



01179
3

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

GEOMETRÍA DEL FRACTURAMIENTO Y PROCESOS DIAGENÉTICOS QUE CONDICIONAN LAS PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

(EXPLORACIÓN DE RECURSOS ENERGÉTICOS
DEL SUBSUELO)

PRESENTA :
RAFAEL ROMERO PEÑALOZA

DIRECTOR DE TESIS : DR. ESTEBAN CEDILLO PARDO

CIUDAD UNIVERSITARIA

FEBRERO, 2003



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

DEDICATORIAS

**Dedico ésta tesis a mis padres, Raúl y Obdulia quienes
Supieron darme las bases de la vida**

**A mi esposa, María de la Paz con cariño y amor por todo el
apoyo incondicional que siempre me ha brindado**

**A mis hijos, Karina y Rafael por ser el motivo para
esforzarme en ser mejor cada día**

**A mis hermanos que con su cariño y hermandad han
coayugado a mi desarrollo profesional**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

AGRADECIMIENTOS

A mis superiores de Petroleos Mexicanos en especial a los **Ings. José Alberto Aquino López y Jesús García Hernández** *por permitirme estudiar la maestría y por todo el apoyo que me han brindado*

Al **Dr. Esteban Cedillo Pardo** *por la eficaz asesoría que me brindó durante el desarrollo de este trabajo*

A los **Ings. José Ruíz Morales, Ismael Gutiérrez Moreno, Esteban Soriano Mercado, Antonio Quintal Palomo, Enrrique Ortuño Maldonado, Sergio Hernández García, Gerardo Figueroa Correa, Juan Duran González, Antonio Murillo Alvarado, Crescencio Cabrera Toledo, Carlos Ulises Pérez, Martín González, Jorge Luis Zavaleta, Daniel Barrera, Verónica Lara y Sra. María del Carmen Rascón Luna** *por los comentarios acertados e información proporcionada durante el desarrollo de ésta tesis.*

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

GEOMETRÍA DEL FRACTURAMIENTO Y PROCESOS DIAGENÉTICOS QUE CONDICIONAN LAS PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

ÍNDICE.....	1-3
RESUMEN.....	4
I. INTRODUCCIÓN.....	5-12
I.1. Localización del Campo Cantarell.....	7
I.2. Antecedentes del Campo Cantarell.....	8
I.3. Trabajos previos de la brecha calcárea del Campo Cantarell.....	9
I.4. Objetivos del estudio.....	10
I.5. Metodología de trabajo.....	11
II. GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO.....	13-28
II.1. Evolución tectónica regional del sureste de México.....	13
II.2. Evolución geológica de la Región Marina.....	18
II.3. Columna estratigráfica del Campo Cantarell.....	21
II.4. Modelo estructural del Campo Cantarell.....	26
III. ORIGEN DE LA BRECHA CALCÁREA DEL LÍMITE K/T DEL CAMPO CANTARELL.....	29-43
III.1. Clasificación genética de las brechas.....	29
III.2. Discusión de los posibles orígenes de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.....	40
IV.- ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO.....	44-57
IV.1. Análisis Cualitativo de fracturas.....	44
IV.2. Análisis Cuantitativo de fracturas.....	46
IV.2.1 Intensidad o espaciamiento del Fracturamiento.....	46

IV.2.2.	Ancho y morfología de las paredes de fracturas.....	50
IV.2.3.	Interacción entre la fractura y la porosidad de la matriz.....	51
IV.2.4.	Escalamiento a nivel de yacimiento.....	54
IV.3.	Clasificación de los yacimientos naturalmente fracturados.....	56
V.	POROSIDAD EN ROCAS SEDIMENTARIAS CARBONATADAS	58-71
V.1.	Evolución de la porosidad en rocas carbonatadas.....	58
V.2.	Clasificación genética de la porosidad en rocas carbonatadas.....	59
V.3.	Clasificación genética-petrofísica de la porosidad en rocas carbonatadas.....	62
V.4.	Factores que reducen la porosidad en el Campo Cantarell.....	66
V.5.	Procesos de disolución que generan porosidad secundaria.....	68
VI.	GEOMETRÍA DE LA BRECHA CALCÁREA DEL CAMPO CANTARELL.....	72-83
VI.1.	Determinación de la cima y base de la brecha calcárea.....	72
VI.2.	Isopacas y distribución lateral y vertical de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.....	79
VI.3.	Roca sello de la brecha calcárea del Campo Cantarell.....	82
VII.	CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA POROSO DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL.....	84-109
VII.1.	Porosidad en fracturas.....	85
VII.2.	Porosidad vugular conectada.....	91
VII.3.	Tamaño y forma de vúgulos.....	98
VII.4.	Porosidad en estilolitas.....	103
VII.5.	Porosidad intercrystalina.....	107
VIII.	PETROFÍSICA DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL.....	110-139
VIII.1.	Controles de la porosidad en la brecha calcárea.....	110
VIII.1. 1.	Relación entre porosidad y el espaciamiento de fracturas... ..	111

VIII.1.2. Relación entre la porosidad con el tamaño y forma de vúgulos.....	113
VIII.2. Comportamiento de la permeabilidad en el Yacimiento.....	116
VIII.2. 1. Relación de la permeabilidad con los parámetros geológicos.....	120
VIII.2. 2. Relación de la permeabilidad con el ancho y espaciado de fracturas.....	126
VIII.2. 3. Relación entre la permeabilidad con el tamaño y forma de vúgulos.....	131
VIII.2. 4. Comportamiento de la permeabilidad con respecto a la cercanía de fallas.....	135
VIII.2. 5. Distribución de la permeabilidad en el Yacimiento de la Brecha calcárea.....	137
IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	140-141
X. REFERENCIAS.....	142-146

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESUMEN:

La cima de la brecha calcárea en los registros geofísicos, se caracteriza por una caída abrupta en la curva de rayos gama (RG) y un aumento progresivo en la curva de resistividad; la base se caracteriza por un aumento progresivo en la curva de RG y una caída fuerte en la curva de resistividad.

El plano de espesores brutos de la brecha calcárea muestra dos depocentros principales: uno mayor de 357 m de espesor en la porción sur y el segundo, cuyo espesor varía de 300 a 325 m en la porción oriental del Campo. Estos depocentros principales presentan una geometría externa de forma lenticular y lobular y se interpretan como flujos de escombros de origen múltiple depositados al pie del talud de la plataforma.

El sistema poroso efectivo de la brecha calcárea consiste de porosidad en fracturas, porosidad vugular conectada y porosidad en estilolitas. La porosidad en el yacimiento de la brecha calcárea está en función del espaciamiento de fracturas, el tamaño y forma de los vúgulos conectados y la densidad de estilolitas presentes en el sistema. La permeabilidad en el yacimiento de la brecha calcárea está en función de los siguientes parámetros geológicos: ancho de las fracturas abiertas, espaciamiento de fracturas, densidad de estilolitas presentes en el sistema, morfología de los vúgulos y posición de un pozo con respecto a las fallas. Las porosidades y permeabilidades obtenidas en taponos de núcleos, presentan una relación directa, es decir, a mayor porosidad mayor permeabilidad. Sin embargo, esta tendencia presenta un campo demasiado amplio, lo que indica una distribución no uniforme de microfracturas y microestilolitas en la matriz de la roca. La porosidad vugular presente en el yacimiento fue generada por la circulación de fluidos a través de las fracturas, en donde la composición química de estas soluciones no estaba en equilibrio con la mineralogía de los litoclastos de las brechas, ocurriendo disolución a lo largo de las fracturas y en sus intersecciones; cuando ocurre disolución, aumentan las aberturas de las fracturas y consecuentemente aumenta la porosidad y permeabilidad en el yacimiento. Las permeabilidades de los pozos que producen en agujero entubado varían de 3000 a 11 885 md. Mientras que los pozos que producen en agujero descubierto las permeabilidades son mayores a 11 500 md. Por otra parte, los pozos que están produciendo en la cima y base de la brecha calcárea presentan permeabilidades que varían de 100 a 1600 md y se encuentran cerca de las fallas. De lo anterior, la unidad que se ubica en la cima de estas brechas puede ser considerada como el sello del yacimiento, pero pierde su capacidad de sello cerca de las fallas geológicas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

I.- INTRODUCCIÓN

Gran parte de las reservas de hidrocarburos en México provienen de yacimientos que se encuentran asociados con rocas carbonatadas naturalmente fracturadas. Estas formaciones presentan valores de porosidad entre el 4 y el 16%, con un alto porcentaje asociado a sistemas de doble porosidad, debido a fracturas y vóculos por disolución. El sistema de porosidad secundaria está ligado de manera directa con formaciones de alta permeabilidad, en algunas ocasiones alcanzan hasta 4 darcies, las unidades de alta permeabilidad se manifiestan a su vez en altas productividades de los pozos, ya que estos pueden alcanzar producciones de hasta 15, 000 barriles por día (Zaldívar, 1998).

El objetivo principal de la caracterización de yacimientos naturalmente fracturados es, determinar la distribución espacial de los parámetros petrofísicos, entre los que destacan porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos; mediante información que es obtenida durante la perforación de un pozo, registros geofísicos, núcleos de roca, muestras de canal y datos de producción (Lucía, 1995).

En las interpretaciones actuales de caracterización de yacimientos carbonatados con los registros geofísicos y núcleos de roca, cada pozo puede ser subdividido en unidades litológicas con variaciones en los tipos de porosidad: (1) porosidad dominada por fracturas, (2) porosidad dominada por vóculos grandes, (3) dolomía con porosidad móldica y vugular conectada; (4) dolomía con porosidad móldica y vugular ampliamente dispersas; (5) dolomía con porosidad intercrystalina (Martín et al., 1997). Cada una de estas unidades presentará valores de permeabilidad y saturación de fluidos diferentes, tanto vertical como lateralmente.

Durante el análisis de los núcleos de roca se debe de tener cuidado en describir detalladamente espaciamiento y la morfología del plano y ancho de fractura, ya que son factores muy importantes que determinan la porosidad y permeabilidad en el yacimiento.

Las fracturas que no poseen precipitación de minerales diagenéticos en sus paredes son buenos conductos de fluidos, porque sus permeabilidades son altas. Sin embargo cuando las fracturas que poseen un relleno parcial o total de mineralización diagenética (cementos) en sus paredes, disminuyen la porosidad y permeabilidad en el yacimiento (Nelson, 1985).

En México, uno de los campos petroleros más importantes, es el Campo Cantarell; en el cual, el principal horizonte estratigráfico productor de hidrocarburos corresponde a brechas calcáreas naturalmente fracturadas y sus porosidades están asociadas a fracturas, estilolitas, vóculos, y a la matriz de la roca.

En este trabajo, con la ayuda de los registros geofísicos (Rayos Gama y Resistividad) y núcleos de roca, se determinaron la cima y la base de la brecha calcárea.

Los principales parámetros geológicos que determinan la capacidad de almacenamiento (porosidad efectiva) y de flujo (permeabilidad) en el yacimiento de las brechas calcáreas son:

- Ancho y morfología del plano de fractura
- Espaciamiento de fracturas
- Densidad de estilolitas presentes en el sistema
- Tamaño y forma de los vóculos conectados
- La posición de los pozos con respecto a las fallas geológicas principales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

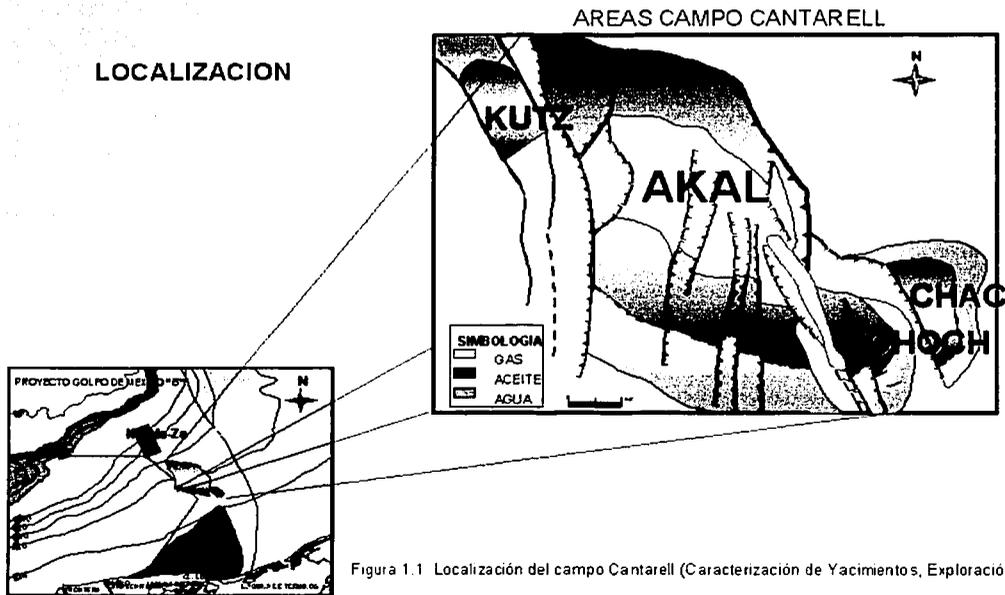
1.1 LOCALIZACIÓN DEL CAMPO CANTARELL

El Campo Cantarell, corresponde a un sector de la parte central de la Sonda de Campeche o Región Marina, la cual se ubica en la porción occidental de la Península de Yucatán frente a los estados de Campeche y Tabasco en el Golfo de México (figura 1.1).

El Campo Cantarell se ubica (en cordenas UTM):

X= 590 000 a 610 000

Y= 2, 136, 000 a 2, 154, 000



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2 ANTECEDENTES DEL CAMPO CANTARELL

La exploración geológica en la Sonda de Campeche se remonta a los años 70's cuando se descubrió la existencia de importantes manifestaciones de hidrocarburos, las cuales dieron pauta a la exploración geofísica iniciada en 1972 con trabajos simultáneos de sismología de reflexión y refracción, gravimetría y magnetometría, cuyos objetivos fueron la definición de la estratigrafía y estructura del Terciario y Mesozoico (Meneses, 1980).

Durante la etapa exploratoria se delinearon 30 estructuras a perforar. La estructura Chac, fue la que presentó mejor cierre estructural, por lo que se decidió iniciar la perforación del Pozo Chac-1 en 1974. Este pozo resultó productor de aceite en el intervalo de 3545-3567 en una brecha calcárea del Cretácico Superior - Paleoceno Inferior, con una producción inicial de 952 bls/d. A este pozo le siguieron otros pozos, descubriendo los bloques de Akal, Nohoch, Ich y Kutz, los cuales se encuentran dentro de la misma tendencia estructural de Chac y además tienen el mismo sistema de presión de fluidos, por lo que, actualmente constituyen el Campo Cantarell (Meneses, 1980). Posteriormente en 1999 se descubrió el Bloque Sihil, el cual corresponde a un bloque autóctono del Campo Cantarell, al igual que el Bloque Chac.

Desde 1996 a la fecha, PEMEX – Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) iniciaron los trabajos de caracterización diagenética y petrofísica en el Campo Cantarell, primeramente en la porción sur del Campo (Proyecto CAA-0402), realizado por los Drs. Esteban Cedillo Pardo y Manuel Grajales Nishimura. El presente trabajo de tesis, forma parte de los estudios de caracterización de yacimientos en este Campo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

I.3 TRABAJOS PREVIOS DE LA BRECHA CALCÁREA DEL CAMPO CANTARELL

Se han realizado muchos trabajos en el campo Cantarell, sin embargo los únicos relacionados con la brecha calcárea y de su caracterización diagenética y petrofísica, son los siguientes:

Meneses de Gyves (1980) realizó un trabajo geológico en la Sonda de Campeche en donde determinó por posición estratigráfica una edad para la brecha calcárea en el límite Cretácico Superior - Paleoceno Inferior. Estos trabajos fueron continuados por Santiago *et al.* (1984) y Soto y Zamudio (1988 *en* Zaldivar, 1998).

Hernández (1994) determinó la distribución general de la porosidad y el comportamiento de la permeabilidad en las brechas calcáreas para varios campos de la región marina. Este autor encontró que para el Campo Cantarell, la porosidad vugular conectada y en fracturas (doble porosidad) tiene valores de 10 a 16% y los valores de permeabilidad varían de 0.5 a 5 darcies.

Grajales y Cedillo (1997), realizaron muestreos de roca en afloramientos en Tabasco (Guayal), Chiapas y Yucatán, determinando una edad de 65 Ma para la base de la brecha calcárea, con base a la presencia de la Biozona *Abathomhalus mayaroensis*. Por otro lado, la base de la secuencia de margas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas que sobreyacen a la brecha, contienen *Parvularugoglobigerina eugubina* del Paleoceno Temprano, la cual corresponde a una edad numérica de 65 Ma. Por lo tanto, la posición estratigráfica de la brecha sugiere que se depositó justamente a fines del Maastrichtiano y antes del depósito de los sedimentos arcillo-arenosos del Paleoceno Basal. Además, por el tipo de litología y contenido microfaunístico se puede inferir que la sedimentación ocurrió a la misma profundidad en que se depositaron las secuencias infra y suprayacentes.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Cedillo y Grajales (1999) caracterizaron diagenética y petrofísicamente al yacimiento de las brechas calcáreas en la porción sur del Campo Cantarell, y determinaron: (1) un primer fracturamiento, presumiblemente tectónico-estructural, que fue ampliado por disolución (formación de porosidad vugular) y posteriormente fue parcialmente sellado por cementación debida a dolomita; (2) los estudios isotópicos y de inclusiones fluidas en las dolomitas indican que éstas se precipitaron de un fluido semejante al agua de mar y al menos dos de estos eventos estuvieron asociados al emplazamiento de hidrocarburos; (3) un segundo evento de fracturamiento tectónico-estructural, ligado probablemente a fallamiento distensivo, el cual no está afectado por disolución; por lo que aumentó considerablemente la permeabilidad de la brecha dolomitizada y (4) los estudios de tomografía de núcleo muestran una clara relación entre el fracturamiento, la disolución y la porosidad vugular.

1.4. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Los objetivos de este trabajo fueron los siguientes:

- 1.- Determinar la geometría de la brecha calcárea.
- 2.- Caracterizar el sistema poroso, estableciendo las relaciones entre la porosidad vugular con el espaciamiento de fracturas.
- 3.- Definir los parámetros geológicos que influyen el comportamiento de la porosidad y permeabilidad en el yacimiento.
- 4.- Observar el comportamiento de los parámetros petrofísicos contra los parámetros geológicos en todo el yacimiento de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.

1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para poder alcanzar los objetivos propuestos anteriormente en la caracterización diagenética y petrofísica de las brechas calcáreas del Campo Cantarell, se siguió la metodología de trabajo que se muestra en la Figura 1.2.

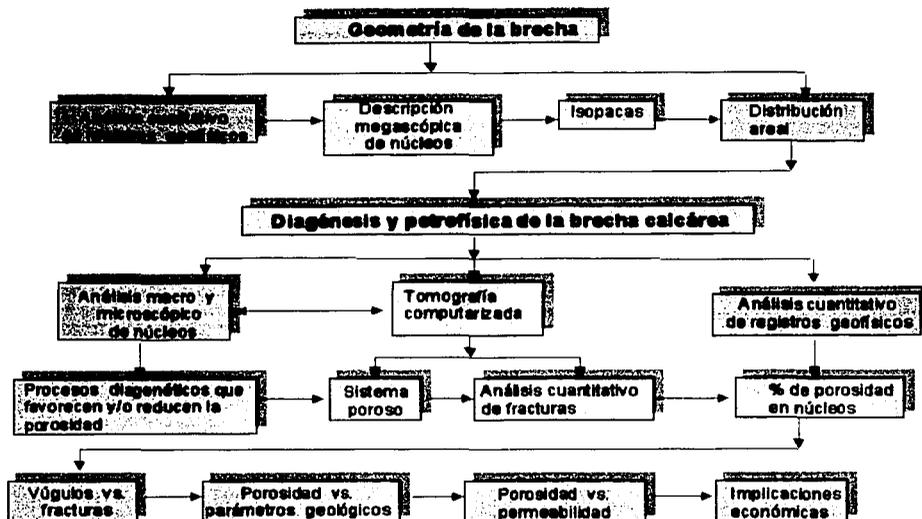


Figura 1.2. Metodología de trabajo para el estudio Geometría del fracturamiento y procesos diagenéticos que condicionan las propiedades petrofísicas de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.

Para este estudio se utilizaron 22 núcleos de roca (Tabla 1.1), correspondientes a 16 pozos ubicados en la porción norte y sur del Campo Cantarell. Para conocer la geometría de la brecha se analizaron cualitativamente los registros geofísicos correspondientes a los pozos verticales, en los que se determinó el espesor de la brecha calcárea pudiendo observar su distribución areal mediante planos de isopacas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El estudio diagenético y petrofísico se llevó a cabo mediante el estudio macro y microscópico de núcleos, tomografía computarizada y el análisis cuantitativo de registros geofísicos de pozos.

A partir de estas herramientas se analizaron cuantitativamente las fracturas, se caracterizó el sistema poroso, se calculó la porosidad en los núcleos y se observó la relación que guarda la porosidad vugular con el fracturamiento. En la parte petrofísica se analizó la relación que guardan la porosidad y permeabilidad con los parámetros geológicos de la brecha calcárea del Campo Cantarell.

Tabla 1.1: Núcleos cortados en rocas del Cretácico Superior utilizados en este trabajo.

POZO	No. NUCLEO	INTERVALO (md)	RECUP. (M)	LITOLOGÍA
24D	1	2260-2261.5	1.1	Brecha dolomitizada
	2	2348-2367	0.80	Brecha dolomitizada
	3	2387-2396	6.0	Mudstone dolomitizado
49D	2	2672-2681	3.08	Dolomia y brecha
88H	1	3112-3118	1.5	Mudstone dolomitizado
99D	3	2100-2108	6.30	Brecha dolomitizada
	4	2233-2242	6.80	Brecha dolomitizada
	5	2350-2357	3.50	Dolomia
1024D	1	3280-3294	4.46	Brecha dolomitizada
Ich-1	1	2563-2572	0.30	Brecha dolomitizada
2239	4	3205-3212	Sin dato	Brecha dolomitizada
	5	3249-3253	Sin dato	Brecha dolomitizada
2052	1	3188-3192	5.55	Brecha dolomitizada
2074	3	3607-3611	2.40	Brecha dolomitizada
2098H	1	3142-3147	7.0	Brecha
2094D	1	3455-3463	9.0	Mudstone arcilloso
2299D	1	2760-2763	0.98	Brecha dolomitizada
3001	1	2393-2408	6.28	Brecha dolomitizada
3002D	1	2513-2522.5	2.56	Brecha dolomitizada
3003D	1	2720-2727	3.87	Brecha dolomitizada
	2	2730-2737.5	4.87	Brecha dolomitizada
3005D	1	2593-2603	3.53	Brecha dolomitizada

II.- GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO

Se describe la evolución tectónica regional del sureste de México y el reflejo que tuvo ésta en el depósito de sedimentos en la Sonda Marina de Campeche y la columna geológica del Campo Cantarell.

II.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL DEL SURESTE DE MÉXICO

Según Oviedo (1996), la historia tectónica a gran escala del sureste de México para el Mesozoico y Terciario puede ser dividida en tres fases distintas:

- 1.- Rifting durante el Triásico-Jurásico Medio
- 2.- Período tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío
- 3.- Compresión desde fines del Cretácico hasta el Reciente.

1.- "Rifting" del Triásico-Jurásico Medio

La etapa de rifting en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en un número distinto de fases relacionadas a la apertura del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico.

El principal evento de rifting en el Golfo de México ocurrió durante el Jurásico Medio. El mecanismo para la apertura del Golfo de México comenzó con el desprendimiento de la microplaca de Yucatán desde el margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur con la concebida expansión y emplazamiento de corteza oceánica en la parte central del Golfo (Figura 2.1).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

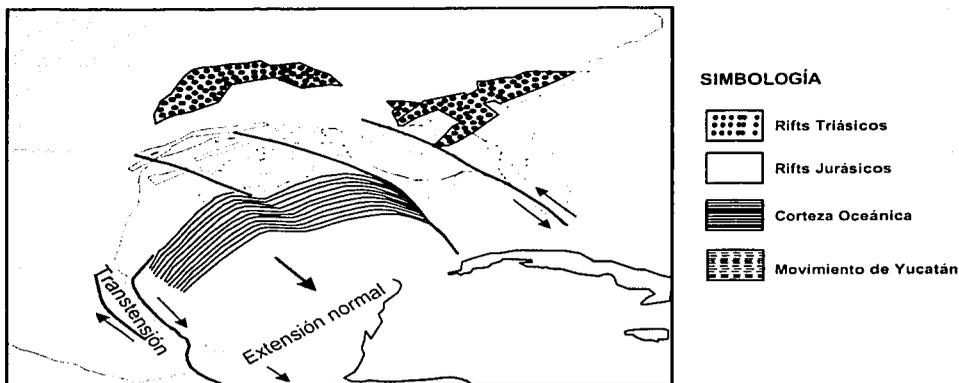


Figura 2.1: Apertura del Golfo de México durante el Jurásico Tardío (Oviedo, 1996).

El modelo de la Figura 2.1, muestra una rotación de Yucatán en sentido de las manecillas del reloj, lo cual es compatible con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA. Este evento de rifting dio lugar a la formación de una topografía regional de horsts y grabens; la cual no fue completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia del sin-rift (Oviedo, 1996).

2.- Período tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío.

Durante la primera parte del Jurásico Tardío, inició la expansión oceánica en la parte central del Golfo de México, durante esta fase de apertura, se tuvo movimiento trascorrente en el margen lateral del sistema Tampico-Misantla y Sur de Florida (Figura 2.1). La topografía remanente de horsts y grabens formada en una fase temprana de rifting, controló el espesor y depósito de sal. En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas (Oviedo, 1996)

3.- Compresión desde fines del Cretácico hasta el Reciente

Hacia fines del Cretácico ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área de estudio.

Para fines del Cretácico, el margen Pacífico estaba bordeado probablemente por un gran número de microplacas móviles e independientes (Sedlock et al., 1993, en Oviedo, 1996). Por lo que la evolución en el área la Sonda de Campeche fue controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque de Chortis (Figura 2.2).

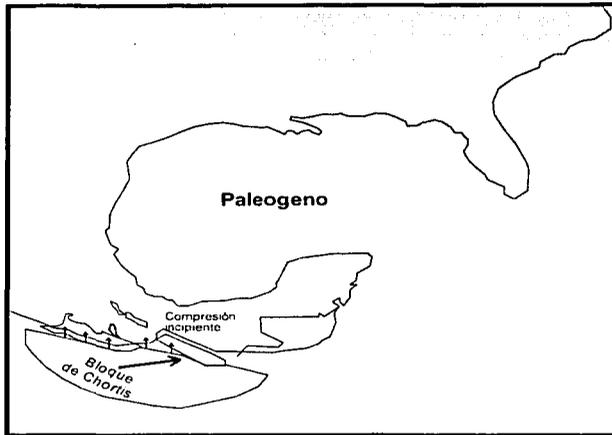


Figura 2.2: Colisión sobre el margen pacífico durante el Cretácico Tardío (Oviedo, 1996).

Durante el Cretácico tardío inició el desplazamiento del Bloque Chortis hacia el este, colisionando durante el Paleoceno de manera suave y episódica con Chiapas (Figura 2.2), esto dio como resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del macizo de Chiapas. Para el Mioceno el Bloque de Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas lo cual dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas (Figura 2.3). La colisión entre Chortis y el Sureste de México fue oblicua, este movimiento relativo era acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noreste en la sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas.

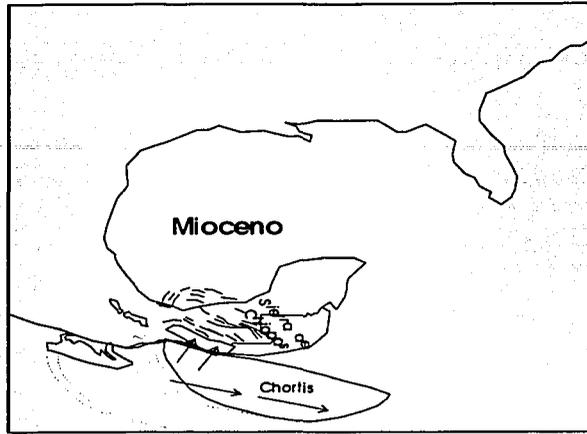


Figura 2.3: Colisión oblicua en el margen Pacífico durante el Mioceno (Oviedo, 1996).

En el Plio-Pleistoceno, el Bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el oriente (Figura 2.4) alejándose del macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo al margen pacífico ya no existía y el margen rebotó hacia arriba al ser liberado del peso que lo hundía (Figura 2.5). Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur de la Sonda de Campeche combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos en la Región Marina, lo que provocó la fase principal de la evacuación salina (Oviedo, 1996).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

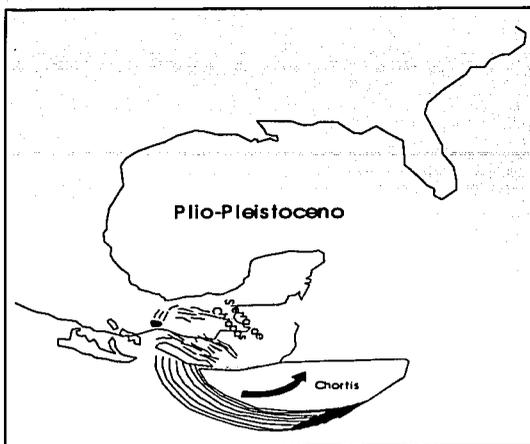


Figura 2.4: Levantamiento del margen Pacífico durante el Plio-Pleistoceno seguido por el desprendimiento del Bloque de Chortis (Oviedo, 1996).

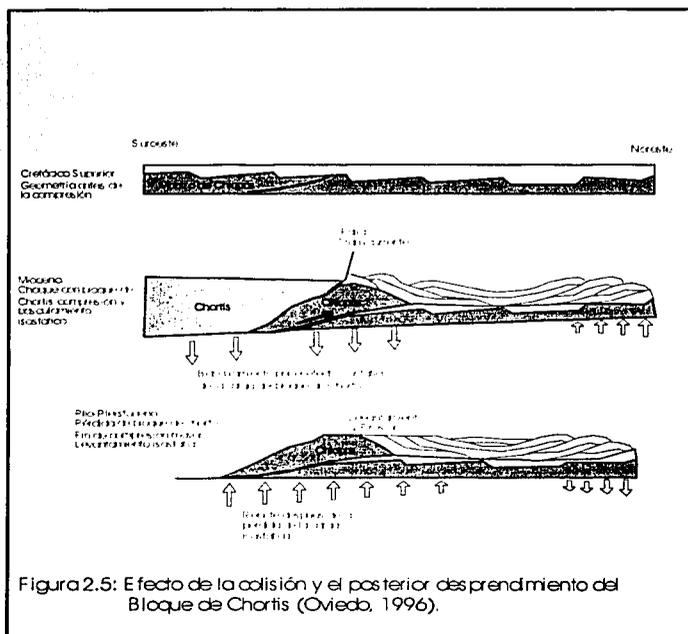


Figura 2.5: Efecto de la colisión y el posterior desprendimiento del Bloque de Chortis (Oviedo, 1996).

II.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN MARINA

En los modelos de evolución geológica propuestos por Meneses de Gyves (1980) para el Triásico, sitúan a la Sonda de Campeche entre dos elementos continentales: el macizo de Chiapas y el continente de Yucatán. También la consideran parte de una plataforma evaporítica (Figura 2.6) limitada al noreste y suroeste por un depósito de areniscas y limolitas rojas continentales de la Formación Todos Santos, que en Yucatán cubre al basamento (pozos Yucatán 1, 2 y 3).

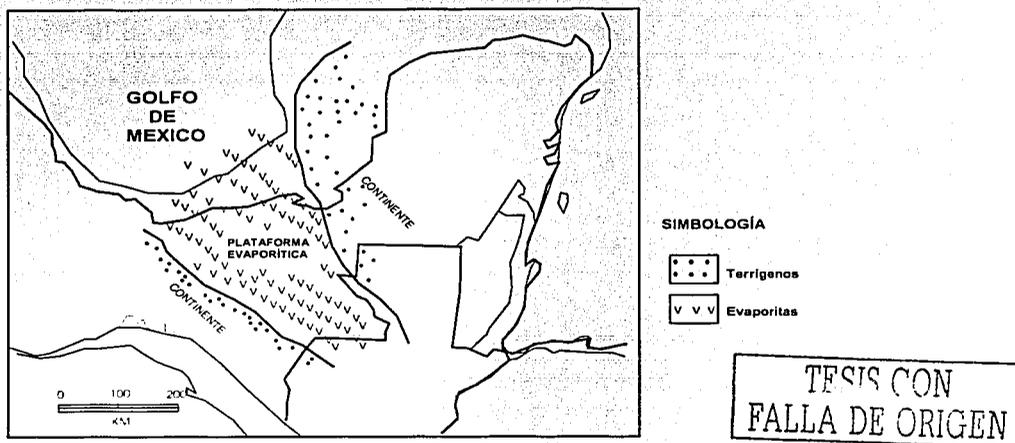


Figura 2.6: Bosquejo paleogeográfico y de litofacies del triásico (Meneses de Gyves, 1980)

Durante el Jurásico, en Yucatán continuaron desarrollándose ambientes continentales semejantes a los del Triásico. Los terrígenos eran transportados hacia las fajas litorales que bordeaban este continente, mientras que en las amplias áreas marinas someras se depositaban calizas y dolomías, en tanto que en las cuencas se acumulaban sedimentos arcillosos (Figuras 2.7 y 2.8) (Meneses de Gyves, 1980).

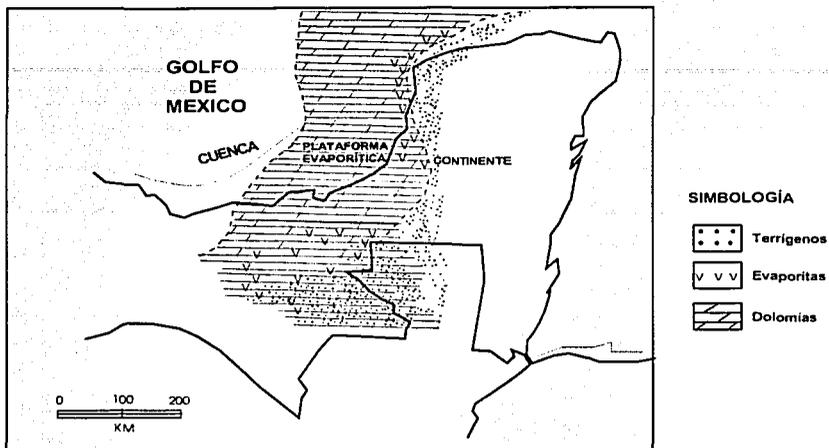


Figura 2.7: Bosquejo Paleogeográfico y de Litofacies del Kimmeridgiano (Meneses de Gyves, 1980).

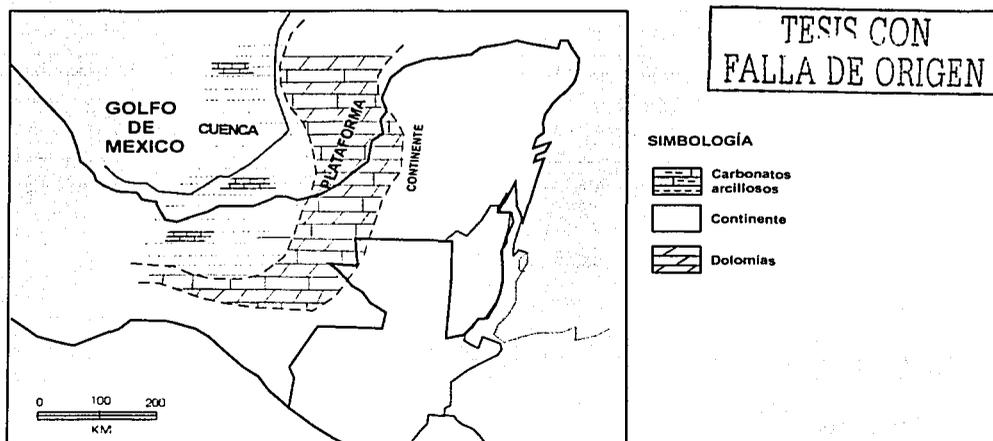


Figura 2.8: Bosquejo paleogeográfico y de litofacies del Tithoniano (Meneses de Gyves, 1980).

Los estudios de pozos recientes, han permitido diferenciar al Cretácico en tres intervalos estratigráficos: Inferior, Medio y Superior. Aunque en el inicio su estratigrafía era poco clara, debido a que la dolomitización alteró las características originales de estas rocas, no obstante se considera que durante el Cretácico en Yucatán, prevalecieron condiciones someras que propiciaron el depósito de potentes cuerpos de evaporitas y carbonatos, en tanto que hacia el occidente (Sonda de Campeche) los pozos marinos muestran que durante esas mismas épocas las rocas se depositaron en un ambiente de plataforma externa sujetas a procesos de dolomitización (Figura 2.9).

