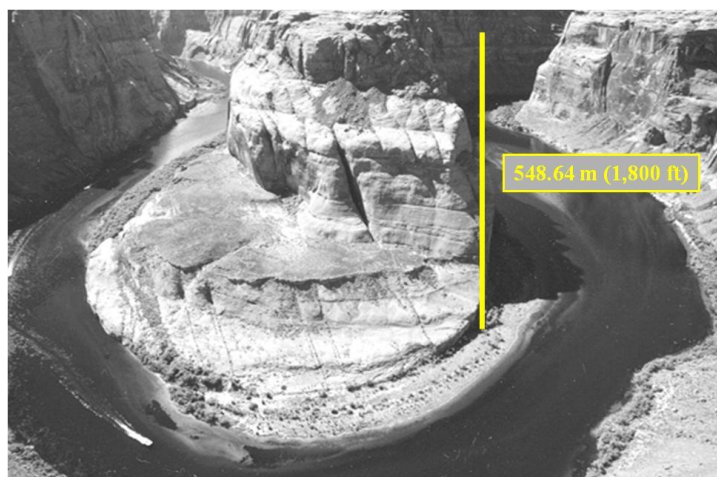


Figura 3.37.b Fotografía que muestra a las fracturas regionales sistemáticas en las secuencias de El Navajo (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Una propuesta del origen de estas fracturas regionales que ha ido ganando apoyo en los últimos años es la de Lorentz y otros (1993), en su modelo de las fracturas regionales consideran que están relacionadas con las cargas tectónicas que actuaron a las orillas de las cuencas, esto mismo proponen Engelder y Geiser (1980). La compresión lateral que sufrió la cuenca, tal como en las cuencas intermontañas de los Estados Unidos de América (por ejemplo la cuenca Piceance), se piensa que



fueron creadas por fracturas de extensión dentro de la cuenca contigua. Se postula que estas fracturas deben su orientación a las direcciones de compresión o de acortamiento en la franja de la orilla de la cuenca y a las variaciones geométricas de la zona. Las variaciones en la forma de la deformación del bloque comprimido son originadas por las variaciones dadas en el rumbo del estrato, dando como resultado a las fracturas regionales dentro de la cuenca. Sin embargo diversos rasgos distintivos de las fracturas regionales mundiales no se ajustan completamente a este modelo, como son:

- 1) La intensidad de los sistemas de fracturas regionales no varían drásticamente de la margen de la cuenca activa hacia el centro de la cuenca; ellas disminuirían notablemente en intensidad hacia el centro de la misma cuenca.
- 2) Hay muchas cuencas que tienen fracturas regionales bien desarrolladas en su interior y que no tienen zonas con estructuras distintivas en sus orillas debidas al fracturamiento; tal como ocurre en la cuenca de Michigan.

Como una hipótesis alterna, las fracturas regionales son vistas como parte de los procesos normales de la compactación de la cuenca, estas fracturas son un resultado de la pérdida de dimensión vertical de los sedimentos; los patrones y la inclinación = azimut de las fracturas de extensión son generadas por la geometría de la misma cuenca. Price (1966), menciona que las dos orientaciones perpendiculares de la mayoría de las familias de las fracturas regionales están rotadas siguiendo la forma de la cuenca. Como la mayoría de las cuencas son elípticas en algún grado, la razón señalada es que una orientación de los patrones ortogonales es paralela al eje largo de la cuenca sedimentaria y el otro paralelo al eje corto. Para las cuencas foreland estudiadas por Engelder y Geiser (1980) y las cuencas intermontañas estudiadas por Lorenz y otros (1993), encontraron que una dirección es en la dirección del rumbo del estrato local en la cuenca y una en la dirección de la inclinación (echado).

En la figura 3.38 se muestra la interacción que existe entre las fracturas regionales y las fracturas tectónicas en el Lago Powell.

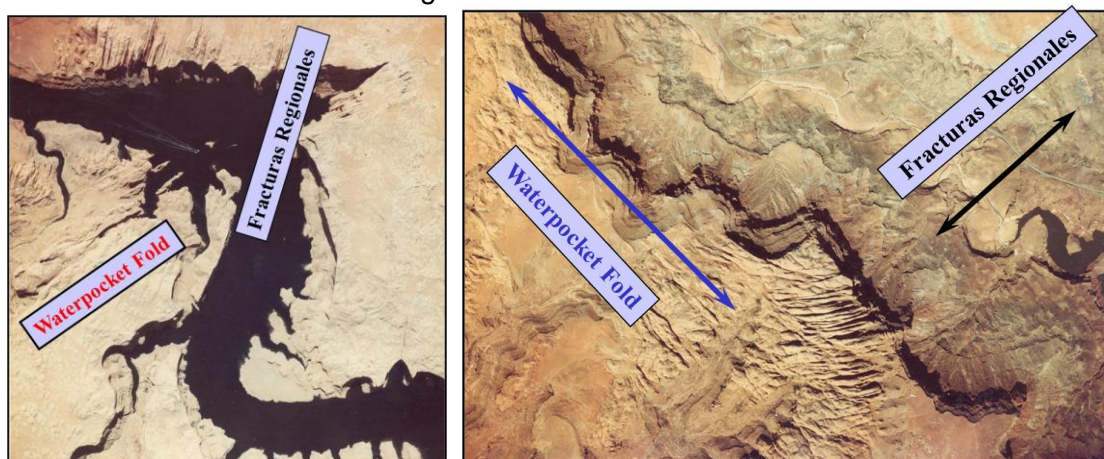


Figura 3.38 Fotografías que muestran de la interacción que existe entre las fracturas regionales y las fracturas tectónicas en el Lago Powell (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

#### - Una analogía.

Una analogía se puede realizar al estudiar un depósito de lodo donde ocurrió evaporación de agua al oeste del Sinaí en Egipto. La figura 3.39 muestra un depósito de lodo con 1 m. de relieve desde la cima de la orilla hasta el fondo del depósito evaporado. La arcilla fue saturada con agua, cuando se depósito, comenzando como un pequeño depósito de agua, sobre un terreno árido; la arcilla fue desecada y se contrajo por encima, debido a la pérdida de agua. En el centro del depósito la

contracción generó fracturas de tensión con un patrón poligonal o distribución poligonal en la superficie. El centro del depósito fue plano y contraído igualmente en todas sus direcciones, sin embargo, como se puede ver en la figura 3.39 en las orillas del depósito la arcilla superficial experimentó una inclinación (hacia el centro del depósito); el patrón poligonal de las fracturas de tensión originó una forma o patrón ortogonal, con dos direcciones de las fracturas, perpendiculares a la superficie: una en la dirección local de la inclinación y otra en la dirección local del rumbo del estrato. Estas orientaciones mantienen estas relaciones geométricas en todo el depósito, con un buzamiento hacia abajo, hacia el centro del depósito y la otra siguiendo el contorno de la superficie del depósito. Además, utilizando los conceptos de las fracturas sistemáticas regionales (que son las que primeramente se formaron y a través de las cuales se parte para realizar su análisis) y las no-sistemáticas (formadas secundariamente y son discontinuas), las fracturas en la dirección del buzamiento hacia abajo son siempre las familias sistemáticas y las fracturas en la dirección del rumbo del estrato son siempre las familias no-sistemáticas. Esta es la misma geometría que proponen Endelge y Geiser (1980), y comprobada adicionalmente por McColloch y otros (1974). Debido a que en los depósitos foreland y depósitos intermontañosos, la forma del depósito es controlada por la deformación en las orillas, las fracturas tienen la misma relación que los bloques estructurales en las orillas, por lo que hay una estrecha relación con la geometría local de la cuenca. Solamente se pueden ver las fracturas en el depósito de lodo o en el círculo no-tectonizado, tal como ocurre con la cuenca de Michigan (Holst y Foote, 1981) que están controladas por la geometría de la cuenca, más que por un control de las orillas de la misma cuenca. En este modelo las fracturas regionales y las fuerzas de cuerpo pueden ser debidas a la compactación normal dentro de una cuenca hundida (figura. 3.40). Las rocas pierden longitud vertical y una pequeña cantidad de longitud lateral, tal como ocurre con un corcho, cuando es compactado y liberado. En este sentido, las fuerzas que causan las fracturas son fuerzas del cuerpo más bien que las fuerzas de superficie, con las orientaciones de los patrones de las fracturas resultantes de la geometría de la cuenca y de los esfuerzos pre-existentes en el sitio.

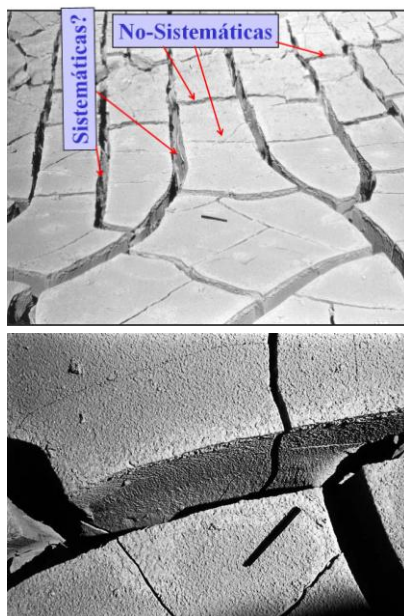


Figura 3.39 Imágenes que muestran las fracturas o grietas de desecación de unos 0.9144 m (3 ft.) de profundidad en el depósito de lodo ubicado al Oeste del Sinaí en Egipto. Note la textura de la pluma a lo largo de la superficie de las fracturas indicando un patrón de las fracturas del Tipo 1 fracturas de extensión o del Tipo 3 fracturas abiertas de tensión. También note que en el centro plano del depósito las fracturas muestran un patrón poligonal. Mientras que en las orillas inclinadas del depósito se muestran las fracturas con unos patrones ortogonales sistemáticos/no-sistemáticos, con la dirección sistemática siguiendo la inclinación hacia abajo (radial a la cuenca formada) y la dirección no-sistemática en la dirección del rumbo del estrato (tangencial a la cuenca formada). La pluma indica la escala (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

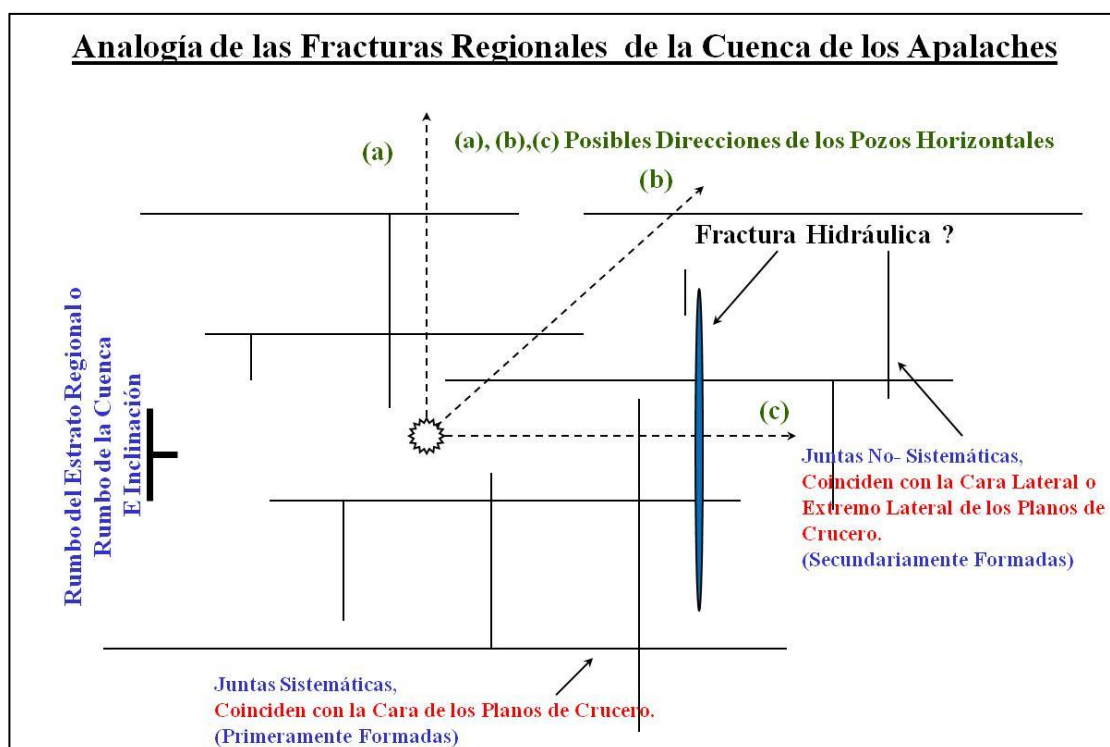


Figura 3.40 El diagrama esquemático muestra el concepto de las fracturas regionales ortogonales que están orientadas con respecto a la forma de la cuenca en la que se formaron. También muestra las posibles direcciones de perforación de los pozos horizontales, estas pueden ser usadas para optimizar la permeabilidad de las fracturas en los pozos perforados (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Cualquiera que sea su origen, al parecer hay varios factores que controlan la orientación de estas fracturas. En varias áreas de la meseta del Colorado, parece que hay un subparalelismo entre las orientaciones de las fallas y las fracturas en el basamento cristalino; también se encuentran el mismo patrón de las fracturas regionales en muchísimas rocas sedimentarias de la región (Hodgson, 1961; Case y Joesting, 1972; Nelson, 1975). En el mismo sentido, los sistemas de los esfuerzos regionales pudieron generar desplazamientos que originan a las fracturas en el basamento cristalino, que podrían ser ampliadas y los sedimentos podrían ser fracturados intensamente (Nelson 1975). Se tienen evidencias en contra, que fueron presentadas por Harper (1966) y Roberts (1976).

A una escala más pequeña es posible que se cause un desplazamiento en la orientación de las fracturas regionales de  $\pm 20$  grados, originada por la resistencia anisotrópica dentro y entre las formaciones (Nelson y Stearns, 1977). Tal resistencia anisotrópica puede resultar de las fábricas sedimentarias primarias, tal como en la estratificación cruzada u orientación preferencial de los granos. Por ejemplo, localmente en la meseta del Colorado, primeramente la anisotropía de las rocas es suficientemente grande para inhibir el desarrollo de uno de los patrones de las fracturas regionales de la familia ortogonal normal (Nelson y Stearns 1977), permitiendo solamente una tendencia dominante de las fracturas (figura 3.37.b). Similarmente el control anisotrópico a cerca de la orientación de las fracturas debido a la fábrica sedimentaria en las fracturas tectónicas se encuentra documentado en el trabajo de Windsor (1979).

Los sistemas de fracturas regionales son productores de hidrocarburos en numerosos campos, incluyendo a Almont Blue y Big Sandy. Los sistemas de fracturas regionales son los segundos en importancia en la producción de hidrocarburos, superados solamente por sistemas de fracturas tectónicas. Se originan excelentes yacimientos fracturados cuando tiempo después los sistemas de fracturas tectónicas se superponen sobre un intenso sistema de fracturas regionales. Esta importancia relativa

de las fracturas regionales probablemente pueda incrementarse conforme las trampas estratigráficas grandes (aparte de las estructurales) se encuentren más frecuentemente.

### Resumen de las fracturas regionales.

A manera de resumen, se puede decir que las fracturas regionales son aquellas que son desarrolladas sobre grandes áreas de la corteza terrestre, con relativamente poco cambio en su orientación, no muestran evidencia de familias de fracturas fuera de este plano de fracturas, son perpendiculares a la estratificación. Dentro de las fracturas regionales se encuentran:

- Las juntas.
- Los cruceros (son fracturas ortogonales).

### Características de las fracturas regionales:

- Originadas como fracturas de extensión.
- Debidas al esfuerzo máximo vertical.
- La magnitud del esfuerzo es pequeña.
- Presentan 2 direcciones, 90 grados a la estratificación y 90 grados entre una y otra (entre las fracturas sistemáticas y las no-sistemáticas).
- Los juegos de fracturas sistemáticos son los primeros en desarrollarse y los no-sistemáticos los segundos en desarrollarse.
- Presentan las mismas orientaciones como ocurre con las caras de los planos de crucero y en el extremo lateral del plano de crucero del carbón mineral.
- No son dominantes en la escala de desarrollo.
- Presentan sutil control de la orientación, debida a la fábrica de roca.
- No están relacionadas a la estructura local.
- Los patrones de las fracturas están alineados geoméricamente con la forma de la cuenca.

### Posibles orígenes de las fracturas regionales.

- Defectos heredados hacia arriba, debido a la forma cóncava de la cuenca, por el tipo de material de la roca, por los esfuerzos verticales.
- Elevación de la presión de poro de forma anormal.
- Alineaciones preexistentes.
- Elevación de la topografía.
- Mareas de la Tierra.
- Tectonismo regional sutil.
- Asociadas a cuencas tectónicas.
- Por compactación / maduración de la cuenca.

#### 3.2.2.3 Fracturas contraccionales.

Las fracturas contraccionales son debidas a las fuerzas de cuerpo, que originan los siguientes tipos de fracturas:

- Fracturas de desecación (grietas de lodo).
- Fracturas por sinéresis (poligonales o en enrejado).
- Fracturas térmicas contraccionales (juntas columnares).
- Fracturas por cambio de fase mineral (relacionadas a la diagénesis).

Las fracturas contraccionales se pueden relacionar a las fracturas de tensión o de extensión, asociadas con una reducción general del volumen de la masa de roca, por toda la roca, estas fracturas son el resultado de:

- La desecación.



- La sinéresis.
- Los gradientes térmicos.
- Los cambios de fase mineral.

La importancia de esta reducción del volumen está relacionada con las ventajas que tiene en la producción de hidrocarburos por lo que se han estudiado desde hace mucho tiempo. Debido a que estas fracturas son iniciadas por las fuerzas internas del cuerpo, más bien que por las fuerzas de superficie, su distribución no necesariamente está asociada a la estructura geológica local como ocurre en las fracturas tectónicas; en esto consiste su gran valor para la producción de hidrocarburos. Bajo las correctas circunstancias deposicionales y diagenéticas, las fracturas contraccionales pueden ocurrir por todas las partes del yacimiento, independientemente del mecanismo de entrapamiento. Estas fracturas hacen posible en muchos casos la producción de hidrocarburos y son especialmente importantes en la producción de gas en el Chase y Council Grove en secciones del campo Panoma en Kansas y en Oklahoma.

- Fracturas de desecación (grietas de Lodo).

En la clasificación contraccional, las grietas del lodo son las más familiares para los geólogos, pero ellas también pueden tener una menor importancia económica. Este sistema de fracturas es conocido, debido al encogimiento (acortamiento en espesor y longitudinal) de los sedimentos por la pérdida de agua, cuando los sedimentos de grano fino quedan expuestos al aire seco. Estas fracturas son de tensión, y generalmente están muy inclinadas (con respecto a la estratificación); las fracturas tienen forma de cuña, que en algunas ocasiones son rellenadas con material que es depositado posteriormente. Los sistemas de fracturas tienen la forma de polígonos en la cima, con diferentes tamaños anidados (figura 3.41). Las fracturas de desecación son generalmente desarrolladas en sedimentos ricos en arcillas (Netoff, 1971; y Kahle y Floyd, 1971). Estas fracturas son importantes en la reconstrucción deposicional de los medios ambientes de depósito, porque ellas indican un área con sedimentos expuestos al aire seco, sin embargo están restringidas a delgadas topografías con depresiones que frecuentemente se asocian a superficies discordantes, ellas son probablemente de mínima importancia para la producción directa de hidrocarburos.

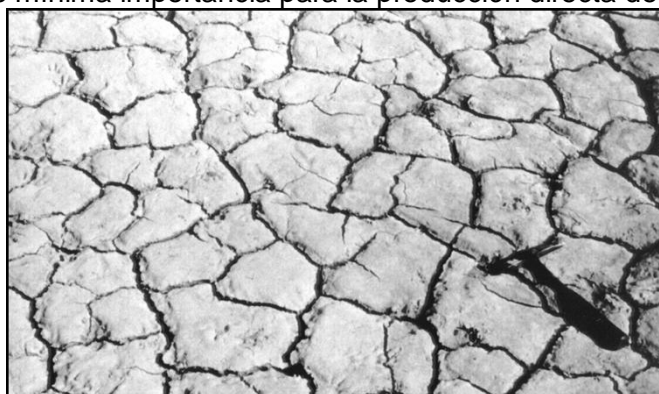


Figura 3.41 Grietas de desecación en lodo (tomada de Nelson, 2001).

- Fracturas por sinéresis (poligonales o en enrejado).

La sinéresis es un proceso químico que trae una reducción del volumen de masa dentro de los sedimentos subacuáticos o pérdida de agua en el subsuelo. Esta puede involucrar pérdida de agua y reducción del volumen de arcillas o de un gel o de una suspensión coloidal. Uno o ambos procesos pueden ocurrir en sedimentos de tamaño de grano variado (mal seleccionado) o inclusive de un mismo tamaño de grano (bien seleccionado).

La sinéresis a diferencia de la desecación, puede generar fracturas de tensión o de extensión. Varios artículos que discuten sobre la sinéresis y las fracturas fueron

realizados por White (1961), Bursa (1965), Picard (1966, 1969), y Donovan y Foster (1972). Las fracturas por sinéresis se refieren en este trabajo a las “fracturas poligonales o en enrejado” debido a que las fracturas desarrolladas dentro del sedimento forman redes poligonales tridimensionales (figura 3.42). Debido a que las fracturas por sinéresis son iniciadas por las fuerzas internas del cuerpo, ellas tienden a estar cercanas y con un espaciamiento regular; frecuentemente están distribuidas isotrópicamente en tres dimensiones (con igual espaciamiento en todas sus direcciones). La permeabilidad de estas fracturas también está asociada con sus tendencias, por lo tanto también está distribuida isotrópicamente. Mientras que las fracturas de desecación están restringidas primeramente a lutitas o sedimentos ricos en arcillas; las fracturas por sinéresis han sido observadas en arcillas, limolita, calizas, dolomitas, y areniscas de grano fino a grano grueso (Picard, 1966, 1969; y Netoff, 1971). La desecación y la sinéresis están separadas como procesos distintos en este trabajo, pero en realidad una gradación entre las dos probablemente exista. Lo que es importante es que estos dos procesos miembros-extremos producen sistemas de fracturas con diferentes propiedades (tabla 3.5). De estas dos, la sinéresis es la más importante para la producción de hidrocarburos, debido a que estas ocurre en volúmenes más grandes y en mas tipos de rocas, también porque el sistema de fracturas esta interconectado en tres dimensiones.

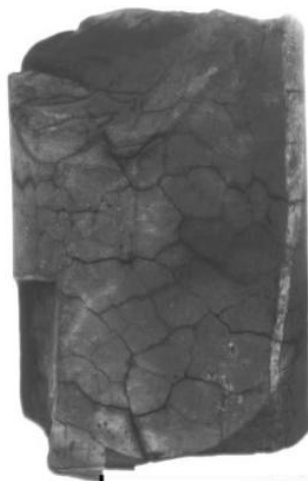


Figura 3.42 Fotografía que muestra a las fracturas contraccionales poligonales o en enrejado, como resultado de la sinéresis, el núcleo se cortó a 782.7264 m (2568 ft) de profundidad y tiene 10.16 cm (4 pulgadas) de diámetro, se cortó en un pozo de Kansas (tomada de Nelson, 2001).

Proceso	Desecación	↔	Sinéresis
Tipo	Mecánico		Química
Medio ambiente	Al aire		Al aire, bajo el agua o subsuelo
Patrones de fractura	Poligonal en 2-D (en dos dimensiones)		Poligonal en 3-D (en tres dimensiones)
Material	Sedimentos ricos en arcillas		Sedimentos ricos en arcillas o coloides (sílice)

Tabla 3.5 Características contrastantes de la desecación y la sinéresis (tomada de Nelson, 2001).

- Fracturas térmicas contraccionales (juntas columnares).

Son aquellas fracturas macroscópicas inducidas térmicamente, causadas por la contracción de rocas calientes que posteriormente se enfrían. Dependiendo de la profundidad de sepultamiento, estas pueden originar cualquiera de los dos tipos de fracturas, de extensión o tensión; su generación normalmente depende de la existencia de un gradiente térmico al otro lado del material (Thirumalai, 1970). El ejemplo clásico de las fracturas naturales térmicas inducidas es el conjunto columnar desarrollado en las rocas ígneas de grano fino (Pecc y Minakami, 1968; DeGraff y Aydin, 1986) (figura 3.43, figura 3.44 y figura 3.45).

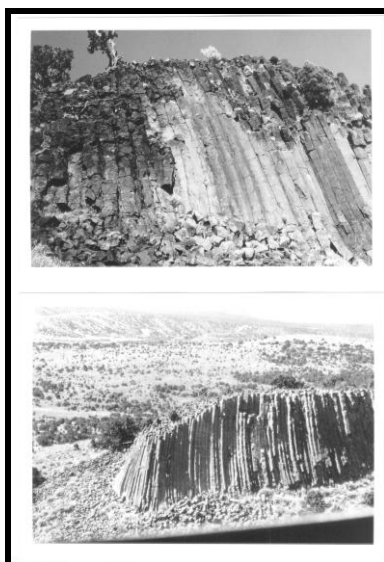


Figura 3.43 Fotografía que muestra un conjunto columnar en basaltos, de un cuello volcánico del terciario, ubicado al noroeste de Great Salt Lake, Utah (tomada de Nelson, 2001).

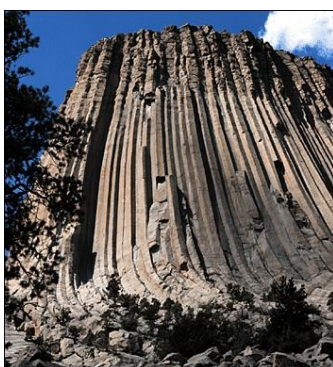


Figura 3.44 Fotografía que muestra juntas formadas por la contracción de una colada basáltica que forma estructuras columnares (tomada de Arellano, 2002).

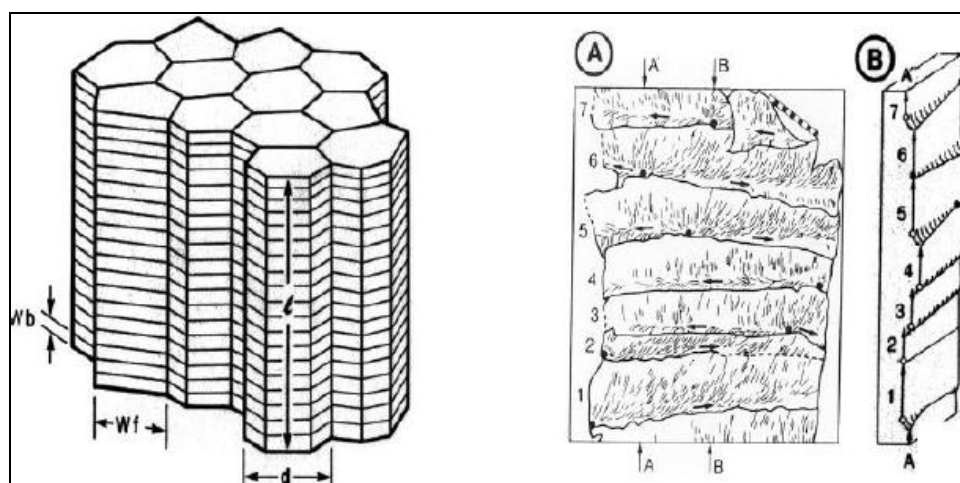


Figura 3.45 Esquema que muestra la propagación vertical de las juntas columnares (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

En el subsuelo, ambos esfuerzos se superponen, los derivados de la sobre carga y los derivados térmicamente. De esta manera los esfuerzos de tensión derivados del calentamiento son frecuentemente anulados por los grandes esfuerzos compresivos derivados de la presión de sobrecarga. Como tal, el fracturamiento térmico desarrollado en las profundidades del subsuelo es raro que esté relacionado a patrones de fracturas de otro origen.

En la mayoría de los casos, los efectos de la temperatura son evidenciados por la alteración de las propiedades mecánicas y el comportamiento reológico de bastantes rocas, más que por un verdadero fracturamiento térmico inducido. El verdadero fracturamiento térmico inducido puede ser usado en la minería en las rocas duras y en el fracturamiento de un pozo perforado, pero es considerado de mínima importancia en la producción de petróleo, sobre todo en rocas ígneas, tal como en la producción que se obtiene del flujo basáltico del terciario, en los yacimientos ubicados en el oeste del campo Rozel, Salt Lake, en Utah. En este campo se tiene un flujo sostenido de aceite y agua de unos 1,000 barriles por día (bl/día), que fue obtenido de este tipo de las fracturas contraccionales.

- Fracturas por cambio de fase mineral (relacionadas a la diagénesis).

Este sistema de fracturas está compuesto por fracturas de extensión o tensión, frecuentemente presentan una geometría irregular, relacionada a la reducción del volumen, debida al cambio de fase mineral en el carbonato y la arcilla que son los componentes de las rocas sedimentarias. Por ejemplo el cambio químico de la calcita a dolomita (proceso llamado dolomitización), involucra un cambio (disminución) en el volumen molar de aproximadamente el 13 por ciento; otro ejemplo es el cambio de fase de montmorillonite a illita que involucra un cambio volumétrico similar al anterior. Bajo condiciones adecuadas tal reducción por cambio de fase causa el fracturamiento poligonal o en enrejado, especialmente si se superponen otros procesos contraccionales. Un patrón de fracturas de este tipo ha sido reportado en un arrecife poroso dolomitizado (Lang, 1964).

#### 3.2.2.4 Fracturas relacionadas a la superficie.

Las fracturas relacionadas a la superficie son debidas a las fuerzas de cuerpo, que originan los siguientes tipos de fracturas:

- Fracturas por pérdida de carga.
- Fracturas debidas a la liberación de una superficie (lajamiento).
- Fracturas por intemperismo.

Las fracturas relacionadas a la superficie incluyen diversos tipos de fracturas, como las fracturas desarrolladas durante la pérdida de carga (desarrolladas durante la liberación de los esfuerzos guardados), las creadas durante la liberación de superficies o en áreas límites bajoportadas, y las generadas en áreas intemperizadas. Las fracturas relacionadas con la superficie, se están desarrollando constantemente, y son debidas a la aplicación de las fuerzas del cuerpo. Estas fracturas no tienen importancia para la producción de hidrocarburos, como ocurre con otras superficies producidas por intemperismo como son los Karst, que son cavidades desarrolladas por la disolución de los carbonatos; pero estas fracturas relacionadas a la superficie son importantes para conocer su origen con respecto a otros tipos de fracturas presentes en núcleos y afloramientos.

- Fracturas por pérdida de carga.

Las fracturas por pérdida de carga frecuentemente son originadas en operaciones realizadas en minas o canteras. Cuando el material rocoso es removido de la mina o cantera, es común que la roca sufra roturas o fracturas. Esto es debido a la pérdida de carga o a la eliminación de un gran volumen de roca en una dirección. Las rocas al relajarse o liberarse se lajean, astillan o fracturan en un plano paralelo a la superficie recién liberada.

Estas fracturas frecuentemente tienen formas irregulares y siguen la topografía de las áreas erosionadas que sufrieron grandes pérdidas de volumen de la columna estratigráfica superior. Fracturas similares por perdida de carga frecuentemente son originadas en núcleos en el subsuelo. Estas fracturas en forma de disco o en forma de



corona son especialmente comunes en lutitas y en rocas que muestran evidencias de importante disolución por presión (figura 3.46).

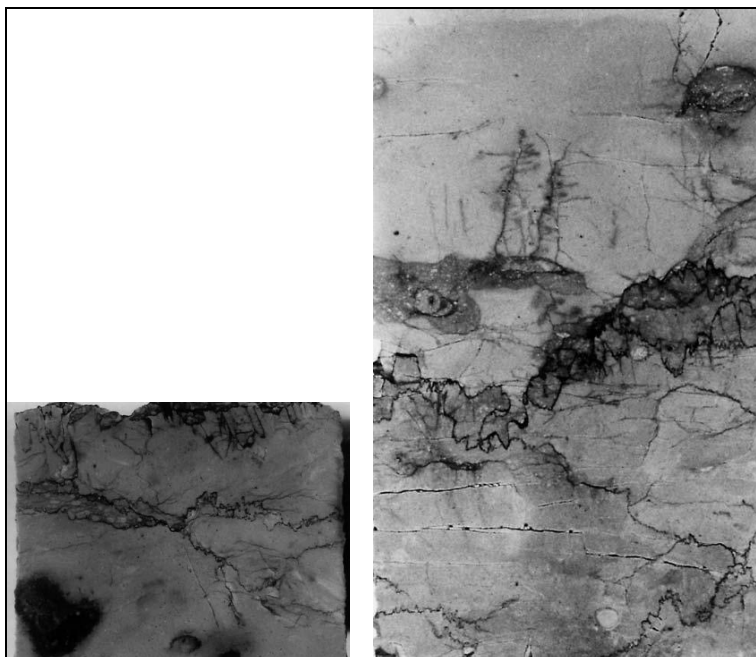


Figura 3.46 Fotografía que muestra fracturas por pérdida de carga en las proximidades de una zona estilolítica en las calizas Yamama, en el Campo Darius, del Golfo Pérsico (tomada de Nelson, 2001).

- Fracturas debidas a la liberación de una superficie (lajeamiento).

Otro tipo de las fracturas de este grupo es derivado de la creación de la liberación de una superficie o la liberación de una superficie bajoportada. Estas fracturas pueden ser de extensión o tensión, y frecuentemente son observadas paralelas, en lo alto de la pared de una depresión como ocurre en un cañón (figura 3.47.a y figura 3.47.b). La pérdida de uno de los planos de soporte y la función que ejercen las fuerzas gravitacionales en el material bajoportado causan el fracturamiento o lajeamiento paralelo a el rumbo del estrato de la superficie liberada. Tales fracturas son similares en morfología y orientación a las fracturas por perdida de carga, pero son generadas principalmente por las fuerzas gravitacionales, y son frecuentemente asociadas e iniciadas con derrumbes a gran escala.

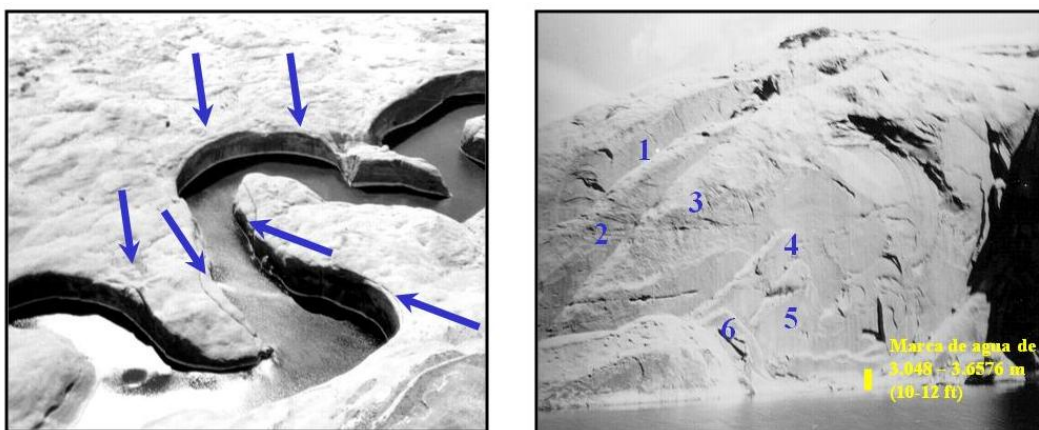


Figura 3.47.a Imágenes que muestran fracturas (indicadas por flechas y números) asociadas con la liberación de superficies bajoportadas en areniscas del Navajo, al sudeste de Utah (tomada de Nelson, 2001).

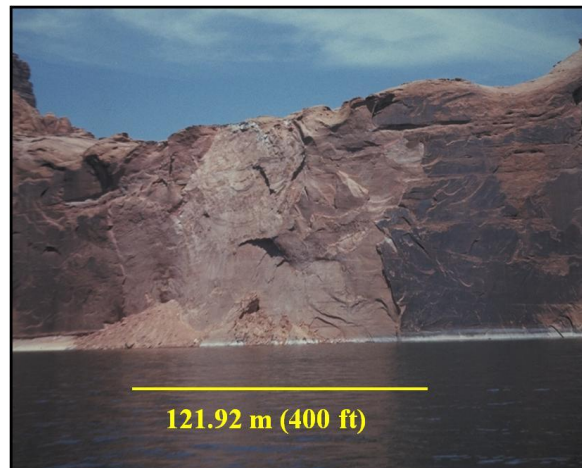


Figura 3.47.b Fotografía que muestra fracturas superficiales debidas a la reciente pérdida de carga del Navajo, Lake Powell, Utah (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

#### - Fracturas por intemperismo.

El término “fracturas por Intemperismo” describe a las fracturas que están relacionadas a diversos procesos de intemperismo mecánico y químico (por ejemplo, la actividad biológica, ciclos de congelación y deshielo, colapsos a pequeña escala y subsidencia, alteración mineral y diagénesis) y masa residual. Una fractura por intemperismo no debe confundirse con las fracturas preexistentes y con las producidas por los esfuerzos residuales en el afloramiento. En estos casos, las fracturas se erosionan preferencialmente, causando el paralelismo entre las superficies libres y los planos de fracturas. Las fracturas por intemperismo son probablemente de mínima importancia para la producción directa de hidrocarburos, excepto posiblemente para la producción como la del granito del Precámbrico en Kansas y el granito enterrado en las colinas de China, y diversas soluciones que amplían las fracturas por intemperismo asociándolas con la carstificación en los carbonatos. Tal solución está relacionada con la disolución de los carbonatos y con la porosidad de las fracturas que pueden ser bastante importantes en las discordancias relacionadas a los yacimientos carbonatados.

En la figura 3.48 se muestra las fracturas generadas por la actividad biológica de un árbol, las plantas al ir creciendo van generando fracturas en la roca o van ampliándolas conforme van creciendo.



Figura 3.48 Fotografía que muestra el fracturamiento debido a actividad biológica de las plantas (tomada de Arellano, 2002).

En la figura 3.49 se muestra las fracturas generadas por los ciclos de congelación y deshielo (o también llamados ciclos de heladas e insolaciones), ya que durante el día las rocas se calientan por la exposición a los rayos del sol y se expanden, al expandirse se fracturan; durante la noche se enfrían y se congelan, al congelarse se genera el hielo que queda dentro de las fracturas que se expande y amplía a las fracturas que se generaron durante el día; esto se repite una y otra vez durante muchos días y muchas noches; generándose así los ciclos de congelación y deshielo.



Figura 3.49 Fotografía que muestra el fracturamiento (diaclasas) debido a variaciones de temperatura (heladas, insolaciones), (tomada de apuntes, 2002).

En la figura 3.50 se muestran fracturas poligonales en la formación El Navajo, que posiblemente fueron generadas por intemperismo, en Utah.

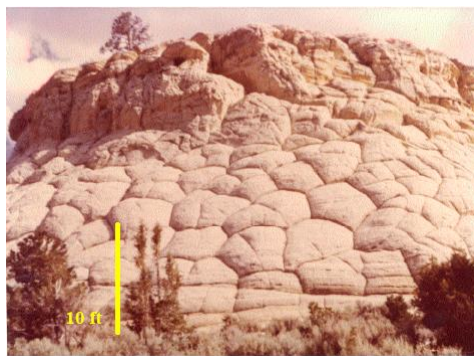


Figura 3.50 Fotografía que muestra fracturas poligonales en la formación El Navajo producidas por intemperismo. Near Boulder, Utah (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

En la figura 3.51 se muestran fracturas tectónicas y por exfoliación en un afloramiento de los Apalaches.

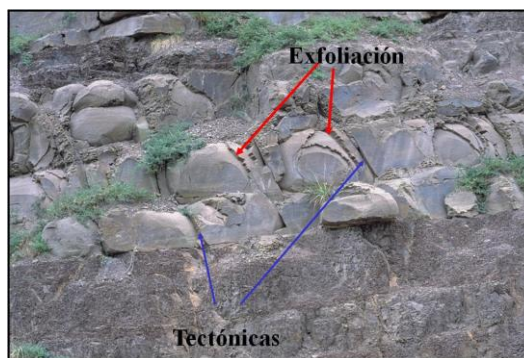


Figura 3.51 Fotografía que muestra fracturas tectónicas naturales y de exfoliación en el afloramiento de los Apalaches (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

## CAPÍTULO IV. CLASIFICACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.

Objetivo: Dar a conocer los tipos de yacimientos naturalmente fracturados y la manera en que se clasifican con base en su origen y sus principales características.

### 4.1 ANTECEDENTES.

Después de que un nuevo yacimiento fracturado ha sido descubierto por el pozo exploratorio, las evaluaciones tempranas determinaran si el prospecto es económicamente rentable o no para desarrollarse. Esto requiere de la correcta administración del yacimiento, basada en 1) el conocimiento de cómo comparar el yacimiento recién descubierto con los yacimientos ya-desarrollados que tenían propiedades similares, y 2) el conocimiento de cómo los datos geológicos, de ingeniería y petrofísicos se integraran en un modelo coherente del yacimiento/declinación.

#### 4.1.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS YACIMIENTOS.

La mayoría de los yacimientos de hidrocarburos, si no es que todos, contienen fracturas. El grado en que las fracturas influyen en el flujo de fluidos a través de un yacimiento es lo que debería dictar el nivel de recursos necesarios para identificar, caracterizar y modelar las fracturas. Los efectos de las fracturas pueden cambiar a lo largo de la vida productiva del yacimiento, tal como ocurre con las presiones, también los tipos de fluidos cambian durante las etapas de recuperación primaria y secundaria. Por otra parte las fracturas no siempre conducen fluidos, a menudo forman vetas o venas que forman muy buenas barreras que impiden el movimiento del fluido.

#### 4.1.2 ANÁLISIS DE AFLORAMIENTOS Y DATOS DE YACIMIENTOS.

Para que la clasificación de los Yacimientos Naturalmente Fracturados (NFR = Naturally Fractured Reservoirs) resulte válida, se debe conocer tanto el sistema de fracturas naturales como el sistema de la matriz de un yacimiento; además de la compleja interacción de flujo entre estos sistemas. Muchos son los factores que afectan el flujo de fluidos en un yacimiento naturalmente fracturado "YNF", incluyendo la orientación de los esfuerzos, las direcciones de las fracturas naturales, si las fracturas están rellenas de minerales (venas o vetas) o si las fracturas son abiertas, las propiedades, las fases de los fluidos de los yacimientos y la historia de producción e inyección del campo. Si bien muchos de estos factores no pueden ser controlados, algunos problemas pueden mitigarse. Por lo tanto, las estrategias de desarrollo de campos petroleros pueden ajustarse a los sistemas de fracturas naturales para optimizar la producción y la recuperación. Cuanto antes se adquiera este conocimiento, más preparados estarán los equipos a cargo de los activos de las compañías para tomar decisiones importantes relacionadas con el manejo de los campos petroleros en las primeras etapas de desarrollo.

#### 4.1.3 CRITERIOS EMPLEADOS EN LA CLASIFICACIÓN.

Una vez que han sido determinados los sistemas de fracturas, su origen, continuidad, sus propiedades en el yacimiento es posible determinar las interacciones del flujo entre las fracturas y la matriz, los yacimientos deben ser clasificados con base en los efectos positivos de los sistemas de fracturas, que son los que determinan la calidad del yacimiento.

Los yacimientos fracturados se clasifican con base en la interacción existente entre las contribuciones de la porosidad y permeabilidad relativas tanto del sistema de fracturas como del sistema de la matriz (figura 4.1).



#### 4.2 TIPOS DE YACIMIENTOS (CLASIFICACIÓN DE NELSON, 2001).

Para la clasificación de los tipos de yacimientos naturalmente fracturados se toma en consideración la interacción del flujo entre las fracturas y la matriz, además de los efectos positivos de esta interacción que condiciona la calidad del yacimiento. Bajo estas consideraciones Nelson en el 2001, propuso la siguiente clasificación:

Tipo 1: Las fracturas proveen la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y permeabilidad de un yacimiento. La matriz tiene pequeña porosidad y permeabilidad.

Tipo 2: La matriz de roca provee la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento. La matriz de la roca tiene baja permeabilidad, pero puede tener un nivel de porosidad baja, moderada o alta.

Tipo 3: Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento ya productor que tiene buena porosidad y permeabilidad.

Tipo 4: Las fracturas no proveen capacidad de almacenamiento adicional significativa (porosidad) o permeabilidad a un yacimiento ya productivo, pero en lugar de ello crean anisotropía (Barreras de flujo).

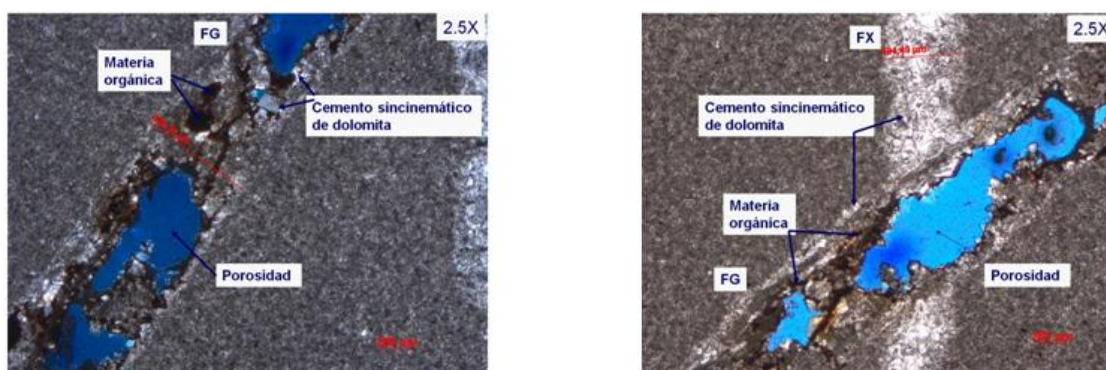
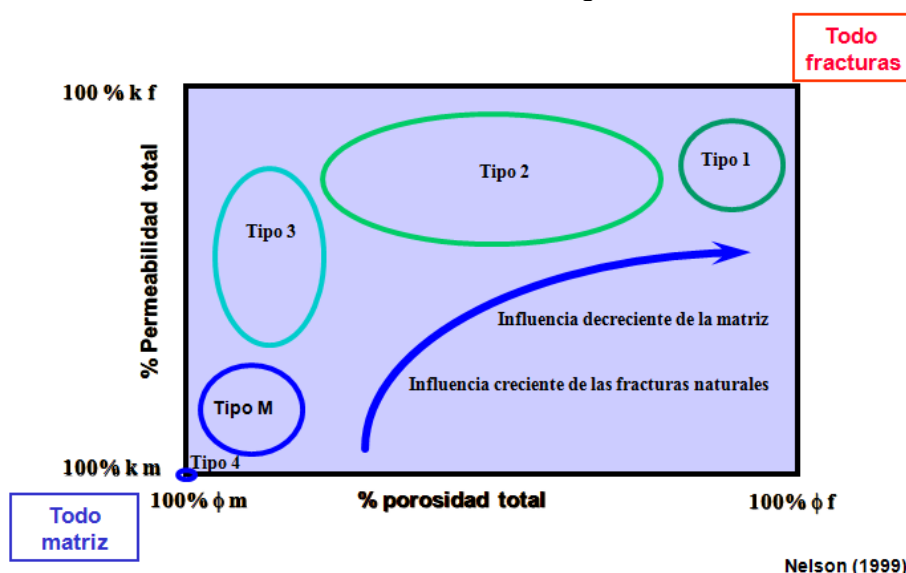


Figura 4.1 Sistemas de fracturas y matriz (tomada de KMZ, 2009). Modificada.

Esta clasificación corresponde con una modificación de la que propusieron Hubbert y Willis (1955). Los primeros tres tipos describen atributos positivos al yacimiento que presentan los sistemas de fracturas. En el cuarto tipo los sistemas de fracturas crean inherente anisotropía de flujo y partición del yacimiento. Una representación esquemática de esta clasificación se muestra en la figura 4.2.



Nelson (1999)

Figura 4.2 Diagrama esquemático que indica el porcentaje de la porosidad del contra el porcentaje de la permeabilidad del yacimiento (porcentaje debido a la matriz contra el porcentaje debido a las fracturas) para la clasificación de yacimientos fracturados usada por Nelson en e 2001 (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

Las ventajas de esta clasificación es que considera a todos los parámetros de los sistemas de fracturas, lo cual es muy importante ya que permite cuantificar el volumen de un yacimiento en particular, y esto permite realizar una buena predicción de los diversos tipos de problemas que probablemente puedan presentarse en la producción.

Existe otra clasificación basada en la de Nelson y es presentada en el 2006 en un artículo de la Oilfield Review, la cual define dos tipos de yacimientos fracturados, los Tipo M y los Tipo G (presentada al final de este capítulo), las cuales agregan a la clasificación de Nelson del 2001.

A continuación se describen las principales características de la clasificación dada por Nelson, 2001.

#### 4.2.1 TIPO 1.

En estos yacimientos las fracturas proveen la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y la permeabilidad de un yacimiento. La matriz tiene pequeña porosidad y permeabilidad.

Los yacimientos de Tipo 1, en los que las fracturas modifican tanto la porosidad primaria como la permeabilidad primaria; habitualmente poseen áreas de drenaje grandes por pozo y requieren menos pozos para su desarrollo. Estos yacimientos muestran regímenes de producción iniciales altos, pero también están sujetos a rápida declinación de la producción, irrupción temprana de agua y dificultades en la determinación de las reservas.

En los yacimientos fracturados del Tipo 1, donde los sistemas de fracturas proveen la porosidad y permeabilidad efectivas, en cálculos iniciales de la porosidad de la fractura o volumen de la fractura obtenido por pozo, se obtiene información de muchísima importancia, ya que proporcionan datos de gran utilidad. Un conocimiento preciso de los volúmenes de hidrocarburos que hay en las rocas fracturadas deben ser obtenidos tan pronto como sea posible para evaluar las reservas totales obtenibles por pozo y para predecir si los altos ritmos de producción iniciales se mantendrán con el tiempo o declinarán rápidamente; en estas estimaciones, el ancho y espaciado de las fracturas son valores críticos. Los cálculos precisos de la porosidad de las fracturas en los yacimientos fracturados Tipo 2 y 3 son de mucho menor importancia debido a que los sistemas de fracturas proveen únicamente permeabilidad, donde la matriz provee algo de porosidad significativa o volumen almacenado. En estos tipos el volumen de poros de la matriz (generalmente tiene varios ordenes de magnitud mayores que el volumen de la fractura) enmascara el volumen de la fractura, por lo que hacer un cálculo inicial preciso de la porosidad de la fractura no tiene importancia. En estos yacimientos, sin embargo, un conocimiento temprano de la interacción fractura/matriz es extremadamente importante para determinar si la porosidad de la matriz puede ser drenada por el sistema de fracturas.

Las características principales que se toman en cuenta para la evaluación para los yacimientos del tipo 1 son (Tipo 1. Las fracturas proveen la porosidad efectiva y permeabilidad efectiva):

- Las características de las fracturas definen las reservas.
- La descripción estática es crítica.
- La producción es altamente variable en 4-D
- Se requiere de pocos pozos para su extracción.

Lista de reservas por tipo de yacimiento y ejemplos de yacimientos con historias contrastantes.

La clasificación esquemática presentada en la figura 4.2 subdivide a los yacimientos por el tamaño de sus reservas, sin embargo es mas conveniente realizar un análisis de las reservas por tipo de yacimiento fracturado, por lo que para ilustrar este problema se eligieron dos campos de los ejemplos de cada grupo para describir una diferencia relativa en la historia de producción, debido a la diferencia en uno de los parámetros considerado característico en la evaluación de los yacimientos.

Una lista con los valores de las reservas para diversos campos o grupos de campos, los cuales caen dentro de la categoría de los yacimientos fracturados del Tipo 1, donde las fracturas proveen la porosidad efectiva y permeabilidad efectiva para el yacimiento, muestra que las reservas en este tipo de yacimientos en general son un poco pequeñas (tabla 4.1). Amal es uno de los campos más grande de este tipo de yacimientos y lo es por mucho, comparado con otros campos; este campo tiene reservas sustanciales debido a su gran espesor y su extensión areal muy grande (40470 ha (100,000 acres) de extensión areal, 243.84 m (800 ft) de espesor). La porosidad de la fractura en este campo parece tener un promedio de aproximadamente 1.7 por ciento, asumiendo que no hay porosidad en la matriz de la roca que corresponde con una cuarcita del Cámbrico.

Campo	Localización	Reservas
1.- Amal	Libya	1700 mmbbi*
2.- (5) Campos Ellenburger	Texas	107.8 (1957)
3.- Edison	California	42
4.- Wolf Springs	Montana	5.4
5.- (8) Campos PC	Kansas	3.8
6.- Big Sandy	Kentucky/Oeste Virginia	3 TCFG**
*mmbbi = Millones de barriles de aceite.		
**TCFG = Trillones de pies cúbicos de gas.		

Tabla 4.1. Ejemplos de campos en los cuales las fracturas proveen la porosidad y permeabilidad efectivas para los yacimientos del Tipo 1 (Tomada de Nelson, 2001).

Edison y Big Sandy son dos campos elegidos como ejemplos de historias contrastantes en este tipo de yacimientos, debido al origen y extensión de las fracturas (tabla 4.2).

Yacimientos Tipo 1: Las fracturas proveen la porosidad efectiva y permeabilidad efectiva.	
• Edison (California) Fracturas Tectónicas	Mala historia de producción
• Big Sandy (Kentucky/West Virginia) Fracturas Regionales	Buena historia de producción
Una primera diferencia es el área de drene y el tipo de fracturas.	

Tabla 4.2 Ejemplos de yacimientos del Tipo 1 con historias contrastantes. (Tomada de Nelson, 2001).

El yacimiento fracturado de interés en el Campo Edison en California es el fracturado que se encuentra en rocas del Jurásico en lutitas que se encuentran sobre rocas del basamento. Esta unidad es una de nueve pays dentro del campo, el espesor de producción en las fracturas es de alrededor de 394.24 m (1,300 ft). Las fracturas son de origen tectónico asociado a la estructura, ya que fueron desarrolladas en un pliegue buzante abarcando aproximadamente 2869.323 ha (7,090 acres). Esta unidad esta calculada para 42 MMBO o aproximadamente el 29% de las reservas totales del campo. La porosidad de la matriz en esta unidad es insignificante.

El campo Big Sandy se ubica al este de Kentucky y al oeste de West Virginia, es un yacimiento fracturado en lutitas productoras de gas. La producción es en las unidades de lutitas del Devónico, varían en espesor sobre una área desarrollada de

aproximadamente 263.055 ha (650,000 acres). Las reservas estimadas son cercanas a los 3 trillones de pies cúbicos de gas (TCFG). El sistema de fracturas parece no relacionado a la estructura local y se interpreta que es resultado de fracturas regionales. Estos campos producen en lutitas con baja porosidad efectiva de la matriz, haciendo este un yacimiento fracturado Tipo 1\* (\* el gas puede estar adsorbido en las pequeñas partículas dentro de la lutita, el cual puede ser liberado y producido con el tiempo. Si esto es posible, el campo no puede ser un yacimiento típico del Tipo 1).

La diferencia en las reservas entre estos dos campos es poca, la baja presión de estos campos es crítica, un medio de diferenciación es el origen de los dos sistemas de fracturas. Las fracturas en el campo Edison son fracturas tectónicas relacionadas al desarrollo del pliegue, por lo cual las fracturas están restringidas al tamaño de la estructura 2869.323 ha (7,090 acres).

Las fracturas en el campo Big Sandy son fracturas regionales que cortan y cruzan numerosas estructuras. El área de fracturamiento desarrollada es por lo tanto muy grande 263.055 ha (650,000 acres). Las fracturas regionales pueden ser por definición desarrolladas sobre áreas más grandes que las fracturas tectónicas relacionadas a las estructuras geológicas, dando así el potencial de reservas más grandes porque son yacimientos fracturados del Tipo 1.

#### 4.2.2 TIPO 2.

En estos yacimientos la matriz de roca provee la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento. La matriz de la roca tiene baja permeabilidad; pero puede tener un nivel de porosidad baja, moderada o alta.

Los yacimientos de Tipo 2 pueden tener regímenes de producción iniciales sorprendentemente buenos, para una matriz de baja permeabilidad, pero pueden presentar dificultades durante la recuperación secundaria si la comunicación existente entre la fractura y la matriz es pobre.

Las características principales que se toman en cuenta para la evaluación para los yacimientos del tipo 2 son (Tipo 2. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva):

- El flujo cruzado y el control del gasto son críticos.
- Las fracturas definen el gasto.
- La entrada de agua debe ser monitoreada y planeada su intervención.
- Si es bajosaturado, las fracturas cerradas deben de ser controladas.

Una lista con los valores de las reservas para diversos campos que caen dentro de la categoría del Tipo 2 (donde las fracturas proveen la permeabilidad efectiva y la matriz provee la porosidad efectiva), presentan grandes reservas en estos campos los cuales son substancialmente más grandes que las de los campos del Tipo 1 (tabla 4.3). Estos reflejan el gran volumen de almacenamiento asociado con la porosidad de la matriz (arriba del 20 – 30 por ciento en la matriz, y como contradictorio arriba del 1 – 2 por ciento en las fracturas).

Campo	Localización	Reservas
1.- Agha Jari	Iran	9500 mmbbi
2.- Haft Kel	Iran	2660
3.- Rangely	Colorado	600
4.- Spraberry	Texas	447
5.- Altamont-Bluebell	Utah	250
6.- Sooner Trend	Oklahoma	70
7.- La Paz / Mara	Venezuela	800

Tabla 4.3. Ejemplos de campos petroleros en los cuales las fracturas proveen la permeabilidad efectiva para los yacimientos del Tipo 2 (tomada de Nelson, 2001).



Spraberry y Altamont-Bluebell son dos campos escogidos en los que las historias de producción son contrastantes en este tipo de yacimientos Tipo 2 (tabla 4.4). Los yacimientos en estos dos campos, se encuentran en limolitas fracturadas con características bastante similares; los sistemas de fracturas son regionales con espaciamientos muy similares. Ambos yacimientos se encuentran en rocas de poco espesor, tienen baja permeabilidad de la matriz, con moderada a baja porosidad (5 – 8 por ciento). Spraberry tuvo una recuperación final de aceite de únicamente el 7 por ciento, sin embargo, Altamont-Bluebell tuvo una recuperación mucho más grande (posiblemente entre un rango del 30 – 40 por ciento). Esto es debido primeramente a diferencias en la energía inicial del yacimiento.

Yacimientos Tipo 2: Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.	
• Spraberry (Texas)	Mala historia de producción
Saturado	
• Altamont-Bluebell (Utah)	Buena historia de producción
Bajosaturado	
Una primera diferencia es la energía del yacimiento.	

Tabla 4.4 Ejemplos de yacimientos del tipo 2 con historias contrastantes (tomada de Nelson, 2001).

Spraberry es un campo petrolero saturado con una tendencia de 0.33 [psi/ft], por otro lado Altamont-Bluebell es un yacimiento bajosaturado con una tendencia de 0.7 y en algunos lugares arriba de 0.9 [psi/ft]). Referente a la caída de presión, se tiene que es muy poca la presión diferencial entre el centro de los bloques de la matriz y las fracturas de la formación saturada para empujar el aceite hacia fuera. En el yacimiento bajosaturado, sin embargo, la presión diferencial es significativa y puede ser adquirida durante la caída presión en las fracturas cuando el aceite es “forzado” a salir fuera del bloque de la matriz entre las fracturas, y finalmente hacia el pozo perforado. Por lo tanto, la gran diferencia en el factor de recuperación entre estos dos campos, los cuales son bastante similares en fracturas y propiedades de la matriz, es la energía del yacimiento.

#### 4.2.3 TIPO 3.

En estos yacimientos las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento ya productor que tiene buena porosidad y permeabilidad.

Los yacimientos de Tipo 3 son habitualmente más continuos y poseen buenos regímenes de producción sostenibles; pero pueden exhibir relaciones complejas de permeabilidad direccional, generando dificultades durante la fase de recuperación secundaria.

Las características principales que se toman en cuenta para la evaluación para los yacimientos del tipo 3 son (Tipo 3. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva):

- Las fracturas definen la anisotropía.
- Se canalizan mucho los pocos patrones de flujo existentes.
- Los gastos y áreas de drene son mejores que las predichas solamente de la matriz.

Una lista con los valores de las reservas para varios campos del Tipo 3, donde las fracturas proveen la permeabilidad efectiva para el yacimiento, y la matriz misma es capaz de hacer que los hidrocarburos fluyan significativamente, como ocurre en algunos de los campos más grandes del mundo (tabla 4.5). Las fracturas aquí dan voluminosos gastos de flujo, los cuales hacen a estos campos tan rentables económicamente (los gastos de flujo muchas veces exceden los 100,000 barriles de

aceite por día [BOPD]). Los campos Kirkuk y Cottonwood Creek son ejemplos de este tipo de yacimientos (tabla 4.6).

Campo	Localización	Reservas
1.- Kirkuk	Irak	15,000 mmbbi
2.- Gachsaran	Iran	8,000
3.- Hassi Messaoud	Algeria	6,000
4.- Dukhan	Qatar	4,570
5.- Cottonwood Creek	Wyoming	182
6.- Lacq	Francia	8.8 TCFG

Tabla 4.5. Ejemplos de campos en los cuales las fracturas proveen la permeabilidad efectiva para el yacimiento del Tipo 3 (tomada de Nelson, 2001).