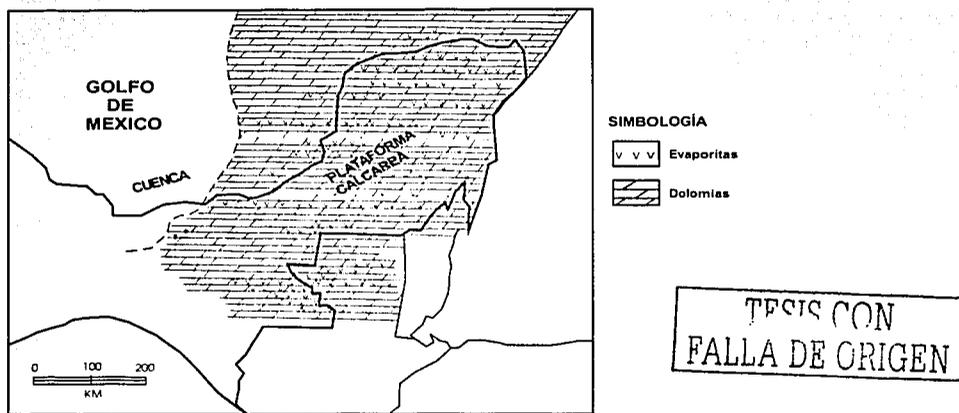


Figura 2.9: Bosquejo paleogeográfico y de litofacies del Cretácico Medio (Meneses de Gyves, 1980).

La brecha calcárea tiene una distribución regional amplia, aflora desde el frente de la Sierra de Chiapas-Tabasco hasta la porción noreste de la Región Marina. Su posición estratigráfica sugiere que se depositó justamente a fines del Maastrichtiano y antes del depósito de los sedimentos arcillo-arenosos del Paleoceno Basal. Además, por el tipo de litología y contenido microfaunístico se puede inferir que la sedimentación ocurrió a la misma profundidad en que se depositaron las secuencias infra y suprayacentes (Grajales y Cedillo, 1997) (Figura 2.10).

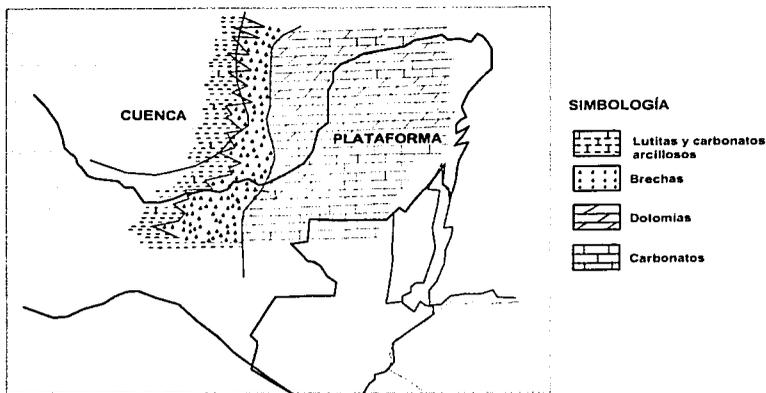


Figura 2.10 : Bosquejo paleogeográfico y de litofacies del Paleoceno Inferior (Meneses de Gyves, 1980).

Según Meneses de Gyves (1980) la columna Terciaria de la Región Marina está compuesta por areniscas, lutitas y arenas, a excepción de las brechas del límite Cretácico - Terciario y de dos cuerpos de carbonatos (calcarenitas) del Paleoceno y Eoceno (Campo Cantarell y Ku-Maloob-Zaap), observándose una marcada discordancia entre el Oligoceno y Mioceno .

II.3 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CAMPO CANTARELL

A continuación se describen las unidades cronoestratigráficas presentes en el área de estudio de las más recientes a las más antiguas (Figura 2.11).

PLIO-PLEISTOCENO: Consiste de lutitas color verde bentoníticas, con un espesor promedio de 650 m.

MIOCENO: Consiste de una alternancia de lutitas bentoníticas color verde y limolitas a arenas siliciclásticas de grano fino color gris claro a verde claro, presentan un espesor promedio de 2150 m.

OLIGOCENO: Consiste de lutitas color verde bentoníticas, con un espesor promedio de 350 m.

EOCENO SUPERIOR: Lutita color gris claro y gris verdoso bentonítica.

EOCENO MEDIO: En la parte superior está constituido por lutita de color gris claro a gris verdoso, bentoníticas, ligeramente calcáreas. En la parte media consiste de packstone-grainstone de color crema, constituido por granos de bioclastos, intraclastos y ooides. Se presenta en la parte sur del campo y tiene una distribución E-W (pozos Cantarell-267,66A, 82A, 2095) cambiando a facies arcillosas en los pozos (Cantarell-2239 y 2275A) y hacia el norte del campo (Pozos Cantarell-219,51,91,3001). Su espesor varía de 20 a 120 m.

EOCENO INFERIOR: En la parte superior consiste de lutita de color gris claro a gris verdoso, bentoníticas, ligeramente calcáreas. En la parte inferior consiste de packstone color café, constituido por granos redondeados a subredondeados de bioclastos y ooides, bien clasificados, diseminados en matriz micrítica moderadamente recrystalizada, con intercalaciones de lutita bentonítica y calcárea color verde, con estructura laminar.

Se presenta en la parte norte del campo en una dirección NW-SE (pozos Cantarell 1006, 1069,7A, 57, Chac-1 y 2), su espesor varía de 10 m (Cantarell-1006) a 140 m (Cantarell-138). Estos sedimentos tienen un rango de edad desde el Paleoceno Superior (Cantarell-57) hasta el Eoceno Inferior (Cantarell- 1006).

PALEOCENO SUPERIOR: En la parte superior consiste de packstone color café, constituido por granos redondeados a subredondeados de bioclastos y ooides, bien clasificados, diseminados en matriz micrítica moderadamente recrystalizada, con intercalaciones de lutita bentonítica y calcárea, color verde, de estructura laminar. Se presenta en la parte norte del campo en una dirección NW-SE (pozos Cantarell- 57, 7A, 57, Chac-1 y 2). La parte inferior consiste de lutitas de color gris

verdoso algunas veces café rojizo, bentonítica y calcárea; en ocasiones mudstone arcilloso color gris verdoso de estructura laminar.

PALEOCENO INFERIOR: Consiste de lutitas color gris verdoso y café rojizo, bentoníticas y calcáreas y en ocasiones de mudstone arcilloso de color gris verdoso de estructura laminar. Presenta un espesor de 40 a 60 m.

BRECHAS CALCÁREAS: Constituidas en su mayor parte, por litoclastos subangulosos a subredondeados cuyo tamaño varía de 0.2 a 15 cm de dolomía y en menor proporción mudstone- wackestone de bioclastos e intraclastos color crema, café y gris, cementados en matriz calcárea con moderada a intensa dolomitización. Su espesor varía de 225 m (pozo Cantarell-91) a 350 m (pozo Cantarell-267) y subyace concordantemente al Paleoceno Inferior y sobreyace de forma concordante al Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano).

CRETÁCICO SUPERIOR: Caliza de textura mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos de color gris a gris oscuro de estructura laminar y microdolomía gris claro a gris oscuro con estructura laminar. Su espesor varía desde 20 m (C91, C1005) a 70 m. (C2239 y C3001). En el núcleo No. 3 del pozo Cantarell-24D, se encontró: *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita Calcarata* y *Globotruncanita Linneiana* (Noriega, comunicación personal). Esta fauna es representativa del Cretácico Superior, sin embargo, representan un rango muy grande desde el Santoniano medio al Maastrichtiano medio-superior. También se encontró fauna de esta edad en el pozo Cantarell-418D, núcleo No.3, en el cual se reportó: *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana lapparenti* y *Globotruncana fornicata*, cuyos rangos varían desde el Coniaciano al Maastrichtiano inferior. Estas rocas subyacen concordantemente a las brechas calcáreas.

CRETÁCICO MEDIO E INFERIOR: Integrados en general por micro a mesodolomías color crema, gris claro y gris oscuro, en ocasiones de estructura laminar. Presentan un espesor promedio de 500 m.

TITHONIANO: Mudstone arcilloso y bituminoso, en ocasiones dolomitizado de color gris oscuro a negro, con estructura laminar, con intercalaciones de horizontes de lutita bituminosa gris oscuro de estructura laminar. Presenta un espesor promedio de 90 m.

KIMMERIDGIANO: Consiste de mesodolomías color gris claro a gris oscuro en ocasiones de estructura laminar. Su textura original corresponde a grainstone de ooides en la actualidad intensamente dolomitizado. Presenta un espesor de 400 m.

OXFORDIANO: Lutitas color gris oscuro, limolitas y areniscas de grano fino color gris oscuro a café y escasas calizas. Presenta un espesor promedio de 280 m.

CALLOVIANO: Sal, la cual se encuentra intrusionando a la columna hasta la cima de la brecha calcárea.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PERIODO		EPOCA		EDAD	LITOLOGIA	EDAD (M.A)	
CUATERNARIO		HOLOCENO					
		PLEISTOCENO					
TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO		TARDIO	CALABRIANO	1.6	
				TEMPRANO	PIACENCIANO		
					ZANCLEANO	5.3	
		MIOCENO		TARDIO		MESSINIANO	
						TORTONIANO	
				MEDIO		SERRAVALLIANO	
				LANGHIANO			
			TEMPRANO		BURDIGALIANO	23.7	
					AQUITANIANO		
	PALEOGENO	OLIGOCENO		TARDIO		CHATTIANO	
						RUPELIANO	
		EOCENO		TARDIO		PRIBONIANO	36.6
MEDIO				BARTONIANO			
				LUTENIANO			
PALEOCENO		TEMPRANO		YPRESIANO	57.8		
				THANETIANO			
				DANIANO	66.5		
				BRECHA	66.5		
					97.5		
JURASICO		SUPERIOR		TITHONIANO	144		
				KIMMERIDGIANO			
				OXFORDIANO			
				CALLOVIANO		163	

Figura 2.11: Columna estratigráfica tipo del campo Cantarell

II.4 MODELO ESTRUCTURAL DEL CAMPO CANTARELL

Las estructuras presentes en el campo Cantarell son producto de la actividad tectónica registrada en el Golfo de México desde su apertura a partir del Jurásico Medio. Pero fue hasta el Neógeno cuando se desarrolló el cinturón de pliegues y cabalgaduras que incluye la estructura Cantarell. El origen de esta deformación estructural tiene relación con los eventos tectónicos producidos por la colisión entre la microplaca de Chortis con Chiapas a partir del Cretácico Tardío y que culminó en el Plió-Pleistoceno (Oviedo, 1996). Según Rojas *et al.* (2000), el estilo estructural del Campo Cantarell, en la porción norte consiste de pliegues en caja y gradua a pliegues asimétricos bastante disarmónicos dentro de los cuales el Cretácico se engruesa y adelgaza irregularmente; mientras que en la porción central (Figura 2.12) corresponde más a un *fault-bend fold*. Hacia el sur presenta nuevamente una geometría bastante irregular así como pliegues por propagación de falla (*fault-propagation folds*).

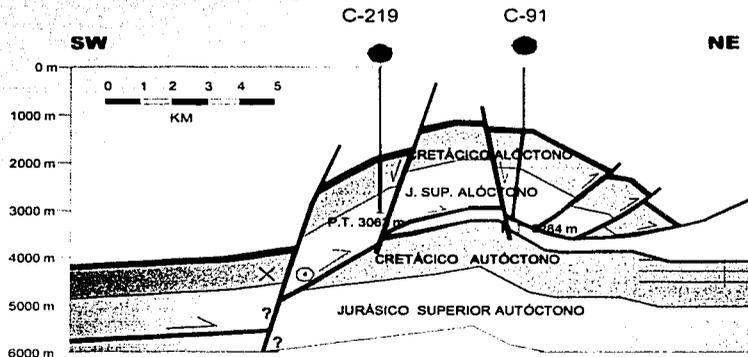


Figura 2.12: Modelo estructural para el campo Cantarell (Rojas *et al.*, 2000).

El pliegue del bloque alóctono tiene una orientación regional NW-SE con una vergencia al NE y su cresta es cortada por una gran cantidad de fallas normales con una orientación dominante entre N40°W y N20°E. El pliegue del bloque autóctono tiene una orientación regional NW-SE siguiendo el "trend" del bloque cabalgante. Ambos pliegues, tanto del bloque alóctono como del autóctono, están

limitados en su flanco occidental, por una falla totalmente fuera de secuencia que se interpreta como una falla de desplazamiento lateral derecho, la cual tiene una orientación N y NNW y una inclinación muy pronunciada; su despegue se observa en los niveles arcillosos del Paleógeno, aunque en algunas partes llega a afectar al Cretácico y Jurásico (Rojas *et al.*, 2000) (Figura 2.12).

Con la finalidad de establecer un modelo regional y poder entender las estructuras presentes y sus posibles interrelaciones, Rojas *et al.* (2000) efectuaron un análisis estadístico de las fallas con base en una compilación estructural de la cima de la brecha del Paleoceno-Cretácico Superior, elaborada en la Región Marina. Las rosetas obtenidas de cada sistema son mostradas en la Figura 2.13, y en ellas se ven las frecuencias tanto de las fallas normales como de las inversas que afectan esta porción de la Sonda de Campeche. La Figura 2.13A ilustra un sistema de fallas inversas, cuyo rumbo varía entre N60°W y N80°W y representa el 40% de una población de 45 fallas medidas. La roseta de fallas normales se observa en la Figura 2.13B y muestra dos grupos importantes, el mayor de ellos se encuentra entre N10°E y N40°E, representando más del 24% de una población de 112 fallas medidas; un segundo grupo de importancia se aglomera entre el Norte franco y N20°W que significa más del 23% de éstas. Conjugando ambos sistemas en una sola roseta se puede señalar sus posibles relaciones. De la Figura 2.13C, Rojas *et al.* (2000) realizaron las siguientes consideraciones: (1) existen tres grupos importantes de orientación en las fallas ya señalados, (2) el grupo de fallas normales entre los N10°E y N40°E son casi perpendiculares con el grupo principal de fallas inversas y (3) el sistema conjugado muestra un arreglo local de los esfuerzos sugiriendo la existencia de un modelo tipo pliegues de propagación de falla (*fault-propagation folds*). Aplicando el elipsoide de deformación, el grupo de fallas normales entre el Norte franco y N20°W, corresponderían a fallas de desplazamiento lateral derecho, producto de una deformación transcurrente dextral. Para apoyar lo anteriormente expuesto, un grupo de trabajo constituido por personal del Instituto Mexicano del Petróleo y PEMEX, realizaron un análisis estructural en los Campos Cantarell y Bacab (Rojas *et al.* 2000). Ellos describen

algunas fallas casi verticales con desplazamiento lateral que afectan rocas desde el Jurásico Superior hasta el Terciario, encontrando que los sistemas más importantes son las fallas de sentido derecho con una orientación NNW-SSE y un grupo de fallas laterales izquierdas con un rumbo alrededor de N55°E. Estas orientaciones se ajustan sólidamente con el sistema definido en la Figura 2.13C. El plano de la Figura 6.1 muestra la orientación y distribución en planta de las principales fallas que cortan a la brecha calcárea del Campo Cantarell.

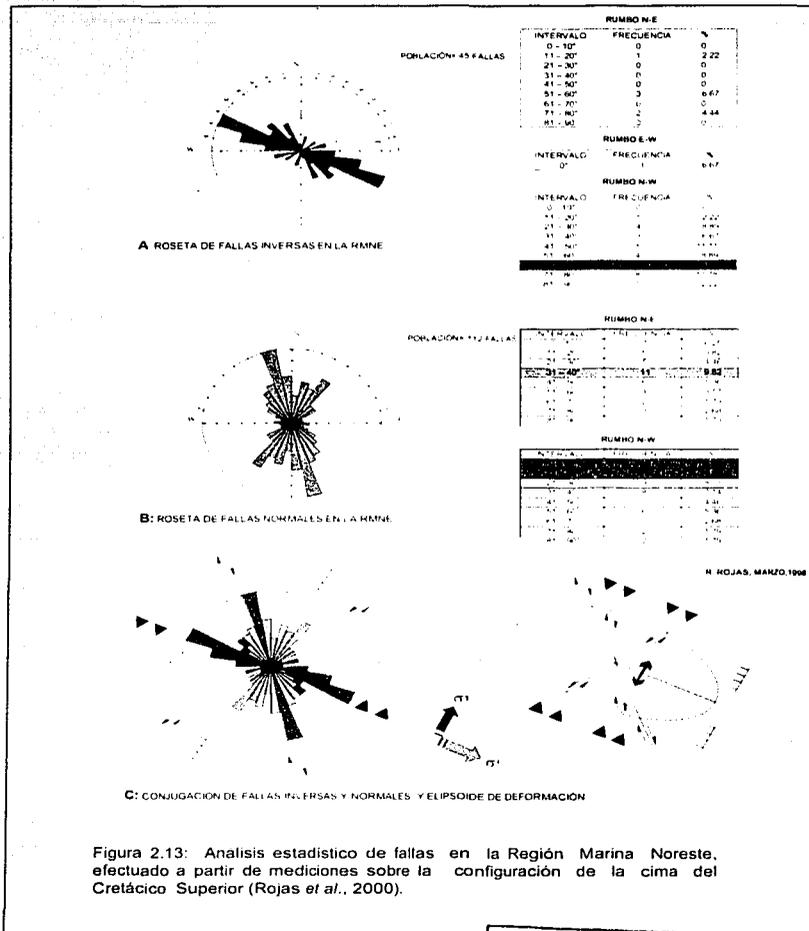


Figura 2.13: Analisis estadístico de fallas en la Región Marina Noreste, efectuado a partir de mediciones sobre la configuración de la cima del Cretácico Superior (Rojas *et al.*, 2000).

III.- ORIGEN DE LA BRECHA CALCÁREA DEL DEL LÍMITE K/T DEL CAMPO CANTARELL

Cuando se hace referencia al origen de las brechas calcáreas del Campo Cantarell, 3 características llaman la atención: (1) su gran espesor que varía de 225 a 350 m; (2) su gran distribución en la Sonda de Campeche y (3) la disminución del tamaño de los fragmentos que la constituyen de la base a la cima. De lo expuesto anteriormente, se incluye en este capítulo una revisión de los posibles orígenes de la brecha calcárea del Campo Cantarell.

III.1 CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE LAS BRECHAS

Las brechas son rocas que presentan las siguientes características: están constituidas por fragmentos de una o más litologías, contienen más del 50% de fragmentos mayores a 2 mm y los bordes de los constituyentes son angulosos.

Pettijohn, (1978) realizó una clasificación genética de las brechas, dividiéndolas en 4 grandes grupos (Tabla 3.1): (1) epiclásticas, (2) piroclásticas, (3) cataclásticas y (4) de impacto.

1.- Brechas epiclásticas: son aquellas cuyos constituyentes provienen de la destrucción de rocas preexistentes fuera y dentro de la cuenca de depósito. Existen dos grandes grupos de brechas epiclásticas, los cuales se explican a continuación:

a).- Brechas extraformacionales: son brechas constituidas por clastos de una o más rocas antiguas, destruidas por procesos de intemperismo y erosión, los cuales fueron transportados y depositados por flujos de agua, hielo y/o por gravedad.

b).- Brechas intraformacionales: Estas brechas se forman debido a una fragmentación penecontemporánea y redeposición del estrato en cuestión.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La fragmentación y redepósito, tienen un origen muy local, por lo general son consecuencia de una disminución de la batimetría y el retiro transitorio de las aguas, seguido de desecación y agrietamiento del fango. La subsiguiente inundación de los bancos de fango agrietados perturba temporalmente los fragmentos, que pueden ser levemente desplazados y depositados juntos en forma de brecha o conglomerado. Este tipo de brechas regularmente son de poco espesor ya que representan un intervalo menor en la acumulación de la formación.

Adicionalmente existen dos tipos principales de brechas y conglomerados intraformacionales: El primero es el de pizarra o brecha lutítica, constituida por fragmentos tabulares de pizarra o lutita, diseminados en una matriz arenosa; estas brechas se presentan en la base de bancos arenosos (Kuenen y Natland, 1951 en Pettijohn, 1978). El segundo tipo son las brechas de calizas o dolomías constituidas por fragmentos de calizas o dolomías, diseminados en una matriz de calcita o dolomías arenosas. Este tipo de brechas probablemente son producto de una disecación y consolidación de los fangos calcáreos y redepósito en una matriz de composición similar y están asociados con bancos, grietas de disecación y a líneas de playa, por lo que tendrán una distribución local y son comunes en las planicies de mareas.

2.- Brechas Piroclásticas: se aplica el término de aglomerado a los depósitos piroclásticos constituidos por bombas volcánicas mayores a 32 mm y que se solidificaron en el aire. Se aplica el término de brecha volcánica para los depósitos piroclásticos integrados por materiales angulosos previamente consolidados. Algunas brechas y tobas volcánicas se forman lentamente desde corrientes de aire, por lo que muestran una estratificación y selección bien definida. Otras brechas son el producto de erupción de nubes ardientes de poca duración y carecen de una estratificación y selección bien definida.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 3.1: Clasificación de Conglomerados y Brechas (Pettijohn F.J., 1978).

Epiclásticos	Extraformacional	Ortoconglomerado (matriz < 15%)	Inestables <10%	Conglomerados Ortoarcíticos (Oligomícticos)
			Inestables >10%	Conglomerados Petromícticos (Polimícticos)
		Paraconglomerado (matriz >15%)	Matriz laminada	Lodolita o arcilita conglomerática laminada
			Matriz no laminada	Tillita (Glacial) Tilloide (No glacial)
	Intraformacional	Conglomerados y Brechas		Intraformacionales
Piroclásticos	Brechas y aglomerados volcánicos			
Cataclásticas	Brechas de deslizamiento y hundimiento			
	Brechas tectónicas (en fallas y pliegues)			
	Brechas de solución y colapso			
Meteórico	Brechas de impacto			

3.- Brechas Cataclásticas: Pettijohn (1978) divide a estas brechas en los siguientes tipos: (a) brechas de deslizamiento y hundimiento, (b) brechas tectónicas (en fallas y pliegues) y (c) brechas de solución y colapso.

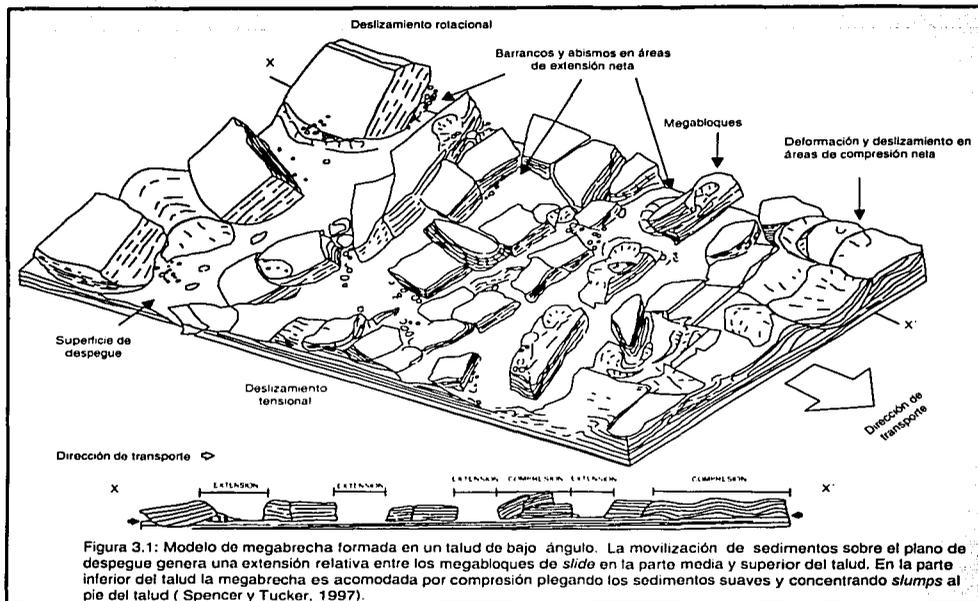
a).- Brechas de deslizamiento y hundimiento: Este tipo de brechas se forman durante episodios de inestabilidad gravitacional en los márgenes de las plataformas y han sido descritas con una gran variedad de nombres en donde se incluyen: flujos de escombros, sábanas de ruditas, capas de brechas, avalanchas de escombros y olistotromas (McIlreath and James, 1978 *en* Tucker 1997). Sin embargo, la terminología para sedimentos transportados en masa continúa ambigua y aún varía de un autor a otro. El término "slide" se refiere a masas de sedimentos desplazados a lo largo de superficies de despegue paralelas a la estratificación con muy poca deformación interna de los sedimentos brechosos

resedimentados y previamente litificados. Un "slide" puede ocurrir a lo largo de fallas lístricas gravitacionales (sliding rotacionales) o sobre estratos paralelos al plano de despegue (sliding translacionales). El término "slump" es usado para describir la removilización de masas de sedimentos los cuales presentan movimiento rotacional sobre una superficie de despegue lístrica y frecuentemente asociados con deformación interna de sedimentos. Un "slump" al igual que el "slide" está relacionado a inestabilidad gravitacional con deformación plástica de sedimentos de los estratos removilizados y/o disgregación de sedimentos previamente litificados dentro de flujos de escombros. Por lo que, los "slides" pueden desarrollarse dentro de un "slumps" debido a una removilización intensa de sedimentos durante el transporte.

Tucker (1997), introdujo el término de Megabrecha para englobar a todos los productos de grandes eventos catastróficos de inestabilidad gravitacional, por lo que, pueden contener a "slumps" y "slides", sedimentos del piso oceánico litificados o semilitificados reflejando un comportamiento elástico o flujos de escombros con grandes bloques rodados diseminados en una matriz fina. Los flujos de megabrecha pueden desarrollarse dentro de corrientes turbidíticas después de la disgregación de sedimentos y la incorporación de agua durante el transporte (Krause, 1979 en Tucker, 1997). La inestabilidad gravitacional en taludes carbonatados submarinos menores de 45° de ángulo genera megabrechas sobre una superficie de despegue paralela a la estratificación (Figura 3.1). Las áreas de extensión superficial están concentradas en el talud medio y superior formando cimas y barrancos, los cuales muestran el plano de despegue entre los bloques de "slides". La extensión neta es acomodada por áreas de compresión superficial incluyendo un sobre deslizamiento de megabloques litificados uno sobre el otro con deformación suave de sedimentos incluyendo plegamiento y "slumping" de los sedimentos más litificados en el talud medio (Tucker, 1997).

b).-Brechas tectónicas (en fallas y pliegues): Cuando existen movimientos de grandes masas de roca una sobre otra, a lo largo de una superficie de falla da

lugar a brechas de falla y a un jaboncillo de gran extensión motivado por la pulverización a lo largo de la base de un sobrecorrimiento. Las brechas de pliegue, son el resultado de un plegamiento agudo de bancos friables de poco espesor entre los cuales existen estratos plásticos incompetentes. Este tipo de brechas presentan una distribución local y están, circunscritas a estratos agudamente plegados.

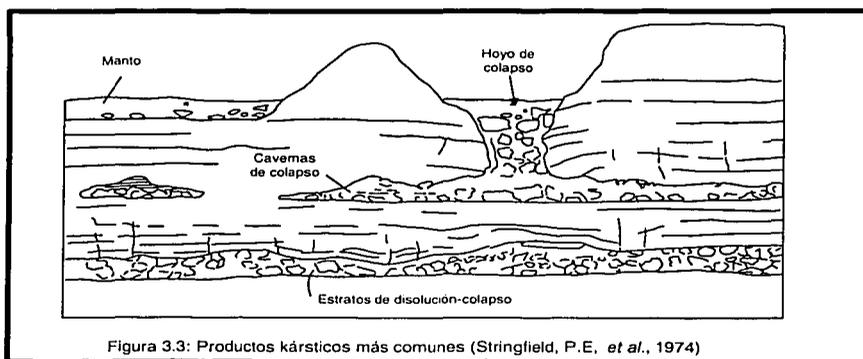
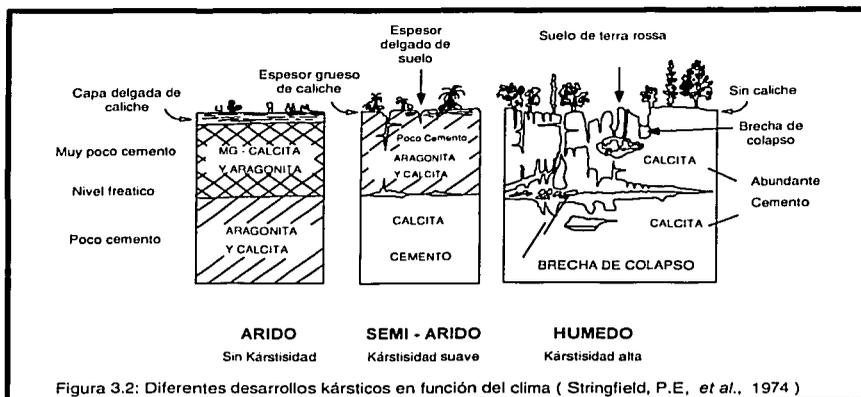


c).- Brechas de solución y colapso: Este tipo de brechas están constituidas por fragmentos de rocas carbonatadas (calizas y dolomías) y evaporíticas (anhidritas y yeso) y están asociadas a procesos kársticos. El término *karst* se define como las características diagenéticas, macroscópicas y microscópicas, superficiales o de subsuelo, que se producen durante la disolución química y modificaciones asociadas que sufre una secuencia carbonatada y evaporítica (Stringfield *et al.*,

1974). Los procesos de karstificación están estrechamente relacionados al clima. El clima controla la temperatura, disponibilidad de agua y la formación de plantas. Las raíces de las plantas durante su descomposición proporcionan grandes cantidades de ácidos orgánicos los cuales aportan H^+ , controlando la acidez de las aguas de los suelos y su intensidad de disolución en las rocas (Berner, 1992 b en Berner, 1995).

Las rocas carbonatadas son poco solubles en agua pura, sin embargo, cuando esta agua contiene concentraciones de ácido carbónico (H_2CO_3), presenta una alta capacidad de disolución de dichos minerales. En áreas de fuerte precipitación fluvial y cálidas, los procesos de alteración y disolución de las rocas actúan de manera rápida, dando lugar el desarrollo de suelos, dolinas de disolución y brechas de colapso. La Figura 3.2 muestra el desarrollo de los procesos kársticos en diferentes tipos de climas, observando mayor alteración y disolución en climas húmedos o tropicales arriba del nivel freático y consecuentemente la formación de brechas de colapso en la base de las dolinas de disolución. Las rocas que se encuentran por abajo del nivel freático no son susceptibles de recibir el flujo de aguas por lo cual no se desarrollarán procesos kársticos ni brechas de colapso. La Figura 3.3 corresponde a un bloque diagramático que ilustra en la parte inferior estratos que han sufrido disolución y brechas de colapso y en la parte superior una caverna formada por disolución y que es rellenada por brechas de colapso.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



4.- Brechas de impacto: Las brechas de impacto son aquellas formadas por disturbios ocasionados por la caída o impacto de un meteorito sobre las rocas de la corteza terrestre. Hertz et al. (1983, en Overbeck. et al, 1993) explicó las mezclas de brechas complejas de expulsión de un cráter de impacto usando el modelo de erosión balística y sedimentación en condiciones marinas someras de Oberbeck (1975 en Overbeck. et al., 1993). Según este modelo (Figura 3.4), el

material es expulsado de cráteres en trayectorias balísticas. El primer material expulsado cerca del punto de impacto es a muy altas velocidades; este es encontrado en la cima de una cortina de expulsión cónica muy amplia y es depositado a grandes distancias. El material final expulsado del cráter es depositado cerca del borde del cráter a velocidades mucho menores que los primeros. Muchos de los impactos son a velocidades muy altas, excavan el subsuelo y generan cráteres grandes, por lo que el material es expulsado a grandes distancias del borde del cráter. El material excavado es adicionado y depositado con el material de expulsión primario. Esta mezcla compleja de material expulsado del cráter y las rocas locales del subsuelo se mueven desde el punto de impacto en forma de flujos de escombros atrás de la cortina de expulsión; esto produce una mezcla caótica de clastos de roca diseminados en una matriz de grano fino descansando sobre substratos deformados, estriados y erosionados.

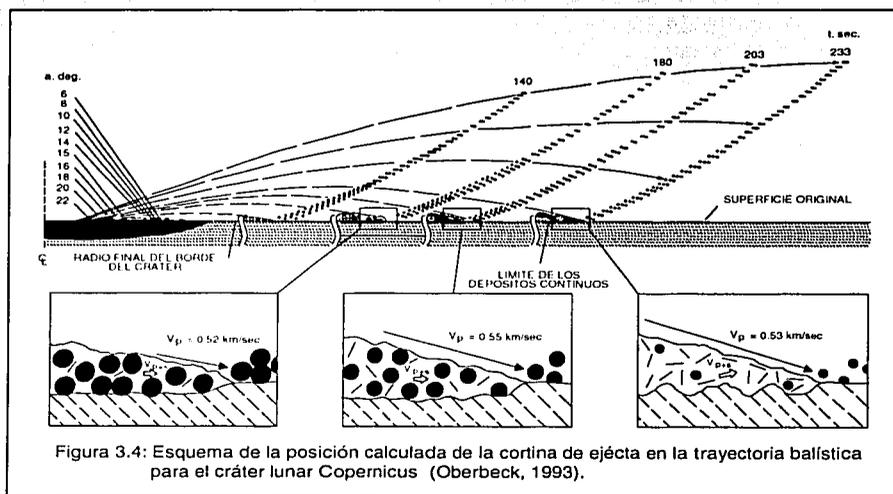


Figura 3.4: Esquema de la posición calculada de la cortina de eyección en la trayectoria balística para el cráter lunar Copernicus (Oberbeck, 1993).

McKinnon (1982 en Overbeck *et al.*, 1993), sugirió que las velocidades de las ondas de choque en el continente son mayores que en el agua, posiblemente debido a que el material del piso oceánico estuvo mezclado con el agua marina

durante la formación del cráter. Durante el evento de formación del cráter transitorio o de sobrepaso, el levantamiento del borde del cráter debió haber expulsado una mezcla de lodo antes del colapso del borde del cráter de impacto, así, la cortina de eyecta balísticamente se extendió a poca distancia del sitio de impacto (Figura 3.5).

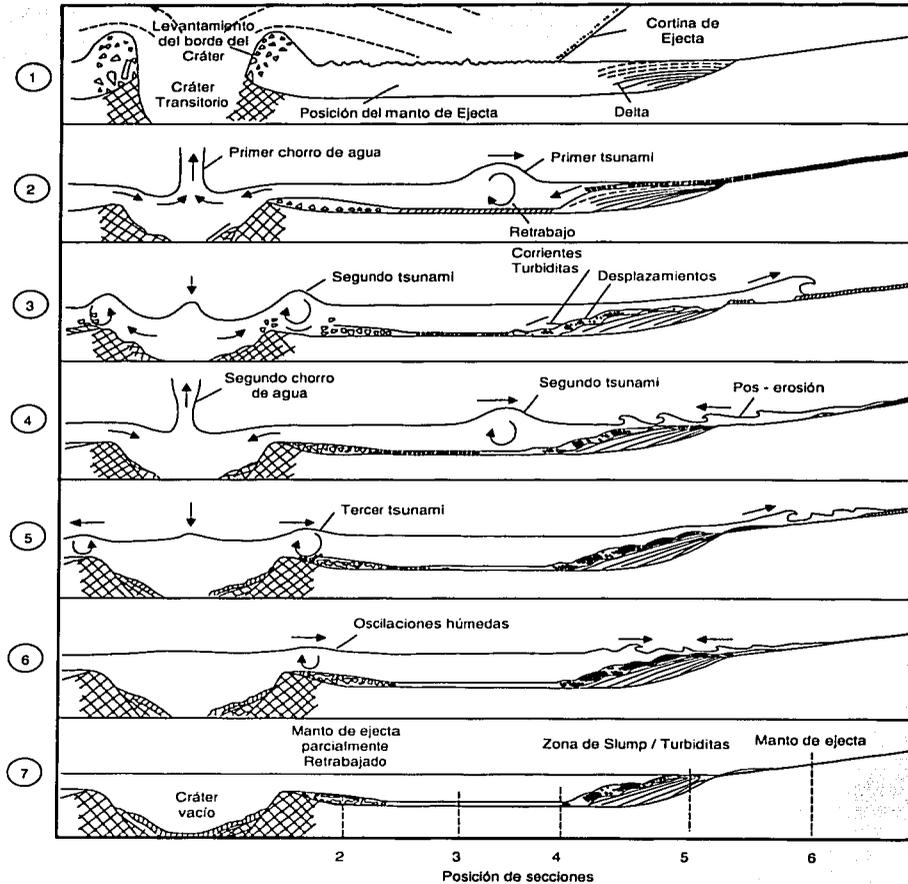


Figura 3.5: Secuencia hipotética de eventos producidos por el impacto y su efecto en aguas someras (Oberbeck, 1993).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Note que la cortina expulsada se ha depositado a través del agua y ha sido clasificada aéreo e hidrodinámicamente antes de depositarse en el piso oceánico en forma de capas progradantes y agradacionales. La Figura 3.5₂, muestra el colapso de la mezcla de sobrepaso del borde del cráter (Figura 3.5₂), generando el levantamiento de un "tsunami" el cual causa un retrabajo erosivo de los depósitos expulsados. El colapso del cráter de sobrepaso ocasiona un canal central de flujo turbulento de agua en forma de avalancha marina (Gault and Sonett, 1982 *en* Overbeck. *et al*, 1993). Este canal central de flujo turbulento de agua genera a su vez un segundo "tsunami". En las Figuras 3.5₃, 3.5₄, 3.5₅ y 3.5₆ los "tsunamis" llegan a erosionar los sedimentos infrayacentes inferiores y proximales sufriendo una destrucción masiva en forma de flujos de escombros ("slumps"), acompañado por flujos turbidíticos.

La Figura 3.6, muestra las secuencias sedimentarias generadas por los eventos de la Figura 3.5. La columna 1, representa a los sedimentos de aguas profundas depositados distalmente del cráter de impacto. Los horizontes calcáreos interestratificados fueron producidos por tsunamis, los cuales retrabajaron y redistribuyeron las rocas infrayacentes del piso oceánico. En zonas más cercanas al cráter de impacto (columnas 2 y 3), Los materiales expulsados se han depositado agradacionalmente, mostrando una mejor clasificación de los fragmentos en las capas superiores separados de las inferiores por discordancias. Las capas inferiores están constituidas por megaclastos, haciéndose más finos hacia la cima a capas finamente laminadas. La columna 4, representa una mezcla de material expulsado caótico, sedimentos retrabajados, depósitos de deslizamiento masivos "slumps" y canales y rellenos de corrientes turbidíticas. La columna 5, representa también depósitos caóticos producidos por corrientes contrarias a la línea de flujo de los "tsunamis". La columna 6, representa a los materiales depositados más cerca del cráter de impacto y se caracteriza por la ausencia de la capa de agua amortiguadora, permitiendo una alta velocidad del material expulsado, por lo cual los substratos inferiores son estriados y brechados por los sedimentos retrabajados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.2. DISCUSIÓN DE LOS POSIBLES ORÍGENES DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

La brecha calcárea motivo de este estudio ha sido reportada desde hace mucho tiempo principalmente en afloramientos de la Sierra de Tabasco y Chiapas, así como costa afuera en el subsuelo de Campeche (Salas y Lopez-Ramos, 1950; Meneses de Gyves, 1980; Angeles Aquino, 1987; Quezada-Muñetón, 1990; Grajales y Cedillo, 1997 *en* Grajales *et al.*, 1999); en estos trabajos se generan dos posibles hipótesis, con respecto al origen de esta brecha calcárea:

a).- Origen Epiclástico: Salas y Lopez-Ramos (1950), Meneses de Gyves (1980), Angeles Aquino (1987) y Quezada-Muñetón (1990 *en* Grajales *et al.*, 1999), consideraron un origen epiclástico para la brecha calcárea. Es decir, estos depósitos se formaron por una sedimentación normal en la base del talud en el borde de la plataforma carbonatada de Campeche.

b).- Origen de impacto: Grajales *et al.* (1999) proponen un origen de la brecha calcárea relacionado al evento Chicxulub, depositada al pie del talud hace 65 Ma en un ambiente de plataforma externa y posteriormente fue afectada por eventos tectónicos y diagenéticos que modificaron su porosidad y permeabilidad, principalmente durante el Oligo-Mioceno y Plió-Pleistoceno. Los autores mencionados, realizaron estudios estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos en afloramientos de la brecha en Guayal, Tabasco y Bochil, Chiapas y en columnas del Campo Cantarell y otros pozos cercanos, en los cuales encontraron que la brecha se correlaciona con localidades situadas a distancias de hasta 250 km, se depositó sobre calizas hemipelágicas del Maastrichtiano Superior y está cubierta por margas y calizas delgadas de la base del Paleoceno Inferior. La presencia de minerales afectados por impacto (cuarzo y plagioclasa de choque), así como la anomalía de iridio observada en la cima de esta unidad, sugieren que su origen está ligado al impacto Chicxulub.

Grajales *et al.* (1999) interpretan que la energía liberada por el impacto en forma de sismos de intensidad 12 a 14 en la escala de Richter debió provocar avalanchas de materiales depositados en el borde de la plataforma e incluso el rompimiento del borde de la misma, como lo sugieren los bloques de caliza presentes en la base de las secuencias del Guayal y Bochil. Estos autores también interpretan al depósito, debido a diferentes velocidades de emplazamiento de diversos materiales; mientras que las ondas sísmicas que sacudieron, y en algunos casos colapsaron el borde de la plataforma, viajaron a velocidades de 5-6 km/seg (Alvarez *et al.*, 1995 en Grajales *et al.*, 1999), el ejecta lo hizo a una velocidad de ± 3 km/seg. Así mismo, otros procesos inmediatos relacionados al impacto, pero posteriores al depósito de la megabrecha formaron grandes olas o tsunamis (Alvarez *et al.*, 1995 en Grajales *et al.* 1999) o incluso lluvias asociadas a grandes tormentas formadas también como consecuencia del mismo evento (Yancey, 1996 en Grajales *et al.*, 1999). Dichos procesos debieron formar flujos de escombros y corrientes de turbidez que acarrearón material acumulado de las partes más someras de la plataforma e incluso en la superficie, hasta grandes profundidades, depositándolos en el piso marino (Bralower *et al.*, 1998 en Grajales *et al.*, 1999). Estos flujos turbidífticos se depositaron en algunas partes sobre la capa formada por el material de expulsión y en otras la erosionaron y se mezclaron con este material, depositándose como lentes de brecha conglomerática de 20 a 30 m de espesor en las partes más bajas del talud o sobre el suelo marino. Esta hipótesis explica el porqué tenemos las brechas gruesas en la parte inferior del depósito, cubiertas por la capa de expulsión y en la parte más somera lentes de brecha intercalados, mezclados con o por encima de la capa de expulsión (Grajales *et al.* 1999).

En este estudio, con el fin de sustentar una de las dos hipótesis mencionadas anteriormente, se procedió a buscar pozos con núcleos en la base de la brecha y en el horizonte que subyace a la misma; observando que en el Campo Cantarell son pocos los núcleos en los que se ha encontrado fauna determinativa, que permita posicionar cronoestratigráficamente a la brecha calcárea, para esto se

utilizaron núcleos cortados en el Bloque Sihil. A continuación se describe la fauna encontrada en estos núcleos.

POZO	NÚCLEO	LITOLOGIA	FAUNA
Cantarell-24D	3 (2387-2396 m)	Mudstone- Wackestone	<i>Globotruncana linneiana</i> , <i>Globotruncanita calcarata</i> , <i>Globotruncanita stuartiformis</i> .
Cantarell-418D	2 (4600-4604.8 m)	Packstone- wackestone	<i>Chubbina sp.</i> (Maastrichtiano inferior), <i>Miliólidos</i> , <i>Gasterópodos</i> , <i>Rotálidos</i> .
Cantarell-418D	3 (4846-4854.6 m)	Wackestone -packstone	<i>Globotruncanita elevata</i> (Camp. Sup- Camp. Inf.), <i>Contusotruncana plummerae</i> (Maast. Inf.- Camp. Med.), <i>Contusotruncana fornicata</i> , <i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Maast. Inf.- Camp. Inf.), <i>Globotruncanita lapparenti</i> .

La fauna descrita en los núcleos cortados en los pozos Cantarell-24D (N-3) y 418D (N-3), varía desde el Campaniano Inferior al Maastrichtiano Inferior. Sin embargo con la información obtenida en el núcleo N-2 del pozo Cantarell-418D, se reducen los rangos de edades relativas, las cuales representan una edad del Maastrichtiano Inferior (± 71 m.a.) obtenida a partir del fósil *Chubbina sp.* (Noriega N. Rocío, comunicación personal).

Si se considera que estas brechas tuvieron un origen epiclástico y tomando en cuenta que éstas subyacen concordantemente a los depósitos del Paleoceno Inferior (± 65 m.a) y el espesor máximo de éstas es de 350 m; estos datos sugieren una tasa de depósito de ± 58.333 m/m.a, con una extensión regional de ± 70 km de longitud. Si comparamos al depósito de esta brecha con la Formación Tamabra, la cual presenta un espesor promedio de ± 600 m y su edad es desde el Barremiano Tardío (± 118 m.a) al Cenomaniano Tardío (± 92 m.a), entonces su tasa de depósito fue ± 23 m/m.a. y su extensión areal es ± 15 km (Enos, 1977). De lo anterior, es difícil predecir un posible origen epiclástico para las brechas calcáreas del Campo Cantarell.

Ahora considerando un posible origen de impacto, faltaría todo el Maastrichtiano Superior con edad de ± 65 m.a. Lo anterior se atribuye a una posible erosión

ocasionada por los "tsunamis" durante la redistribución de los sedimentos que constituyen a la brecha en el talud de la plataforma.

Las consideraciones anteriores, hacen pensar que existen más evidencias como para predecir que la brecha calcárea del Campo Cantarell tiene un origen relacionado al evento Chicxulub, depositada al pie del talud en un ambiente de plataforma externa, tal como lo postuló Grajales *et al.*, (1999) y Murillo *et al.* (2002).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.- ANÁLISIS DEL FRACTURAMIENTO

Las características geométricas de las fracturas en las rocas varían espacial y temporalmente en función del estado de esfuerzos, tipo de fractura, tipo de roca y tamaño de las fracturas (Nelson, 1985). De tal forma que el conocimiento esencial acerca de las fracturas debe ser conceptualizada en un modelo, donde se incluyan las características principales de una fractura tales como; tamaño, apertura, rugosidad de las paredes de la fractura, distribución, densidad o espaciamiento, orientación, y frecuencia del fracturamiento, para lo cual es necesario evaluar al fracturamiento desde el punto de vista cualitativo y cuantitativo.

IV.1 ANÁLISIS CUALITATIVO DE FRACTURAS

Según Nelson (1985) los principales criterios para la descripción de las fracturas son los siguientes:

a).- Naturaleza de las fracturas: Las fracturas se clasifican en diaclasas (sin desplazamiento), paraclasas (desplazamiento a lo largo del plano de fractura), grietas de tensión.

b).- Tamaño: El tamaño está relacionado con el número de estratos afectados. La Figura 4.1 ilustra la clasificación de fracturas de acuerdo a su longitud, observándose: fracturas mayores del orden de decenas a centenas de m, que rara vez se encuentran cementadas; fracturas medias definidas a través de varios estratos y uniformemente distribuidas; fracturas menores no desarrolladas más allá de un solo estrato, se pueden presentar abiertas y/o cerradas.

c).- Ancho de fracturas: La Tabla 4.1, muestra una clasificación de las fracturas de acuerdo al ancho o espaciamiento de sus paredes (Nelson, 1985).

TRABAJOS CON
FALLA DE ORIGEN

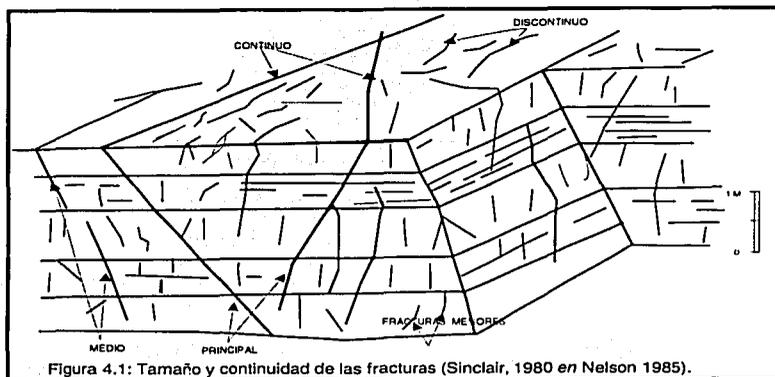


Tabla 4.1: Clasificación de las fracturas de acuerdo al ancho (Nelson, 1985).

TIPO DE FRACTURA	ANCHO (mm)
Megafracturas	100
Macrofracturas gruesas	10 a 100
Macrofracturas finas	1 a 10
Fracturas finas	0.1 a 1
Fracturas muy finas	0.01 a 0.1
Microfracturas	0.001 a 0.01
Criptofracturas	0.0001 a 0.001

d).- Distribución: Un sistema de fracturas está constituido por un patrón de fracturas paralelas dentro de un lugar determinado. Una red de fracturas está integrada por dos o más sistemas asociados, puede ser homogénea (distribución arreglada en cruz) o puede incluir un sistema dominante, ésta última característica puede reflejar la anisotropía del material o la orientación preferencial de los esfuerzos

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN

IV.2 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE FRACTURAS

Las fracturas virtualmente siempre están presentes en las rocas y distribuidas de una manera inefectiva con respecto al flujo de fluidos en el yacimiento. La evaluación cuantitativa de fracturas naturales en yacimientos naturalmente fracturados requiere del análisis de cuatro características principales (Nelson, 1985):

- 1.- Intensidad del fracturamiento o espaciamiento.
- 2.- Ancho de la fractura y morfología de las paredes.
- 3.- Comunicación o interacción entre la fractura y la porosidad de la matriz.
- 4.- Escalamiento a nivel de yacimiento.

IV.2.1. INTENSIDAD O ESPACIAMIENTO DEL FRACTURAMIENTO

El espaciamiento de las fracturas es uno de los parámetros más importantes que determinan la porosidad y permeabilidad de un yacimiento. El espaciamiento de las fracturas en las unidades rocosas del subsuelo, depende de varios parámetros: (a) composición de las rocas, (b) tamaño del grano, (c) porosidad, (d) espesor de las capas y (e) posición estructural.

a).- Composición de las rocas: En general, las rocas con un alto porcentaje de constituyentes quebradizos tendrán fracturas de espacio cerrado. En yacimientos de rocas sedimentarias, los constituyentes primarios quebradizos están constituidos por cuarzo, feldespatos, dolomita y calcita (Stearns y Friedman 1972 *en* Nelson, 1985). La Figura 4.2, presenta la respuesta de las rocas carbonatadas al desarrollo de fracturas en función del tipo de roca y tamaño de grano.

CON
FALLA DE ORIGEN

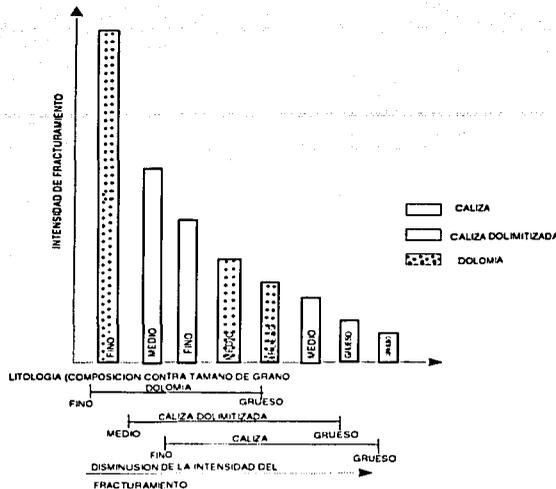


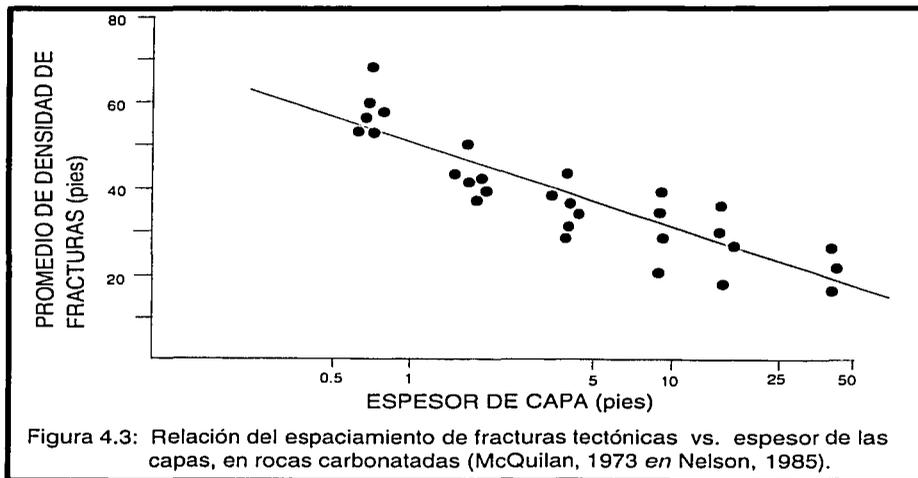
Figura 4.2: Histograma que muestra la intensidad de fracturas tectónicas en función del tamaño del grano y de la composición de las rocas carbonatadas (Sinclair, 1980 en Nelson 1985).

b).- Tamaño del grano: En rocas clásticas bien clasificadas el tamaño del grano decrece al incrementarse los esfuerzos compresionales y tensionales (Mosalamy, 1969 en Nelson, 1985). Este incremento en el esfuerzo es debido al incremento de la energía superficial específica entre los granos, generando que los diámetros de los granos sean más pequeños. Existe una estrecha relación entre el tamaño del grano y el espaciamiento de las fracturas.

c).- Porosidad: El esfuerzo de las rocas decrece con el incremento de la porosidad (Hoshimo, 1974 en Nelson, 1985). Sin embargo, esta relación es no-lineal; en rocas de baja porosidad el espaciamiento de fracturas tiende a ser muy cerrado aumentando la porosidad.

d).- Espesor de las capas: Las capas de espesores muy delgados se fracturarán con espaciamientos más cerrados, en cambio las rocas con capas más gruesas

tendrán espaciamentos de fracturas más abiertos (Figura 4.3) (Ladiera y Price, 1981 en Nelson, 1985). Cuando se está trabajando con datos de núcleo, frecuentemente el diámetro del núcleo es también pequeño como para intersectar suficientes fracturas paralelas al eje del núcleo y medir el espaciamento entre las mismas en el espesor de las capas, en este caso se hace una extrapolación de los datos medidos del espaciamento de fracturas en capas conocidas a las capas donde no se puede medir el espaciamento debido al espesor pequeño del núcleo.



e).- Posición estructural

Cuando las rocas son expuestas a esfuerzos de tensión sufren fracturamiento, el cual aumenta a medida que se incrementan dichos esfuerzos.

Price (1966 en Nelson, 1985), relacionó el número de fracturas desarrolladas en una roca con la energía tensional aplicada y se expresa como sigue:

$W = \frac{1}{2} (se)$ donde:

W = energía tensional

s = componente del esfuerzo

e = componente tensional resultante

TECNOLOGIA
FALLA DE ORIGEN

Una forma de predecir la intensidad del fracturamiento con la posición estructural es usando el radio de curvatura de la velocidad de cambio del echado. Este método ha sido usado por Murray (1969 *en* Nelson, 1985) y plantea que la relación entre fracturamiento con la flexura ocurrirá con muy alta intensidad donde la velocidad del cambio del echado o curvatura es máxima (Figura 4.4). Las bases de esta técnica son: las rocas presentan fracturamiento debido a fallas; un incremento en la curvatura incrementa la tensión; el incremento en la tensión generará un incremento en la intensidad del fracturamiento.

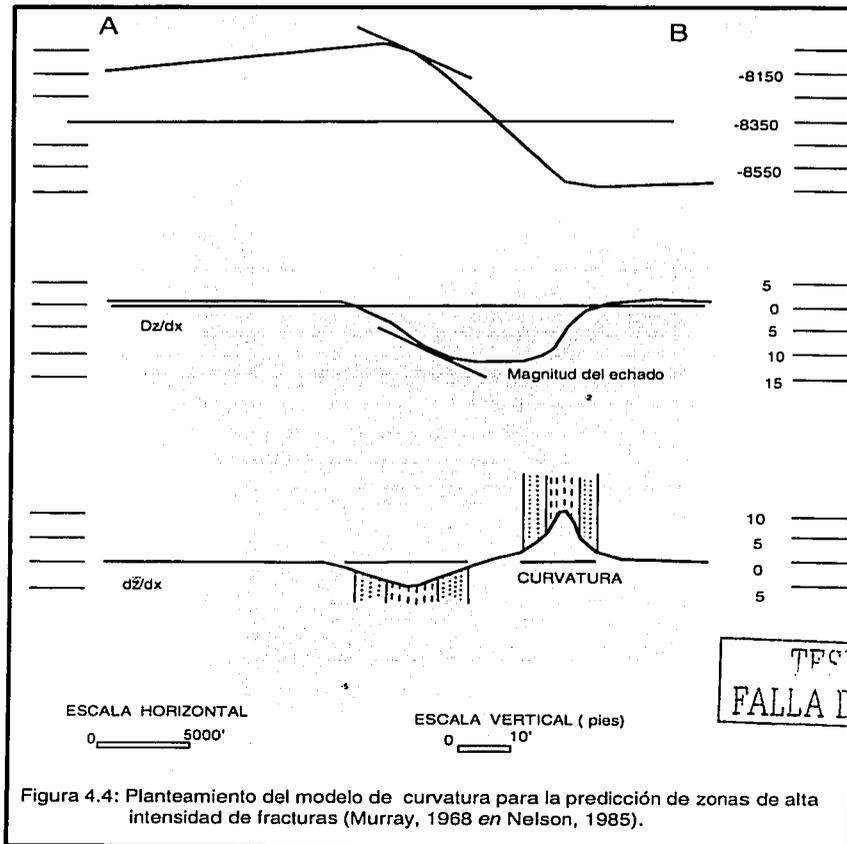


Figura 4.4: Planteamiento del modelo de curvatura para la predicción de zonas de alta intensidad de fracturas (Murray, 1968 *en* Nelson, 1985).

IV.2.2.- ANCHO Y MORFOLOGÍA DE LAS PAREDES DE FRACTURAS

La morfología de los planos de fractura es un factor muy importante que determina la porosidad y permeabilidad en un yacimiento. Esta morfología puede ser observada en núcleos y en afloramientos y ser inferida a partir de los registros geofísicos de pozos. Según Nelson (1985) en función de la morfología del plano de fractura, existen 4 tipos básicos de fracturas:

- a).- Fracturas abiertas
- b).- Fracturas deformadas
- c).- Fracturas parcial o totalmente selladas por minerales
- d).- Fracturas vugulares

a).- Fracturas abiertas. Este tipo de fracturas no poseen crecimientos diagenéticos en las paredes de la fractura y son buenos conductos al flujo de fluidos. La permeabilidad depende directamente del ancho de estas fracturas, del componente normal de los esfuerzos efectivos "in situ" al plano de fractura y de la rugosidad de la fractura (Nelson, 1985); en general las fracturas abiertas incrementan enormemente la permeabilidad paralela al plano de fractura.

b).- Fracturas deformadas. Algunas fracturas sintectónicamente se deforman en la zona de cataclisis por granulación y recristalización, reduciéndose la porosidad y por lo tanto la permeabilidad en la zona de fractura (Nelson, 1985).

c).- Fracturas selladas por minerales. En estas fracturas la permeabilidad se reduce por la precipitación de minerales diagenéticos secundarios. Esta mineralización secundaria puede estar compuesta por cementos de sílice y/o carbonatos (calcita y dolomita). Este relleno puede ser completo o parcial, determinando el comportamiento de la permeabilidad (Nelson, 1985).

d).- Fracturas vugulares. Las fracturas vugulares se forman cuando los fluidos diagenéticos penetran a lo largo de planos de éstas. Si el fluido mineralizante no

está químicamente en equilibrio con la matriz de la roca, puede ocurrir una disolución, desarrollándose vóculos a lo largo y en zonas adyacentes a la fractura y están restringidos a las zonas estrechas de los planos de las fracturas. Estas fracturas vugulares en carbonatos están asociadas a discordancias con el desarrollo de karstificación y a disolución en ambientes de sepultamiento profundo desarrollando importante porosidad secundaria (Figura 4.5).

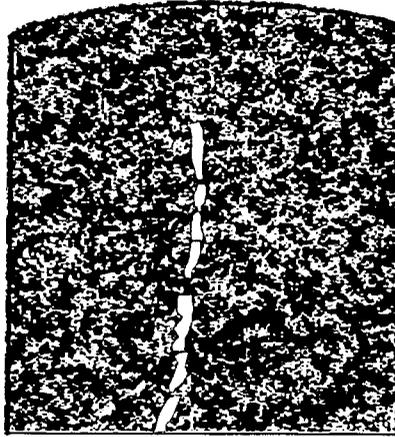
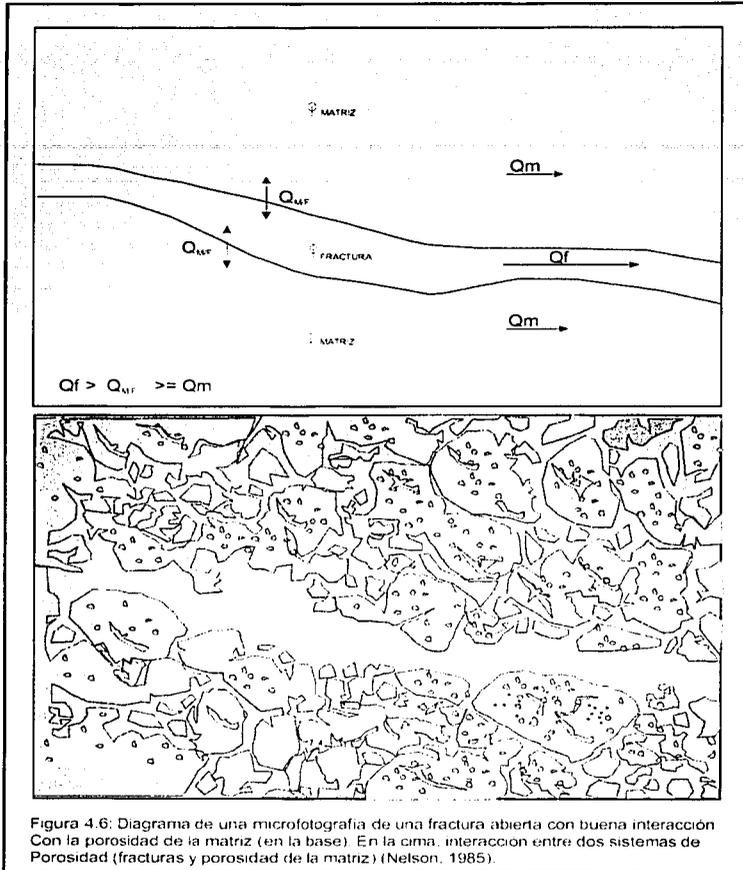


Figura 4.5: Fractura vugular en núcleos carbonatados (Ward en Nelson, 1985).

IV.2.3. INTERACCIÓN ENTRE LA FRACTURA Y LA POROSIDAD DE LA MATRIZ

En un yacimiento fracturado la deformación es acompañada primeramente por fracturamiento y después por extensión y mineralización diagenética mínima; la interacción fractura-matriz es buena y en cada uno de estos sistemas responde a fases de porosidad y sobre todo al gradiente de presión (Figura 4.6).



Una pobre interacción fractura-porosidad de matriz es debida a una mineralización diagenética incompleta (Figura 4.7). Esta figura ilustra vórgulos grandes en el centro de la fractura por disolución, aislando los poros de la matriz mediante una pared áspera de mineralización diagenética.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

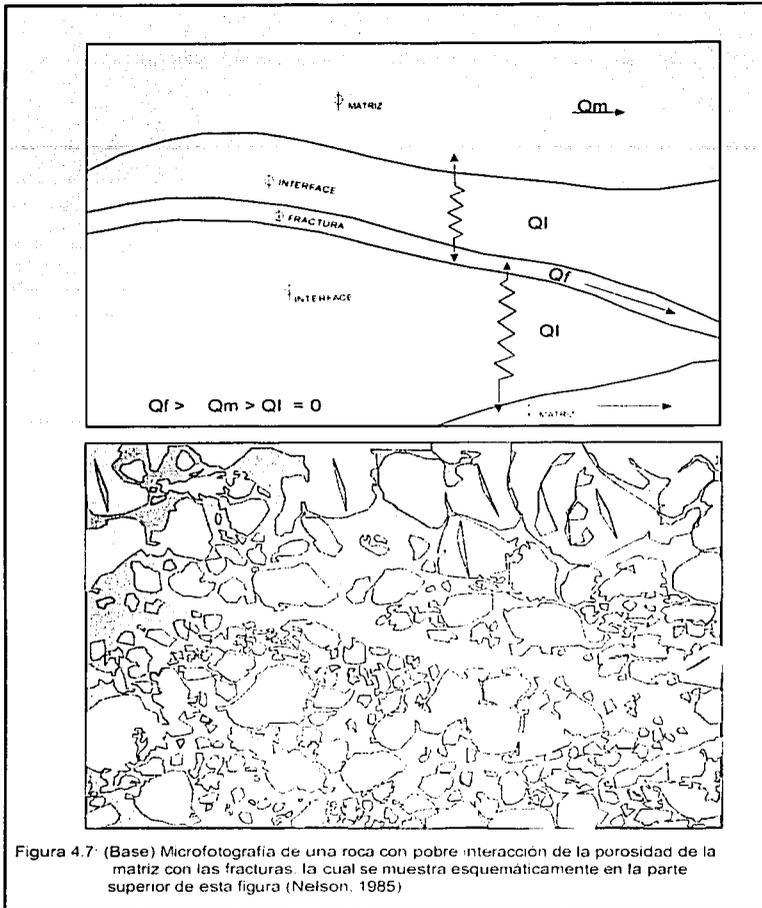


Figura 4.7: (Base) Microfotografía de una roca con pobre interacción de la porosidad de la matriz con las fracturas, la cual se muestra esquemáticamente en la parte superior de esta figura (Nelson, 1985)

Otro método para usar los cálculos de porosidad de fractura incluye la relación de porosidad y permeabilidad de fractura (Figura 4.8) donde:

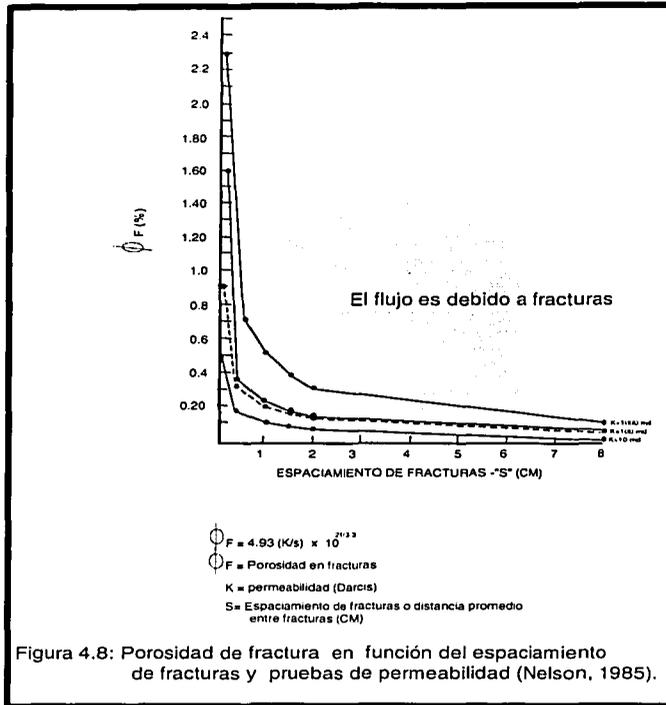
$$\phi_f = 4.93 (k/s^2)^{1/3} \times 10^{-3} ;$$

ϕ_f = porosidad de fractura

k = permeabilidad

s = espaciamiento de fracturas (cm).

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN



IV.2.4. ESCALAMIENTO A NIVEL DE YACIMIENTO

Durante el análisis microscópico de las rocas carbonatadas, las porosidades y fábricas de estas rocas requieren un entendimiento genético tales como: vugular, fracturas, intergranular, intercrystalina y móldica (Choquette y Pray, 1970). Estas porosidades presentan grandes heterogeneidades a nivel de láminas delgadas y núcleos de roca; por lo que, es necesario visualizar estas características a nivel de yacimiento con las siguientes técnicas: registros geofísicos, geometría fractal, información sísmica.

TRUCO CON
 FALLA DE ORIGEN

a.- Registros geofísicos: Los registros de resistividad, porosidad y radioactividad son una herramienta muy útil para el escalamiento de los microdatos (porosidad y fracturas) a nivel de yacimiento.

b.- Geometría fractal: Las fracturas cualitativamente se comportan de manera similar a diferentes escalas, desde a escala de lámina delgada (microfracturamiento) hasta a nivel de yacimiento. Existen varias técnicas geoestadísticas de extrapolación de datos de fracturas, una de estas técnicas relativamente nueva es "el análisis fractal" (Morales *et al.*, 2000). Esta técnica usa los fractales en términos de dimensión fractal "D", los cuales cuantifican el grado de relleno de las fracturas a diferentes rangos de escalas. En esta aplicación se utiliza una malla cuadrada que contiene cajas cuyos lados presentan una longitud "r" plasmada sobre un mapa de trazas de fracturas y un número de cajas "Nr" conteniendo un menor número de fracturas.

Este proceso es repetido para diferentes tamaños de mallas, graficando a escala logarítmica ($\log "Nr"$ vs. $\log (1/r)$). Si los resultados de la gráfica tienden a una línea recta de pendiente "D", entonces la distribución espacial de trazas de fracturas se considera en una sola dimensión fractal "D=1". Mediante la geometría fractal, es posible definir lo siguiente:

- Tener un alto conocimiento acerca del origen, evolución y geometrías de los sistemas de fracturas que caracterizan las rocas almacenadoras.
- Conocer detalladamente los modelos de fractura bajo diferentes condiciones de presión-solución y su relación con las macro estructuras.
- Conocer tectónicamente un campo a fin de comprender el origen, la distribución y evolución espacial de los sistemas de fracturas y su relación con la historia diagenética.

c.- Información sísmica: La detección de fracturas mediante sísmica es muy importante, ya que ayuda visualizar el fracturamiento o fallamiento de una manera regional y se puede llevar a cabo mediante los siguientes métodos: (a) perfil sísmico vertical (VSP), el cual es una técnica muy importante en la detección de

fracturas, ya que, la distribución de los patrones de fracturas tienen un significativo efecto en la propagación de las ondas (Majer *et al.*, 1988); (b) ondas Stoneley, estas ondas producen un movimiento elíptico complejo y ocurren en la interface de dos medios de diferentes propiedades elásticas, en el caso de un pozo ocurrirá en la interface fluido-roca. Por lo tanto, la amplitud del movimiento elíptico de las partículas disminuirá rápidamente con el incremento de la distancia con respecto del agujero, así pues, la onda *Stoneley* no registra profundamente las capas de roca (Meller *et al.*, 1988). Una fractura abierta está llena de agua, por lo que en el patrón de la onda *Stoneley* se reflejará en una pérdida en la energía y velocidad de la onda, ya que este tipo de onda empuja y sube el fluido en la fractura. En general, las fracturas producen formas e interrupciones en forma de punta de las "formas de ondas sónicas" que interconectan poros y éstos pueden ser claramente vistos por el tipo de "formas de ondas".

IV.3. CLASIFICACIÓN DE LOS YACIMIENTOS NATURALMENTE FRACTURADOS

Una vez que ha sido determinado tanto el origen, continuidad y las propiedades del sistema de fracturas del yacimiento y la interacción del flujo entre la fractura y la matriz ha sido investigada, un yacimiento puede ser clasificado sobre las bases de qué efectos positivos proporciona el sistema de fracturas para la calidad total del yacimiento. La siguiente clasificación indica las siguientes consideraciones:

Tipo I: Las fracturas proporcionan la porosidad y permeabilidad esencial al yacimiento.

Tipo II: Las fracturas proporcionan la permeabilidad esencial al yacimiento.

Tipo III: Las fracturas aumentan la permeabilidad en un yacimiento productivo.

Tipo IV: Las fracturas no proporcionan una porosidad y permeabilidad adicional, pero crean una anisotropía significativa en el yacimiento. Esta clasificación es una extensión de la propuesta de Hubbert y Willis (1955 *en* Nelson, 1985). Los primeros tres tipos describen atributos positivos del sistema de fracturas en el

yacimiento. Mientras que el IV tipo no es paralelo a los otros, describe aquellos yacimientos en los cuales las fracturas son importantes, no por la calidad del yacimiento en sí, sino para el inherente flujo anisotrópico y para las divisiones en el yacimiento que ellas crean. Las ventajas de esta clasificación son que delimitan los parámetros del sistema de fracturas, los cuales son más importantes en la cuantificación de un yacimiento particular, y permite predecir los diferentes tipos de problemas durante la producción.

En el yacimiento de la brecha calcárea del Campo Cantarell, la porosidad y la permeabilidad están relacionadas al espaciamiento o densidad de fracturas y al ancho de las paredes de las mismas, por lo cual, corresponde a los yacimientos del tipo I. En este tipo de yacimientos es de gran importancia el cálculo temprano de la porosidad de fractura o volumen de fractura alcanzable por pozo, ya que permite evaluar las reservas totales obtenibles por pozo y predecir los gastos de flujo de producción.

En los yacimientos tipo II y III, los cálculos de porosidad en la fractura son menos importantes, ya que el sistema de fracturas sólo proporciona permeabilidad adicional en la matriz.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V.- POROSIDAD EN ROCAS SEDIMENTARIAS CARBONATADAS

Cuando un sedimento se deposita tiene una relación original entre el volumen total y el volumen de poros, lo cual se expresa en términos porcentuales, característica del sedimento que es conocida como porosidad primaria.

V.1. EVOLUCIÓN DE LA POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS

Según Sun (1995) la porosidad intercrystalina, móldica, vugular y en fracturas asociadas con dolomías forma importantes sistemas de poros en los yacimientos carbonatados. En dolomías evaporíticas la porosidad vugular y en fracturas mejora la calidad del yacimiento, ya que hay procesos diagenéticos de posdolomitización. Sin embargo, cuando los vúgulos y fracturas son de pre-dolomitización sirven como patrones de flujo de los fluidos mineralizantes para la dolomitización del yacimiento a través de las fracturas, fallas o discordancias.