Yacimientos Tipo 3: Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.	
• Cottonwood Creek (Wyoming)	Mala historia de producción
Reconocimiento tardío de las fracturas	
• Kirkuk (Irak)	Buena historia de producción
Reconocimiento temprano de las fracturas	
Una diferencia fue cuando los sistemas de fracturas fueron reconocidos en procedimientos de producción diferentes.	

Tabla 4.6 Ejemplos de yacimientos del tipo 3 con historias contrastantes (Tomada de Nelson, 2001).

Los campos Kirkuk y Cottonwood Creek son ejemplos de este tipo de yacimientos con historias contrastantes, aunque debe considerarse el contraste económico de los dos campos, ya que presentan drásticas diferencias en sus reservas (Kirkuk es uno de los campos más grandes del mundo). En Kirkuk, los gigantescos gastos de flujo fueron en la Caliza Asmari en los primeros pozos perforados (100,000 BOPD con 1 a 2 libras de presión diferencial). El campo fue por lo tanto reconocido inmediatamente como un yacimiento fracturado y fue desarrollado como tal desde el primer día. En Cottonwood Creek, sin embargo la importancia de los sistemas de fractura naturales no fue determinada hasta que fracaso el proyecto de recuperación secundaria en el yacimiento Phosporia. En ese momento el campo fue cerrado y fue realizado un nuevo estudio de recuperación secundaria basado en la revaluación de los núcleos y los registros, con las fracturas naturales reconocidas. Fue entonces iniciado un afortunado proyecto de recuperación secundaria, pero se tuvo una pérdida en la recuperación final debido al cierre y el fracaso para reconocer inicialmente la contribución de las fracturas.

#### 4.2.4 TIPO 4.

En estos yacimientos las fracturas no proveen capacidad de almacenamiento adicional significativa (porosidad) o permeabilidad en un yacimiento ya productivo, ya que originan anisotropía (Barreras de flujo).

En los yacimientos de Tipo 4 la permeabilidad se graficará próxima al origen, porque la contribución de las fracturas a la permeabilidad en dichos yacimientos es negativa.

Las fracturas no suman o adicionan porosidad y permeabilidad significativa a los yacimientos, sino que por el contrario suelen constituir barreras para el flujo.

Las características principales que se toman en cuenta para la evaluación para los yacimientos del Tipo 4 son (Tipo 4. Las fracturas crean reducción de la permeabilidad):

- Las fracturas selladas originan desorden, barreras y compartimientos (de flujo y saturación).
- La descripción de las fracturas es realizada generalmente y únicamente mediante núcleos.

- Tienen ineficiente drene y barrido.
- Los gastos y las reservas son más bajas que las predichas solamente de la matriz.

#### 4.3 TIPOS DE YACIMIENTOS DE ACUERDO A LA CLASIFICACIÓN DE LA OILFIELD REVIEW, 2006.

Como ya se menciona, existe otra clasificación basada en la de Nelson y fue presentada en el 2006 en el artículo de la Oilfield Review, la cual define dos tipos de yacimientos fracturados más, los Tipo M y los Tipo G, los cuales agrega a la clasificación de Nelson del 2001 (figura 4.3).

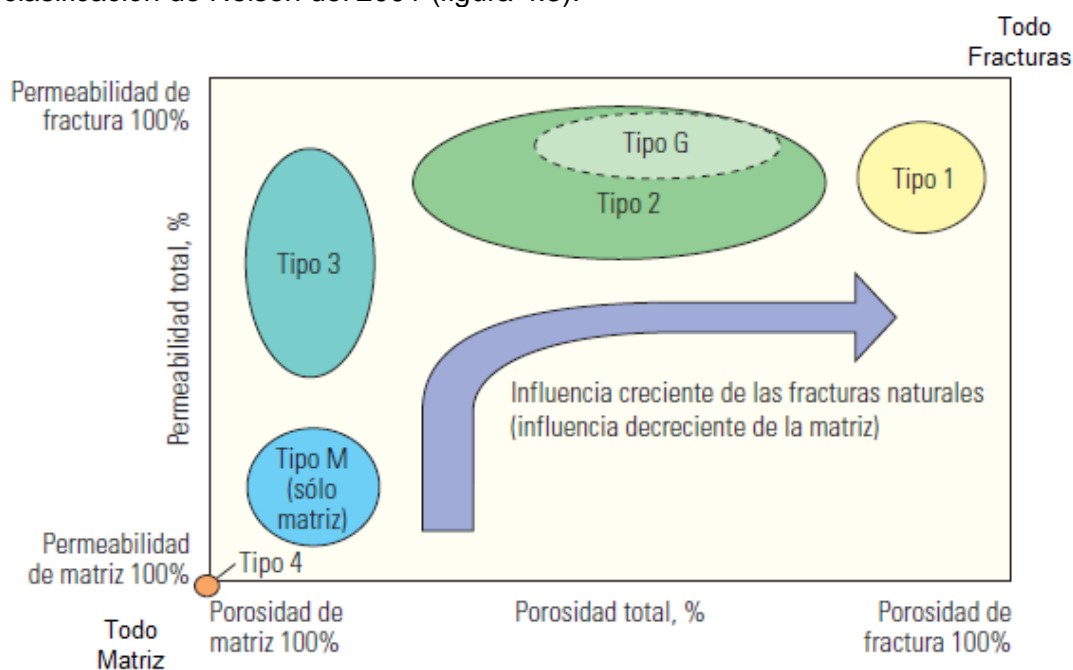


Figura 4.3 Sistema de clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

**TIPO 1:** Las fracturas proveen la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y permeabilidad de un yacimiento. La matriz tiene pequeña porosidad y permeabilidad.

**TIPO 2:** La matriz de roca provee la capacidad de almacenamiento efectivo (porosidad) y las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento. La matriz de la roca tiene baja permeabilidad; pero puede tener un nivel de porosidad baja, moderada o alta.

**TIPO 3:** Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva de un yacimiento ya productor que tiene buena porosidad y permeabilidad.

**TIPO 4:** Las fracturas no proveen capacidad de almacenamiento adicional significativa (porosidad) o permeabilidad a un yacimiento ya productivo, pero en lugar de ello crean anisotropía (Barreras de flujo)

**TIPO G.** Ha sido creada para los yacimientos fracturados de gas no convencionales, tales como los yacimientos CBM (Yacimientos de Metano en capas de Carbón), y para los yacimientos fracturados de gas y condensado. La mayoría de los yacimientos de Tipo G corresponden o se aproximan a la clasificación de Tipo 2.

**TIPO M.** Los yacimientos de este tipo poseen alta porosidad y permeabilidad matricial, de manera que las fracturas abiertas pueden mejorar la permeabilidad, pero las fracturas a menudo complican el flujo de fluidos en estos yacimientos a través de la formación de barreras.

## CAPÍTULO V. PROPIEDADES DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS QUE AFECTAN EL COMPORTAMIENTO DE UN YACIMIENTO Y SU CARACTERIZACIÓN.

Objetivo: Dar a conocer las propiedades que describen a los sistemas de fracturas en los yacimientos y las técnicas disponibles para su caracterización.

### INTRODUCCIÓN.

Primero definiremos a un sistema de fracturas como un conjunto de fracturas que tienen el mismo origen y el mismo proceso de deformación. También veremos que existen diferentes familias de fracturas en el yacimiento y cada familia tiene sus propias características, las cuales son diferentes a las de otras familias.

Para identificar a cada familia de fracturas veremos sus características morfológicas, como son: si las fracturas están abiertas, deformadas, rellenadas por minerales o si son vugulares; estas morfologías de los sistemas de fracturas repercuten en la apertura de las fracturas y esta a su vez repercute en la permeabilidad del yacimiento, estos dos son los parámetros que le dan la calidad al yacimiento y su productividad. También veremos el efecto directo que tienen las fracturas en el flujo de fluidos mediante pruebas de laboratorio realizadas a núcleos de diámetro completo con diferentes morfologías de las fracturas y su influencia que tiene en la permeabilidad.

Estudiaremos el espaciamiento que existe entre las fracturas de una misma familia, mediante el análisis de núcleos y láminas delgadas analizadas bajo el microscopio. También analizaremos los parámetros que controlan la intensidad y el espaciamiento del fracturamiento, como son: los petrofísicos, mecánicos, geométricos, térmicos y estratigráficos. Realizaremos un ejemplo de la estimación de la intensidad del fracturamiento y de la estimación de la orientación de las macrofracturas a través del análisis de las microfracturas.

En la segunda parte de este capítulo estudiaremos los métodos que existen para la caracterización de un sistema de fracturas, como son: los núcleos orientados o convencionales, los métodos sísmicos, los registros geofísicos, las pruebas de presión, la geoestadística, etc., estos son los que trataremos en este trabajo, aunque existen muchos más.

El objetivo de esta parte del trabajo es el de caracterizar a los sistemas de fracturas del yacimiento y poder predecir su impacto en la etapa de perforación (porque ocasionan pérdidas de fluidos), en la etapa de producción (entre mayor sea la intensidad de las fracturas abiertas que se intercepten con el pozo perforado, mayor será la producción de este pozo), en la etapa de recuperación mejorada (podemos predecir la dirección preferencial de los fluidos inyectados y producidos y podremos estimar las conificaciones que se pueden generar).

### 5.1 PROPIEDADES DE UN SISTEMA DE FRACTURAS.

Stearns en 1990 define a una fractura natural, “como una discontinuidad planar macroscópica resultado de los esfuerzos que exceden el punto de ruptura de la roca”, ya que bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan fracturas



cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad en sentido paralelo a la propia superficie. Las fracturas son discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura, a lo largo de los cuales la cohesión del material se ha perdido y se registra como planos o superficies de discontinuidad.

Las fuentes de información acerca del fracturamiento, son:

- Del subsuelo, obtenidos de los yacimientos petroleros de aceite y gas o de otros recursos.
- De la superficie, obtenidos de los afloramientos.

La información de interés que se puede obtener de las fracturas es: su distribución espacial, orientación, apertura, longitud, densidad y relleno mineral.

Los problemas que se pueden presentar durante la colección de datos del fracturamiento en el subsuelo son: Procesos repetitivos (sobrepuestos), el problema de muestreo, problema de escala y que no tienen buena resolución sísmica.

Los problemas que se pueden presentar durante la colección de datos del fracturamiento en la superficie son: procesos repetitivos (sobrepuestos) y que la colección de datos está restringida al tiempo disponible para obtener la información.

Los estudios diagenéticos pueden en parte resolver el problema de procesos sobrepuestos relacionados con el sepultamiento, levantamiento, exhumación, y erosión. Podemos estudiar los principales procesos que gobiernan el fracturamiento en la superficie y aplicar este conocimiento al subsuelo donde los datos son escasos.

Las fracturas en afloramientos proveen abundante información sobre la historia diagenética y tectónica de las rocas en estudio, pero esta historia diagenética puede ser diferente para las rocas que se encuentran en el subsuelo profundamente sepultadas, sin embargo, en algunos casos las metodologías y los resultados obtenidos en los estudios de las rocas de los afloramientos tienen aplicabilidad en el subsuelo.

En algunos casos los estudios de los afloramientos permiten calibrar las técnicas de detección y medición del fracturamiento y también permiten proponer postulados sobre el origen y evolución de los sistemas fracturados.

### Muestreo de las fracturas en el subsuelo.

La cantidad de las fracturas en muestras del subsuelo en general es baja, sobre todo cuando los pozos y las fracturas son verticales; también porque las características de las fracturas pueden cambiar entre capas y porque el espaciamiento entre las fracturas es en general mucho mayor que el diámetro del pozo (figura 5.1). Aun si las fracturas son muestreadas, los datos pueden ser incompletos o inadecuados, por lo que se requiere de gran cantidad de datos para predecir las propiedades del sistema de fracturas más allá del pozo. La detección de las fracturas utilizando sísmica es un método indirecto que permite su detección. Un muestreo inadecuado de las fracturas hace difícil verificar los resultados cuando se utilizan métodos indirectos como el de la sísmica.

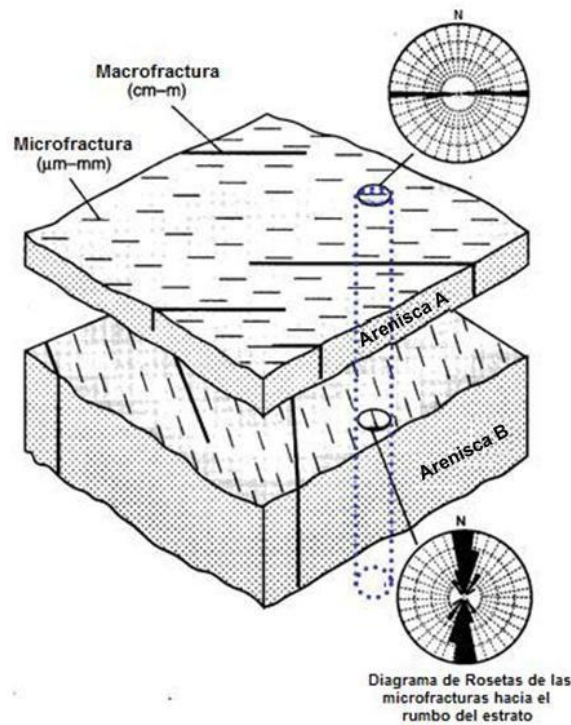
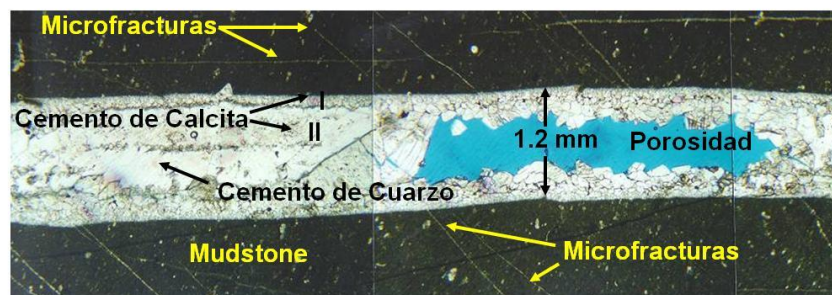


Figura 5.1 Esquema que muestra dos orientaciones diferentes en dos diferentes capas de areniscas (cada capa con una orientación de sus fracturas), también muestra el tamaño de las macrofracturas y de las microfracturas y las compara con el diámetro del pozo, generalmente no se pueden obtener las fracturas más grandes (macrofracturas) porque las macrofracturas son más grandes que el diámetro del pozo (tomada de Arellano, 2009).

En general las macrofracturas se pueden observar a simple vista; en cambio identificar a las microfracturas se necesita de algún instrumento para observarlas y medirlas, como son: la lupa, el microscopio petrográfico y el microscopio electrónico (figura 5.2).

Pozo: Caparroso 35

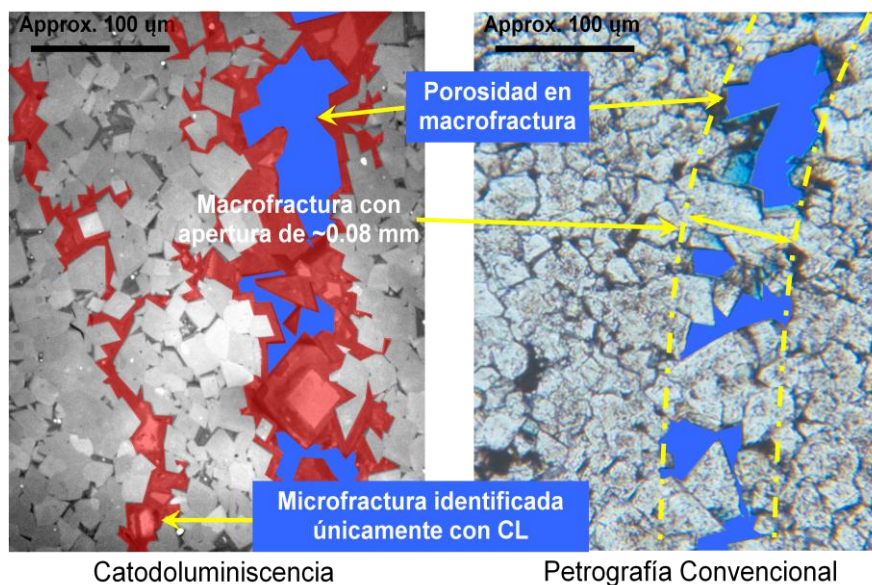
Núcleo: No. 2



top

Figura 5.2 Fotografía en la que se tienen macrofracturas y microfracturas afectadas por procesos de cementación (tomada de Arellano, 2009).

Los problemas para muestrear fracturas en el subsuelo pueden ser resueltos con un nuevo enfoque; este consiste en considerar que las microfracturas son una guía para identificar a las macrofracturas. Esto se complementa con una meticulosa observación y medición de las características de las microfracturas y macrofracturas, también aplicando nuevas metodologías y tecnologías como son: orientación de núcleos de pared y catodoluminiscencia (CL) en microscopio electrónico de escaneo (SEM) (figura 5.3).



Sección delgada vertical - Sidewall core - Fm. Ellenburger - West Texas  
 Figura 5.3 Imágenes en las que se observan microfracturas (con la catodoluminiscencia) y macrofracturas (con la catodoluminiscencia y la petrografía convencional) en dolomitas (tomada de Arellano, 2009).

La comparación entre las microfracturas y las macrofracturas se puede observar en la tabla 5.1.

	Microfracturas	Macrofracturas
Abundancia relativa	mayor	Menor
Probabilidad de muestreo	alta	Baja
Calidad (porosidad de la fractura)	baja-nula	alta-moderada
Permeabilidad	baja-nula	Alta
Tamaño	$\mu\text{m}$ - mm	Cm - m

Tabla 5.1 Tabla que compara las microfracturas con las macrofracturas, de la que se puede interpretar que las microfracturas colaboran en poco o nada a la permeabilidad del yacimiento si son de tamaño subcapilar (tomada de Arellano, 2009).

Un sistema o familia de fracturas es un conjunto de fracturas que tienen un mismo origen por lo que presentan orientaciones similares, ya que fueron sometidos a los mismos sistemas de esfuerzos o a los mismos procesos diagenéticos como la mineralización, la disolución en carbonatos, etc. Pueden existir varias familias de fracturas en un yacimiento y cada familia tiene sus propias características, que son diferentes a otra familia de fracturas, ya que son de génesis diferentes y se formaron en tiempos diferentes. Dentro de una familia de fracturas se pueden presentar pequeñas variaciones en apertura, que pueden ser modificadas por diferentes procesos como la diagénesis, en estos casos son difíciles de observar a simple vista, por lo que los microscopios nos ayudan a observar rasgos pequeños que permiten interpretar dichos procesos, por lo que nos ayuda a definir mejor las características de cada familia y permite agruparlas para determinar el efecto que tienen en la porosidad y permeabilidad del yacimiento ya que afectan al flujo de fluidos.

### 5.1.1 MORFOLOGÍA DE LAS FRACTURAS.

Un factor importante que controla la porosidad y la permeabilidad, es la morfología de las superficies de fractura (paredes de la fractura). La morfología (forma) de las fracturas se puede observar en núcleos, en afloramientos e inferirse de algunos



registros de los pozos. Los cuatro tipos básicos de la morfología de la superficie de las fracturas naturales son:

- 1.- Fracturas abiertas.
- 2.- Fracturas deformadas.
  - a) Fracturas gouge-filled (o bandas de deformación).
  - b) Fracturas slickensided (espejos de falla).
  - c) Combinación de las fracturas gouge-filled y de las fracturas slickensided.
- 3.- Fracturas rellenadas por minerales.
  - a) Completamente rellenas.
  - b) Parcialmente rellenas.
- 4.- Fracturas vugulares.

Los núcleos de diámetro completo extraídos del yacimiento, son una de las principales fuentes de información para determinar la morfología de las fracturas en el yacimiento.

### 1.- Fracturas abiertas.

Las fracturas abiertas, como su nombre lo indica no poseen deformación o material de relleno diagenético dentro o en la apertura de las paredes de la fractura; tales fracturas son potencialmente conductos abiertos al flujo de fluidos. La permeabilidad de las fracturas abiertas está en función de la apertura (ancho) inicial de la fractura, de la componente normal del esfuerzo efectivo in situ al plano de la fractura, de la rugosidad y del área en contacto entre las paredes de la fractura. La apertura inicial, su rugosidad y el área en contacto son funciones de la distribución del tamaño del grano del material original, lo que condiciona el número y características de las asperezas a lo largo de la superficie de fractura es el tamaño del del grano de la roca (figura 5.4). En general las fracturas muy abiertas incrementan la permeabilidad del yacimiento de forma paralela al plano de la fractura. Debido a que las fracturas son únicamente del ancho de un poro, están tendrán pequeño o nulo efecto en el flujo de fluidos perpendicular al plano de la fractura (figura 5.5).

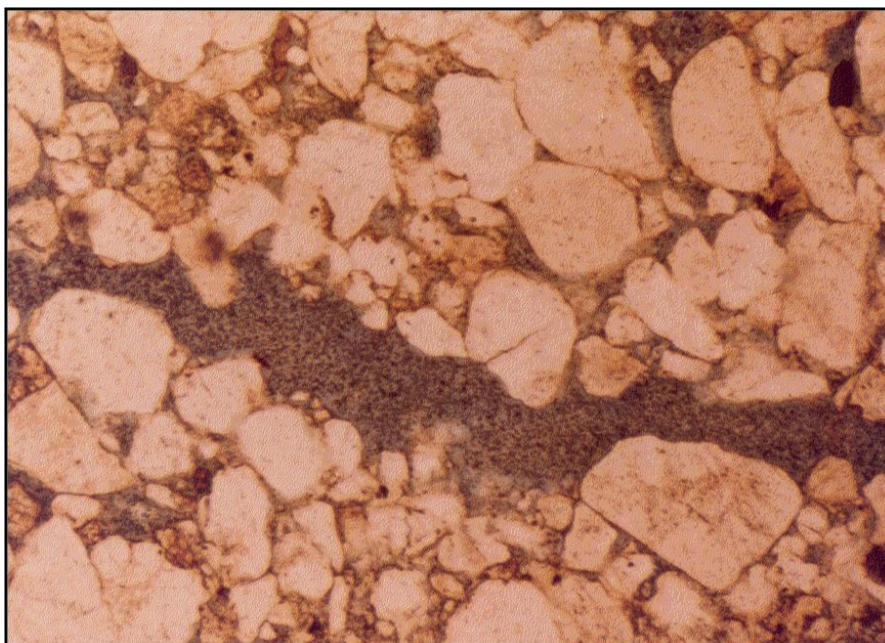


Figura 5.4 Fotografía que muestra una fractura abierta en una sección delgada en las areniscas Nugget (ampliada 140x), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).  
Modificada.



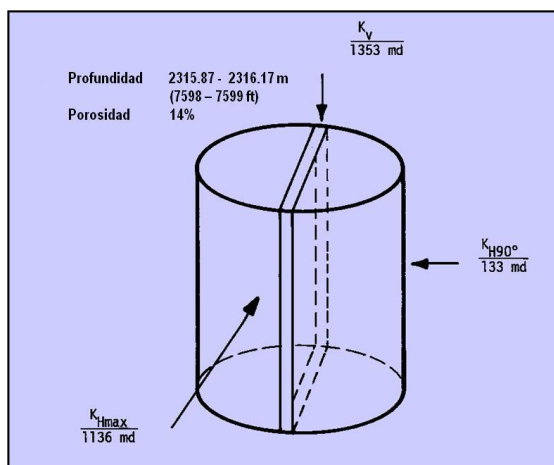


Figura 5.5 Ejemplo esquemático en 3-D en un núcleo de diámetro completo, con buena porosidad asociada a la fractura abierta. Se muestra la morfología de una fractura abierta con buena permeabilidad en la fractura abierta en un núcleo del campo Ryckman Creek # 6, de la arenisca Nugget (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Las fracturas abiertas al flujo de fluidos pueden ser observadas en afloramientos, en algunos casos se distinguen por las manchas de oxidación o bandas superficiales paralelas a las fracturas. Estos rasgos indican movimiento de agua subterránea a lo largo de los planos de la fractura. Las fracturas abiertas en afloramientos y en secciones delgadas se muestran en las figuras 5.4 y 5.6. Las fracturas abiertas muestran pequeñas deformaciones cuando se observan en secciones delgadas y en una fotografía de un microscopio electrónico de escaneo (photographs Scanning Electron Microscope = SEM).



Figura 5.6 Fotografía que muestra a las fracturas abiertas de un afloramiento, en las areniscas del Triásico Wingate, en Lake Powell, al sudeste de Utah (tomada de Nelson, 2001).

## 2.- Fracturas deformadas.

Las fracturas deformadas son las que se originaron en una zona de cizalla relativamente dúctil o estuvieron inicialmente abiertas y posteriormente fueron alteradas físicamente por movimientos tectónicos de cizalla. Esta morfología crea una fuerte anisotropía dentro del yacimiento. Los dos miembros extremos de la morfología de las fracturas deformadas son: las fracturas gouge-filled (bandas de deformación) y

las fracturas slickensided (espejos de falla). Una mezcla intermedia de las dos es posible que pueda ocurrir en el subsuelo.

### a) Fracturas gouge-filled o bandas de deformación.

El termino gouge o jaboncillo es definido como el material finamente desgastado, que se encuentra entre las paredes de algunas fracturas, como el resultado de la trituración fina, ocasionada por el movimiento de dos bloques de roca. El desplazamiento de la masa de roca a lo largo del plano de la fractura causa cataclasis o granulación de los granos en contacto a ambos lados de la fractura. Esta granulación o zona de cataclasis puede tener varios anchos del diámetro del grano, por lo que se reduce la porosidad, el tamaño de grano, y por lo tanto, la permeabilidad de la zona fracturada. En algunos casos la mineralización secundaria en las superficies minerales rotas reduce la porosidad y la permeabilidad intrínseca. Adicionalmente el material deformado de grano fino posee alta saturación de agua que puede reducir drásticamente la permeabilidad relativa a los hidrocarburos.

En experimentos controlados en laboratorio, parece que el ancho de la zona de gouge o jaboncillo dentro de la roca se incrementa con la cantidad del desplazamiento de la cizalla (Engelder, 1973; Jamison y Stearns, 1982). En estos casos se tiene que las fracturas son largas y estrechas, por lo que se reduce su permeabilidad en forma perpendicularmente a la zona de fractura o gouge (figura 5.7).

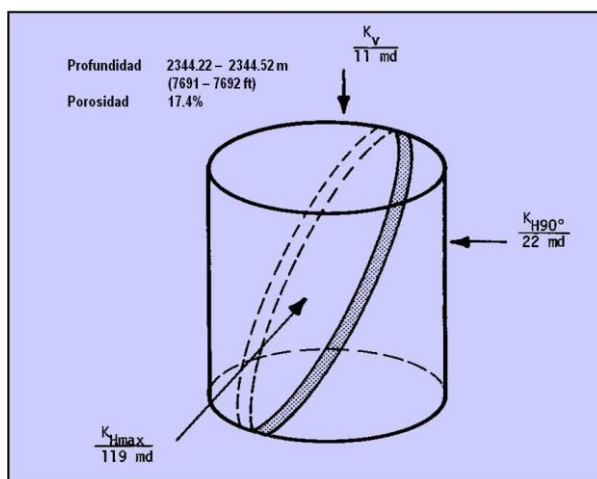


Figura 5.7 Ejemplo esquemático en 3-D en un núcleo de diámetro completo, asociado a la permeabilidad de una fractura gouge-filled o bandas de deformación y su morfología, del campo Ryckman Creek # 6, de la arenisca Nugget (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

La ductibilidad de la roca y la fricción desarrollada por el deslizamiento, en ambos lados de la fractura son de primordial importancia en la formación del gouge o jaboncillo, sus características pueden variar por la composición y la textura de la roca. En general la fricción originada por el deslizamiento a lo largo del plano de la fractura es relativamente baja, si consideramos que la roca es quebradiza y está en contacto con otra roca quebradiza en ambos lados del plano de la fractura; y la fricción es relativamente alta si consideramos dos rocas dúctiles en contacto en ambos lados del plano de la fractura (Logan y otros, 1972). Relativamente las más bajas fricciones por deslizamiento son desarrolladas con diferentes rocas en contacto en ambos lados de la superficie de contacto. Un gran acuerdo de trabajo realizado mediante observaciones de laboratorio ha sido que el gouge se desarrolla en ambos campos: en el dúctil y en el frágil (Stearns, 1968a; Brock, 1973; Engelder, 1973; Aydin, 1977; Pittman, 1981; Jamison y Stearns, 1982).

Las fracturas gouge-filled que presentan superficies pulidas son frecuentemente las más fáciles de observar en núcleos y en afloramientos, debido a que el material gouge

es usualmente más resistente a la erosión y abrasión, que las rocas no fracturadas. Usualmente se observan ligeramente coloreadas, aumentando linealmente sus rasgos cuando ocurren en areniscas (figuras 5.8, 5.9, 5.10 y 5.11). Aunque la mayoría se tienen en areniscas porosas (con porosidades por encima del 15 por ciento), el desarrollo de las gouge también ocurre en lutitas (figuras 5.12 y 5.13) y en calizas (figuras 5.14 y 5.15). Las bandas de deformación o morfología gouge-filled son superficies pulidas y son probablemente uno de los rasgos primarios, formados con los movimientos de cizalla tempranos de la fractura.

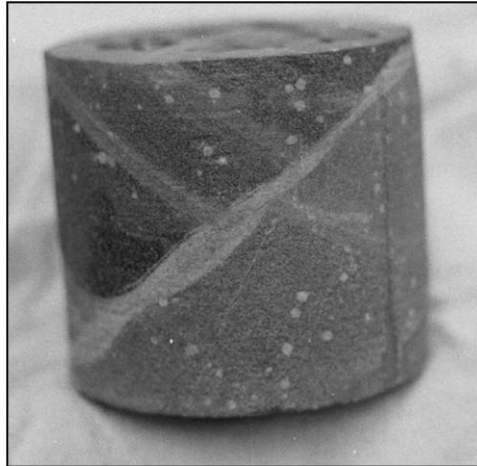


Figura 5.8 Fotografía que muestra una fractura gouge-filled o banda de deformación, en las areniscas Nugget del Jurasico, de un pozo al oeste del cinturón plegado de Wyoming. Esta es una muestra de un núcleo de diámetro completo de aproximadamente 4 pulgadas de diámetro (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

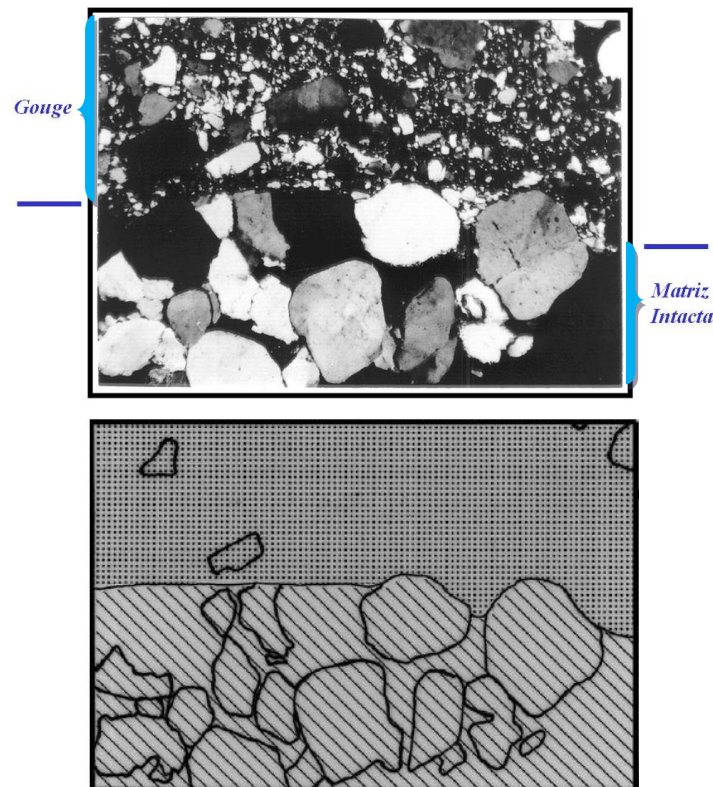


Figura 5.9 Microfotografías que muestran una fractura gouge-filled o banda de deformación en una sección delgada (arriba), y con luz polarizada (abajo). Muestra a la gouge, al contacto y a la matriz de roca intacta. La muestra es de las areniscas Nugget al oeste del cinturón plegado de Wyoming, a 3,100 m (10,171 pies) de profundidad, Utah. (Ampliada 6x), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).  
Modificada.

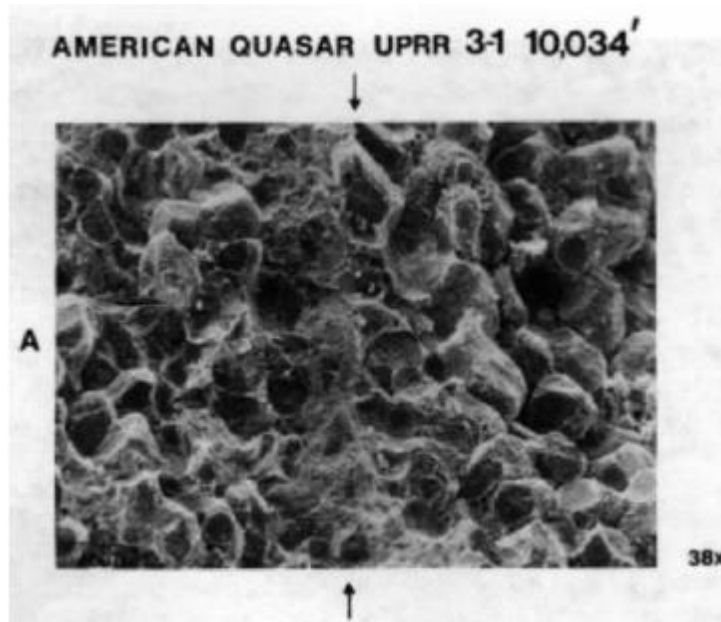


Figura 5.10 Microfotografía de una fractura gouge en areniscas, en SEM, de las areniscas Nugget (tomada de Nelson, 2001). Modificada.



Figura 5.11 Microfotografía de una fractura gouge-filled o banda de deformación en una sección delgada, de las areniscas Nugget, del campo Ryckman Creek (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

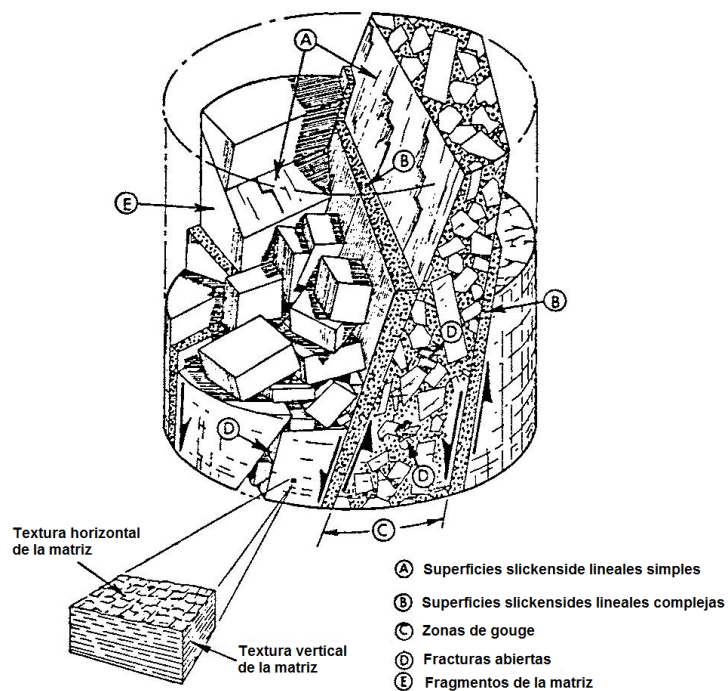


Figura 5.12 Esquema que muestra la textura de la gouge en lutitas (tomada de Nelson, 2001).



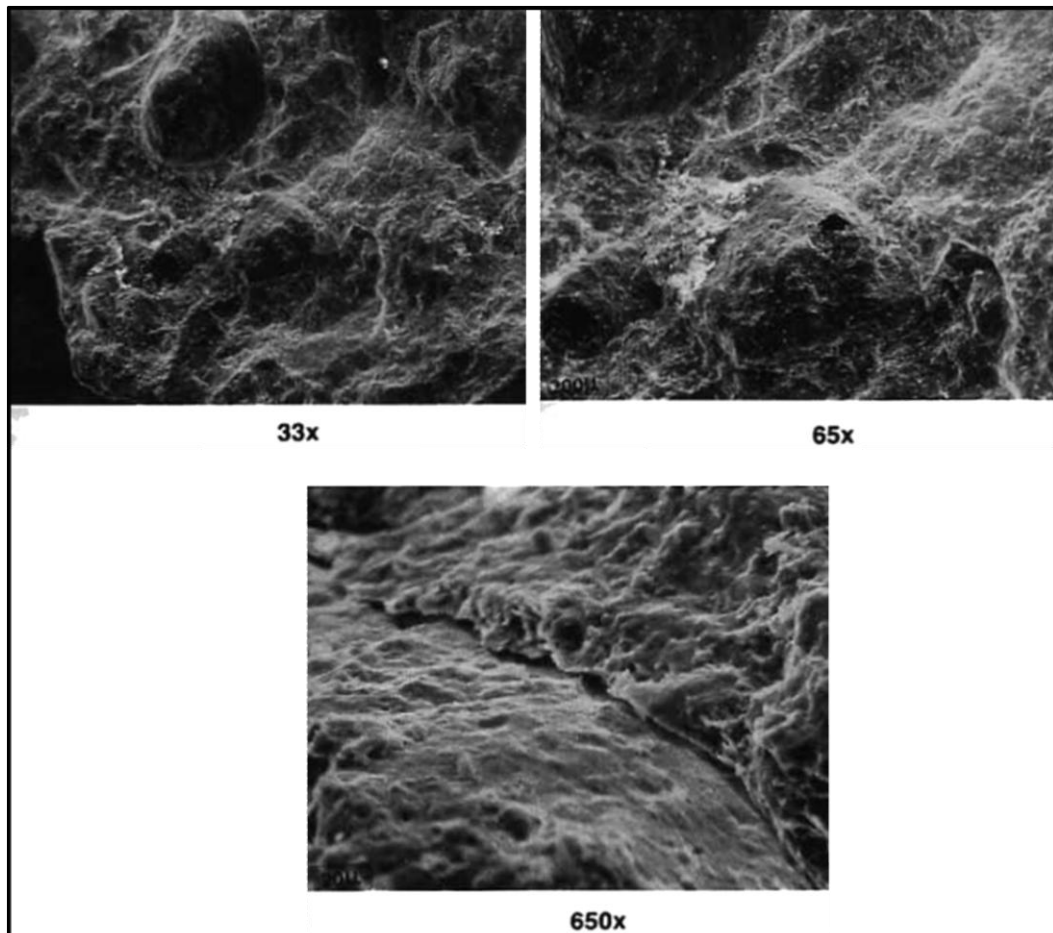


Figura 5.13 Microfotografías de muestras del material de la fractura gouge en lutitas, tomado con SEM (tomada Nelson, 2001).

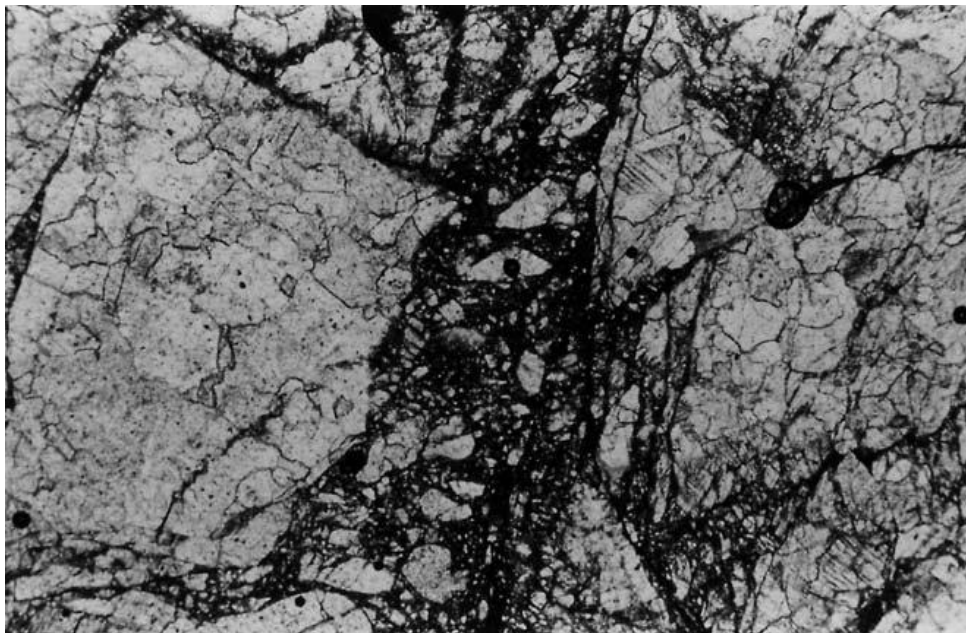


Figura 5.14 Microfotografía de la gouge en calizas, en una sección delgada (lamina delgada) de una muestra de un afloramiento del Dear Creek Thrust, Nevada (ampliada 40x), (tomada de Nelson, 2001).

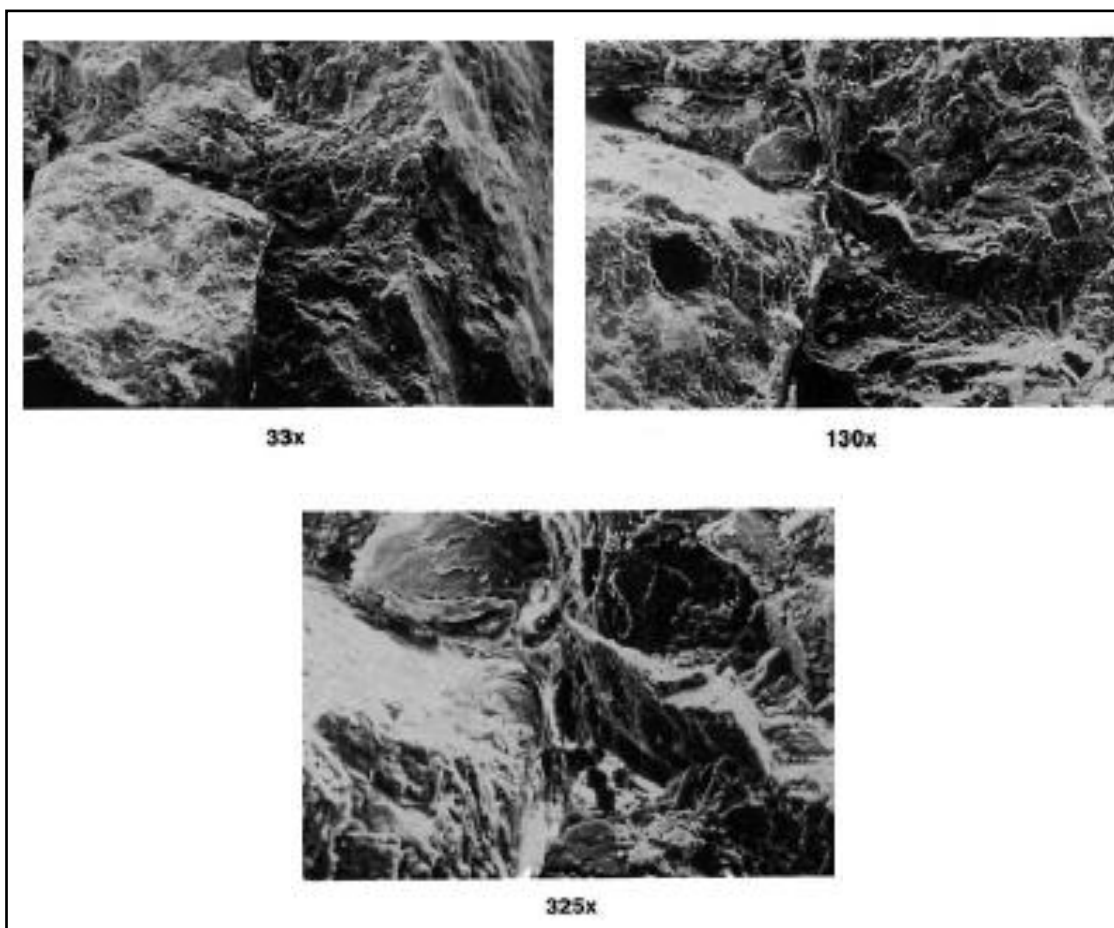


Figura 5.15 Microfotografía de una gouge en calizas, tomadas con SEM, de una muestra de un afloramiento del Dear Creek Thrust, Nevada (tomada de Nelson, 2001).

b) Fracturas slickensided son superficies pulidas asociadas a fallas (o espejos de falla).

Una slickenside o espejo de falla es una superficie pulida brillante o estriada que es el resultado de la fricción por el deslizamiento a lo largo de la fractura o plano de falla. La slickenside o espejo de falla involucra el desarrollo de pulverización y cataclismo de la roca anfitriona; ocurrirá la creación de vidrio por la fundición de los granos de cuarzo. El resultado de esta deformación es una reducción en la permeabilidad; originando una menor permeabilidad en la dirección perpendicular a la superficie de deslizamiento. Sin embargo la permeabilidad se puede incrementar paralelamente a la superficie de deslizamiento debido a que se crean espacios paralelos a las paredes lisas de la fractura. En contraste al gouge o jaboncillo, la zona de deformación en la slickenside o espejo de falla desarrollada es generalmente una superficie con vidrio de delgado espesor (de uno o dos diámetros del grano) (figura 5.16).

En la literatura, estas fracturas slickensided son descritas más frecuentemente en areniscas (figuras 5.17, 5.18, 5.19 y 5.20) y también en calizas (figuras 5.21, 5.22 y 5.23); han sido encontradas con creciente regularidad en lutitas (figuras 5.24, 5.25 y 5.26), debido a que las lutitas han sido estudiadas más frecuentemente, porque son rocas potencialmente generadoras, y pudieron sufrir un incremento térmico importante.

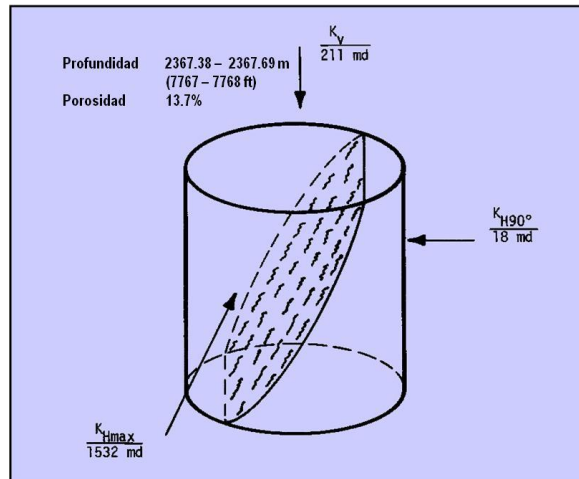


Figura 5.16 Esquema con un ejemplo en 3-D en un núcleo de diámetro completo asociado a la permeabilidad de una fractura slickensided o espejos de falla y su morfología, del campo Ryckman Creek # 6, en la arenisca Nugget (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



Figura 5.17 Ejemplo de la superficie de una fractura slickensided o espejos de falla o pulida, y su morfología, del campo Ryckman Creek, en la arenisca Nugget, en un núcleo de 4 pulgadas de diámetro (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

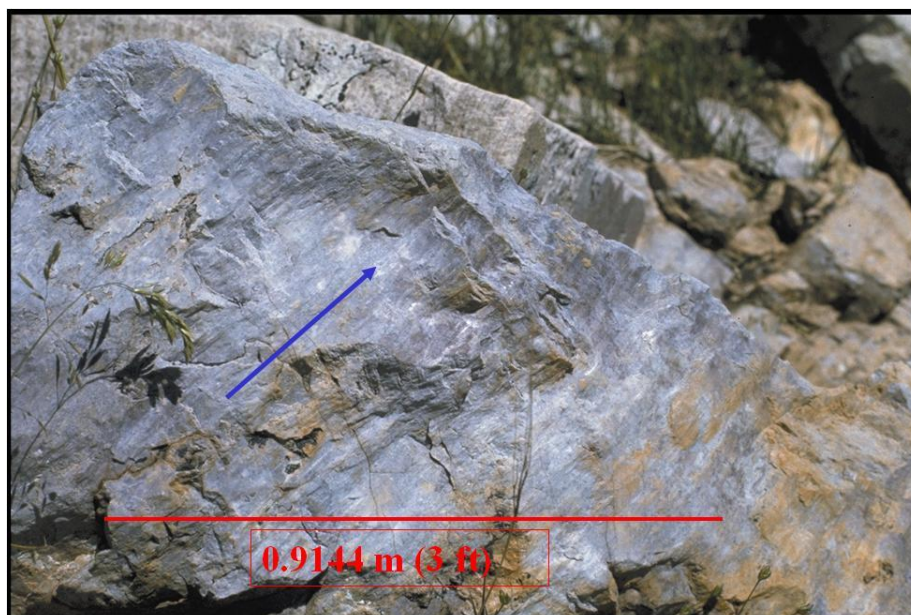


Figura 5.18 Una fractura slickensided o espejos de falla o pulida, en un afloramiento de las areniscas Nugget, en el anticlinal Big Elk, al noroeste de Alpine, Wyoming (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



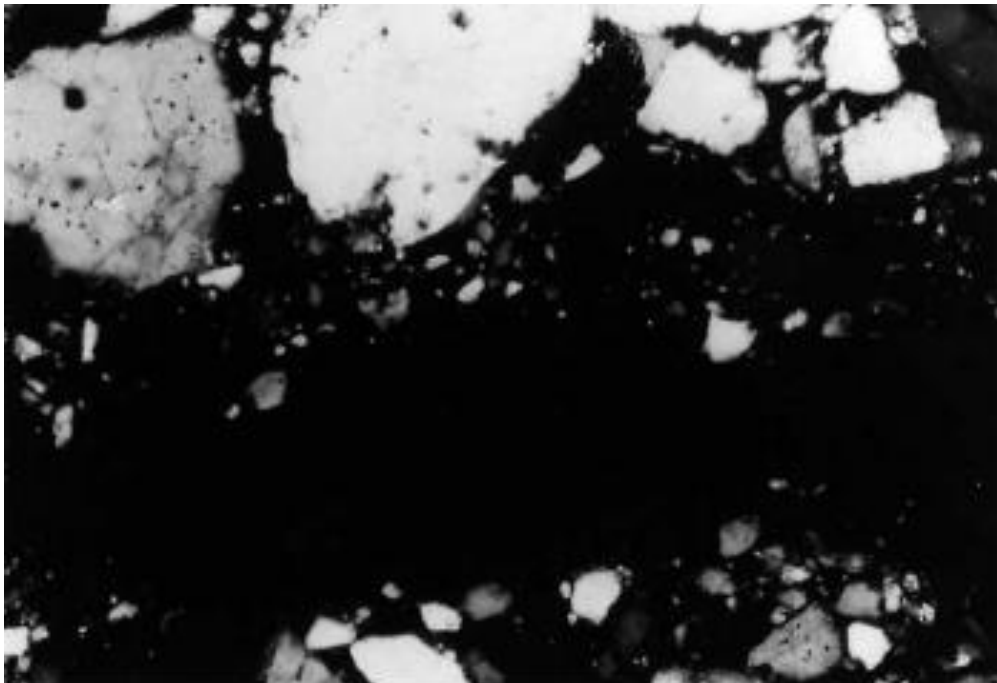
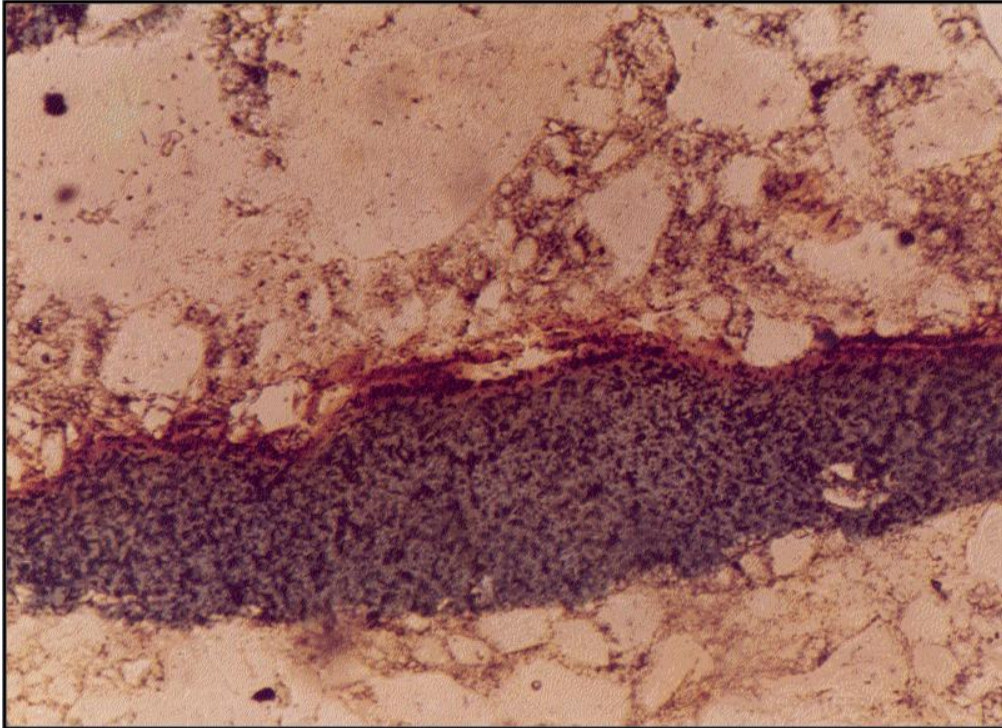


Figura 5.19 Microfotografía de una fractura slickensided o espejos de falla en una sección delgada (arriba), con luz polarizada (abajo). La muestra es de un núcleo de las areniscas Nugget, a 2320.44 m (7,613 ft) de profundidad. Del pozo Chaplin 224, Uinta Country, Wyoming. (Ampliación a 126x), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).



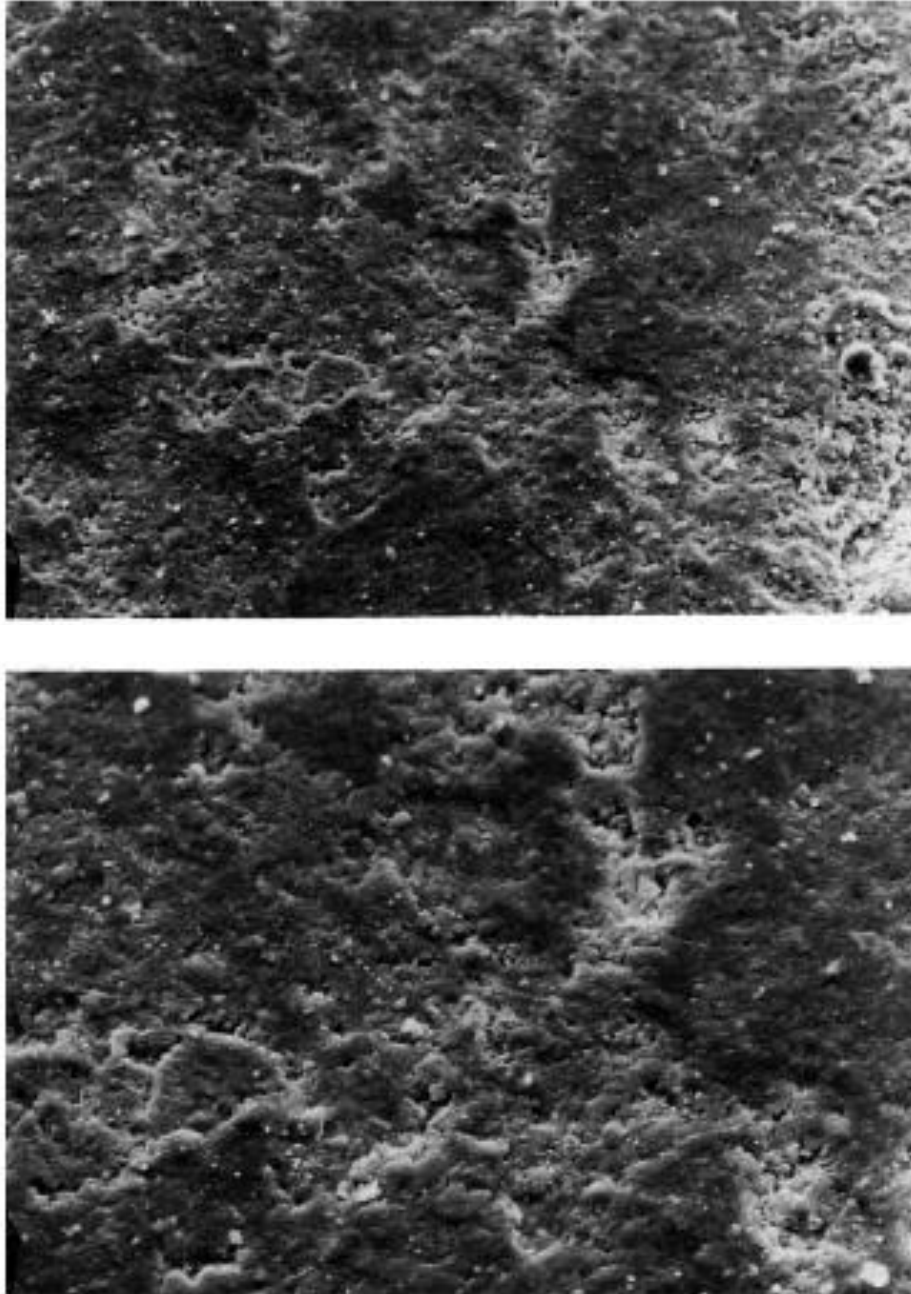


Figura 5.20 Microfotografías de una superficie, de una fractura slickensided o espejos de falla, tomada con SEM (la de arriba a 500x y la de abajo 1000x). La muestra es de un núcleo de las areniscas Nugget, a 2269.85 m (7,447 ft) de profundidad, del pozo Chaplin 224, Uinta Country, Wyoming (tomada de Nelson, 2001).

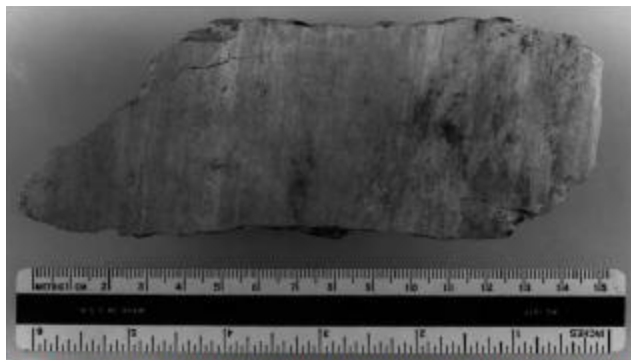


Figura 5.21 Muestra una superficie de una fractura slickensided o espejos de falla, en una caliza, la muestra es del afloramiento Deer Creek Thrust, Nevada (tomada de Nelson, 2001).

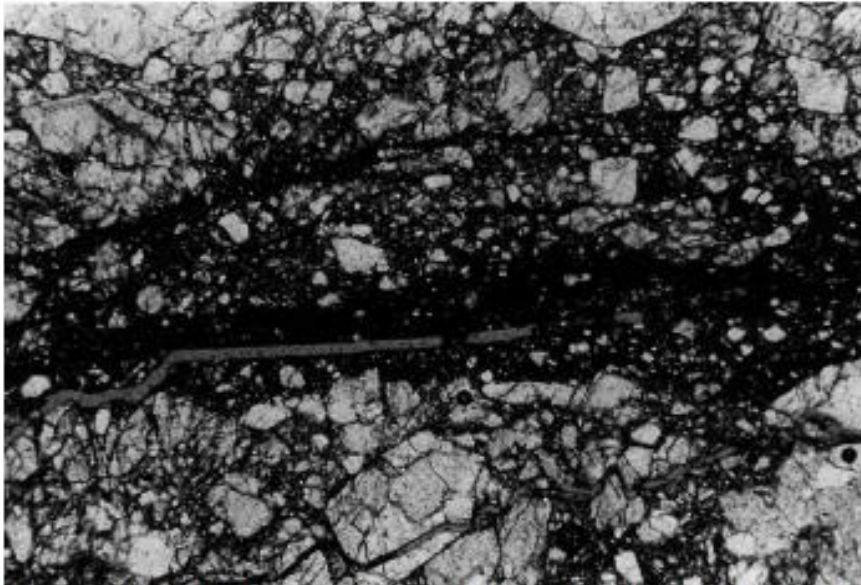


Figura 5.22 Muestra una microfotografía de una fractura slickensided o espejos de falla, en una caliza en una sección delgada. La muestra es de los afloramientos a lo largo de Deer Creek Thrust, Nevada. (Ampliada 40x), (tomada de Nelson, 2001).