Para explicar la relación entre dolomitización y porosidad según Sun (1995), existen varios mecanismos: reemplazamiento mol x mol; disolución de calcita de una roca parcialmente dolomitizada después de la dolomitización; solución excesiva en las etapas tardías de crecimiento de dolomita en los procesos de dolomitización. Durante el reemplazamiento mol x mol de calcita a dolomita, la porosidad debería aumentar de 12 a 13% debido a la diferencia del volumen de ambos minerales. Esto sucede cuando el reemplazamiento se lleva en matriz micrítica y en granos micritizados (Friedman y Sanders, 1967 *en* Sun, 1995). Sin embargo, cuando la velocidad de disolución excede la velocidad de reemplazamiento, como en el caso de disolución de conchas aragoníticas por fluidos hipersalinos dolomitizantes, la porosidad tenderá a disminuir, debido al aporte de dolomita adicional en la porosidad móldica de las conchas aragoníticas (Sun, 1992 *en* Sun, 1995). Las etapas tempranas de dolomitización están caracterizadas por una reducción del tamaño de poro y consecuentemente disminución de porosidad. Con un porcentaje de dolomita mayor al 75%, los

cristales de dolomita forman un armazón soportado por espacios vacíos los cuales se reducen con la compactación reduciendo la porosidad. Una vez que el carbonato original es totalmente reemplazado por dolomita, y si continúa llegando carbonato y magnesio al sistema, existe un incremento progresivo en el tamaño de los cristales reduciendo la porosidad intercrystalina en las dolomías. Es decir, el grado de reducción de porosidad es proporcional a la cantidad de carbonato y magnesio adicionado al sistema después del reemplazamiento. La porosidad en las dolomías se preservará, si y sólo si, no existe crecimiento de los cristales de dolomita después del remplazamiento total del carbonato original por dolomita. La evolución de la porosidad y las características de los yacimientos varían en función de los tipos de dolomitas, dependiendo de la fábrica del sedimento original, de los mecanismos de formación de dolomita y de los procesos diagenéticos postdolomitizantes (recristalización, cementación, karstificación, fracturamiento y sepultamiento) (Sun, 1995).

V.2. CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE LA POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS

Para la clasificación de porosidad en rocas sedimentarias, Choquette y Pray (1970) observaron que el origen y la evolución tardía del poro y el sistema de poros parecían estar estrechamente relacionados a los constituyentes, la textura y estructura de la roca. La Figura 5.1, muestra 4 elementos principales para la clasificación de porosidad, estos elementos incluyen los "tipos básicos de porosidad" y tres patrones modificadores de porosidad que incluyen el tiempo de origen de la porosidad, procesos y dirección o etapas de evolución de porosidad; tamaño y forma de poro y la abundancia de poro. Cada tipo básico de porosidad es simplemente un tipo de poro o sistema de poros, física y genéticamente diferenciables y pueden ser definidos por cada uno de los atributos siguientes: tamaño de poro, forma de poro, génesis y posición o asociación relativa con los constituyentes de la roca o fábrica.

TRABAJOS CON
FALLA DE ORIGEN

Choquette y Pray (1970), dividieron a la porosidad en 3 grandes grupos (Figura 5.1): (a) Fábrica Selectiva: Este tipo de porosidad incluye a la porosidad interparticular, intraparticular, intercrystalina, móldica, fenestral, "shelter" y de crecimiento orgánico, (b) Fábrica no Selectiva: Incluye a la porosidad de fracturas, canal, vugular y caverna y (c) Selección o no de Fábrica: Incluye a la porosidad en brechas, perforaciones, madrigueras y de contracción. La Figura 5.1 muestra los 15 tipos básicos de porosidad, los cuales varían considerablemente en abundancia y ocurrencia. Siete de estos tipos de porosidad son extremadamente comunes y volumétricamente importantes, probablemente forman el volumen del espacio poroso en los carbonatos, estos tipos son: porosidad interparticular, intraparticular, intercrystalina, móldica, fenestral, fractura y vugular. Los demás tipos de porosidad ("shelter", crecimiento orgánico, canal, cavernas, en brechas, perforaciones, y madrigueras) son menos comunes y abundantes y pueden ser usados para la caracterización de porosidad e interpretación de facies.

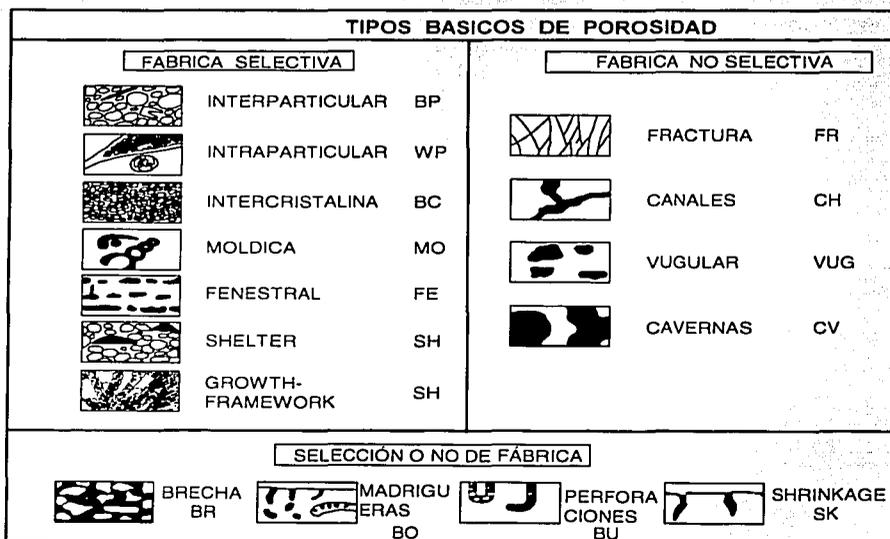


Figura 5.1: Clasificación geológica de poros y sistemas de poros en rocas carbonatadas (Choquette y Pray, 1970).

TIPOS CON
FALLA DE ORIGEN

La tabla 5.1, resume los principales atributos incluidos en esta clasificación. Los tipos de porosidad interparticular, intraparticular e intercrystalina son definidas mediante la posición del poro con respecto a los elementos de la fábrica, tamaño de poro y forma. La porosidad en cavernas es definida en base al tamaño del poro. Las porosidades móldica, por perforaciones y desecación son definidas en base al origen. Las porosidades vugular, tabular y otros tipos son más complejas y se definen en relación a varios atributos.

Tabla 5.1: Atributos usados para definir los tipos básicos de porosidad ("X" atributos principales; "x" atributos de menor importancia).

TIPO DE POROSIDAD	TAMAÑO	FORMA	POSICION EN LA FABRICA	MODO DE ORIGEN	SELECCIÓN DE FÁBRICA
Perforaciones		X		X	Variable
Madrigueras		X	X	X	Si
Brechas			X		Variable
Cavernas	X			X ¹	Incomunicada
Canales		X		X ¹	No
Fenestral	x ²	X	X	x	Si
Fracturas		X		X	Incomunicada
Crecimiento orgánico			X	X	Si
Intercristalina			X	X ³	Si
Interpartícula			X		Si
Intrapartícula			X		Si
Móldica				X	Si
Sheller	x ²		X	X	Si
Desecación				X	Variable
Vugular		X		X ¹	No

¹ Dominan los procesos de solución.

² El tamaño de poro es grande relacionado al tamaño normal de la fábrica interpartícula.

³ La porosidad intercrystalina se aplica a dolomías.

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN

V.3 CLASIFICACIÓN GENÉTICA-PETROFÍSICA DE LA POROSIDAD EN ROCAS CARBONATADAS

Según Lucía (1995) las nuevas tendencias en las clasificaciones de porosidad es relacionar el desarrollo de la porosidad en términos sedimentológicos, diagenéticos y petrofísicos. Lucía (1983) hizo una división de la porosidad en rocas carbonatadas en dos grandes dominios: a) porosidad interpartícula y b) porosidad vugular. La porosidad interpartícula comprende a la porosidad intergranular e intercrystalina de Choquette y Pray (1970), ya que estos dos tipos de porosidad tienen el mismo significado petrofísico. La porosidad vugular comprende a su vez dos grupos: a) vugulos conectados y b) vugulos no conectados; en el primer caso la porosidad y permeabilidad siempre son buenas y en el segundo caso la porosidad es buena, pero la permeabilidad siempre es baja (figura 5.2).

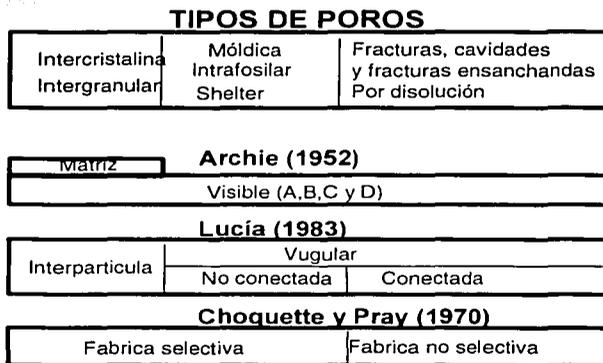


Figura 5.2: Clasificación Petrofísica de tipos de poro carbonatados de Lucía (1983 en Lucía, 1987), comparada con las clasificaciones de Archie (1952), y Choquette y Pray (1970).

Los tipos de porosidad móldica e intrapartícula fueron clasificados como porosidad de fábrica selectiva por Choquette y Pray (1970) y fueron agrupadas con la porosidad interpartícula e intercrystalina. Sin embargo, Lucía (1983) demostró que la porosidad móldica e intrapartícula generan efectos diferentes que las porosidades interparticular e intercrystalina en las propiedades petrofísicas de una roca y las agrupó separadamente. La porosidad vugular, definida por Lucía (1983),

es el espacio poroso que se encuentra entre los granos o cristales y es más grande que el tamaño de estos. Los vóculos se forman por disolución de granos o cristales, fracturas y cavidades irregulares.

Luo y Machel (1995) con ayuda del microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido (MEB) y mediante la inyección de mercurio (MICPM), realizaron una clasificación de la porosidad en función de los rangos del tamaño del poro en 4 grandes grupos (Figura 5.3):

- Megaporosidad: poros mayores a 256 mm (cavernas).
- Macroporosidad: Este tipo de porosidad la subdividen en 3 subgrupos de acuerdo al tamaño del poro: (1) vóculos grandes (32 a 256 mm de tamaño), (2) vóculos medianos (4 a 32 mm de tamaño) y (3) vóculos pequeños (0.5 a 4 mm de tamaño).
- Mesoporosidad: poros de 1 micra a 0.5 mm de tamaño.
- Microporosidad: poros de 0.2 a 1 micra de tamaño.

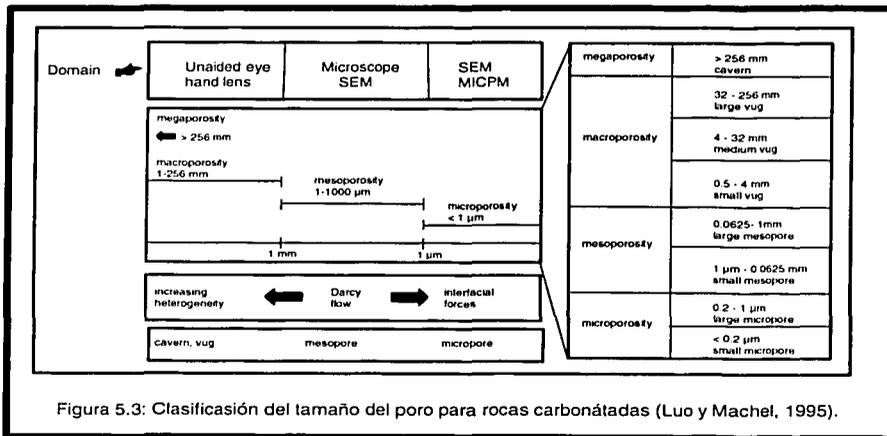


Figura 5.3: Clasificación del tamaño del poro para rocas carbonatadas (Luo y Machel, 1995).

Los tipos de porosidad meso y microporosidad incluyen a la porosidad intercrystalina, interpartícula, intrapartícula y móldica de Choquette y Pray (1970).

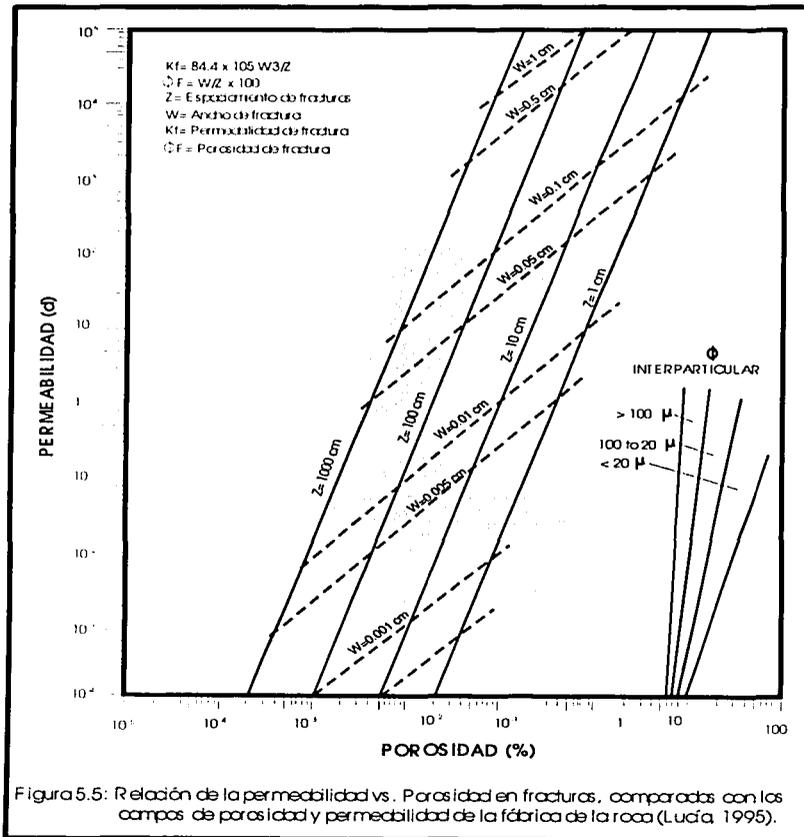
Según Lucía (1995) la anexión de porosidad vugular conectada a la porosidad intercrystalina altera las características petrofísicas de la roca. Los vóculos no conectados son aquellos espacios porosos que se encuentran entre las partículas

que constituyen una roca y generalmente son de mayor tamaño que las mismas. Sin embargo, los vugulos son interconectados a través de la porosidad interparticular de la roca (Figura 5.4). La porosidad en cavernas, brecha, fracturas y fracturas ensanchadas por disolución, generalmente forman sistemas de poros interconectados a escala de yacimiento. La porosidad fenestral comúnmente está conectada a escala de yacimiento y agrupada con la porosidad vugular conectada ya que normalmente los espacios porosos son de mayor tamaño que el cristal de la roca (Major et al., 1990 en Lucía, 1995).

POROSIDAD VUGULAR			
POROSIDAD VUGULAR NO CONECTADA (VUGULO - MATRIZ - VUGULO CONECTADO)		POROSIDAD VUGULAR CONECTADA (VUGULO -VUGULO CONECTADO)	
FABRICAS DOMINADAS POR GRANOS		FABRICAS DOMINADAS POR LODOS	
EJEMPLOS TIPOS		EJEMPLOS TIPOS	
PORCENTAJE DE POROSIDAD VUGULAR SEPARADA	Poros móldicos	Poros móldicos	Cavernas
	Poros móldicos compuestos	Poros intrafosil	Brecha
	Poros intrafosil	Poros por bioturbacion	Fracturas
	microporosidad intragranular		Fracturas ensanchadas por disolución
			Fenestral

Figura 5.4: Clasificación geológica-petrofísica de la porosidad Vugular conectada. La porosidad Vugular no conectada es importante para la caracterización de las propiedades petrofísicas (Lucía, 1995).

La porosidad en fracturas es incluida como un tipo de porosidad vugular conectada, debido a que contribuye a aumentar la permeabilidad en muchos yacimientos carbonatados. Lucía (1983 en lucía 1995) realizó una gráfica de la porosidad contra permeabilidad en fracturas, definiendo tres campos de porosidad-permeabilidad para la porosidad interpartícula (Figura 5.5). Esta gráfica muestra que la permeabilidad en los sistemas de poros vugulares conectados está íntimamente relacionada principalmente al ancho de las fracturas y es extremadamente sensible a cambios pequeños en la porosidad en fracturas.



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

V.4 FACTORES QUE REDUCEN LA POROSIDAD EN EL CAMPO CANTARELL

Durante el análisis diagenético en láminas delgadas, se observó que los procesos: compactación y cementación reducen la porosidad y permeabilidad en el yacimiento. A continuación se explican cada uno de ellos.

V.4.1 COMPACTACIÓN

La compactación puede ser dividida en (1) compactación física y (2) compactación química, ambas reducen la porosidad y permeabilidad en un yacimiento. La compactación física es un proceso irreversible y es originado por esfuerzo litostático. Se pueden distinguir los siguientes fenómenos:

- Movimiento y rotación de partículas a medida que éstas se ajustan a posiciones más estables de empaque conforme aumenta el sepultamiento.

- Rotura de partículas de granos rígidos.

- Deformación plástica de partículas de granos dúctiles que puede dar lugar a pérdida importante de porosidad. Las partículas rígidas con microporosidad pueden ser fácilmente deformadas (Pittman y Larese, 1991 en Cedillo, 1996).

Estos fenómenos se ven reflejados petrográficamente de diferentes maneras: contactos múltiples en los granos (tres o más), alto porcentaje de granos cóncavo convexos y granos suturados, partículas inyectadas y formación de pseudo matriz. La compactación física reduce sustancialmente la porosidad de carbonatos y varía de acuerdo a la naturaleza del sedimento interviniendo diferentes factores. Por ejemplo, la compactación en arenas de carbonatos obedece a factores heredados: empaque, tamaño del grano, forma y selección. Factores inhibidores que retardan la compactación son especialmente cementación sinsedimentaria y factores dinámicos, los cuales están conectados con el ambiente del subsuelo, incluyendo la velocidad de carga, el gradiente geotermal, la presión de sobrecarga, la naturaleza del fluido de formación y otros.

La compactación química origina la reducción del volumen total de porosidad por disolución de granos en sus puntos de contacto. Por los mecanismos involucrados

también se le llama solución por presión y genera un rasgo característico en las rocas conocido como estilolitas. Aunque éstas son producidas por compactación, cuando las rocas son levantadas pueden abrirse y contribuir con porosidad y aumentar la permeabilidad. Finalmente, la compactación química es fuente de CaCO_3 para los procesos de cementación tardía. La textura original de la roca y la cementación temprana define el comportamiento de la presión-solución de las rocas carbonatadas (Tucker y Wright, 1997).

V.4.2 CEMENTACIÓN

La cementación es el crecimiento de minerales dentro del espacio poroso. Los cementos carbonatados son los más comunes en las rocas carbonatadas. Las fuentes de carbonato son: disolución de fragmentos de fósiles, agua de mar, agua connata y mezcla de salmueras y agua meteórica. La calcita ferrosa es un cemento común producido por reacciones diagenéticas bajo condiciones de sepultamiento importante y se le relaciona también con fermentación bacteriana (Tucker, 1991).

En el Campo Cantarell los sedimentos que constituyen a la brecha calcárea sufrieron una intensa compactación física y química temprana. La gran carga litostática ocasionó una sobre presión de los clastos, generando una reducción del tamaño de los mismos y de su empaque, esto redujo la porosidad primaria existente generando contactos múltiples en los clastos, clastos cóncavo convexos, contactos suturados y estilolitas al rededor de éstos. A la vez esta sobrepresión generó una disolución de las superficies afectadas generando una precipitación y cementación temprana de dolomita, sellando totalmente la porosidad primaria en estas rocas (Figura 5.6).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

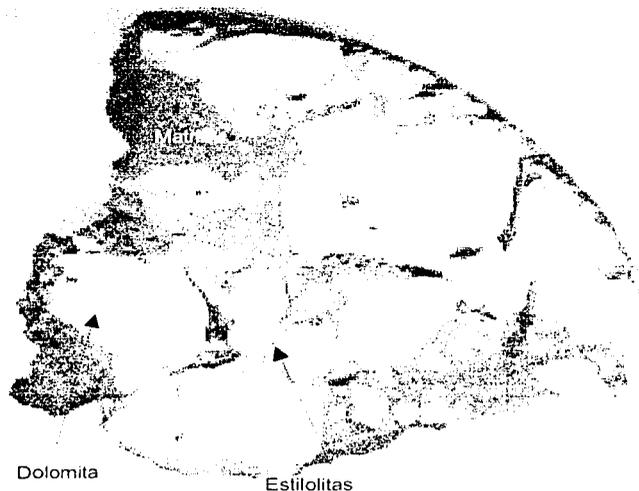


Figura 5.6 .Esta fotografía (C-3003D, N-1, F-19) muestra la generación de estilolitas en los bordes de los clastos, como producto de una intensa compactación química.

V.5 PROCESOS DE DISOLUCIÓN QUE GENERAN POROSIDAD SECUNDARIA

El principal mecanismo de generación de porosidad secundaria es la disolución, la cual ocurre en ambientes diagenéticos: a) meteóricos y b) marinos de sepultamiento profundo.

a).- Disolución en ambientes diagenéticos meteóricos:

En ambientes meteóricos (*karst*), se produce disolución muy significativa por percolación de agua meteórica, la cual lleva dióxido de carbono de la atmósfera, que reacciona con los carbonatos dando lugar a una disolución, generando abundante porosidad secundaria en estos ambientes. Para que se desarrolle disolución en las rocas carbonatadas es necesario que la formación se encuentre cercana a la superficie, de tal forma que, sea parte del sistema de circulación de agua, es decir, que el agua circule por la roca. Así también es importante la presencia de una cubierta de suelo, que filtre el agua y la enriquezca con dióxido

de carbono.

Según Choquette (1984) las principales características de los yacimientos en paleokarst son (Figura 5.7):

- Producen abundante porosidad vugular y cavernas.
- En algunos casos asociados a brechas de colapso.
- En algunos casos asociados a paleosuelos y el típico sistema karst está relacionado a discordancias.
- La distribución de la porosidad está controlada por el régimen paleohidroológico.
- Puede aparecer cíclicamente.
- Los cementos tienen influencia de agua meteórica.
- Pueden construir límites de parasecuencias.
- Constituyen un rasgo característico de la evolución de plataformas.

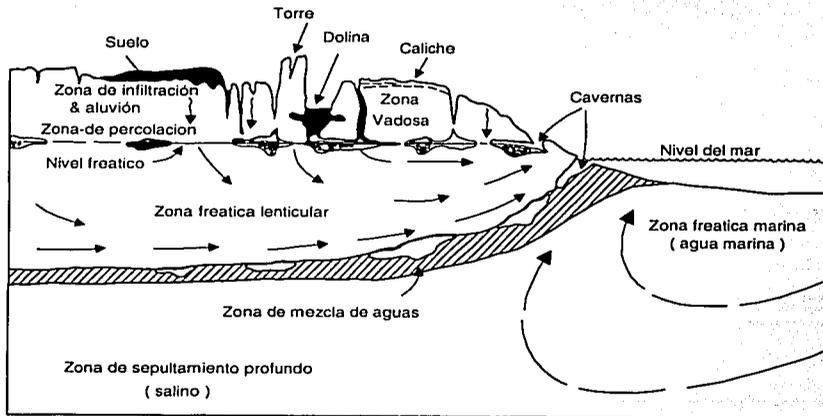


Figura 5.7: Sistema hidrologico y elementos de un karst que se desarrollan en sedimentos carbonatados recientes adyacentes al mar (Choquette, 1984).

TECNOLOGIA CON
FALLA DE ORIGEN

b).- Disolución en ambientes diagenéticos de sepultamiento profundo:

Como resultado de la compactación y cementación, en las rocas carbonatadas la porosidad decrece con el incremento de la profundidad. Sin embargo, puede haber generación de porosidad debido a una disolución profunda de los componentes que constituyen estas rocas. Durante la etapa de sepultamiento de las rocas carbonatadas, ocurre una disolución parcial o total de los granos o cristales que las constituyen. Las aguas de formación generalmente presentan altas concentraciones de CO₂, formado durante una dextracarboxilización térmica de materia orgánica, esto genera un aumento en la acidez de las aguas de formación (Tucker, 1997). Estos fluidos corrosivos, son generados durante la compactación y durante la maduración térmica de facies ricas en materia orgánica, por lo que pueden ocasionar disolución parcial o total de los constituyentes de calizas y/o dolomías, generando un aumento de la porosidad intercrystalina y/o porosidad vugular.

Durante la migración secundaria de los hidrocarburos en ambientes profundos, existe un frente de soluciones con concentraciones altas de CO₂ y azufre que circulan a través de las fracturas abiertas, generando importante porosidad vugular a lo largo de las fracturas, estilolitas y en sus intersecciones, seguida del llenado de esta porosidad por los hidrocarburos. El llenado de la porosidad vugular y en fracturas por los hidrocarburos inhibió totalmente la precipitación de cementos minerales en sus paredes (Figura 5.8). La porosidad vugular que existe en el yacimiento de la brecha calcárea en el Campo Cantarell relacionada al último evento de fracturamiento, no presenta crecimiento de cemento dolomítico en sus paredes, por lo que se interpreta que fue generada por disolución en un ambiente diagenético de sepultamiento profundo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

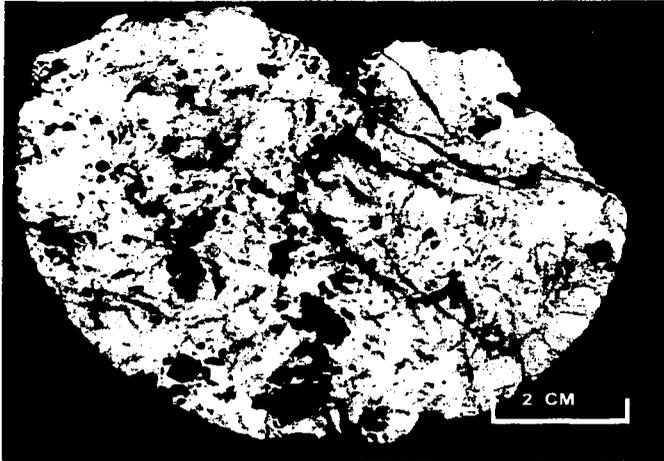


Figura 5.8. Fotografía (C-2072D, N-2C, F-18) muestra la generación de porosidad vugular a lo largo de las microfracturas y en sus intersecciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

VI.- GEOMETRÍA DE LA BRECHA CALCÁREA DEL CAMPO CANTARELL

La cima de la brecha calcárea genera una respuesta muy marcada tanto en los registros radioactivos como en los registros resistivos. Sin embargo el contacto inferior de la brecha no era bien conocido, por lo que fue necesario determinar mediante registros geofísicos de pozos y núcleos de roca el contacto entre la brecha y la cima del Cretácico Superior.

VI.1 DETERMINACIÓN DE LA CIMA Y BASE DE LA BRECHA CALCÁREA

La Figura 2.11, muestra las unidades cronoestratigráficas presentes en el campo Cantarell, en esta figura se observa que el Paleoceno Inferior consiste de lutitas color gris verdoso y café rojizo, bentonítica y calcárea; en ocasiones mudstone arcilloso color gris verdoso de estructura laminar. Estas rocas presentan una porosidad primaria alta (mayor a 30%), la cual está saturada por agua de formación. El alto contenido de agua en el espacio poroso en la lutita o mudstone arcilloso, hace que este tipo de litologías presenten poca resistencia al paso de la corriente eléctrica a través de ellas. De lo anterior, este tipo de litologías generan una respuesta con bajos valores en los registros de resistividad eléctrica.

La brecha calcárea, se encuentra constituida por clastos subangulosos a subredondeados cuyo tamaño varía de 0.2 a 15 cm de dolomía y en menor proporción, mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos color crema, café y gris, cementados en matriz dolomítica. La cima de esta brecha calcárea se caracteriza por una disminución gradual en la curva de rayos gama y un aumento progresivo en los registros de resistividad eléctrica.

Para poder determinar la base de la brecha calcárea, se describieron megascópicamente a detalle 22 núcleos de roca cortados en esta unidad, correspondientes a 16 pozos ubicados en la porción sur y norte del campo Cantarell (Tabla 1.1 y Figura 6.1).

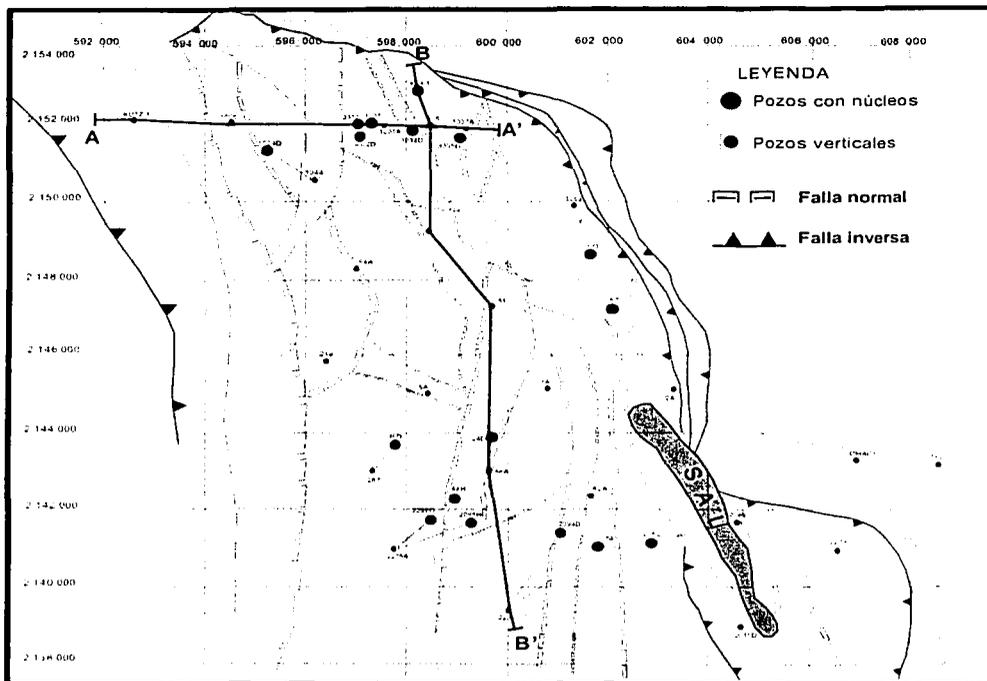


Figura 6.1: Plano que muestra la ubicación de los pozos que contienen los núcleos de roca que se utilizaron en este trabajo.

En el pozo Cantarell 99D se cortaron 3 núcleos (3, 4 y 5) dentro de la brecha calcárea. El N-3 se ubica en la cima de esta unidad y consiste de una brecha formada por clastos angulosos a subangulosos cuyo tamaño varía de 0.2 a 1.5 cm de mudstone a wackestone dolomitizado y dolomía color gris claro a café oscuro, cementados en matriz microdolomítica. El N-4 se ubica en la parte media de la brecha calcárea y consiste de una brecha sedimentaria formada por clastos angulosos a subangulosos cuyo tamaño varía de 0.2 a 6 cm de mudstone a wackestone dolomitizado y dolomía color gris claro a café oscuro, cementados en matriz microdolomítica. El N-5 se ubica en la base de la brecha calcárea y consiste de una brecha formada por clastos subangulosos a subredondeados cuyo tamaño

varía de 0.2 a 15 cm de dolomía color gris a gris oscuro, cementados por mesodolomía. Ubicando cada uno de estos núcleos a su profundidad y correlacionándolos con las curvas de rayos gama y resistividad, se observa un aumento progresivo en la curva de rayos gama y una disminución en la curva de resistividad a 13 m más abajo donde se ubica el N-5 a la profundidad de 2375 m. Esta respuesta en los registros se considera como la base de la brecha calcárea y la cima del Cretácico Superior (Figura 6.2A).

Los núcleos 1, 2, 3 y 4 del pozo Cantarell-2239 corresponden a una brecha sedimentaria con clastos de mudstone a wackestone y dolomía, cementados en microdolomía. Se observa un aumento progresivo en la curva de rayos gama y una caída drástica en la curva de resistividad inmediatamente en la base del N-4. Esta respuesta en los registros se considera como la base de la brecha calcárea y la cima del Cretácico Superior (Figura 6.2B). El N-5 del mismo pozo, se ubica en el intervalo de altos y bajos valores en las curvas de rayos gama y resistividad respectivamente (Cretácico Superior), y consiste de una microdolomía de estructura laminar. Lo anterior confirma que esta respuesta en los registros puede ser considerada como la base de la brecha calcárea, la cual se correlaciona con la observada en el pozo Cantarell 99D. Como se ha observado en los pozos arriba mencionados, el contacto entre la base de la brecha y la cima del Cretácico Superior da una respuesta muy clara tanto en la curva de rayos gama como en la curva de resistividad, pudiéndose identificar ésta muy fácilmente tanto en la porción norte con los pozos: Cantarell -3001 y 1005 (Figuras 6.3A y 6.3B), en la porción centro-occidental pozos: Cantarell -99D, 219 y 91 (Figuras 6.2A, 6.4A y 6.4B) y en la porción sur del campo a través del pozo: Cantarell -2239 (Figura 6.2B).

Una vez identificada la cima y base de la brecha calcárea, fue posible mapear en todos los pozos verticales del campo tanto la cima como la base, calculando así su espesor en cada uno de estos pozos (Tabla 6.1).

TRCIC CON
FALLA DE ORIGEN

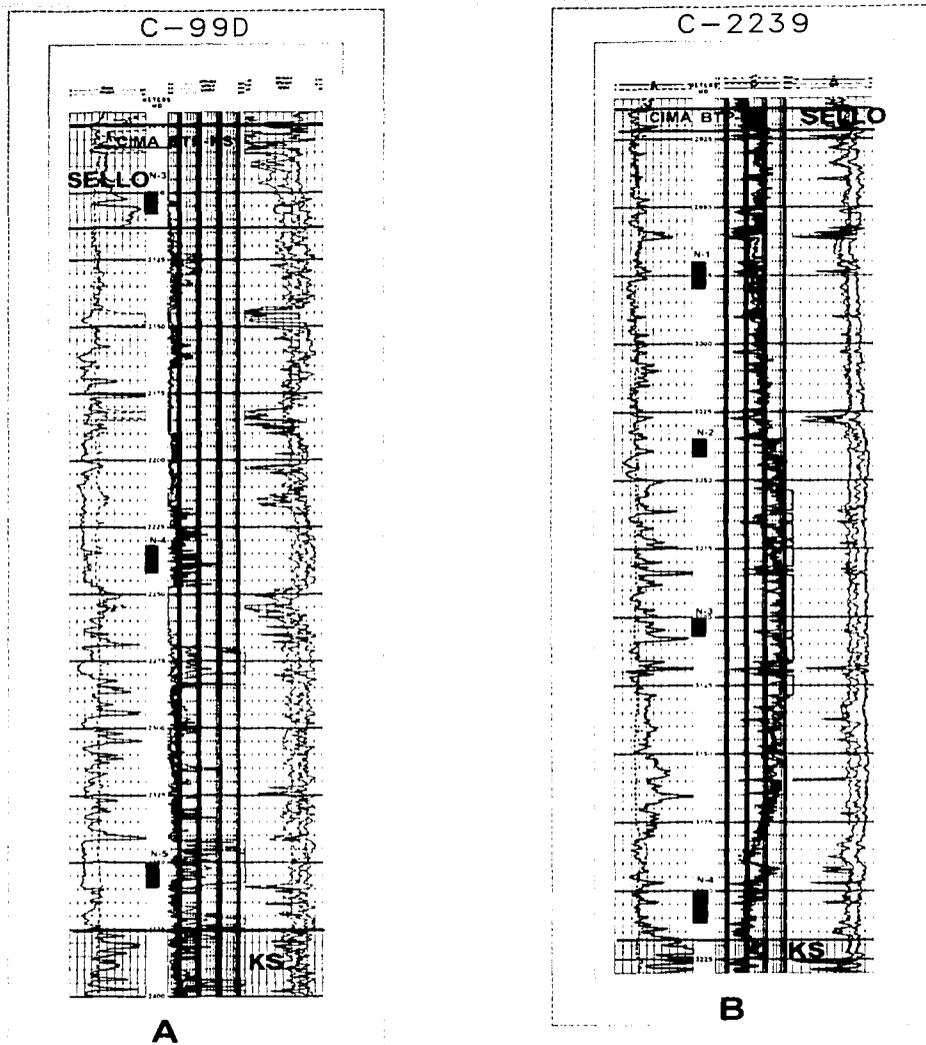


Figura 6.2: Determinación de la cima y base de la brecha calcárea. Se observa en la parte superior de ambos registros un horizonte de alta radioactividad, la cual puede estar relacionada a arcillas o material no carbonatado. Por lo que es considerado como sello (S) de la brecha calcárea del Campo Cantarell.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

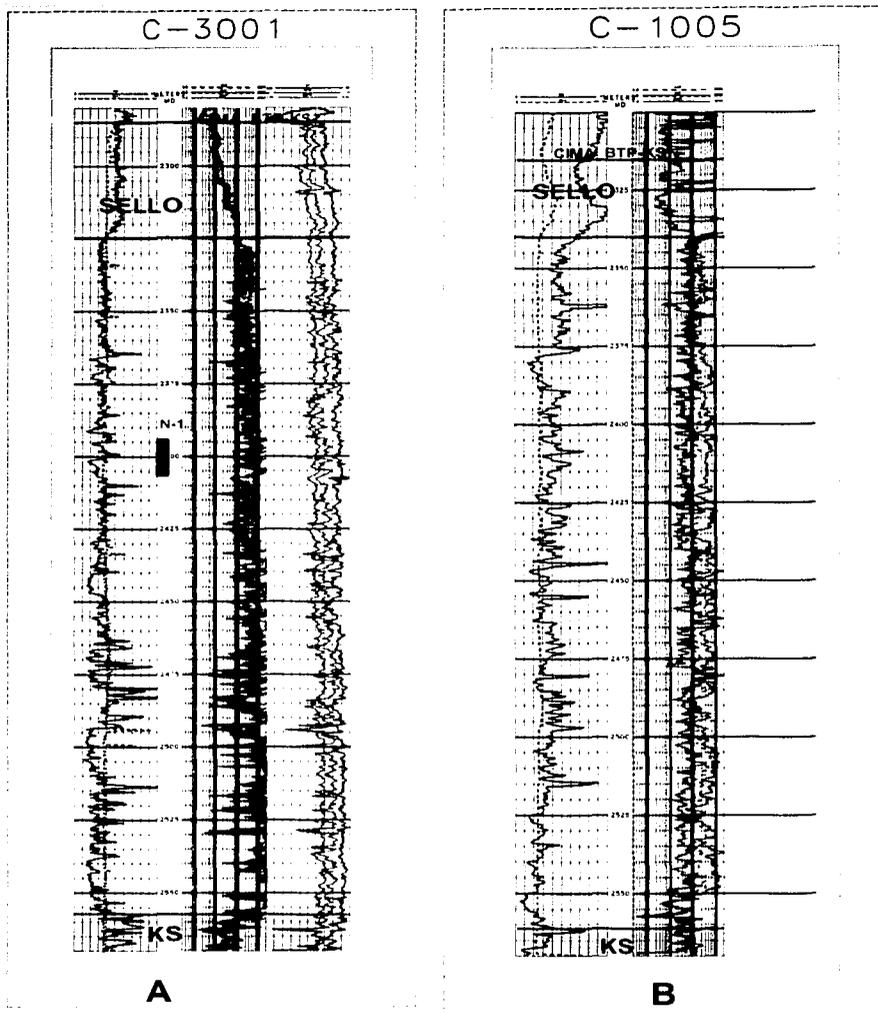


Figura 6.3: Determinación de la cima y base de la brecha calcárea. Se observa en la parte superior de ambos registros un horizonte de alta radioactividad, la cual puede estar relacionada a arcillas o material no carbonatado. Por lo que es considerado como sello (S) de la brecha calcárea del Campo Cantarell.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

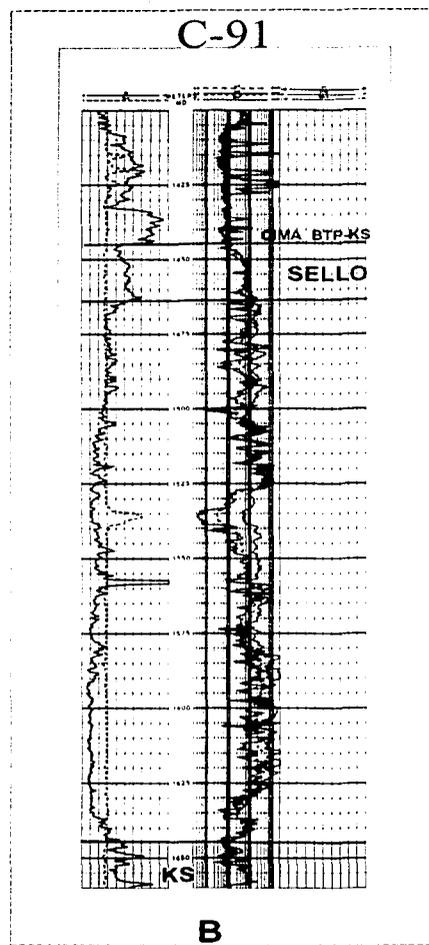
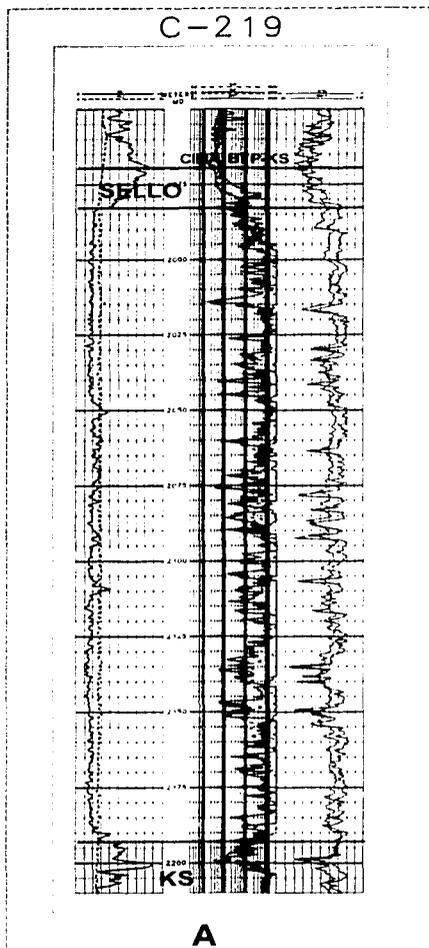


Figura 6.4. Determinación de la cima y base de la brecha calcárea. Se observa en la parte superior de ambos registros un horizonte de alta radioactividad, la cual puede estar relacionada a arcillas o material no carbonatado. Por lo que es considerado como sello (S) de la brecha calcárea del Campo Cantarell.

TFSIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 6.1: Distribución de los espesores de la cima y base de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.

POZO	INTERVALO	METROS VERTICALES	ESPESOR VERTICAL
6A	1705-2013		308
7A	1510-1778		268
24D	2068-2542	1748-2030	282
51	1317-1550		233
57	1765-2090		325
66 A	1777-2093		316
82A	1867-2197		330
91	1425-1650		225
94 A	1255-1538		283
99D	2075-2380		305
219	1970-2204		234
267	2231-2588		357
1005	2315-2562		247
1006	2490-2743		253
1069	2012-2263		251
2079	2427-2710		283
2239	2914-3222		308
3001	2285-2562		277
3002D	2305-2567	2220-2459	239
3003D	2510-2835	2394-2648	254
3005	2402-2650	2321-2543	222
ICH-1	2440-2668		228
KUTZ-1	3240-3428		188 perforados

TECIS CON
FALLA DE ORIGEN

VI.2 ISOPACAS Y DISTRIBUCIÓN LATERAL Y VERTICAL DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

La Tabla 6.1, muestra los espesores de la brecha calcárea. En esta tabla se observa que el espesor mínimo es de 222 m (pozo Cantarell – 3005) y el espesor máximo es de 357 m (pozo Cantarell – 267).

La distribución lateral de esta brecha calcárea se observa en la Figura 6.5, en la cual se distinguen 2 depocentros principales. Un depocentro mayor en la parte sur del campo, cuyo espesor varía de 316 m (pozo Cantarell – 82 A) a 357 m (pozo Cantarell – 267); presenta una dirección de acomodo E-W y una geometría externa de forma lobular, disminuyendo de espesor tanto al norte (pozos Cantarell 6 A y 1 A) como al sur (pozo Cantarell – 2239). Un segundo depocentro de menor espesor que el primero en la parte oriental del campo, cuyo espesor varía de 305 a 325 m (pozos Cantarell - 99D y 57). Presenta una geometría externa de forma lobular y disminuye de espesor hacia el oeste (Cantarell – 51) al sur (pozo Cantarell - 7A) y al norte (pozo Cantarell – 1069). En la porción noroccidental del Campo los espesores varían de 222 m a 300 m y se distribuyen de forma uniforme. La Figura 6.6. Muestra la sección estratigráfica A-A' en la porción norte del campo (pozos Kutz-1, Cantarell -1006, 3001 y 1005), en la que se muestra la distribución de los espesores en cada uno de los pozos mencionados, observando que en el pozo Cantarell - 3001, la brecha calcárea presenta mayor espesor que en el resto de los pozos de esta sección

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

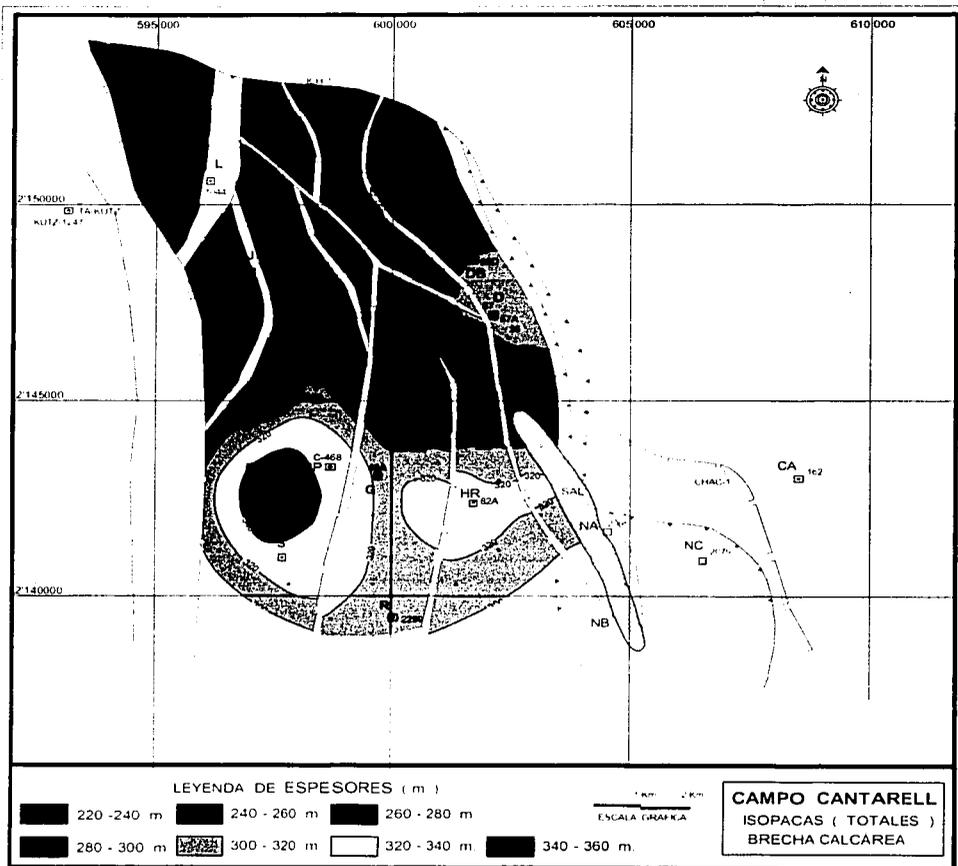
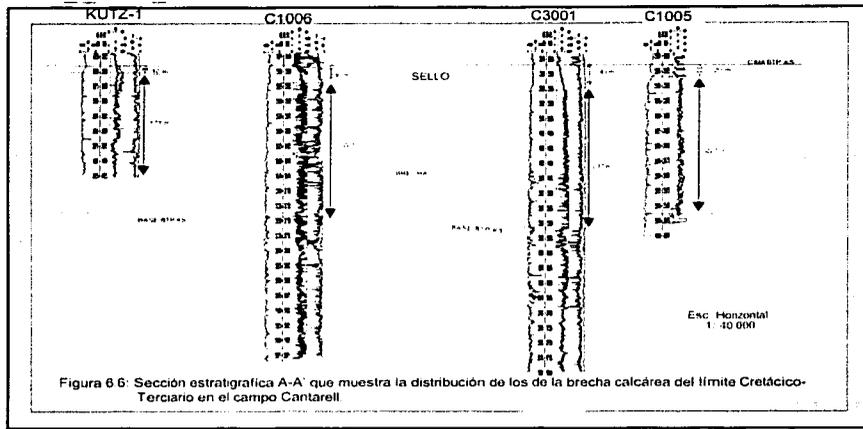
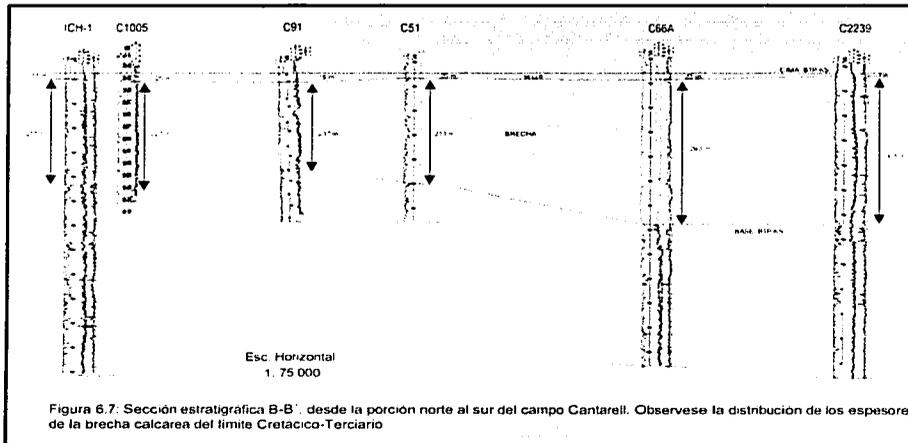


Figura 6.5: Mapa de isopacas de la brecha calcárea del límite Cretácico-Terciario del Campo Cantarell

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



La Figura 6.7. Muestra la sección estratigráfica B-B" de rumbo Norte- Sur (pozos Ich-1, Cantarell - 1005, 91, 51, 66A y 2239) que muestra la distribución de los espesores en cada uno de los pozos mencionados, observando en los pozos Cantarell - 91 y 51 que el espesor varía de 225 a 233 m, aumentando en la porción sur (pozos Cantarell - 66A, 82A, 267 y 2239) hasta 357 m.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

VI.3 ROCA SELLO DE LA BRECHA CALCÁREA DEL CAMPO CANTARELL

En las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 se observa un aumento en los valores de la curva de rayos gama, la cual puede estar relacionado a un aumento progresivo de arcillosidad y/o a materia orgánica. Por el contrario, las curvas de resistividad tienden a disminuir a medida que aumenta las curvas de rayos gama, esto puede estar relacionado a un aumento progresivo de agua irreductible a medida que aumenta el contenido de arcillosidad en la formación. El plano de isopacas de la Figura 6.8 muestra la variación de los espesores para esta unidad, en el cual se observan dos depocentros principales. Un depocentro mayor de 40 m de espesor en la porción norte del Campo (pozos Cantarell - 3001 y 91), el cual presenta una geometría externa de forma lenticular con dirección de flujo SE-NW. Su espesor disminuye hacia el NE (pozos Cantarell -1005 y 1069), al SW (pozos Cantarell - 94A y 219) y al sur (pozos Canterell -51, 66A y 2239). Un segundo depocentro de igual espesor que el anterior con geometría externa lenticular y una dirección de acomodo N-S (pozos Cantarell - 57 y 99D), disminuyendo de espesor hacia el norte (pozos Cantarell -1069) y al SW (pozos Cantarell - 51, 66A y 2239).

Por las características litológicas, petrofísicas y su distribución lateral regional explicadas anteriormente, esta unidad puede ser considerada como sello regional del yacimiento de las brechas calcáreas del Campo Cantarell (Grajales *et al.*, 1999; Murillo – Muñeton *et al.* 2002). Sin embargo esta unidad pierde su capacidad de sello en las cercanías a fallas, ya que éstas generan una zona o red muy densa de macro y micro fracturas, permitiendo la migración de los hidrocarburos hacia formaciones suprayacentes (calcarenitas del Paleoceno Superior y Eoceno Inferior), las cuales presentan porosidades y permeabilidades suficientes para almacenar los hidrocarburos.

TECNOLOGÍA
FALLA DE ORIGEN

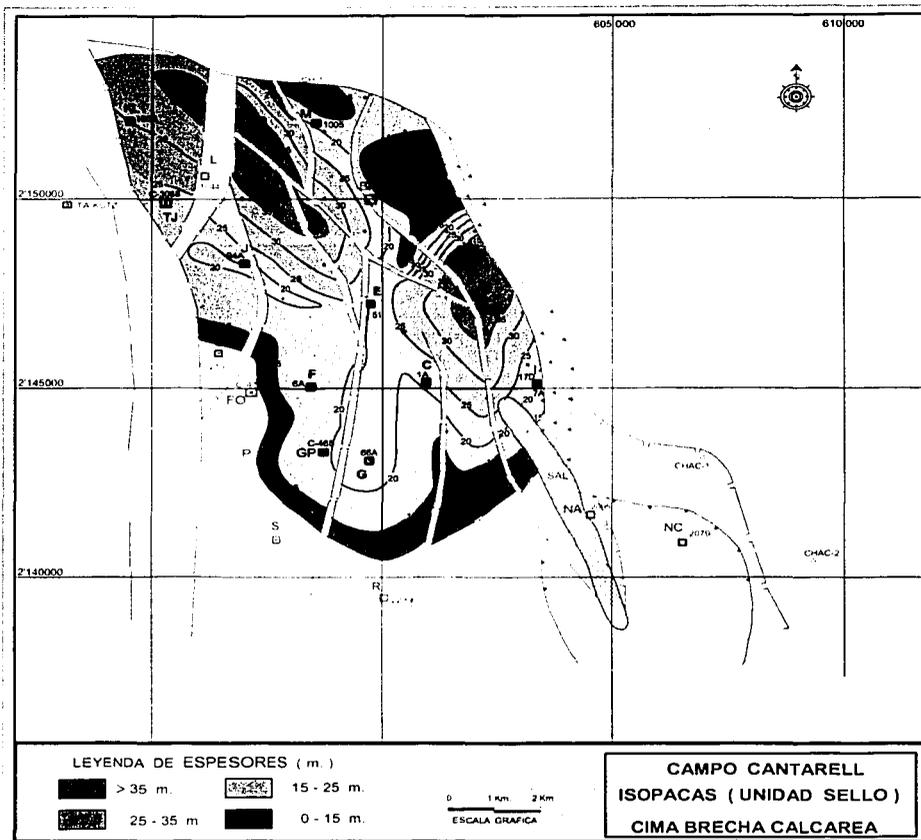


Figura 6.8: Mapa de isopacas del sello en la cima de la brecha calcárea del límite Cretácico-Terciario del Campo Cantarell

TECIS CON
FALLA DE ORIGEN

VII.- CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA POROSO DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

Para el análisis geológico- petrofísico de la brecha calcárea del Campo Cantarell, se analizaron en cada núcleo las siguientes características cuantitativas del fracturamiento. Densidad o espaciamiento del fracturamiento y estilolitas, morfología del plano y ancho de fracturas y de estilolitas, comunicación o interacción entre las fracturas y estilolitas con los vógelos y con la matriz de la roca, y características geométricas de la porosidad vugular conectada. De igual forma se analizaron microscópicamente estos parámetros, los cuales se promediaron con los determinados durante el análisis megascópico para cada núcleo (Tabla 7.1). El sistema poroso de las brechas calcáreas consiste de los siguientes tipos de porosidad: fracturas afectadas diagenéticamente (F); vugular conectada (Vc); en estilolitas (E) y en la matriz de la roca.

POZO	No. Núcleo	Porosidad (%)	Distrib. (%)	Distrib. de porosidad	Porosidad Vugular Conectada						Ancho de Fracturas (mm)	Ancho de Estilolitas (mi)	Espac. de Fracturas (cm)	Espac. de Estilolitas (cm)	Forma de Vógelos (L/A)	Long. de fracturas (cm)	Dist. A Fallas (mts.)	RG api	Matriz (mi)	Tamaño de Vógelos [(L+A)/2] (cm)
					En fract.		En estilo.		Intersecc. F y E											
					A	L	A	L	A	L										
					(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)										
88H	N1	4	8	Vc>>F>E					0.4	1.2	0.8		10	3		460	40		0.8	
2299D	N1	11	12	Vc>>F>E					2.4	3.25	1.66		3	1 9091		120	40		2.825	
1024D	N1	6	5	Vc>F>E					1.1	2.1	1	60	5	3	1 9091	6	200	55	100	1.6
2074	N3	7	6	Vc>>F>E					1.7	2.6	1.9		3.5		1 5294		100	40		2.15
24D	N1	6.7	5	Vc>F>E	0.3	1.8	0.75	1.25	1.45	2.35	0.7	50	4	2.6	1 6207	5.5	115	20	130	1.9
3001	N1	4.2	6	Vc>F>E					0.45	1.25	0.5	20	9	1	2 7778	7	400	45	5	0.85
99D	N4	5	4.5	Vc>F>E					0.8	1.9	1	200	6.5	0.3	2 375	25	300	25	225	1.35
99D	N2C	5	3	Vc>F>E	0.13	0.6			0.8	1.9	1	200	6.5	2.75	2 375	20	300	25	130	1.35
3001	N1	6.8	7	Vc>F>E+I	1.1	1.6	0.15	0.55	1.4	2.6	1.25	100	4	0.5	1 8571	10	450	34	75	2
3003D	N1	8	5	Vc>>F>E					2.2	3.2	0.6	500	2.2	3	1 4545	11	80	30	75	2.7
3005D	N1	6	6	Vc>>F>E					1	2	1.6		6		2	8	240	25	180	1.5
24D	N2	6.2	7	Vc>F>Vnc					1.2	2.2	1		5		1 8333	5.5	140	40	65	1.7
2052	N1	6	5	F>>F>E					1.2	2.5	1.55	200	5	3	2 0833	4.5	230	23	90	1.85
3003D	N2	6.3	7	Vc>>F>E			0.3	0.75	1.25	2.35	1	300	5.2	7.5	1 88	6	180	40	185	1.8
3002D	N1	7	4	E>F>Vc	0.55	1.6			1.6	2.6	0.8	100	4.2	cerrado	1 625	1.2	170	20	180	2.1
99D	N5	5.3	6	Vc>>F>E	0.08	0.3			1.05	2.1	1	200	6.2	1	2		280	18	165	1.575
2098H	N1	4	4	F>E>Vc	0.25	1			0.46	1.3	1.05		9		2 8261	6	390	25	5	0.88
49D	N1			Vc>>F>E					0.8	1.6	1.64		3.5	2			80			1.2
2239	N4		8													700	30			0

TRIEGO CON
FALLA DE ORIGEN

VII.1 POROSIDAD EN FRACTURAS

A partir del análisis diagenético de láminas delgadas, se distinguieron 3 etapas de fracturas: fracturas tectónicas tempranas, fracturas tectónicas tardías, y un tercer tipo de fracturas asociadas a estilolitas.

Fracturas Tectónicas Tempranas:

Estas fracturas se formaron poco después del depósito y presentan una abertura que varía de 20 micras a 2 mm, generalmente son pre - dolomitización y fueron cementadas por dolomita (Figura 7.1). Sin embargo posteriormente fueron sujetas a una disolución parcial, generando una pobre porosidad y vórgulos conectados a lo largo de ellas (Figura 7.2).



Figura 7.1 Fotomicrografía que muestra a fracturas selladas totalmente por dolomita. Pozo Cantarell-2299D, N-1, F-1

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

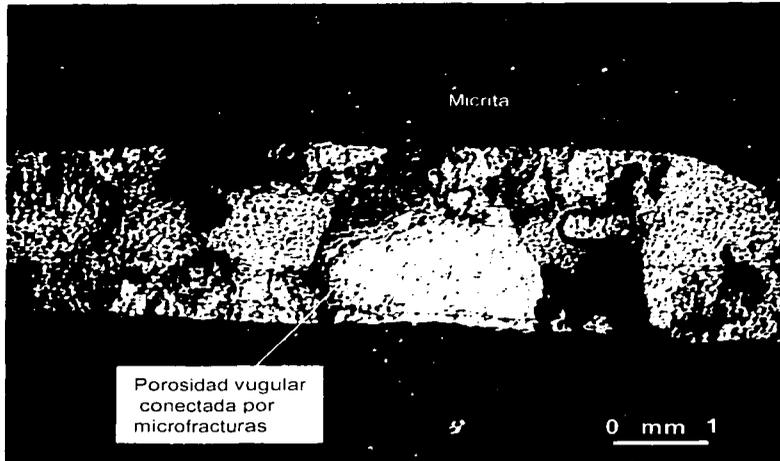


Figura 7.2. Fotomicrografía que muestra a una fractura sellada por dolomita, una disolución parcial tardía generó porosidad vugular a lo largo de ella. Pozo Cantarell-24D, N-3, F-8.

Fracturas asociadas a estilolitas:

Los picos y valles de una estilolita indican la dirección del esfuerzo compresivo máximo durante su formación. Al disminuir estos esfuerzos generan fracturas paralelas al esfuerzo compresivo máximo a partir de los picos y valles. A este tipo de fracturas se les llama fracturas de extensión y están asociadas únicamente a las estilolitas de origen tectónico (Nelson, 1985). En este estudio se observaron fracturas de extensión asociadas a los picos máximos de las estilolitas. Estas fracturas de extensión presentan una abertura que varía de 5 a 50 micras y longitudes de 200 micras a 5 cm, son abiertas y presentan una densidad de espaciamiento muy cerrado y se encuentran conectando a vóculos y a otras fracturas (Figuras 7.3 y 7.4).

TRCIS CON
FALLA DE ORIGEN

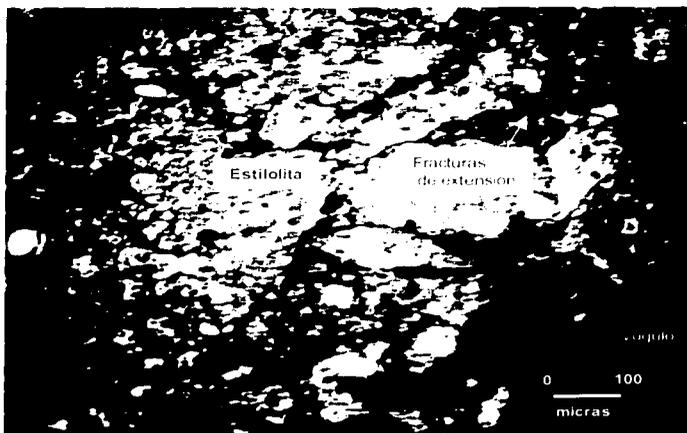


Figura 7.3. Fotomicrografía que muestra a fracturas de extensión asociadas a los picos y valles de estilolitas tectónicas. Observe la buena interconexión entre las fracturas y la porosidad vugular. Pozo Cantarell-3001, N-1, F-23.

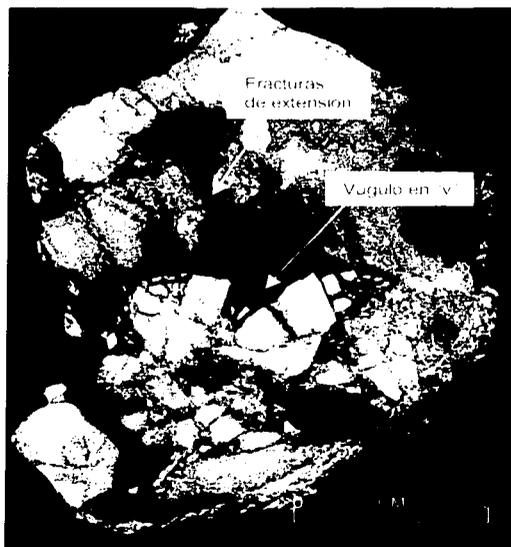


Figura 7.4. Fotografía que muestra a fracturas de extensión y vúgulos en forma de "v" asociados a los picos y valles de estilolitas tectónicas. Pozo Cantarell-24D, N-2, C-1.

Fracturas Tectónicas Tardías:

En este tipo de fracturas se distinguieron dos etapas de fracturamiento. Un primer evento pre dolomitización que se encuentra parcialmente cementado por mesodolomita cuyo tamaño de los cristales varía de 60 a 500 micras. Un segundo evento de fracturas tectónicas las cuales no presentan intercrecimientos de minerales en sus paredes, por lo que se encuentran abiertas y generalmente son de paredes lisas. Aparentemente esta red de fracturas abiertas y sin intercrecimientos de minerales en sus paredes constituyen el último evento de fracturamiento presente en las brechas calcáreas. Se infiere que este evento de fracturas es al menos en parte, contemporáneo al emplazamiento de los hidrocarburos, inhibiendo los procesos de dolomitización en el yacimiento. Sus aberturas varían de 20 micras a 3 mm (Figura 7.5). Este tipo de fracturas son de gran importancia, ya que proporcionan la permeabilidad esencial en el yacimiento.

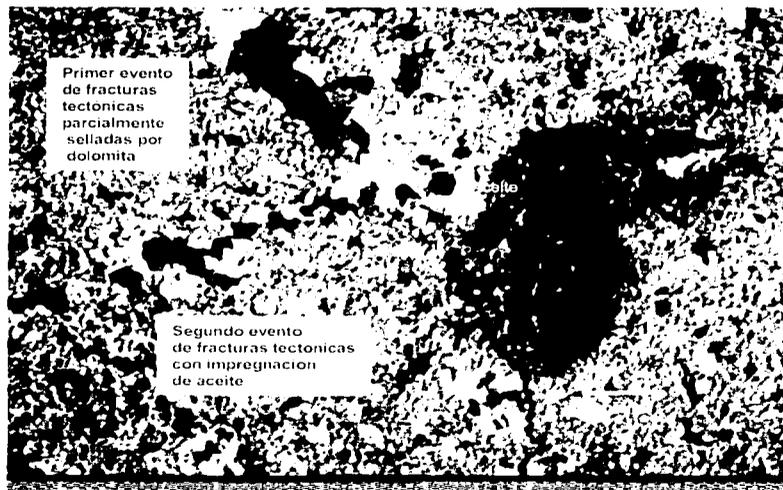


Figura 7.5 Fotomicrografía que muestra a dos eventos de fracturas tectónicas. Un primer evento pre dolomitización, el cual se encuentra sellado parcialmente por dolomita. Un segundo evento post dolomitización, que corta a la primera y se presenta abierta, sin cemento en sus paredes y con impregnación de aceite. Cantarell-99D, N-4C. C-1.

Además de la abertura y morfología de la fractura, otro parámetro de gran importancia en la caracterización del sistema poroso es el espaciamiento del fracturamiento. Durante el análisis litológico de núcleos se observó que la densidad del espaciamiento del fracturamiento no es homogéneo y que está en función de los siguientes factores: contenido de arcilla, tamaño del grano de la matriz dolomítica y de la distancia de los núcleos con respecto a las fallas (ver discusión posterior). En general las rocas con un alto porcentaje de constituyentes frágiles (cuarzo, feldespatos y dolomita) tendrán fracturas de espaciado cerrado. Por el contrario las rocas con componentes dúctiles (arcillas), tendrán fracturas de espaciamiento muy abierto, debido a la capacidad que tienen estos materiales de absorber más fácilmente los esfuerzos (Sinclair, 1980 *en* Nelson, 1985).

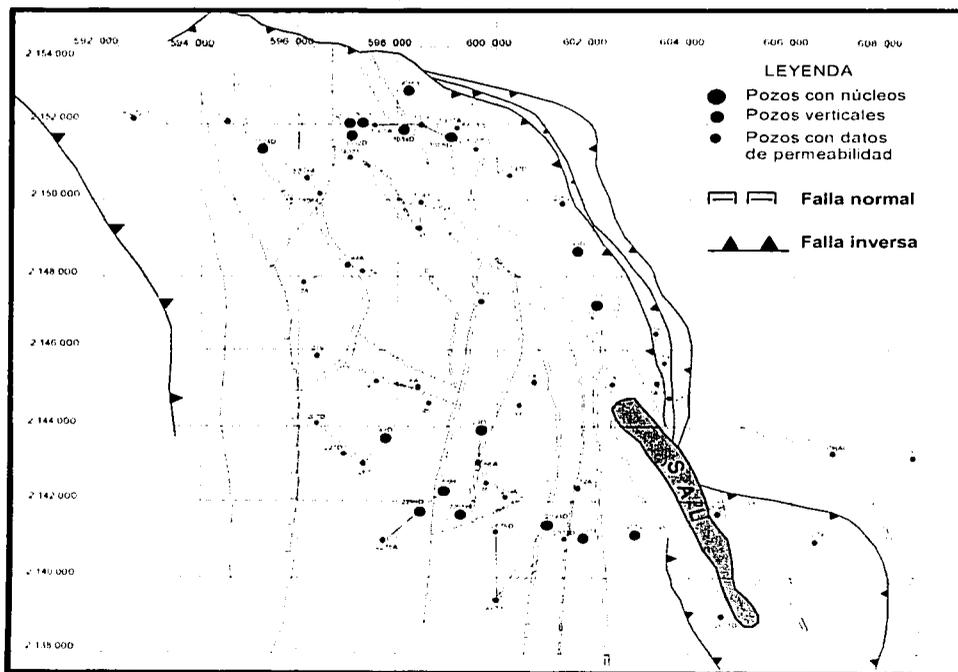


Figura 7.6: Plano que muestra la ubicación de los pozos que contienen datos de permeabilidad en la brecha calcárea del campo Cantarell. Los datos de permeabilidad fueron obtenidos mediante pruebas de presión-producción. También se observa la posición de estos pozos con respecto a las fallas geológicas.

La Figura 7.6, muestra la orientación de las diferentes fallas determinada por Rojas et al., (2000) y la posición de los pozos que contienen los núcleos utilizados para este trabajo con respecto a las fallas geológicas, los cuales se resumen en la Tabla 6.1. A partir de los datos de espaciamiento de fracturas y su distancia correspondiente de cada uno de los núcleos con respecto a las fallas, se realizó la Figura 7.7, en la cual se observa una relación lineal del espaciamiento de fracturas con respecto a la distancia horizontal de las fallas. A menor distancia horizontal con respecto a las fallas, el espaciamiento de las fracturas es menor y a mayor distancia horizontal con respecto de las fallas, el espaciamiento de las fracturas es mayor. Sólo el pozo Cantarell - 3001, discrepa ya que está a una distancia de las fallas mayor de 400 m y presenta un espaciamiento de fracturas muy cerrado (menor de 4 cm).

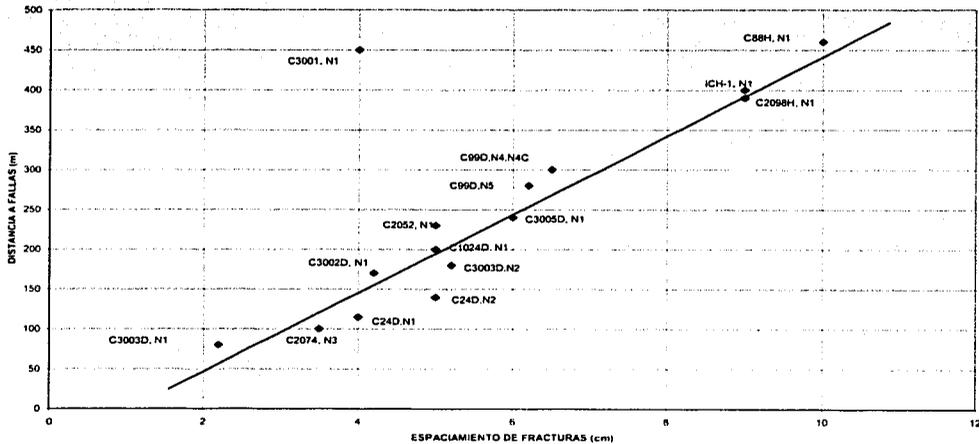


Figura 7.7: Relación del espaciamiento de fracturas en núcleos con respecto a la distancia horizontal a las fallas, a menor distancia a las fallas el espaciamiento entre fracturas es menor.

En la Figura 7.6 se observa que el pozo Cantarell - 3001, se encuentra en un bloque alto limitado por dos fallas, por lo que en posiciones estructurales altas donde ha ocurrido cierta flexura originado por fallas, la relación entre el fracturamiento con la flexura es directa. Es decir, a mayor flexura el fracturamiento será mayor (Figura 4.4). De lo anterior se deduce que el pozo Cantarell - 3001, debido a su posición estructural presenta una red o malla muy densa de

microfracturas (Figura 7.13), por lo que en este caso no sigue la tendencia de la gráfica de la Figura 7.7.

VII.2 POROSIDAD VUGULAR CONECTADA

Según Lucia (1995) la porosidad vugular, es el espacio poroso que se encuentra entre los granos o cristales y es más grande que el tamaño de los cristales o granos (Figura 5.2). Los vúgulos se forman por disolución de granos o cristales, fracturas y cavidades irregulares.

Respecto a la relación fractura – vúgulo, según Nelson (1985) estos se forman cuando fluidos diagenéticos penetran a lo largo de los planos de fractura en rocas de baja permeabilidad. Si el fluido no está en equilibrio químico con la mineralogía de la matriz de la roca ocurre disolución desarrollándose vúgulos a lo largo, en la intersección y en zonas adyacentes a la fractura.