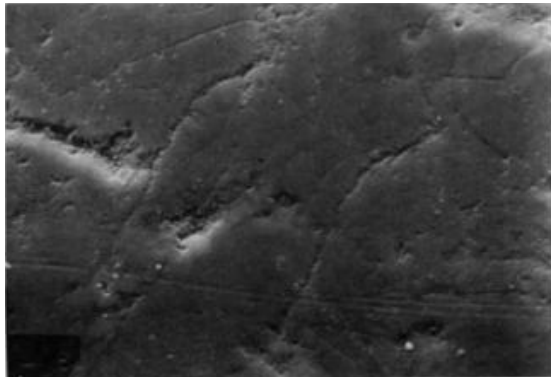


Figura 5.23 Muestra una microfotografía de una fractura slickensided o espejos de falla, en una caliza, tomada con SEM. La muestra es de los afloramientos a lo largo de Deer Creek Thrust, Nevada (tomada de Nelson, 2001).



Figura 5.24 Fotografía que muestra una fractura slickensided o espejos de falla en lutitas. La muestra es del Devonian Second White Specks, Alberta, Canadá (tomada de Nelson, 2001).

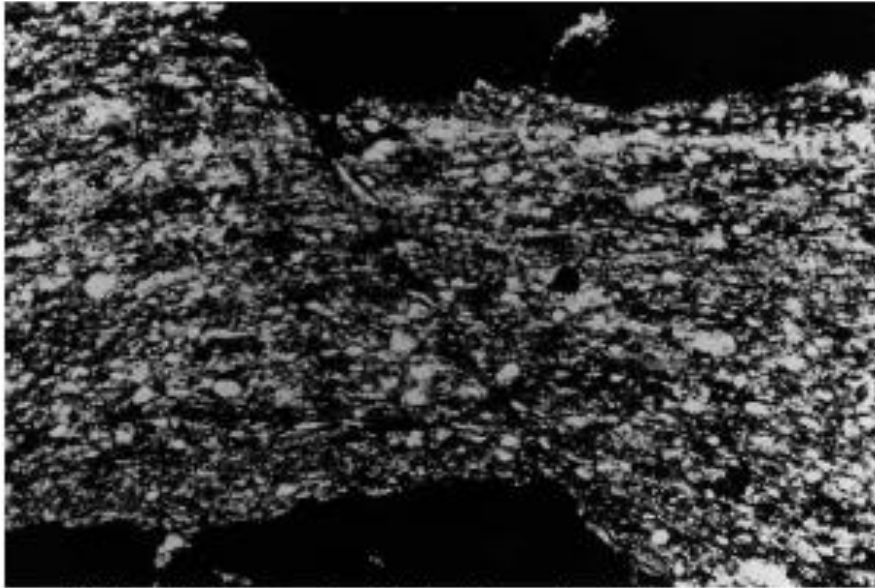


Figura 5.25 Microfotografía que muestra una fractura slickensided con superficies pulidas en lutitas, en una sección delgada (luz polarizada). (Ampliación de 242x), (tomada de Nelson, 2001).

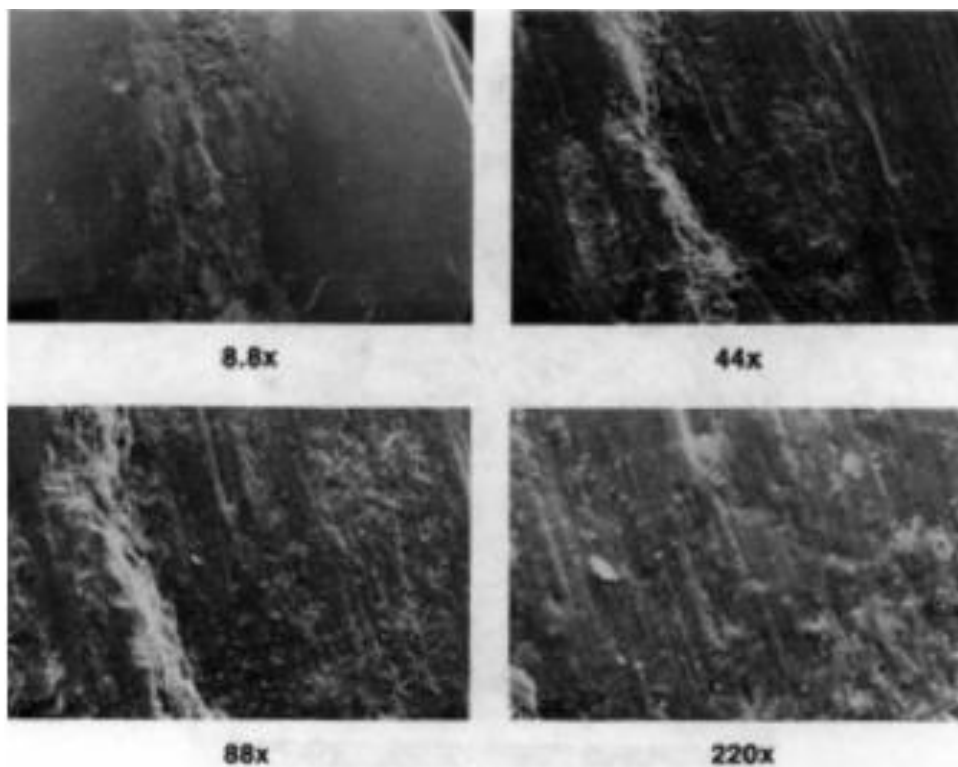


Figura 5.26 Microfotografía que muestra una fractura slickensided o superficie pulida en lutitas, tomada con SEM (tomada de Nelson, 2001).

Las slickensides o superficies pulidas son prominentes, en relación a la baja porosidad de las areniscas y de los carbonatos de diversas propiedades. Estas rocas son usualmente un tanto más competentes o fuertes o más quebradizas que las rocas análogas que desarrollan gouge o jaboncillo, siendo las condiciones del medio ambiente iguales. También las rocas que contienen cantidades significativas de material no sujeto a granulación o cataclismo, tal como la arcilla, yeso y las llenas de calcita, tienden a formar superficies lisas slickensides en vez de las gouge.

Ocasionalmente el vidrio desarrollado puede ser observado en secciones delgadas a lo largo de la superficie de deslizamiento (figura 5.19). Este vidrio es el resultado del

grano de cuarzo fundido durante la fricción y el deslizamiento a lo largo de la superficie de fractura. Experimentos de laboratorio indican que al menos 1,200 °C pueden alcanzarse cuando se mueven dos bloques a lo largo de la superficie de deslizamiento en las areniscas (Teufel, 1976); tal depósito de vidrio es impermeable al flujo de fluidos. Si un mayor volumen de vidrio es creado, porque continúa el desplazamiento, la permeabilidad perpendicular al plano de la fractura sería drásticamente reducida. La morfología de la slickenside o espejo de falla puede verse como un rasgo primario de la superficie de fractura o como un efecto del inicio del deslizamiento hacia un evento posterior.

### c) Combinación de las fracturas gouge-filled o jaboncillos y de las fracturas slickensided o superficies pulidas o espejos de falla.

Un tipo de la morfología de las fracturas, que se presenta en las areniscas porosas con más frecuencia involucra una combinación de las gouge (jaboncillo) y las slickensides (superficies pulidas). Esta morfología es observada frecuentemente en los núcleos de las areniscas Nugget del Jurásico situadas al Oeste del cinturón plegado de Wyoming. Esta morfología consiste de una zona densa de gouge con estriado discreto o superficies slickensided (espejos de falla), ocurriendo una u otra en el límite o en contacto en las rocas de la región.

El desarrollo de la slickenside parece ocurrir después de la formación de la gouge, e indica un cambio progresivo en las propiedades mecánicas del material formado y su relación con la roca anfitriona. Como los procesos de compactación de los materiales de la gouge que preceden a su formación, el material llega a ser de grano fino, quebradizo y con una marcada fábrica. Con una zona de gouge creciendo en amplitud, el material empieza a actuar como una entidad con un mecanismo separado dentro de la masa de roca. Conforme más deformación ocurra, las fracturas gouge en sí mismas, y debido ahora a su más baja ductibilidad, formarán fracturas slickensided en vez de adicionar gouge. También conforme el material de la gouge crezca en espesor y cambien sus propiedades drásticamente de la roca anfitriona, los deslizamientos y la slickensided frecuentemente ocurren en el contacto entre la gouge y la roca anfitriona. La iniciación del deslizamiento en el contacto indica un coeficiente relativamente bajo de la fricción por el deslizamiento en esta superficie debido al gran contraste de la ductibilidad.

La importancia de la morfología combinada de la gouge-filled (jaboncillo) y slickensided (espejos de falla) está en las diferentes propiedades que le dan a la zona de fractura del yacimiento los dos rasgos individuales. Las fracturas slickensided tienen algo de porosidad y permeabilidad paralela a el plano de fractura, mientras que la gouge tiene poca o ninguna permeabilidad. La presencia de la morfología combinada frecuentemente exhibe algo de porosidad de la fractura y permeabilidad, en la escala del análisis de los núcleos de diámetro completo, pero el efecto en el flujo del yacimiento como un todo es probablemente mínima, debido a que las fracturas slickensided son frecuentemente encasilladas con la baja permeabilidad de la gouge. Sin embargo, los análisis de los núcleos de esta combinación de morfologías con las fracturas intersectando a la superficie del núcleo podrían dar apreciaciones erróneas.

### 3.- Fracturas rellenadas por minerales.

Como su nombre lo indica, estas fracturas son las que están rellenas por procesos secundarios o mineralización diagenética. Los materiales que son bastante frecuentes en la cementación secundaria son el sílice, el carbonato y los óxidos de hierro. El relleno de mineral puede o no ser completo, o estar en proceso. Su efecto en la permeabilidad depende de que tan relleno se encuentre y de la historia diagenética del



material. Usualmente las fracturas rellenas son barreras permeables; pero si las fracturas no están completamente rellenas pueden desarrollar cualquiera de las dos formas: vugulos o porosidad intergranular; que pueden dar algún incremento medible de la permeabilidad para el yacimiento (figura 5.27).

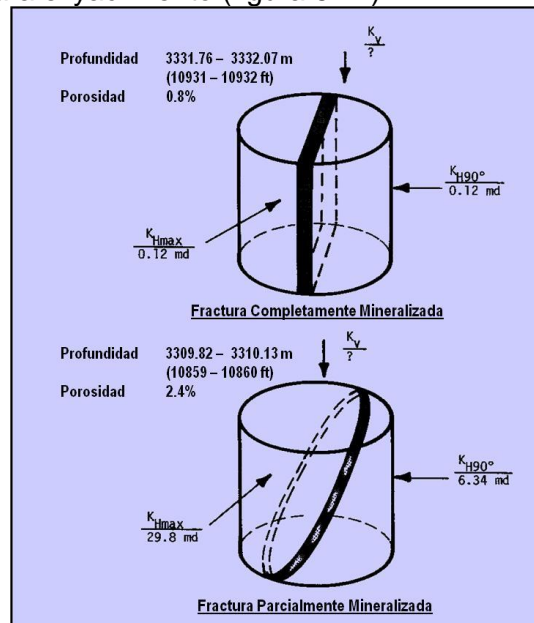


Figura 5.27 Diagramas con ejemplos en 3-D de dos núcleos de diámetro completo, asociados a la permeabilidad de la fractura mineralizada, la fractura de arriba está completamente mineralizada y la fractura de abajo está parcialmente mineralizada, también se muestra su morfología (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

Las fracturas rellenas de minerales son extremadamente comunes. El relleno de mineral es la clave para realizar la predicción del flujo y cuantificación de los yacimientos fracturados. La presencia, apertura (ancho) y la intensidad de los sistemas de fracturas naturales pueden predecirse en algún grado; mientras que no puede predecirse el relleno de mineral y si este es total o parcial. La presencia de un relleno completo de mineral puede ocasionar una pérdida importante de la porosidad y permeabilidad. Afortunadamente el relleno de mineral frecuentemente es incompleto o se le ha superpuesto algún grado de disolución, haciendo a la permeabilidad del yacimiento aceptable para la producción de hidrocarburos. Las fracturas mineralizadas ocurren frecuentemente en areniscas (figura 5.28), lutitas (figura 5.29) y en calizas (figura 5.30).

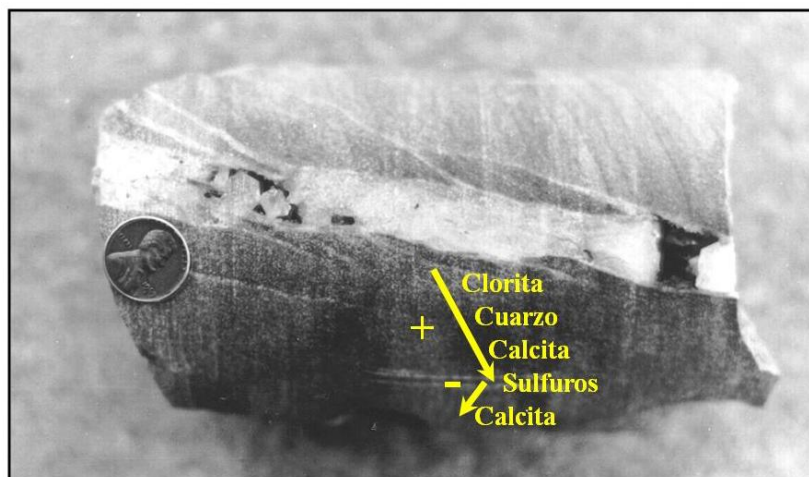


Figura 5.28 Fotografía de una fractura tectónica parcialmente rellena de minerales secundarios de las areniscas del Silúrico Tuscarora, del Amoco No. 1 del pozo del Golfo de Texas, del Centro del Campo, Pensilvania (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

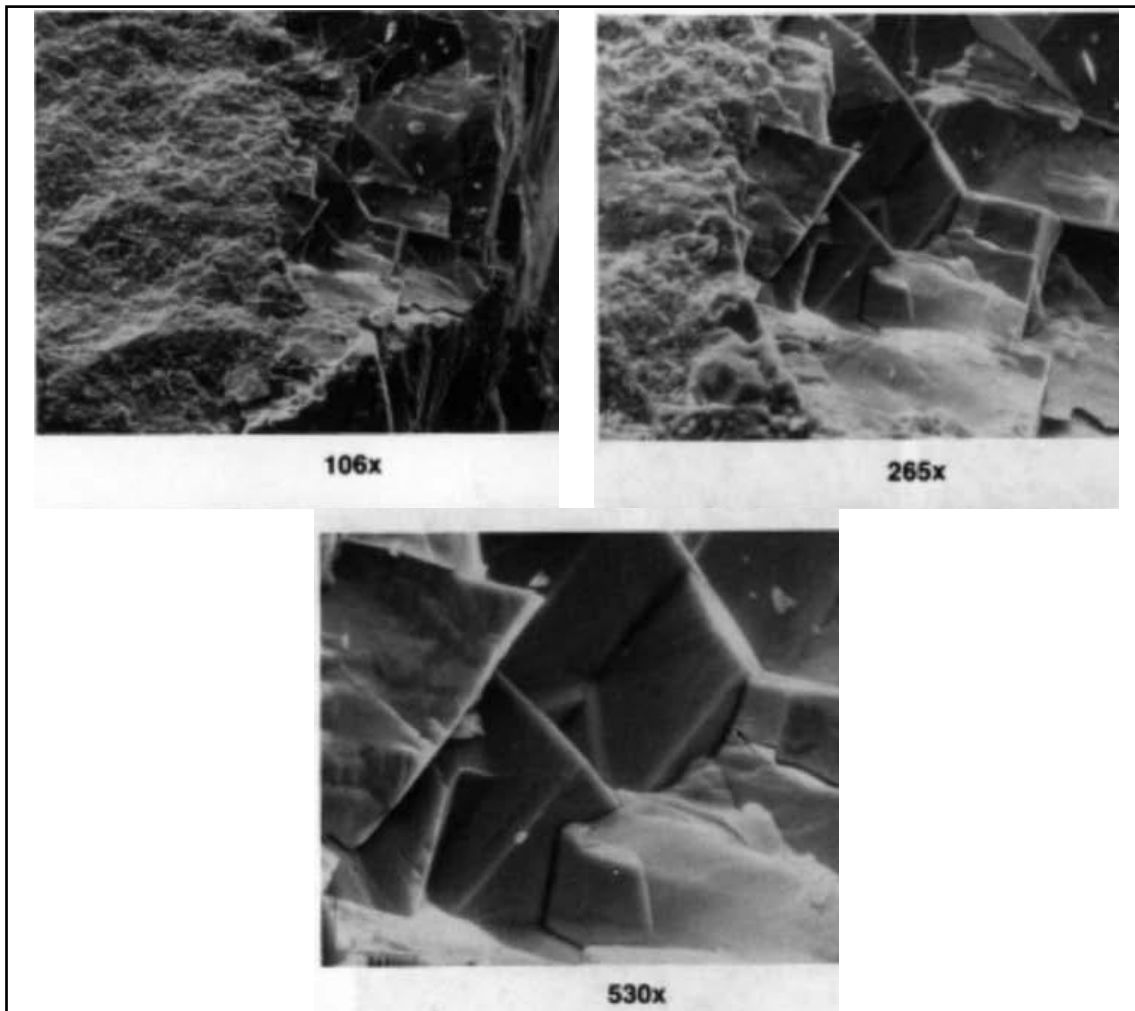


Figura 5.29 Microfotografías de una fractura completamente mineralizada en las lutitas, en tres ampliaciones tomadas con SEM. Muestra del Devonian Second White Specks, Alberta, Canadá (tomada de Nelson, 2001).

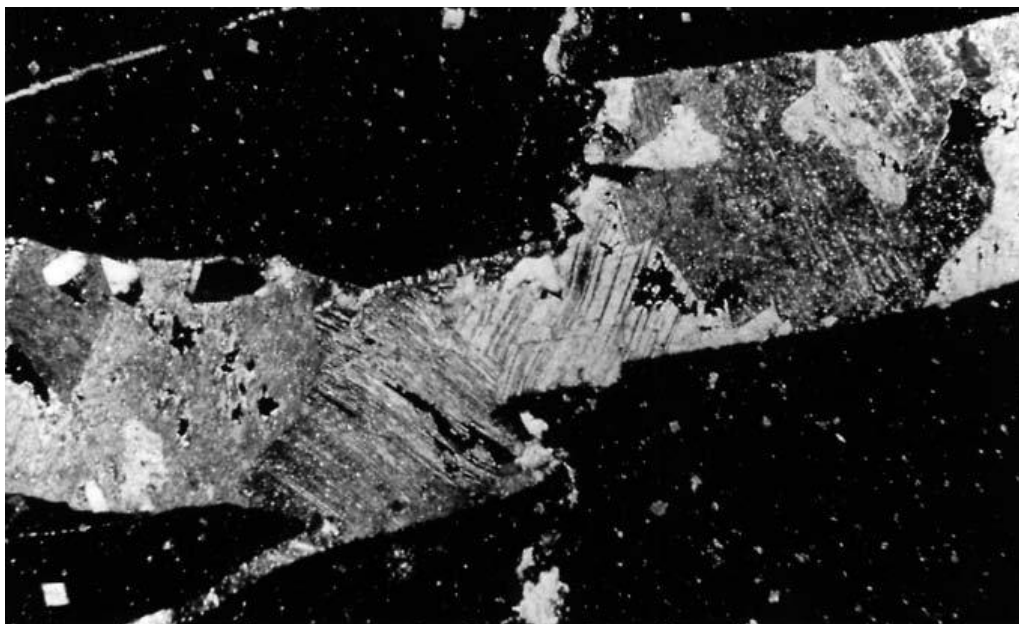


Figura 5.30 Microfotografía de una fractura completamente mineralizada en una sección delgada (luz polarizada). Muestra de carbonatos del Devónico, del afloramiento cercano a Nahanni Butte N.W.T. Canadá. (Ampliación a 83x), (tomada de Nelson, 2001).

#### a) Fracturas completamente rellenas.

El completo relleno de mineral de un sistema de fracturas no le imparte atributos positivos al yacimiento, sin embargo existen algunos análisis que se pueden realizar en estas fracturas, que son relevantes para un mejor reconocimiento del yacimiento. Si las fracturas están llenas de una fase mineral significativamente diferente en propiedades acústicas a la de la matriz, el reconocimiento por los contrastes en la acústica puede ser más fácil y facilita el reconocimiento de las fracturas y su orientación; esto permite una mejor determinación de la intensidad del sistema de fracturas. Esto puede ayudar a predecir cómo se comportan las fracturas en un yacimiento fracturado cercano, donde las fracturas no están completamente rellenas de minerales.

Otro uso que se le da a las fracturas completamente rellenas consiste en que documentan la diagénesis que sufren. La fractura rellena frecuentemente tiene registros de la deformación y eventos de cementación que ocurrieron después de que la fractura fue formada. Evidencias de estos eventos pueden ser reconocidas por el tipo y orientación de los cristales de relleno, múltiples secuencias de cementación y entrada de fluidos; estos acontecimientos pueden ser bastante útiles para desentrañar en profundidad la alteración y la historia de migración del fluido en la roca después del fracturamiento llevado a cabo en el sitio (Narr y Currie, 1982; y Tillman 1983).

#### b) Fracturas parcialmente rellenas.

En las fracturas parcialmente (incompletamente) rellenas existen algunos espacios porosos perceptibles dentro del material de relleno. Frecuentemente la porosidad secundaria desarrollada en las fracturas mineralizadas es el resultado de la disolución de la calcita.

Las fracturas rellenas parcialmente de mineral pueden ser muy importantes y en algunos casos modifican la calidad total del yacimiento. Las areniscas de la Tuscarora (figura 5.28) son un ejemplo de tal yacimiento. En esta roca la porosidad de la matriz es de aproximadamente el 0.5 por ciento y la porosidad por disolución de la fractura es de aproximadamente el 1 por ciento. Esta porosidad por disolución de la fractura es el resultado de una historia diagenética compleja de la fractura rellena de mineral. Después del fracturamiento que sufrió la arenisca, en una familia de fracturas tectónicas se llevaron a cabo cuatro periodos de mineralización y uno de disolución en el sitio de las fracturas (figura 5.28). La secuencia fue la siguiente:

- 1.- En la etapa temprana, en las paredes de la fractura se deposita una capa de clorita.
- 2.- Mineralización de cuarzo.
- 3.- Mineralización de calcita.
- 4.- Mineralización de sulfuros (principalmente pirita, calcopirita, galena).
- 5.- Subsecuentemente a esto, se lleva a cabo un periodo de disolución de la calcita en el sitio, formando la porosidad secundaria presente hoy en día a lo largo de la fractura rellena parcialmente de minerales, que representa la porosidad esencial y la permeabilidad dentro del yacimiento. El gasto inicial del flujo de este pozo descubierto fue estimado en 48 millones de pies cúbicos por día de gas.

#### 4.- Fracturas vugulares.

Las fracturas vugulares no son consideradas unas verdaderas fracturas morfológicas, porque son consideradas una alteración alrededor de las fracturas (figura 5.31). Las fracturas vugulares se forman cuando los fluidos ácidos entran a lo largo de los planos de la fractura de una roca con baja permeabilidad. Si los fluidos están en desequilibrio con la matriz de la roca, la disolución puede ocurrir. Los vugulos se desarrollan a lo largo de las fracturas y en zonas adyacentes a las mismas, están restringidas más o

menos a una zona estrecha circundante al “canal” de la fractura, esto produce porosidad vugular; estas fracturas vugulares están asociadas frecuentemente con las discordancias en los carbonatos y al desarrollo de karst. Morfologías similares han sido observadas también en cuarzo de grano fino, como en los yacimientos de Caballos Novaculite y en los granitos alterados hidrotermalmente en el Campo Bach Ho en costa fuera de Vietnam. Las fracturas vugulares son muy importantes en muchos de los yacimientos más grandes de carbonatos del mundo, tal como los campos Middle Eastern Asmari. La porosidad secundaria asociada con estas fracturas puede ser bastante grande, comparada con los valores de la porosidad de las fracturas más normales (Weber y Bekker, 1981). Debido a la forma esférica u ovalada de los vugulos, estas fracturas que están asociadas a la porosidad serán relativamente incompresibles durante la explotación del yacimiento.

Las fracturas vugulares aportan en la mayoría de los casos porosidad y permeabilidad significativa al yacimiento.

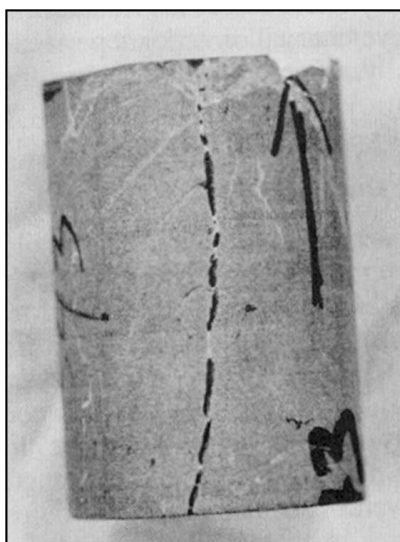


Figura 5.31 Fotografía de las fracturas vugulares en un núcleo de carbonatos (ampliación 1.5x), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

### 5.1.2 APERTURA Y PERMEABILIDAD.

Esta parte del trabajo está dedicada al problema de cuantificar el efecto de los sistemas de fracturas naturales que son los que le dan la calidad al yacimiento y su productividad. Mientras que la cuantificación exacta de un yacimiento durante la exploración es muy difícil; en esta sección discutiremos la determinación de la apertura (o ancho) de las fracturas del subsuelo, su permeabilidad, y los parámetros geológicos necesarios para una comprensión temprana de cómo las fracturas pueden afectar el comportamiento del yacimiento.

Las fracturas que están abiertas agregan porosidad y permeabilidad al yacimiento, las fracturas que están totalmente cerradas (mineralizadas) generan barreras de flujo.

Algunas características que se deben tomar en cuenta cuando se estudian las fracturas de un yacimiento son:

- Un factor importante que dicta la porosidad de la fractura y su permeabilidad, es la morfología de los planos de fractura (paredes de la fractura).
- Las fracturas abiertas, no poseen deformación o material de relleno diagenético dentro de la apertura de las paredes de la fractura. Tales fracturas son potencialmente conductos abiertos al flujo de fluidos.
- La permeabilidad de las fracturas abiertas está en función de la apertura (ancho) inicial de la fractura, de la componente normal del esfuerzo efectivo in



situ al plano de la fractura, de la rugosidad y del área en contacto entre las paredes de la fractura.

- La apertura inicial de la fractura, su rugosidad y el área en contacto son funciones de la distribución del tamaño del grano del material anfitrión, debido al número y altura de las asperezas a lo largo de la superficie de la fractura, dictando estos parámetros la unidad más pequeña y básica de la roca que es el tamaño del grano de la roca (figura 5.4).
- En general las fracturas muy abiertas incrementan la permeabilidad del yacimiento en dirección paralela al plano de la fractura. Debido a que las fracturas son únicamente del ancho de un poro, estas tendrán pequeño o nulo efecto en el flujo de fluidos perpendicular al plano de la fractura (figura 5.5).

### La apertura de la fractura.

La apertura de la fractura.- Se define como la distancia (el ancho) que existe entre las paredes de una fractura, medida de forma perpendicular a los planos de discontinuidad. La apertura de la fractura está en función de la morfología de la fractura, de la componente normal del esfuerzo efectivo in situ al plano de la fractura, de la rugosidad y del área en contacto entre las paredes de la fractura. En los núcleos se pueden medir la apertura de la fractura mediante láminas delgadas observadas bajo el microscopio, como se muestra en la figura 5.32; se puede medir la apertura de las fracturas abiertas, deformadas, rellenas de minerales y las vugulares. También podemos inferir cuales fracturas se forman primero y cuales posteriormente y los procesos que afectaron a dichas fracturas.

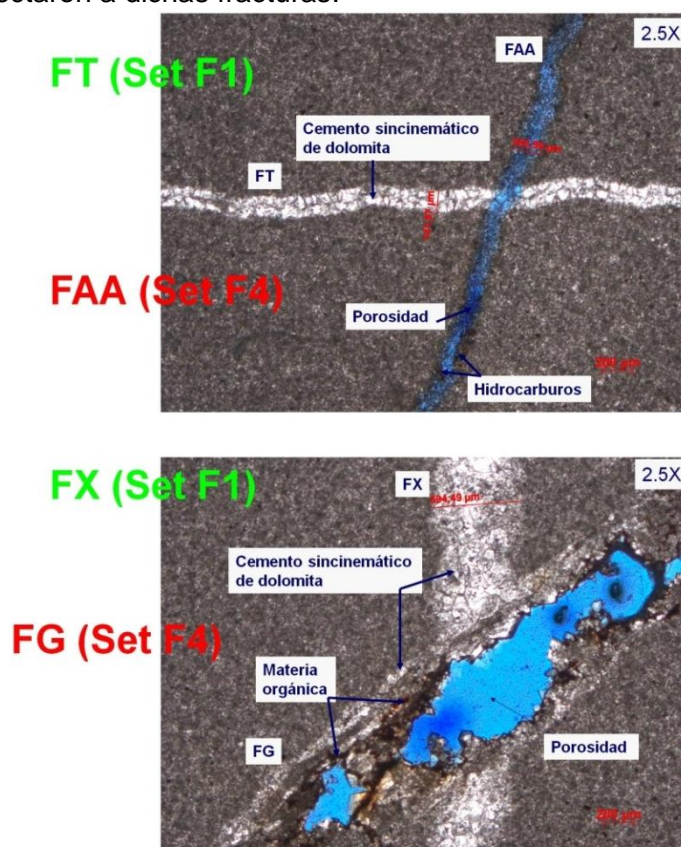
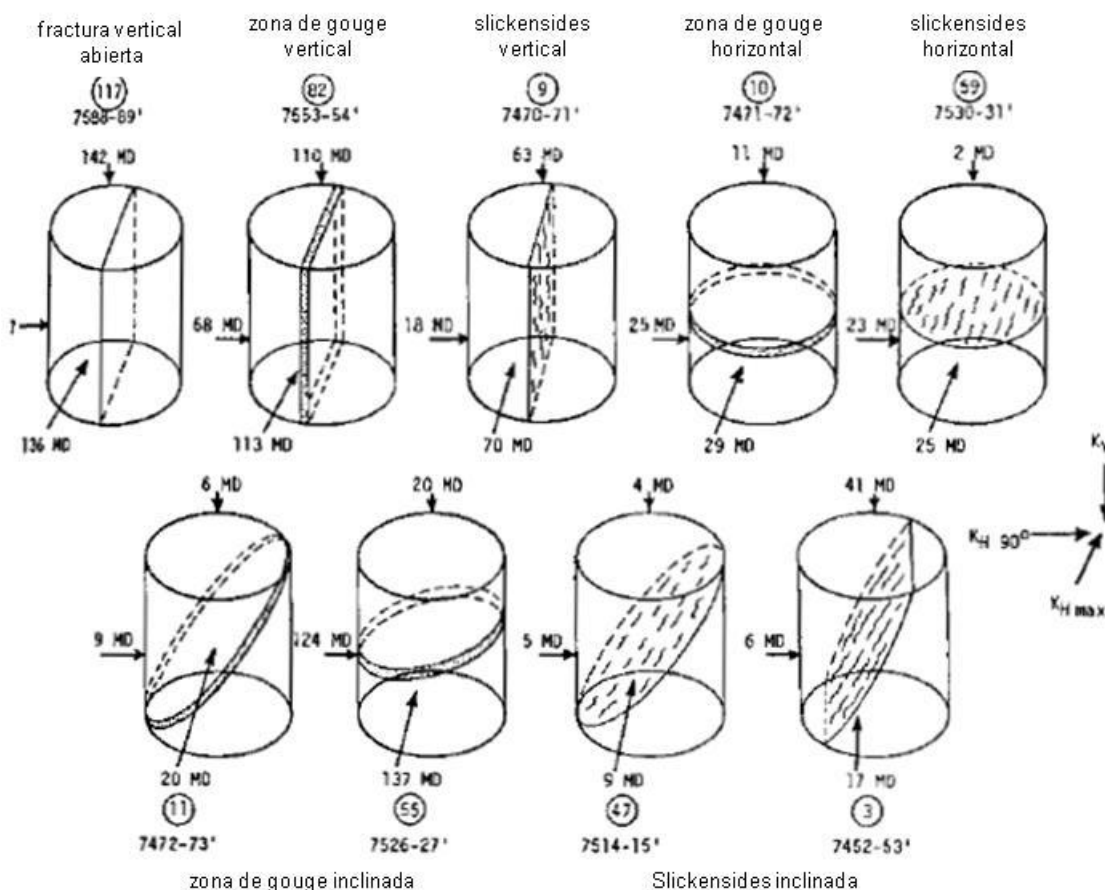


Figura 5.32 Dos imágenes de láminas delgadas analizadas bajo el microscopio. En la imagen superior se observa una fractura abierta, con una apertura regular de  $205.99 \mu\text{m}$  y también se observa una fractura cementada (cerrada) regular de  $141.07 \mu\text{m}$ , se puede inferir que primero se desarrollo la fractura (que esta mineralizada) y que posteriormente se mineralizo y tiempo después se desarrollo la fractura que está abierta, porque esta corta a la fractura mineralizada. En la imagen de abajo se observa una fractura con forma irregular, con una apertura irregular. En ambas imágenes se puede observar presencia de hidrocarburos. Las fracturas aparte de generar porosidad, también generan permeabilidad (tomada de KMZ, 2009). Modificada.

La apertura de la fractura con una superficie irregular, se mide en varios sitios y después se obtiene el promedio de las aperturas de la fractura.

El efecto directo de las fracturas en el flujo de fluidos.

En la figura 5.33 se muestra el efecto directo que tienen las diversas morfologías de las fracturas en la permeabilidad de un núcleo de diámetro completo.



Análisis de núcleos del pozo de las areniscas Nugget del Champlin 224, Amoco, Wyoming.  
 $K_{Hmax}$ ,  $K_{H90^\circ}$ ,  $K_v$  con respecto a las 10 fracturas.

Figura 5.33 Muestra el efecto directo de diversas morfologías de las fracturas en la permeabilidad de un núcleo de diámetro completo (tomada de Nelson, 2001).

### 5.1.3 ESPACIAMIENTO.

Muchos parámetros han sido usados en la literatura para cuantificar la abundancia de las fracturas en un yacimiento, tales términos utilizados son: la intensidad de las fracturas, densidad de las fracturas, índice de las fracturas, área superficial fracturada, intersección de la intensidad de las fracturas y espaciamento de las fracturas. Diversos usos involucran términos volumétricos, mientras que en la actualidad es recomendable usarla en términos de vectores.

En este trabajo, el espaciamento de las fracturas es definido como “la distancia promedio entre el espaciado regular de las fracturas, medido perpendicularmente a una familia de fracturas paralelas con una orientación dada” (Parsons, 1966). Los términos pueden ser aplicados para numerosas familias de fracturas paralelas (una familia de fracturas tiene sus propias características: un rumbo y echado que es

consecuencia del mismo proceso de deformación que sufrieron dichas fracturas); también pueden existir diferentes familias y cada familia tiene un rumbo, echado y proceso de deformación característico dentro del yacimiento. Cada espaciamento corresponde con un vector (con dirección y magnitud) representando una distancia promedio a lo largo de la dirección normal (perpendicular) a los planos de las fracturas. Esta definición del espaciamento de las fracturas es usado aquí, debido a que este es el formato más usado frecuentemente en la teoría de las ecuaciones de la permeabilidad de las fracturas (por ejemplo en Lamb, 1957).

El ancho (apertura) de la fracturas y el espaciamento de las mismas, son los parámetros importantes para la cuantificación de los sistemas de fracturas, estos parámetros son necesarios para predecir la porosidad de las fracturas y su permeabilidad en un yacimiento. En el subsuelo los diferentes anchos de las fracturas son difíciles de observar directamente, el espaciamento puede ser cuantificado directamente y no cambia cuando el yacimiento es perturbado (es decir cuando se pone a producir). El espaciamento de las fracturas puede ser observado directamente en afloramientos (figura 5.34) y en minas; sin embargo en el subsuelo cuando se trabaja con pozos petroleros frecuentemente surgen dificultades para cuantificarlas, debido al pequeño tamaño de los métodos de muestreo en el subsuelo (como son las observaciones en los pozos perforados y en los núcleos (figura 5.35)) comparados con el espaciamento o el tamaño del bloque de la matriz. Adicionalmente los sistemas de fracturas naturales frecuentemente tienen orientaciones variadas, cruzándose y cortándose en la roca del yacimiento, por lo que realizar la determinación de un promedio del espaciamento se dificulta si lo definimos mal.

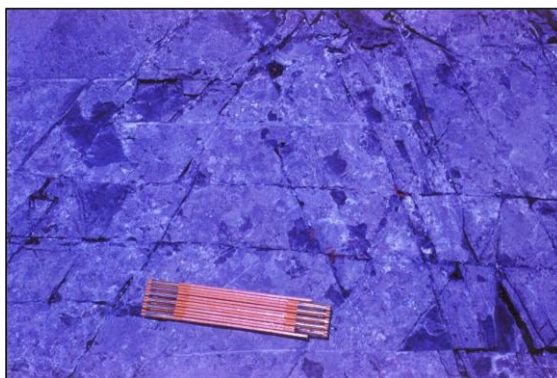


Figura 5.34 Espaciamento de las fracturas de un afloramiento del campo Miss Madison en calizas (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001).

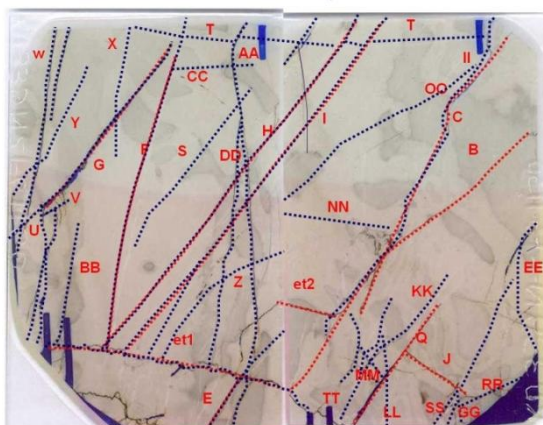


Figura 5.35 Muestra las fracturas en un núcleo de diámetro completo del campo KMZ (tomada de KMZ, 2009).

## Parámetros que controlan la intensidad del fracturamiento.

Conocer la intensidad del fracturamiento es muy importante, porque al conocerla en la etapa de la perforación podemos evitar pérdidas de fluidos; y si se conoce en la etapa de producción podemos ubicar a los pozos productores en las áreas donde se tenga contemplada una mayor intensidad del fracturamiento, por lo que se puede producir un mayor volumen de hidrocarburos; al conocerla en una etapa de recuperación secundaria o mejorada podemos predecir la dirección preferencial de los fluidos inyectados y producidos.

La intensidad del fracturamiento está controlada por diversos parámetros de la roca, los cuales controlan también su distribución, estos parámetros son:

- 1.- Petrofísicos y mecánicos.
  - 1.1 Composición mineralógica y química.
  - 1.2 Porosidad.
  - 1.3 Tamaño del grano.
  - 1.4 Fabrica.
  - 1.5 Características mecánicas.
  - 1.6 Esfuerzos.
- 2.- Geometría y deformación.
  - 2.1 Espesor del estrato.
  - 2.2 Posición estructural.
- 3.- Temperatura.
- 4.- Mecanismos estratigráficos.

### 1.- Parámetros petrofísicos y mecánicos.

#### 1.1 Composición mineralógica y química.

Las rocas que están compuestas por componentes mineralógicos y químicos predominantemente resistentes y quebradizos, son más resistentes y generalmente contienen espaciamientos de fracturas más cerrados (figura 5.36 y figura 3.11).

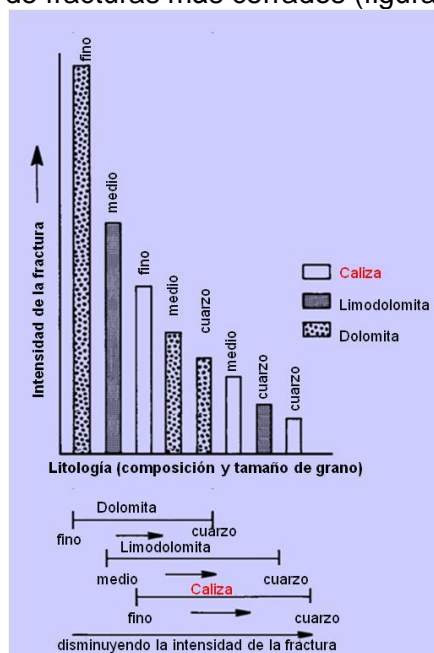


Figura 5.36 Histograma que muestra la intensidad de las fracturas tectónicas como una función de la litología (composición del mineral y tamaño de grano). De las fracturas estudiadas en las Montañas Sawtooth, en Montana (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).



La Intensidad del fracturamiento también está en función de la composición mineralógica y química de la roca (figura 5.37).

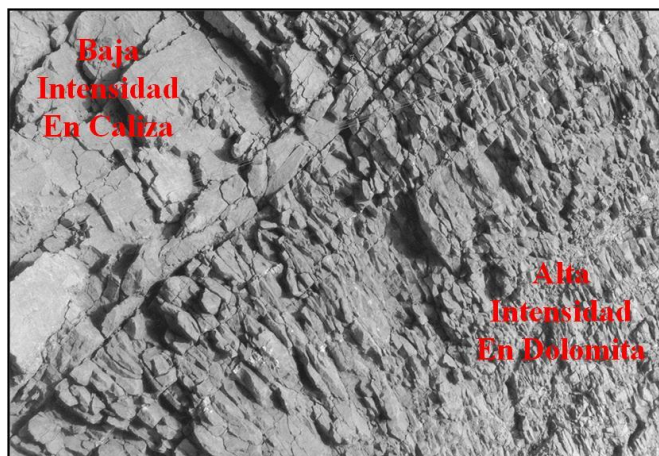


Figura 5.37 Fotografía que muestra la variación de la intensidad de las fracturas, la cual está en función de la composición mineralógica y química de la roca, como se muestra en calizas y dolomitas, en los carbonatos del Paleozoico, en las Montañas Sawtooth, de Montana. Son fracturas tectónicas relacionadas a pliegues, observadas en un flanco de un pliegue, el campo de visión es de aproximadamente 1.524 m (5 ft), (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

## 1.2 Porosidad.

Las rocas similares en composición y fábrica que presentan bajas porosidades son más resistentes y más quebradizas; generalmente contienen espaciamientos de fracturas más cerrados.

## 1.3 Tamaño de grano.

Las rocas con granos más finos son generalmente más resistentes mecánicamente y más quebradizas y generalmente contienen espaciamientos de fracturas más cerrados. Las rocas de grano fino como las lutitas, responden a la deformación en el campo dúctil, por lo que antes de romperse por la acción del esfuerzo se pliegan o se deforman como flujo plástico.

## 1.4 Fábrica.

Rocas con una fábrica resistente (anisotrópica y heterogénea) puede variar sustancialmente la intensidad de las fracturas, dependiendo de la posición y de la dirección de la carga.

## 1.5 Características mecánicas.

La resistencia mecánica de la roca puede ser usada para predecir la intensidad de las fracturas.

Las rocas más resistentes generalmente tendrán espaciamientos de fracturas más cerrados (más próximos).

Las rocas que se encuentran más próximas a la superficie o en la superficie de la tierra, ocasionan que las rocas tengan un comportamiento quebradizo, por lo que se fracturan más intensamente.

## 1.6 Esfuerzos.

La intensidad y dirección de los esfuerzos a los que se somete la roca dan origen a la intensidad y dirección del fracturamiento.

## 2.- Geometría y deformación.

### 2.1 Espesor del estrato.

En estratos con la misma composición mineralógica y química y más delgados, el espaciamiento de las fracturas es más cerrado (figura 5.38).

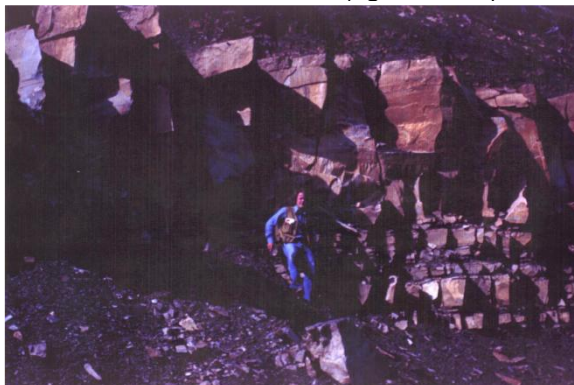


Figura 5.38 Imagen que muestra diferentes estratos con diferentes espesores, en el más delgado el espaciamiento de las fracturas es más cerrado (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

### 2.2 Deformación total y posición estructural.

Las zonas con intensa deformación estructural, generalmente contienen fracturas con espaciamientos más cerrados.

Las orientaciones de las fracturas asociadas con una estructura, por ejemplo con pliegues y fallas, pueden ser predichas por el modelado de los estados de los esfuerzos en el tiempo de la deformación.

Zonas de alta curvatura y deformación dentro de una estructura, contienen fracturas con espaciamientos más cerrados (figura 5.39).

Mayor curvatura implica mayor deformación y más fracturas, en la mayoría de los casos donde se tienen rocas resistentes mecánicamente.

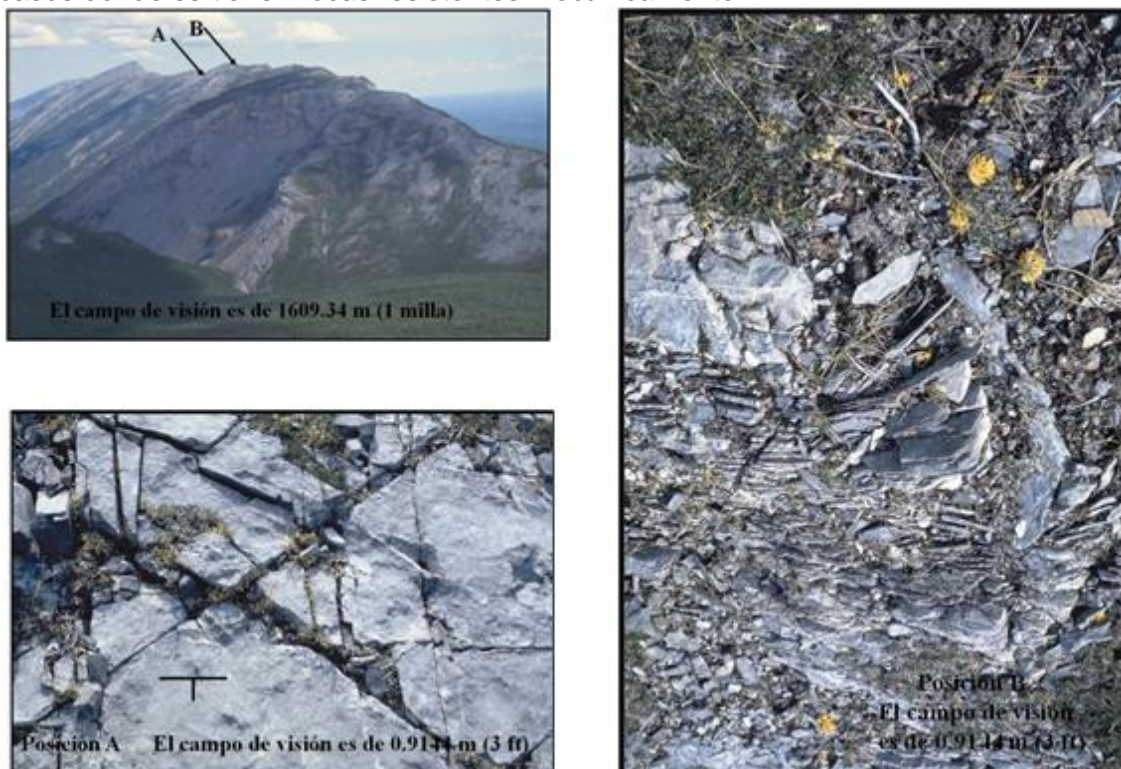


Figura 5.39 Imágenes donde se observa un anticlinal, del cual se seleccionaron dos posiciones estructurales (A y B), en la posición B se tiene una mayor curvatura, mayor deformación y por lo tanto es mayor la intensidad del fracturamiento en el filo del anticlinal, en las Calizas Nahanni, en Nahanni Butte, NWT (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

### 3.- Temperatura.

A mayor profundidad en la corteza terrestre mayor temperatura, esto provoca que las rocas sean más dúctiles y se comporten como un fluido plástico, ocasionando que sean más deformables y no presenten tantas fracturas; como las presentaría la misma roca en estratos cercanos a la superficie donde se tiene una menor temperatura y por lo tanto la roca sería menos deformable y presentaría un mayor fracturamiento.

### 4.- Mecanismos estratigráficos.

Los cambios sutiles en las características de la roca (petrológicos y petrofísicos) controlan la deformación de la roca.

Las variaciones en el tipo de deformación e intensidad ocasionan sutiles cambios en las características de la roca.

### Estimación de la intensidad del fracturamiento.

Se debe medir la apertura de las microfrazuras que cruzan los granos y el cemento de una roca, a lo largo de una línea perpendicular a la orientación del sistema de fracturas (figura 5.40); posteriormente se normaliza el número de fracturas por la longitud de la línea de medición.

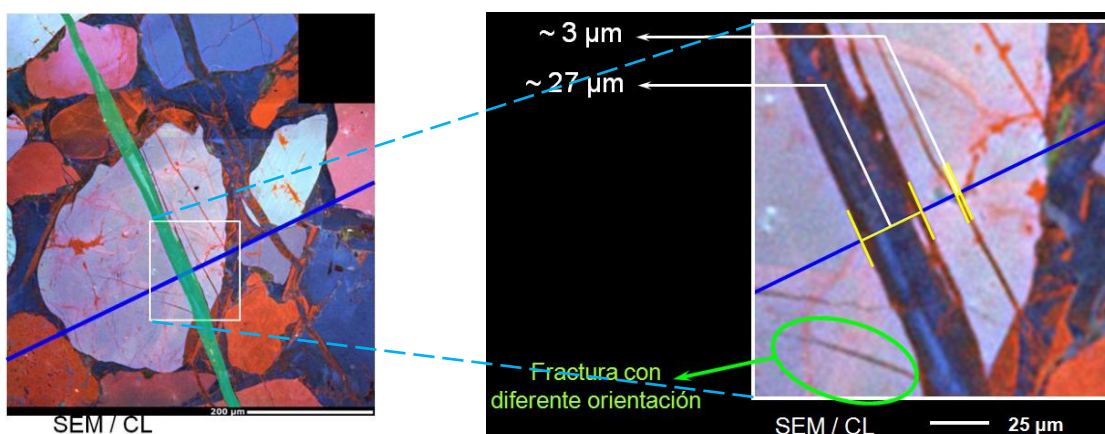


Figura 5.40 Microfotografías donde se esquematiza el procedimiento para estimar la intensidad del fracturamiento, en la cual se dejan fuera de este análisis a las microfrazuras que pertenezcan a otra familia, ya que tienen diferente orientación a la de la familia que se está estudiando (tomada de Arellano, 2009).

Por ejemplo, para estimar la intensidad del fracturamiento: Si existen 10 microfrazuras, con una apertura mayor o igual a 20 µm en 1 mm, se realizan los siguientes cálculos.

$$\frac{10 \text{ mf}}{1 \text{ mm}} \times \frac{1,000 \text{ mm}}{1 \text{ m}} = \frac{10,000 \text{ mf}}{1 \text{ m}}$$

Esto implicaría que existen 10,000 mf (microfrazuras) en un metro cuadrado.

Es posible estimar la intensidad de una familia de fracturas y microfrazuras con una misma orientación y procesos diagenéticos, pero con diferente apertura, con las microfrazuras se puede calcular la intensidad del fracturamiento y el número de fracturas con determinada apertura (figura 5.41) y posteriormente es posible calcular el efecto que tiene esta familia de microfrazuras sobre la permeabilidad del yacimiento (si estuvieran abiertas serían excelentes canales de flujo).



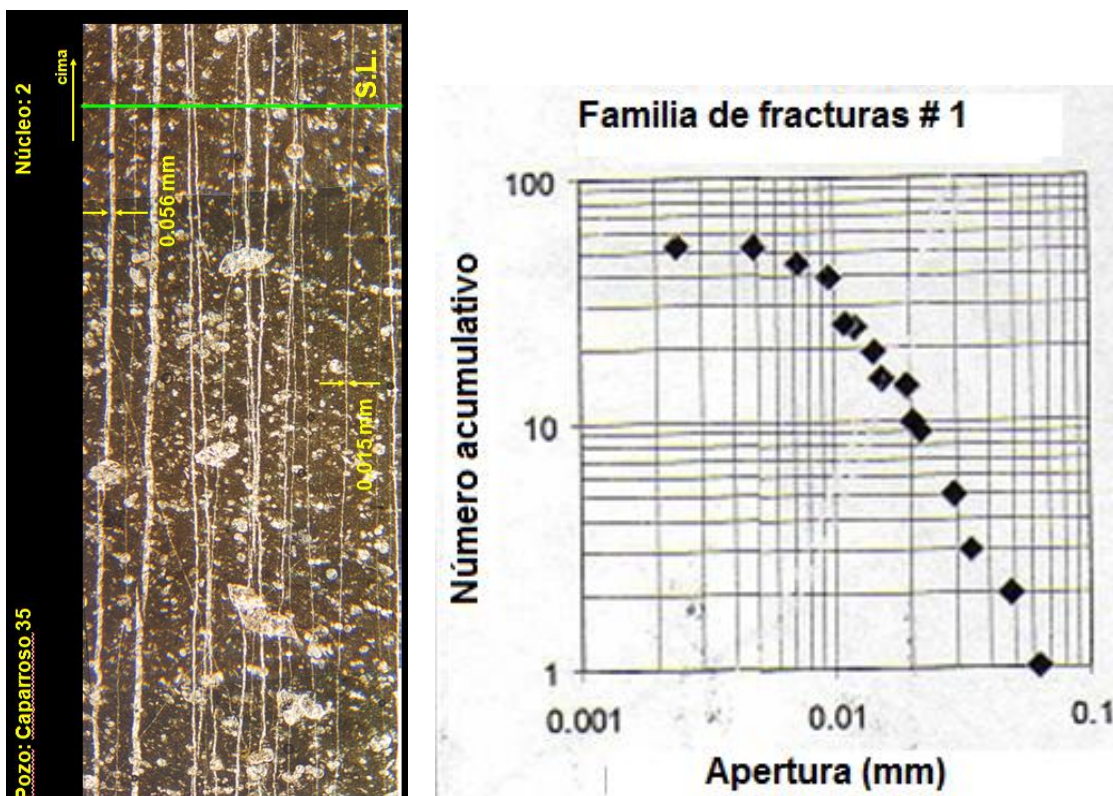


Figura 5.41 Imagen que muestra la intensidad de una familia de microfracturas, su morfología y la apertura de las microfracturas (reellenas en este caso), (tomada de Arellano, 2009).

### La orientación de las microfracturas y las macrofracturas.

Conocer la orientación de las fracturas es importante porque con ellas se puede determinar la dirección preferencial al flujo, lo que nos puede servir para determinar un proceso de recuperación secundaria o mejorada. La orientación se compone de rumbo y echado.

Las microfracturas se pueden utilizar como guía para determinar la orientación de las macrofracturas, solo si las microfracturas y macrofracturas comparten su historia diagenética (tipo de cemento, etc.), su orientación, sus relaciones temporales con otro tipo de estructuras (fracturas, estilolitas, etc.); se puede asumir entonces que ambos tipos de fracturas forman parte de un mismo juego de fracturas. La orientación no es un criterio suficiente, debido a la dificultad de medir la orientación en tres dimensiones (3D) de las microfracturas.

Las limitaciones para obtener la orientación de las fracturas en rocas del subsuelo (figura 5.42), están asociadas con el tamaño de las muestras y a la forma en que se obtienen.

Con estudios de campo se ha podido probar que las microfracturas son más abundantes que las macrofracturas. De las macrofracturas se puede predecir: su orientación (Laubach, 1997), su abundancia (Marrett y otros, 1999), su calidad (fracturas abiertas) y su historia diagenética (Monroy y otros, 2001).

Las microfracturas y las macrofracturas están ligadas cuantitativamente, siendo más abundantes las microfracturas, las cuales se pueden estudiar con geometría fractal.



Las macrofracturas corresponden con estructuras valiosas, porque si están presentes pueden aportar importante información sobre su orientación, su historia de cementación, la presencia de hidrocarburos y el tamaño mínimo de la fractura abierta.

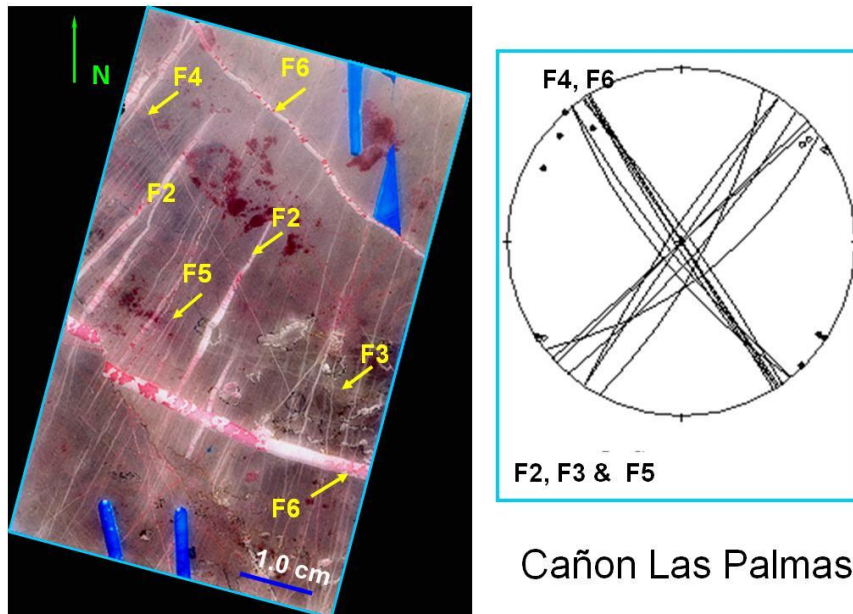


Figura 5.42 Imagen que muestra las limitaciones en el uso de la orientación de las familias de fracturas (tomada de Arellano, 2009).

### Procedimiento para determinar la orientación de las fracturas.

El procedimiento para determinar la orientación de las fracturas de un núcleo es el siguiente: se interpretan como estaban orientadas en el subsuelo, después se hacen cortes en láminas delgadas y en los cuales se estudia la orientación, posteriormente se analizan con el microscopio petrográfico o microscopio electrónico de barrido.

En la figura 5.43 se muestran las microfrazuras y macrofracturas de un mismo sistema.

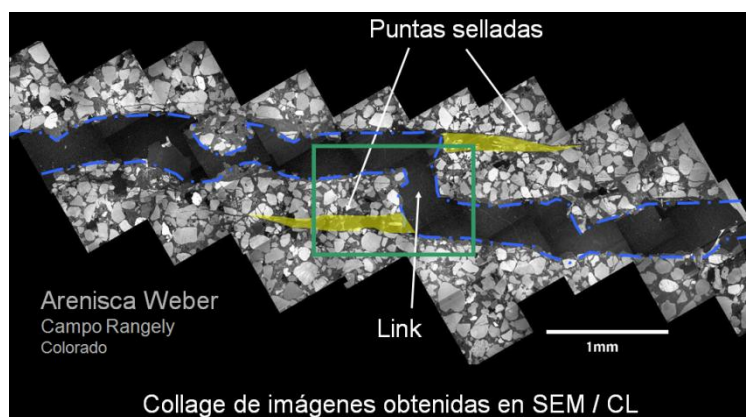


Figura 5.43 Imagen en la que se puede observar una macrofractura que esta punteada en azul y muchas microfrazuras (tomada de Arellano, 2009).

Posteriormente se eligió una zona más pequeña de la imagen anterior (recuadro verde) y se amplió para observar las microfrazuras que atraviesan a los granos y al

cemento; estas son las fracturas representativas de las microfrazas y las macrofracturas (figura 5.44).

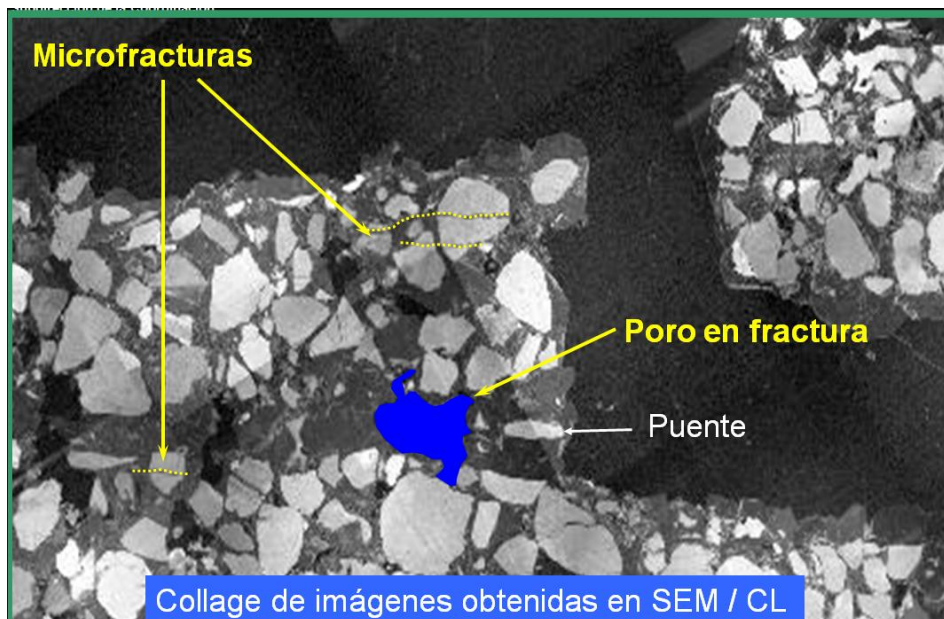


Figura 5.44 Imagen ampliada en la que se observa a las microfrazas en color amarillo y punteadas, las cuales se seleccionaron y ampliaron para facilitar su estudio (tomada de Arellano, 2009).

Las microfrazas que se deben usar para predecir la orientación de las macrofracturas son solamente las microfrazas que cruzan grano(s) y cemento(s) (Laubach, 1997), como las que están punteadas y en color amarillo en la figura 5.45.

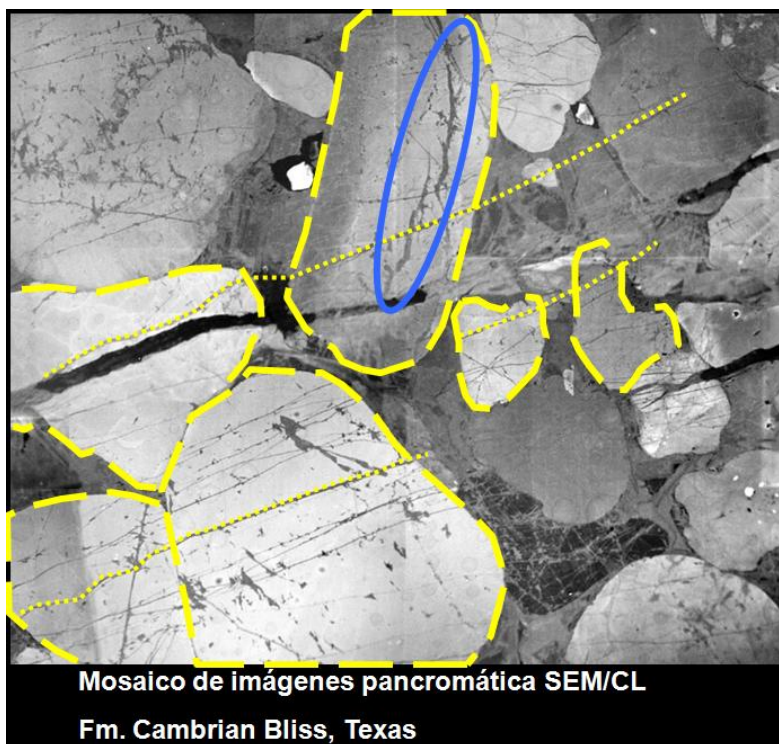


Figura 5.45 Imagen de las microfrazas que son de utilidad para determinar la orientación de las macrofracturas, se utilizan las que atraviesan los granos y el cemento (en color amarillo y punteadas), y no debemos tomar las microfrazas que están solo en los granos de roca porque pueden ser debidas a otros procesos (como las que están en ovalo azul), (tomada de Arellano, 2009).

La orientación final de las microfrazuras y las macrofracturas estudiadas al microscopio y en muestras de mano resulto ser similar (figura 5.46).

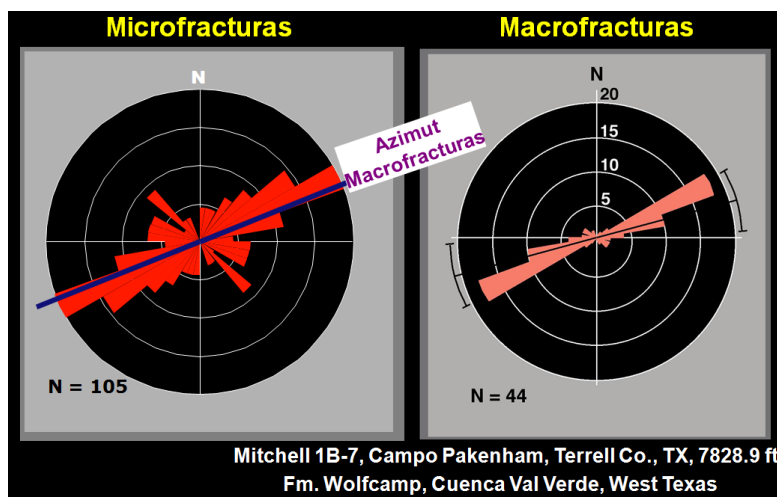


Figura 5.46 Rosetas de rumbos donde se aprecia que la orientación final de las microfrazuras y de las macrofracturas resulto ser muy similar (tomada de Arellano, 2009).

## 5.2 CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS.

La cantidad de información disponible para caracterizar los sistemas de fracturas en la primera etapa del desarrollo de un campo Petrolero reduce el riesgo económico, porque en muchos casos permite que los equipos a cargo de las compañías determinen las direcciones óptimas de los pozos horizontales o desviados, cortando a los sistemas principales de fracturas lo que permitir maximizar la producción y la recuperación de hidrocarburos.

Las características de las fracturas que se deben de estudiar y caracterizar son:

- Morfología.
- Apertura.
- Permeabilidad.
- Porosidad.
- Intensidad (densidad).
- Orientación.
- Interacción fractura-matriz.
- El efecto de la presión de confinamiento.

Los principales objetivos de caracterizar a las fracturas son:

- Conocer los procesos diagenéticos que sufren las rocas del yacimiento, los sistemas de esfuerzos que los afectaron y la deformación resultante.
- Localizar las zonas con mayor fracturamiento (unidades o formaciones geológicas).
- Predecir las zonas donde tendremos perdidas de fluidos durante la perforación de los pozos.
- Ubicar en los pozos las zonas con la mayor intensidad de fracturas abiertas para que sean buenos productores (porque los pozos con fracturas cementadas pueden crear barreras de flujo y los pozos pueden resultar no productores).
- Conocer las características de la porosidad y de qué manera contribuyen a las reservas de hidrocarburos.
- Conocer las direcciones preferenciales al flujo mediante su permeabilidad.



- Localizar a los pozos inyectoros para un proceso de recuperación secundaria o mejorada exitoso.
- Estimar la distancia de las conificaciones de gas y agua generadas en parte por la alta permeabilidad de las fracturas.

Algunos de los métodos que se utilizan para conocer que características tienen las fracturas naturales son los siguientes (figura 5.47 aquí solo abordaremos algunos de estos):

- Núcleos orientados o convencionales.
- Métodos sísmicos.
- Registros geofísicos.
- Pruebas de presión.
- Geoestadística.
- Fractales.
- Trazadores radiactivos.
- Estudios de afloramientos.
- Modelo de los esfuerzos.
- Evaluación petrofísica a escala del pozo.
- Datos de producción.
- Recortes de perforación.
- Fases de deformación, etc.

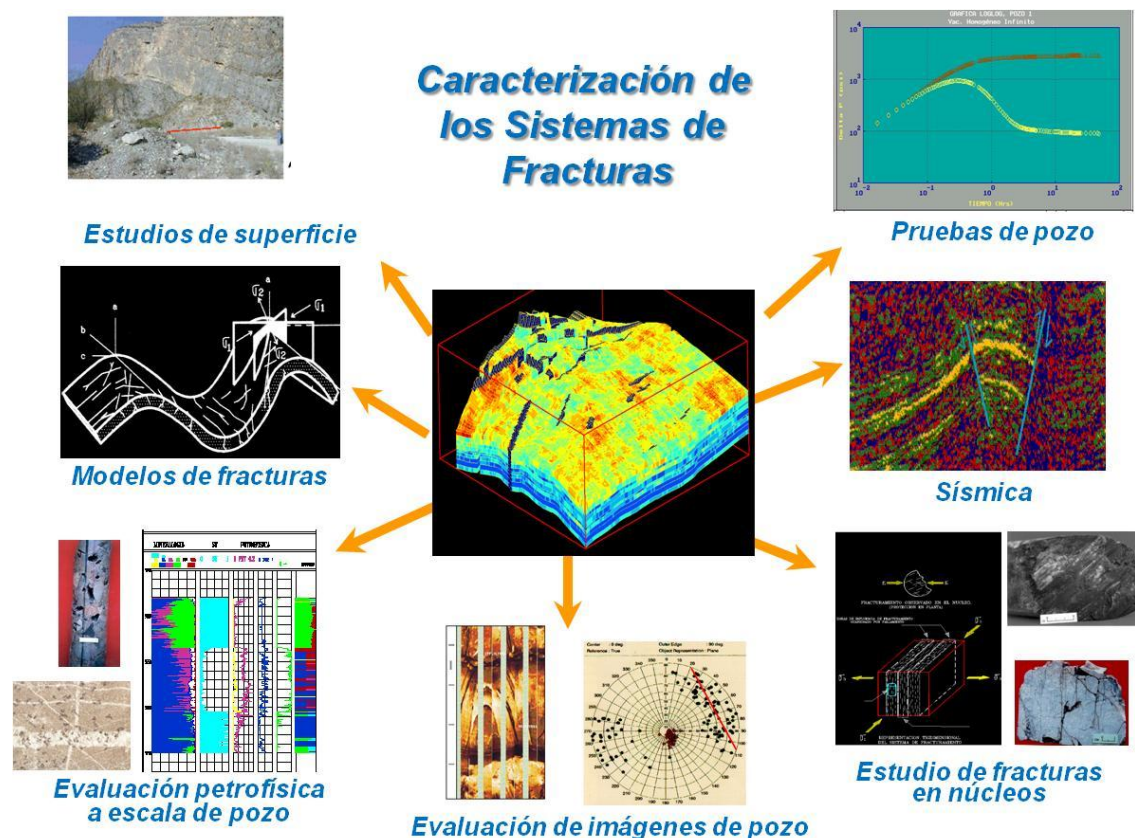


Figura 5.47 Esquema que muestra la información que se debe integrar para la caracterización de los sistemas de fracturas (tomado de KMZ, 2009).



### 5.2.1 MÉTODOS SÍSMICOS.

#### Sísmica.

La información sísmica proporciona información relevante para la caracterización de yacimientos, ya que permite obtener una imagen de las variaciones laterales de las formaciones de interés. Su aspecto fundamental lo representa el cubrimiento en un espacio 3D, mientras que su principal limitación lo representa su baja resolución vertical, con lo que solo las grandes variaciones serán identificadas por los datos sísmicos.

La buena interpretación de los datos sísmicos (figura 5.48) debe partir de un modelo geológico conceptual adecuado del área en estudio. El modelo es una simplificación de la realidad, en el que los únicos elementos incluidos son los que se espera que influyan de manera importante en la interpretación de los procesos y tipos de deformación que afectaron a las rocas del área en estudio. Toda sísmica tiene una resolución definida, la cual depende de las técnicas de adquisición, del procesamiento de los datos y de las características del área en estudio. Cuando se tiene información con una resolución sísmica adecuada, se puede realizar un estudio detallado del yacimiento, en cuanto a su estructura, fallas y límites externos. Por otro lado, cuando la calidad de los datos es inadecuada, es difícil identificar las características estructurales y estratigráficas importantes.

En la interpretación geológica-sísmica (figura 5.48), se reconocen no sólo los horizontes de interés, sino que también se detectan de manera relativamente sencilla, las fallas principales, algunas veces muy evidentes; una vez identificados los sistemas y tipos de fallas, se puede interpretar a los sistemas de fracturas. Esto depende del tipo de detalle que se tenga en la interpretación, entre línea y línea y entre traza y traza (líneas con orientación perpendicular a las líneas de información sísmica). En las áreas de modelación y caracterización de yacimientos se requiere de una interpretación geológica del yacimiento a mayor detalle, de esto depende que se explote de manera óptima los hidrocarburos.

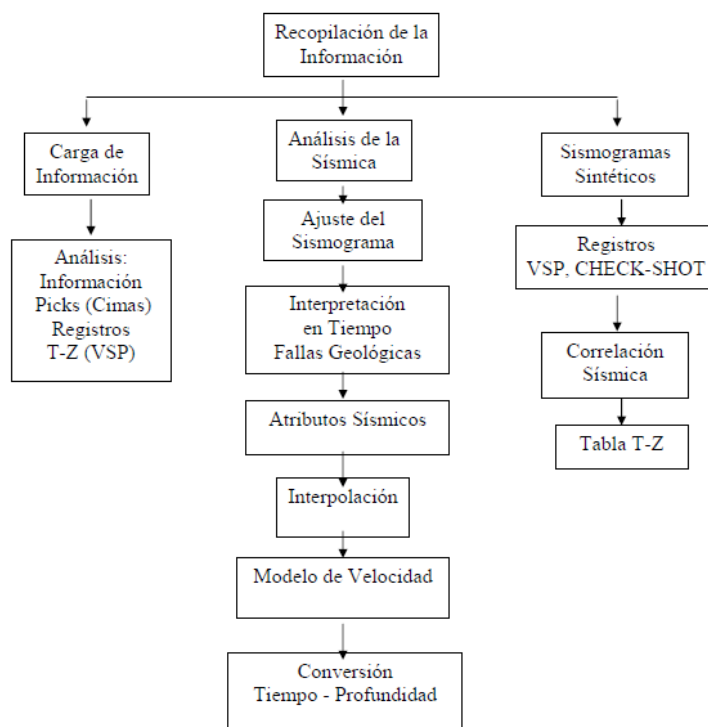


Figura 5.48 Diagrama que se recomienda para la Interpretación Sísmica (tomada de internet: [http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin\\_J/](http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin_J/), 2005, Consultada en el 2009).

La resolución sísmica depende de varios factores, tales como la longitud de onda, la frecuencia, la fase y la amplitud; además de que con los datos sísmicos se pueden obtener algunos de los atributos sísmicos que se relacionan con propiedades físicas de interés, como son: la porosidad, el tipo de fluidos y los sistemas de fracturas de dimensiones considerables, entre otros. Las facies sísmicas son unidades compuestas de reflectores sísmicos con elementos tales como la amplitud, la continuidad, la frecuencia y la velocidad del intervalo; estas características son diferentes de otras unidades o facies adyacentes de diferente litología.

Es muy importante y fundamental en la interpretación sísmo-estratigráfica, entender el medio geológico que genera la reflexión de las ondas sonoras. La reflexión sísmica en general representa una superficie isócrona, excepto en una discordancia, es la respuesta de paquetes de estratos o capas que se encuentran en el subsuelo, donde la superficie de cada unidad litológica tiene cambios de características físicas como son la densidad y velocidad (impedancia acústica), la cual representa superficies depositacionales con límites litológicos definidos. Las superficies inferiores y superiores de los paquetes de estratos o capas, representan cambios de régimen depositacional (energía, ambiente, sedimentación, etc.), por lo que en esos límites la respuesta sísmica corresponde con reflexiones crono-estratigráficas, con cambios en velocidad y densidad.

Vail y otros (1977), elaboraron una lista con los principales parámetros usados en la interpretación sísmo-estratigráfica y su significado geológico. Concluyen que la configuración de los reflectores es de origen geológico, controlado por la estratificación o capas relacionadas a los procesos de depositación, topografía, batimetría, erosión y el contacto entre los fluidos. La continuidad de los reflectores sísmicos depende de los cambios de velocidad y densidad de la superficie de los estratos.

Durante la interpretación sísmica (figura 5.48), considerando que es un método indirecto, se tiene una incertidumbre en el margen de error; desde los parámetros utilizados en el levantamiento sísmico, el procesado de datos, recolección de la información, la identificación (picado) de horizontes (estrato geológico a estudiar), el modelo de velocidad, la conversión tiempo a profundidad, etc., lo que se refleja en el resultado final cuando se interpreta la estructura geológica, el tipo de roca, el volumen de hidrocarburos, etc. El mayor impacto de la incertidumbre del modelo sísmico repercute en el contenido de fluidos en el yacimiento.

### Atributos Sísmicos.

Los atributos sísmicos son mediciones específicas de características geométricas, cinemáticas, dinámicas o estadísticas obtenidas a partir de datos sísmicos básicos. Los atributos sísmicos corresponden con información obtenida de los datos sísmicos originales, ya sea por medición, por lógica o por experiencia basada en el razonamiento, y conocimiento obtenido de casos similares.

Los atributos sísmicos físicos, tales como la velocidad de las ondas P y S, impedancia acústica y elástica, reflectividad de incidencia normal, etc., están influenciados por cambios en las propiedades físicas de las rocas. Algunos atributos sísmicos son más sensibles a cambios en la porosidad de la roca que al tipo de fluido que ésta contiene en los poros. La impedancia acústica de un material con comportamiento elástico es el producto de la velocidad por su densidad. No hay necesidad de interpretar un horizonte para obtener el atributo de impedancia acústica, ya que este se obtiene de una sección o cubo sísmico al aplicarle un modelo de un cubo de velocidad, dando como resultado una sección o cubo de impedancia acústica.

Para los atributos de coherencia (continuidad, correlación, semejanza y covarianza) y varianza, no se necesita interpretar un horizonte, ya que éstos se obtienen directamente de la sección o del cubo sísmico y miden la similitud entre dos trazas sísmicas. Los atributos de amplitud se obtienen de un horizonte interpretado, y en la

práctica se crean mapas de amplitud para identificar puntos brillantes u oscuros, que son indicadores de la presencia de hidrocarburos y de fallas.

Los atributos de frecuencia permiten interpretar diferentes horizontes, las bajas frecuencias instantáneas son un buen indicador de gas, ya que los yacimientos con contenido de gas atenúan las altas frecuencias. Por su parte las altas frecuencias son indicadores de buena estratificación geológica, y se correlacionan con capas de arena, es decir; a mayor estratificación se infiere que existen más capas de arena en una secuencia geológica específica.

En la figura 5.49 se muestra una imagen de una sección sísmica de Ku Maloob Zaap, donde el yacimiento principal se encuentra en las brechas calcareas; las cuales se separan por las líneas en rojo.

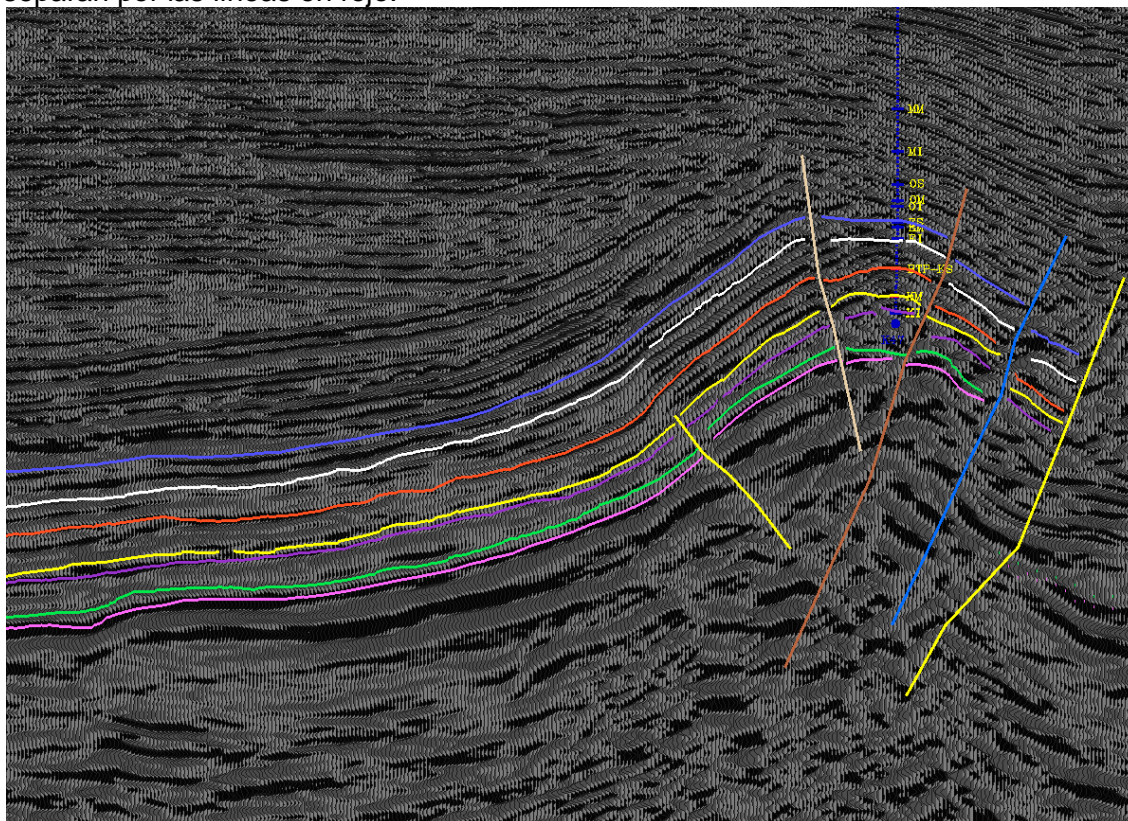


Figura 5.49 Línea sísmica interpretada de Ku-Maloob-Zap donde se muestra la brecha (línea color rojo); la estructura es un anticlinal con sus respectivas fallas (tomada de internet: [http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin\\_J/](http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin_J/), 2005. Consultada en el 2009).

Con las secciones sísmicas se puede identificar en el subsuelo estructuras a gran escala como sinclinales, anticlinales y fallas, etc. y a pequeña escala las fracturas.

### La red sísmica para caracterizar las fracturas.

Los métodos sísmicos, emplean longitudes de ondas de hasta 100 m [328 pies] para detectar la presencia de fracturas naturales utilizando el análisis de anisotropía acimutal, estas técnicas no detectan fallas o fracturas individuales, sino que indican la respuesta promedio a lo largo de un gran volumen de roca. Por ejemplo, la medición de las diferencias de tiempo de tránsito entre la onda de corte rápida y la onda de corte lenta, junto con la dirección de polarización de la onda de corte rápida, ayudan a inferir la intensidad de las fracturas y su orientación, respectivamente. La intensidad de fractura es una descripción cualitativa del grado de fracturamiento natural, que normalmente proviene de los atributos de tiempo de tránsito sísmico. Los métodos sísmicos de caracterización de fracturas comprenden la determinación de la anisotropía de la velocidad, la variación de la amplitud azimutal con el desplazamiento



y la variación del retraso normal con el azimut. En la figura 5.50, ilustran las características más relevantes de los métodos sísmicos para la interpretación de las fracturas. El diagrama de fracturas (extremo superior izquierdo) muestra las fracturas verticales con rumbo norte-sur, que producen la separación de las ondas de corte que ayuda a determinar la dirección de las ondas de corte rápidas (vectores de polarización rojos de dirección norte-sur) y la dirección de las ondas de corte lentas (vectores de polarización azules de dirección este-oeste). La sinusoide muestra cómo puede determinarse la anisotropía a partir de las variaciones de la velocidad compresional y de la velocidad de corte con el azimut (extremo superior derecho). El diagrama sísmico terrestre (extremo inferior izquierdo) muestra los reflectores para las colecciones de trazas de punto medio común, desde dos direcciones fuente-receptor. El diagrama sísmico del fondo marino (extremo inferior derecho) demuestra los efectos de la anisotropía sísmica, a través de dos rayos: un rayo rápido que se dirige hacia el sur, desde una posición de fuente situada al norte del cable receptor de fondo marino; y un rayo lento que se dirige hacia el oeste, desde una posición de fuente situada al este, por encima del cable receptor de fondo marino. En los levantamientos 3D, se consideran todas las direcciones azimutales.

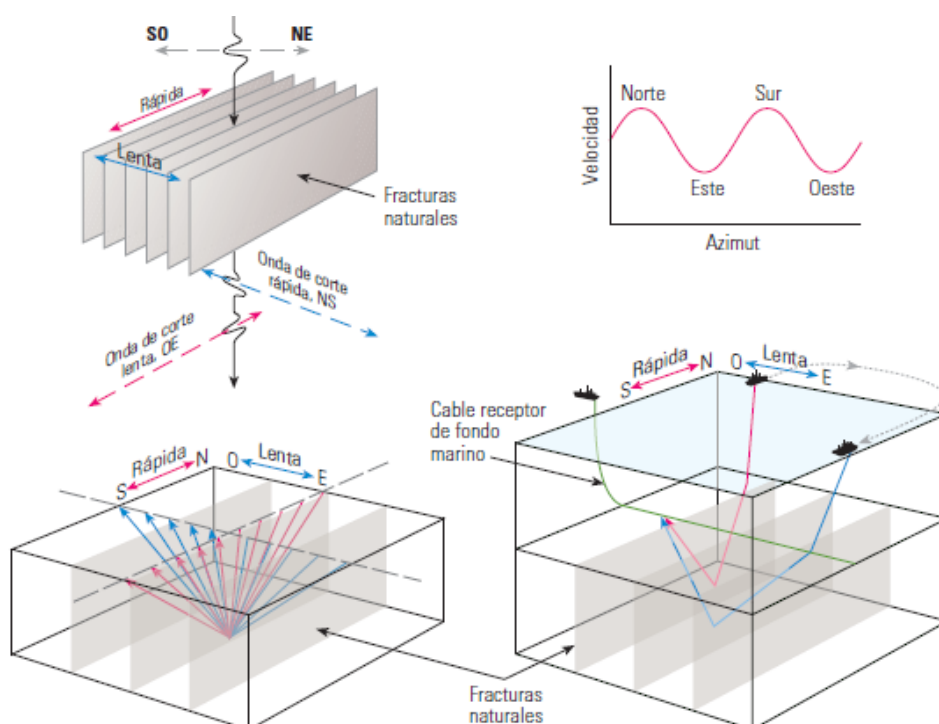


Figura 5.50 Esquemas que muestran los métodos sísmicos de anisotropía azimutal. Con diagramas que indican los métodos de adquisición sísmica terrestre y marina, utilizados para detectar la anisotropía inducida por las fracturas (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

### 5.2.2 REGISTROS GEOFÍSICOS.

Un registro geofísico es una representación geográfica de una propiedad física de la roca con relación a la profundidad.

Los registros geográficos constituyen una excelente fuente de información para la evaluación de las formaciones, en el subsuelo las técnicas actuales de interpretación de esos registros permiten interpretar los siguientes parámetros:

- Determinar la litología del yacimiento.
- Conocer la ubicación y orientación de las fracturas.
- Establecer la ubicación de los contactos agua-aceite y gas-aceite.



- Calcular la saturación de aceite residual en la zona invadida por agua.
- Evaluar el orden de magnitud de la porosidad total, de la porosidad de la matriz y de la porosidad secundaria.

Para tomar un registro geofísico se debe contar entre otras cosas con un dispositivo como el que se muestra en la figura 5.51, el cual esta integrado por una estación de trabajo, cable, y la herramienta del registro correspondiente a la propiedad que se desea medir.

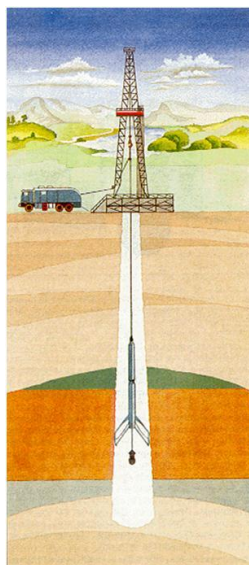


Figura 5.51 Imagen que muestra el equipo necesario para correr un registro geofísico, como son: la estación de trabajo, el cable y la herramienta del registro correspondiente (tomado de internet <http://gustato.com/petroleo/Petroleo2.html>, consultada el 26 de enero del 2010).

Es evidente que la información derivada del análisis de los registros debe integrarse, con los datos obtenidos del análisis de núcleos y de las pruebas de variación de presión con la finalidad de afinar la caracterización del yacimiento en estudio. Los registros geofísicos proporcionan información confiable cuando se seleccionan, calibran, corren y analizan apropiadamente, también es conveniente puntualizar las siguientes indicaciones sobre el análisis de registros: los resultados no son siempre correctos, los resultados no son exactos, ya que el análisis está basado en correlaciones empíricas; la incertidumbre surge especialmente al tratar con yacimientos naturalmente fracturados.

La mayoría de las técnicas actuales usadas para el descubrimiento de la fractura natural no mide propiedades de flujo directamente, por ejemplo, el análisis del núcleo puede identificar fracturas, pero es incapaz de diferenciar a las pequeñas y aisladas que tienen alta permeabilidad. En un yacimiento fracturado, la pérdida de lodo puede indicar la presencia de fracturas naturales permeables.

Los métodos geométricos miden los atributos específicos para identificar y caracterizar las fracturas naturales y evaluar su impacto potencial sobre la producción o la inyección. Si bien las mediciones tradicionales obtenidas de los registros, tales como el calibrador y el registro de micro-resistividad pueden indicar la presencia de las fracturas naturales, en general no son cuantitativas. Las técnicas actuales más comunes de evaluación de las fracturas a pequeña escala basadas en registros, utilizan tecnologías de generación de imágenes de la pared del pozo ultrasónicas y de resistividad, que pueden ser desplegadas mediante métodos con cable o LWD.

La resolución de las herramientas eléctricas de generación de imágenes de pared de pozo operadas con cable es excepcional, la forma más detallada de evaluar los

yacimientos naturalmente fracturados es mediante la adquisición de núcleos de diámetro completo en los intervalos de interés.

La clave para que la producción sea económicamente rentable de los yacimientos fracturados, es la obtención de suficiente información para estimar las reservas recuperables y la predicción óptima de la localización de los pozos. Las imágenes de pared de pozo son un excelente método para la evaluación de los yacimientos fracturados.

PEMEX recomienda que los registros de imágenes se deben tomar en por lo menos el 50% de los pozos en los yacimientos carbonatados y al menos en el 10% de los pozos en yacimientos en rocas clásticas. Los registros de imágenes son recomendables para los yacimientos con porosidad secundaria, y en clásticos para apoyar el modelo sedimentario. Los registros de imágenes se utilizan para la determinación de las fracturas, su estado, orientación, etc.

#### LAS HERRAMIENTAS DE IMÁGENES DE PARED DE POZO.

Una imagen fotográfica exacta de la pared del pozo es una herramienta ideal para la evaluación de las fracturas, pero la imagen es útil si la fractura intercepta al pozo perforado. Una fractura por lo regular esta a pocos centímetros hacia otra parte de la trayectoria del pozo perforado, por lo que la herramienta de imagen del pozo no identificaría a esta fractura, sin embargo, si las condiciones del yacimiento son determinadas basándose únicamente en tales imágenes, la evaluación del yacimiento sería inexacta.

PEMEX recomienda la toma de algunos registros para identificar a las fracturas en el pozo. (tabla 5.2)

		SCHLUMBERGER	HALLIBURTON	PRECISION DRILLING
RESISTIVIDAD	Doble Laterolog	DLL, ARL	DLLT	DLL
	Inducción	ISF	IEL	IT
	Doble Inducción	DIL	DIL	DIT
	Arreglo Inductivo	AIT	HRI	STI
ECHADOS	Echados de Alta Resolución Estratigráfica Base Agua	SHDT	SED	SED
	Echados Base Aceite	OBDT	SED(OB)	SED
IMÁGENES	Imágenes Base Agua	FMI	EMI	HMI
	Imágenes Base Aceite	OBMI	OMI	HMI
	Ultrasónico de Imágenes (Open Hole)	UBI	CAST-V	UIT
	Ultrasónico de Imágenes (Cased Hole)	USI	CAST-V	UIT
RADIOACTIVOS	Rayos Gamma	GR	GR	GR
	Rayos Gamma Espectral	HNGS	CSNG	SGR
	Litodensidad	LDL	SDL	SpeD
	Neutrón Compensado	CNL	CNL	CNT
	Neutrón Epitermal	APS	DSN	CNS
	Saturación de Yacimiento (Cased Hole)	RST	RMT	PND
ACÚSTICOS	Sóico Compensado	BHC	FWS	BCS
	Sóico Dipolar	DSI	WSTT	MDA
RESONANCIA MAGNÉTICA NUCLEAR	Resonancia Magnética	CMR	MRIL	NMR

Tabla 5.2 Tabla en la que se muestran las características de los registros que son de utilidad para estudiar Fracturas (tomada de: PEMEX, 2009).

Los principales registros de imágenes y las cámaras de video que nos sirven para identificar a las fracturas en las paredes del pozo son:

- FMI, UBI (de Schlumberger).
- EMI, CAST-V y OMI (de Halliburton).
- Cámara de video hacia abajo del pozo (DHV) (de Halliburton).

Los tipos de herramientas de imágenes que comercializa Halliburton y que están actualmente disponibles en el mercado son: herramientas de imágenes ultrasónicas, herramientas de microimágenes eléctricas, y herramientas de imagen de video. Cada herramienta tiene una aplicación y alcance específicos, dependiendo de las condiciones del medio ambiente en el cual funcionara óptimamente.

Las herramientas de imágenes acústicas proporcionan información sobre la topografía del pozo perforado, mientras que las herramientas de imágenes de resistividad proporcionan información sobre los fluidos dentro de las fracturas abiertas.

Los registros de imagen de pared de pozo proporcionan una fotografía desenrollada (plana en 2D) (de norte a norte) y cubre los 360° del interior de un pozo perforado. Las fracturas se muestran como trazos senoidales en la fotografía desenrollada (figura 5.52). El intérprete debe seleccionar puntos a lo largo del trazo de la fractura y con un programa de cómputo adecuado se calcula el rumbo del estrato, su inclinación. Se puede utilizar para obtener un mejor resultado una combinación de herramientas acústicas y de resistividad.

### Análisis cuantitativo de las fracturas (figura 5.52).

Las características de las fracturas en el plano (en 2-D) son expresadas como ondas senoidales, las cuales corresponden con elipses en las paredes del pozo perforado (en 3-D).

La inclinación de las elipses refleja la magnitud de la inclinación, la orientación de las fracturas y de la estratificación.

El rumbo del estrato aparente y la inclinación están relacionadas a las amplitudes e inflexiones de las ondas senoidales.

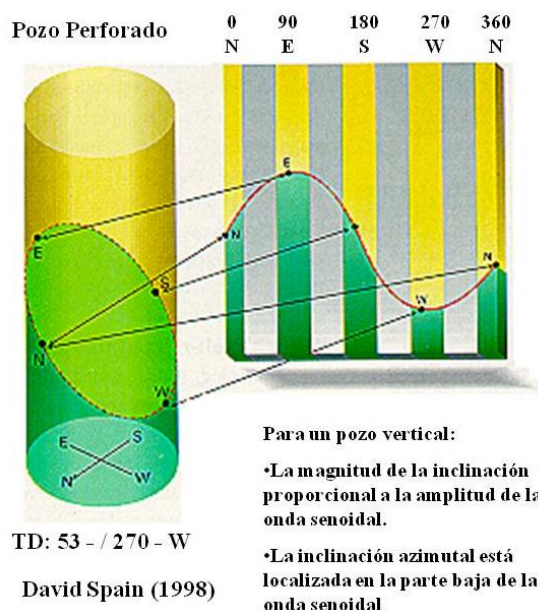


Figura 5.52 Esquema que muestra como se vería una fractura en el pozo perforado y como se vería en un plano en 2-D (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

## Registros de imágenes que utiliza Halliburton para identificar fracturas en las paredes del pozo.

Para la identificación de las fracturas naturales e inducidas por la perforación, o las microfisuras, se utilizan las siguientes herramientas:

- Herramientas de imágenes ultrasónicas, como la Herramienta Circunferencial Acústica de Escaneo (CAST-V = Circumferential Acoustic Scanning Tool), esta herramienta muestra una imagen completa de la pared del pozo; el fluido en el pozo debe ser un lodo base aceite. Esta herramienta provee la mejor imagen calibradora del pozo perforado.
- Herramienta de Microimagen Eléctrica (EMI = Electrical Micro Imaging) esta herramienta provee la imagen más detallada de la pared del pozo, pero para obtenerla debe ser corrida en un fluido conductor; las imágenes tienen un campo limitado de visión, dependiendo del número y tamaño de los patines.
- Cámaras de video con vista hacia abajo del pozo (DHV), esta herramienta provee una imagen completa de la pared del pozo perforado y del contenido de fluidos. Los DHVs pueden ser usados únicamente si el fluido dentro del pozo está limpio, por lo que no pueden transmitir imágenes a través de un lodo de perforación de uso común.

Halliburton recomienda contestar las siguientes preguntas antes de correr sus registros de imágenes EMI / OMI y CAST-V.

1.- ¿Qué tipo de fluido tiene el pozo perforado?

Lodo Base Aceite (OBM = Oil Based Mud). Usar OMI y/o CAST-V.

Lodo Base Agua (WBM = Water Based Mud). Usar EMI y/o CAST-V.

2.- ¿Qué tipo de litología tiene?

Roca dura. Usar EMI y/o CAST-V.

Roca suave. Usar EMI y/o OMI.

3.- ¿Qué es lo que quiere analizar de la litología?

Fracturas, vugulos y estructuras. Usar EMI y/o CAST-V.

Características estratigráficas. Usar EMI y/o OMI.

Las herramientas que se utilizan para los registros de imágenes y echados se muestran en la figura 5.53.



Figura 5.53 Fotografía de las herramientas que se utilizan para el registro de imágenes. En las ultrasónicas acústicas (CAST-V) se utiliza la herramienta de la parte superior izquierda, la herramienta que se utiliza para el registro de imágenes eléctricas en lodos no conductivos base aceite (OMI) es la imagen inferior izquierda; la herramienta que se utiliza para el registro de imágenes eléctricas en lodos conductivos (EMI) es la imagen de la derecha (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004.)

Un ejemplo de los registros de imágenes eléctricas, obtenida con las herramientas de Halliburton, se tiene en la figura 5.54 en el que se muestra una imagen de los echados (Dip) y la imagen en 2-D y 3-D del registro EMI en el que se observan fallas, fracturas, ovalidad del pozo perforado y un pad o patin.



### Registro de Imágenes Eléctricas - EMI

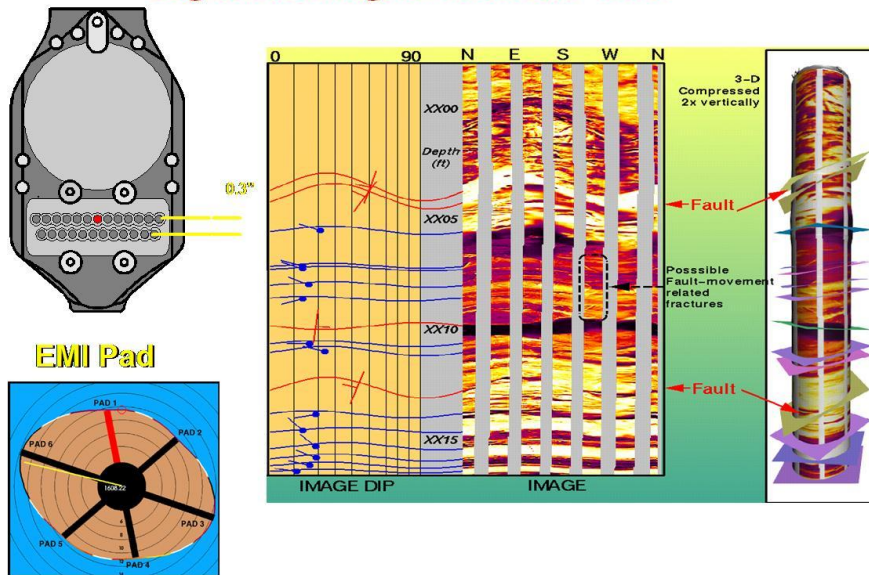


Figura 5.54 Imágenes que muestran las partes del registro EMI y un ejemplo en 2-D y en 3-D de fracturas y fallas; también se muestra una imagen de los echados (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).

Las herramientas que utilizan los registros acústicos de imágenes CAST-V se pueden observar en la figura 5.55.

### Registro de Acústicas – CAST-V

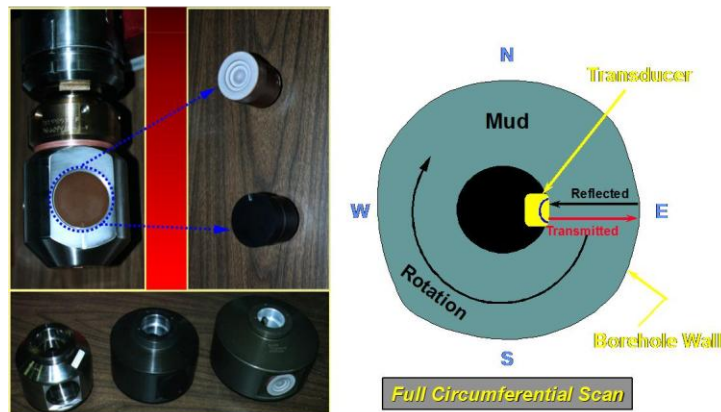


Figura 5.55 Fotografías que se muestran las partes del registro CAST-V (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).

LOS REGISTROS EMI PRESENTAN LAS SIGUIENTES CARACTERÍSTICAS (figura 5.56):

- Proporcionan información en tiempo real.
- Cuenta con una estación de trabajo para el procesamiento e interpretación de la información.
- Tiene 6 pads o patines o articulaciones (cada patín es independiente). Tiene una resolución de 0.2 pulgadas.
- Cada pad o patín es independiente y tiene 25 sensores o electrodos en contacto con la formación y miden la microresistividad. Esta configuración da un total de 150 medidas de microresistividad en cualquier instante dado. Las 150 curvas generadas por la herramienta son procesadas para construir una imagen electromagnética de la pared del pozo perforado en un rango muestreado de 120 muestras por pie o una muestra por 0.1 pulgadas (figura 5.56). El resultado es una imagen electromagnética compuesta de 18,000

medidas individuales por pie. La cobertura relativa de la pared depende del diámetro del pozo perforado. Los seis patines dan muy buena cobertura radial (cada uno en 60° alrededor del pozo perforado).

- El armado de seis patines es completamente independiente, y los patines giran alrededor de su eje vertical para asegurar el buen contacto del patin con la pared del pozo perforado, porque generalmente los pozos perforados tienen forma irregular.
- La corriente es emitida de la sección más baja de la herramienta, hacia la pared del pozo y los botones del patin la reciben.
- Se convierte la señal en colores determinados: para las estratificaciones de lutitas en morado, areniscas en anaranjado, carbonatos en blanco.
- Tiene un paquete de navegación que proporciona información precisa de su posición, movimiento, dirección y orientación dentro del pozo perforado.

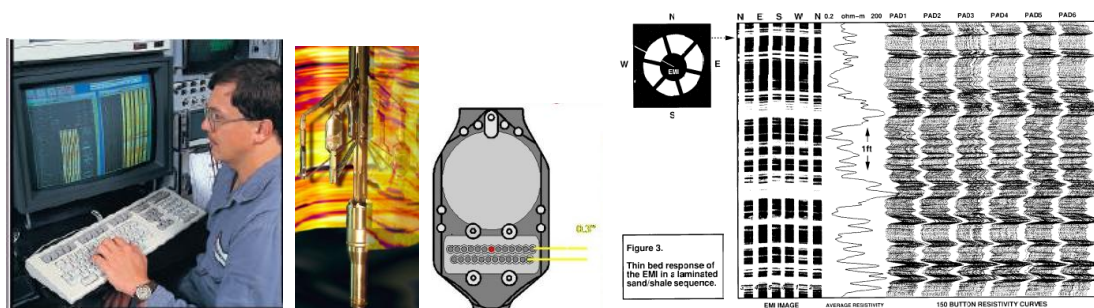


Figura 5.56 Imágenes que muestran la estación de trabajo, la herramienta EMI, un patin, un registro con cada medición de microresistividad de cada botón (tomada de: 52.- EMI Interpretation Brochure. Modificada, 1995).

## LOS REGISTROS CATS-V PRESENTAN LAS SIGUIENTES CARACTERÍSTICAS:

- El CAST-V tiene dos transductores que actúan como transmisores y receptores de señales sónicas en el rango ultrasónico.
- El transductor de la cabeza giratoria envía pulsos de señal acústica que ante un cambio de impedancia (fluido a sólido) rebota por lo que el mismo transductor lo detecta.
- El segundo transductor, llamado “celda de lodo” envía una señal a través del fluido que detecta a una distancia fija conocida.
- La herramienta CAST-V puede ser utilizada tanto en agujero descubierto como en agujero entubado.
- Ofrece un perfil completo de los 360° del pozo. El cual puede ser presentado en una variedad de formatos bidimensionales y tridimensionales.
- Existe un sistema computarizado potente y sencillo de operar para el análisis de las imágenes, graficas y datos de curvas normales de perfiles a partir de este avanzado dispositivo de registros.

### Aplicaciones:

- En agujero descubierto se obtienen micro imágenes acústicas de formación que tienen las siguientes aplicaciones: identificación de fracturas con gran efectividad, dado que abarca los 360 grados de la pared del pozo, con alta resolución vertical y radial; homogeneidad de la formación; diferencias de capas en la formación; determinación de la inclinación de las capas de la formación; presencia de huecos por disolución de la roca (vugulos), y detección de fracturas (naturales o inducidas). La imagen acústica del pozo se puede ver gráficamente en 2-D y 3-D mostrando el conjunto de todas características anteriores.

- En agujero entubado se obtienen imágenes ultrasónicas que tienen las siguientes aplicaciones: determinación de impedancia acústica y fuerza de compresión del cemento; lo que ayuda en la determinación de la condición de la tubería (geometría de la tubería de revestimiento); es la mejor herramienta para la detección de canalización en el cemento. Con microanillo es posible interpretar los arribos de alta amplitud por lo que no se observará, al rededor de la tubería imágenes del cemento; se puede determinar también la geometría del pozo/tubería.

#### Limitaciones:

- El CAST-V debe ir centralizado de lo contrario las lecturas serán deficientes.
- Esta herramienta no puede ser corrida en espacios vacíos (con aire).
- A su vez esta herramienta es muy sensible a sistemas de lodo con cortes de gas.

#### Accesorios Principales:

- Centralizadores y cabezas muestreadoras.
- El diámetro es dependiente de la condición del pozo.

#### Práctica operativa:

- Se deben usar centralizadores.
- No existen calibraciones de campo para esta herramienta.

#### Especificaciones técnicas (figura 5.57):

- Máxima temperatura / presión: 350°F (177°C) / 20,000psi (137.9MPa)
- Diámetro mayor: 3.63" (9.21cm)
- Longitud / peso: 17.9ft (5.46m) / 316lb (143kg)
- Diámetro interior mínimo del pozo 4.5" (11.43 cm) y máximo 13.0" (33 cm)
- Profundidad de investigación de la medida: N/A el concepto de la medida es visualizar la pared del pozo y por lo tanto no se penetra en la formación.
- Resolución vertical: la herramienta efectúa 200 muestreos por giro por lo tanto detecta características hasta de 1.8° radiales y con velocidad regular de registro por lo que puede efectuar un muestreo vertical cada 0.3 pulgadas en resolución regular.
- Alta resolución vertical: la herramienta registra 40 vueltas por pie (0.3 pg. verticales entre muestreo). Existen opciones de muestreo por pie recorrido de 60 vueltas (0.2 pg.), 90 vueltas (0.13 pg.) y 120 vueltas (0.1 pg.).

\* El diámetro mayor dependerá de la cabeza de muestreo que se utilice. El diámetro de la herramienta en sí es el especificado.

#### Parámetros medidos:

- Amplitud: De la señal acústica que rebota de la pared del pozo o de la tubería.
- Tiempo de viaje: El tiempo que tarda la señal acústica desde que sale del transductor de la cabeza giratoria hasta que regresa a él rebotada por la pared del pozo o de la tubería.
- Tiempo de viaje del fluido: Es el tiempo que tarda la señal en viajar por el fluido medido por el transductor "celda de lodo", siendo conocida la distancia en el fluido que viajará la señal acústica; por medio de esta medida se conoce la densidad del lodo. Utilizando esta medida se calibra el registro en forma continua por la densidad tanto en pozo descubierto como en pozo entubado.
- Señal de resonancia: Es el análisis de la señal, es producto del eco resonante de la señal acústica en la tubería. Ésta es una aplicación en pozo entubado únicamente y se utiliza para medir el grado de adherencia del cemento a la tubería.

- Ángulo de inclinación y azimut: Corrido con su complemento (SDDT o sub direccional) se puede determinar la dirección con respecto a la horizontal, vertical y norte magnético de la herramienta.

**Productos procesados:**

Los productos procesados que se pueden obtener a partir de la información del CAST-V son varios; los básicos son las imágenes estáticas y dinámicas. Un registro de calibrador con 200 curvas en agujero descubierto y 100 curvas en agujero entubado puede ser generado y utilizado. En agujero descubierto se puede presentar adicionalmente el índice de amplitud y orientación de las fracturas, echados estructurales y estratigráficos. La información obtenida puede ser utilizada para análisis sedimentológico.

**Control de calidad básico**

En las aplicaciones de pozo entubado (imágenes ultrasónicas), se debe presentar una calibración “shop” que debe ser efectuada en tubería libre como referencia para el registro.



Figura 5.57 Fotografías que muestran la herramienta CAST-V y las características que debe tener el pozo perforado, una imagen en 3-D cilíndrica de la imagen del CAST-V (tomado de: EL-1101, 1995).



## ANÁLISIS DE LAS IMÁGENES.

Las imágenes son producidas en tiempo real en el lugar donde se encuentra el pozo, corresponden con la adquisición y análisis de los datos de la imagen con un software especializado que puede ser InterView, o cualquier otra. El análisis de la imagen y algunas técnicas que realzan la identificación de algunas características del yacimiento.

### Los registros de imágenes eléctricas (EMI) y acústicas (CAST-V).

Estos registros tienen aplicaciones (en 2 dimensiones y 3 dimensiones) y se utilizan para identificar en las paredes del pozo perforado, las siguientes características:

- Fracturas naturales (abiertas, mineralizadas, orientación, inclinación, etc).
- Fracturas inducidas durante la perforación.
- Fallas.
- Identificación de la porosidad secundaria, como los vugulos.
- Análisis detallado de algunos atributos estratigráficos y sedimentológicos.
  - La identificación de estratos.
  - Análisis de yacimientos laminados delgados.
  - Echado.
  - Discordancias, etc.
- Ovalidad del pozo durante su perforación (EMI).
- Cementaciones (CAST-V)

### Fracturas naturales.

Las fracturas naturales constituyen una parte significativa de la producción de los hidrocarburos de los yacimientos. Uno de los medios de evaluación de estas formaciones fracturadas es utilizando registros geofísicos de pozo.

Todas las herramientas de registros responden a la presencia de algunas características las fracturas naturales, pero no solo los registros proveen toda la información necesaria. La mayoría de las respuestas son cualitativas, las principales herramientas para identificar fracturas individuales o zonas fracturadas, son las herramientas acústicas, específicamente las herramientas de imagen del pozo, sin embargo, son una combinación de registros estándar, tales como resistividad, densidad, neutrón, rayos gama, y calibrador (caliper) pueden proporcionar información suficiente para identificar zonas de fracturas.

Una aproximación más cuantitativa es de utilidad para conocer la apertura de la fractura, longitud, e intensidad. La extrapolación de las medidas del pozo perforado a las medidas del yacimiento y la orientación del campo de esfuerzos también proveerían un análisis más preciso del yacimiento fracturado.

Las mejores prácticas incluyen el uso de las herramientas de imágenes del pozo, utilizan los métodos de los registros acústicos en forma de una onda senoidal.

Las fracturas naturales generalmente tienen una inclinación determinada, si logramos cruzarlas con el pozo perforado veríamos su inclinación. Los ejemplos de registros de imágenes CAST-V y EMI, corridos simultáneamente se muestran en las figuras 5.58 y 5.59, que nos sirven para realizar una comparación.

La figura 5.58 muestra que en el registro CAST-V de la izquierda se amplía la área de interés: En la RAW AMPLITUDE está sin trabajar, y la ENHANCED AMPLITUDE esta trabajada y se observan: agujeros de los núcleos de pared, fallas, fracturas, el cable. En el registro EMI de la derecha se amplía la área de interés: En la EQUALIZED EMI IMAGE está sin trabajar, y la ENHANCED EMI esta trabajada y se observan: agujeros de los núcleos de pared, fracturas, y la ranura del cable, adicionalmente se observa una falla que en el CAST-V no se identifica. Se identifican lutitas en la parte superior y areniscas en la parte baja.

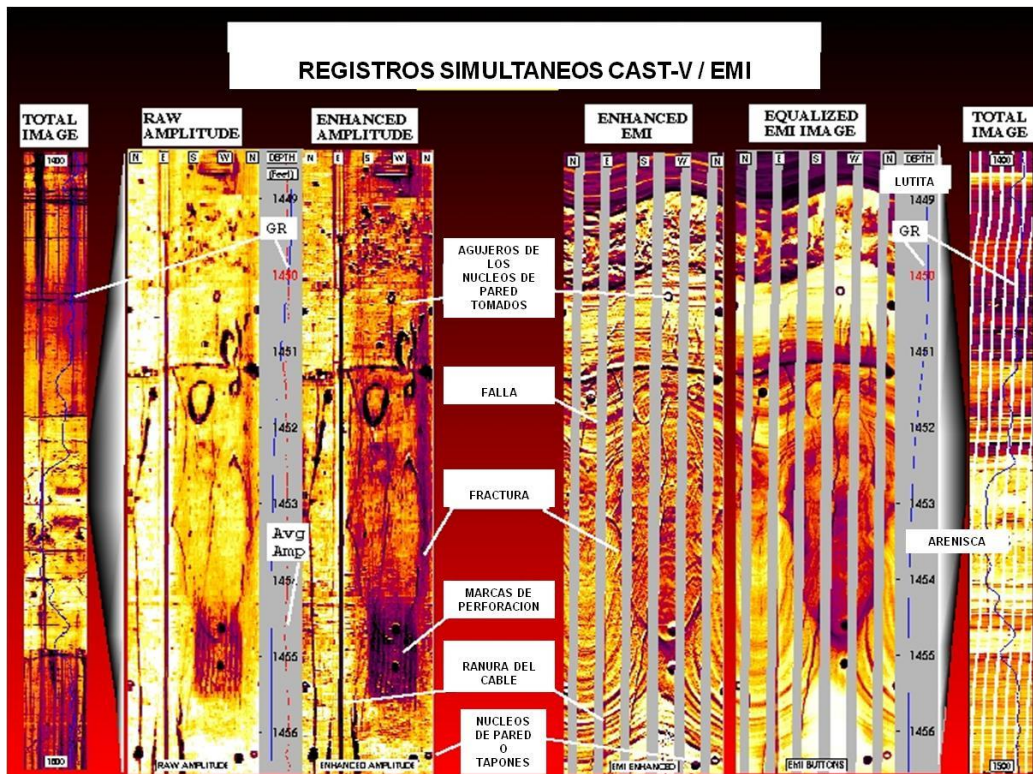


Figura 5.58 Se muestra un registro CAST-V en el lado izquierdo y un registro EMI del lado derecho; de la misma area de interés que fue ampliada. Observándose diversas características como las fracturas, etc., en lutitas y areniscas (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).

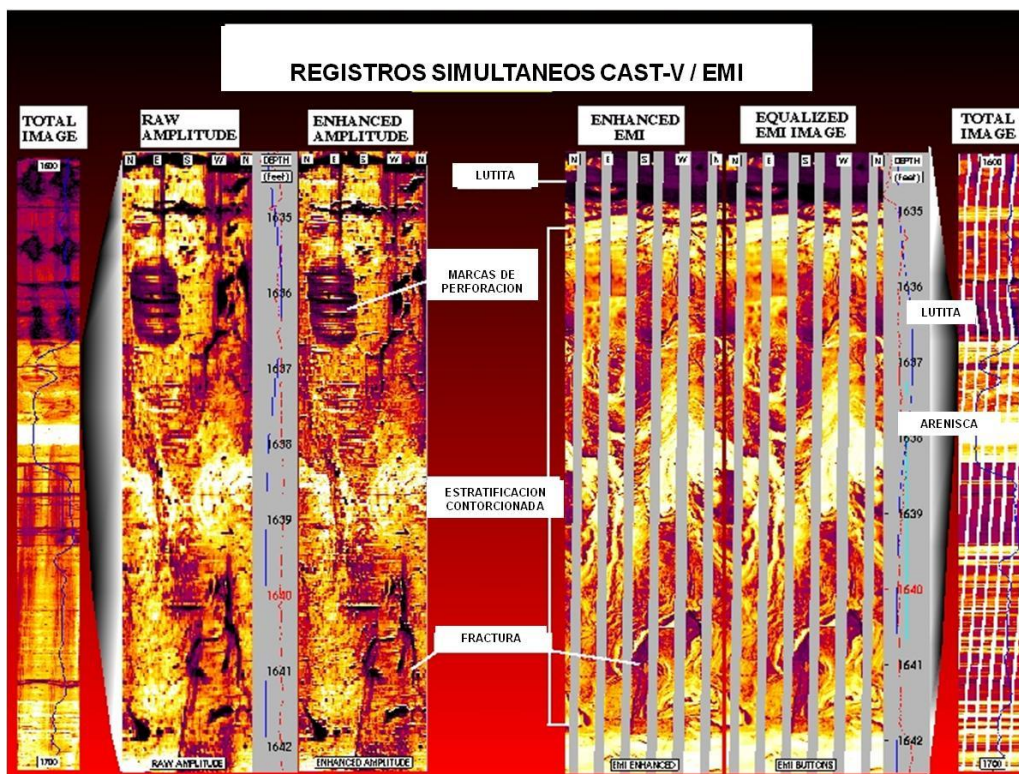
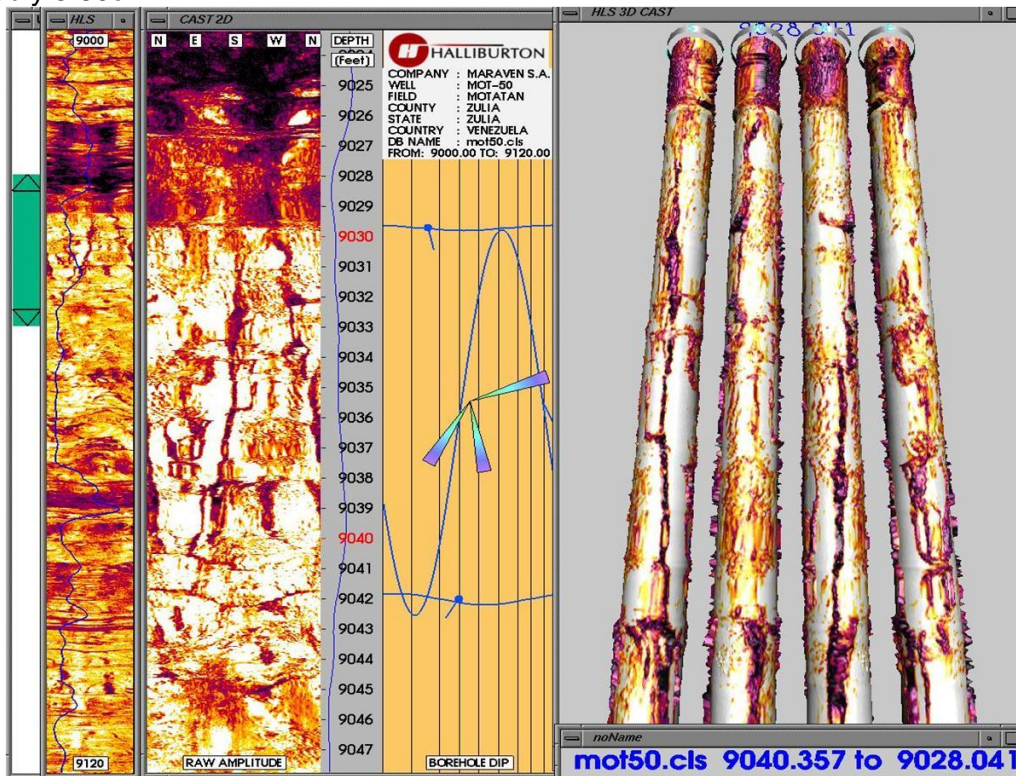


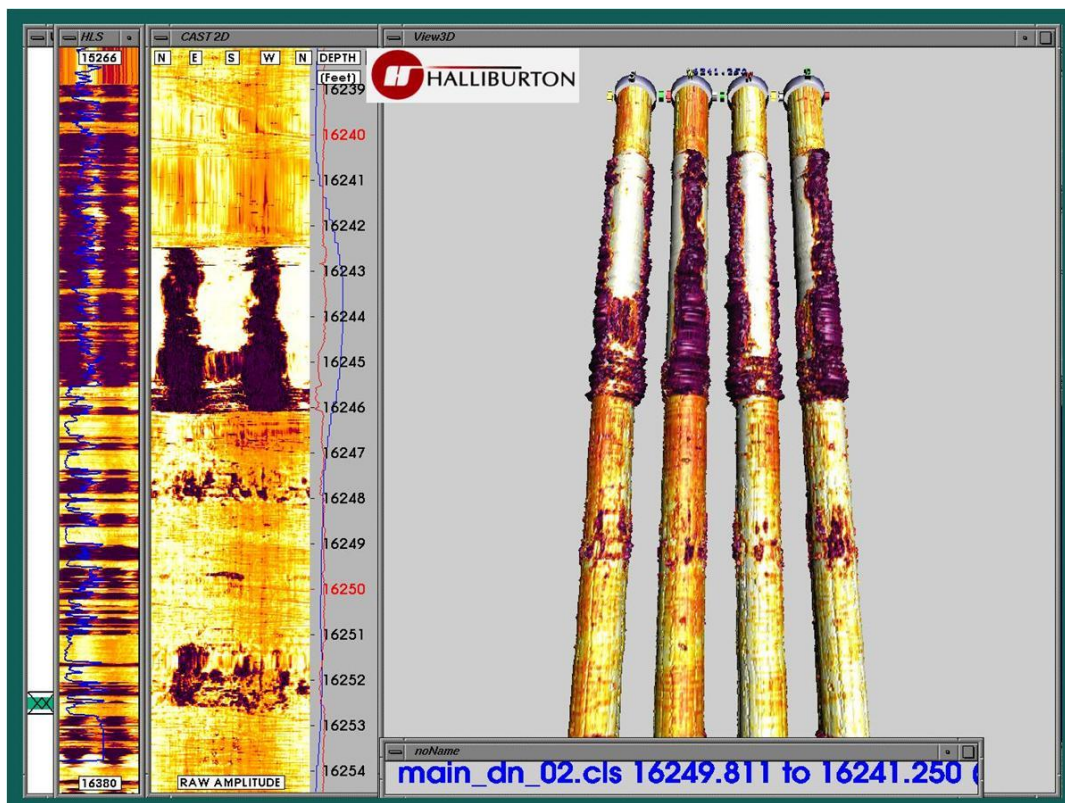
Figura 5.59 Imágenes de registro EMI en el que se aprecia mejor la estratificación contorsionada o convoluta (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).