En este estudio se observó que el sistema poroso de las brechas calcáreas consiste principalmente de porosidad vugular, sin embargo la gran variabilidad de la porosidad efectiva y permeabilidad en el yacimiento, está en función de la conectividad de esta porosidad por fracturas y estilolitas abiertas. Los vúgulos conectados se formaron de la siguiente manera:

- a).- A lo largo de fracturas
- b).- En la intersección de fracturas
- c).- A lo largo de estilolitas tectónicas y en sus intersecciones
- d).- A lo largo y en sus intersecciones de las fracturas de extensión
- e).- En la intersección de fracturas y estilolitas.

Estos casos se resumen en la Tabla 7.3.

a).- Vúgulos conectados a lo largo de fracturas: Estos vúgulos ocurren de dos maneras: Un primer caso si en una fractura temprana cementada parcialmente por dolomita ocurre la circulación tardía de fluidos corrosivos ocasionando disolución en los bordes de los cristales, esto generó vúgulos conectados de forma irregular

en toda la fractura (Figura 7.2). Generalmente en este tipo de vgulos la permeabilidad es baja, debido a la alta tortuosidad que presentan estas fracturas. El segundo caso de la generación de vgulos conectados es mediante la circulación de fluidos corrosivos a lo largo de fracturas tectónicas abiertas, que ocasionan disolución de sus paredes generando vgulos de forma alargada y generalmente no presentan intercrecimientos de cristales en sus paredes (Figura 7.8).

Tabla 7.3: Formas de vgulos

A LO LARGO DE FRACTURAS	INTERSECCIÓN DE FRACTURAS Y ESTILOLITAS	EN ESTILOLITAS	EN LITOCLASTOS
			
Alargada	Forma de cruz	Forma de "V"	Irregular
			
	Ovalada		
			
	semiesférica		

b).- Vgulos conectados en la intersección de fracturas:

La mayor ocurrencia de vgulos conectados observados en este estudio, se encuentran en la intersección de fracturas tectónicas abiertas. El tamaño promedio de estos vgulos varía de 0.2 a 2.05 cm de ancho x 0.2 a 3.1 cm de longitud; son de forma semiesférica, ovalada, alargada, e irregular (triangulares y trapecoidales), tal como se observa en las Figuras 7.9 y 7.10.

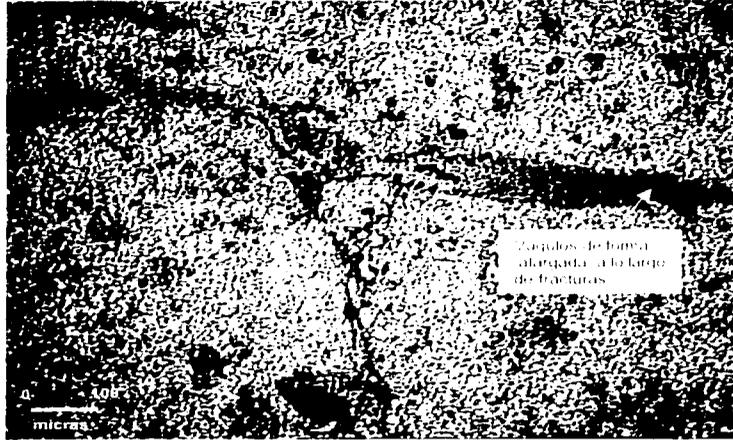


Figura 7. 8. Fotomicrografía que muestra la generación de vugulos conectados a lo largo de fracturas tectónicas abiertas. Cantarell-24D, N-2, C-1



Figura 7. 9. Fotografía que muestra a vugulos conectados en las intersecciones de fracturas tectónicas abiertas. Observe que la forma de los vugulos es ovalada a alargada cuando las intersecciones son en ángulo recto (90°) y son de forma semiesférica cuando las intersecciones son de ángulo agudo ($< 90^\circ$). Cantarell-3003D, N-2, F-10

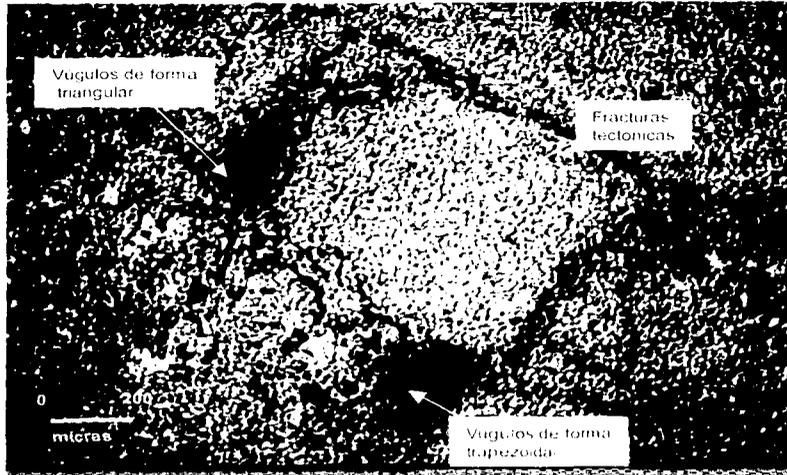


Figura 7.10. Fotomicrografía, que ilustra vúgulos de forma triangular y trapezoidal en la intersección de fracturas. Obsérvese que en la forma triangular la intersección de las fracturas es en ángulo recto y en la forma trapezoidal la intersección de fracturas es mayor y en ángulo agudo. Cantarell-24D.N-2.C-1.

c).- Vúgulos conectados a lo largo de estilolotas tectónicas y en sus intersecciones. En las estilolotas tectónicas (explicación en el subcapítulo de estilolotas), los vúgulos conectados se forman en los picos y valles, por lo que sus formas son semiesféricas y en forma de "v" (Figuras 7.4 y 7.11). Estos vúgulos son de tamaño pequeño y varían de 30 micras a 5 mm, de ancho y 60 micras a 1 cm de largo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 7.11 : Fotomicrografía que muestra vúgulos en forma de "V", asociados a los picos y valles de estilolitas tectónicas. Cantarell-99D, N-4C, C-1.

d).- Vúgulos conectados a lo largo y en las intersecciones de las fracturas de extensión.

El tamaño de los vúgulos que se generan a lo largo de las fracturas de extensión varía de 50 a 500 micras de ancho y 100 micras a 5 mm de largo y son de forma alargada. Sin embargo en las intersecciones de estas fracturas el tamaño de los vúgulos varía de 100 micras a 2 mm de ancho, y 500 micras de ancho a 8 mm de largo y su forma varía de ovalada a irregular (Figura 7.12).

TEXAS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 7. 12. Fotomicrografía que ilustra la generación de vúgulos de forma alargada a lo largo de fracturas de extensión y de forma irregular en sus intersecciones. Cantarell-3001, N-1, F-23.

e).- Vúgulos conectados en la intersección de fracturas y estilolitas.

Al igual que los vúgulos formados en las intersecciones de fracturas, los vúgulos formados en las intersecciones entre fracturas y estilolitas se presentan en una frecuencia muy alta y su tamaño promedio varía de 0.2 a 2.05 cm de ancho y 0.2 a 3.1 cm de largo; son de forma alargada, semiesférica, ovalada e irregular (Figuras 7.13 y 7.14).

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN

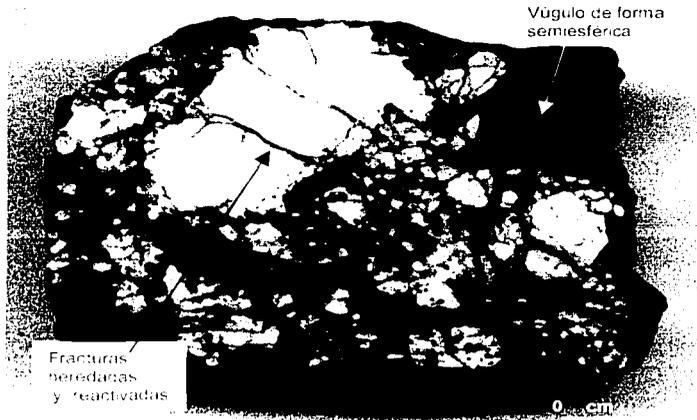


Figura 7.13. Fotografía que muestra vugulos de forma semiesférica asociado con la disolución de un clasto. Obsérvese la alta red o maya de intersecciones entre fracturas y estiolitas heredadas, las cuales posteriormente fueron reactivadas y ensanchadas por la circulación de fluidos. Cantarell-3001, N-1, F-22.



Figura 7.14. Fotomicrografía, que muestra vugulos en las intersecciones de fracturas y estiolitas. Cantarell-3001, N-1, F-14.

VII.3. TAMAÑO Y FORMA DE VÚGULOS

Para observar el comportamiento del tamaño total $[(\text{largo}+\text{ancho})/2]$ de vúgulos con respecto al espaciamiento de fracturas, se realizó la Figura 7.15, en donde se observa una relación inversa entre el espaciamiento de fracturas con respecto al tamaño de vúgulos; es decir, a menor espaciamiento de fracturas, el tamaño de los vúgulos es mayor; mientras a mayor espaciamiento de fracturas, el tamaño de los vúgulos es menor.

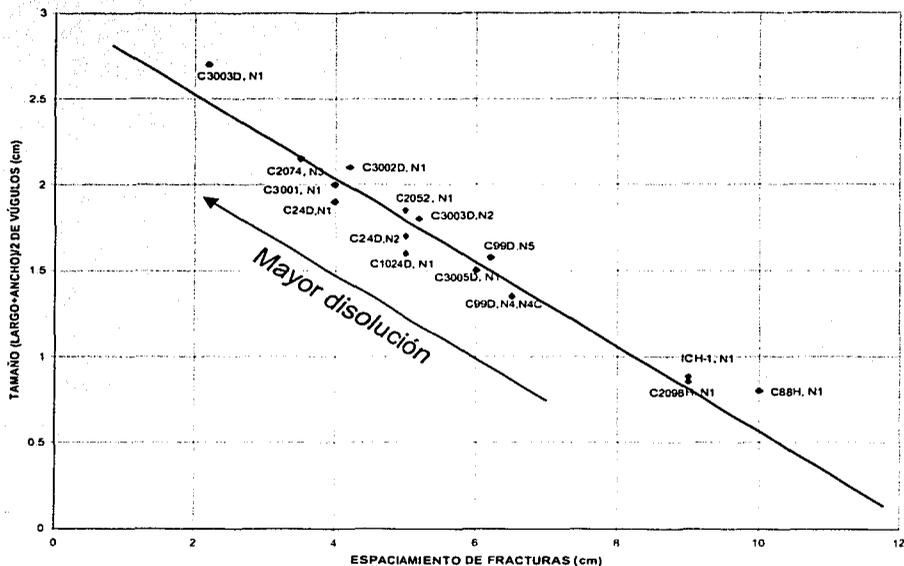


Figura 7.15: Relación del tamaño de los vúgulos con respecto a la intensidad o espaciamiento de fracturas. Obsérvese que a menor espaciamiento de fracturas la disolución también es mayor generando mayor tamaño de vúgulos.

Cuando se habla de un espaciamiento menor de fracturas, se está mencionando implícitamente que el enrejado o malla de las intersecciones entre fracturas también es mayor. A medida que el espaciamiento entre fracturas sea mayor, también las intersecciones disminuirán o tendrán un enrejado más abierto. Se ha visto que los vúgulos que se forman a lo largo de fracturas, estilolitas y en sus intersecciones presentan diferente morfología. Con el fin de observar si existe

una relación entre la forma (largo/ancho) de los vógelos y el espaciamento de fracturas, se construyó la Figura 7.16, en la cual se observa una tendencia lineal entre estos dos parámetros. A menor espaciamento de fracturas, la forma de los vógelos es esférica a semiesférica, mientras a mayor espaciamento de fracturas, la forma de los vógelos es ovalada a alargada. A partir de esta gráfica se puede realizar la siguiente clasificación de vógelos por su forma:

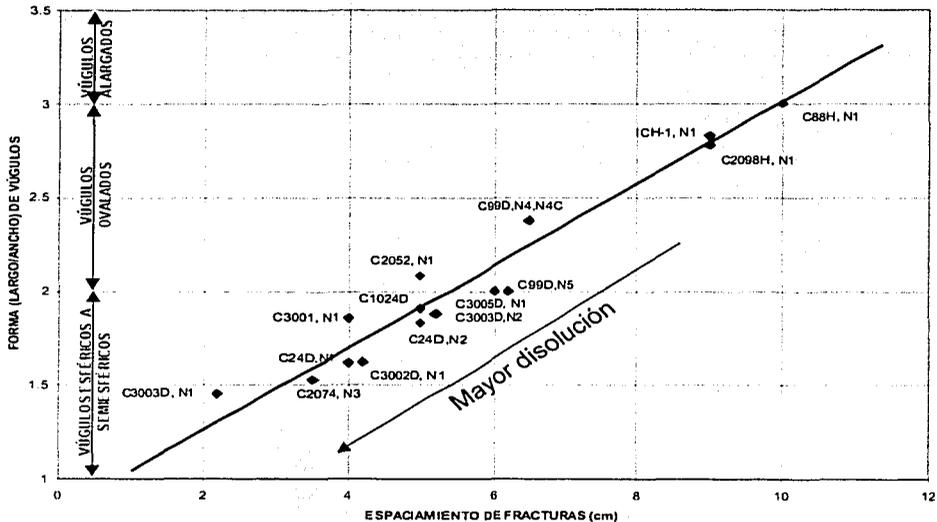


Figura 7.16: Relación entre la forma de vógelos con respecto a la intensidad o espaciamento de fracturas.

1.- Formas de vógelos en función de la densidad del fracturamiento:

a) Formas esféricas a semiesféricas: Corresponden a una relación (largo/ancho) de vógelos entre 1 a 2 y están relacionadas a una densidad de espaciamento entre fracturas menor de 5 cm (Figura 7.16).

b) Formas ovaladas: Corresponden a una relación (largo/ancho) de vógelos entre 2 a 3 y están relacionadas a un espaciamento de fracturas que varía de 5 a 10 cm (Figura 7.16). En este yacimiento del Campo Cantarell, la mayor concentración de los puntos se encuentran en valores de 1 a 3 que corresponden a formas esféricas, semiesféricas y ovaladas.

c) Formas alargadas: Corresponden a una relación (largo/ancho) de vóculos mayor de 3 y están relacionadas a una densidad de espaciamento entre fracturas mayor de 10 cm (Figura 7.16). Estas formas generalmente se observan a lo largo de las fracturas y son independientes de la densidad del espaciamento de fracturas. Es decir, se pueden generar a lo largo de fracturas con un espaciamento muy cerrado; pero con una densidad de intersecciones muy abiertas o espaciadas (Figura 7.8) o en fracturas con un espaciamento muy abierto, en donde la forma alineada de los vóculos indican su estrecha relación con fracturas (Figura 7.17).

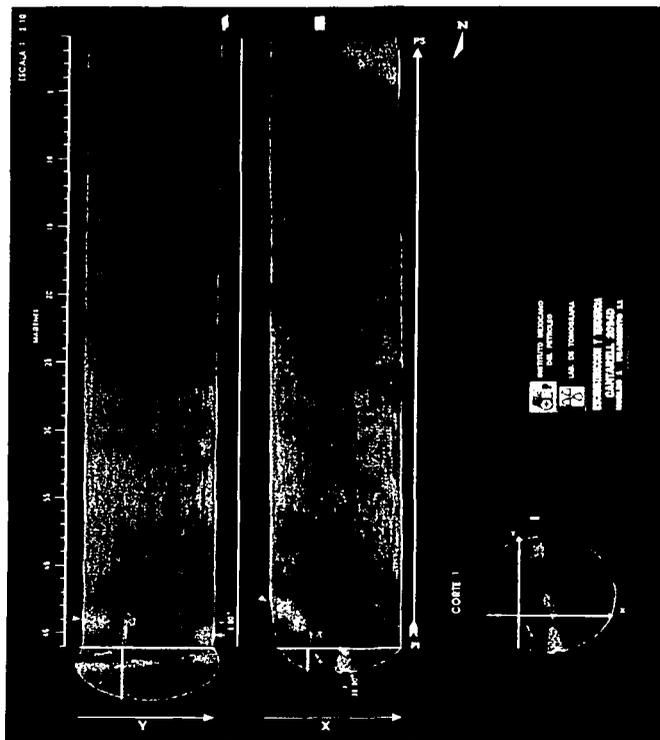


Figura 7.17 Imagen de tomografía computarizada que muestra vóculos de forma alargada con espaciamento amplio de fracturas (mayor a 15 cm). Esta alineación de los vóculos indica su estrecha relación con fracturas. Cantarell-2093D, N-1, F-11

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.- Formas de vùgulos en funci3n del ángulo de intersecci3n:

a) Formas esféricas a semiesféricas: Cuando la intersecci3n entre las fracturas es de ángulo agudo ($< 90^\circ$) la forma de los vùgulos generalmente es esférica a semiesférica y regularmente estàn acompañadas por una red o malla más densa de fracturas (Figuras 7.10). El tamaño de estos vùgulos estará en funci3n del grado de incompatibilidad química entre los fluidos y la mineralogía de la roca.

b) Formas ovaladas: Cuando la intersecci3n entre las fracturas es igual o mayor a 90° generalmente la malla o red de fracturas presenta mayor espaciado y la forma de los vùgulos es ovalada a alargada. Es decir, el rango de la relaci3n largo/ancho varía de 2 a 3 (Figura 7.18). Tambi3n como en el caso anterior, el tamaño de los vùgulos està en funci3n del grado de incompatibilidad química entre los fluidos y la mineralogía de la roca. Sin embargo, como las diferentes formas de vùgulos, estàn en funci3n del ángulo de intersecci3n y de la densidad de fracturas, se pueden presentar en un espacio muy pequeño. Tal como se muestra en las Figuras 7.9 , 7.10 y 7.18, las intersecciones en ángulo igual o mayor de 90° generan vùgulos de forma ovalada y cuando la intersecci3n entre las fracturas es menor a 90° , la forma de los vùgulos es semiesférica y en ocasiones esférica.

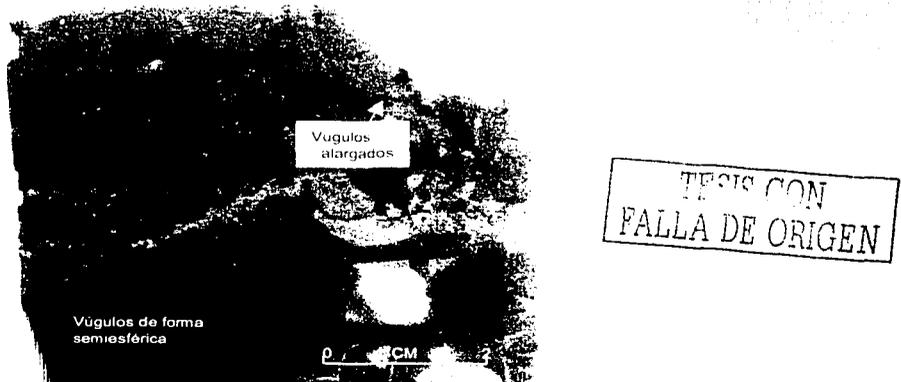


Figura 7.18. Fotografía que muestra vùgulos de forma ovalada, formados por la intersecci3n de fracturas en ángulo recto ($\geq 90^\circ$). En la porci3n inferior de la figura, se observa mayor intersecci3n de fracturas en ángulo agudo. Esto genera un vùgulo de forma semiesférica. Cantarell-99D, N-6, C-4.

3.- Vúgulos a partir de la disolución de litoclastos:

Generalmente algunos clastos fueron fracturados in situ, antes de que formaran parte como constituyentes de la brecha. Este fracturamiento heredado fue reactivado por disolución a través de la circulación tardía de fluidos; por lo que, el vùgulo formado tendrá la forma del clasto, sin hacer mucho caso a la forma que tomaría de acuerdo al ángulo de intersección (Figura 7.19).



Figura 7.19: Fotografía que muestra la formación de vùgulos a partir de la disolución de un clasto. La forma del vùgulo será la forma del clasto. Nótase que el clasto señalado tiene un patrón de fracturamiento diferente al resto de la roca, por lo cual se intuye que se trata de fracturas heredadas. Cantarelli-3001, N-1, F-23.

4.- Formas de vùgulos en los picos y valles de las estilolitas:

Este tipo de vùgulos tienen la forma de "v" y se forman por disolución en los picos y valles de estilolitas tectónicas así como se muestra en las Figuras 7.4 y 7.11. Generalmente se encuentran intersectados por una red de microfracturas de extensión. De lo expuesto anteriormente, se deduce que la forma de los vùgulos presenta una relación directa con los siguientes parámetros: espaciamiento de fracturas, ángulo de intersección entre las fracturas, forma del litoclasto que se encontraba en dicha intersección de fracturas en el momento de la formación del vùgulo y disolución a lo largo de fracturas.

VII.4. POROSIDAD EN ESTILOLITAS

Las estilolitas se forman a partir de la aplicación de esfuerzos generados durante la compactación por la carga litostática y/o por un evento tectónico regional y la subsecuente disolución de la roca. Los picos y valles de una estilolita indican la dirección del esfuerzo compresivo máximo durante su formación. Al disminuir estos esfuerzos, generan fracturas paralelas al esfuerzo compresivo máximo, a partir de los picos y valles. A este tipo de fracturas se les llama fracturas de extensión y están asociadas únicamente a las estilolitas de origen tectónico (Nelson, 1985). Para analizar el comportamiento de las estilolitas en el sistema poroso, se utilizaron los mismos núcleos mediante los cuales se analizaron las características de las fracturas y vórgulos (Tablas 7.1 y 7.2). Durante el estudio litológico de núcleos y petrográfico de láminas delgadas, se logró distinguir dos tipos de estilolitas: Estilolitas diagenéticas y estilolitas tectónicas.

1).- Estilolitas diagenéticas: Este tipo de estilolitas se forman durante o después del depósito, a partir de esfuerzos unidireccionales generados por la carga de sedimentos, produciendo una compactación química que se refleja en disolución de los granos en sus puntos de contacto (Nelson, 1985), por los mecanismos involucrados también se le llama solución por presión y genera un rasgo característico en las rocas conocido como estilolitas. Generalmente se presentan en los bordes de los litoclastos, en los minerales de diferente tamaño y en litologías de diferente composición (Figura 7.20). La compactación ocasiona disolución de las partículas en los puntos de contacto, este material disuelto tiende a precipitar en la porosidad de la roca y/o en las mismas estilolitas. Sin embargo, la circulación tardía de fluidos corrosivos a través de estas estilolitas ocasiona disolución de este material a lo largo de éstas generando un aumento de la porosidad en el yacimiento (Figura 7.21).

TRFCS CON
FALLA DE ORIGEN

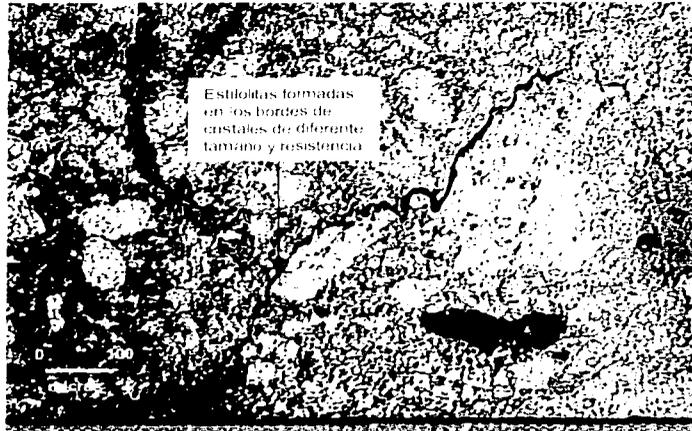


Figura 7.20. Fotomicrografía que muestra la formación de estilolitas en el borde de los clastos o en cristales de dolomita de diferente tamaño Cantarell-3001, N-1, F-23

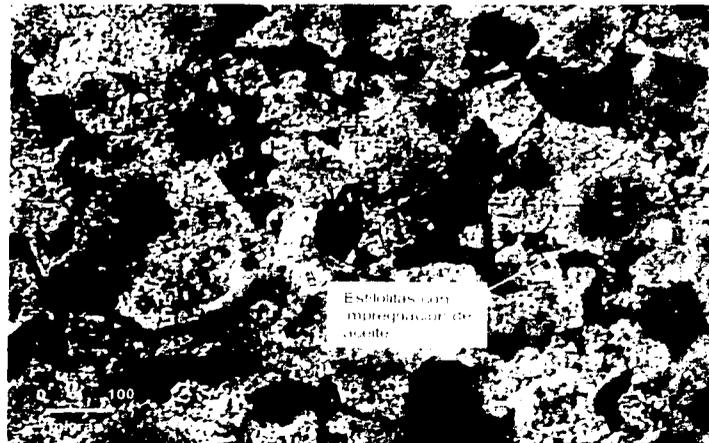


Figura 7.21 Fotografía que muestra estilolitas tectónicas, las cuales conectan a la porosidad intercrystalina Cantarell-3003D, N-2, F-6.

2).- Estilolitas Tectónicas: Se forman a partir de esfuerzos generados por eventos tectónicos regionales y/o locales, se forman siguiendo los granos o cristales de dolomita de diferente granulometría, generalmente presentan siguiendo arreglos o estructuras brechoide y anastomosado.

a).- Estilolitas tectónicas de estructura brechoide:

En ocasiones el espaciamiento de las estilolitas es muy cerrado y junto con las fracturas de extensión que se generan a partir de sus picos y valles, forman una red anisotrópica de estilolitas de estructura brechoide (Figuras 7.22 y 7.23). Este tipo de estructura se interconecta con las fracturas tectónicas abiertas, generando un sistema de flujo isotrópico que aumenta considerablemente la permeabilidad del yacimiento.

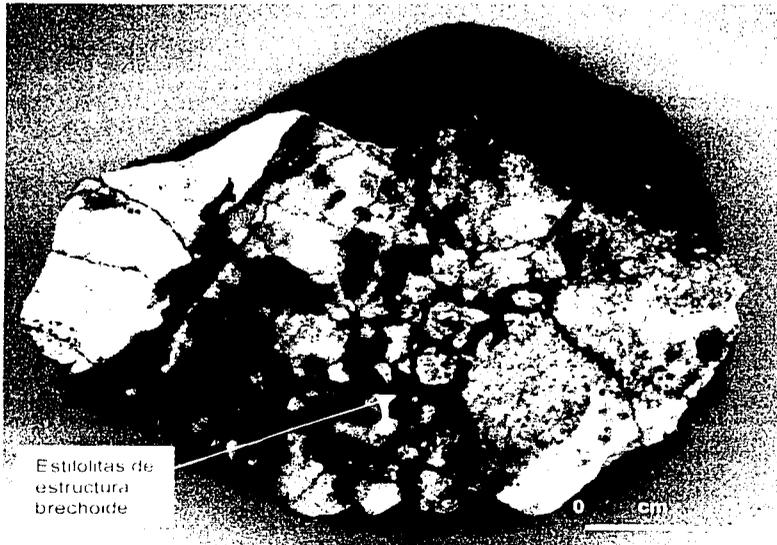


Figura 7.22. Fotografía que muestra una red de estilolitas tectónicas de estructura brechoide. Cantarell-3001, N-1, F-11.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

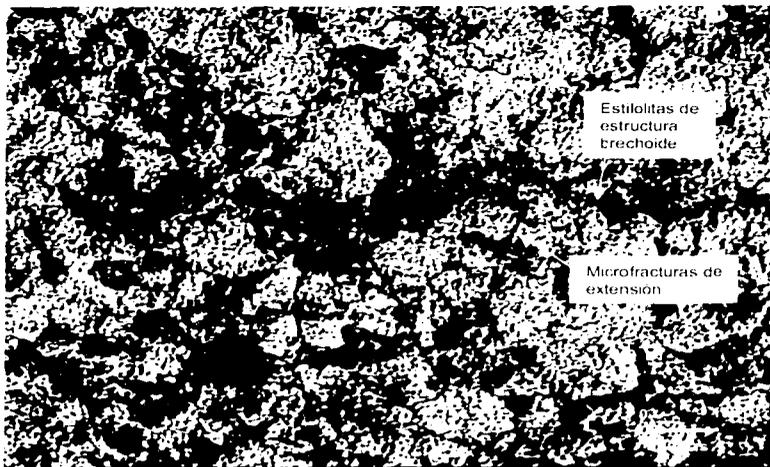


Figura 7.23. Fotomicrografía que muestra estilolitas de estructura brechoide. Obsérvese la buena interconexión con las fracturas de extensión generando una dirección isotrópica de flujo. Cantarell-3002D, N-1, F-28.

b).- Estilolitas tectónicas de estructura anastomosada: Se forman cuando existe un apilamiento vertical o lateral de estilolitas. La circulación tardía de soluciones corrosivas a través de las estilolitas, generan porosidad vugular conectada a lo largo de ellas y en sus intersecciones generando (al igual que en la estructura brechoide) un sistema de flujo isotrópico, aumentando considerablemente la permeabilidad en el yacimiento (Figura 7.24).

En zonas reducidas con poca porosidad y permeabilidad, las fracturas de extensión asociadas a estilolitas de estructura anastomosada crean un alto sistema de flujo isotrópico, aumentando de una manera importante la permeabilidad en el yacimiento.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

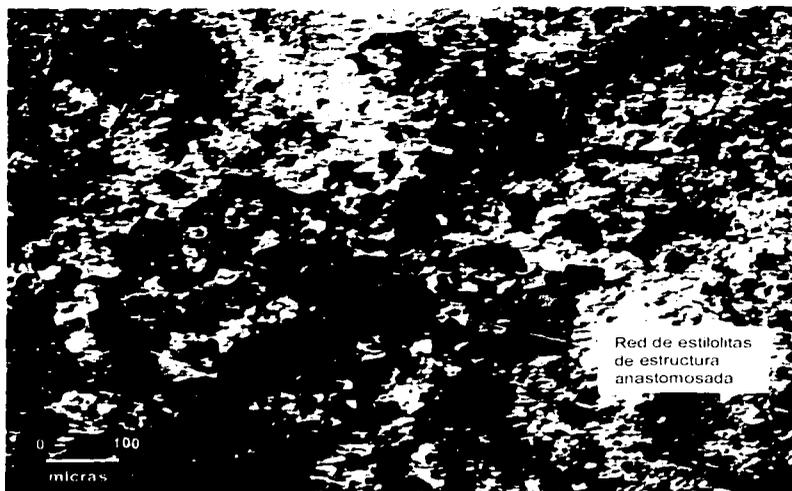


Figura 7.24. Fotomicrografía que muestra a estilolitas tectónicas de estructura anastomosada. Cantarell-3001, N-1, F-4.

VII.5 POROSIDAD INTERCRISTALINA

En este trabajo la matriz dolomítica estudiada fue referida a la clasificación de Sibley y Gregg (1987). Esta clasificación describe las texturas que se producen como resultado de la cinética de nucleación y crecimiento de la dolomita. Las principales divisiones de esta clasificación se basan en las distribuciones del tamaño del cristal, pudiendo ser unimodal o polimodal, y sobre la forma planar o no planar de los bordes de los cristales. La clasificación incluye la descripción de aloquímicos y matriz, los cuales pueden ser reemplazados total o parcialmente. Las dolomitas polimodales como las unimodales en la brecha cálcarea del Campo Cantarell no aportan porosidad intercrystalina al sistema poroso (Figura 7.25). Una sobredolomitización del sistema selló completamente la porosidad intercrystalina. Por lo que, la única porosidad intercrystalina que se observa en la matriz es en la cercanía a fracturas y estilolitas, la cual se le llama porosidad en la zona de

interface fractura-matriz o zona de interface estilolita-matriz. Las porosidades que se generan en esta zona de interface son: intercrystalina y vugular, las cuales van a estar en función del ancho de la microfractura o de los tipos de estructuras de microestilolitas y del grado de disolución de las paredes de los constituyentes de la matriz (Figuras 7.26 y 7.27). Estas zonas interconectan vúgulos, por lo que ayudan a incrementar la porosidad y permeabilidad en el yacimiento.



Figura 7.25. Fotomicrografía que ilustra a megacristales de dolomita, relacionados a un primer evento de dolomitización. La porosidad intercrystalina de las dolomitas, fue sellada por un segundo evento de microdolomitización. Canterell-99D, N-4, F-5

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 7.26. Fotomicrografía que muestra la porosidad de interface, generada en la zona de influencia de estilolitas. Fuera de esta zona la matriz no presenta impregnación de aceite. Cantarell-99D, N-5. C-4.

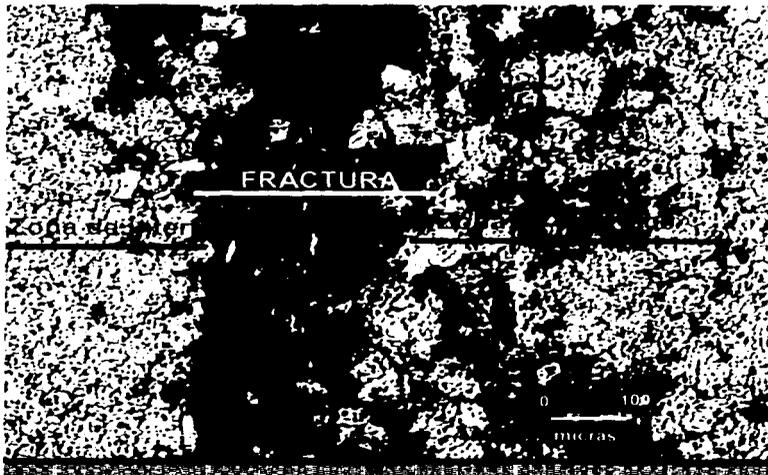


Figura 7.27. Fotomicrografía que muestra la zona de interface fractura-matriz. Cantarell-99D, N-5C, F-7.

VIII. PETROFÍSICA DE LA BRECHA CALCÁREA EN EL CAMPO CANTARELL

Un problema fundamental en la construcción de un modelo geológico para después incluirlo en un simulador de flujo de fluidos, es convertir los datos geológicos en propiedades petrofísicas de la roca (porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos). Senger et al., (1993 en Lucía 1995) y Kerans et al., (1994 en Lucía 1995) sugieren que las propiedades petrofísicas en las unidades rocosas son variables en un yacimiento.

Durante el análisis de los datos obtenidos en la descripción litológica y petrográfica de núcleos de roca, se puso especial énfasis en los siguientes parámetros (Tablas 7.1 y 7.2): intensidad o espaciamiento del fracturamiento; morfología del plano y ancho de la fractura; morfología de los vórgulos conectados y tamaño total de los vórgulos conectados. Los factores anteriores determinan la porosidad y permeabilidad en el yacimiento (Nelson, 1985).

VIII.1 CONTROLES DE LA POROSIDAD EN LA BRECHA CALCÁREA

Cuando un sedimento carbonatado se deposita tiene una relación original entre el volumen total y el volumen de poros, lo cual se expresa en términos porcentuales, característica del sedimento que es conocida como porosidad primaria.

Las clasificaciones para la porosidad realizadas por Lucía, 1995 y Lou y Machel, 1995 (Figuras 5.2 y 5.3) respectivamente, involucran a los vórgulos conectados o no. Sin embargo, ya hemos observado que la generación de vórgulos presenta cierta relación con el espaciamiento de fracturas; por lo que a continuación se verá la relación que presenta el espaciamiento de fracturas con la porosidad total calculada en el intervalo en que fueron cortados cada uno de los núcleos.

VIII.1.1. RELACIÓN ENTRE POROSIDAD Y EL ESPACIAMIENTO DE FRACTURAS

Con el fin de saber si existía alguna relación entre la porosidad total calculada para cada núcleo y su espaciamiento de fracturas correspondiente, se construyó la Figura 8.1, en la cual se observa una relación inversa entre el espaciamiento de fracturas con respecto a la porosidad total. Es decir, a menor espaciamiento de fracturas, la porosidad total es mayor y a mayor espaciamiento de fracturas, la porosidad total es menor. La Figura 8.1 muestra también que para un espaciamiento de fracturas menor de 6 cm, los rangos de porosidad varían de 6 a 8%. Por el contrario, cuando se tiene un espaciamiento de fracturas entre 6 a 10 cm, las porosidades varían entre 4 a 6%.

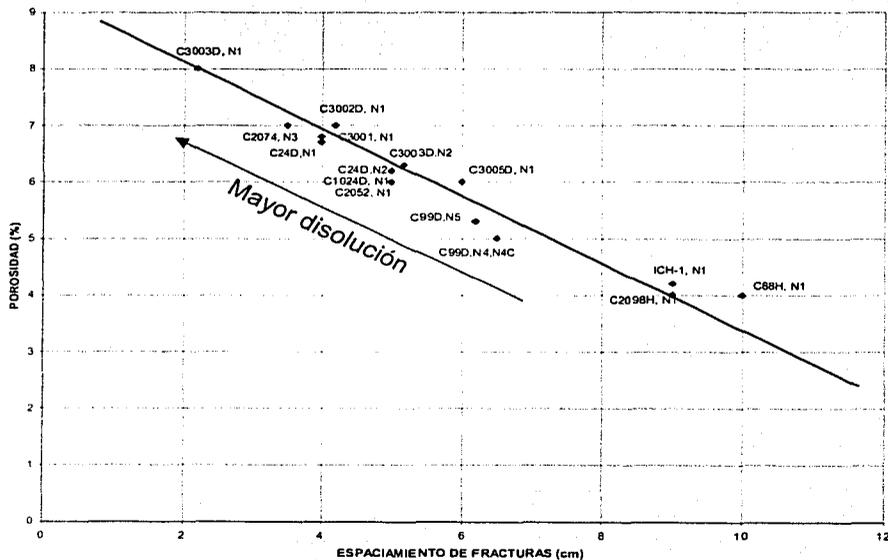


Figura 8.1: Comportamiento de la porosidad con respecto a la intensidad o espaciamiento de fracturas en la brecha calcárea.