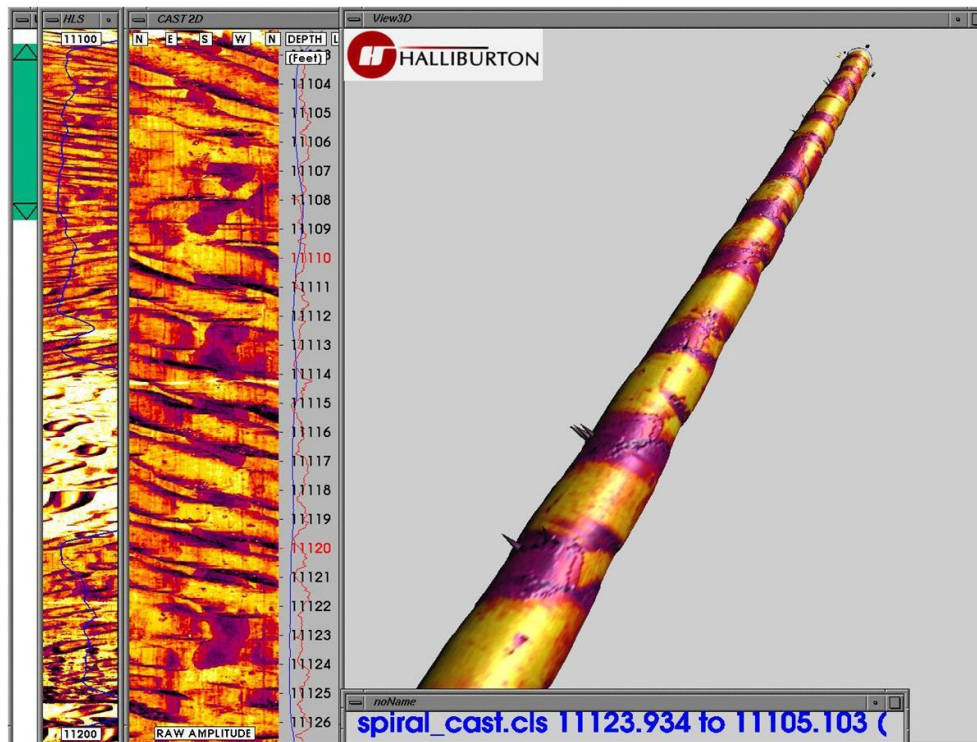
Otros registros CAST-V donde se tienen fracturas se muestran en las figuras 5.60a, 5.60b y 5.60c.



Figuras 5.60a Imágenes que muestra un sistema de fracturas en el registro CAST-V en 2-D y 3-D (en cilindros), en el registro de echados, en ambos casos las fracturas se identifican por las discontinuidades marcadas por el cambio de color (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).

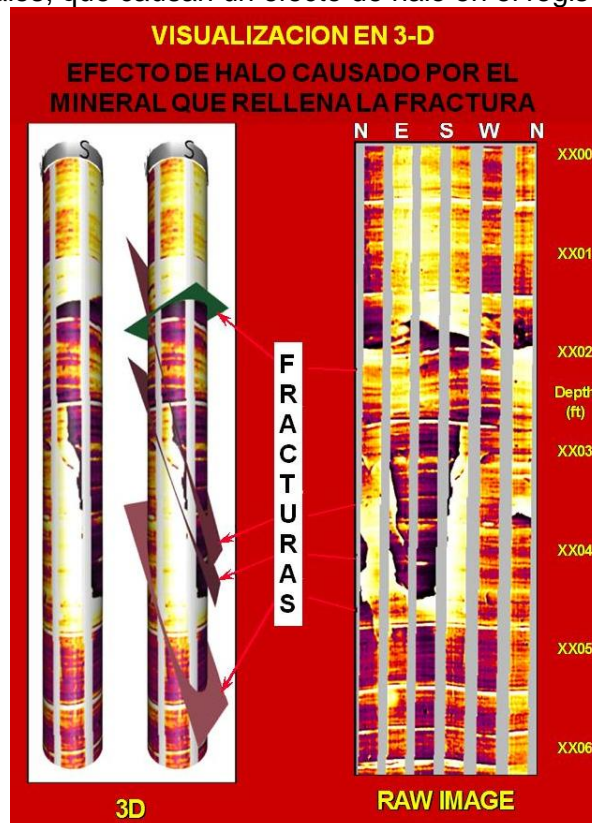


Figuras 5.60b En la imagen se muestra un registro CAST-V en 2-D y 3-D, con dos zonas de micro fracturas (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).



Figuras 5.60c Imagen que muestra un registro CAST-V en 2-D y 3-D (en espiral). Los picos corresponden con fracturas (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).

En la figura 5.61 se observa una fractura mineralizada, en un registro de imagen en 2-D y 3-D, que fue corrido en un pozo que contiene un lodo base agua. La fractura esta rellena por minerales, que causan un efecto de halo en el registro de imagen.



Figuras 5.61 Imagen en la que se observan fracturas cerradas con minerales en lodo base agua. En 2-D (derecha) y 3-D (izquierda), (tomada de Halliburton: Imágenes y echados con ejemplos, 2004).



En la figura 5.62 se muestra un registro EMI en 2-D en el que se pueden observar fracturas en areniscas.

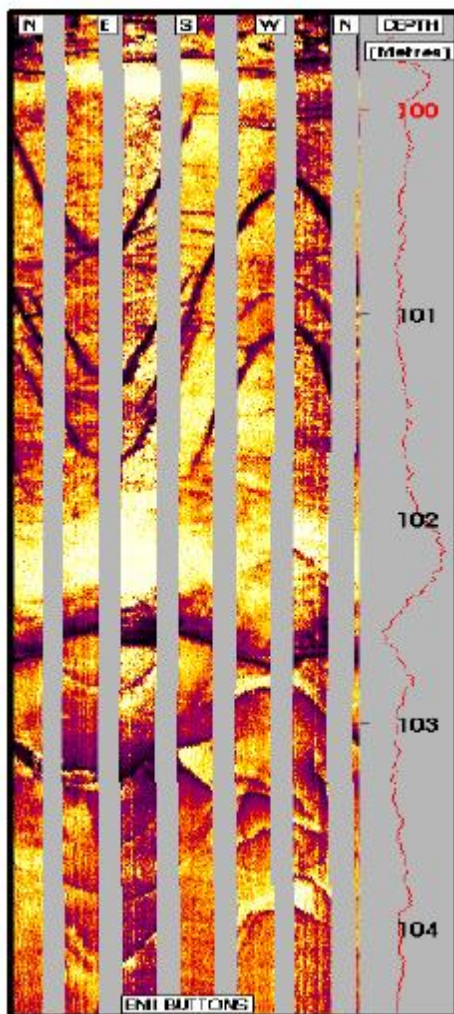


Figura 5.62 Imagen EMI en areniscas fracturadas (tomada de: Fracture Identification, 1998).

### Fracturas inducidas durante la perforación.

Aunque el objetivo de este trabajo es la identificación de las fracturas naturales, también es importante identificar a las fracturas inducidas que se generaron durante la perforación; para su identificación se pueden utilizar algunos registros geofísicos de pozo.

Las fracturas inducidas durante la perforación y las microfracturas se pueden identificar cuando se conoce el perfil de los esfuerzos in situ (mínimo y máximo) que puede originar fracturas.

En la figura 5.63 se compara la imagen de la herramienta EMI con la imagen de la herramienta CAST de un yacimiento de gas seco en lutitas, que ha sido fracturado hidráulicamente (minifracturamiento); ambas imágenes CAST y EMI muestran la fractura principal en el pozo, la cual tiene una tendencia de noreste-suroeste. Note como las fracturas se bifurcan en el lado suroeste del pozo a la profundidad de XX10 pies. La fractura en la imagen EMI parece ser más ancha en el lado noreste del pozo entre XX10 y XX14 pies. Una sección que cruza al pozo, donde el CAST revela que la fractura esta ensanchada y astillada a lo largo de la imagen. Adicionalmente la fractura principal en el EMI muestra pequeñas fracturas radiales que se apaciona con la familia principal, la cual no es observable en la imagen CAST.

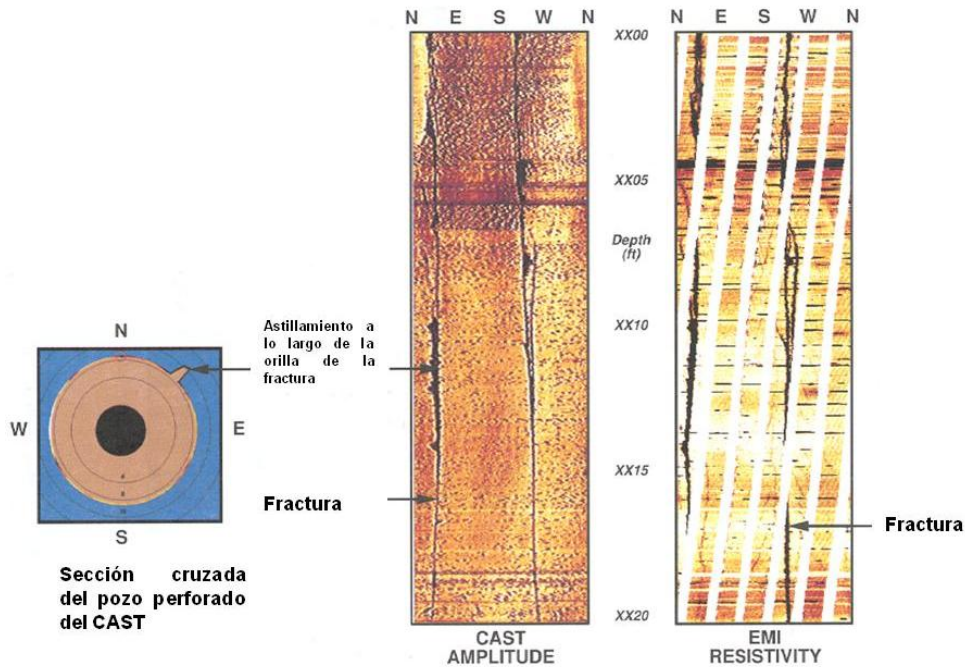


Figura 5.63 Imágenes que muestran una comparación de los registros de imágenes EMI y CAST de una fractura hidráulica inducida. Se observan los detalles del astillado en el registro CAST en una sección cruzada el pozo (tomada de: Field test and applications of EMI\_1994\_SPWLA\_Sailer).

La figura 5.64 muestra un registro EMI del pozo Cantarell 2037 (2475 m a 2478 m), la imagen contiene un número considerable de fracturas inducidas durante la perforación, las cuales están representadas por las líneas rojas y verdes, las cuales han sido sobre puestas en la imagen EMI. Las líneas rojas indican donde se encuentran las fracturas inducidas durante la perforación y son paralelas al eje del pozo perforado; las líneas en verde son las fracturas inducidas (en echelon), las cuales son paralelas a las fracturas naturales. Las líneas rojas y verdes están repetidas en el lado izquierdo de la imagen para que se identifiquen más fácilmente.

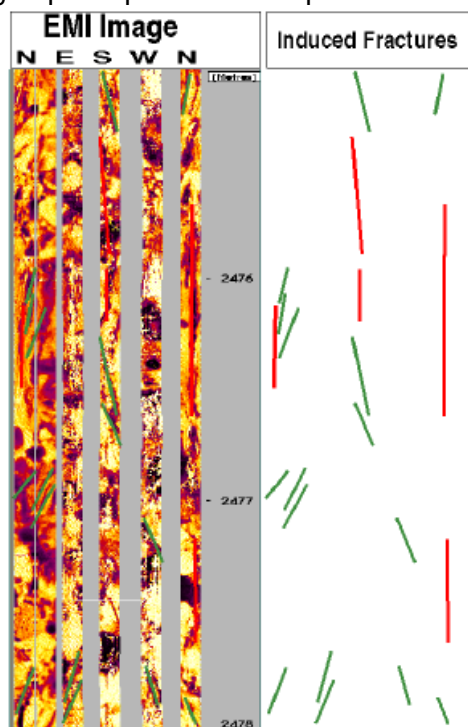


Figura 5.64 Imagen que muestra a las fracturas inducidas durante la perforación, del pozo Cantarell 2037 (tomado de: Fracture Identification, 1998).

## Fallas.

La identificación y orientación de las fallas también se puede realizar mediante estos registros.

En la figura 5.65 se muestran dos registros de imagen EMI, en ambos se puede observar a una falla, la cual no está asociada al arrastre. Adicionalmente la imagen EMI está orientada, con la cual se puede obtener la orientación de la falla.

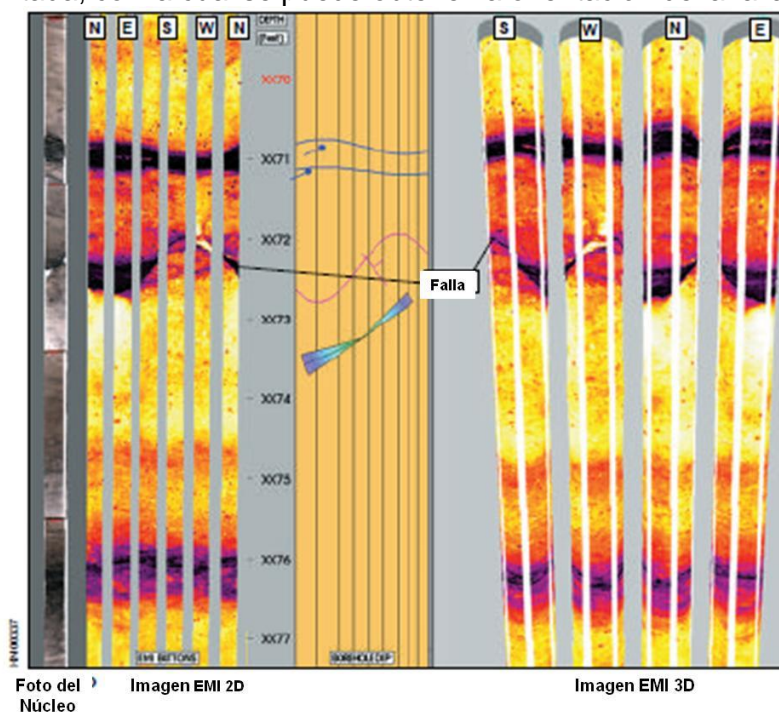


Figura 5.65 Imágenes que muestran la comparación de la imagen del registro EMI y los núcleos del lado izquierdo que muestran una falla abrupta, no asociada al arrastre (drag), (tomado de Halliburton: 52.- EMI Interpretation Brochure, 1995).

En la figura 5.66 se muestra una zona de falla identificada con los registros EMI y SED. La falla mayor se encuentra de XX02.5 a XX04 pies, mostrada en color blanco (altamente resistiva), con alto ángulo inclinada hacia el noroeste, la alta resistividad es probablemente debida a la menor mineralización parcial de la falla, adicionalmente otra falla paralela está localizada entre XX12 y XX13 pies, esta no es tan obvia.

La interpretación de esta falla únicamente con el registro SED se dificulta, ya que los patrones de arrastre por encima y debajo de la zona de las fallas son complejos. La imagen EMI muestra claramente que la falla mayor está inclinada hacia el noroeste. La complejidad de estos patrones de Cizalla es causada por los planos de falla inclinados opuestos a la inclinación estructural suroeste. Las fracturas se observan entre las dos fallas, entre XX07 a XX09 pies.

## Identificación de la porosidad secundaria.

Las imágenes del pozo son un excelente método para la evaluación de los yacimientos fracturados y para la determinación de la densidad y conectividad de los vugulos.

Un tipo común de la porosidad secundaria en los yacimientos carbonatados son los vugulos diagenéticos, estos se forman donde la migración del agua en la formación disuelve al material inestable en la roca circundante o por exposición subaerea de la roca. Su análisis se dificulta con las herramientas de registros convencionales, por lo que se pueden emplear registros EMI los cuales son capaces de producir imágenes de los yacimientos con porosidad secundaria, permitiendo su análisis para determinar la densidad y conectividad de los vugulos. En la figura 5.67, se comparan vugulos en



muestras de núcleos de carbonatos y en una imagen EMI. En la muestra del núcleo se observan vugulos abiertos y otro rellanado con calcita. En la imagen EMI los vugulos rellenos aparecen como objetos coloreados ligeramente con anillos de color más oscuro de material conductivo, mientras que los vugulos abiertos (llenos de fluidos), aparecen más oscuros que la matriz circundante.

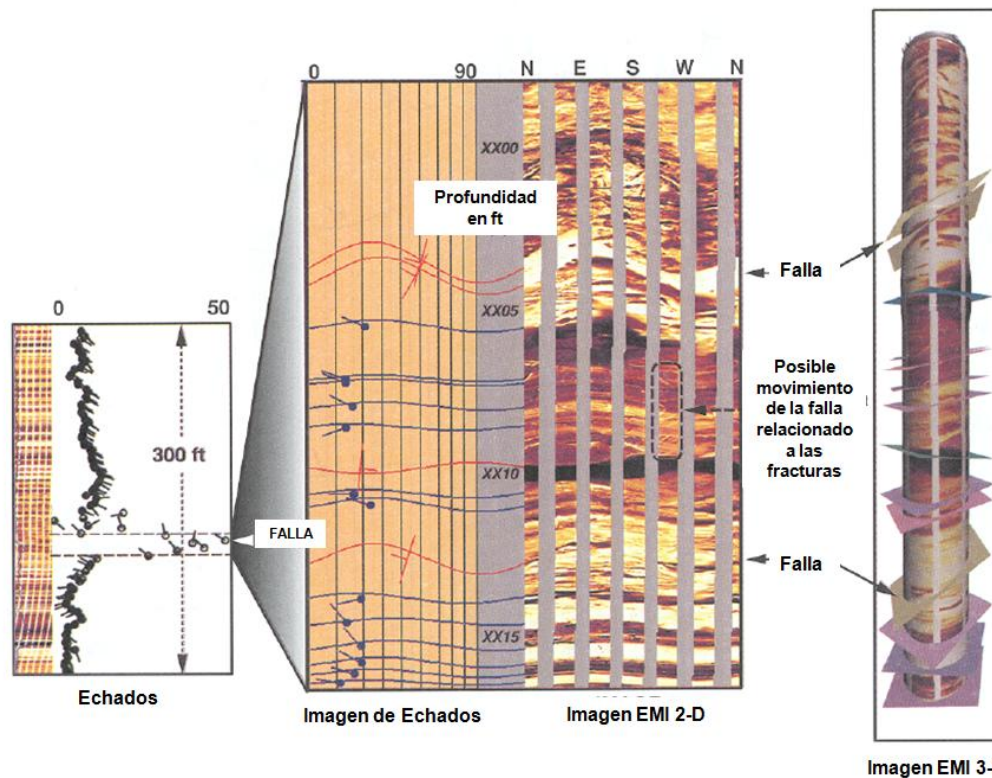


Figura 5.66 Registros que muestran un ejemplo de una falla normal con un patrón complejo de cizalla. La imagen EMI identifica claramente a la falla mineralizada, con la resistividad característica más alta (blanco) en XX04 pies y otra falla paralela en XX13 pies (tomado de Halliburton: Field test and applications of EMI, 1994\_SPWLA\_Sailer, 1994).

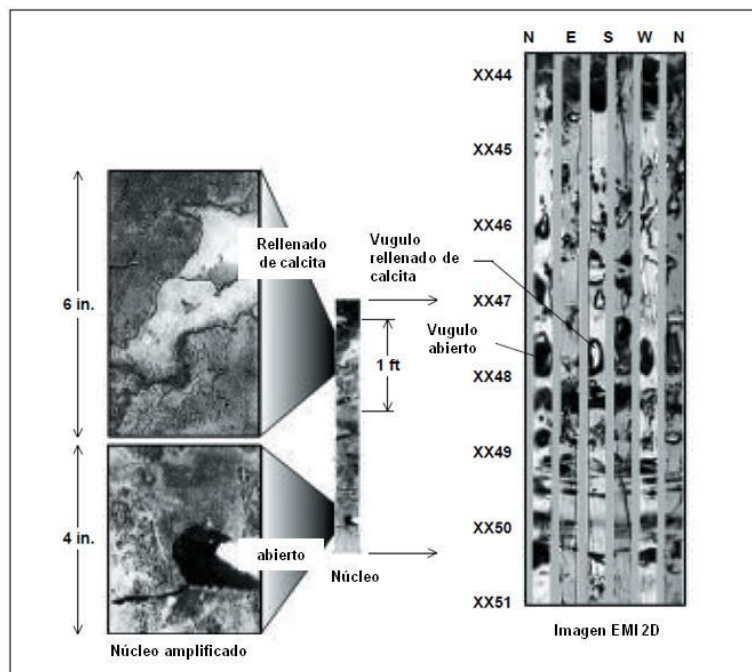


Figura 5.67 Imágenes donde se comparan vugulos en muestras de núcleos de carbonatos y en una imagen EMI. En ambos se observan vugulos abiertos y rellenos (tomado de Halliburton: 52.- EMI Interpretation Brochure, 1995).



### Análisis de la estratigrafía y de la sedimentología.

Las imágenes EMI en general presentan suficiente detalle que permite la descripción de muchos rasgos sedimentarios, incluyendo los límites del estrato, características internas de los estratos, cambios texturales, estructuras sedimentarias primarias y secundarias, y secuencias laminadas delgadas de arenas y lutitas. Con estas características, es posible interpretar el medio ambiente de depósito y la determinación de direcciones de las paleocorrientes (figura 5.68).

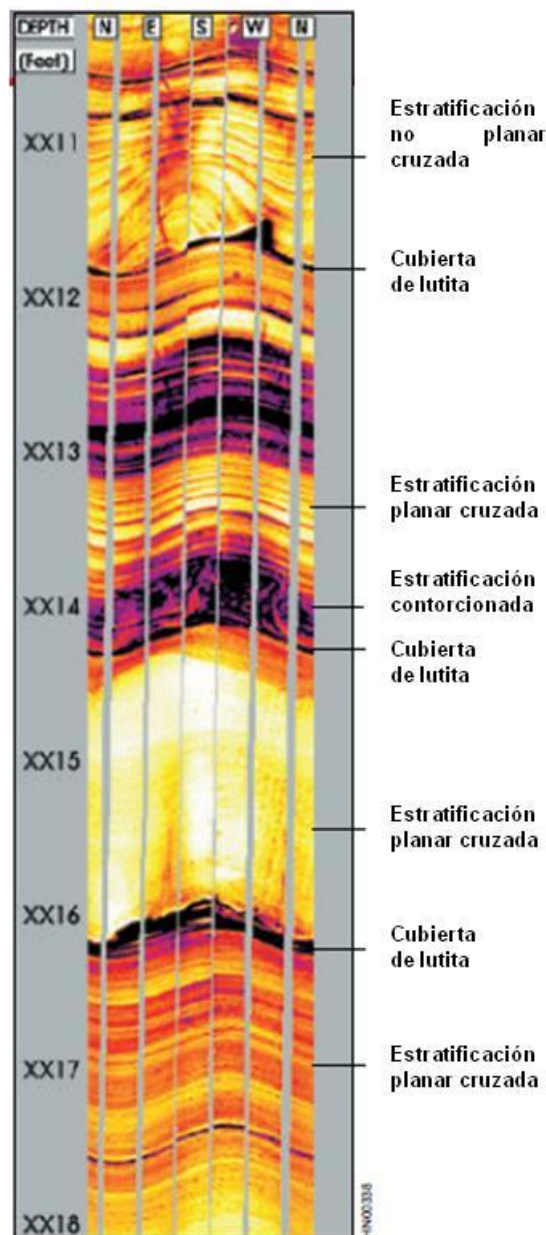


Figura 5.68 Imagen que muestra las características en las areniscas de un canal fluvial, en una sección del registro. Se reconocen: los límites de los estratos, estratificación contorsionada, laminación en lutitas y estratificación cruzada (tomado de Halliburton: 52.- EMI Interpretation Brochure, 1995).

Cámara de video para obtener imágenes del pozo (DHV).

Las cámaras de video (DHV), proveen una imagen completa de la pared del pozo del contenido de fluidos. Los videos DHVs pueden ser usados únicamente si el fluido dentro del pozo perforado está limpio, ya que no pueden transmitir imágenes a través del lodo de perforación que se utiliza comúnmente.

Las cámaras de video nos proporcionan imágenes de video del pozo en tiempo real, permitiendo al operador una vista y análisis de las condiciones desde la superficie hacia abajo del pozo.

El servicio de video del pozo de Halliburton que desarrollo conjuntamente con Westech Geophysical, consiste en el ensamblaje de una cámara de video hacia que se puede utilizar en los pozos (figura 5.69); consta de un cable de video de fibra óptica de 7/32 pg, de diámetro exterior, un receptor de fibra óptica, un conector giratorio, y equipo electrónico en la superficie.



Figura 5.69 Imagen que muestra la cámara de video DHV de Halliburton (tomada de internet de la página consultada el 2 de febrero del 2010: <http://www.ptac.org/res/dl/resf0401p06.pdf>),

La cámara de 1-11/16 pg, de diámetro exterior permite la operación en la mayoría de los pozos de los campos petroleros. Aleaciones de alta calidad tratadas con calor y materiales ópticos mejorados permiten una operación en medios ambientes con alta presión. Un compuesto especial para que brillen los lentes permiten una visión clara, aún durante la exposición prolongada al petróleo o gas y condensado. Además, el sistema de video puede ser transportado en camión, plataforma, o montado en un remolque.

Aunque típicamente han sido usadas en pozos entubados, las cámaras DHV han sido exitosamente usadas en condiciones de agujero descubierto, la figuras 5.70 y 5.71 muestran imágenes de dos pozos de gas. La figura 5.70 muestra una fractura abierta, casi vertical en calizas. La figura 5.71 muestra un ejemplo típico de ruptura causada por los campos de esfuerzos anisotrópicos.

La ruptura del pozo tiene una forma cónica típica, que es causada por las concentraciones de los esfuerzos en las intersecciones de los ejes principales de los campos de esfuerzos, con la circunferencia del pozo perforado. La concentración de los esfuerzos es más grande en la dirección del esfuerzo principal mínimo horizontal y puede exceder la resistencia a la compresibilidad de la roca. Este patrón de rompimiento indica la orientación del esfuerzo mínimo. Las fracturas naturales y las inducidas (fracturas hidráulicas), están orientadas perpendicularmente a la dirección del rompimiento del pozo o en la dirección del esfuerzo horizontal máximo. En esta imagen el esfuerzo mínimo está ubicado en la parte inferior izquierda a la parte alta derecha de la imagen; la dirección de la fractura estaría orientada de arriba a la derecha hacia la parte inferior derecha.



Figura 5.70 Imagen en la que se muestra una fractura natural en calizas, obtenida con video (tomado de Halliburton: Fracture Identification, 1998).

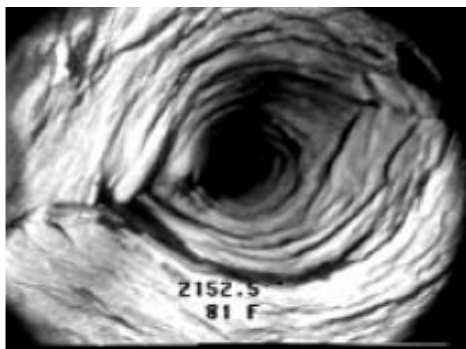


Figura 5.71 Imagen que muestra una ruptura del pozo, obtenida de un video (tomado de Halliburton: Fracture Identification, 1998).

Los videos tienen otras aplicaciones importantes, estas son:

- Vista panorámica y determinación de la orientación del pescado.
- Inspección de las tuberías y equipos hacia abajo del pozo.
- Detección de entrada de fluidos.
- Detección de entrada de partículas.
- Observación del tamaño, extensión y orientación de las fracturas (naturales e inducidas).
- Verificación de los resultados deseados de los tratamientos, servicios, y confirmación de la operación de los controles del flujo en el fondo del pozo.
- Identificación y observación de las perforaciones de los disparos.
- Identificación de la zona y profundidad en la cual los trazadores para el flujo de agua entran en la producción del pozo

El cable especial de fibra óptica proporciona una vista clara del pozo, ya que cuentan con un sistema de telemetría de fibra óptica que permite transmisiones de imágenes de video del pozo claras y nítidas, libres de distorsión. El diseño del cable utiliza una armadura doble tradicional, con diámetro externo de 7/32 pg., con un núcleo de cable de fibra óptica para los estudios de video bajo alta presión. La calidad de la señal es mejorada un 75%, cuando se compara con los sistemas de cables coaxiales de 7/16 pg. Un conductor eléctrico sencillo proporciona potencia y control para la cámara y las luces. Un receptor óptico en la superficie decodifica y envía la señal al equipo en superficie, donde el operador puede observar, registrar o producir una copia del video en papel. Las imágenes también pueden ser almacenadas en cinta VHS o en disquetes para un análisis posterior. Los equipos de video tienen en general las siguientes especificaciones técnicas:

Diámetro exterior del ensamblaje de la cámara: 1.687 pg (4.28 cm).

Diámetro exterior del ensamblaje del cable de fibra óptica: 0.225 pg (0.57 cm).

Limites de resistencia del cable en la cabeza de la cámara: 500 lb (226 kg), y en superficie: 1,200 lb (544 kg).

Máxima presión: 10,000 psi (68 947 kPa).

Máxima temperatura: 225 °F (107 °C).

Máxima profundidad operacional: más de 14,000 pies (4267 m).

Las cámaras de video proporcionan buenas imágenes que nos sirven para identificar a las fracturas naturales e inducidas en las paredes del pozo, la identificación de la orientación de estas fracturas nos permite identificar la orientación de los principales campos de esfuerzos, para poder predecir la dirección preferencial del fracturamiento en el yacimiento y poder localizar a los pozos de desarrollo para que corten el mayor numero de fracturas y con ello poder obtener una mayor producción de hidrocarburos.

## REGISTROS UBI Y FMI DE SCHLUMBERGER.

Estos registros de imagen también proporcionan una fotografía desenrollada (de norte a norte) del interior de un pozo. Las fracturas que presentan una inclinación con respecto al eje del pozo se muestran como trazos senoidales en la fotografía desenrollada (figura 5.72) del Registro FMI (Microimagen de la Formación). Una herramienta crítica para la interpretación de estas imágenes, es un software especializado para la interpretación en la estación de trabajo. Este programa permite al interprete la selección de puntos a lo largo del trazo de la fractura y automáticamente calcula el rumbo del estrato y su inclinación; también se puede calcular la inclinación de otros rasgos como son estructuras sedimentarias, fracturas naturales, o fracturas inducidas. La compañía utiliza una combinación de herramientas acústicas y de resistividad, que cuando se combinan en la estación de trabajo permiten al interprete identificar fracturas mineralizadas.

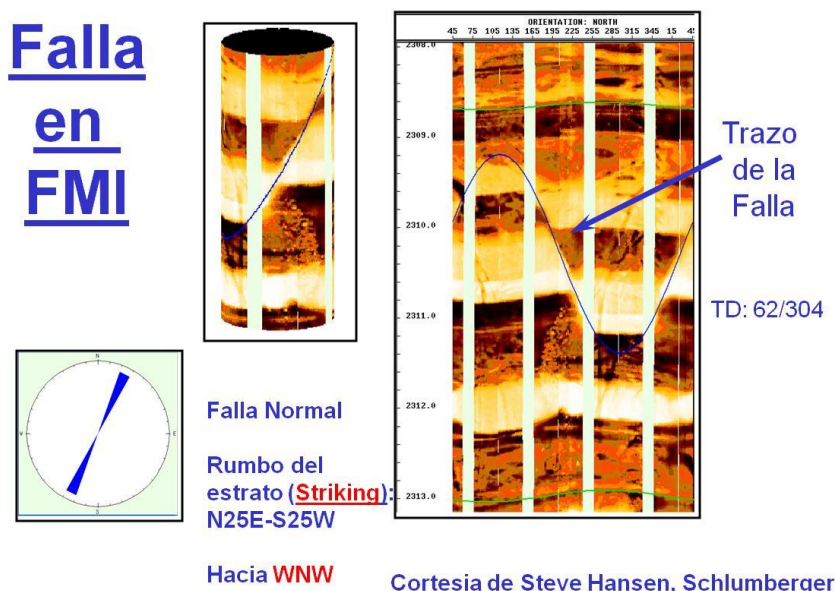


Figura 5.72 Imagen de un ejemplo de cómo una fractura o falla es interpretada en un registro de imagen. El trazo de la fractura en el pozo perforado se muestra como una curva senoidal en la fotografía desenrollada del pozo perforado; es una imagen de resistividad FMI (tomada de internet del curso de Nelson: Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2nd Edition Nelson.htm, 2001).

Una comparación de las dos herramientas de imágenes de Schlumberger se muestra en la figura 5.73, la cual corresponde con un ejemplo de un registro de Imagen Ultrasónica del Pozo (UBI) y un registro de Micro Imagen de la Formación (FMI), de la misma zona del pozo perforado, en una sección que corresponde a un granito fracturado. La herramienta acústica es usada frecuentemente cuando el pozo es perforado con lodo base aceite; debido a que el registro de imagen de resistividad no trabajaría en este pozo con este sistema. Los registros acústicos son los mejores registros de imagen para definir discontinuidades en el pozo y también para determinar la dirección de los esfuerzos que los originaron. Los registros de imagen de resistividad tienen la resolución más fina y puede calcularse un ancho relativo o apertura de la fractura.



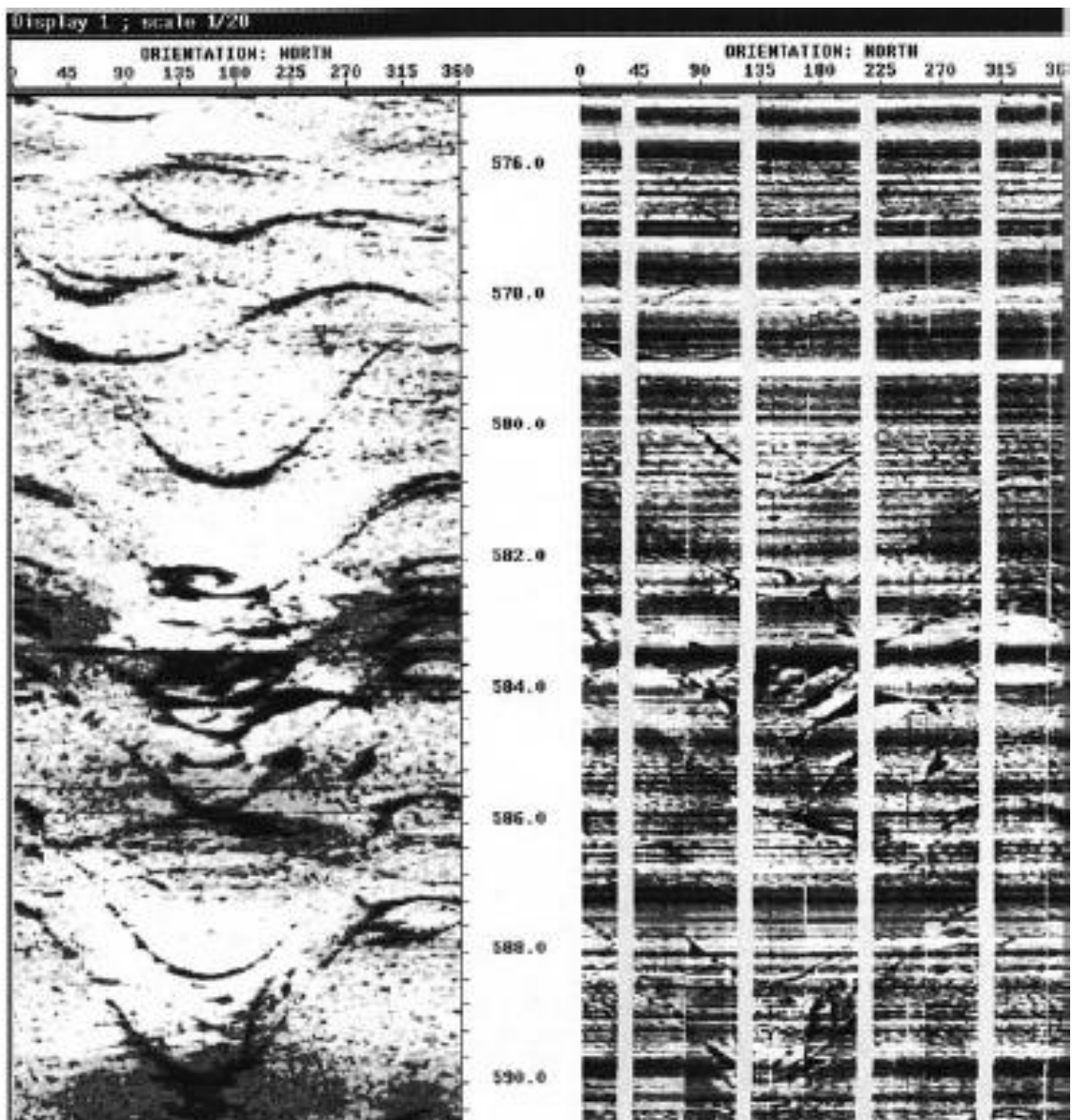


Figura 5.73 Imágenes que muestran dos ejemplos de sistemas de fracturas naturales del mismo intervalo del pozo, con dos variantes de los registros de imágenes del pozo. El de la izquierda es un registro de imagen acústico (registro UBI) y el de la derecha es un registro de imagen de resistividad eléctrica (registro FMI), (tomada de Nelson, 2001).

Las herramientas que se utilizan para los registros de imágenes FMI y UBI se muestran en la figura 5.74.

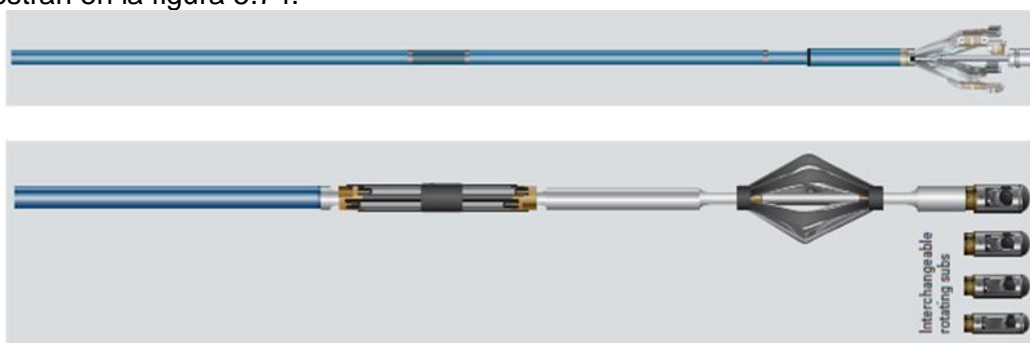


Figura 5.74 La fotografía de abajo muestra a la herramienta que se utiliza para el registro de imágenes ultrasónicas acústicas (UBI) y la herramienta de arriba es la que se utiliza para el registro de imágenes de resistividad eléctrica (FMI), (tomadas de la página de internet de Schlumberger, archivos: fmi\_ds, ubi\_ds; consultada el 26 de enero del 2010).

### EJEMPLO DE APLICACIÓN DE LOS REGISTROS DE IMAGEN FMI:

Las rocas fracturadas del basamento granítico de la Cuenca de Cuu Long, situada en el área marina de Vietnam, constituyen un Yacimiento Naturalmente Fracturado híbrido del Tipo 2 y Tipo 1.

Los yacimientos de Cuu Long dependen exclusivamente de las fracturas para producir, con volúmenes sorprendentes ya que algunos pozos individuales pueden producir más de 20,000 bl/d [3,180 m<sup>3</sup>/d] de petróleo. Una serie de episodios geológicos, incluyendo una fase extensiva durante la etapa del rifting, creó la cuenca, seguidos de dos fases de compresión importantes que generaron en la formación una compleja pero prolífica red de fracturas naturales que pueden dividirse en tres clases de fracturas: 1) fracturas marginales\* mejoradas por disolución y no mejoradas, 2) fracturas con paredes rectas y 3) fracturas discretas (figura 5.75).

\* Las fracturas marginales se definen como fracturas en las cuales terminan otro sistema de fracturas.

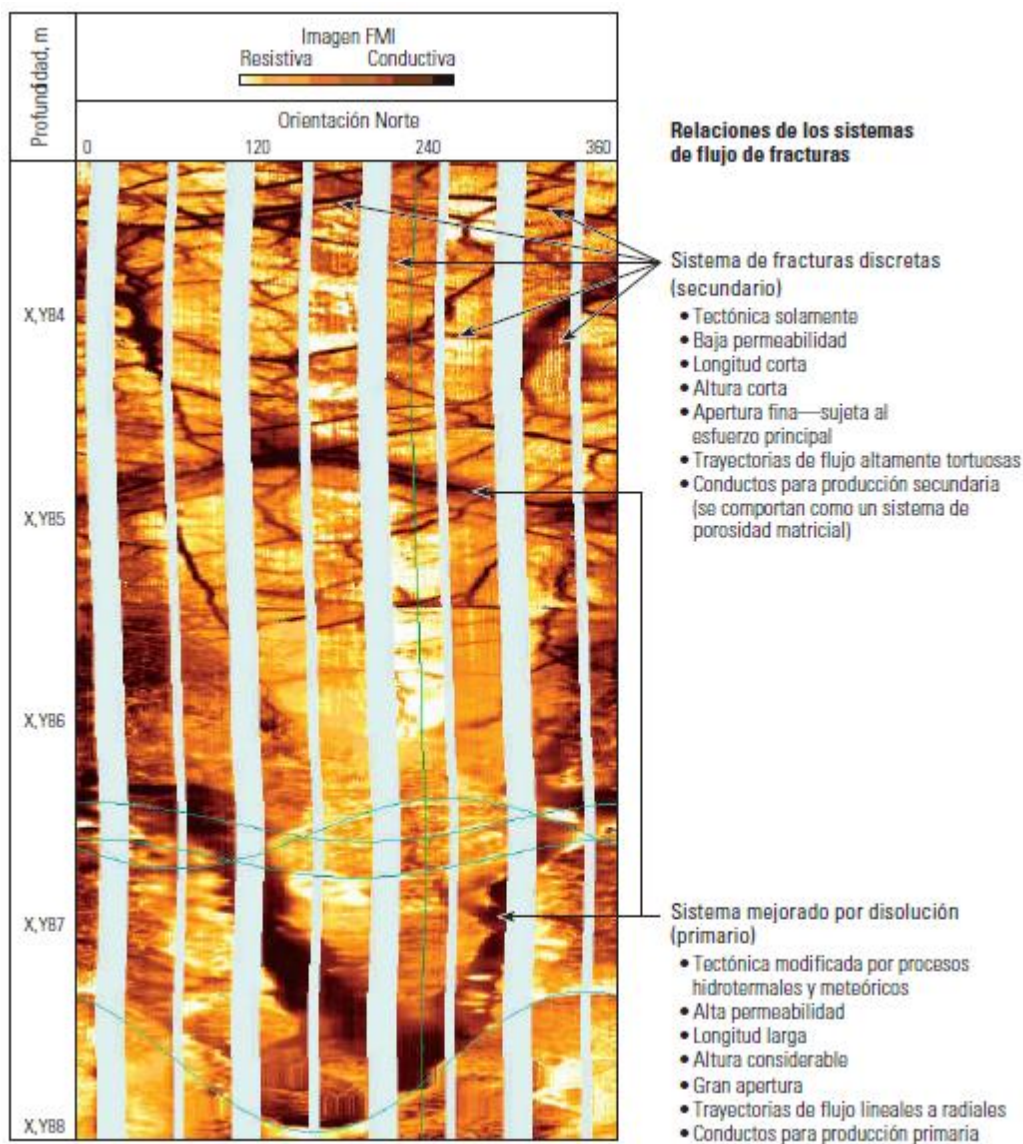


Figura 5.75 Imagen que muestra un sistema de fracturas en un pozo de la Cuenca de Cuu Long. La imagen FMI (izquierda) muestra los dos tipos de fracturas principales (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006), Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

La red de fracturas marginales cuando no está rellena con arcillas, calcita o zeolitas\*; forman los conductos principales para la transmisión de fluidos y proporcionan un importante volumen de almacenamiento para los yacimientos del basamento fracturado.

Algunas de las fracturas marginales son enormes y llegan a medir más de 1.5 m [4.9 pies] de largo. Por otra parte, la mayoría de las fracturas discretas son relativamente cortas, estas terminan contra las fracturas marginales, aportan la mayor parte de la capacidad de almacenamiento y mantienen aperturas que oscilan en su mayor parte entre 0.01 y 0.1 mm [0.0004 y 0.004 pulgadas].

\*Las zeolitas son sólidos cristalinos microporosos con estructuras bien definidas. Por lo general, contienen silicio, aluminio y oxígeno en su esqueleto, y cationes, agua y otras moléculas en sus poros. (Tomado de <http://www.bza.org/zeolites.html>, el 30 de abril de 2006).

En los campos de la Cuenca de Cuu Long, la permeabilidad que originan las fracturas es el factor que controla la productividad de los pozos. Utilizando datos de imágenes FMI, los geocientíficos de Schlumberger, Cuu Long Joint Operating Company (JOC) y VietSovPetro desarrollaron un método para calcular en forma consistente la permeabilidad de los yacimientos que calibraron con el análisis de núcleos, con los resultados de las pruebas de pozos y con los datos de los registros de producción: En primer lugar, se evaluó la interconectividad de las fracturas utilizando los datos de las imágenes y la herramienta de clasificación de texturas BorTex en la plataforma integrada del sistema de caracterización de yacimientos GeoFrame de Schlumberger. Este procesamiento básicamente mapea las anomalías conductivas presentes en la matriz de granito resistivo en la imagen de la pared del pozo y computa un indicador de permeabilidad relativa (RPI). En otro paso del procesamiento se calcularon las aperturas y la densidad de las fracturas. Esta información junto con una constante de calibración, se utilizó para calcular la permeabilidad de las fracturas ( $k_f$ ).

La correlación entre las permeabilidades calculadas y el desempeño real del yacimiento resultó muy buena (figura 5.76), los datos estándar de registros adquiridos en agujero descubierto se muestran en los Carriles 1 y 2, las imágenes FMI en el Carril 3, las aperturas de las fracturas calculadas a partir de los datos FMI se presentan en el Carril 4,  $k_f$  y RPI se muestran en el Carril 5, y  $k_r$  con los puntos de calibración de los núcleos, en el Carril 6. El recuadro amarillo, en el carril de la profundidad, indica la localización de las pérdidas de circulación significativas durante la perforación. Los Carriles 7 y 8 incluyen los resultados de los registros de producción interpretados en la primera operación de pruebas de pozos, inmediatamente después de perforar el pozo. El Carril 9 presenta el gasto (la tasa, caudal, rata) obtenido de los registros de producción interpretados, donde se muestran las zonas de contribución de agua (azul) y petróleo (rojo) a partir de la segunda operación de pruebas de pozos, realizada después de que el pozo estuviera en producción durante 17 meses. Inicialmente fluyó petróleo de tres zonas como lo demuestra el registro de producción, pero hubo varias zonas de alta permeabilidad que no aportaron producción alguna. Los especialistas de Cuu Long JOC y VietSovPetro interpretaron que la falta de contribución era causada por la presencia de daño parcial a la formación, ya que se registraron pérdidas de circulación durante la perforación, en el intervalo entre X,090 y X,100 m. Posteriormente, después de 17 meses de producción, otras zonas comenzaron a contribuir a la producción. Con el tiempo, las zonas dañadas se limpiaron con la caída de presión producida en el pozo. Además, el corte de agua se había incrementado desde el inicio de la producción.



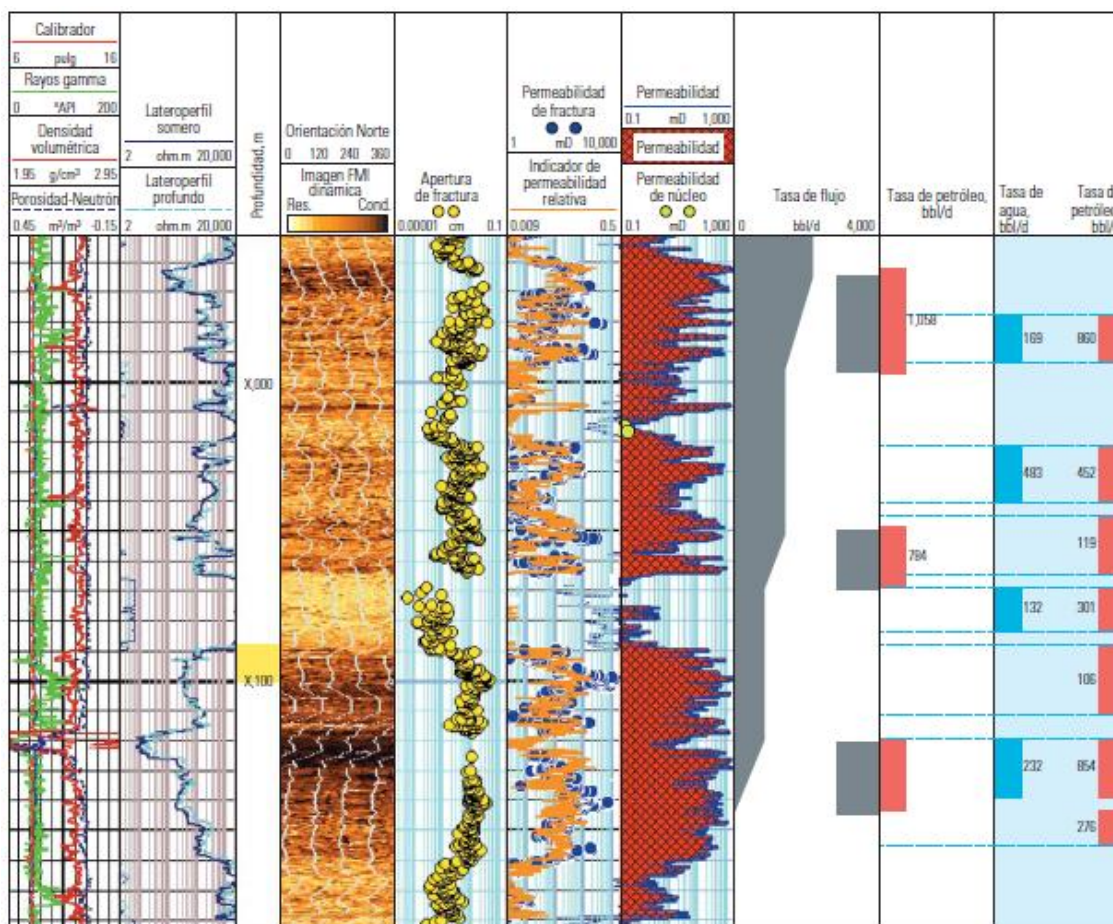


Figura 5.76 La imagen con las que se realizó el análisis integrado de la permeabilidad de las fracturas, donde se muestra una comparación de la permeabilidad computada con los resultados de la adquisición de los registros de producción y de las pruebas de pozos (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). Consultada el 20 de Julio del 2009, en [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

Esta técnica de caracterización de fracturas provee datos sobre la permeabilidad, de forma detallada y continua en función de la profundidad, que pueden ayudar al diseño de las operaciones de estimulación y terminación de pozos productores e inyectores; pueden ser reescalados para obtener modelos de yacimientos de un campo entero.

### Yacimientos de Metano en Capas de Carbón (MCC)

Es probable que no exista otro Yacimiento Naturalmente Fracturado más difícil de estimular que un yacimiento (MCC), una fuente de metano no convencional, pero cada vez más importante. Por que se ha incrementado sustancialmente el volumen de producción. Comenzando con su depositación como materia organica leñosa, el carbón es una roca yacimiento única. Para ser productivos, los yacimientos de metano en capas de carbón requieren fracturas naturales, las cuales se denominan diaclasas y se forman durante el proceso de hullificación. Las diaclasas sistemáticas del carbón se clasifican geométricamente, denominándose diaclasas frontales al conjunto de fracturas primarias, más continuas; y diaclasas interpuestas al conjunto de fracturas secundarias menos continuas, en la figura 5.77 se presentan imágenes y fotografías de horizontes de carbón de Canada, la imagen FMI (extremo superior izquierdo) y la fotografía de un afloramiento representativo del carbón de las planicies de Alberta (extremo inferior izquierdo) muestran tanto las diaclasas frontales como las diaclasas interpuestas. Las fracturas por esfuerzo de corte, las diaclasas frontales y las diaclasas interpuestas se muestran tanto en la imagen FMI (extremo superior derecho)



como en la fotografía del afloramiento del carbón de las Planicies de Alberta (extremo inferior derecho). Es importante señalar que las fracturas por esfuerzo de corte normalmente degradan la permeabilidad del carbón.

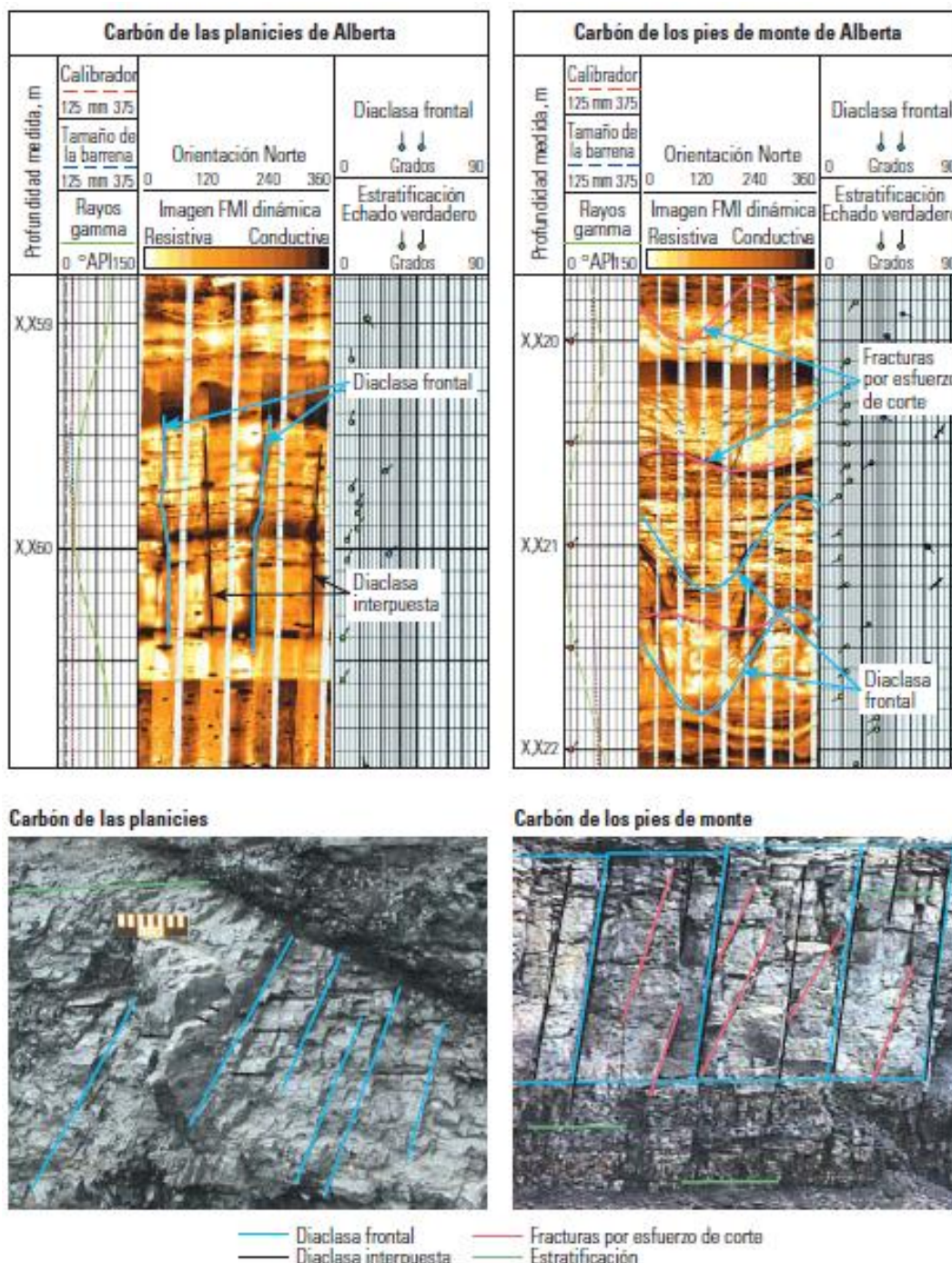


Figura 5.77 Ejemplos de horizontes de carbón en Canadá, en imágenes FMI y afloramientos (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

Las diaclasas constituyen el mecanismo de permeabilidad primario que se encuentra en todos los yacimientos de MCC, de manera que la comprensión del desarrollo de las diaclasas y las fracturas naturales en el carbón es crucial durante todas las fases del desarrollo de los yacimientos.

ConocoPhillips, ha investigado las propiedades del carbón Ardley utilizando la herramienta FMI, en pozos. Las imágenes de la pared del pozo permitieron a los geocientíficos de ConocoPhillips y Schlumberger determinar el régimen actual de los esfuerzos a partir de las fracturas inducidas por la perforación, que se orientan de noreste a sudoeste, en la dirección del esfuerzo horizontal máximo; esta dirección es consistente con las evaluaciones previas. Las imágenes FMI permitieron además conocer la naturaleza y dirección del desarrollo de diaclasas en el Carbon Ardley, identificando las zonas de Val D'Or, Arbour, Silkstone y Mynheer. En la figura 5.78 se tienen dos imágenes de pared de pozo de los horizontes de carbón; La imagen FMI estática del carbón Val D'Or aparece muy brillante (extremo superior izquierdo), lo que indica un alto grado de mineralización. La imagen del carbón Arbour (extremo superior derecho) no indica la presencia de diaclasas grandes, mientras que la imagen del carbón Silkstone (extremo inferior izquierdo) muestra abundantes diaclasas frontales, con rumbo predominantemente noreste a sudoeste. El carbón Mynheer muestra un predominio de interestratificaciones de lutita (extremo inferior derecho).

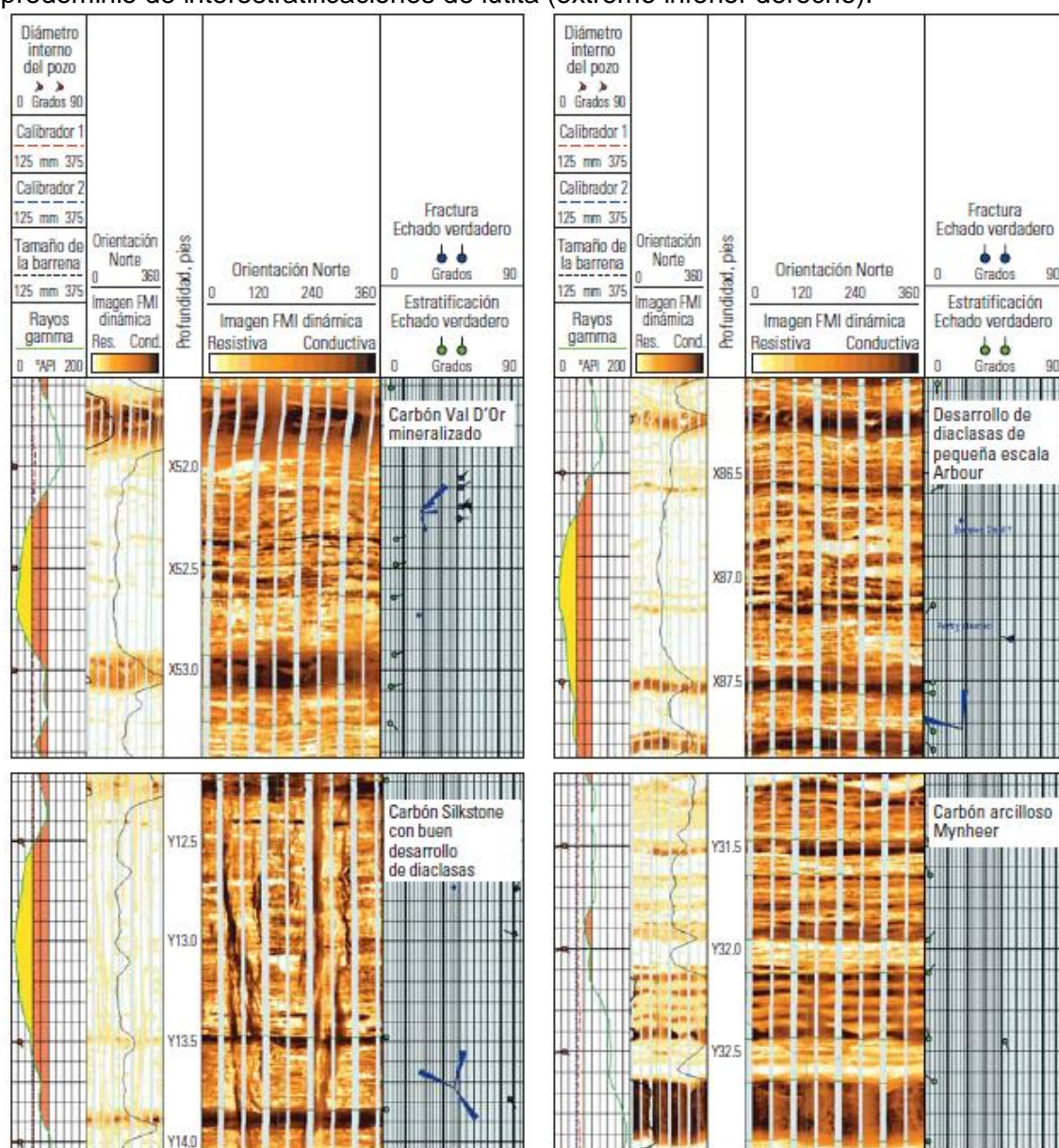


Figura 5.78 Imágenes que muestran los horizontes de Carbon Ardley. La herramienta FMI identifica con éxito el desarrollo, o la falta de desarrollo, de diaclasas en las cuatro zonas carboníferas de Ardley (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).



Para establecer un estudio regional ConocoPhillips integro la información de la orientación de las diaclasas (provenientes de minas y de afloramientos), y de un análisis detallado de seis núcleos convencionales no orientados, extraídos en el carbon Ardley, entre cinco y diez años antes (los cuales tuvieron que orientarse años después de su adquisición, mediante la magnetización secundaria de la magnetita que se encuentra en casi todas las rocas) y del análisis de las imágenes FMI.

Una vez determinada la dirección en el núcleo, se puede obtener la orientación mediante un análisis detallado, lo que arroja datos de orientación comparables con los estudios de afloramientos y minas, y a los análisis de imágenes FMI (figura 5.79). La orientación paleomagnética del núcleo se utilizó para complementar la base de datos de carbones Ardley de ConocoPhillips. Los diagramas de rosetas que muestran los datos de rumbo de las diaclasas, derivados del análisis de núcleos rotados, se muestran a la izquierda del mapa, mientras que los diagramas de rosetas a partir de la interpretación FMI se exhiben a la derecha del mapa. En general, los datos soportan un rumbo noreste a sudoeste para las diaclasas frontales.

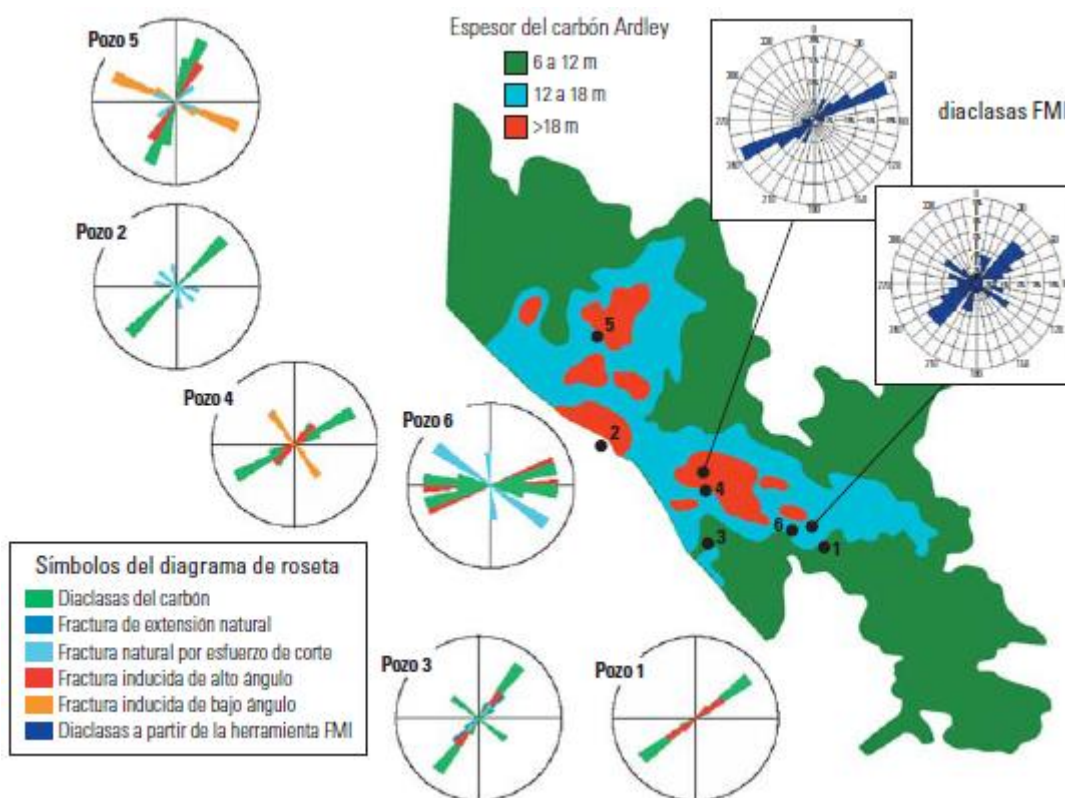


Figura 5.79 Mapa y roseta de rumbos de las direcciones de las diaclasas principales en los carbones Ardley (tomada de internet de la Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009. En [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf)).

Todas las fuentes de datos analizadas indicaron que podría haber un sistema abierto de diaclasas frontales dominante, de dirección noreste-sudoeste, debido a su alineación favorable con el esfuerzo horizontal máximo actual. El sistema de diaclasas interpuestas de los carbones Ardley es mucho menos persistente y se alinea en forma menos favorable con respecto a los esfuerzos actuales.

Los pozos horizontales perforados en sentido perpendicular al sistema de diaclasas frontales, pueden requerir el fracturamiento hidráulico en intervalos múltiples dentro de la sección horizontal, para estimular los carbones en forma efectiva y optimizar el

potencial de producción. Una operación de estimulación más efectiva favorece la deshidratación de los sistemas de diaclasas y acelera la desorción del gas. El escenario de permeabilidad desafiante también incidirá en las consideraciones asociadas con el diseño de pozos, tales como el hecho de perforar echado arriba para maximizar el drene.

### 5.2.3 PRUEBAS DE PRESIÓN.

Existen muchas formas de caracterizar las fracturas naturales y de evaluar su rol en la explotación de los yacimientos. Los métodos de caracterización dinámicos, buscan caracterizar los efectos de las fracturas por medio de la medición o la descripción directa del movimiento de los fluidos a través de las fracturas y de la matriz. Estos métodos dinámicos incluyen las pruebas de presión transitoria a una escala intermedia, que proveen información sobre las fracturas, sobre el flujo relacionado con las mismas y permite realizar estimaciones de la conductividad de las fracturas (permeabilidad). Estas pruebas pueden realizarse con el Probador Modular de la Dinámica de la Formación "MDT". Otro método dinámico de escala intermedia a grande utiliza trazadores inyectados, por lo que se debe realizar el análisis de la composición del agua para determinar la comunicación directa atribuida a las fracturas, entre zonas y entre pozos.

Los métodos comunes de medición de la permeabilidad que consideren al fracturamiento, incluyen la ejecución de pruebas de pozos, la adquisición y pruebas de núcleos. El análisis de pruebas de pozos de los yacimientos fracturados, requiere numerosos supuestos que pueden conducir a errores, mientras que el análisis de núcleos es habitualmente pesimista porque los intervalos prospectivos más intensamente fracturados no se recuperan ni analizan.

Cuando las pruebas de variación de presión se diseñan, ejecutan y analizan apropiadamente, proporcionan información valiosa sobre las propiedades de la formación. Las pruebas de presión conocidas como de interferencia y las de pulsos en varios pozos, permiten investigar la distribución areal de la permeabilidad y su anisotropía, identifican las barreras impermeables y permitan inferir la continuidad de las capas. Esta información es fundamental en los estudios de simulación numérica de yacimientos.

#### Pruebas de presión.

Una prueba de variación de presión se define como la medición continua de la presión y/o el gasto del pozo con respecto al tiempo, ante un cambio efectuado en las condiciones de producción del pozo (Fuentes Cruz G., 2008).

Una forma de realizar una prueba de variación de presión es cuando se genera un pulso hidráulico de magnitud conocida a la formación (o medio poroso de un yacimiento) a través de un periodo de flujo, inyección de fluidos o cierre en un pozo. La respuesta del medio poroso y los fluidos que contiene, debida al pulso, es medida en forma continua a través del registro de presión y la temperatura en el fondo y en la superficie del pozo en donde se genero dicho pulso.

Las pruebas de presión se obtienen mediante una medición continua de la presión del fondo y el caudal del pozo (gasto). En la figura 5.80 se esquematiza una prueba de presión convencional.





Figura 5.80 Esquema que muestra como se genera un estímulo al yacimiento que genera una respuesta en la que se puede medir la variación de la presión (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

Una prueba de presión incluye un elemento que mide la variación de la presión (figura 5.81).

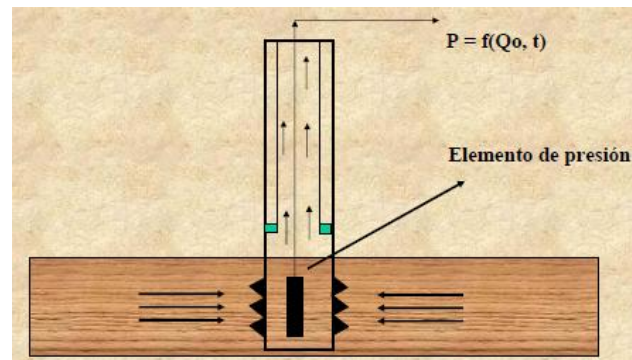


Figura 5.81 Esquema en el que se tiene el elemento medidor de presión, que mide la variación de presión, la cual esta es función del gasto de aceite y del tiempo (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

Existen pruebas de presión para un pozo, dos pozos y para varios pozos (figura 5.82).



Figura 5.82 Esquema que muestra los arreglos que se pueden seguir para las pruebas de presión con uno, dos o varios pozos (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

El periodo de flujo es el intervalo de tiempo en el que un pulso hace fluir, ya sea por flujo natural o mediante un sistema artificial de producción. Para fines de interpretación de las pruebas de variación de presión, se requiere que durante este intervalo de tiempo se registre de manera continua el volumen de las fases producidas por el pozo, así como las condiciones de operación, es decir, la presión y la temperatura superficial y de fondo. Además, se debe registrar en forma continua las condiciones de separación y estabilización (presión, temperatura y flujo) cuando se utilice el equipo convencional para la medición de las fases.

El periodo de inyección es el intervalo de tiempo en el que se inyecta un cierto volumen de fluido de propiedades conocidas a un pozo. Para fines de interpretación de las pruebas de variación de presión se requiere que durante este intervalo de tiempo se registre de manera continua el volumen del fluido inyectado, así como las condiciones de inyección en el pozo, es decir, la presión y la temperatura superficial y de fondo.

El periodo de cierre es el intervalo de tiempo en el que un pozo permanece cerrado, posterior a un periodo de flujo o de inyección. El cierre del pozo puede efectuarse en superficie o en el fondo, mediante el uso de herramientas especiales.

La medición continua de la presión y temperatura en el fondo del pozo y en la superficie, se obtiene de analizar el registro de la variación de presión y la temperatura en un pozo. El registro en el fondo se realiza con una sonda registradora de memoria o de tiempo real, colocada por lo menos a la profundidad correspondiente al extremo inferior de la tubería de producción, o en el caso de pozos terminados sin esta, la profundidad mínima será de 100 metros verticales arriba de la cima del intervalo abierto mas somero. Cuando por necesidades de la prueba se requieran utilizar herramientas especiales en el fondo del pozo (para cierre de fondo, por ejemplo), las sondas registradoras serán colocadas de acuerdo con la geometría de las herramientas especiales. En todos los casos, salvo por condiciones de seguridad, al bajar y subir las sondas se deberá tomar el gradiente por estaciones, en el estado en que se encuentre el pozo (fluyendo o cerrado). El registro de las condiciones de superficie se hará mediante la colocación de sensores, corriente arriba y corriente abajo del porta estrangulador, registrando de manera continua la variación en la presión y la temperatura.

Otros dos aspectos que debemos tomar muy en cuenta son la precisión y la resolución: La precisión esta en función del error que existe entre la lectura del medidor y el valor de su calibración. La resolución corresponde con el cambio más pequeño detectable donde una propiedad puede empezar a ser medida por un medidor.

De acuerdo a Pemex, 2003, las pruebas de variación de presión más comunes son:

- Prueba de incremento de presión.
- Prueba de decremento de presión.
- Prueba de gastos múltiples o gastos variables.
- Multiprueba selectiva de formación "MDT" (Modular Formation Dynamics Tester, de Schlumberger, en agujero descubierto), "CHDT" (Cased Hole Dynamics Tester, de Schlumberger, probador en pozo entubado), "RDT" (Reservoir Description Tool, de Halliburton, registro con probador de formación), "RCI" (Reservoir Characterization Instrument, Instrumento de caracterización de yacimientos, de Baker Hughes), (figura 5.83).
- Inyección ascendente (step up test).
- Inyección descendente (step down test).
- Límite de yacimiento.
- Prueba de inyección.
- Prueba de abatimiento de presión (fall – off).
- Prueba de interferencia vertical.

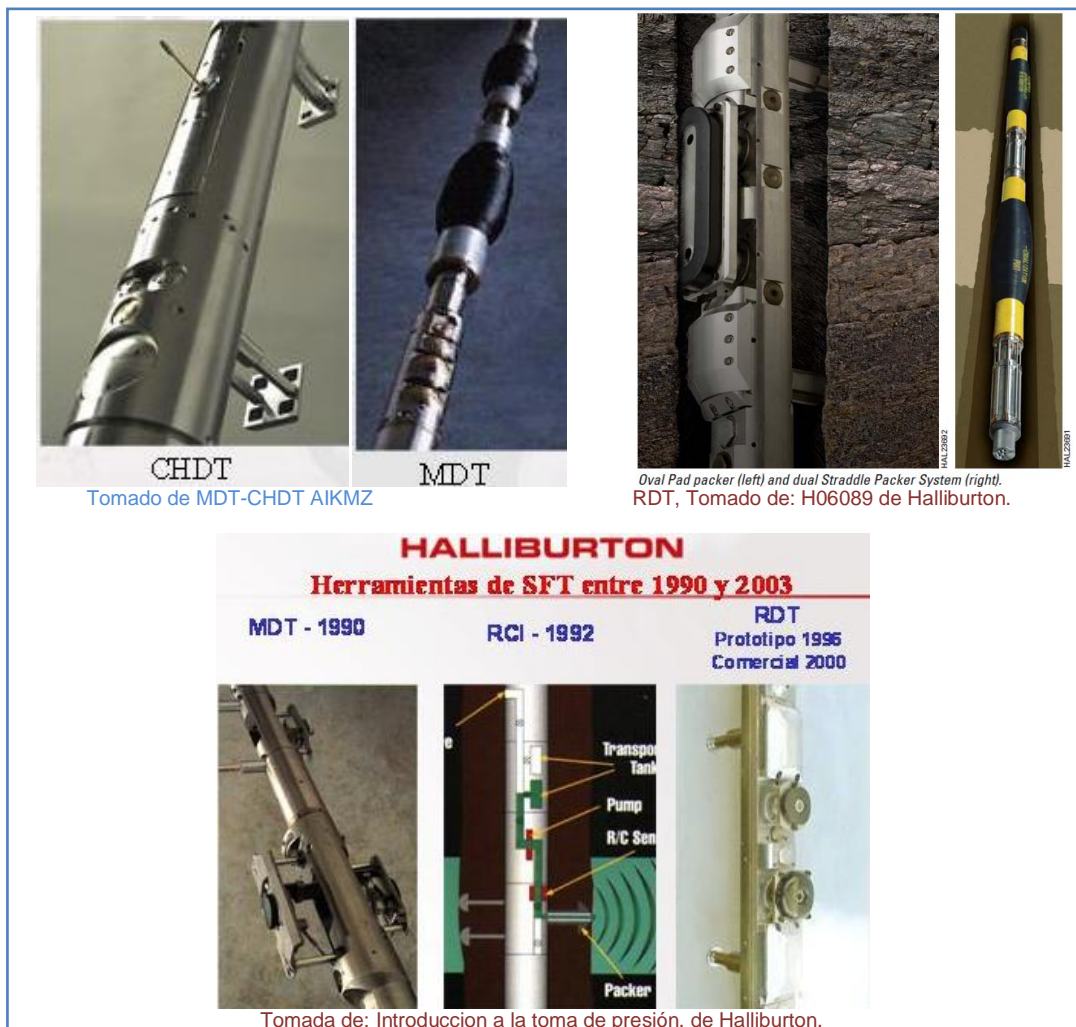


Figura 5.83 Fotografías de equipos que se utilizan como probadores de presión en las formaciones.

Para tener buenos resultados en la medición de la presión se debe realizar planeación, la cual considera las siguientes partes:

- 1.- Se deben generar programas anuales de Pruebas de Variación de Presión.
- 2.- Para no afectar los programas de entrega de hidrocarburos, por la producción diferida ocasionada por el cierre de pozos para efectuar estas pruebas, se deben programar en los programas operacionales.
- 3.- Durante la planeación de una prueba de variación de presión deberán participar los especialistas de geociencias, ingenieros de yacimientos, de diseño de pozos, quienes establecerán claramente el objetivo de la prueba a realizar.

Los principales objetivos de las pruebas de presión son.

1. Estimar los parámetros del yacimiento (permeabilidad “ $k$ ” y daño “ $s$ ”).
2. Calcular la presión promedio del área de drenaje del pozo.
3. Detectar las heterogeneidades del yacimiento.
4. Determinar el grado de comunicación entre zonas del yacimiento.
5. Estimar la distancia a una falla.
6. Estimar el volumen poroso del yacimiento.
7. Estimar las características de una fractura que intersecta al pozo.
8. Estimar los parámetros de doble porosidad de una formación.
9. Determinar las condiciones de entrada de agua.
10. Confirmar la presencia de un casquete de gas.

11. Estimar los parámetros de una fractura hidráulica o tratamiento de estimulación.
12. Definir los contactos de los fluidos.
13. Establecer el grado de comunicación de varios yacimientos con un acuífero común.
14. Estimar el coeficiente de alta velocidad en pozos de gas.
15. Estimar los factores de pseudodaño (penetración parcial, perforaciones, desviación, fractura, etc.)
16. Estimar el avance del frente de desplazamiento en procesos de inyección.
17. Estimar el límite del yacimiento.
- 18.- Determinación de las condiciones de productividad del pozo.

Dependiendo del objetivo de la prueba a realizar, se deberá planear:

- Una adecuada magnitud del impulso hidráulico.
- Una duración adecuada de la prueba (para que la respuesta esperada del yacimiento sea detectada).

### Casos de aplicación de las pruebas de variación de presión.

De acuerdo con el tipo de pozo y las condiciones de localización, es importante realizar las pruebas de variación de presión (o una combinación de ellas), para tomar información que ayude a determinar como mínimo los parámetros dinámicos del yacimiento, permeabilidad (capacidad de flujo de la formación), presión promedio del área de drene, calidad de la terminación, daño mecánico al pozo; las pruebas se pueden realizar en los siguientes casos:

- a) En pozos productores nuevos, donde necesariamente una de las pruebas proporcionara información sobre la presión.
- b) En pozos reparados con intervalos nuevos.
- c) En pozos redispuestos.
- d) En pozos en los cuales se haya aislado un intervalo.
- e) En pozos candidatos a ser estimulados matricialmente (será obligatorio estimar el daño al pozo antes y después del tratamiento).
- f) En pozos a ser fracturados hidráulicamente.
- g) En pozos inyector es necesario determinar la curva de inyectividad, la permeabilidad y el daño al pozo, previo a su operación).
- i) En los pozos inyector es necesario contar con una prueba de inyección ascendente, que permita definir las características de admisión de fluidos a la formación de interés.

### Control de calidad de los datos.

Considerando que las operaciones requeridas para realizar las pruebas de variación de presión implican altos costos, debido principalmente al diferimiento de la producción de hidrocarburos, quema de hidrocarburos, uso de equipos y herramientas especiales, tiempo de espera de equipos de perforación, etc., se hace necesario asegurar que los elementos de medición para el desarrollo de dichas pruebas funcionen adecuadamente. Adicionalmente, se requiere que el ingeniero de yacimientos realice una supervisión estricta, a fin de evitar una mala operación, para ello, se debe observar lo siguiente:

- 1) Utilizar una o dos herramientas registradoras de presión de memoria, como respaldo.
- 2) Es recomendable utilizar una herramienta registradora en tiempo real.
- 3) Todas las herramientas de medición de presión deberán contar con su registro de calibraciones.
- 4) Asegurarse de que el ritmo de adquisición de los datos de la herramienta de fondo sea el adecuado para las condiciones y etapas de prueba que este supervisando.



5) Verificar que los equipos superficiales de medición de fluidos cuenten con un certificado de calibración reciente y que durante la operación, en el caso de utilizar equipo convencional, no existan oscilaciones (porque introduciría en error apreciable en la medición).

Además, la metodología de interpretación involucra el manejo de un dato promedio para cada periodo de flujo, introduciendo así otra fuente de error. El error final de la medición del gasto afecta en proporción directa a los valores calculados del análisis de la información.

6) Se debe verificar que durante la medición del flujo del pozo se contabilice en forma adecuada el agua producida.

7) En los informes se deberá incluir copia de los certificados de calibración, tanto de herramientas de fondo, como de equipos superficiales de medición de presión, temperatura y flujos utilizados.

8) Se recomienda que durante las operaciones de cierre de pozo, se tome un gradiente estático. Esta información ayudara a determinar si alguna de las herramientas ha quedado dentro de la fase líquida o no. Durante la fase de análisis de la prueba, esta información será de mucha utilidad.

### Situaciones anómalas.

Las posibles situaciones anómalas pueden corresponder con algunos de los siguientes casos:

- Existe una situación anómala cuando el movimiento es ascendente de la interface de líquido, esto se debe a que se tiene la apariencia de que no hay respuesta del yacimiento.
- Otra situación anómala, es la falla en la válvula, denominada golpeteo de ala, esto se debe a la forma en que se presenta en la grafica.
- Problemas con el sensor de medición.
- El movimiento del sensor que ocasiona falta de continuidad en la información, lo que repercute en el momento del análisis.
- El movimiento del sensor, puede ocasionar dos interpretaciones totalmente diferentes.
- Cuando el pozo tiene bombeo neumático continuo, se debe considerar que este sistema se reflejara en la toma de información.
- Presencia de fuga en el lubricador.
- Modelo irreal, se tiene cuando los datos de la derivada están influenciados por la segregación de la fase dentro del pozo.
- Diferencias en respuestas en pozos adyacentes, drenando el mismo yacimiento.
- La falta de calidad de la información ocasiona comportamientos difíciles de identificar y asociar con un modelo existente.
- Derivadas de presión que muestran inmersiones o valles debidos a la segregación de fase y a la doble porosidad, pueden interpretarse como modelos irreales.

### Manejo de la información.

Toda la información generada durante la ejecución de una prueba de variación de presión deberá ser respaldada, esta información corresponde con:

- Tipo de prueba.
- Datos del supervisor en el campo.
- Programa operativo en archivo electrónico.
- Bitácora de operación.
- Datos recuperados por los registradores de fondo, en archivos electrónicos.
- Datos recuperados por los sensores en la cabeza del pozo, en archivos electrónicos.
- Datos recuperados por los equipos de medición de flujo, en archivos electrónicos.

- Informe final (incluyendo la discusión sobre el análisis de la prueba y resultados obtenidos en relación a caracterización estática y dinámica, como el daño (s), potencial ( $kh$ ), características de las fracturas, y distancia a fallas o fronteras).

Se puede tener información confiable si:

- Se planea bien para alcanzar el objetivo.
- Se calibran los medidores y el equipo está en buenas condiciones.
- Se realiza un buen procedimiento de la prueba.
  - Medición del gasto.
  - Control de la profundidad.
  - Reporte verídico.
- Se realiza un análisis basado en el conocimiento geológico y de las condiciones de la prueba.

## TIPOS DE PRUEBAS DE PRESIÓN, MÁS COMUNES.

Las pruebas de presión más comunes y sus principales características se muestran en las figuras 5.84 a 5.89.

1) Una prueba de decremento de presión (“Drawdown test”). Se esquematiza en la figura 5.84.

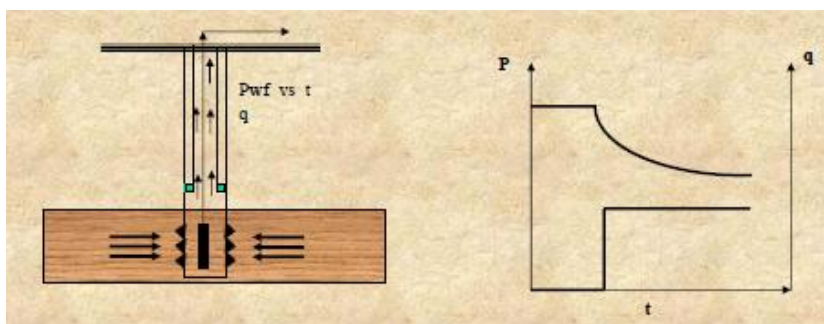


Figura 5.84 Esquema de una prueba de decremento de presión cuando se realiza la medición continua de la presión y temperatura en el fondo y la superficie en un pozo durante al menos un periodo de flujo, iniciando el registro durante el periodo de cierre previo a la prueba (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX, 2003).

2) Las pruebas de incremento de presión (“Build up Test”), se muestran en la figura 5.85.

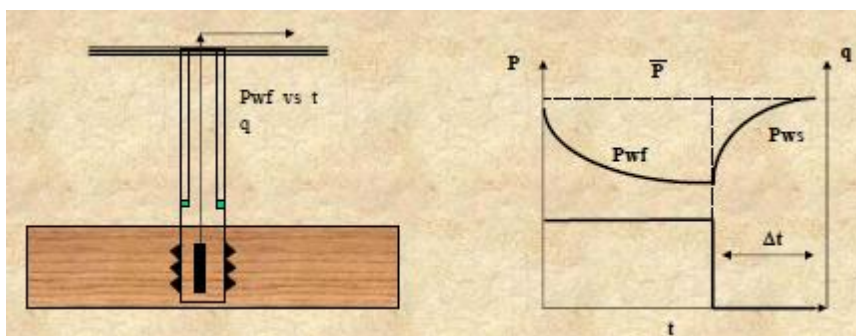


Figura 5.85 Prueba de incremento de presión es la medición continua de la presión y temperatura en el fondo y la superficie de un pozo, durante un periodo de cierre, iniciando el registro durante un periodo de flujo previo a la prueba (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX, 2003).

3) Las pruebas de gasto múltiple o gasto variable, se muestran de manera esquemática en la figura 5.86.

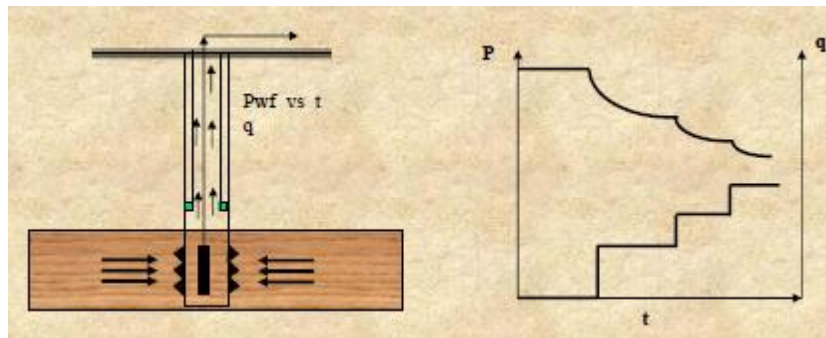


Figura 5.86 Prueba de gastos múltiples, que consiste en la medición continua de la presión y temperatura en el fondo del pozo y la superficie de un pozo durante dos o más periodos de flujo. El registro puede iniciarse en el periodo de cierre previo a la prueba o bien, iniciarse durante el periodo de flujo en el que el pozo se encuentra operando (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, PEMEX. 2003).

4) Las pruebas de inyección o de inyectividad se indican de forma esquemática en la figura 5.87.

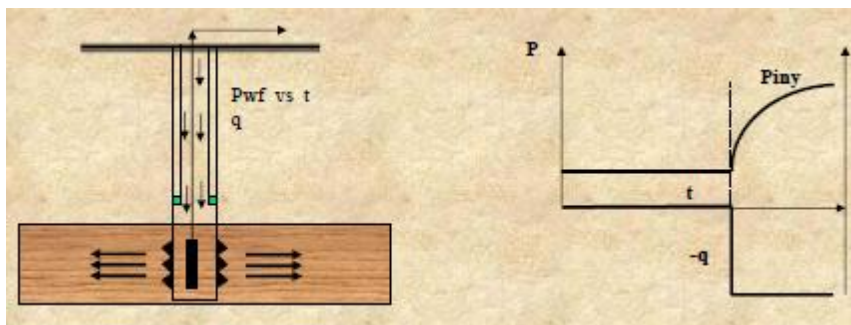


Figura 5.87 Prueba de inyección es la medición continua de la presión y temperatura en el fondo y la superficie de un pozo durante al menos un periodo de inyección, iniciando el registro durante el periodo de cierre previo a la prueba (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

5) Las pruebas de inyección ("Fall-Off Test"), se indican de forma esquemática en la figura 5.88.

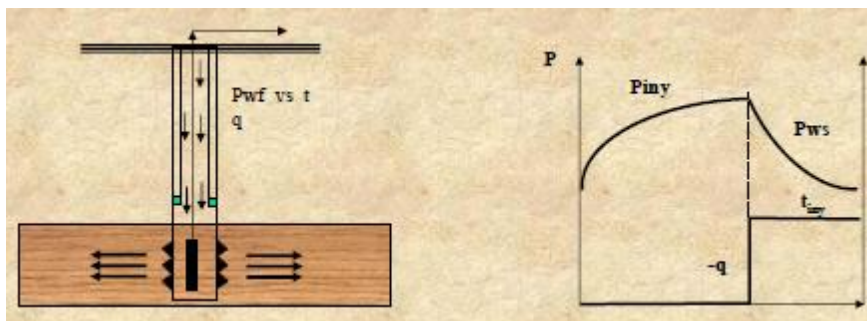


Figura 5.88 Prueba de abatimiento de presión ("fall - off"), la medición de la presión y la temperatura es continua en el fondo y la superficie de un pozo, durante un periodo de cierre, iniciando el registro durante el periodo de inyección previo a la prueba (tomado de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

6) Las pruebas de interferencia horizontal ("Interference Test"), se indican de forma esquemática en la figura 5.89.

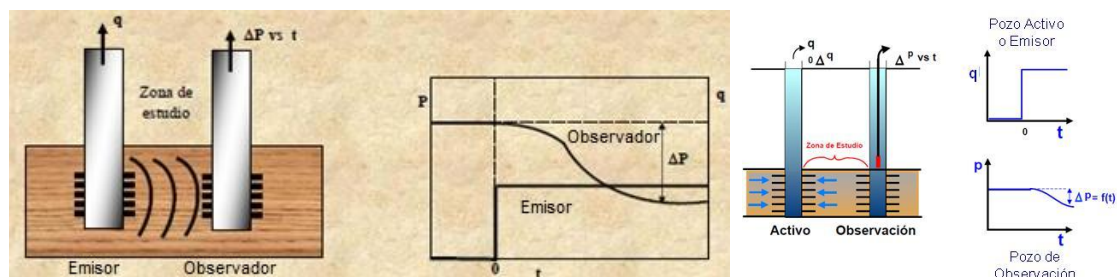


Figura 5.89 Una prueba de interferencia horizontal es la medición continua de la presión en el fondo del pozo observador, causada por el cambio de gasto en el pozo activo (tomad de PEMEX, 2003; Fuentes Cruz G., 2008; Cinco Ley, 2007).

Otras pruebas que aportan información importante del yacimiento son:

7) Multiprueba selectiva de formación (“dril stem test”), es la prueba que se realiza durante los trabajos de perforación de un pozo; consisten en realizar una secuencia de aperturas y cierres del pozo. Para ello se utiliza una terminación temporal con una sarta de prueba, que contiene una válvula en el fondo para comunicar o aislar la formación a probar. Contiene además una herramienta para alojar de dos a cuatro sensores para medir continuamente la presión y la temperatura en el fondo, al mismo tiempo que en la superficie se miden la presión, temperatura y los volúmenes de las fases producidas por la formación. La prueba se puede efectuar en tiempo real o en modo de memoria, dependiendo de las condiciones operativas y del pozo. La secuencia de aperturas y cierres pueden repetirse de dos a cuatro veces.

8) Prueba de interferencia vertical, es la medición continua de la presión y temperatura en dos formaciones de un mismo pozo y en la superficie de este. En el fondo, las dos formaciones de interés se aíslan entre sí mientras se registra un periodo de flujo en una de ellas, seguido por un periodo de cierre.

9) Prueba de límite del yacimiento, es una variación de la prueba de decremento de presión, que consiste en la medición continua de la presión y temperatura en el fondo y la superficie de un pozo durante al menos un periodo de flujo, iniciando el registro durante el periodo de cierre previo a la prueba. El periodo de flujo debe registrarse hasta alcanzar los efectos de frontera en la respuesta de presión.

10) Prueba de inyección ascendente (“step – up test”), es una medición continua de la presión y temperatura en el fondo del pozo y la superficie de un pozo, durante una secuencia de gastos de inyección (líquido o gas). El registro se inicia durante el periodo de cierre previo a la prueba, mientras que la secuencia de gastos de inyección se realiza en forma ascendente.

11) Prueba de inyección descendente (“step – down test”) es la medición continua de la presión y temperatura en el fondo y la superficie de un pozo durante una secuencia de gastos de inyección (líquido). El registro se inicia durante el periodo de cierre previo a la prueba, mientras que la secuencia de gastos de inyección se realiza en forma descendente.

Otra forma de representar los tipos principales de pruebas de presión es mediante graficas, las cuales se muestran en la tabla 5.3.



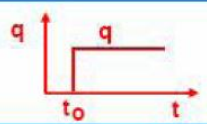
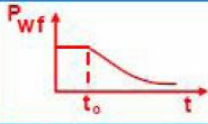
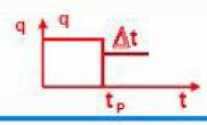
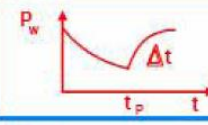
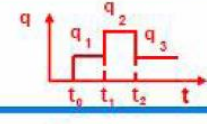
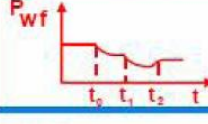
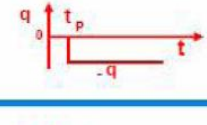
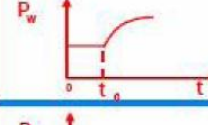
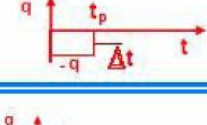
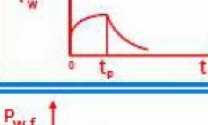
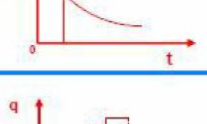
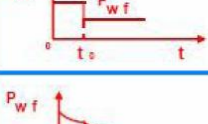

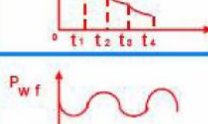
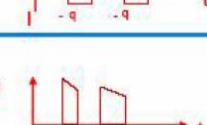

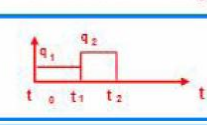
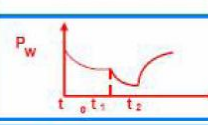

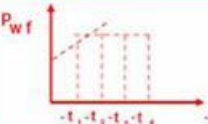

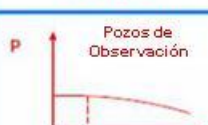


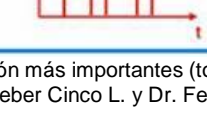
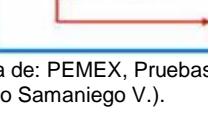
TIPO	GASTO	PRESION
1.- DECREMENTO		
2.- INCREMENTO		
3.- Q VARIABLE		
4.- INYECCION		
5.- ABATIMIENTO		
6.- PRESION CONSTANTE		
7.- POTENCIAL		
8.- INTERFERENCIA VERTICAL		
9.- PRUEBA DE FORMACION		
10.- MULTIPRUEBA DE FORMACION		
11.- PRUEBAS DE ESCALERA		
12.- INTERFERENCIA		
13.- PULSOS		

Tabla 5.3 Graficas de las pruebas de presión más importantes (tomada de: PEMEX, Pruebas de presión, 2005; elaborada por Dr. Heber Cinco L. y Dr. Fernando Samaniego V.).

## Geometrías del flujo de fluidos en un yacimiento.

Las geometrías de flujo son muy importantes en los yacimientos, porque indican una dirección preferencial del flujo, con lo que se puede interpretar si el yacimiento en prueba es o no un yacimiento naturalmente fracturado (figura 5.90):

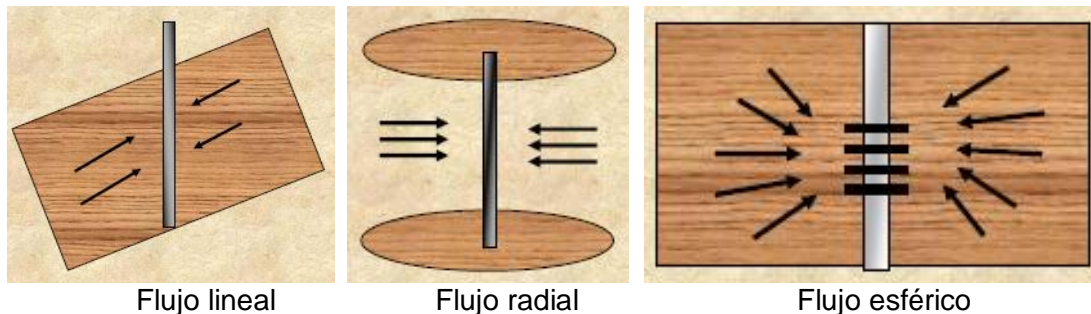


Figura 5.90 Esquemas que muestra las tres direcciones preferenciales de flujo, las cuales son lineal, radial y esférico (tomadas de PEMEX. 2003). Modificada

Las aplicaciones del modelo de flujo lineal (figura 5.91), son:

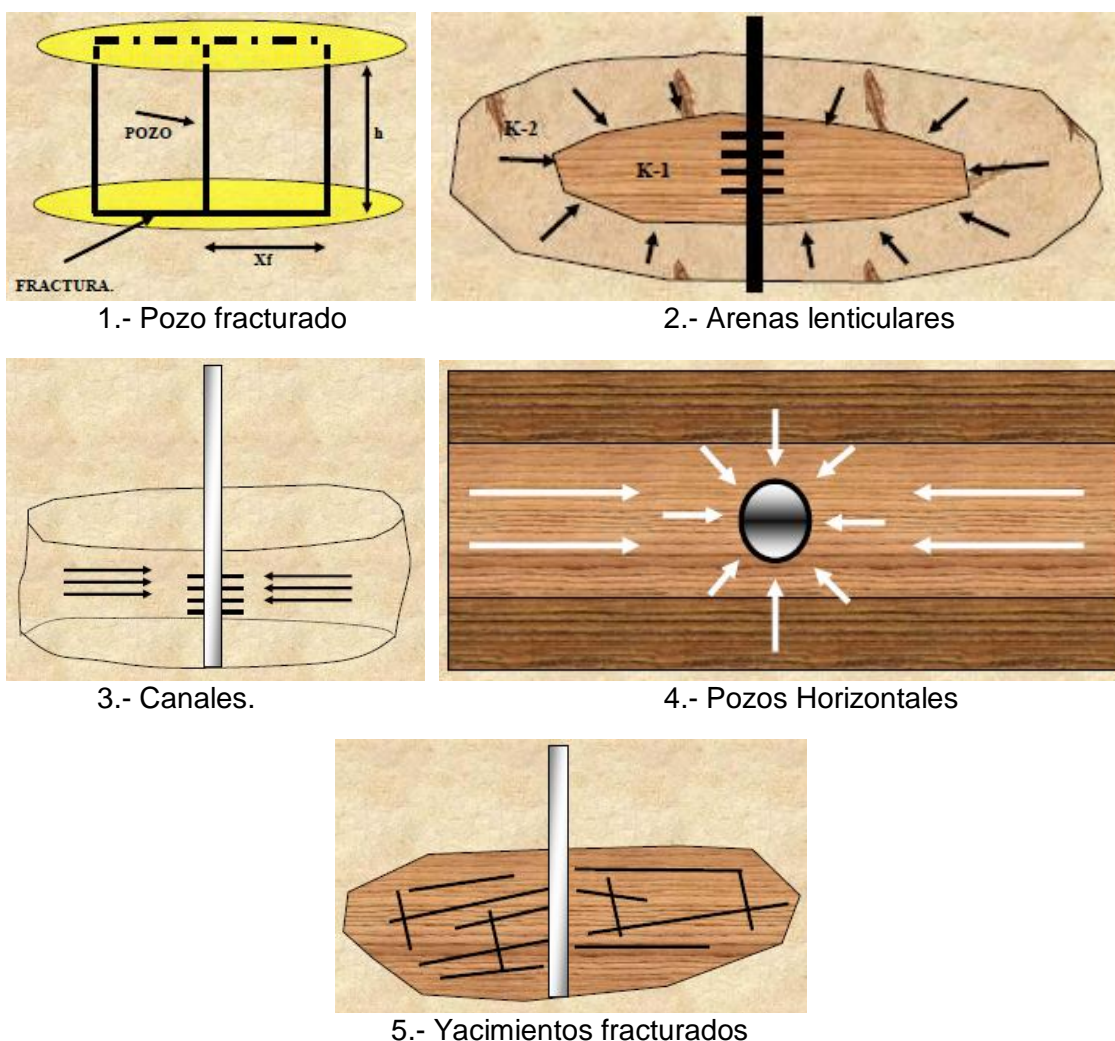


Figura 5.91 Esquemas que muestran las aplicaciones para el flujo lineal, como son: para un pozo fracturado, en arenas lenticulares, canales, pozos horizontales y yacimientos fracturados (tomadas de PEMEX. 2003). Modificada.

### Efecto de daño de un pozo.

El daño “s”, se define como la pérdida de productividad o inyectabilidad parcial o total y natural o inducida de un pozo. El daño puede ser ocasionado por la invasión de materiales ajenos al yacimiento provenientes de las operaciones de perforación, terminación, reparación, mantenimiento o por la vida productiva del pozo.

También se puede definir al daño como una caída de presión adicional en la vecindad del pozo, que puede tener una menor permeabilidad que el yacimiento. El daño puede calcularse a partir del análisis de pruebas de presión.

Si el daño es positivo implicaría que el pozo está dañado ( $s > 0$ ).

Si el daño es igual a cero, no existe daño ( $s = 0$ ).

Si el daño es negativo es pozo esta estimulado ( $s < 0$ ).

### HERRAMIENTAS Y OPERACIÓN.

Los equipos que se utilizan para la medición del flujo a condiciones de fondo son:

- 1) Medidores de flujo continuo (Molinete (PLT)).
- 2) Medidores con empacador inflable.

El principio básico por el cual funcionan, es mediante la velocidad del fluido y la determinación del gasto del fondo, que está en función de la siguiente ecuación.

$$Gasto = Velocidad \left( \frac{L}{t} \right) * Area (L^2)$$

En los yacimientos convencionales, es raro que un pozo produzca un solo fluido, muchos pozos producen porcentajes variables de agua o de gas, por lo que es conveniente saber la procedencia del flujo, sobre todo si se tiene produciendo un intervalo de varios metros disparados, o bien, si existe en explotación más de un intervalo. Para evaluar lo anterior se utiliza la herramienta conocida como Gradiomanómetro, la cual funciona con el principio de medir la densidad de los fluidos producidos ( $gr/cm^3$ ), mediante la lectura de dos valores de presión.

El Gradiomanómetro, es una herramienta que está diseñada para medir cambios del gradiente de presión con gran exactitud. Mide la diferencia de presión entre dos sensores que se encuentran a una distancia determinada de separación uno del otro; el núcleo del transmisor esta unido mecánicamente con los sensores de presión. La posición del núcleo depende de la diferencia de presiones entre dichos sensores. La señal medida en la superficie depende de la posición del núcleo transmisor y por lo tanto de la diferencia de presión entre los sensores, (figura 5.92).

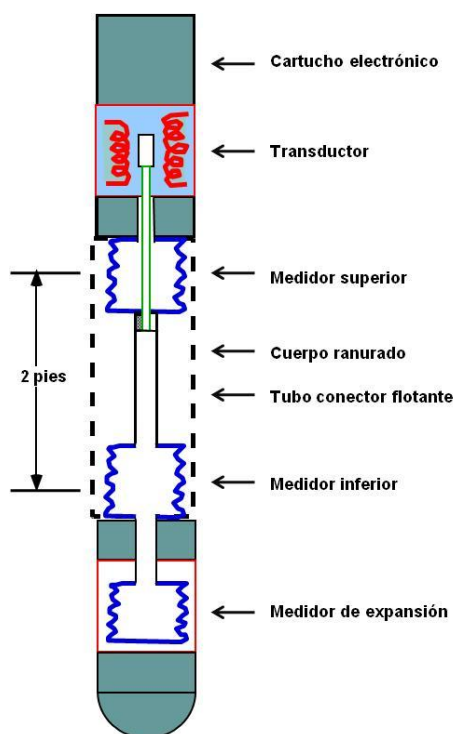


Figura 5.92 Esquema que muestra las partes principales de un gradiomanómetro (tomada de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, PEMEX. 2003).

La diferencia de presión en el pozo entre dos puntos cualesquiera sobre una línea vertical, está dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta P = \Delta P \text{ hidrostática} - \Delta P \text{ fricción}$$

$$P = \gamma h / 10$$

Donde:

$P$  ( $\text{kg} / \text{cm}^2$ )

La presión es un punto cualquiera dentro del pozo.

$\gamma$  ( $\text{gr} / \text{cm}^3$ )

Peso específico del fluido dentro del pozo.

En aplicaciones prácticas, cuando el pozo está cerrado se pueden despreciar los valores de las caídas de presión por fricción, por lo que la ecuación quedaría:

$$\Delta P = \Delta P \text{ hidrostática}$$

El gradiomanómetro está graduado en unidades de densidad ( $\text{gr}/\text{cm}^3$ ), y se calibra en superficie con fluidos de agua y aire, para los valores de 1.0 y 0.0, respectivamente.

a) Medidores de flujo continuo. Es un velocímetro tipo hélice (molinete) que se utiliza para medir la velocidad de los fluidos en el fondo del pozo, donde la velocidad de la propela está en función de la velocidad del fluido producido o inyectado. Previamente a la operación de esta herramienta se deben de realizar varias corridas de calibración, con la finalidad de que la herramienta opere en condiciones optimas (figura 5.93.a).

b) Medidores con empacador inflable. Tienen el mismo principio que la herramienta antes mencionada, solo con la diferencia que puede aislar uno o más intervalos (figura 5.93.b).



c) Medidor helicoidal o espiga (figura 5.93.c).

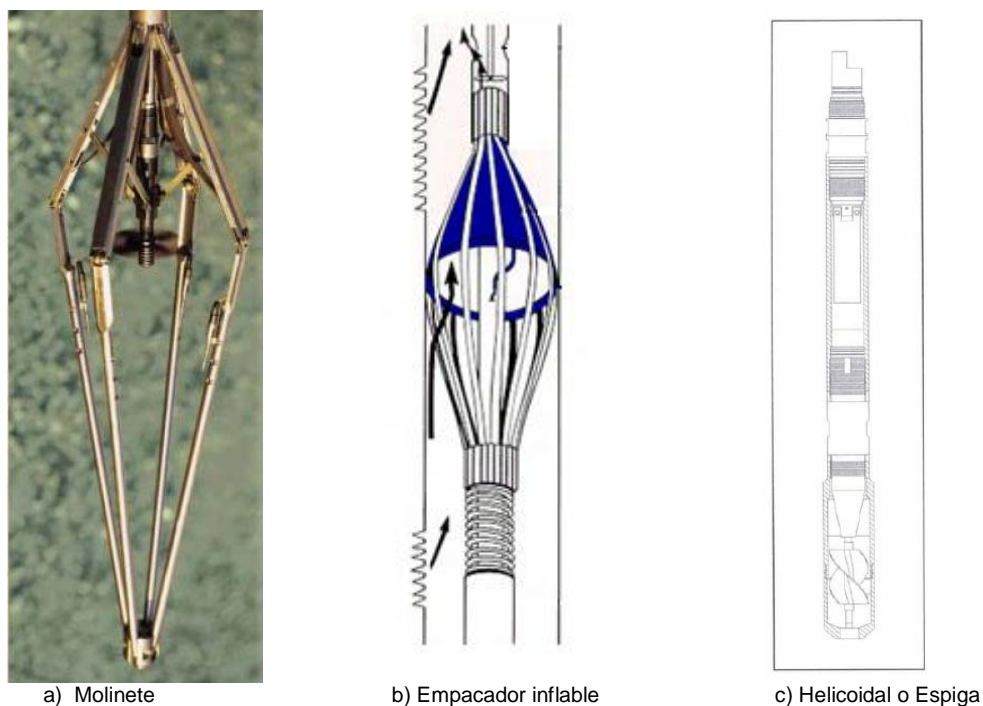


Figura 5.93 Imágenes que muestran los principales tipos de medidores del flujo continuo (tomadas de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, PEMEX. 2003).

Las aplicaciones principales del molinete hidráulico, son:

- A) Determinación de flujo cruzado (figura 5.94).
- B) Evaluación de perfiles de producción (figura 5.94).

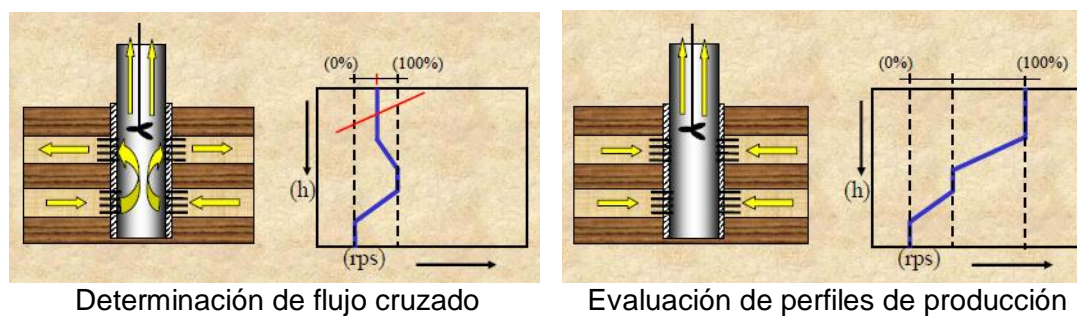


Figura 5.94 Esquemas que muestran las aplicaciones principales del molinete hidráulico (tomados de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, PEMEX. 2003).

Programa de toma de información (PLT).

Los objetivos del programa de toma de información en los pozos de exploración, desarrollo, reparación mayor, reparación menor, e inyector, son principalmente:

- 1.- Probar conexiones superficiales y condiciones de separador.
- 2.- Calibrar el pozo, hasta el Intervalo Productor "IP".
- 3.- Bajar PLT por estaciones c/500 m, hasta el Nivel Medio de los Disparos (NMD).
- 4.- Tomar registro base de temperatura en el intervalo Productor, Boca de la Tubería de Producción "TP".
- 5.- Calibrar el molinete hidráulico a tres velocidades distintas, subiendo y bajando (señalar intervalo).

## INTERPRETACIÓN DE UNA PRUEBA DE PRESIÓN.

Para la interpretación de una prueba de presión se necesitan:

- 1) Datos.
- 2) Filtrado de datos.
- 3) Análisis de los datos.

### 1) Datos requeridos para el análisis de una prueba de presión.

- Registros de presión vs tiempo.
- Registros de gasto vs tiempo.
- Relación Gas-Aceite (GOR) y Relación Agua-Aceite (WOR).
- Bitácora de la prueba.
- Temperatura vs tiempo.
- Condiciones mecánicas del pozo (estado mecánico).
- Historia de intervenciones del pozo.
- Información de otros pozos de zonas próximas.
- Análisis PVT de los fluidos.
- Registro de flujo.
- Muestras de roca.
- Estudios especiales de laboratorio.
- Información de núcleos.
- Registro de flujo.
- Datos geológicos.
- Datos geofísicos (sísmica).
- Datos petrofísicos.

Los métodos para realizar los análisis de las pruebas de presión han ido cambiando de acuerdo al desarrollo tecnológico, tal como se muestra en la tabla 5.4.

PERIODO	MÉTODO	CARACTERÍSTICAS
1950-70	Línea recta (Horner) (MDH)	Yacimiento homogéneo
1970-80	Curva Tipo (Ramey)	Efecto de pozos y sus vecindades
1980-85	Curva Tipo con Parámetros	Pozo fracturado y doble porosidad
1984-90	Derivada de la Presión	Yacimiento heterogéneo
1990-2010	Análisis con Computadora	Integración de la información.

Tabla 5.4 Muestra la historia de los métodos de análisis de las pruebas de presión (tomada de CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS, del curso de PEMEX. 2003).

### Curvas Tipo

Definición de Curva Tipo.- De acuerdo a Cinco Ley, 2007, es una grafica que representa el comportamiento de presión en un pozo o en un punto de observación, expresada en términos de variables adimensionales; generalmente se usan escalas logarítmicas (figura 5.95).

## PRUEBA DE INTERFERENCIA

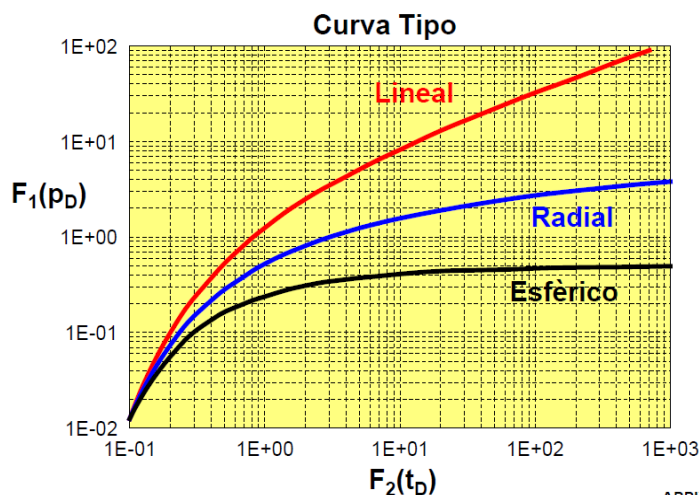


Figura 5.95 Gráfica que muestra las curvas tipo para el ajuste de las pruebas de interferencia de presión de acuerdo al tipo de flujo que presentan (tomada de APPIX, de Dr. Cinco Ley, 2005).

## PRUEBAS DE INTERFERENCIA.

Una prueba de interferencia es la medición de la presión en el fondo de varios pozos en una zona de un yacimiento, de los cuales sólo uno de ellos se abre a producción o a inyección (pozo activo), mientras que los demás permanecen cerrados (pozos observadores) para medir el disturbio de presión generado entre el pozo activo y cada uno de los observadores.

La realización de estas pruebas de interferencia tiene cuatro objetivos principales:

1. Determinar el grado de comunicación entre dos o más pozos que estén dentro del mismo yacimiento.
2. Determinar la presencia o ausencia de barreras de flujo.
3. Estimar la permeabilidad ( $k$ ) y el producto porosidad-compresibilidad,  $\phi C_v$ , en el área comprendida entre los pozos y sus alrededores.
4. Determinar la orientación máxima y mínima de las permeabilidades en el yacimiento.

Se le denomina prueba de interferencia debido a que ocurre un disturbio de presión generado por los pozos que están produciendo o inyectando un fluido, por lo que se "interfiere" con la presión en el yacimiento en la zona alrededor del pozo cerrado.

## PRUEBA DE PULSO.

Es un caso especial de prueba de interferencia, generalmente realizado en yacimientos que tiene tiempos de explotación largos, ya que el disturbio generado por los pozos que están produciendo, provocan un cambio de presión en el yacimiento, que es difícil de distinguir en las pruebas de interferencia; tiene los mismos objetivos de la prueba de interferencia. La prueba se realiza enviando señales o pulsos desde el pozo activo (productor o inyector) al pozo observador (cerrado). Los pulsos se generan abriendo y cerrando el pozo productor o inyector de acuerdo a un patrón regular, la duración de estos puede ir desde minutos hasta días, dependiendo de las características del yacimiento.

Una ventaja de las pruebas de pulsos radica en la posibilidad de distinguir la respuesta del yacimiento de la señal causada por ruido y tendencias de presión del yacimiento, disminuyendo los problemas de interpretación; se requiere usar sensores de alta resolución.

Otra ventaja de las pruebas de pulsos es que reflejan fuertemente las propiedades de la formación entre los pozos que intervienen en la prueba, y tienen poca influencia de las heterogeneidades más allá de los pozos de prueba.

Se recomienda realizar esta prueba en yacimientos con buenas condiciones de permeabilidad, donde el disturbio se refleje rápidamente. Cuando el tiempo de retraso ( $t_L$ ) es menor a 1,000 minutos, se recomienda realizar una prueba de pulsos.

$$t_L \approx 20,000 \frac{Sr^2}{T}$$

$$S = \phi c h$$

$$T = \frac{kh}{\mu}$$

Donde:

S, almacenamiento, pie/ psi

$\phi$ , porosidad, fracción.

c, compresibilidad,  $\text{psi}^{-1}$

T, transmisibilidad, md pie / cp

k, permeabilidad, md

h, espesor neto del yacimiento, pie

$\mu$ , viscosidad, cp.

Una prueba de interferencia puede ser tan sencilla como cerrar un pozo y observar la respuesta en otro, o bien tan complicada como tener varios pozos pulsantes y varios pozos observadores. Por ello, el diseño y planeación de la prueba debe elaborarse por un equipo multidisciplinario, en donde participen todos los involucrados en la obtención y utilización de los datos generados.

### EJEMPLO DE UNA PRUEBA DE INTERFERENCIA.

A continuación se presentan los resultados de las pruebas de interferencia efectuadas en pozos del Activo Integral Ku-Maloob-Zaap, en febrero-marzo del 2005, en las formaciones del Cretácico y Jurásico Superior. En las etapas de diseño e interpretación de la prueba participó personal de la SCTET, UNAM y del Activo Integral Ku-Maloob-Zaap.

Los objetivos principales de las pruebas de interferencia, en estos yacimientos son:

- Determinar la presión estática del yacimiento Ku-Cretácico.
- Obtener el producto  $\phi c_r$ .
- Obtener la permeabilidad de la formación.

Los pozos involucrados en la prueba de interferencia de la plataforma Ku-A, fueron:

Pozo observador: Ku-64

Pozos pulsantes: Ku-66, Ku-84D

### Antecedentes.

Los pozos observadores y pulsantes, son productores en la formación Carbonatada compuesta de brechas fracturadas del campo Ku.



De la historia de presión del yacimiento se destaca que todos los datos de presión históricos registrados en los pozos del yacimiento Ku-BP (plataformas Ku-A, Ku-F, Ku-G y Ku-I), se alinean en una misma tendencia (figura 5.96).

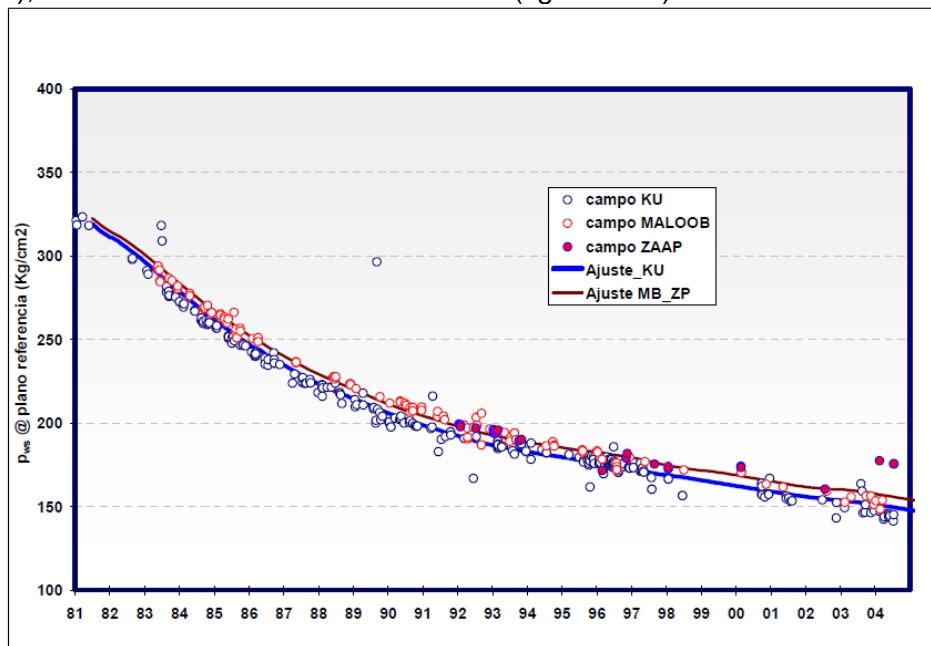


Figura 5.96 Graficas de la historia de presión del yacimiento Ku-BP (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

Se destaca que el yacimiento Ku-BP, originalmente estaba en condiciones de bajosaturación; al momento de la prueba (febrero del 2005) se encuentra en presencia de un casquete de gas secundario.