Cabe señalar que en este trabajo se usa el término "espaciamiento de fracturas" como término equivalente a intensidad del fracturamiento, e índice de

fracturamiento o densidad de fracturamiento. Como ya se mencionó en el subcapítulo VII.4, la disolución a lo largo de estilolitas aumenta considerablemente la porosidad en el yacimiento, es el caso del N-1 del pozo Cantarell 3003D, el cual contiene además del fracturamiento una alta densidad de estilolitas en las que por disolución se generó porosidad vugular a lo largo de ellas, aumentando la porosidad en este núcleo (Figura 8.2). En la Figura 7.6 se observa la ubicación del N-1 del pozo Cantarell 3003D en un bloque bajo limitado por dos fallas; mientras que los demás núcleos de los pozos involucrados en la Figura 8.1 se encuentran con respecto a las fallas en una posición más alejada que el N-1 del pozo Cantarell-3003D; Debido a lo anterior, los procesos que generan porosidad secundaria como la disolución actuaron más agresivamente en el N-1 del pozo Cantarell-3003D generando mayor porosidad vugular que en los demás núcleos de la gráfica.



Figura 8.2 Fotomicrografía que muestra porosidad vugular por disolución en estilolitas, las cuales contribuyen al aumento de la porosidad y permeabilidad en el yacimiento. Cantarell-3003D. N-1, F-1.

VIII.1.2. RELACIÓN ENTRE LA POROSIDAD CON EL TAMAÑO Y FORMA DE VÚGULOS

En la Figura 8.3 se observa una relación directa entre el tamaño $[(\text{largo} + \text{ancho})/2]$ de vúgulos con la porosidad total. Es decir, a mayor tamaño de vúgulos la porosidad será mayor y a menor tamaño de vúgulos la porosidad también disminuye. La porosidad secundaria controla la porosidad total de la roca.

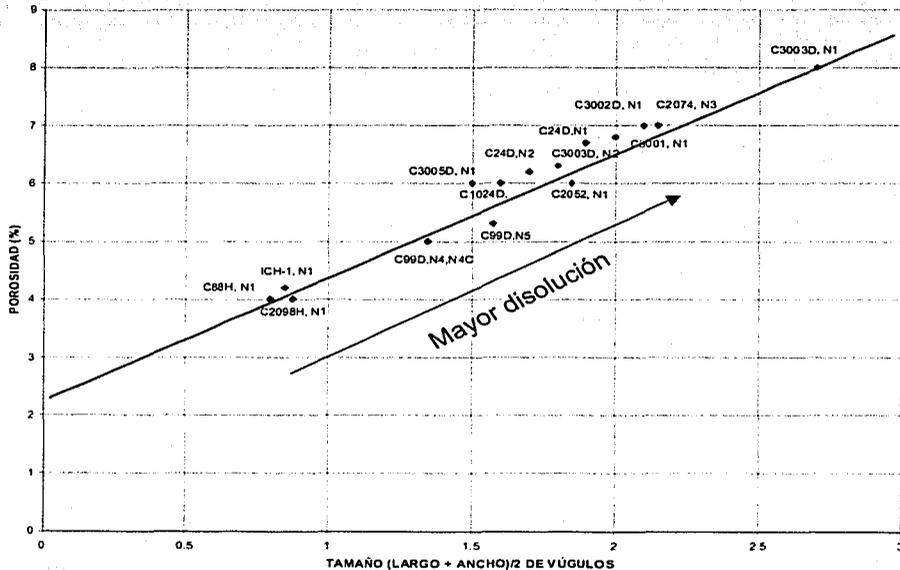


Figura 8.3: Comportamiento de la porosidad con respecto al tamaño de vúgulos en la brecha calcárea.

En esta figura se observa que los vúgulos de mayor tamaño se presentan en los núcleos que tienen un espaciamiento más cerrado de fracturas (Figura 8.1) y por lo tanto, la red o malla de intersecciones entre fracturas también será mayor. Cuando se tiene una alta densidad de intersecciones entre fracturas, existen más conductos mediante los cuales pueden circular los fluidos que disuelven a la roca, generando vúgulos de mayor tamaño y la frecuencia de éstos también será mayor (Figura 7.13). Por lo tanto, la porosidad generada a partir de estas redes de

fracturas y vgulos conectados será alta. Por el contrario, cuando se tiene una baja densidad de intersecciones de fracturas la disolución de los fluidos es menor. Así, el tamaño, la frecuencia de vgulos y la porosidad generada a partir de fracturas y vgulos también es menor que en el primer caso. Cuando se tiene un tamaño promedio de vgulos entre 2.5 a 3 cm la porosidad variará entre 8 a 12%. Este rango de variación de la porosidad con respecto al tamaño de vgulos, puede estar determinada por la presencia o no de estilolitas en cada núcleo (Figura 8.2). La presencia de estilolitas aumenta la red o malla de intersecciones, por lo que la disolución de las paredes de las fracturas por los fluidos también será mayor, generando vgulos de mayor tamaño y consecuentemente la porosidad aumenta drásticamente de un punto a otro (Figura 7.14). En un tamaño promedio de vgulos de 1.3 a 2.5 cm, los valores en la porosidad varian entre 5 a 8%. Al igual que en el caso anterior, una posible explicación es la presencia de una alta densidad de estilolitas en el sistema, las cuales aumentan drásticamente la porosidad. El N-1 del pozo Cantarell-3001 es un ejemplo donde la alta densidad de estilolitas generó una alta frecuencia de vgulos, y una alta porosidad a partir de fracturas y vgulos (Figuras 7.13 y 7.24). En un tamaño promedio de vgulos entre 0.5 a 1.3 cm, se tendrán valores de porosidad entre 4 a 5%. Este tamaño pequeño de vgulos coincide con un aumento en el contenido de arcillosidad en las muestras de roca. Por lo tanto en este tipo de litología el espaciamiento de fracturas es mayor a 9 cm, generando una baja a escasa densidad de intersecciones entre fracturas y estilolitas, y consecuentemente la frecuencia, el tamaño de vgulos y la porosidad, será menor que en las litologías donde el contenido de arcilla es escaso.

Con el fin de observar la relación que existe entre la forma (largo/ancho) de los vgulos con la porosidad se construyó la Figura 8.4, la cual muestra una relación inversa entre estos dos parámetros. Es decir, en las formas esféricas a semiesféricas (relación largo/ancho varía de 1 a 2) la porosidad varía entre 6 a 8%, en las formas ovaladas (relación largo/ancho de 2 a 3), la porosidad varía entre 4 a 6% y en las formas alargadas (relación largo/ancho mayor a 3) la

porosidad será menor a 4%. Esto indica que la disolución opera disolviendo las paredes de las fracturas hasta encontrar la intersección con otra fractura o estilolita.

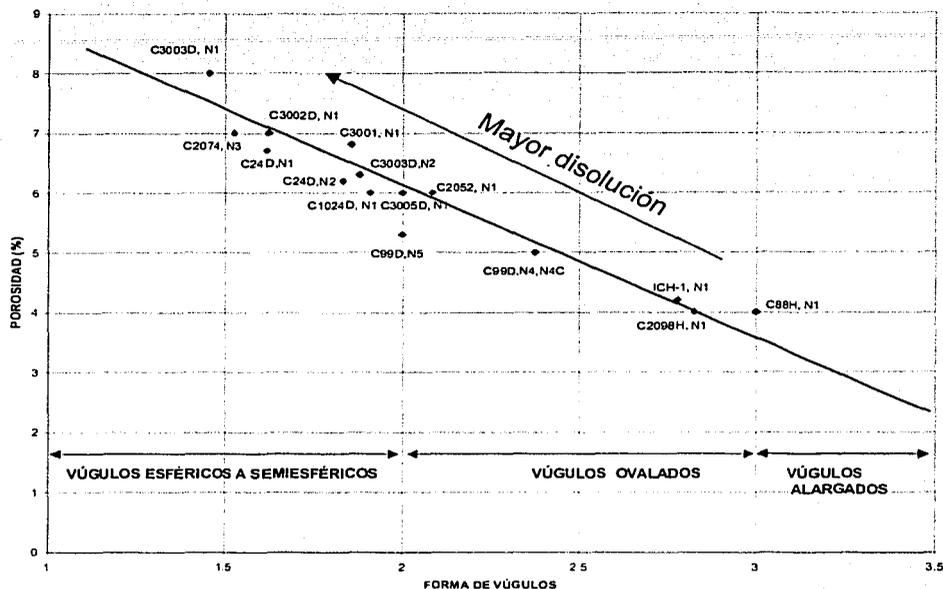


Figura 8.4: Comportamiento de la porosidad con respecto a las formas de los vúgulos en la brecha calcárea.

Los núcleos en donde las formas de los vúgulos son esféricas y semiesféricas, presentan una alta densidad de fracturas, un mayor tamaño de vúgulos, alta densidad de estilolitas, escaso contenido de arcillas y consecuentemente las porosidades son mayores a 6%. Por el contrario, cuando existe un aumento en el contenido de arcillosidad, el espaciamiento de fracturas será mayor y los vúgulos serán pequeños y de forma alargada; consecuentemente la porosidad también disminuye de manera importante. Cuando se tiene una alta densidad de fracturas y estilolitas generalmente la red o malla de intersecciones entre éstas también es muy cerrada y si además los ángulos de intersecciones son agudos (menor de 90°), las formas de los vúgulos generados serán esféricas a semiesféricas. Por el

contrario, cuando existe un aumento en el espaciamiento de fracturas, la red o malla de intersecciones también será menor, por lo que las escasas intersecciones serán en ángulo recto (igual o mayor de 90°) y los vórgulos generados tendrán una forma ovalada a alargada; consecuentemente la porosidad también será menor.

VIII.2 COMPORTAMIENTO DE LA PERMEABILIDAD EN EL YACIMIENTO

El fracturamiento, dolomitización y disolución son los procesos de desarrollo de porosidad secundaria que en mayor grado afectan el comportamiento de un yacimiento. El fracturamiento incrementa sustancialmente la productividad, pero además forma vías de comunicación que pueden facilitar la canalización de los fluidos inyectados durante una recuperación secundaria de hidrocarburos (Nelson, 1985). El incremento notable en la permeabilidad se atribuye al fracturamiento (ancho de las paredes de las fracturas y a la densidad de fracturas presentes en el sistema) y en menor grado al desarrollo de vórgulos y a cavernas de disolución. Sin embargo, las fracturas comúnmente se desarrollan siguiendo arreglos bien definidos. También los vórgulos y cavidades formadas por disolución muestran generalmente una forma y distribución no aleatoria. Esto determina la existencia de permeabilidad preferencial en cierta dirección (Garaicochea y Samaniego, 1988). Las estilolitas comúnmente se desarrollan en zonas estrechas de porosidad y permeabilidad pobre. La presencia de fracturas de extensión asociadas a los picos y valles de estilolitas, pueden aumentar drásticamente la permeabilidad en el yacimiento, ya que poseen dirección, sentido y magnitud, que son los componentes necesarios para convertir a la permeabilidad en un sistema isotrópico de flujo (Nelson, 1985). En esta tesis, se describió detalladamente el ancho de las fracturas, espaciamiento de fracturas y se determinó el tamaño y forma de los vórgulos y la distancia horizontal de los núcleos analizados con respecto a fallas (Tablas 7.1 y 7.2). Para poder observar el comportamiento de la permeabilidad con respecto a estos parámetros, se recopilaron datos de permeabilidad total obtenidas en la brecha calcárea, a partir de pruebas de presión-producción en varios pozos del campo Cantarell (Tabla 8.1 y Figura 7.6).

Los datos de permeabilidad que se recopilaron, en general cubren a todo el campo, sin embargo, se encontró que de los pozos que contienen datos de permeabilidad, únicamente 7 de ellos contienen núcleos, por lo que se utilizó esta información para observar el comportamiento de la permeabilidad en relación con los parámetros geológicos. Esta información se resume en las Tablas 8.2 y 8.3. En la Tabla 8.3, se observa que el N-3 del pozo Cantarell-2074 se encuentra a una distancia menor con respecto a las fallas que el N-1 del pozo Cantarell-2299D. Sin embargo, se observa que en el primero el espaciamiento de fracturas es mayor que en el segundo y viceversa para el tamaño de los vóculos. Una posible explicación al comportamiento anterior, es que el N-3 del pozo Cantarell-2074 se ubica en un bloque bajo limitado por dos fallas; mientras que el N-1 del pozo Cantarell-2299D, se ubica en la flexura en el bloque alto de una falla (Figuras 4.6, 6.1 y 7.6), con alta densidad de fracturas y estilolitas. Así los procesos que generan porosidad secundaria, como la disolución, actuaron más agresivamente en el N-1 del pozo Cantarell-2299D, generando mayor porosidad vugular, que en el N-3 del pozo Cantarell-2074, el cual presenta un espaciamiento de fracturas mayor que el anterior. Además por encontrarse en un bloque bajo, la disolución no actuó intensamente como para generar la alta porosidad que generó en el N-1 del pozo Cantarell-2299D.

TFSIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8.1: Datos de permeabilidades obtenidos por pruebas de presión-producción en la brecha calcárea del campo Cantarell.

PLAT.	POZO	FECHA	MD	MV	EV	EDAD	K (md)	Qo(BPD)	EST.
AKAL-B	1047D		2660		250	BTP-KS	3290		
AKAL-C	22	5/08/80	1960-1978	1666-1679	13	BTP-KS	1570		
AKAL-D	57A	9/07/96	1764-1777	1764-1777	13	BTP-KS	700		
AKAL-F	8	20/04/80	2105-2112	1790-1796	6	BTP-KS	1290		
AKAL-F	26	3/10/80	1863-1915	1768-1817	49	BTP-KS	8000		
AKAL-G	86	11/10/80	2035-2073	1910-1944	34	BTP-KS	14		
AKAL-G	2096	27/06/86	2769-2869	2310-2381	71	BTP-KS	620		
AKAL-G	66A	1/01/99				BTP-KS	7320	7076	
AKAL-I	5	16/07/80	2018-2080	1684-1740	56	BTP-KS	4800		
AKAL-I	19	23/04/80	2068-2078	1941-1950	9	BTP-KS	2091		
AKAL-I	27	20/05/98				BTP-KS	3910	8573	4 1/16*
AKAL-I	39	3/07/96	2600-2650	2002-2046	44	BTP-KS	575		
AKAL-J	74	1/10/80	1189-1216	1102-1125	23	BTP-KS	5915		
AKAL-J	78	13/02/80	1876-1882	1489-1493	4	BTP-KS	1504		
AKAL-L	1021		2525		160	BTP-KS	4130		
AKAL-L	1064		2355			BTP-KS	4820		
AKAL-M	1001A		2965		160	BTP-KS	792		
AKAL-M	1007A		2595		219	BTP-KS	8520		
AKAL-M	1027		2950		350	BTP-KS	8070		
AKAL-N	1043	10/09/96	2395-2420	2010-2027	17	BTP-KS	3200		
AKAL-N	1043	18/01/97	2395-2420	2010-2027	17	BTP-KS	3080		
AKAL-P	49D	18/06/97	2705-2765	2307-2347	40	BTP-KS	11885		
AKAL-P	227D	22/02/98				BTP-KS	10100	18104	4 41/16*
AKAL-P	207D	13/06/98				BTP-KS	18100	12055	4 41/16*
AKAL-R	2074	2/09/95	3475-4026	2210-2278	68	BTP-KS	18830		
AKAL-R	2074D	25/04/97	3455-3611	2369-2422	53	BTP-KS	8350		
AKAL-R	2076D	8/01/96	3061-3360	2274-2379	105	BTP-KS	6.75		
AKAL-R	2076D	25/03/97	3061-3361	2274-2379	105	BTP-KS	1250		
AKAL-R	2094D	23/07/96	3437-3655	2237-2350	113	BTP-KS	2860		
AKAL-S	88H	26/06/96	2999-3400	2095-2306	211	BTP-KS	550		
AKAL-S	2098H	10/04/96	2825-2960	2318-2426	108	BTP-KS	1130		
AKAL-S	2299D	1/01/96	2658-2907	2274-2287	13	BTP-KS	12700		
NH-A	87D	7/09/96	2390-2415	2301-2326	25	BTP-KS	3952		
NH-A	2052	10/07/96	3175-3225	2206-2234	28	BTP-KS	6900		

** Datos proporcionados por el Departamento de caracterización de acimientos del Activo Cantarell

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8.2: Datos petrofísicos para la brecha calcárea.

POZO	MV	EV (m)	Dist. Fallas (m)	K (md)
22	1666-1679	62	500	1570
2299D	2274-2287	13	120	12700
57 ^a	1764-1777	13	200	700
8	1790-1796	6	540	1290
26	1768-1817	49	180	8000
86	1910-1944	34	540	14
2096	2310-2381	71	140	620
5	1684-1740	56	140	4800
19	1941-1950	9	360	2091
39	2002-2046	44	860	575
74	1102-1125	23	140	5915
78	1489-1493	4	240	1504
1001 ^a	2965	160	400	792
1007 ^a	2595	219	80	8520
1027	2950	350	140	8070
1021	2525	160	40	4130
1064	2355	127	200	4820
1043	2010-2027	17	300	3200
49D	2307-2347	40	80	11885
2074	2210-2278	68	100	18830
2074D	2369-2422	53	100	8350
2076D	2274-2379	105	700	1250
2094D	2237-2350	113	390	2860
88H	2095-2306	211	460	550
2098H	2318-2426	108	390	1130
2052	2206-2234	28	200	6900

TECNO CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8.3: Relación de datos petrofísicos con datos de núcleos de la brecha calcárea en el campo Cantarell.

POZO	MV	ESP.	Dist.	K (md)	Espac.	Ancho	Vúg. en la intersecc. de fract. y Estilo.		Tamaño	Forma
		VER. (M)	a Fallas cima (m)		Fracts (cm)	Fracts (mm)	A (cm)	L (cm)	Vúg. (L+A)/2	Vúg. (L/A)
2074	2210-2278	68	100	18830	3.5	1.9	1.75	2.55	2.15	1.457143
2299D	2274-2287	13	120	12700	3	1.67	2.35	3.3	2.825	1.404255
88H	2095-2306	211	460	550	10	0.8	0.4	1.2	0.8	3
1007 ^a	2595	219	80	8520	4.5	1.6	1	2	1.5	2
49D	2307-2347	40	80	11885	3.5	1.65	1.4	2.2	1.8	1.571429
2098H	2318-2426	108	390	1130	9	1.05	0.46	1.3	0.88	2.826087
2052	2206-2234	28	200	6900	5	1.55	1.2	2.5	1.85	2.083333
2094D	2237-2350	113	390	2860	15	1.55	0.05	0.25	0.15	5

VIII. 2.1 RELACIÓN DE LA PERMEABILIDAD CON LOS PARÁMETROS GEOLÓGICOS

Es de gran importancia analizar la relación entre permeabilidad y la porosidad vugular (conectada y no conectada). Los vúgulos no conectados incrementan la porosidad en el yacimiento; pero no contribuyen al aumento de la permeabilidad. Existe un método para determinar la permeabilidad en vúgulos no conectados el cual considera los siguientes parámetros:

- Porosidad total (registros eléctricos o análisis petrofísicos de núcleos).
- Porosidad vugular no conectada (estimación visual).
- Tamaño de los cristales o granos.

Los vúgulos conectados aumentan de manera importante la permeabilidad en un yacimiento. La porosidad vugular conectada es un sistema que generalmente está formada por una red de fracturas abiertas, las cuales conectan a vúgulos o cavidades de disolución. La siguiente ecuación relaciona a las fracturas con distancia y ancho finito con la permeabilidad (Lucía, 1987):

$$Dp = 12mvL/w^2 \dots\dots\dots(1)$$

Donde:

Dp = Caída de la presión a lo largo de la fractura

m = Viscosidad del fluido

V = Velocidad del fluido

L = Longitud de la fractura

W = Ancho de la fractura

Al incluir la permeabilidad a la ecuación (1), ésta queda de la siguiente forma:

$$V = qf / Af \dots\dots\dots(2), \text{ donde:}$$

qf = Velocidad del flujo a través de la fractura

Af = Area de la fractura

Sustituyendo la ecuación (2) en (1):

$$qf = Dpw^2 Af / 12mL, \quad \text{aplicando la ley de Darcy.}$$

$$qs = ks As Dp / mL \quad \text{donde:}$$

qs = Velocidad de flujo a través de la muestra

As = Area de la muestra

ks = Permeabilidad de la muestra

Si la permeabilidad de la matriz es cero, entonces:

$$qf = qs \quad \text{o} \quad ks = [(1/12) (Af / As) w^2 \dots\dots\dots(3)$$

Convirtiendo la ecuación (3) a unidades de Darcy:

$$ks = [(84.4 \times 10^5) w^2 (Af / As) \dots\dots\dots(4)$$

donde:

ks = Permeabilidad de la muestra (md).

Af = Area de la fractura (cm²).

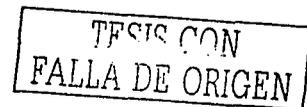
As = Area de la muestra (cm²).

w = Ancho de la fractura (cm).

Si el ancho de la muestra es igual al espaciamento de fracturas, entonces:

$$ks = (84.4 \times 10^5) w^3/Z \dots\dots\dots(5)$$

donde la porosidad de la muestra está dada:



$$F_s = w/Z (100) \dots \dots \dots (6)$$

donde: Z= Espaciamiento de fracturas.

Las ecuaciones (5) y (6) consideran una porosidad de la matriz = cero, k_s y F_s son una función de la cantidad y de la geometría de la porosidad de la fractura. Las siguientes consideraciones ayudan a comprender mejor las implicaciones de las ecuaciones (5) y (6).

a).- La permeabilidad está directamente relacionada al ancho de la fractura elevada a la tercera potencia e inversamente relacionada al espaciamiento de las fracturas, por lo que la permeabilidad es más sensible al ancho de la fractura que al espaciamiento

b).- Si el 50% del ancho de la fractura está ocupada por vórgulos conectados, la caída de la presión en la muestra es $D_p/2$ y la permeabilidad se incrementa al doble. Si el vórgulo o cavidad es significativamente más ancha que el ancho de la fractura, la porosidad de la muestra se incrementa. Por lo tanto, la permeabilidad también se incrementa, al incrementarse el ancho de la fractura.

En el presente trabajo se recopilaron datos de permeabilidades determinadas en tapones de núcleos de pozos cortados en la brecha calcárea del Campo Cantarell los cuales son mostrados en la Tabla 8.4.

TECIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8.4: Datos de permeabilidades obtenidos en tapones de núcleos de la brecha calcárea.

Tabla 8.4: Datos de permeabilidades obtenidos en tapones de núcleos de la brecha calcárea.

POZO	No. NÚCLEO	FRAG.	PROF. (M)	POR O (%)	"K" (Aceite) (md)	"K" (Aire) (md)	PRESIÓN DE CONFIN. (Kg/Cm ²)	DENSIDAD DE GRANO (gr/cm ³)	EDAD
C-1024D	N1C	4		11.7	1.04	1.04	56	2.84	BTP-KS
C-99D	N3		2106.47	11.2	6.349	7.234	56	2.78	BTP-KS
C-2295D	N1	5		10.5	2.6	2.6	56	2.83	BTP-KS
C-2092D	N1		2398.75	9.3	0.543		176	2.82	BTP-KS
C-2084	N1	16		9.2	1.907	2.282	56	2.75	BTP-KS
C-1046D	N2	4		8.3	15.75	15.75	56	2.828	BTP-KS
KUTZ-1247	N4		3140.62	7.8	20.68	29.81	56	2.848	BTP-KS
C-227D	N2	3		7.7	0.4558	0.6083	56	2.742	BTP-KS
C-227D	N2	3		7.6	0.5016	0.665	56	2.741	BTP-KS
C-2092D	N1		2396.02	7.4	0.243		176	2.84	BTP-KS
C-3005	N1	3		7.3	15.09	18.81	56	2.807	BTP-KS
C-2092D	N1		2399	7.1	1.028		176	2.86	BTP-KS
C-2092D	N2C		2651.08	6.8	0.343		176	2.84	BTP-KS
C-2092D	N1		2400.86	6.4	2.163		176	2.83	BTP-KS
C-2084	N1	16		6.3	0.0869	0.126	56	2.7	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3195.69	6.2	0.0693	0.1011	546	2.835	BTP-KS
C-3005	N1C	6		6	1.87	2.125	56	2.837	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3195.88	6	0.007	0.0103	56	2.823	BTP-KS
C-3005	N1	3		5.7	0.0212	0.0261	56	2.805	BTP-KS
C-2092D	N2		2646.25	5.7	1.114		176	2.84	BTP-KS
C-2092D	N2C		2651.61	5.6	0.102		176	2.83	BTP-KS
C-99D	N4C		2238	5.5	0.0025	0.0045	56	2.78	BTP-KS
C-3001	N1	9		5.4	0.342	0.425	56	2.84	BTP-KS
C-2092D	N1		2398.03	5.2	1.026		176	2.82	BTP-KS
C-99D	N4		2234.9	5	0.0239	0.0322	56	2.81	BTP-KS
KUTZ-1247	N4		3140	4.7	0.0283	0.0438	56	2.782	BTP-KS
C-1046D	N1	12		4.6	3.532	4.318	56	2.835	BTP-KS
C-1046D	N1	15		4.5	3.557	4.627	56	2.831	BTP-KS
KUTZ-1247	N4		3140.37	4.4	0.0064	0.0139	56	2.828	BTP-KS
C-2092D	N2C		2648.75	4.2	0.342		176	2.83	BTP-KS
C-1046D	N1	15		4	4.793	4.793	56	2.814	BTP-KS
C-2092D	N2		2648.69	3.9	0.173		176	2.84	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3195.5	3.8	0.0113	0.0148	56	2.848	BTP-KS
C-3005	N1C	5		3.7	0.1509	0.1869	56	2.837	BTP-KS
KUTZ-	N4		3140.16	3.7	0.1026	0.1182	56	2.832	BTP-KS

1247									
C-99D	N5 y 5C		2350.25	3.6	0.002	0.0049	56	2.8	BTP-KS
C-99D	N4		2234.3	3.5	0.0042	0.006	56	2.79	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3195.2	3.4	0.0018	0.0043	56	2.843	BTP-KS
C-2092D	N2C		2650.88	3.4	0.079		176	2.84	BTP-KS
C-1046D	N2	6		3.2	12.03	12.03	56	2.836	BTP-KS
C-99D	N4		2233.3	3.1	0.0021	0.0051	56	2.79	BTP-KS
C-2092D	N2C		2650.32	3	0.251		176	2.84	BTP-KS
C-2092D	N2C		2649.81	2.8	0.413		176	2.84	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3197.41	2.6	0.0039	0.0086	56	2.826	BTP-KS
C-2092D	N1		2397.1	2.5	0.321		176	2.84	BTP-KS
C-99D	N4C		2238.6	2.3	0.0984	0.1123	56	2.8	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3196	2.3	0.0005	0.0013	56	2.829	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3196.87	2.3	0.2101	0.2472	56	2.825	BTP-KS
KUTZ-1247	N5		3197.21	1.9	0.0244	0.0327	56	2.825	BTP-KS
C-99D	N5 y 5C		2353	1.7	0.0017	0.0042	56	2.82	BTP-KS
C-99D	N4C		2237.3	1.3	4.093	6.499	56	2.81	BTP-KS
C-99D	N5 y 5C		2352.5	0.3	0.0002	0.0005	56	2.8	BTP-KS

Como se observa en la Tabla 8.4, las permeabilidades determinadas a partir de tapones de núcleos de roca cortados en la brecha calcárea, son menores de 20 md, así:

$K_m \lllll K_f$, donde: K_m = Permeabilidad de la matriz; K_f = Permeabilidad de fracturas.

A partir de los datos de la Tabla 8.4, se construyó la gráfica de la Figura 8.5, la cual muestra la relación entre la porosidad y la permeabilidad ambas determinadas en tapones de núcleos de roca. En esta gráfica se pueden definir dos campos de acuerdo al tipo de porosidad. En el campo "A" la distribución de los puntos es muy amplia y no sigue tendencia alguna, por lo que se interpreta que el sistema poroso de todos los puntos que caen en este campo consiste de la suma de porosidades: vugular + fracturas + estilolitas + intercrystalina.

En el campo "B" se observa una tendencia muy generalizada entre estos dos parámetros, es decir, a menor porosidad la permeabilidad también es menor y a mayor porosidad, la permeabilidad es mayor. Sin embargo, en esta gráfica se

observan los N-4 y 5 del pozo Cantarell-99D y en el N-5 del pozo Kutz-1247 con permeabilidades menores de 0.01 md y porosidades menores de 4 %. Los puntos que caen en esta zona, se interpretan como un sistema poroso consistente de porosidad intercrystalina sin fracturamiento; mientras que fuera de esta zona las permeabilidades varían de 0.01 a 10 md y sus porosidades varían de 4 a 11%, por lo que se interpreta que el sistema poroso consiste de porosidad intercrystalina con la presencia de microfracturamiento.

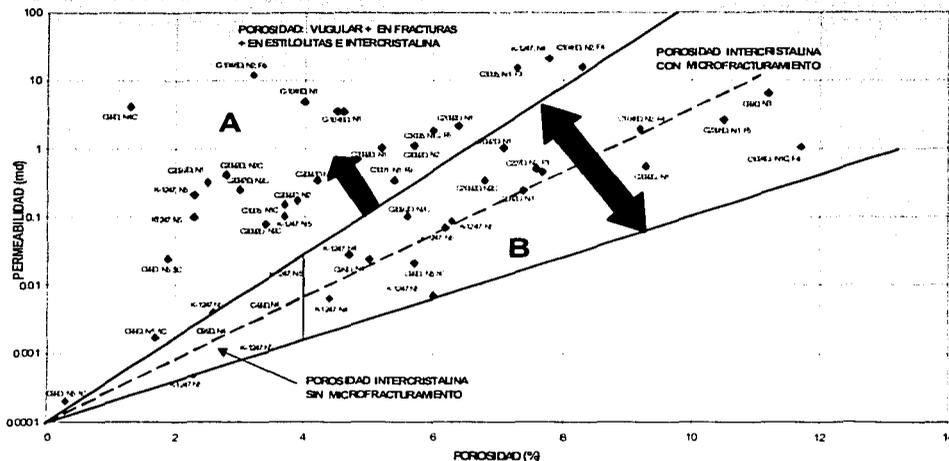


Figura 8.5: Relación de la porosidad con la permeabilidad obtenidas a partir de tapones de núcleos de la brecha calcárea. Se Pueden definir dos campos: (A) sistema poroso constituido por porosidad vugular + en fracturas + en estilolitas + intercrystalina. (B) Sistema poroso constituido por porosidad intercrystalina conectada por microfracturamiento.

Como se sabe el diámetro de los tapones de núcleos es de 1.5" y los datos obtenidos a partir de ellos son muy puntuales. Por lo que si un tapón es cortado en una zona donde la porosidad está dada por la matriz (intercrystalina) sin la presencia de microfracturamiento (N-4 y 5 del pozo Cantarell-99D y N-5 del pozo Kutz-1247) la porosidad será alta, pero la permeabilidad será baja. Por lo contrario, si un tapón es cortado en una zona donde existe la presencia de microfracturamiento y microestilolitas y la porosidad de la matriz es baja (N-4C del pozo Cantarell-99D) la porosidad total es baja, pero los valores de permeabilidad son iguales que en el pozo anterior. Es decir, la porosidad y la permeabilidad

dependen directamente del microfracturamiento y microestilolitas existentes. De lo anterior, la permeabilidad en este yacimiento está determinada por el ancho y espaciado de fracturas y vóculos conectados. De lo anterior, la permeabilidad total real (K_t) = permeabilidad de las fracturas (K_f) + permeabilidad vugular (K_v).

VIII.2.2. RELACIÓN DE LA PERMEABILIDAD CON EL ANCHO Y ESPACIADO DE FRACTURAS

La Tabla 8.3 resume los parámetros cuantitativos obtenidos del análisis litológico y petrográfico de núcleos de roca y los datos de permeabilidad obtenidos a partir de pruebas de presión-producción. La Figura 8.6 muestra la relación entre el ancho de micro y macrofracturas con los valores de permeabilidad en milidarcis (md). Los núcleos que se encuentran en esta gráfica presentan un ancho de fracturas que varía de 0.8 micras a 1.9 mm y presentan una relación exponencial directa con la permeabilidad. Es decir, la permeabilidad aumenta a medida que aumenta el ancho de las fracturas y disminuye a medida que disminuye también el ancho de las fracturas. Se realizó una comparación entre la permeabilidad real con la permeabilidad teórica calculada a partir de la ecuación (5) determinada por Lucía (1995), cuyos resultados se muestran a continuación:

POZO	ANCHO DE FRACTURAS (mm)	ESPAC. DE FRACTURAS (cm)	" K_i " real (pruebas de formación) (md)	" K " teórica calculada $k_s = (84.4 \times 10^5) w^3/Z$ (md)
C2074	1.9	3.5	18 830	16 540
C2299D	1.66	3	12 700	12 860
C49D	1.64	3.5	11 885	10 637
C1007A	1.60	4.5	8 520	7 682
C2052	1.55	5	6 900	6 285
C2098H	1.05	9	1 130	1 086
C88H	0.8	10	550	432

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Como se observa en la tabla anterior, la permeabilidad teórica calculada tiende a ser menor que la permeabilidad total real, debido a que:

$$K_t = K_s + K_v$$

Donde:

K_t = Permeabilidad total determinada por pruebas de formación.

K_s = Permeabilidad teórica calculada a partir de la ecuación (5).

K_v = Permeabilidad en vgulos conectados.

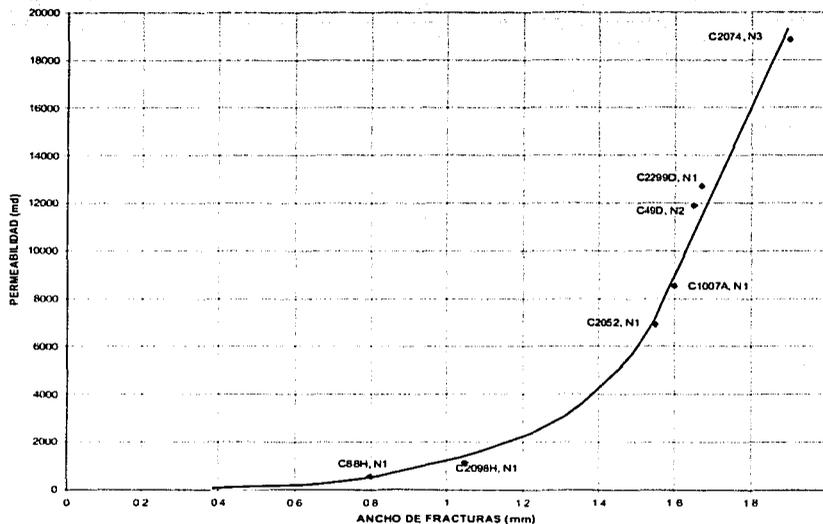


Figura 8.6: Relación de la permeabilidad con el ancho de fracturas en la brecha calcárea.

La Figura 8.6 muestra valores bajos de permeabilidad en los N-1 y N-1 de los pozos Cantarell-2098H y 88H, constituidos por mudstone arcilloso, ubicados en la base y en la cima de la brecha respectivamente, por lo que presentan un espaciamiento de fracturas alto, existe poca densidad de vgulos y el ancho de fracturas también es muy estrecho. Los escasos vgulos que se generan en este tipo de litología es a lo largo de las fracturas y sus formas serán alargadas, por lo que su volumen de almacenamiento y su capacidad de flujo son muy pobres reflejándose en bajas permeabilidades. Por el contrario los demás pozos (Cantarell - 2074, 2299D, 1007A, 49D y 2052), presentan valores de

permeabilidad altos, lo que coincide con un espaciamiento de fracturas muy cerrado y mayor frecuencia de vgulos. Sin embargo, se observa que las mejores permeabilidades se presentan en los pozos Cantarell - 2074 y 2299D.

La Figura 8.7 es una imagen de tomografía computarizada de un fragmento del N-1 del pozo Cantarell - 2098H, la cual muestra un espaciamiento cerrado de fracturas selladas por arcillas en un mudstone con escasa a nula porosidad secundaria. Las escasas fracturas abiertas, presentan un espaciamiento de fracturas mayor a 9 cm, y son las que generan la porosidad secundaria y la permeabilidad al yacimiento, que en este caso es 1130 md.