Debido a la declinación de la presión de este yacimiento, motivada por la extracción de crudo y por la extracción de los yacimientos vecinos como Maloob-BP y Zaap-BP, se ha considerado la inyección de nitrógeno como un proceso para mantener su presión. Por lo anterior, resulta de gran importancia caracterizar dinámicamente todo el yacimiento Ku-BP, y así dar mayor certidumbre al proyecto. Para llevar a cabo esta tarea se programaron pruebas de interferencia entre los pozos de este yacimiento, aprovechando la libranza de paro total programada en el Activo Integral Ku-Maloob-Zaap realizada del 23 de febrero al 11 de marzo del 2005.

En la figura 5.97, se muestra la configuración estructural de las brechas del campo Ku, en el cual se incluyen los pozos involucrados en las pruebas de interferencia.

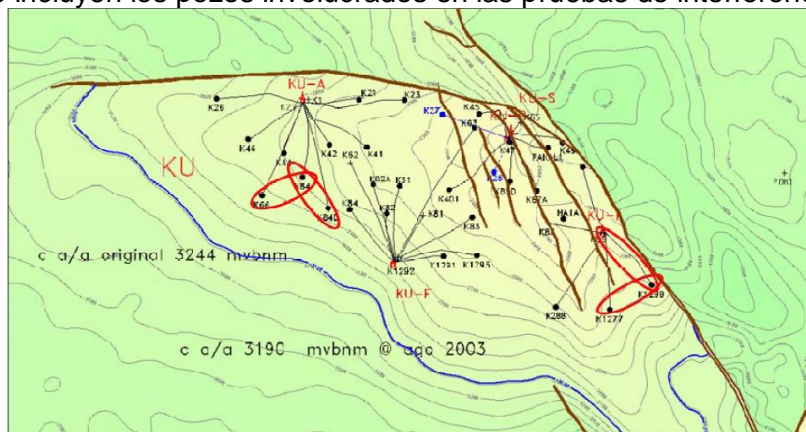


Figura 5.97 Esquema que muestra la configuración estructural de la Cima de la BTPKS del campo Ku (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

### Actividades programadas para la prueba de interferencia en los pozos de la plataforma Ku-A.

- Pozo observador:  
Ku-64: El 16 de febrero, suspender inyección de gas de Bombeo Neumático Continuo (BNC); desfogar espacio anular; cerrar pozo; introducir y anclar dos sensores de presión-temperatura de memoria en niple XN.  
Con pozo cerrado registrar la tendencia de presión durante 21 días.
- Pozos pulsantes:  
Ku-66: cerrar pozo el 19 de febrero (dos días posteriores al cierre del pozo observador).  
Ku-84D: cerrar pozo el 21 de febrero (dos días posteriores al cierre del pozo Ku-66).  
Cierre de pozos del AIKMZ: cerrar en forma simultánea los pozos el 23 de febrero, día de inicio de la libranza de paro total (dos días posteriores al cierre del pozo Ku-84D).

### Actividades realizadas para la prueba de interferencia (plataforma Ku-A).

Día 16-feb-05

08:50 Ku-64: suspender la inyección de gas por Bombeo Neumático (BN); descabezó la Tubería de Producción (TP), de 8.5 a 6.0 kg/cm<sup>2</sup>, y EA de 55 a 36 kg/cm<sup>2</sup>, cierra.

09:00-12:00 Ku-64: Calibró VT (Válvula Tormenta) hasta 1692 m detectando niple XN.

12:30-13:00 Ku-64: Descabezó TP de 20 a 12 kg/cm<sup>2</sup> y EA de 36 a 24 kg/cm<sup>2</sup>.

13:00-17:00 Ku-64: Baja candado XN con 2 sensores a 1692.46 m, intentando anclar mismo S/E (Sin Éxito), recupera a superficie observando sedimentos.

19:30 Ku-64: Entregó pozo a producción y alineó a batería con 2.0 mmpcd.

Día 17-feb-05

08:30-09:30 Ku-64: Cerró BN y descabezó pozo.

09:30-11:00 Ku-64: Baja raspador de parafina a 1692 m y levanta a superficie.

11:00-12:30 Ku-64: Desmantela equipo de ULA (Unidad de Alta) para instalar Tubería Flexible (TF).

11:30 Ku-64: Entrega pozo a producción.

13:00 Ku-64: Alinea a batería por ambas bajantes.

Día 18-feb-05

12:30 Ku-64: Se suspende BN y cierra pozo (se decide dejar colgado ya que no interfiere con trabajos de libranza).

13:00-15:00 Ku-64: Calibra a 3310 m libre.

15:00 Ku-64: Sensor conectado.

15:00-16:00 Ku-64: Desfogó la Tubería de Revestimiento (TR), a 20 kg/cm<sup>2</sup> y TP a 7 kg/cm<sup>2</sup>.

16:00-18:00 Ku-64: Toma del Registro de Presión de Fondo Estático o Cerrado (RPFE) a 3287 m, estacionando sensor a 3255 m.

18:00 Ku-64: Inicia registro de tendencia.

Día 19-feb-05

17:00 Ku-66: cierra pozo pulsante.

Día 21-feb-05

09:00 Ku-84D: Cierra pozo pulsante.

Día 23-feb-05

14:00 Se cierra Ku-22.

19:15-19:30 Se cierra Ku-21, Ku-23, Ku-26, Ku-41, Ku-42, Ku-44 y Ku-46.  
Se cierra el resto de los pozos del AIKMZ.

Día 24-feb-05

±13:00 Ku-64: Se subió sonda de 3255 a 3223 m por observar línea de acero dañada.

Día 7-mar-05

15:30-18:30 Ku-64: Se recuperaron los sensores a superficie tomando RPFE.  
El cierre de los pozos pulsantes se realizó conforme a programa.

### Datos obtenidos y análisis de la prueba de interferencia entre pozos de Ku-A.

En la figura 5.98, se muestra el registro de la presión de fondo en el pozo observador Ku-64 contra el tiempo. La presión de fondo está referida a la profundidad de 3255 mdbmr (metros desarrollados bajo mesa rotaria), a 20 md (metros desarrollados) encima del intervalo disparado.

Debido a que el yacimiento Ku Cretácico se encuentra en un periodo de explotación avanzado, como lo muestra su historia de producción, se estimaba que el registro de la tendencia de presión declinara; asimismo, posterior al cierre de cada uno de los pozos pulsantes, se estimaba un incremento de la presión y posteriormente una declinación de la misma. Esta estimación del comportamiento de la presión se presentó en la realidad.

Los datos crudos de la presión de fondo registrados presentan errores de truncamiento; esto es, estos datos graficados presentan un comportamiento en forma de escalones, situación que enmascara el comportamiento real del yacimiento; además la  $\Delta P$  generada por los pulsos emitidos por los pozos pulsantes así como el tiempo de atraso no son claramente identificados. Estos datos por si mismos no se utilizaron en el análisis; fue necesario realizar una reducción de los datos y posteriormente un suavizamiento de los mismos a través de un promedio, dando por resultado el comportamiento presentado en la figura 5.98.

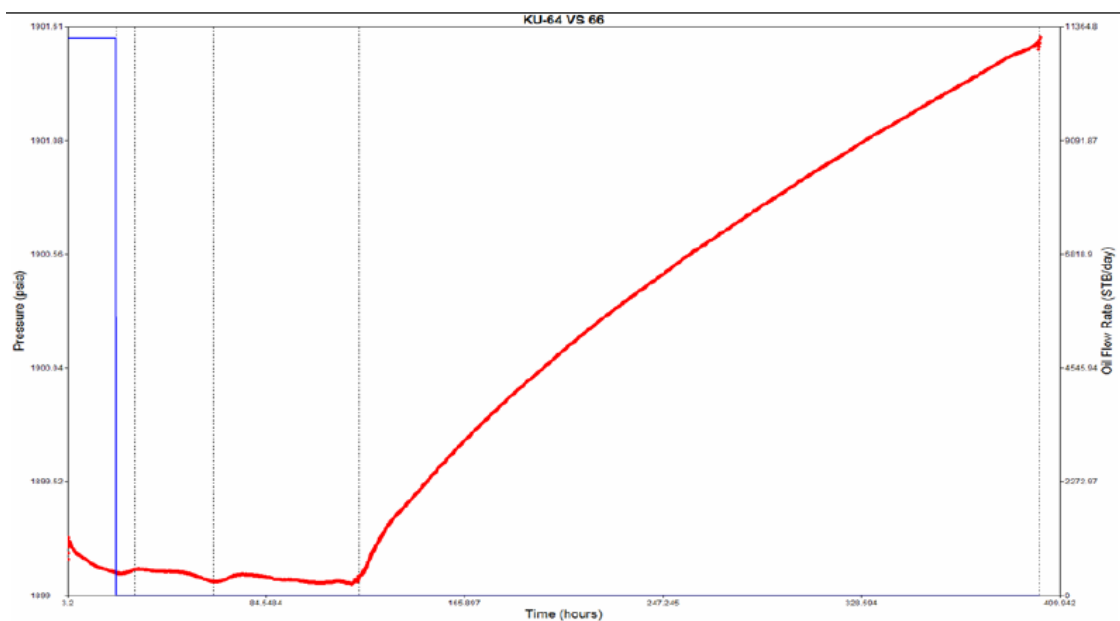


Figura 5.98 Grafica de la presión de fondo (psia) del pozo Ku-64 contra el tiempo (horas), (ku-64 contra ku-66), (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

### Análisis del pulso emitido por el pozo Ku-66.

Para analizar este pulso fue necesario que antes se determinara la  $\Delta P$  generada por la interferencia de presión. Para ello fue necesario primero calcular la tendencia de presión prevaleciente antes del cierre del pozo pulsante, y posteriormente eliminar dicha tendencia a los datos registrados posterior al cierre del pozo Ku-66; la tendencia de presión calculada fue de  $-0.0288$  psi/día.

La  $\Delta P$  de interferencia se presenta en la figura 5.99, en escala cartesiana.

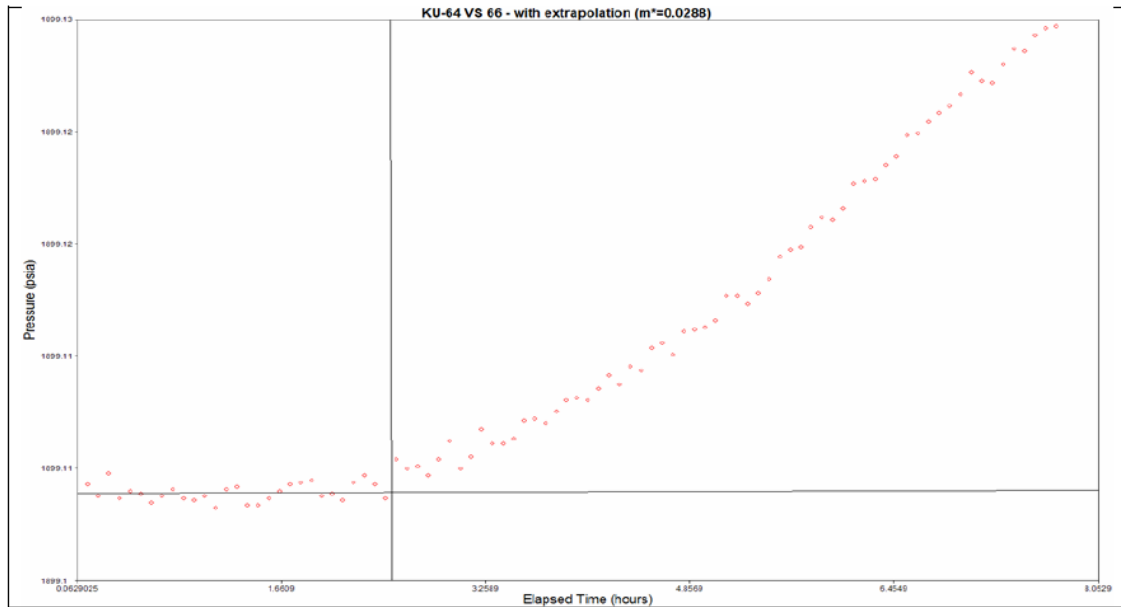


Figura 5.99 Gráfica que muestra el  $\Delta P$  de interferencia debida al cierre del pozo Ku-66 (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

De la  $\Delta P$  de interferencia debida al cierre del pozo Ku-66, en escala doble logarítmica presentada en la figura 5.100, se observa un comportamiento del flujo con geometría radial, razón por la cual se utilizó la curva tipo correspondiente, para la estimación de propiedades del sistema roca fluidos.

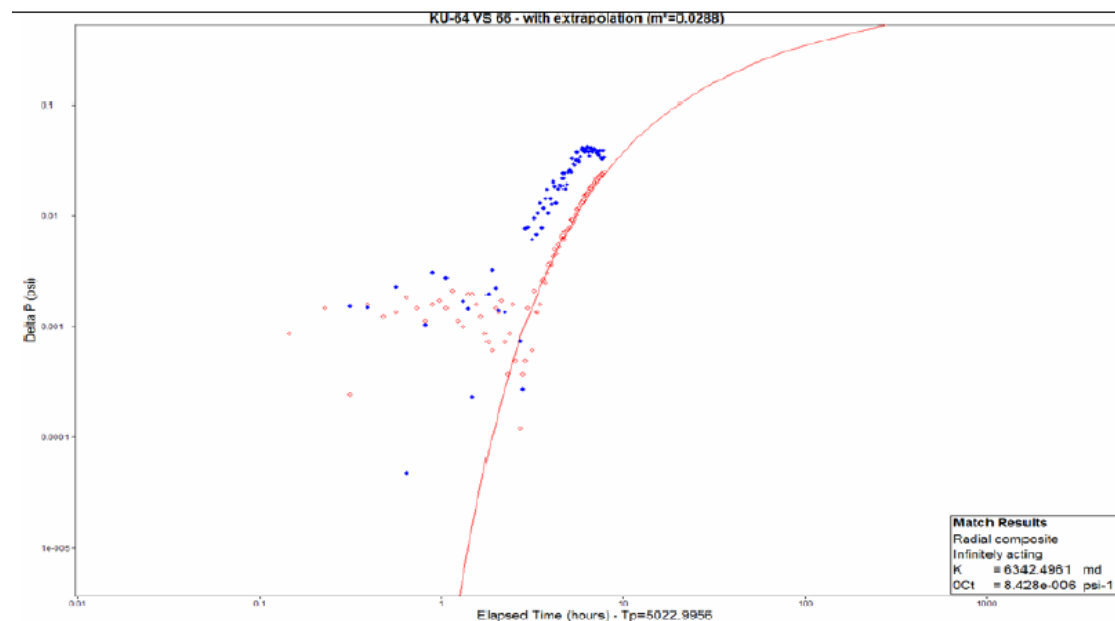


Figura 5.100 Gráfica que muestra el ajuste mediante la curva tipo para flujo radial, del pulso generado por el cierre del pozo Ku-66 (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).



Del ajuste se obtuvieron los siguientes resultados:

Permeabilidad de la formación ( $k$ ): 6342.5 md.  
Capacidad de almacenamiento ( $\phi c_i$ ):  $8.428 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ .

De lo anterior y con un valor de porosidad total igual a 9.0 %, se obtiene una compresibilidad total de  $93.6 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ .

De este valor se estimó la  $c_{fractura}$  de  $161 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ , considerando, que es un medio naturalmente fracturado,  $c_{ma} = 6.0 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ ; relación 50-50 (porosidad primaria-secundaria). La  $c_{fractura}$  se encuentra dentro de los valores medidos en Laboratorio de núcleos de roca naturalmente fracturados de la UNAM (figura 5.101).

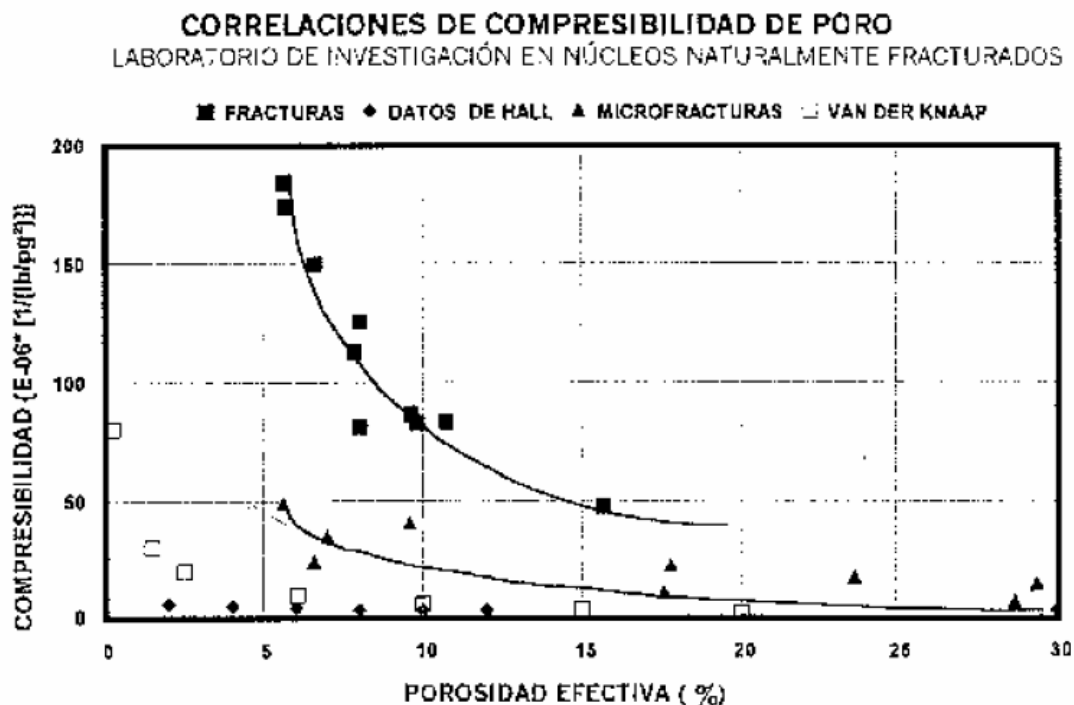


Figura 5.101 Gráfica que muestra la correlación de las compresibilidades de las fracturas para núcleos naturalmente fracturados; la correlación de la compresibilidad esta en función de la porosidad efectiva, obtenida de muestras con porosidad secundaria (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

### Análisis del pulso emitido por el pozo Ku-84D.

Para analizar este pulso fue necesario que antes se determinara la  $\Delta P$  generada por la interferencia de presión. Para ello, fue necesario primero calcular la tendencia de presión prevaleciente antes del cierre del pozo pulsante, y posteriormente eliminar dicha tendencia a los datos registrados posterior al cierre del pozo Ku-84D, aunque del comportamiento de presión observado previo al cierre del pozo, se encontró que no hubo necesidad de corregir la información por tendencia de presión.

La  $\Delta P$  de interferencia se presenta en la figura 5.102, en escala cartesiana.

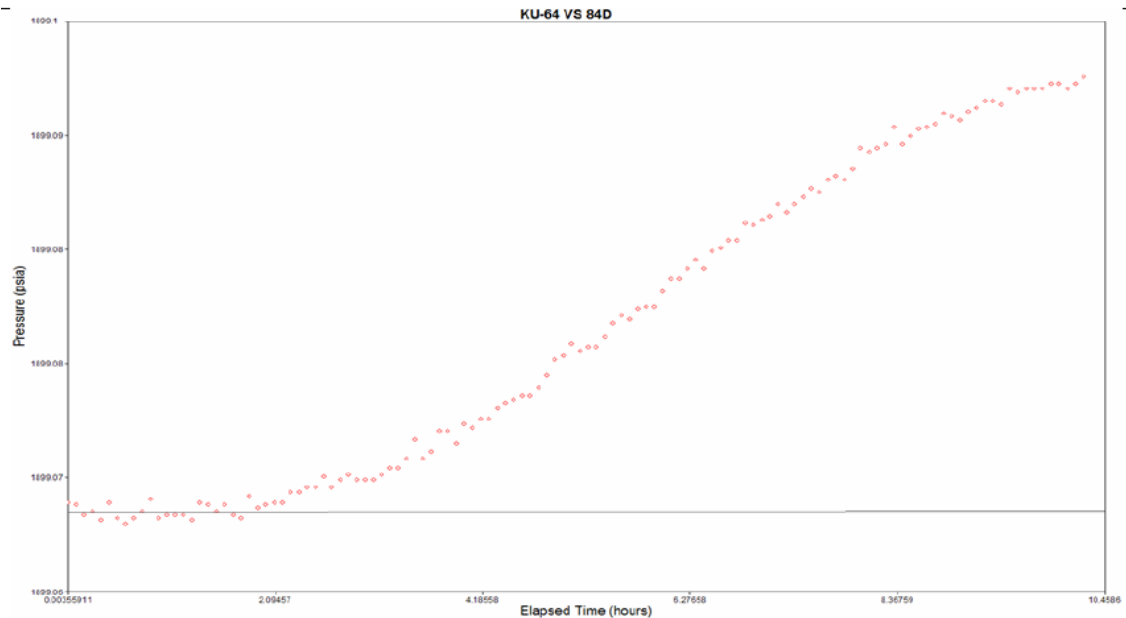


Figura 5.102 Gráfica que muestra la  $\Delta P$  de interferencia debida al cierre del pozo Ku-84D (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

De la  $\Delta P$  de interferencia debida al cierre del pozo Ku-84D, en escala doble logarítmica presentada en la figura 5.103, se observa que un comportamiento del flujo con geometría radial, razón por la cual se utilizó la curva tipo correspondiente para la estimación de propiedades del sistema roca-fluidos.

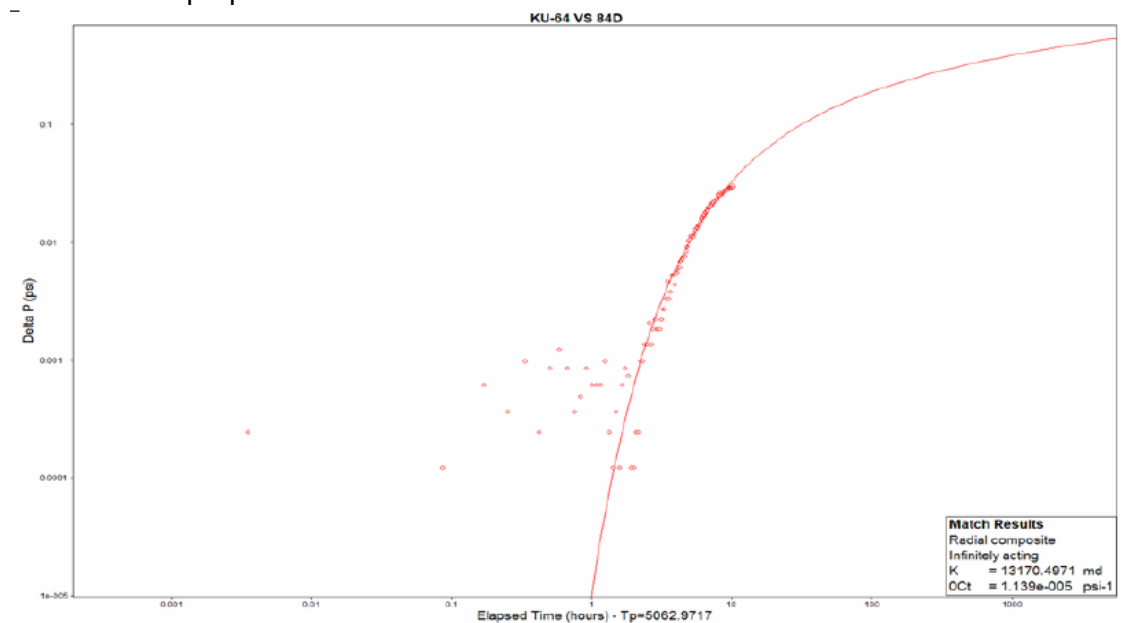


Figura 5.103 Gráfica que muestra el ajuste mediante la curva tipo para flujo radial, del pulso generado por el cierre del pozo Ku-84D (tomada de PEMEX AIKMZ, 2005).

Del ajuste se obtuvieron los resultados siguientes:

Permeabilidad de la formación ( $k$ ): 13,170.5 md.  
 Capacidad de almacenamiento ( $\phi c_i$ ):  $11.39 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ .

De lo anterior, con un valor de porosidad total igual 9.0%, se obtuvo una compresibilidad total de  $126.6 \times 10^{-6}$ .

De este valor se estimó una  $c_{fractura}$  de  $227 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ , considerando: medio naturalmente fracturado,  $c_{ma} = 6.0 \times 10^{-6} \text{ psi}^{-1}$ ; relación 50-50 (porosidad primaria-secundaria).

De los resultados de permeabilidad obtenidos de las pruebas de interferencia, se destaca una dirección de permeabilidad máxima en dirección N-W, lo cual es consistente con la dirección de las fallas principales de la configuración del yacimiento (figura 5.104).

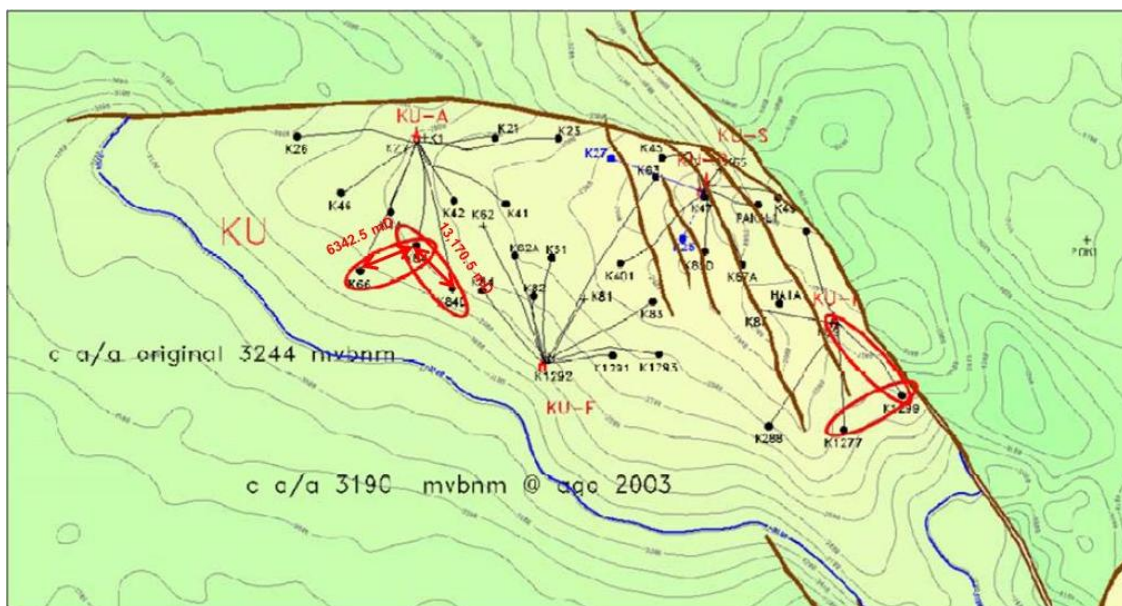


Figura 5.104 Mapa que muestra la configuración estructural de la cima de la BTPKS del campo ku; también se observan los resultados de la permeabilidad de los pozos de la plataforma Ku-A, obtenidos de la prueba de interferencia (tomado de PEMEX AIKMZ, 2005).

El valor de la permeabilidad es muy alto debido probablemente al error de truncamiento de los datos y a que no se tomara en cuenta el efecto de la marea. Con pruebas de presión se obtiene un valor de 4720 md. Dada la gran diferencia de valores de permeabilidad, es recomendable tomar otra prueba de interferencia de la misma zona para corroborar estos resultados.

#### 5.2.4 GEOESTADÍSTICA.

Desde el punto de vista de la Geoestadística, a la variable que queremos estudiar en un espacio determinado, la llamamos variable aleatoria; para estudiarla se debe considerar que esta integrada por dos áreas importantes (la geológica y la estadística); la geoestadística parte de su premisa básica (que con información de la variable aleatoria a estudiar, obtenida en puntos determinados, se estima o predice información donde no la hay), esto se logra integrando la información conocida de la variable aleatoria discreta en algunos puntos obtenida de: petrofísica, sísmica, geología y pruebas de presión, etc. La información discreta conocida se ingresa a un Software (GSLIB, ISATIS, GS+Geostatistics for the Enviromental Sciences; HERESIM, PETREL), el cual realiza la interpolación mediante diversas técnicas o tipos de análisis (Kriging, Cokriging, Simulaciones Estocásticas, Simulación Condicional) para generar la distribución en todo el espacio de la variable aleatoria que nos interesan estudiar, como puede ser la distribución de la porosidad, permeabilidad, fracturas, etc.

#### Definición de la geoestadística.

Matheron en 1962 definió a la geoestadística como “la aplicación de las funciones aleatorias para el reconocimiento y estimación de los fenómenos naturales”.

La geoestadística es una rama de la estadística aplicada, que se especializa en el análisis y la modelación de la variabilidad espacial en Ciencias de la Tierra.

### El origen de la geoestadística.

En los años 60 del siglo pasado, Matheron, acuñó el término de geoestadística, formalizó y generalizó un conjunto de técnicas de regresión desarrolladas por D. G. Krige (1941) que utilizaba la correlación espacial para hacer predicciones en la evaluación de reservas de las minas de oro en Sudáfrica.

Toda estimación realista debe tomar en cuenta ambos aspectos, el estructural y el aleatorio; el estructural siendo observado primordialmente por geólogos y el aleatorio por estadísticos. La geoestadística forma parte de la caracterización y modelado estático del yacimiento (figura 5.105).

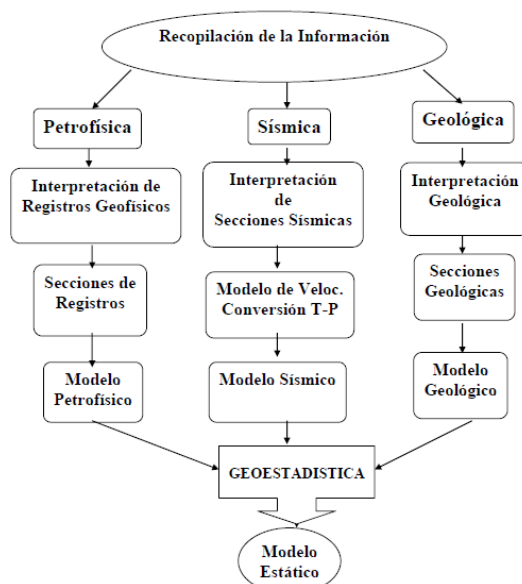


Figura 5.105 Diagrama de la caracterización de yacimientos (tomada de Jiménez Guerrero, 2005).

El objeto de estudio de la geoestadística, es el análisis y la predicción de fenómenos en el espacio y/o tiempo, tales como: ley de los metales, distribución de porosidades, distribución de permeabilidades, distribución de las fracturas, concentraciones de un contaminante, etc.

El propósito de la geoestadística, es que a partir de escasa información conocida, se estima o predice el valor de una variable en localidades donde no se conoce.

### Áreas de aplicación de la geoestadística:

- Minería.
- Hidrocarburos (petróleo y gas).
- Hidrogeología.
- Agricultura.
- Medio ambiente.
- Pesca.
- Salud pública, etc.

Se utiliza la geoestadística por lo siguiente:

- Porque permite integrar las diversas fuentes de información como: la geología, núcleos, registros y sísmica.



- Las herramientas geoestadísticas son cada vez más empleadas en la modelación de yacimientos petroleros, debido a la disponibilidad de los softwares comerciales, que de una manera u otra están basados en estas técnicas.

Software disponible:

- Para la geoestadística de propósito general:
  - GSLIB
  - ISATIS
  - GS+Geostatistics for the Enviromental Sciences
- Para la caracterización de yacimientos:
  - HERESIM
  - PETREL

La premisa básica de la geostadística es considerar que las variables de los fenómenos naturales son de carácter mixto, es decir, están compuestas por dos aspectos: uno espacial o estructural y otro aleatorio. En la figura 5.106 se ilustra un ejemplo de aplicación a la minería, donde se tiene una grafica de mediciones del porcentaje del mineral efectuadas a lo largo en cierta dirección del yacimiento minero. El eje vertical representa el porcentaje del mineral y el eje horizontal representa una cierta dirección  $x$ . Dos características pueden apreciarse: una local, de comportamiento errático o aleatorio; y otra general, con cualidades estructurales.

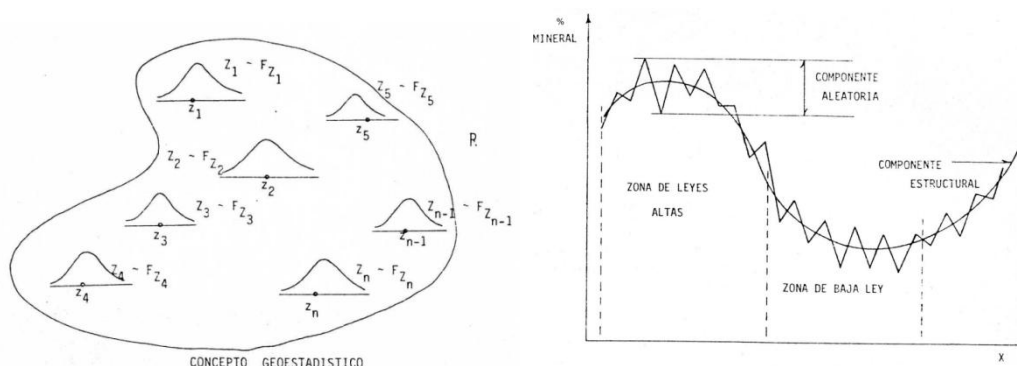


Figura 5.106 Graficas que muestran una región y grafica las mediciones del porcentaje del mineral efectuadas a lo largo de cierta dirección de la región del yacimiento minero (tomadas de Berlanga Gutiérrez y Obregón Andria, 1981).

Todo estudio geoestadístico se inicia con un análisis estructural, este consiste en el ajuste de una función denominada variograma, que representa a la variabilidad espacial in situ de los parámetros estudiados. Como ejemplos de estos podríamos citar: la ley media del mineral de interes en un cierto volumen de roca, el espesor de una formación geológica, la permeabilidad de una roca, distribución de fracturas e intensidad, etc.

En el procedimiento de estimación debe de tomar en cuenta la estructura de la variabilidad espacial de cada yacimiento, así como la manera particular con la cual el yacimiento es muestreado.

Tomando en cuenta estos aspectos, es posible asignar a cada valor estimado, un intervalo de confianza. El método de estimación denominado Krigeage (en honor a Daniel G. Krige), toma en cuenta todos estos factores y permite, además efectuar la estimación del parámetro a estudiar in-situ. El método de Krigeage proporciona el mejor estimado lineal imparcial posible de las variables estudiadas; es importante considerar que se minimiza la varianza (o error) de estimación.

En geostatística es posible realizar simulaciones de yacimientos, o más concretamente, generar un modelo con las mismas características estructurales de la(s) variable(s) estudiada(s). Así mismo y dentro de ciertos límites, es posible examinar las consecuencias que implicaría el uso de diversas técnicas de explotación por medio de la simulación de éstas dentro del modelo.

La aceptación de la geostatística, se debe a la coherencia y efectividad de las soluciones que ella ha ofrecido a los diversos problemas encontrados en la práctica especialmente en la ingeniería minera y se ha extrapolado a la industria petrolera, obteniéndose buenos resultados; si se planean, desarrollan, analizan y aplican apropiadamente.

### Modelado geoestadístico.

La caracterización de yacimientos mediante métodos geoestadísticos comprende el uso de la teoría de probabilidades aplicada a descripción de la continuidad de las variables geológicas en el espacio.

La aplicación de la geoestadística en la caracterización de yacimientos involucra un conjunto de métodos determinísticos y/o probabilísticos, cuyo objetivo es definir el modelo más probable de un yacimiento, con las formas, heterogeneidades petrofísicas, geometría estructural y caracterización paleoambiental.

El modelamiento geoestadístico se realiza con el objetivo de proporcionar la más cercana representación de la heterogeneidad geológica dentro de las principales unidades de un yacimiento.

Los enfoques más exitosos de la geoestadística para la caracterización de yacimientos, son:

- 1) Estimaciones conjuntas (Cokriging). Usando imágenes sísmicas.
- 2) Simulaciones estocásticas. Restringidas por la geología (facies).

1) Las estimaciones conjuntas explotan la correlación entre dos o más variables para mejorar su estimación, por ejemplo a partir de datos de porosidad en pozos, se puede estimar la porosidad a la escala del yacimiento; para lograr esto, se utiliza otra propiedad más densamente muestreada, por ejemplo un atributo sísmico (impedancia acústica) que esta correlacionada con la porosidad.

2) Las simulaciones estocásticas, consisten en obtener nuevas relaciones “artificiales” de la función aleatoria de manera tal que éstas reflejen las mismas propiedades estadísticas que se esperan que posee la función aleatoria original.

Los yacimientos poseen pozos irregularmente distribuidos en función de cómo haya sido la historia de su desarrollo. Cuando una empresa decide llevar adelante una tarea de perforación, necesita conocer qué probabilidades va a tener de encontrar hidrocarburos y eso implica minimizar las incertidumbres que se deben a la falta de homogeneidad de los yacimientos, de esta manera, las posibilidades de encontrar los hidrocarburos buscados aumentan o disminuyen según cuáles sean las condiciones de porosidad y permeabilidad, entre otros factores. Ahí es donde entra la geoestadística, por ser una herramienta que permite estimar en un punto qué valor aproximado se va a tener de una determinada propiedad, y qué incertidumbre asociada se tiene a esa estimación, que combinada con la geofísica del yacimiento permite integrar la información de pozos y datos sísmicos a fin de determinar nuevas locaciones para drenar las zonas saturadas de hidrocarburos.

El primer paso es definir la correlación geológica de las capas o niveles productivos a través de un modelo tridimensional de carácter discreto (en la medida en que permite

disponer sólo de datos puntuales), y parcial (porque únicamente se modelan la profundidad y el espesor del evento correlacionado). Para completar una descripción estática del yacimiento se calculan las propiedades petrofísicas promedio de cada capa o nivel a partir de los datos de registros de pozos y de análisis de núcleos, finalmente a través del mallado de los mapas generados (estructura, espesor, espesor útil, porosidad, permeabilidad, etc.) se ingresan a un simulador de yacimientos y se estudia el comportamiento dinámico del modelo.

Sin embargo, para imponer continuidad en el modelo es necesario realizar un estudio de prospección sísmica. Así se llegan a obtener dos tipos de datos: los duros o petrofísicos, de resolución vertical, y los blandos, que implican un muestro areal denso. "La técnica para integrar una variable dura, precisa, como es el dato del pozo, con una variable blanda e imprecisa pero continua, como es la sísmica 3D, se conoce con el nombre de Cokriging". También llamada "Geoestadística Multivariada", la que permite calcular la distribución espacial de una o más variables mediante autocorrelaciones o correlaciones cruzadas.

Por su parte, el "Kriging" es un método de interpolación lineal insesgado, de mínima varianza y que recibe su nombre del especialista en minería sudafricano que planteó por primera vez la necesidad de desarrollar esa rama de las matemáticas.

Hay una tercera técnica de análisis que se denomina Simulación Condicional, la cual permite analizar el yacimiento en términos de probabilidades, es decir, ya no interesa tanto qué valor se va a tener estimado en un punto, sino en qué zona hay probabilidad de que haya un valor mayor a determinado porcentaje de porosidad o de espesor o intensidad de fracturas, etc.

Zonas críticas de la estimación.

Las técnicas geoestadísticas permiten integrar las superficies de atributos sísmicos a las propiedades petrofísicas del yacimiento, por ejemplo, si existe una buena correlación entre la porosidad promedio y la amplitud mínima, es factible realizar un mapa de porosidad con la resolución areal de la amplitud sísmica mínima aprovechando la correlación espacial entre ambas.

Para cada propiedad se construyen modelos de correlación espacial o variogramas, y con ellos se logra integrar estadísticamente los dos juegos de datos, ya sea por medio de técnicas de estimación (Kriging/Cokriging) o de simulación (Simulación o Cosimulación Condicional).

El resultado es una superficie de una propiedad del yacimiento que representa los valores del pozo y el sistema de correlación espacial. Esas superficies constituyen un modelo geológico tridimensional "continuo" y completo. "Sin embargo, para algunos simuladores, es necesario ingresar con un análisis volumétrico". Durante el proceso se obtienen dos momentos cruciales, el de recolección de datos y el de normalización de la información; del mismo modo hay que atender a las particularidades propias de cada yacimiento. No es lo mismo trabajar un yacimiento carbonatado que un yacimiento clástico, si bien la técnica de geoestadística se aplica en ambos casos de la misma manera, las características propias de cada yacimiento se reflejan, por ejemplo, en el tipo de atributos sísmicos que se van a emplear.

La geoestadística en la actualidad.

Hasta la actualidad, prácticamente todas las empresas petroleras han realizado al menos un trabajo de caracterización de yacimientos a partir de las técnicas de la geoestadística, por la sencilla razón de que las trampas convencionales ya están todas

explotadas y ahora comienza la exploración en áreas más complejas. El esquema más simple siempre han sido las trampas estructurales, (anticlinal, domo, etc.), sin embargo también es conveniente considerar a las estratigráficas, donde la heterogeneidad del yacimiento es la que indica el lugar en que se acumulan los hidrocarburos.

En general para realizar un modelo geoestadístico se necesita:

- Definir qué parámetros se quiere visualizar (porosidad, permeabilidad, distribución de las fracturas, etc.), o cual es el problema que voy a resolver.
- Definir un área de estudio.
- Realizar una cuadrícula del área en estudio.
- Definir cuantas muestras o datos voy a tomar.
- Tomar las muestras o datos que estipule en el paso anterior.
- Recopilar, analizar y validar estas muestras o datos y establecer una base de datos para graficar los puntos de interés del dato que quiero analizar y visualizar.
- Introducir la base de datos en el software disponible y elijo el método para la interpolación de los datos ingresados (Kriging, Cokriging, Simulación Estocástica, Simulación Condicional, etc.).
- Graficar o visualizar lo que me interesa analizar.
- Interpretar los resultados.

#### Modelado de los efectos de las fracturas.

La creación de un modelo representativo del Yacimiento Naturalmente Fracturado, impone grandes exigencias sobre los geocientíficos, y el sistema de fracturas debe ser parametrizado en todo su detalle. Este modelo se construye habitualmente a partir de pozos cercanos con datos de alta calidad, por ejemplo, datos de imágenes de la pared del pozo, análisis de núcleos y datos de presiones transitorias, y luego se expande a la región que se extiende entre los pozos utilizando técnicas geoestadísticas (figura 5.107 y figura 5.105).

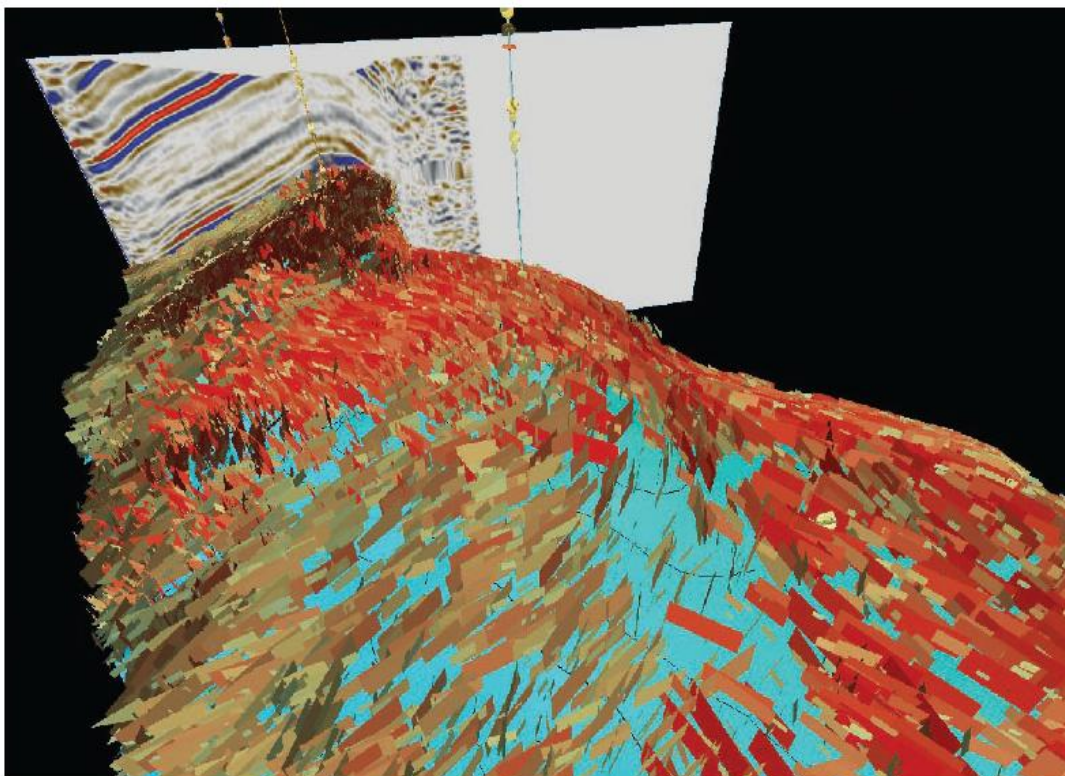


Figura 5.107 Imagen obtenida con el Software Petrel que integra diversas medidas, de diversas escalas y garantizan que el modelo de las fracturas a escala fina, es consistente con las pruebas de presión y de interferencia de un yacimiento de carbonatos (tomada de internet, archivo: carbonate\_reservoirs\_saudi, consultada el 4 de Diciembre del 2009).



Los modelos DFN (modelos numéricos de redes de fracturas discretas) también pueden ser guiados por los resultados de la caracterización de fracturas con base en la anisotropía sísmica y los datos de producción. Los datos de pozos y los datos sísmicos en general no son suficientes como para proveer información sobre el alcance y conectividad de las fracturas, por lo que los afloramientos análogos se convierten en fuentes de información cruciales.

En la figura 5.108 se ilustra de forma esquemática un ejemplo de la aplicación de la geoestadística para la caracterización de los sistemas de fracturas de el campo Ku, de la región marina noreste.

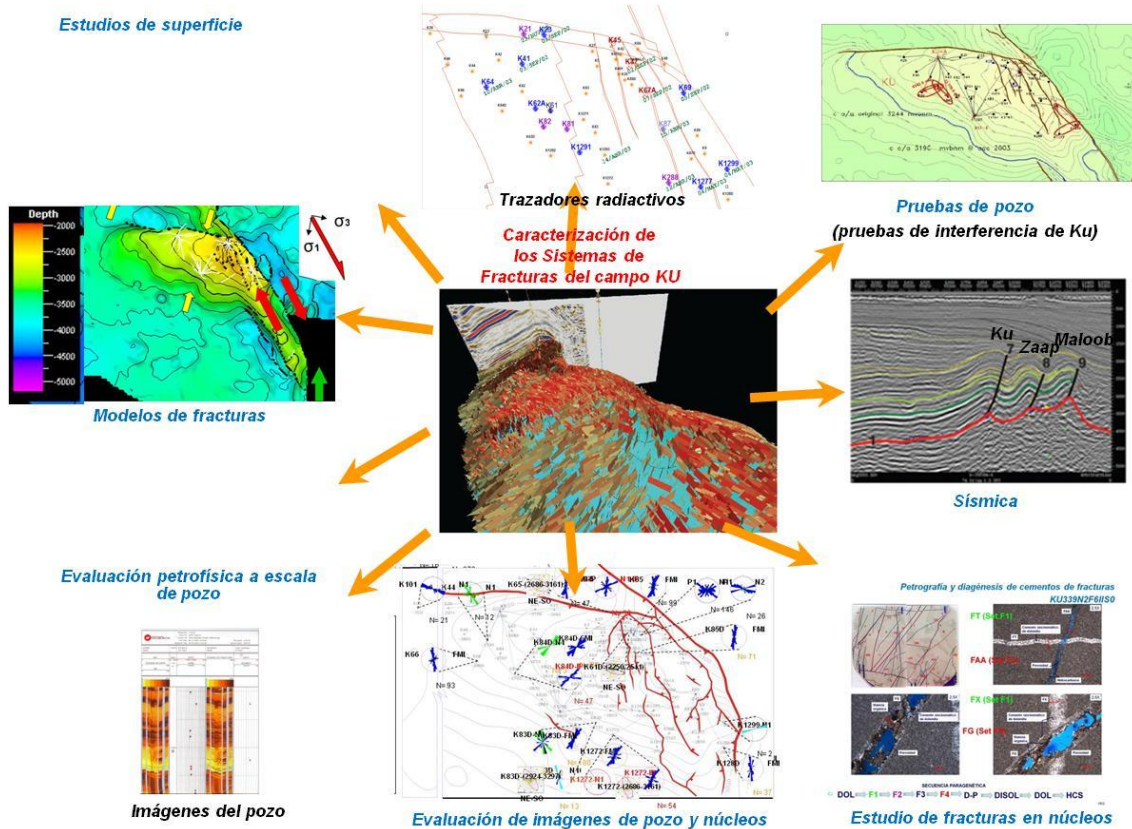


Figura 5.108 Esquema que muestra la información que se debe integrar para la caracterización de los sistemas de fracturas mediante la geoestadística, sísmica, núcleos, registros de imagen del pozo, evaluación petrofísica a escala del pozo, modelo de los esfuerzos de las fracturas actuantes, estudios de superficie (de afloramientos semejantes), de pruebas de pozo (pruebas de presión de interferencia), y trazadores radiactivos (tomado de KMZ, 2009). Modificada.

## CAPÍTULO VI. IMPACTO DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS SOBRE LAS ESTRATEGIAS DE DESARROLLO Y EXPLOTACIÓN DE UN YACIMIENTO.

Objetivo: Conocer el impacto que tienen las diversas características encontradas en los yacimientos naturalmente fracturados en las estrategias de desarrollo y explotación de aceite de un campo.

### INTRODUCCIÓN:

Conociendo el tipo de yacimiento del que se trata, de acuerdo a la clasificación de Nelson (2001) del Tipo 1, 2, 3, 4, M y G, los cuales están relacionados con el papel que desempeñan las fracturas en el yacimiento, es posible conocer los atributos positivos que pueden presentar los primeros tres tipos de los yacimientos naturalmente fracturados (como la obtención de grandes producciones en tiempos cortos, etc.) y los problemas potenciales que pueden presentar (como canalizaciones de fluidos, etc.).

Es importante conocer las estrategias de la administración de los yacimientos naturalmente fracturados, para lo cual se tomaran muy en cuenta los atributos positivos que presentan, para utilizarlos a nuestro favor y teniendo mucho cuidado con los problemas potenciales para no generar algún problema, porque impactaría de manera importante en la recuperación de los hidrocarburos e incrementaría el costo de la recuperación final. La administración eficiente de un yacimiento naturalmente fracturado se logra a través de un buen trabajo en equipo (sinergia) entre todas las áreas. Actualmente se requiere de una mayor interacción entre las áreas de: yacimientos (modelado del yacimiento), producción (historia de producción) y geología (descripción del yacimiento), para que todos estén enterados de la información que se va generando y la manera en la que puede impactar en cada una de sus áreas, para que cada área actualice su información lo más pronto posible, También se debe planear a futuro visualizando los escenarios que se pudiesen presentar y las medidas que se pueden tomar cuando llegue ese momento.

También existen muchos riesgos debidos a las fracturas, los cuales disminuyen si se caracterizan bien los sistemas de fracturas, para lo cual se debe conocer su distribución, su dirección principal (más continua); los riesgos relacionados a la porosidad y permeabilidad, como son la presión del poro, la morfología de la fractura, la comunicación entre la fractura y la matriz (si tiene daño o no); otros factores que debemos considerar son los parámetros de ingeniería, como son el factor de recuperación, la saturación de aceite, las permeabilidades relativas, y el limite económico que tenemos.

### 6.1 ATRIBUTOS POSITIVOS.

En algunos casos se considera a los yacimientos naturalmente fracturados como algo malo, ya que las fracturas hacen a un yacimiento más difícil de manejar, que si tuviera solamente las propiedades de una simple matriz, aunque esto no siempre ocurre. En realidad los tres primeros tipos de yacimientos naturalmente fracturados (tipo 1, 2 y 3), tienen algunos atributos positivos inherentes a los sistemas de fracturas. Las tablas 6.1 a la 6.3 muestran algunos de los aspectos más notables de estos atributos positivos de los yacimientos naturalmente fracturados, agrupados por el tipo de yacimiento naturalmente fracturado.

Tipo 1. Las fracturas proveen la porosidad efectiva y permeabilidad efectiva.
1.- El área de drene por pozo es grande.
2.- Se necesitan pocos pozos para desarrollarlo (si se tienen muchos pozos únicamente se acelera su explotación).
3.- Existe buena correlación entre el gasto del pozo y los pozos del yacimiento.
4.- Los mejores pozos son frecuentemente los primeros que se perforaron.
5.- Generalmente tienen alto potencial inicial.
6.- Puede producir aunque no sea un yacimiento estándar, no importando la calidad de la roca.

Tabla 6.1 Principales atributos positivos inherentes a los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 1 (tomada de Nelson, 2001).

Tipo 2. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.
1.- Pueden desarrollarse en rocas con baja permeabilidad.
2.- Frecuentemente se tienen gastos del pozo más altos que los anticipados.
3.- El volumen de hidrocarburos obtenido es proporcionado por las fracturas.

Tabla 6.2 Principales atributos positivos inherentes a los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 2 (tomada de Nelson, 2001).

Tipo 3. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.
1.- Las reservas están en función de las propiedades de la matriz.
2.- La distribución de las reservas son bastante homogéneas.
3.- Mantienen altos gastos por pozo.
4.- Las fracturas tienen gran continuidad en el yacimiento.

Tabla 6.3 Principales atributos positivos inherentes a los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 3 (tomada de Nelson, 2001).

## 6.2 PROBLEMAS POTENCIALES.

Es posible predecir y evaluar el potencial de la producción y los problemas de producción de acuerdo al tipo de yacimiento (tabla 6.4 a la 6.7). En general los problemas con los yacimientos del Tipo 1 están en función de la dirección y de la intensidad de los sistemas de fracturas, y su extensión en el yacimiento, estas características repercuten en los pozos, y en el volumen final de hidrocarburos recuperados del yacimiento. Los problemas con los yacimientos del Tipo 2 involucran la toma de información y el análisis de la interacción matriz-fractura y el que no se tenga el desarrollo de patrones óptimos. Los problemas en los yacimientos del Tipo 3, están relacionados con la falta de reconocimiento de los sistemas de fracturas, especialmente durante la planeación y el desarrollo de proyectos de recuperación secundaria o mejorada.

Tipo 1. Las fracturas proveen la porosidad efectiva y permeabilidad efectiva.
1.- Frecuentemente presentan una curva de declinación rápida.
2.- Posiblemente presenten temprana invasión de agua.
3.- El tamaño y la forma del área de drene es difícil de determinar.
4.- Los cálculos de las reservas son difíciles de determinar.
5.- El desarrollo de muchos pozos incrementa los gastos producidos, pero no las reservas.

Tabla 6.4 Principales problemas involucrados en los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 1 (tomada de Nelson, 2001).

Tipo 2. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.
1.- Pocas fracturas y la poca comunicación con la porosidad de la matriz llevan a una recuperación pobre de la matriz y a una mala recuperación secundaria.
2.- En algunos casos presentan una temprana invasión de agua (por lo que los gastos de producción deben ser controlados).
3.- La intensidad de las fracturas y su inclinación son críticas.
4.- Los patrones desarrollados de las fracturas se deben analizar y desarrollar sus modelos para cada parte del yacimiento.
5.- Se dificultad determinar el factor de recuperación y es bastante variable.
6.- Pueden encontrarse fracturas cerradas en los yacimientos sobrepresionados.

Tabla 6.5 Principales problemas involucrados en los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 2 (tomada de Nelson, 2001).

Tipo 3. Las fracturas proveen la permeabilidad efectiva.
1.- Es muy variable la permeabilidad en el yacimiento.
2.- Frecuentemente presentan una inusual respuesta en la recuperación secundaria.
3.- Frecuentemente presentan áreas de drene muy elípticas.
4.- Frecuentemente se encuentran interconectadas con otros yacimientos.
5.-Frecuentemente existe pobre correlación entre los registros, los núcleos analizados, las pruebas de los pozos y su comportamiento.

Tabla 6.6 Principales problemas involucrados en los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 3 (tomada de Nelson, 2001).

Tipo 4. Las fracturas crean barreras de flujo.
1.- Presentan yacimientos compartamentalizados.
2.- Comparando los pozos bajo ejecución con las capacidades de la matriz.
3.- El factor de recuperación es muy variable a través del campo.
4.- Tienen una permeabilidad anisotrópica opuesta a otros yacimientos fracturados adyacentes que tienen otros tipos de fracturas.

Tabla 6.7 Principales problemas involucrados en los yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 4 (tomada de Nelson, 2001).

La clave para la comprensión, es el proceso de definición del tipo de yacimiento naturalmente fracturado que estamos estudiando y por lo tanto que se está esperando del sistema de fracturas. Un ejemplo de esta aproximación fue usada primero por Amoco en los yacimientos naturalmente fracturados, cuya descripción se muestra en la figura 6.1, este análisis histórico de los problemas asociados con estos campos no puede ser usado como un predictor de la evaluación y el desarrollo de los problemas en nuevos campos. En la actualidad es posible clasificar el tipo de yacimiento naturalmente fracturado tempranamente en nuestra evaluación y planeación, que es el potencial desafío de hoy en día.

### 6.3 ESTRATEGIAS DE LA ADMINISTRACIÓN DE YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.

Aunque muchos yacimientos naturalmente fracturados son productores rentables, muy pocos son agotados eficientemente, ya que en general estos son yacimientos muy complicados (especialmente los más grandes); deben ser estudiados a profundidad para su correcta evaluación, óptimo desarrollo y su depresionamiento. Para los yacimientos anisotrópicos en general y para los yacimientos naturalmente fracturados en particular, debemos hacer varios cambios filosóficos sobre la manera de cómo se realizan los negocios, los cuales incluyen:



- 1.- La cuantificación geológica y petrofísica de todos los atributos de los yacimientos.
- 2.- La evaluación e interpretación de la historia de producción o registros históricos de producción.
- 3.- El modelado del yacimiento para entender el escalamiento de varios datos geológicos, de ingeniería y las variaciones numéricas de los parámetros relacionados.
- 4.- El trabajo se debe enfocar hacia la administración total y al desarrollo dinámico tan pronto como sea posible, para optimizar la recuperación en todas las fases del depresionamiento.

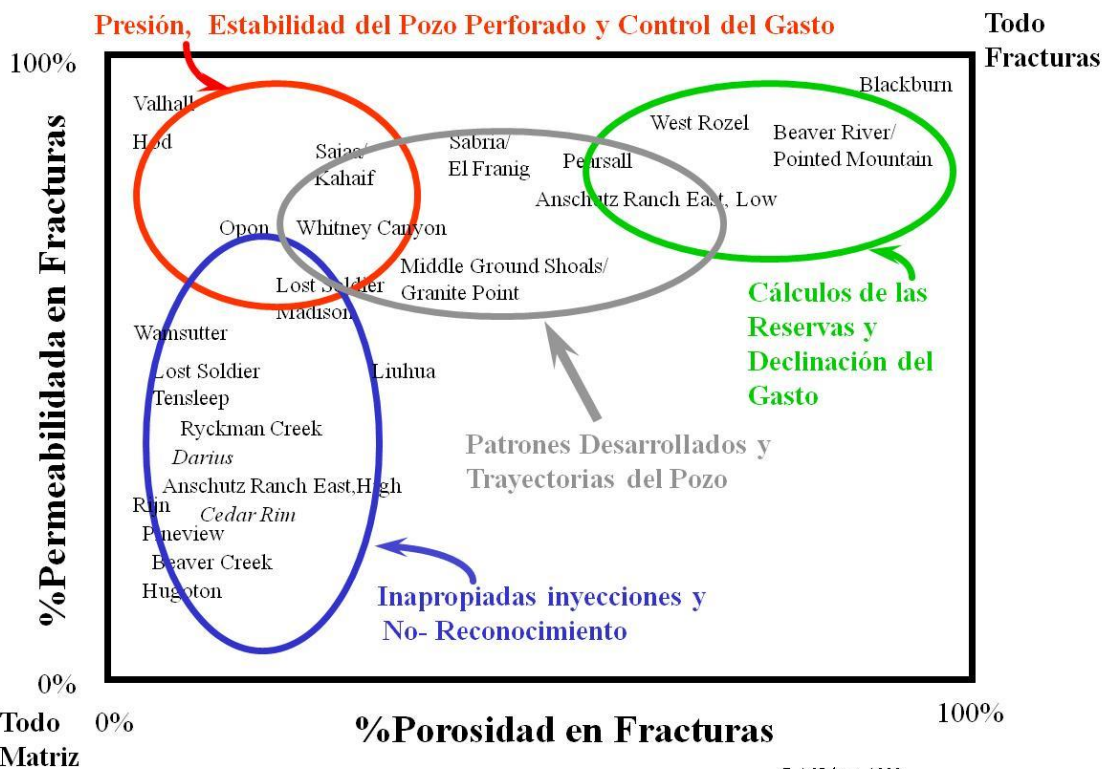


Figura 6.1 Esquema de una descripción visual de la clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados, sobre algunos de los yacimientos naturalmente fracturados estudiados por Nelson. También son descritas la producción y evaluación de los problemas encontrados como una función del tipo de yacimiento fracturado y su posición relativa en este diagrama (tomada de Nelson, 2001).

### La vieja administración del yacimiento.

En el pasado, la administración del yacimiento (desarrollo y depresionamiento) en los yacimientos naturalmente fracturados tomaban mucho en cuenta los datos de la historia de producción, tomados desde sus etapas tempranas en la historia del campo o de un campo semejante (figura 6.2). Un campo semejante es un campo productor que tiene características similares al campo que estábamos estudiando. Las descripciones petrofísicas y geológicas del yacimiento tendieron a no ser cuantitativas y solamente fueron usadas con una extensión limitada en la interpretación de los datos históricos y en los planes de desarrollo del yacimiento.

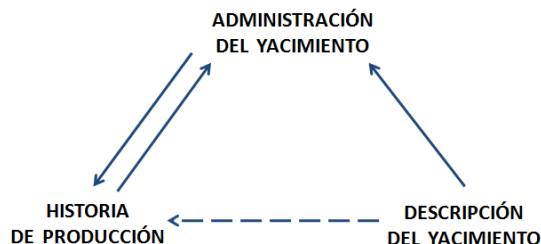


Figura 6.2 Esquema que muestra a la "vieja" relación entre la administración de las decisiones del yacimiento y los datos de entrada (tomada de Nelson, 2001).

### La nueva administración del yacimiento.

Se han dado importantes cambios tecnológicos, para mejorar los factores de recuperación, especialmente en los campos donde las reservas son grandes, donde se requiere un cambio de procedimiento, hacia una interpretación más integrada (figura 6.3). La óptima administración de los yacimientos naturalmente fracturados se alcanza a través del uso del modelado del yacimiento. Estos modelos matemáticos integrados, la iteración en la ingeniería y los datos geológicos, a varias escalas y niveles de cuantificación, se realizan para lograr alcanzar más predicciones precisas del comportamiento del yacimiento a través del tiempo y bajo varios desarrollos planeados y esquemas de depresionamiento. Tal trabajo interactivo requiere cambios en nuestro método de recolección de datos y su integración, de esta manera nos aproximaremos al éxito.

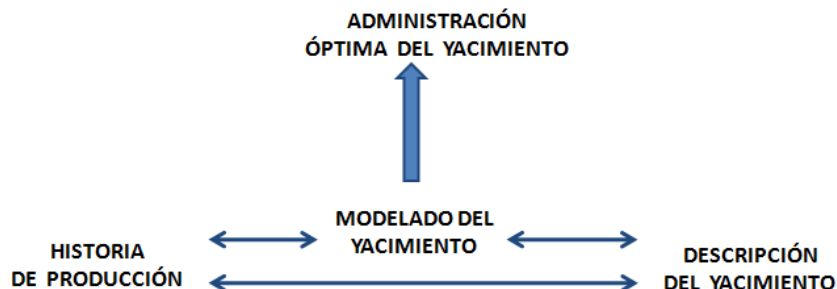


Figura 6.3 Esquema que muestra la "nueva" relación entre la administración óptima de los yacimientos naturalmente fracturados y los datos de entrada (tomada de Nelson, 2001).

### Descripción del yacimiento.

Los geólogos deben generar datos numéricos duros de las fracturas del yacimiento y no solamente deben definir el tamaño, forma y distribución de los paquetes de roca relevantes; también deben caracterizar las propiedades del flujo de fluidos de estas unidades del yacimiento; es importante conocer a las unidades geológicas que permiten su cuantificación a profundidad; los geólogos deben apoyar a los ingenieros de yacimientos, quienes generalmente son los que menos información tienen de las pequeñas variaciones del yacimiento y de su anisotropía. La cuantificación de estas características y los efectos a pequeña escala son más eficazmente manejadas por los geólogos, para alcanzar la unificación efectiva (figura 6.3)

Los geólogos deben trabajar por encima de la interpretación de los núcleos a pequeña escala, para que se entiendan mejor las características anisótropicas y el flujo característico, así como conocer el comportamiento del yacimiento a gran escala. Se deben realizar más observaciones para conocer el potencial del yacimiento compartimentalizado y sus propiedades. Tal trabajo requiere un modelado sinérgico de la petrografía, mecánica y de los atributos del flujo de fluidos del yacimiento.

### Historia de la producción.

En las evaluaciones de los yacimientos, los ingenieros de yacimientos distribuyen a gran escala sensores remotos (de presión y composicionales, etc.) que permiten obtener datos del flujo de fluidos, los cuales son una combinación de todos los parámetros asociados (de las partes anisotrópicas individuales o unidades dentro del yacimiento). Frecuentemente estos datos no son interpretados considerando los detalles del yacimiento, porque se usan más los datos a gran escala de los sensores remotos, porque presentan una tendencia y no datos puntuales. En las etapas tempranas del trabajo la descripción de las características del yacimiento son usadas únicamente para seleccionar un yacimiento semejante. Sin embargo cuando más detalles cuantitativos del yacimiento sean conocidos y los modelos numéricos del yacimiento lleguen a ser validados, el modelo se deberá actualizar, por lo que se mejorará sustancialmente. Los datos de producción tendrán que ser interpretados considerando los detalles de las características del yacimiento, esto es posible con el modelado iterativo. Los primeros modelos que se corren son los que tratan al yacimiento como un depósito homogéneo e isotrópico, con cada modificación progresiva del modelo, más detalles se van agregando, aumentándose las unidades de respuesta y más capas son desplegadas de la heterogeneidad y la anisotropía de la permeabilidad, que son definidas por las descripciones geológicas a pequeña escala. En algún punto, los resultados no diferirán significativamente con el incremento de la complejidad del modelo; en este punto, incorporar más detalles no es necesario. Como tal, los ingenieros de yacimientos se estarán moviendo relativamente hacia abajo en la escala, es decir de los datos de producción a gran escala hacia la interpretación de los datos a una escala más pequeña.

### Modelado del yacimiento.

Existe una variedad de modelos de yacimientos que presentan complejas aproximaciones matemáticas, todas son formas válidas del modelado y deberían ser vistos como medios efectivos y necesarios para la integración e iteración de diversos datos geológicos, petrofísicos y de ingeniería.

Los modelos semejantes (de los campos productores que tienen características similares al campo que estamos analizando) siempre han sido herramientas de predicción en la industria petrolera, tanto en la exploración, como en la producción. Ellos pueden ser útiles en general, pero nunca han probado ser muy exactos en los yacimientos naturalmente fracturados; esto es debido a la compleja naturaleza (casi única) de la mayoría de los yacimientos fracturados, y a la falta en general de datos cuantitativos descriptivos de las fracturas y de las propiedades de la matriz, necesarias para determinar cuáles campos desarrollados son exactamente análogos al campo que estamos analizando; debido a esto, es común utilizar modelos semejantes muy inapropiados. Sin embargo, con la continua cuantificación de la descripción del yacimiento, tal modelo llega a ser cada vez más confiable.

Los modelos matemáticos detallados del comportamiento de los yacimientos fracturados y su desempeño, es relativamente nuevo dentro de la industria. Estas técnicas de diferencias finitas y elemento finito pueden representar la presión, temperatura, flujo de fluidos, saturación, y comportamiento composicional de todo el yacimiento bajo varios escenarios simulados, simulando por ejemplo el depresionamiento y esquemas de tratamiento. Las técnicas del modelado han llegado a tal nivel de sofisticación que estos modelos pueden ahora empezar a aceptar la evidente complejidad del yacimiento naturalmente fracturado a diversas escalas de análisis.

Las decisiones de la administración del yacimiento, frecuentemente se realizan con base en los diferentes y frecuentes conflictos en la entrada de datos (figura 6.3). En contraste, el uso de los modelos del yacimiento como una integración primaria de los diversos datos permite a la administración del yacimiento tomar decisiones basadas en la coherencia del modelo integrado, lo cual permite tomar decisiones sobre el volumen de producción más racional y real.

### Iteración.

La iteración es un aspecto muy importante, por la facilidad que tienen los pasos iterativos y que son necesarios en la descripción, caracterización, en la historia trabajada o computada, y en el modelado.

La cuantificación a la escala más grande de las descripciones del yacimiento y la interpretación a la escala más pequeña de la historia toman en cuenta una libre interacción entre estas disciplinas.

El modelado iterativo facilita la interacción entre lo proyectado y las implicaciones de los números (o valores) seleccionados, y nos ayudan a definir el escalamiento de los datos detallados del yacimiento sobre el flujo a gran escala (a la escala del yacimiento). Tal trabajo de escalamiento nos ayuda a definir el nivel de la complejidad de la descripción, que es relevante para el comportamiento del yacimiento, sobre el cual la precisión no está mejorada.

### Distribución histórica de la producción.

Comparando a los yacimientos comunes (en donde la matriz normalmente esta dominando al yacimiento), con los yacimientos naturalmente fracturados (que son anisotropicos y heterogéneos). Esta heterogeneidad se puede observar en el análisis de los diagramas de frecuencias de los campos con grandes gastos y reservas mostrados en las figuras 6.4 y 6.5. En un yacimiento común con la matriz dominando al yacimiento, muestra una tendencia en forma de campana. Sin embargo en los yacimientos fracturados representados en las figuras 6.4 y 6.5 las distribuciones están altamente sesgadas; los datos muestran que unos pocos pozos del campo dominan la explotación de las reservas y son mucho más altos sus gastos. Para cuantificar este sesgo de las propiedades del yacimiento naturalmente fracturado, se realizo una compilación de los datos de 20 campos productores de los yacimientos fracturados de Norte América, principalmente. Los campos estudiados se muestran en la tabla 6.8. Los datos de producción fueron obtenidos de la base de datos Dwight's principalmente.



Figura 6.4 Diagrama que muestra la frecuencia de la producción acumulada de aceite por pozo, en millones de barriles de aceite, del basamento de granito del yacimiento naturalmente fracturado del Campo La Paz, de la Cuenca Maracaibo, de Venezuela. La distribución está altamente sesgada (en papel log-normal presenta forma de campana) es típica de las fracturas dominando a los yacimientos. Note que la mayoría de los pozos tienen una producción acumulada de aceite de alrededor de 5 millones de barriles de aceite (MMBO), mientras que unos pocos tienen una producción acumulada de aceite de 7 a 10 veces esa cantidad (tomada de Nelson, 2001).



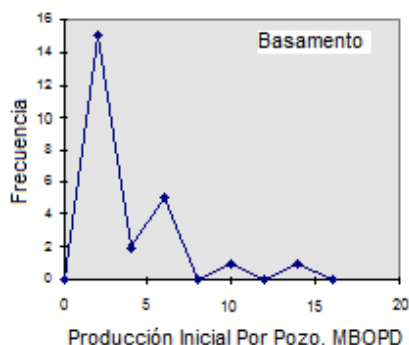


Figura 6.5 Diagrama que muestra la frecuencia del potencial inicial (IP) o gasto por pozo del basamento de granito del yacimiento naturalmente fracturado del Campo La Paz, de la Cuenca Maracaibo, de Venezuela. La distribución está altamente sesgada (en papel log-normal presenta forma de campana) es típica de las fracturas dominando a los yacimientos. Note que la mayoría de los pozos producen alrededor de 2 mil de barriles de aceite por día (MBOPD) mientras que unos pocos producen de 5 a 8 veces esa cantidad (tomada de Nelson, 2001).

Campo	Formación	Tipo de Roca	Medio Ambiente de Deposito "EOD"	Producción Acumulada (MMBOE)	Gasto Máximo (BOPD)
East Anschutz	Nugget	Arenisca	Eólico	564	7217
Ryckman Creek	Nugget	Arenisca	Eólico	64	3445
Pineview	Nugget	Arenisca	Eólico	15	540
Painter	Nugget	Arenisca	Eólico	167	3282
East Painter	Nugget	Arenisca	Eólico	138	4744
Lost Soldier	Tensleep	Arenisca	Eólico	138	
Wertz Dome	Tensleep	Arenisca	Eólico	42	
Rangeley (sihco, 1976)	Weber	Arenisca	Eólico	4	1163
Middle Ground Shoals	Tyonek	Arenisca	Conglomerado	167	
Granite Point	Tyonek	Arenisca	Conglomerado	132	
Yellow Creek	Twin Creek	Carbonato	Plataforma epicontinental	6	679
Whitney Canyon	Madison	Carbonato	Plataforma epicontinental	33	2643
Lost Soldier	Madison	Carbonato	Plataforma epicontinental	40	1941
Wertz Dome	Madison	Carbonato	Plataforma epicontinental	3	642
La Paz	Cogollo	Carbonato	Plataforma epicontinental	575	14600
Trap Spring		Ignimbrite	Volcánico	13	1546
Dine-Bi-Keyah	Hermosa	Capa intrusiva de sienita	Volcánico	18	1809
Florence	Pierre	Lutita	Lutitas Marinas		106
Point Arguello	Monterrey	Lutitas Silíceas	Lutitas de Agua Profundas	131	10921
La Paz	Jr. Basement	Granito	Intrusivo	209	12252
Upper Valley	Kaibab	Carbonato		24	273
Walker Creek	Smackover	Carbonato	Grainstone	16	336

Tabla 6.8 Se muestran la información de los 20 campos productores de los yacimientos naturalmente fracturados de Norte América principalmente, estos son los campos estudiados con el sesgo de las propiedades de los yacimientos. Los datos de producción vienen principalmente de la base de datos Dwight's. Nota: Upper Valley y Waker Cree son dos campos homogéneos (tomada de Nelson, 2001).

Después de estudiar el gasto y la distribución de las reservas de estos yacimientos naturalmente fracturados, junto con esos dos campos homogéneos con matriz-únicamente (Upper Valley y Walker Creek), el grado del sesgo parece estar relacionado al grado del control de la fractura o tipo de yacimiento fracturado (figuras 6.6 y 6.7). En general, el grado de sesgo decrece conforme vayamos de un yacimiento con fracturas-únicamente (Tipo 1) a un yacimiento con matriz-únicamente.

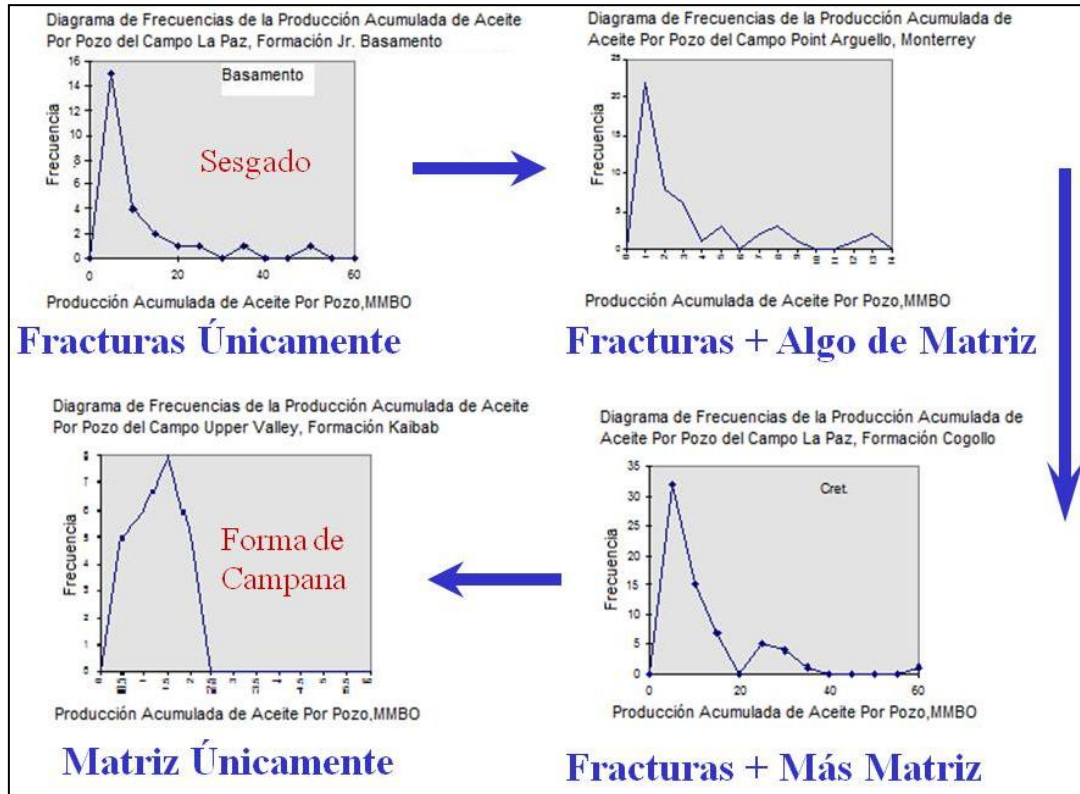


Figura 6.6 Diagramas de frecuencia seleccionados de la producción acumulada por pozo, para los yacimientos donde el gasto o producción de la fractura es dominante hacia donde la matriz es dominante. En las distribuciones que tienden hacia la matriz–dominante tienen mas forma de campana, mientras que en las distribuciones que tienden a fracturas dominantes están altamente sesgadas (tomada de Nelson, 2001).

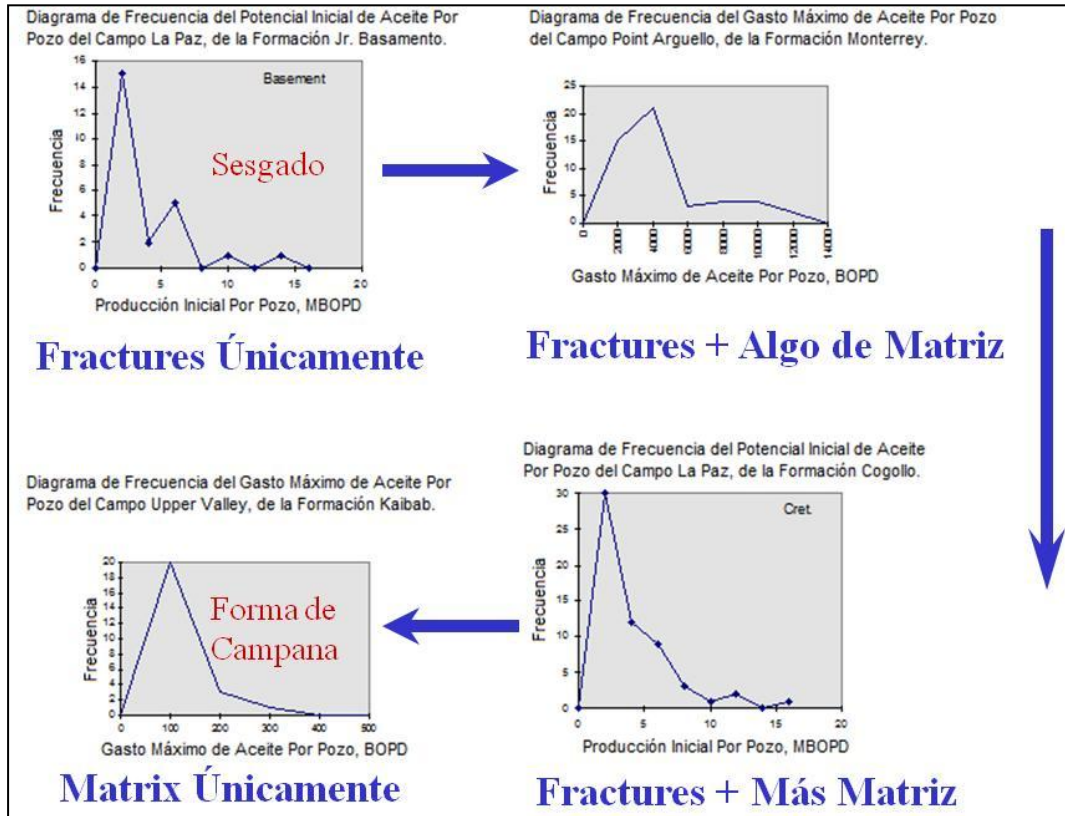


Figura 6.7 Diagramas de frecuencia seleccionados del gasto máximo de aceite por pozo para los yacimientos donde el gasto de la fractura es dominante hacia donde el gasto de la matriz es dominante. En las distribuciones que tienden a matriz–dominante tienen mas forma de campana o ligeramente sesgada, mientras en las distribuciones donde tienden a fractura-dominante están altamente sesgadas (tomada de Nelson, 2001).

Debido a la dificultad para visualizar las diferencias en estas distribuciones, un nuevo formato de exhibición fue designado para hacer a estos cambios más notables. La figura 6.8 muestra las distribuciones de las reservas de los campos estudiados considerando el porcentaje de los pozos perforados (ordenados del más bajo a el más alto) contra el porcentaje de la producción total acumulada del campo.

Es evidente que en la figura 6.8 existe gran heterogeneidad en la producción acumulada por pozo en estos campos. Como un punto de referencia, en un verdadero campo homogéneo cada pozo tendría la misma contribución en igual cantidad a la producción acumulada del campo; tal distribución se vería como una línea recta a 45 grados (figura 6.8), con cada pozo dando una cantidad igual de las reservas. Los yacimientos naturalmente fracturados estudiados se desvían dramáticamente de esta línea recta.

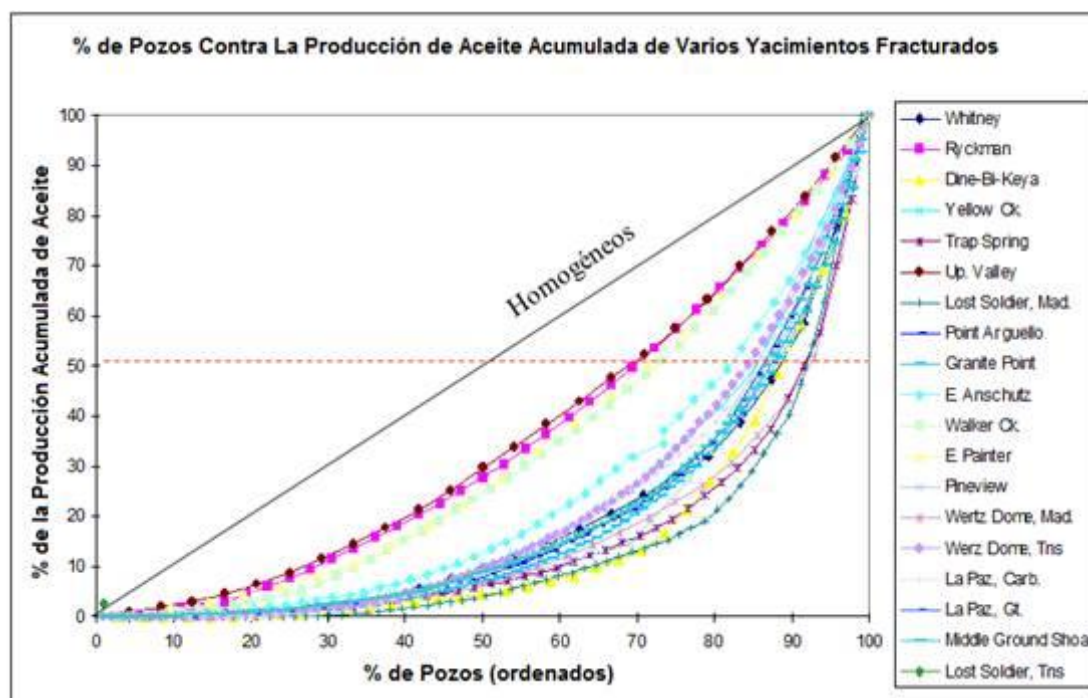


Figura 6.8 Diagrama de varios yacimientos naturalmente fracturados mostrando el porcentaje de la producción acumulada de aceite contra el porcentaje de los pozos. Los pozos son ordenados por la producción acumulada de la más baja a la más alta. Donde la contribución en porcentaje de los pozos al total de la producción de los campos es mostrada por la contribución en porcentaje de los pozos al número total de los pozos en el campo. En los campos en los cuales cada pozo tendría idéntica producción acumulada se mostraría en una línea a 45-grados en este diagrama. Los yacimientos relativamente homogéneos mostrarían una curva desviada un poco debajo de esa línea a 45-grados. Los yacimientos muy heterogéneos, como los yacimientos con fracturas-dominantes, están desviados sustancialmente de esa línea a 45-grados (tomada de Nelson, 2001).

La forma y posición de estas curvas parecen estar en función del tipo de yacimiento fracturado, tal como ocurre en los yacimientos del Tipo 1 donde se tiene la más grande desviación y con los Tipo 2, 3, 4 moviéndose progresivamente hacia los “depósitos homogéneos” que es la línea recta a 45 grados (figura 6.9). En esta familia de datos, en los yacimientos del Tipo 1 se observa en la parte superior derecha que del 5-15 por ciento de los pozos producen el 50 por ciento de las reservas de estos campos. Esto cambia del 15-25 por ciento de los pozos que producen el 50 por ciento de las reservas en los yacimientos del Tipo 2, y del 25-40 por ciento de los pozos producen el 50 por ciento de las reservas en los yacimientos del Tipo 3 y 4. Estos cambios en la distribución de las reservas producidas en los yacimientos de los Tipos 3 y 4 son lógicos, porque son dominadas por el almacenamiento en la matriz; en estos yacimientos, la variación en la distribución de las fracturas tiene un pequeño efecto en la cantidad de aceite y gas producido. En los yacimientos Tipo 1 y Tipo 2, las reservas

dependen en gran medida de las fracturas o requieren de las fracturas para estar produciendo de una porción de la matriz; en estos yacimientos la variabilidad en la distribución de las fracturas crea gran heterogeneidad en la distribución de las reservas.

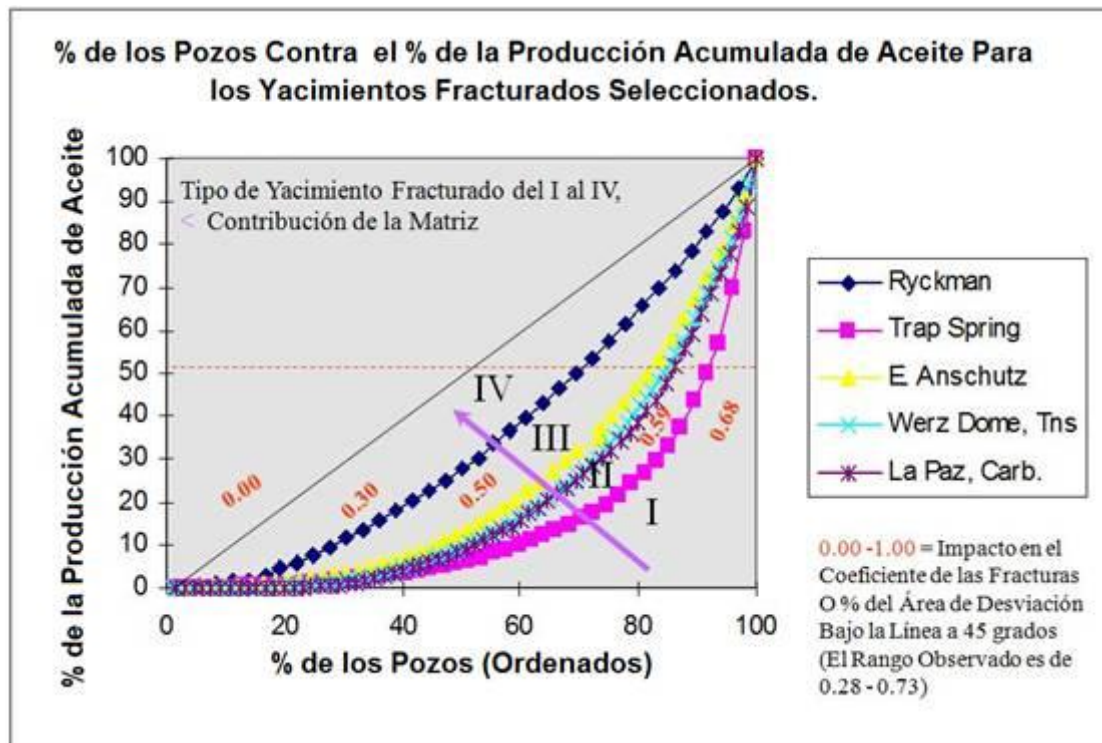


Figura 6.9 Gráfica que muestra el porcentaje de la producción acumulada de aceite contra el porcentaje de los pozos, de varios yacimientos naturalmente fracturados similares a los de la figura 6.8, se tienen varios yacimientos naturalmente fracturados del Tipo 1 al 4 y se muestra su impacto en el coeficiente de las fracturas (que es el porcentaje de desviación de la línea a 45° de los yacimientos homogéneos), (tomada de Nelson, 2001).

Una aproximación similar es usada para investigar las distribuciones de los gastos de estos mismos yacimientos fracturados (figura 6.10). En esta figura, el porcentaje de los pozos está graficado contra el porcentaje del gasto del flujo del líquido comparado con el gasto del flujo de líquido más alto del pozo del campo. Los valores de los gastos usados fueron los máximos gastos del flujo del líquido mensuales de los pozos, que experimentaron durante su vida. En la figura 6.10, en un yacimiento homogéneo todos sus pozos tendrían el mismo gasto promedio en todo el campo y se vería como una línea horizontal, se observa en la figura de las reservas en donde estos yacimientos fracturados muestran heterogeneidad significativa con respecto a los gastos; únicamente el 10 por ciento de los pozos teniendo los máximos gastos de flujo, por arriba de la mitad, que son los mejores pozos del campo. Comparando a las reservas mostradas en la figura 6.9 con la figura 6.10 se tiene una pequeña variación por el tipo de yacimiento naturalmente fracturado del que se trata. En los yacimientos fracturados, los gastos son totalmente controlados por las variaciones en la distribución de las fracturas, con más fracturas se obtienen mayores gastos. Quizá la variación en la figura del gasto podría ser o estar eventualmente proveída por el origen del sistema de las fracturas (las relacionadas a pliegues contra las regionales, etc.).

Otra interesante observación en las distribuciones de la producción en estos yacimientos fracturados proviene de las comparaciones de los gastos contra las reservas de los pozos de un campo. La figura 6.11 muestra una excelente correlación lineal entre el gasto y las reservas de los pozos de los campos del Tipo 1, con progresivamente más bajas a muy pobres correlaciones, moviéndose hacia los



yacimientos del Tipo 2, al Tipo 3 y al Tipo 4. Esto es lógico porque las reservas y los gastos son totalmente dependientes de la abundancia de las fracturas en los yacimientos fracturados del Tipo 1, los más fracturados tienen los más altos gastos y reservas. En los yacimientos fracturados Tipos 3 y 4, en los cuales mas fracturas dan más altos gastos, pero no yacimientos más grandes (esos son almacenados predominantemente en los poros de la matriz).

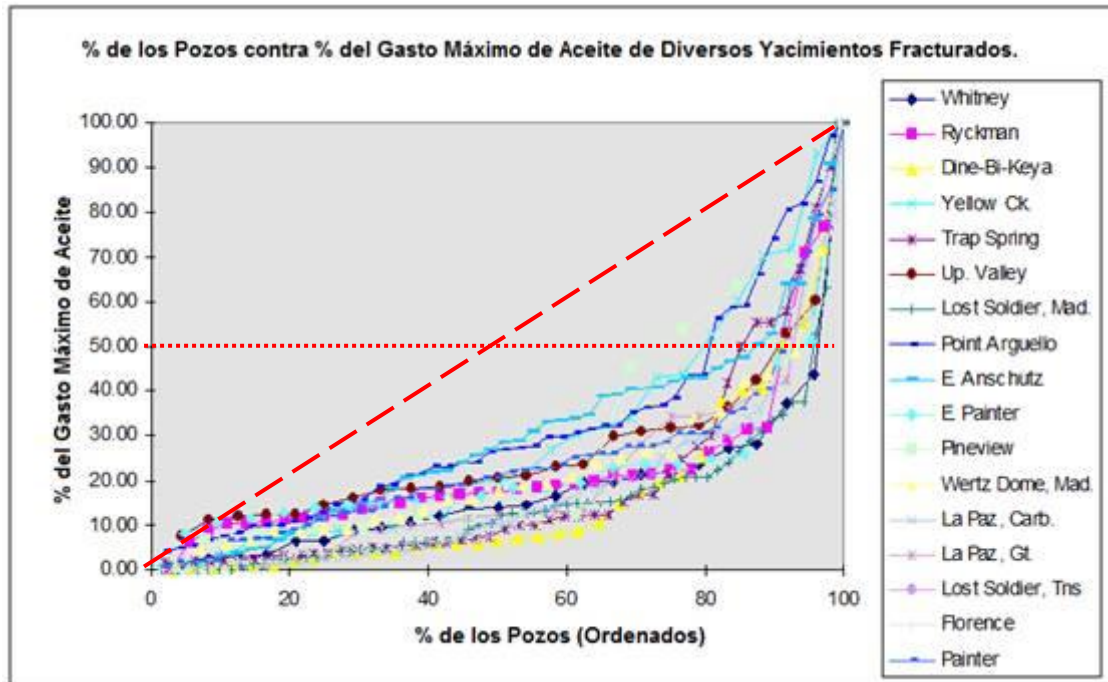


Figura 6.10 Grafica que muestra el porcentaje del gasto máximo de aceite contra el porcentaje de los pozos, mostrando varios yacimientos fracturados. Los pozos están ordenados en relación al gasto máximo, del más bajo al más alto. Después el porcentaje de los pozos con el gasto máximo son comparados con el gasto máximo del pozo en el campo es mostrado por la contribución en porcentaje de esos pozos al número total de pozos en el campo. Campos, en los cuales cada pozo tendría idénticos gastos máximos, se mostrarían como una línea horizontal en este diagrama. Los yacimientos relativamente homogéneos mostrarían una línea curva un poco desviada. Los yacimientos muy heterogéneos, como los yacimientos con fracturas dominantes, se desvían sustancialmente de esa línea a 45° (tomada de Nelson, 2001). Modificada.

Existen varios aspectos importantes que se pueden deducir de estas distribuciones de la producción de los yacimientos fracturados, primeramente, cuando se realizan tempranamente modelos para los yacimientos fracturados, frecuentemente atribuimos a un número promedio o “estándar” de pozos, considerando las mismas propiedades determinadas de los primeros pozos del campo. En actividades así, nosotros nunca capturamos la variabilidad, debido a que no incluimos los pozos realmente buenos que nosotros probablemente encontraremos, o a la inversa el gran número de pozos malos que encontraremos. Mientras con únicamente uno o dos pozos en el campo, no es posible conocer con precisión donde los pozos se ajustan a las diversas posibilidades; se pueden usar estas distribuciones para al menos anticipar la probable variabilidad. Secundariamente, nosotros podemos usar las distribuciones aproximadas tal y como están, para evitar ignorar las fracturas, desarrollando previamente fluidos de inyección para la recuperación secundaria o mejorada. Por ejemplo en los yacimientos fracturados del Tipo 3, es posible ignorar a las fracturas durante años de producción primaria. Sin embargo, si más tarde realizamos un proyecto de recuperación secundaria o mejorada con inyección de fluidos no es recomendable ignorar las fracturas, porque ellas pueden crear una potente dirección de flujo. La creación de las distribuciones de producción tal y como están descritas aquí pueden ser usadas para probar esa acción de las fracturas o su papel en el yacimiento y esas fracturas deben

ser incorporadas dentro de la planificación secundaria o mejorada de los fluidos de inyección.

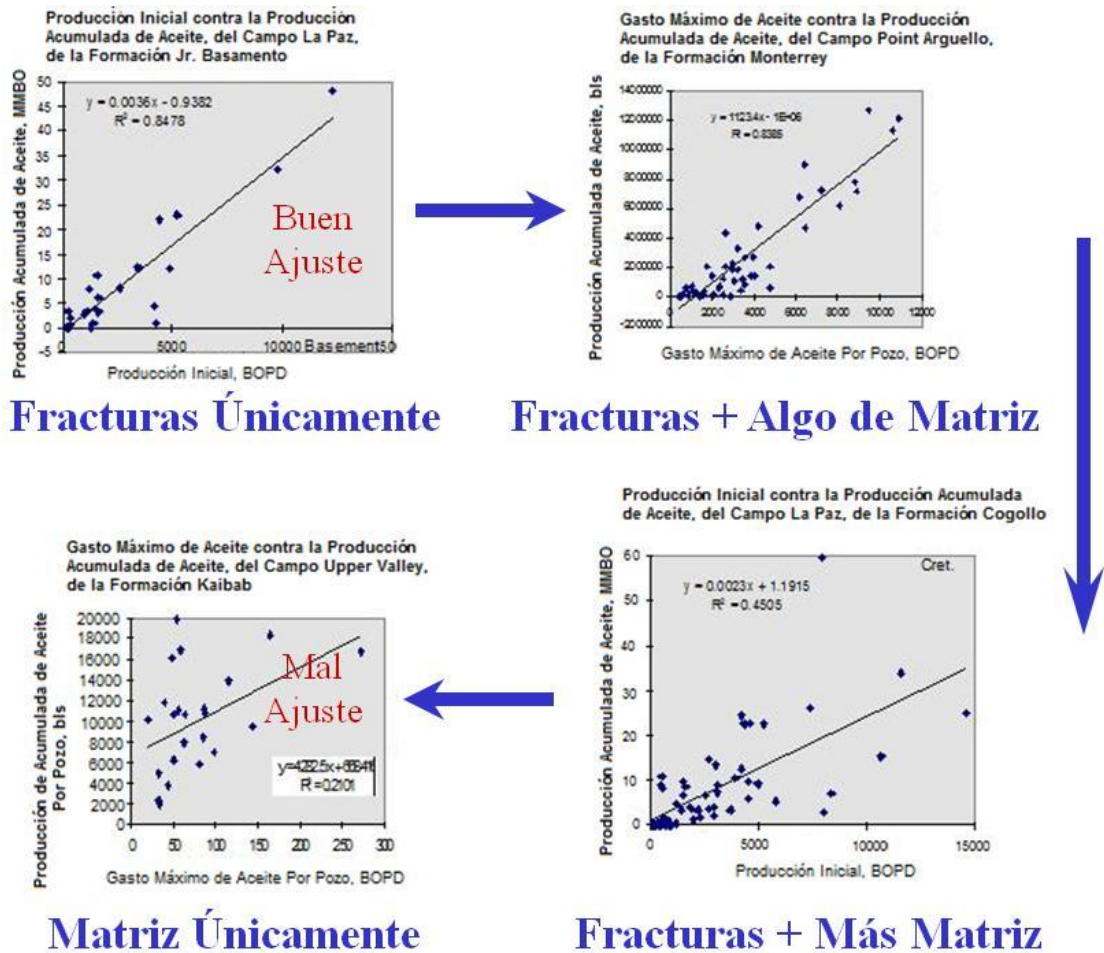


Figura 6.11 Gráficos seleccionados de la producción acumulada de aceite por pozo contra el gasto máximo de aceite del yacimiento, en donde el gasto de la fractura es dominante hacia donde el gasto de la matriz es dominante. En los yacimientos donde la matriz es dominante el coeficiente de correlación para la producción acumulada de aceite y el gasto de aceite son bajas (~ 0.2); mientras donde la fractura es dominante las correlaciones tienden a ser altas (~ 0.9), (tomada de Nelson, 2001).

#### 6.4 ANÁLISIS DE RIESGOS DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS.

Existe una variedad de riesgosas aproximaciones usadas por las compañías de la industria petrolera, cuando se analiza la relativa calidad de las oportunidades de perforación en su portafolio de proyectos; se pueden usar un rango de aproximaciones probabilísticas o determinísticas o varias combinaciones de las dos. Todas, sin embargo intentan reducir la incertidumbre de diversos elementos, de los aspectos de los sistemas de hidrocarburos que están activos y de las trampas mismas. A pesar del estilo usado en el análisis de los yacimientos fracturados, se debe poner más atención a la presencia de los sistemas de fracturas y sus propiedades en el yacimiento, y también se deben tomar en cuenta los parámetros estándar de ingeniería.

La presencia de riesgos en los yacimientos.

- Debido a los sistemas de fracturas en los pozos y en la matriz.

#### La detección de las fracturas.

– La identificación de las fracturas en múltiples tipos de datos reducen la posibilidad de fracasar, por lo que es recomendable utilizar información de:

- Los registros geofísicos (registros de imagen).
- Los núcleos de diámetro completo (convencionales u orientados).
- Las pruebas del pozo (pruebas de interferencia).
- Los registros de lodo.
- Los registros de la perforación o recortes de perforación (Drilling records).
- Los afloramientos análogos.

#### La distribución de las fracturas (depende de su origen).

– “Es este un aspecto atractivo?”. Las fracturas que se desarrollan en áreas restringidas (se desarrollan en una sola capa y dependen de o están relacionadas a las fracturas tectónicas), o en áreas no-restringidas (se desarrollan en múltiples capas y están relacionadas con las fracturas regionales y diagenéticas).

Las áreas y capas restringidas pueden dar gastos más altos; mientras que las que existen sin restricción, en algunos casos pueden dar reservas más grandes. Enfocarnos en áreas y capas restringidas causaran incertidumbre en la localización óptima de los pozos e incrementaran la posibilidad de fracasar.

#### Las direcciones más continuas de las fracturas.

– Para identificar esta dirección más continua de las fracturas nos debemos realizar las siguientes preguntas: Es esta una orientación dominante de las fracturas, que pueden ser determinadas por la estructura, la sísmica o las técnicas de producción?. Es este yacimiento un candidato para perforar pozos direccionales u horizontales?. La continuidad más alta de la tendencia reduce la posibilidad de fracasar.

#### Los riesgos en la porosidad y la permeabilidad del yacimiento.

– Los riesgos de encontrar variaciones significativas de las propiedades del flujo en las fracturas y en la matriz es alto. Debemos hacer énfasis en la porosidad y la permeabilidad de la fractura y sus relaciones con la matriz. Algunos aspectos que llegan a ser importantes son los siguientes:

- La presión de poro – Los poros sobrepresionados proporcionan energía extra, los poros a presión normal son neutrales y los poros bajopresionados son un rasgo negativo, porque las fracturas pueden estar cerradas.
- La morfología de la fractura – Si se ordenan de las de mejor calidad a las de menor calidad (vugulos, abiertas, parcialmente mineralizadas, espejos de falla (slickensided), totalmente mineralizadas, (gouge-filled) o bandas de deformación).
- La comunicación fractura/matriz – Si la comunicación entre la fractura y la matriz está restringida o el flujo es cruzado en las muestras, es un aspecto negativo (existe daño), mientras que si la comunicación ocurre sin restricción entonces corresponde con un aspecto positivo.

#### Los parámetros de ingeniería.

– Varios de los parámetros estándar de la ingeniería de yacimientos que deberían ser analizados en los yacimientos fracturados, estos incluyen a los siguientes parámetros:

- El factor de recuperación. Es importante poner atención en los factores de recuperación, sobre todo en los sistemas de doble-porosidad (matriz-fractura). En los más bajos la permeabilidad contrasta entre las fracturas y la matriz el más grande factor de recuperación. Más grandes yacimientos o presiones de poro incrementan el factor de recuperación en los yacimientos fracturados, mientras más bajas presiones reducen este factor de recuperación.

- Las saturaciones de aceite en las fracturas son probablemente más altas que en la matriz, pero debido a su pequeño volumen de poros, no afectarán significativamente el comportamiento del yacimiento.
- Las permeabilidades relativas en las fracturas, serán diferentes para las fracturas y la matriz. Las diferencias pueden ser significativas y pueden necesitar ser localizadas en los cálculos del flujo.
- El límite económico en los yacimientos fracturados puede ser más pequeño, si el área de drenaje por pozo es más grande que en un yacimiento con matriz-únicamente, esto es debido a la presencia de las fracturas. Esto reduce el número de pozos necesarios para depresionar el yacimiento y los costos de desarrollo son más bajos.



## CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

### Conclusiones.

- La mayor parte de la producción de hidrocarburos en México proviene de los YNF en carbonatos, los cuales aportan aproximadamente el 80 % de la producción, es por ello que tiene importancia caracterizarlos.
- Una vez que se han identificado y caracterizado los Yacimientos Carbonatados Naturalmente Fracturados (YCNF), disminuirá la incertidumbre al desarrollar los campos y aumentará la certeza de perforar hasta los objetivos más productivos.
- Los principales campos productores de hidrocarburos en México son Cantarell y Ku-Maloob-Zaap, que se encuentran en carbonatos naturalmente fracturados.
- México, por su posición geográfica ha tenido y tiene regiones favorables para la generación de carbonatos marinos, con características específicas de la temperatura del agua (de templada a cálida), luz solar suficiente y buenos aportes de nutrientes, inexistentes afluentes de ríos cercanos, etc., es por ello que tenemos carbonatos de diferentes edades, predominando los del Cretácico.
- Los medios ambientes marinos de depósitos de carbonatos más importantes son los de plataforma, talud y los de mar abierto; cada uno con características específicas de los granos, matriz y cementante, que originan la porosidad y permeabilidad primarias.
- Los procesos diagenéticos más importantes que modifican la porosidad y permeabilidad primarias en carbonatos, son la cementación, dolomitización y carstificación, los que generan la porosidad y permeabilidad secundarias, ya sea que mejoren o disminuyan la porosidad y permeabilidad primarias.
- Es importante conocer la evolución geológica del área a evaluar para interpretar adecuadamente el tipo y magnitud de los esfuerzos que actuaron en las rocas del yacimiento que originaron la estructura secundaria, incluyendo el fracturamiento.
- Es importante conocer las fases de deformación que han afectado a las rocas del yacimiento y que se asocian con la actividad tectónica y cada fase puede originar una familia de fracturas. Se puede conocer la orientación del sistema de fracturas.
- Es importante conocer la interacción fractura-matriz, para contribuir en la caracterización del yacimiento que se está explotando, o que se va a desarrollar; porque esto permite conocer el flujo de los fluidos de la matriz hacia la fractura.
- Es muy importante conocer y evaluar las características morfológicas de las fracturas (si están abiertas, mineralizadas, etc.) porque impactan en la apertura, porosidad y permeabilidad de los YNF.
- El espaciamiento de las fracturas es un parámetro que permite medir la intensidad del fracturamiento y está controlado por diversos factores como son la composición mineralógica y química de la roca (carbonatos, sales, óxidos, etc.), porosidad, esfuerzos, temperatura, espesor, posición estructural del estrato, etc.
- La intensidad, orientación y magnitud del fracturamiento influyen en la dirección preferencial del flujo, por lo que es importante conocer estos parámetros.

- Los métodos de caracterización de las fracturas tales como los sísmicos, geofísicos, de presión y la geoestadística aportan información de la intensidad, orientación y morfología de las fracturas, lo que sirve de base para generar modelos del YNF.
- La interacción fractura-matriz nos permite ubicar al yacimiento dentro de la clasificación de Nelson y con esto conocer los atributos positivos y los problemas potenciales que se pueden presentar en un YNF.
- La óptima administración de los YNF se basa en la sinergia entre las áreas de caracterización del yacimiento, historia de la producción, modelado y la administración; que en conjunto generan información que permite tomar las mejores decisiones para la óptima explotación del yacimiento.
- Los pozos productores que se encuentran en regiones intensamente fracturadas tienen muy buenas producciones en tiempos largos, debido a la permeabilidad que le proporcionan los sistemas de fracturas naturales.
- La caída de presión de los pozos que se están explotando en YNF es en general pequeña, debido a la gran permeabilidad que le proporcionan los sistemas de fracturas.
- La zona de transición gas-aceite en los YNF es en general pequeña debido a la gran permeabilidad.
- Los modelos son útiles para la explotación eficiente de todos los Yacimientos Carbonatados Naturalmente Fracturados. Si se utiliza adecuadamente toda la información disponible.
- Los resultados de la discretización son validados con registros geofísicos convencionales.
- La caracterización petrofísica permite obtener propiedades petrofísicas del sistema primario y secundario. En cada sistema poroso, sus elementos variables tienen sus propios parámetros, las variables son: porosidad, permeabilidad, compresibilidad, resistividad, saturación. Sus parámetros son: la tortuosidad, cementación, garganta del poro, ancho de la fractura y diámetro del vugulo, etc.
- Los parámetros petrofísicos son muy importantes y se obtienen de registros geofísicos, núcleos, láminas delgadas, datos de producción, intervalos probados, descripciones litológicas y pruebas de presión.
- La caracterización petrofísica del sistema multiporoso, proporciona la porosidad total, la cementación del sistema de doble porosidad, permeabilidad, compresibilidad, saturación de fluidos.  
En laboratorio, con mediciones al núcleo, se puede obtener la porosidad matricial, permeabilidad matricial, gargantas de poro, además al estudiar al microscopio las laminas delgadas, se miden las fracturas marcadas y espacios vacíos, con lo que se cuantifica la porosidad secundaria del núcleo.
- Es posible generar un modelo petrofísico del cual se obtienen con certeza una porosidad total, la porosidad secundaria y la cementación. Con los cuales se desarrolla exitosamente la discretización de la porosidad total en matricial y secundaria.

### Recomendaciones.

- Se recomienda que los estudiantes de ingeniería petrolera utilicen como fuente de consulta a este material, ya que les ayudara a conocer mejor las características de los YCNF.
- La mayoría de los yacimientos en carbonatos del Mesozoico, en México son YNF, por lo que es importante realizar en todos ellos estudios sobre el fracturamiento para incrementar las reservas y la producción de hidrocarburos.
- Se deben integrar equipos multidisciplinarios de investigadores y especialistas que tengan el mismo fin común, enfocado a explorar, caracterizar, evaluar y modelar los sistemas de fracturas para mejorar la explotación y administración de los YNF.
- Desde que se realiza la exploración, se recomienda tomar la mayor cantidad posible de información para caracterizar al yacimiento (registros sísmicos para identificar estructuras con fluidos, datos de presiones, temperaturas, características de las fracturas, etc.).
- Durante la perforación de los pozos exploratorios se debe tener cuidado con la presión del fluido de perforación para no generar fracturas en las paredes del pozo, porque estas se sumarian a las fracturas naturales y proporcionan datos sobreestimados de porosidad y permeabilidad del YNF.
- Se debe tener en cuenta que durante la perforación de pozos en YNF se tienen grandes pérdidas de fluidos, asociadas a la gran permeabilidad que proporcionan los sistemas de fracturas.
- Se deben tomar núcleos continuos en todos los pozos exploratorios que permitan estudiar a las fracturas, la porosidad, permeabilidad, compresibilidad, recuperación de hidrocarburos y mineralogía, etc.
- A los núcleos tomados de los YNF se les deben realizar pruebas de esfuerzos para determinar cómo se deforman, particularmente como ocurre su fracturamiento, su intensidad y orientación.
- Se deben realizar estudios de laboratorio de láminas delgadas para conocer los procesos diagenéticos que se llevaron a cabo en el YNF y que son causantes de la morfología de las fracturas, para estimar su porosidad y permeabilidad para conocer la influencia que tienen en el flujo de fluidos del YNF.
- Se recomienda estudiar, analizar, modificar y aplicar las nuevas tecnologías que se utilizan para la caracterización de los sistemas de fracturas. Mejor aún, generar nuevas metodologías y productos aplicables a los YNF de México que nos ayuden a caracterizar los sistemas de fracturas.
- Se recomienda que los pozos productores que tienen buenos sistemas de fracturas deban producir por agujero descubierto para aprovechar los sistemas de fracturas naturales.
- Se deben generar modelos geológicos en los que se representen a los sistemas de fracturas naturales del yacimiento.

- En los YNF se recomienda utilizar modelos de simulación que representen a los sistemas de fracturas con la mayor precisión posible.
- Se recomiendan realizar estudios de fractales para conocer el comportamiento del sistema matriz-fractura y poderlo representar mejor, considerando que en los YNF hay muchas fracturas pequeñas (microfracturas) y pocas grandes (macrofracturas).
- Se recomienda en los YNF tomar información periódica sobre la presión, temperatura, composición de los fluidos, etc., ya que por ser yacimientos con muy altas permeabilidades se pueden presentar problemas de canalizaciones de fluidos.
- Para incrementar la producción de hidrocarburos de los YNF como ocurre con Ku-Maloob-Zaap, es necesario implementar un método de recuperación mejorada, de mantenimiento de presión, como lo es la inyección del Nitrógeno.
- Para implementar la inyección de Nitrógeno en un YNF se deben realizar pruebas de laboratorio a núcleos y fluidos; realizar corridas de simulación para analizar si es conveniente implementar la inyección considerando a las fracturas.
- Se debe fomentar una mayor investigación de calidad en el país, disminuir y agilizar los trámites para la asignación de recursos; mejorar los sueldos y recursos asignados a la investigación, para disminuir con la dependencia del extranjero.



## BIBLIOGRAFÍA.

1. E. Adams; W. S. Mackenzie; C. Guilford. "*Atlas de Rocas Sedimentarias*". Editorial MASSON, S.A. 1997.
2. Aguilera, Roberto. "*Naturally Fractured Reservoirs*". Second Edition. Tulsa Oklahoma, PennWell Books, 1995.
3. Arango Jiménez, I; Nava Guzmán, D. K. "Análisis de Sensibilidad en la Simulación de Yacimientos Naturalmente Fracturados". Tesis de licenciatura, UNAM., F.I., Marzo del 2004.
4. Arellano Gil J. "Apuntes de Geología de Yacimientos", UNAM. F. I. 2002.
5. Arellano Gil, J. "Curso de Geología Estructural", PEMEX, AIPMA. Facultad de Ingeniería, UNAM, 2009.
6. Arellano Gil, J., De la Llata Romero, R., Carreón Méndez, M. A., Villareal Morán, J. C., Morales Barrera, W. V., "*Apuntes de Ejercicios de Geología Estructural*", México, UNAM. Facultad de Ingeniería, 2002.
7. Arche, Alfredo, "*Sedimentología*", Volumen 1. 1992.
8. Arche, Alfredo, "*Sedimentología*", Volumen 2. 1992.
9. Berlanga Gutiérrez, J. M.; Obregón Andria J. J. "*Apuntes de Geostatística*", UNAM, F.I., 1981.
10. Boillot, G. "*Geología de los Márgenes Continentales*" Editorial: masson, S.A., 1984.
11. Cancino Ortega, R. "Características Geológico-Petrofísicas de Yacimientos Petroleros en Rocas Carbonatadas". Tesis de licenciatura, UNAM. F.I. Febrero del 2005.
12. Cárdenas Vences G, "Evaluación petrolera y métodos de explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap". Tesis de licenciatura, UNAM., F.I., Noviembre del 2008.
13. Castillo Tejero, C., "Apuntes de la Asignatura de Geología de Yacimientos Petroleros". UNAM., F.I. (1988-1989).
14. Cinco Ley, H., "Apuntes de Maestría de Pruebas de Presión", 2007.
15. Fuentes Cruz, G., "Apuntes de Pruebas de Presión", Instituto Mexicano del Petróleo, 2008.
16. "Glosario de la Industria Petrolera Ingles -Español o Español-Ingles", segunda edición. Compilado por el equipo editorial Petróleo Internacional. Editorial PennWell Books, Tulsa, Oklahoma. 1992
17. Guillemot Jacques. "Geología del petróleo". 2da Edición, Madrid, Editorial Paraninfo S. A. 1982
18. Halliburton. Artículo "EL-1101", 1995.

19. Halliburton. Artículo "Fracture Identification", 1998.
20. Halliburton. Artículo "Field test and applications of EMI\_1994\_SPWLA\_Sailer". 1994.
21. Halliburton. Artículo "Imágenes y echados con ejemplos", 2004.
22. Halliburton: Artículo "52.- EMI Interpretation Brochure", 1995.
23. Jiménez Guerrero, M. "Caracterización integral de yacimientos: Integración de datos de registros de pozos con atributos sísmicos usando geoestadística". Tesis de Maestría UNAM. FI. 2005, tomada de internet: [http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin\\_J/](http://132.248.182.189/mdiaz/Tesis/2005/Martin_J/). Consultado el 17 de Noviembre del 2009.
24. Leet, L. Don. "*Fundamentos de Geología Física*", Editorial Limusa S. A. de C. V., Décima segunda impresión. 1993.
25. López, R. E.: "*Geología General y de México*". Editorial Trillas, México, Séptima edición, 15 de Octubre de 1993.
26. Lugo Ruiz, M. "Discretización de la porosidad de los yacimientos naturalmente fracturados". Tesis de Licenciatura. UNAM. F.I. Junio del 2010.
27. Nelson A, R.: "*Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*". Second Edition, Boston, Gulf Professional Publishing, 2001.
28. Pacheco Gutiérrez, A. C. "Deformación Transgresiva Miocénica y el Desarrollo de Sistemas de Fracturas en la Porción Nororiental de la Sonda de Campeche". Tesis de Maestría. UNAM, 2002.
29. PEMEX, Activo Integral Ku-Maloob-Zaap, 2009.
30. PEMEX, AIKMZ, 2005.
31. PEMEX, Departamento de Recuperación Mejorada, 2005
32. PEMEX, "Las Reservas de Hidrocarburos de México", 1999.
33. PEMEX, "Las Reservas de Hidrocarburos de México", 2003.
34. PEMEX, "Las Reservas de Hidrocarburos de México", 2004.
35. PEMEX, "Las Reservas de Hidrocarburos de México", 2005.
36. PEMEX, "Las Reservas de Hidrocarburos de México", 2008.
37. PEMEX, curso de "CAP-4-REGISTROS GEOFISICOS", 2003.
38. PEMEX, curso de "Pruebas de Presión", 2005.
39. Pettijohn, F. J. "*Sedimentary Rocks*". 3ra Edition, Harper and Row, New York, 1975.

40. Poward, D. D; Fletcher, C. R., "*Fundamentals of Structural Geology*", Editorial. Cambridge University Press, USA, 2005.
41. Ramos Rodríguez, H.; Morales Suárez, J. M. "Identificación de los Tipos de Porosidad en Rocas Productoras del Mesozoico, Región Sur y Sonda de Campeche". Mayo del 2002, Impreso en: Villahermosa, Tabasco, México.
42. Reed, Wicander; James S., Monroe. "*Fundamentos de Geología*" Editorial: International Thomson Editores, S. A. de C. V., Segunda Edición, 2000.
43. Selley Richard, C. "*Medios Sedimentarios Antiguos*", primera edición española, 1976.
44. Tarbuk, Edward J. y Lutgens Frederick K. "*Ciencias de la Tierra*". Trad. Ana María Rubio, Editorial prentice Hall, España 1999.
45. Trujillo S. T. A. "Fundamentos de Geología del Petróleo Para la Explotación de Hidrocarburos". Tesis de licenciatura. UNAM., F.I., Agosto del 2006.
46. Yu M. Vasiliev, Milnichuk V. S. y Arabadzhi M. S.: "*Geología General e Historia*". Editorial: Mir. URRSS 1981.
47. Vera Torres, J. A. "*Estratigrafía Principios y Métodos*". Editorial Rueda. S. L. Madrid. 1994.

#### INTERNET.

1. APPIX, de Dr. Cinco Ley, 2005.
2. Elsevier Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2001. De internet del curso de Nelson, consultada en el 2008.
3. Enciclopedia Microsoft® Encarta® 2003.
4. [http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6\\_Carbonatadas\\_matriz\\_cemento\\_porosidad.pdf](http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Exogenall/TranspaMicroscopio/Pr%C3%A1ctica6_Carbonatadas_matriz_cemento_porosidad.pdf), consultada en el 2007.
5. <http://gustato.com/petroleo/Petroleo2.html>, consultada el 26 de enero del 2010.
6. <http://mmc2.geofisica.unam.mx/cursos/geoest/APLICACIONES/MODELACION%20INTEGRAL%20DE%20YACIMIENTOS%20PETROLEROS.pdf>. Consultado el 17 de Noviembre del 2009.
7. <http://modelaje-de-pozos.blogspot.com/2008/02/geoestadistica-aplicada-la.html>, consultada en el 2008.
8. <http://sie.energia.gob.mx/sie/bdiController?action=login>, consultada el 20 mayo del 2010.
9. <http://www.invdes.com.mx/format01.cfm?id=280&publicant=abr+2003>
10. <http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/YM7.html>, consultada en el 2008.

11. <http://www.ugr.es/~aperezl/Triasicoandalucia.htm>. consultada en el 2007. Alberto Pérez López. Página web personal. Universidad de Granada, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias.
12. <http://www.unam.mx/gaceta2000/PDF/16abr01.pdf#search=%22yacimientos%20naturalmente%20fracturados%22>
13. [www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF](http://www.nimbar.net/trapicheo/geologia/estratigrafia/temas/Tema%2005.PDF), 2004. J. J. Agueda.
14. <http://www.ptac.org/res/dl/resf0401p06.pdf>, consultada el 2 de febrero del 2010:
15. [http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally\\_fract\\_reservoirs.pdf](http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/spanish06/aut06/naturally_fract_reservoirs.pdf). De Oilfield Review. (2006). La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados. Consultado el 20 de Julio del 2009.
16. <http://www.wordreference.com/es/translation.asp?tranword=sense>, Traductor, 2009.
17. [http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/product\\_sheets/wireline\\_open\\_hole/geology/fmi\\_ds.ashx](http://www.slb.com/~media/Files/evaluation/product_sheets/wireline_open_hole/geology/fmi_ds.ashx). Schlumberger, archivos: fmi\_ds, ubi\_ds; consultada el 26 de enero del 2010.