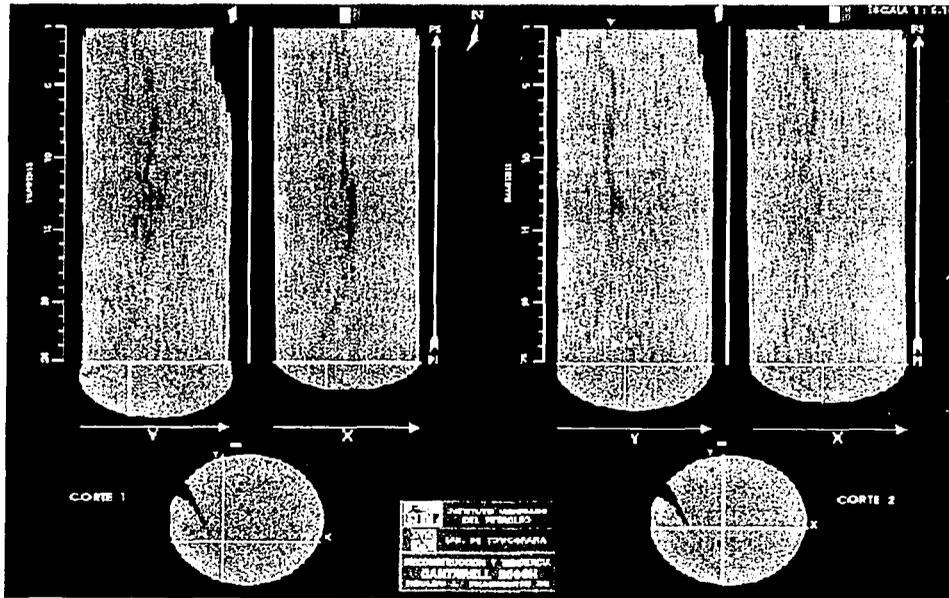


Figura 8.7 Imagen de tomografía computarizada del pozo C2098H-N1-F10, la cual muestra un espaciamiento cerrado de fracturas - abiertas y selladas por arcillas - generando escasa a nula porosidad secundaria en un mudstone. Las escasas fracturas abiertas, proporcionan la porosidad y permeabilidad esencial en este tipo de roca.

La imagen de tomografía computarizada del fragmento-11 del N-1 del pozo Cantarell - 2094D, (Figura 7.17) muestra un espaciamiento muy grande de fracturas; pero al contrario del N-1 del pozo Cantarell - 2098H éstas presentan una abertura mayor (1.55 mm. de ancho), lo que genera que la permeabilidad sea mayor (2860 md).

La Figura 8.8, muestra una imagen de tomografía computarizada de un fragmento del núcleo N-11 del pozo Cantarell -2052, en la cual se observa que la porosidad está relacionada a la presencia o ausencia de vóculos. De tal forma, en donde existen vóculos grandes la porosidad es de 7.5%. Por el contrario, donde no se ven vóculos, la porosidad baja drásticamente (menor a 2%), observando que esta porosidad está dada únicamente por la zona de interfase fractura-matriz. El alineamiento vertical que presentan los vóculos indican una estrecha relación con la presencia de micro y macrofracturas, mismas que determinan la permeabilidad en el yacimiento.

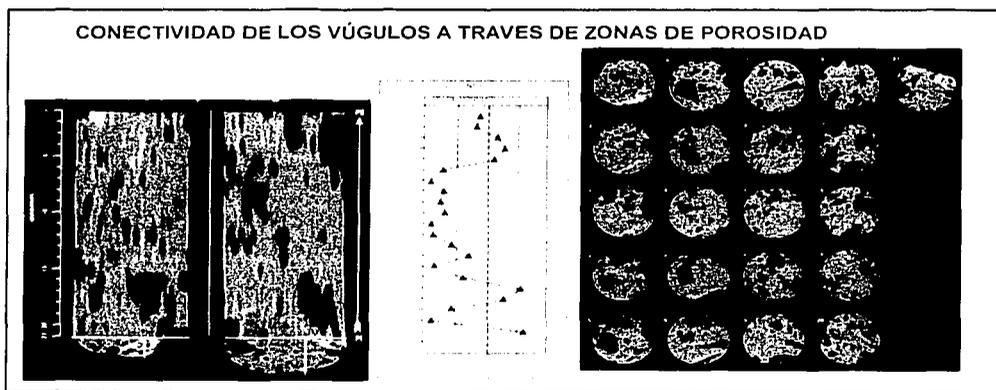


Figura 8.8. Imagen de tomografía computarizada del N-11 del pozo Cantarell 2052. Se observan vóculos altos de porosidad (7.5%) en donde se encuentran los vóculos de mayor tamaño, mientras que en donde no se observan vóculos la porosidad disminuye a menos de 2%. Nótese el alineamiento de los vóculos indicando una estrecha relación con la presencia de fracturas.

La Figura 8.9 muestra una relación inversa exponencial entre la permeabilidad y el espaciamiento de fracturas. Es decir, a menor espaciamiento de fracturas la permeabilidad es mayor y a mayor espaciamiento de fracturas la permeabilidad es menor. La tendencia de esta gráfica, indica que para un espaciamiento entre

fracturas menor de 6 cm la permeabilidad puede aumentar drásticamente de un pozo a otro, este es el caso del N-3 del pozo Cantarell-2074, el cual presenta un espaciamiento de fracturas mayor que el N-1 del pozo Cantarell -2299D, pero la permeabilidad es mayor en el primero que en el segundo. Una posible explicación para estos contrastes en la permeabilidad en ambos pozos, es que el ancho de fracturas en el N-3 del pozo Cantarell-2074, es mayor que en el N-1 del pozo Cantarell -2299D. De lo anterior, se observa que la permeabilidad es más sensible al ancho de las paredes de fracturas que al espaciamiento entre éstas.

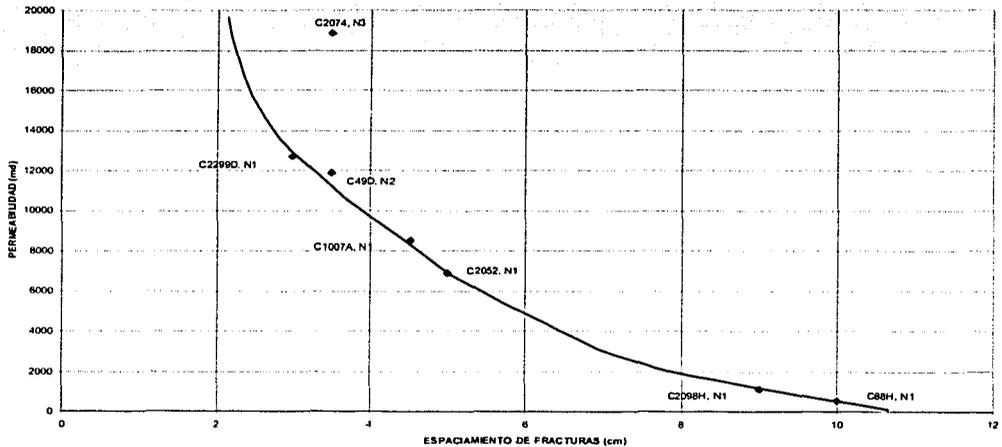


Figura 8.9: Comportamiento de la permeabilidad con respecto a la intensidad o espaciamiento de fracturas.

Las Figuras 7.17, 8.7 y 8.8, ilustran la gran importancia que representa el espaciamiento, el ancho y la morfología de las fracturas y las estilolitas y la interconexión de estos parámetros con la porosidad vugular, en el comportamiento de la permeabilidad en el yacimiento de las brechas calcáreas del campo Cantarell. Sin embargo, la permeabilidad es más sensible al ancho de la fractura ya que ésta se eleva a la tercera potencia. Cuando uno de estos parámetros cambia, los valores de permeabilidad disminuyen drásticamente o en caso contrario cuando uno de estos parámetros influye más, la permeabilidad aumenta de manera importante en el yacimiento.

Después de observar el comportamiento de la permeabilidad con respecto al ancho de las paredes de fracturas y al espaciamiento entre éstas, se pueden realizar las siguientes consideraciones:

(a) En facies de grano fino constituidas por mudstone con escasa dolomitización generalmente la porosidad efectiva es muy pobre a nula, por lo que las fracturas son las que proporcionan la porosidad y permeabilidad al yacimiento, esta permeabilidad presenta una dependencia directa del ancho de fracturas y de la morfología de las paredes de dichas fracturas.

(b) Generalmente en las facies de grano fino constituidas por mudstone con escasa dolomitización, el espaciamiento de fracturas es muy grande, por lo que la escasa porosidad vugular que se genera será a lo largo de las fracturas y sus formas serán alargadas. Así mismo su volumen de almacenamiento será muy pobre y únicamente funcionan como vías incipientes de flujo, lo cual se refleja en bajos valores en la permeabilidad. Las formaciones constituidas por brecha y matriz dolomítica, tendrán un comportamiento de la porosidad y permeabilidad muy amplio, el cual va a estar en función de:

- Ancho y morfología de fracturas
- Espaciamiento de fracturas
- Cercanía de fallas
- Tamaño y forma de vúgulos
- Densidad de estilolitas
- Fracturas de extensión asociadas a estilolitas.

VIII.2.3. RELACIÓN ENTRE LA PERMEABILIDAD CON EL TAMAÑO Y FORMA DE VÚGULOS

Para analizar la relación entre la permeabilidad con el tamaño de vúgulos conectados por fracturas y estilolitas $(\text{largo} + \text{ancho})/2$, se realizó la Figura 8.10, la cual muestra una tendencia general directa entre la permeabilidad con respecto al tamaño de vúgulos. Es decir, a mayor tamaño de los vúgulos, la permeabilidad es

mayor y a menor tamaño de los vgulos, la permeabilidad es menor; sin embargo, algunos pozos no siguen esta tendencia. El N-3 del pozo Cantarell-2074 presenta un tamaño de vgulos menor que el N-1 del pozo Cantarell -2299D, pero la permeabilidad es mayor en el primero que en el segundo.

Otro caso es el N-1 del pozo Cantarell-2052, el cual presenta un tamaño de vgulos mayor que los N-1 y N-1 de los pozos Cantarell-49D y 1007A. Sin embargo, la permeabilidad en el N-1 del pozo Cantarell-2052 es menor que en los núcleos cortados en los pozos Cantarell-49D y 1007A. Lo anterior hace pensar que el tamaño del vgulo no influye en el comportamiento de la permeabilidad, más bien el tamaño del vgulo define la capacidad de almacenamiento (porosidad) del yacimiento. Sólo si estos vgulos se encuentran conectados por fracturas abiertas afectarán a la permeabilidad.

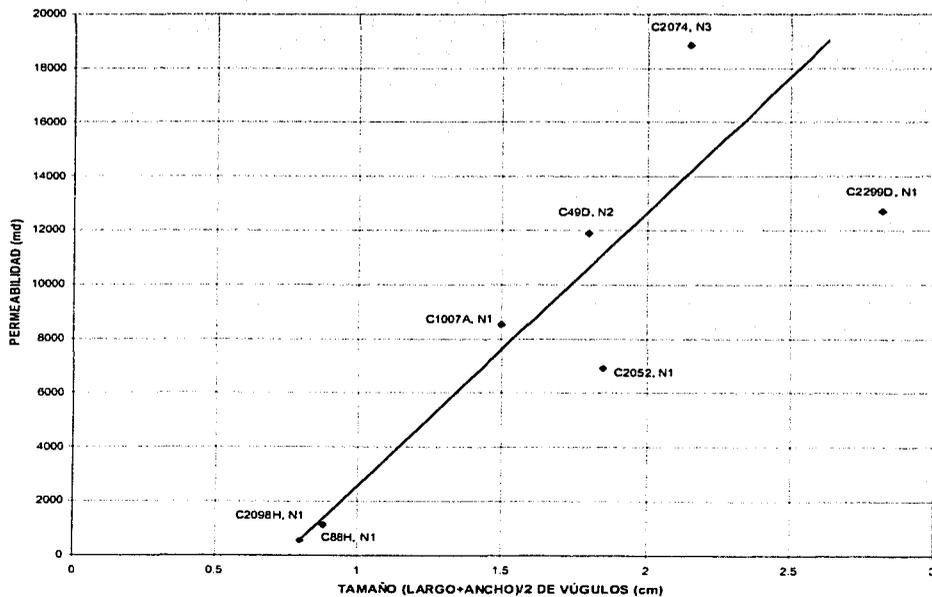


Figura 8.10: Relación de la permeabilidad con respecto al tamaño de vgulos de la brecha calcárea.

Hasta aquí, se ha analizado el comportamiento de la permeabilidad con respecto al ancho y al espaciamiento de fracturas, a la densidad de estilolitas y al tamaño de vugulos; observando que la permeabilidad es un parámetro muy sensible. Es decir, si alguno de estos parámetros geológicos aumenta o disminuye, la permeabilidad también aumenta o disminuye considerablemente en el yacimiento.

Siguiendo con este análisis, se observó el comportamiento de la permeabilidad en función de la forma (largo/ancho) de vugulos. La Figura 8.11 muestra una tendencia inversa, es decir, los vugulos de forma esférica a semiesférica, la relación largo/ancho varía de 1 a 2, (N-3 del pozo Cantarell-2074, N-1 del pozo Cantarell-2299D, N-2 del pozo Cantarell-49D y N-1 del pozo Cantarell-1007A) presentan permeabilidades mayores de 8 000 md. La permeabilidad disminuye a 6 900 md. en formas de vugulos ovaladas donde el largo/ancho varía de 2 a 3, (N-1 del pozo Cantarell-2052). Sin embargo, se observa una caída más drástica en la permeabilidad a menos de 1150 md en rocas con formas de vugulos alargadas en la relación largo/ancho mayor o igual a 3, (N-1 y N-1 de los pozos Cantarell-2098H y 88H).

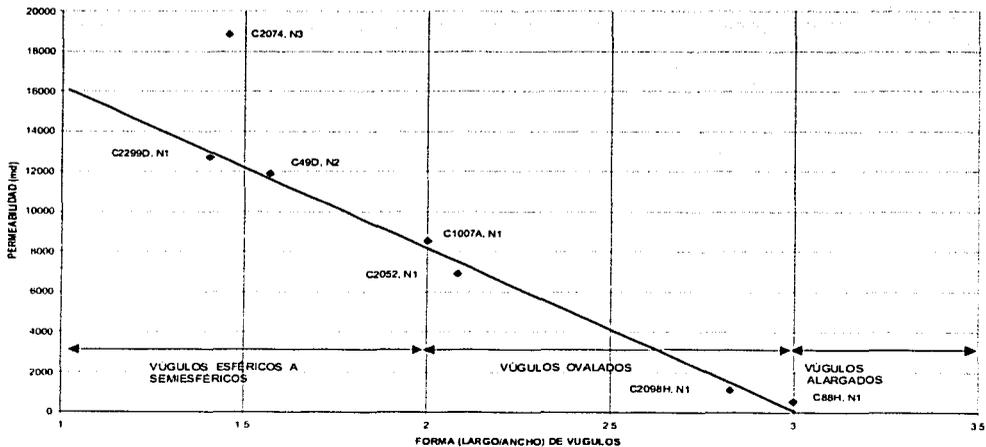


Figura 8.11. Comportamiento de la permeabilidad con respecto a las formas de vugulos de la brecha calcárea.

Como ya se mencionó anteriormente la cima y base de la brecha calcárea se caracterizan por presentar valores altos en la curva de rayos gama (mayores a 40 API), como se observa en los núcleos N-1 y N-1 de los pozos Cantarell-2098H y 88H, en los cuales el espaciamiento de fracturas es muy amplio, esto ocasiona poca generación de vóculos y el ancho de las paredes de las fracturas también es muy estrecho; consecuentemente esto se refleja en valores bajos en la permeabilidad. Por el contrario los siguientes núcleos: N-3 del pozo Cantarell-2074, N-1 del pozo Cantarell-2299D, N-2 del pozo Cantarell-49D, N-1 del pozo Cantarell-1007A y N-1 del pozo Cantarell-2052, verticalmente se ubican en la porción intermedia de la brecha calcárea en donde el grado de dolomitización de los clastos y de la matriz es intenso, reflejándose en un espaciamiento muy cerrado de fracturas y mayor frecuencia de vóculos, esto genera mayor permeabilidad.

En los vóculos de forma esférica y semiesférica, los valores de permeabilidad varían en un rango muy amplio y siguen una tendencia inversa lineal. Sin embargo, se observa que el N-3 del pozo Cantarell-2074, se sale drásticamente de esta tendencia. Esto hace pensar, que en estas formas de vóculos, además de funcionar como almacén de los hidrocarburos, cuando se encuentran comunicados por fracturas y estilolitas abiertas, la permeabilidad depende directamente del ancho de las paredes de la fractura y de la densidad o espaciamiento de este fracturamiento, reflejándose en un incremento o disminución drástica en la permeabilidad.

La variación en la permeabilidad para cada uno de los puntos que se observan en esta gráfica, va a estar en función de las características que presenten cada uno de sus parámetros geológicos: espaciamiento de fracturas, ancho y morfología del plano de fractura, de la densidad de estilolitas presentes en el sistema, de las formas de los vóculos y de la cercanía con respecto a las fallas principales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

VIII.2.4 COMPORTAMIENTO DE LA PERMEABILIDAD CON RESPECTO A LA CERCANÍA DE FALLAS

Como ya se observó en la Figura 7.7, el espaciamento de fracturas presenta una relación lineal con respecto a la distancia horizontal a fallas geológicas. Es decir, a menor distancia horizontal con respecto a fallas, el espaciamento de las fracturas es menor y a mayor distancia horizontal con respecto a fallas, el espaciamento de las fracturas es mayor. Por el contrario, la Figura 8.9 muestra una relación inversa curvada de la permeabilidad con el espaciamento de fracturas. Es decir, a menor espaciamento de fracturas la permeabilidad es mayor y a mayor espaciamento de fracturas la permeabilidad es menor.

A continuación se analiza el comportamiento de la permeabilidad de la brecha calcárea en función a la posición de los pozos con respecto a fallas geológicas.

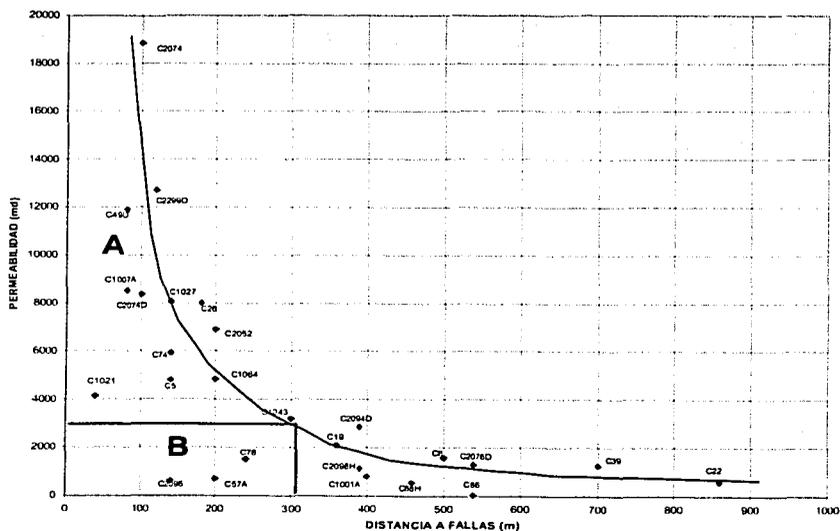


Figura 8.12: Comportamiento de la permeabilidad de la brecha calcárea con respecto a la posición de los pozos a las fallas geológicas.

TRCIS CON
FALLA DE ORIGEN

En la Figura 8.12, se pueden observar dos campos con diferente comportamiento. El campo A, presenta una tendencia inversa curvada entre la permeabilidad con respecto a la distancia a las fallas geológicas. Es decir, la permeabilidad aumenta a menor cercanía de las fallas y disminuye, a mayor distancia de las fallas con respecto a un pozo. Se observa que cuando un pozo se encuentra a una distancia de 0 a 300 m con respecto a las fallas, los valores de permeabilidad serán mayores de 3000 md y cuando un pozo se encuentra a una distancia mayor de 300 metros con respecto a las fallas los valores de permeabilidad son menores de 3000 md. Los pozos que se encuentran en el campo A producen en la porción intermedia de la brecha calcárea, la cual se encuentra intensamente dolomitizada, así que la permeabilidad esta en función de los siguientes parámetros:

- Espaciamiento y ancho de fracturas.
- Distancia a fallas geológicas.
- Morfología de los vóculos conectados.

Por otra parte, los pozos que se encuentran en el campo B presentan permeabilidades menores de 3000 md, ubicadas en la cima y base de la brecha calcárea, que litológicamente consiste de mudstone arcilloso de estructura laminar con escasa dolomitización. Este tipo de litología, presenta una alta ductilidad a los esfuerzos. Por lo anterior, el espaciamiento de fracturas es muy amplio y los vóculos además de ser escasos, son de forma alargada. De esta manera se puede inferir que no importa mucho la distancia a que se encuentren los pozos con respecto a las fallas geológicas, ya que las fracturas y los escasos vóculos presentes en estas unidades son las que proporcionan la pobre porosidad y permeabilidad en el yacimiento de las brechas calcáreas del Campo Cantarell.

De los análisis anteriores, se puede volver a mencionar que la permeabilidad en el yacimiento de las brechas calcáreas en el Campo Cantarell, está en función de la variabilidad que presentan los siguientes parámetros geológicos:

- Ancho y morfología del plano de fractura.
- Espaciamiento de fracturas.
- Densidad de estilolitas presentes en el sistema.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Formas de los vgulos.
- Cercanía de los pozos a fallas principales del yacimiento.
- Litología.

VIII.2.5 DISTRIBUCIÓN DE LA PERMEABILIDAD EN EL YACIMIENTO DE LA BRECHA CALCÁREA

En los capítulos anteriores se analizaron todos los parámetros geológicos que rigen el comportamiento de la porosidad y permeabilidad de la brecha calcárea. Se observó también que si uno de estos parámetros es más abundante o persistente, hace que la permeabilidad también cambie drásticamente de un pozo a otro.

Los pozos que contienen núcleos en la parte superior de la brecha, se ubican a una distancia muy corta a las fallas geológicas. Por consiguiente, el espaciado de fracturas es corto, el tamaño promedio de vgulos que presentan es mayor que los que se presentan en las demás unidades (el tamaño promedio es 2.19 cm) y las formas de los vgulos son esféricas a semiesféricas. Estos parámetros hacen que las permeabilidades en estos pozos también sean altas (mayores a 12 000 md.)

La Figura 8.13, muestra la distribución de las permeabilidades en la brecha calcárea del Campo Cantarell. En este plano se observan valores de permeabilidad que varían de 3000 md a 18 100 m, los cuales corresponden en la porción intermedia de la brecha. Mientras que en la cima y base de esta unidad, los valores de permeabilidad son menores de 3000 md. (Tabla 8.5).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

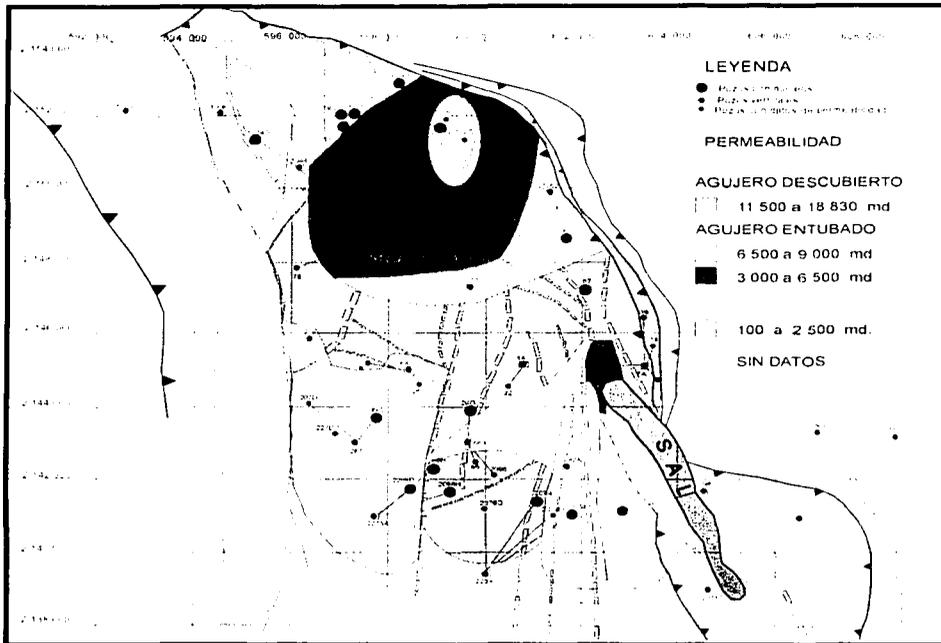


Figura 8.13. Plano que muestra la distribución de las permeabilidades en el yacimiento de la brecha calcárea en el Campo Cantarell.

Como se observa en la tabla 8.5, los pozos que producen en agujero entubado, presentan permeabilidades que varían de 3000 a 11 885 md. Sin embargo, se observa un gran contraste en las permeabilidades, el cual puede estar relacionado con la cercanía de fallas con respecto a cada pozo. Como se discutió en los capítulos anteriores, el espaciamento de fracturas es mayor cerca de las fallas geológicas y la permeabilidad es mayor cuando se tiene una alta densidad de fracturas. Es decir, un pozo que se encuentre más cerca de una falla, presenta mayor permeabilidad que otro pozo que se encuentre a una distancia mayor con respecto a las fallas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8.5: Permeabilidades de los pozos que producen en agujero descubierto y entubado.

POZO	PERMEABILIDAD (md).	INTERVALO (M)	ESPESOR DESVIADO (m)	COMENTARIOS
C26	8000	1863-1915	52	Intervalo productor
C74	5915	1189-1216	27	Intervalo productor
C1007A	8520	2595-2814	219	Intervalo productor
C1043	3200	2395-2420	25	Intervalo productor
C1021	4130	2525-2685	160	Intervalo productor
C2052	6900	3175-3225	50	Intervalo productor
C49D	11885	2705-2765	60	Intervalo productor
207D	18100	Sin datos		Agujero descubierto
227D	10100	Sin Datos		Agujero descubierto
C2299D	12700	2658-2907	249	Agujero descubierto
C2074D	8350	3455-3911	156	Agujero descubierto
C2074	18830	3475-4026	551	Agujero descubierto

Los pozos que están produciendo en agujero descubierto, se encuentran muy cerca de las fallas geológicas. Sin embargo, se observa que la permeabilidad aumenta drásticamente al aumentar el intervalo de producción. Este es el caso del pozo Cantarell -2074, el cual presenta un intervalo de producción de 551 m y su permeabilidad es mucho mayor que los otros pozos. Lo anterior hace pensar que la permeabilidad además de ser sensible a los parámetros geológicos ya mencionados en los capítulos anteriores, también es sensible al espesor del intervalo de producción. Cuando un pozo produce en agujero descubierto, y si además el ángulo del pozo tiende a la horizontal, entonces la capacidad de flujo está dada por los planos de estratificación aumentando de manera importante la permeabilidad en ese pozo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La cima de la brecha calcárea, litológicamente presenta las características necesarias para considerarla como sello. Sin embargo, ésta unidad pierde su capacidad de roca sello en la cercanía de fallas, tal es el caso de los pozos que están produciendo en la cima y base de la brecha calcárea, presentan permeabilidades que varían de 100 a 1600 md y se encuentran cerca de fallas.

IX.- CONCLUSIONES

1.- La cima de la brecha calcárea del límite Cretácico – Terciario en el campo Cantarell, se caracteriza por una caída abrupta en la curva del registro de rayos gama y un aumento progresivo en la curva de resistividad; por el contrario, la base de esta brecha, se caracteriza por un aumento progresivo en la curva del registro de rayos gama y una caída fuerte en la curva de resistividad.

2.- Los espesores de la brecha calcárea en el campo Cantarell varían desde 222 m en la porción central del campo (Cantarell -91) a 357 m en la porción sur (Cantarell -267). Su depósito formó depocentros con geometría externa lobular y lenticular al pie del talud carbonatado. La descripción litológica de núcleos, indica que los clastos que constituyen a la brecha disminuyen de tamaño desde la base a cima de la brecha.

3.- El sistema poroso efectivo de las brechas calcáreas se encuentra constituido por porosidad en fracturas, porosidad vugular conectada y porosidad en estilolitas. La matriz de la roca no aporta porosidad intercrystalina importante que ayude a aumentar la porosidad en el yacimiento, por lo que la porosidad secundaria controla la porosidad total de la roca.

4.- La porosidad en el yacimiento de las brechas calcáreas está en función de: espaciamiento de micro y macrofracturas; tamaño y forma de los vugulos conectados y densidad de micro y macroestilolitas presentes en el sistema.

5.- La permeabilidad en el yacimiento de las brechas calcáreas está en función de: ancho de las paredes de micro y macrofracturas abiertas; intensidad o espaciamiento de la red de micro y macrofracturas; forma de los vúgulos conectados; densidad de micro y macroestilolitas presentes en el sistema; posición de un pozo con respecto a las fallas; ángulo de intersección de un pozo con respecto a las capas y intervalo de producción.

6.- La porosidad vugular presente en el yacimiento fue generada por la circulación de fluidos en un ambiente diagenético profundo a través de las fracturas; dichos fluidos estaban subsaturados con respecto a los carbonatos de la roca, ocurriendo disolución a lo largo de las fracturas y en sus intersecciones.

7.- Las porosidades y permeabilidades obtenidas en tapones de núcleos presentan una relación directa; a mayor porosidad, mayor permeabilidad. Sin embargo, esta relación presenta un campo demasiado amplio, lo que indica una distribución no uniforme de vúgulos, microfracturas y microestilolitas en la matriz de la roca.

RECOMENDACIONES

1.- Realizar un trabajo en equipo entre el activo de Exploración y de Producción para que se pueda tener una base única y confiable de datos geológicos-petrofísicos. Esto ayudará a predecir porosidades y permeabilidades teóricas confiables en zonas donde no se tenga información geológica y petrofísica.

2.- Estudiar el efecto de curvatura sobre el fracturamiento determinando familias de fracturas. Esto permitirá evaluar el efecto de este fenómeno en la permeabilidad de la matriz.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

X.- REFERENCIAS

Acevedo, J.S. (1980). Giant fields of the Southern Zone-Mexico. AAPG Memoir 30, p.339-385

Agarwal B. Y Allen L.R. (1997). Ekofisk field reservoir characterization: Mapping permeability trough facies and fracture intensity. SPE. 35527; p.227-232.

Bailey, J.R; Perez, J; Ritter, W, (2000). Enhanced completion techniques in Naturally Fractures Carbonates in Southern México. SPE 59003, p.1-5.

Berner A. R., (1995). Chemical weathering and its affect on atmospheric CO2 and climate. Reviews in mineralogy. Vol.31; p.565-583.

Buchbinder G.L.; Friedman M.G. (1980). Vadose, Phreatic, and marine diagenesis of Pleistocene-Holocene carbonates in a borehole, Mediterranean Coast of Israel. Jurnal of Sedimentary Petrology, V.50; No.2; p.0395-0408.

Cabrera T.C.; (1998). Correlación de los datos obtenidos en los estudios petrográficos de núcleos con el procesamiento de imágenes. Reporte interno de Pemex (Inédito). P.1-10.

Cedillo P.E., (1996). Curso: Evolución de la porosidad. Notas de curso. IMP, México. D:F.

Choquette, W.P.; Pray, C.L. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. AAPG Bulletin, V.54, No.2, P.207-250

Choquette, W.P.; Pray, C.L. (1984). Limestones. The Meteoric Diagenetic Enviroment. Geoscience Canada; v.11, No.4, p.45-77.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Enos, P. (1977). Tamabra Limestone of de Poza Rica Trend, Cretaceous, México. SEPM Special Publications No. 25, p.273-314.

Forsman, F.N.; Gerlach, R.T. (1996). Impact origin of the Newporte Structure, Williston Basin, North dakota. AAPG Bulletin, V.80, No.5, P.721-730.

Garaicochea P.F., Samaniego V.F.(1988). Temas selectos sobre la Caracterización y la Explotación de Yacimientos Carbonatados. Colegio de Ingenieros Petroleros de México. P.1-20

Guerreiro L., Costa S.A., Alcobia V. (2000). Integrated reservoir characterization of a fractured carbonate reservoir. SPE 58995, p.1-8.

Grajales Nishimura, J.M. y Cedillo P.E. (1997). Excursión geológica a la brecha del KT en la sección el Guayal, tabasco. IMP (México), inédito.

Grajales Nishimura, J.M.; Cedillo P. E. (1999). Geología y petrofísica de las brechas productoras del Campo Cantarell. Proyecto CAA- 0402 (PEMEX-IMP).

Hernández, G.R. (1994). Cretaceous carbonate breccia reservoirs of the Campeche Área, México. AAPG/AMGP Research conference; p. 1-10.

Kerans Charles (1998). Karst-Controlled reservoir heterogeneity in Ellenburger group carbonates of West Texas. AAPG; V.72; No. 10, p.1160-1183.

Luo, P. y Machel, H.G. (1995). Pore size and pore throat types in heterogeneous dolostone reservoir, Devonian Grosmont Formation, Western Canada Sedimentary Basin. AAPG Bulletin, V.79, No.11, p.1698-1720.

TECIS CON
FALLA DE ORIGEN

Lucia, J.F. (1987). Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of Carbonate Rocks: A field classification of carbonate pore space. SPE Reprint Series No. 27, p.88-96.

Lucia, J.F. (1995). Rock-fabric/Petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. AAPG Bulletin, V.79, No.9, p.1275-1300

Martín, J.A., Solomon, T.S. and Hartmann J.D. (1997). Characterization of petrophysical flow units in carbonate reservoirs. AAPG Bulletin, V.81, No.5, p.734-759.

Massonat, J.G; Bocel, M; Rebelle, O. (2000). Fractured Reservoirs: an Integrated Approach. SPE 59045; p. 1-7

Mazzullo S.J. and Harris P.M. (1992). Mesogenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoirs. AAPG Bulletin, V.76, No.5, p.607-620.

Majer, E.L., McEvelly, T.V., Myer, L.R. (1988). Fracture detection using P-wave and S-wave vertical seismic profiling at the geysers. Geophysics, vol. 53, no. 1, p.76-84.

Mahmood, S.M; Maerefat, N.L; Chang, M.M. (1988). Laboratory Measurements of Electrical resistivity at reservoir Conditions. SPE 18179, p.705-719.

Meneses de Gyves J. (1980). Geología de la Sonda de Campeche. AMGP Boletín, V.32, No.1, 1-28

Moore, H.C.; Druckman, Y. (1981). Burial diagenesis and Porosity Evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. AAPG Bulletin, p.597-628.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Morales, M.D; Balankin A.; Márquez, G.J; Martínez, A.R, Castrejón, V.F. (2000). Modelación de Yacimientos Naturalmente Fracturados Mediante Geometría Fractal. Sección de estudios de posgrado e investigación ESIME-IPN, p. 45-53.

Murillo, M.G; Grajales, N.JM; Cedillo, P.C. (2002). Stratigraphic architecture and sedimentology of the main oil-producing stratigraphic interval at the Cantarell oil field: the K/T boundary sedimentary seccesion. SPE 74431, p.1-7.

Nelson, A.R. (1985). Geological Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. AAPG, Book Division; Houston, Texas; 77001; 320 p.

Nurmi, R., Charara, M., Waterhouse, M., Park, R., (1989). Heterogeneities in carbonate reservoirs: detection and analysis using borehole electrical imagery. Middle East Well Evaluation Review 1, p.95-111.

Overbeck, R.V ; Marshall, R.J; Aggarwall, H. (1993). Impacts, tillites and the Breakup of Gondwanaland. The Journal of Geology, V.101, P.1-19

Oviedo P. A. (1996). Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste. Tesis de Posgrado. DEPMI-UNAM.

Pettijohn, F.J. (1978). Sedimentary Rocks

Reading G.H. y Richards M. (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. AAPG Bulletin, V.78, No.5, P.792-822.

Rider, M.H. (1996). The geological interpretation of well logs. Second edition, Roseleigh House, Latheronwheel Caithness KW5 6DW. 280 p.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Rojas R.R., Hernández H.A. y Vera S.J.R. (2000). Impacto de la aplicación de tecnologías sísmicas modernas en la exploración petrolera del sur del Golfo de México. Un caso histórico en México. III Conferencia Latinoamericana de Geofísica. IX Simposium de Geofísica y Exposición (inédito).

Rosales A.C. y Sánchez A. (2000). Abkatún-Pol-Chuc integrated study: the value of information. (SPE 59063), p. 2-4.

Sibley D.F., Gregg J.M. (1987). Classification of Dolomite Rock Textures. Journal of Sedimentary Petrology, Vol.57, No.6, P.967-975.

Spence, G.H; Tucker, M.E (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, V.112, P.163-193

Stringfield, P.E. et al. (1974). "Karst and Paleohydrology of Carbonate Rock Terranes in Semiarid and Arid Regions with a Comparison to Humid Karst of Alabama". 106 p. Geological Survey of Alabama, Bulletin; V.105.

Sun, S.Q. (1995). Dolomite Reservoir: Porosity Evolution and Reservoir Characteristics. AAPG Bulletin, V.79, No.2, P.186-204

Tucker, E.M. (1991). Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. Spec.Publ.int. Ass. Sedim. 9 Blackwlls, Oxford; p. 1-18.

Tucker, E.M. and Wright P.V. (1997). Carbonate Sedimentology. Marston Book Services Ltd; PO Box269; Abingdon; Oxon OX114YN, 482 p.

Zaldívar, R.J. (1998). Estudio genético del fallamiento y fracturamiento en rocas carbonatadas para la caracterización de yacimientos (Tesis de Posgrado). DEPTI-UNAM.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN