



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

**“CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LOS
YACIMIENTOS PETROLEROS EN SECUENCIAS
DE PLATAFORMA CARBONATADA, CON
EJEMPLOS”**

TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERA GEÓLOGA
PRESENTA:
DALIA IVANIA RIVERO TORRES



**DIRECTOR DE TESIS: ING. JAVIER
ARELLANO GIL**

México D.F., Ciudad Universitaria, Noviembre de 2012.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

Aceptación de Trabajo Escrito

MTRO. JOSÉ GONZALO GUERRERO ZEPEDA
DIRECTOR DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA
DE LA U.N.A.M.
Presente.

En relación con el Examen Profesional de **RIVERO TORRES DALIA IVANIA**, registrada con número de cuenta 300154315 en la carrera de **INGENIERÍA GEOLÓGICA**, del cual hemos sido designados sinodales, nos permitimos manifestarle la aceptación del trabajo escrito desarrollado por la citada alumna.

Atentamente,



ING. MANUEL JUAN VILLAMAR

VIGUERAS
FECHA DE ACEPTACIÓN: 02/11/12



ING. JAVIER ARELLANO GIL

FECHA DE ACEPTACIÓN: 1/10/12



ING. JOSÉ BERNARDO MARTELL

ANDRADE
FECHA DE ACEPTACIÓN: 1º/OCT/2012



ING. JOSÉ LUIS ARCOS HERNANDEZ

FECHA DE ACEPTACIÓN: 1/OCT/2012



M.C. NOE SANTILLAN PIÑA

FECHA DE ACEPTACIÓN: 01/10/12

FECHA DE EMISIÓN : 26 de Septiembre de 2012

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México.

Por brindarme la mejor educación profesional que pude haber recibido, y por ser la institución educativa más grande de México y Latinoamérica, a la cual me siento muy orgullosa de pertenecer con mi corazón azul y piel dorada.

A la Facultad de Ingeniería.

Por ser la mejor Facultad de Ingeniería y muy orgullosa de formar parte de su comunidad y tener el privilegio de estudiar en Ciudad Universitaria. Por ser mi segundo hogar en todo este tiempo.

Al CCH-Oriente.

Por todas sus enseñanzas y experiencias, por su formación crítica, social y científica, que no en cualquier lugar se pueden obtener.

A mi director de tesis.

Ing. Javier Arellano Gil por la oportunidad para realizar esta tesis gracias por su guía, su paciencia, su tiempo y sobre todo por su apoyo. Le agradezco sinceramente.

Al Ing. Manuel Juan Villamar Vigueras por su tiempo e interés dedicado a la revisión de este trabajo y por sus valiosos comentarios.

Al Ing. Bernardo Martell Andrade agradezco sus enseñanzas, su tiempo y apoyo dedicado a la revisión de este trabajo.

Al M. C. Noé Santillán Piña le agradezco sus valiosas aportaciones en la revisión y mejora de este trabajo. Gracias por su tiempo y su apoyo.

Al Ing. José Luis Arcos Hernández gracias por su conocimiento compartido a lo largo de las clases que tuve oportunidad de llevar con usted. Por todos los comentarios y apoyo en la revisión de esta tesis. Pero sobretodo agradezco su amistad.

Dedicatorias

A mis Padres:

Pedro Rivero Ávila y Ma. De Lourdes Torres López, por ser los mejores padres que pude haber tenido, que me brindan su apoyo y su amor de manera incondicional, por toda lo que me han enseñado, por creer en mí, darme alas para volar y la fuerza para salir adelante a pesar de todo y todos. Los amo.

A mi hermano:

Octavio Rivero Torres por ser mi compañero de vida, aunque muchas veces no estemos de acuerdo pero siempre contamos uno con el otro, gracias por todo. Te quiero mucho.

A mi abuela Graciela † y mi tía Luz †:

Por enseñarme lo más bello de la vida, por su amor y apoyo incondicional, e inculcarme el deseo de conocer todo lo que estuviera a mi alcance. Por todos esos viajes y consejos, siempre estarán conmigo.

A todos mis amigos:

Que han sido parte de esta aventura en la facultady en las distintas etapas de mi vida, sobre todo a Alberto, Ángeles, Carlos, Iván, Javier, Jesús, Marco y Miguel. Gracias por todo el tiempo que hemos compartimos juntos y por ser parte de mi vida.

***No te rindas que la vida es eso,
Continuar el viaje,
Perseguir tus sueños,
Destrabar el tiempo,
Correr los escombros y destapar el cielo.***

Mario Benedetti



Contenido

| | |
|--|-----------|
| Contenido..... | I |
| Índice de figuras..... | V |
| | |
| 1 Generalidades..... | 1 |
| 1.1 Resumen..... | 1 |
| 1.2 Abstract..... | 2 |
| 1.3 Introducción..... | 2 |
| 1.4 Objetivos: | 5 |
| 2 Características de la sedimentación de los carbonatos | 6 |
| 2.1 Minerales formadores de carbonatos..... | 7 |
| 2.1.1 Calcita (CaCO_3)..... | 7 |
| 2.1.2 Aragonito (CaCO_3)..... | 8 |
| 2.1.3 Dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]..... | 9 |
| 2.2 Controles que determinan la producción de sedimentos carbonatados. | 10 |
| 2.3 Tipos de partículas en carbonatos..... | 15 |
| 2.3.1 Componentes aloquímicos | 16 |
| 2.3.2 Fósiles más comunes de las calizas. | 20 |
| 2.3.3 Calcita microcristalina o micrita (matriz). | 26 |
| 2.3.4 Otros procesos generadores de fangos calcáreos son:..... | 26 |
| 2.3.5 El cemento o esparita. | 28 |
| 2.4 Clasificación de los carbonatos..... | 30 |
| 2.4.1 Clasificación de Folk (1962)..... | 31 |
| 2.4.2 Clasificación de Dunham (1962)..... | 34 |
| 2.4.3 Clasificación de Embry y Klovan (1971)..... | 38 |
| Travertino: | 40 |
| Caliche:..... | 40 |
| Creta:..... | 41 |
| 2.5 Diagénesis de las rocas carbonatadas..... | 41 |
| 2.5.1 Micritización. | 41 |
| 2.5.2 Neomorfismo..... | 42 |



| | | |
|------------|--|-----------|
| 2.5.3 | Dolomitización..... | 43 |
| 2.5.4 | Compactación..... | 44 |
| 2.5.5 | Disolución por presión y deformación..... | 45 |
| 2.6 | Ambientes sedimentarios de los carbonatos..... | 45 |
| 2.6.1 | Ambientes Marinos..... | 47 |
| 2.6.2 | Características del ambiente marino..... | 49 |
| 2.6.3 | Procesos químicos y físicos..... | 50 |
| | Tipos de ambientes carbonatados recientes de aguas someras..... | 52 |
| 2.6.4 | Ambientes Continentales..... | 59 |
| 2.7 | Facies..... | 60 |
| 2.7.1 | Litofacies..... | 62 |
| 2.7.2 | Biofacies..... | 64 |
| 2.7.3 | Facies sísmicas..... | 64 |
| 2.7.4 | Facies Estándar de Wilson..... | 65 |
| 2.8 | Plataforma carbonatada..... | 69 |
| 2.8.1 | Plataforma laguna (Rimmed Shelf)..... | 70 |
| 2.8.2 | Rampa..... | 72 |
| 2.8.3 | Plataformas aisladas..... | 74 |
| 2.8.4 | Plataformas inundadas..... | 76 |
| 2.8.5 | Plataforma Epicontinentales..... | 77 |
| 3 | Ejemplos de Campos Petroleros en Secuencias de Plataforma Carbonatada en México... 79 | |
| 3.1 | Plataforma Tuxpan (Faja de Oro)..... | 80 |
| 3.1.1 | Localización..... | 80 |
| 3.1.2 | Antecedentes..... | 81 |
| 3.1.3 | Marco tectónico y geología estructural..... | 82 |
| 3.1.4 | Marco stratigráfico y ambientes de depósito..... | 84 |
| 3.1.5 | Sistema petrolero para la Plataforma Tuxpan..... | 86 |
| 3.1.6 | Campo Bagre..... | 92 |
| 3.2 | Plataforma de Córdoba..... | 96 |
| 3.2.1 | Localización..... | 97 |
| 3.2.2 | Antecedentes..... | 98 |
| 3.2.3 | Marco tectónico estructural..... | 98 |



| | | |
|------------|---|------------|
| 3.2.4 | Marco estratigráfico y sedimentario..... | 102 |
| 3.2.5 | Sistema petrolero para la Plataforma Córdoba..... | 105 |
| 3.2.6 | Campo Mata Pionche..... | 109 |
| 3.3 | Provincia Reforma –Chipas..... | 113 |
| 3.3.1 | Localización..... | 114 |
| 3.3.2 | Antecedentes..... | 114 |
| 3.3.3 | Marco tectónico y geología estructural..... | 115 |
| 3.3.4 | Marco estratigráfico y ambientes de depósito para la Plataforma Reforma Chiapas. 117 | |
| 3.3.5 | Sistema petrolero para la Plataforma..... | 120 |
| 3.3.6 | Campo Teotleco-1..... | 126 |
| 4 | Ejemplos Campos Petroleros Internacionales en Secuencia de Plataforma Carbonatada. 130 | |
| 4.1 | Complejo Capitán Texas..... | 131 |
| 4.1.1 | Localización..... | 131 |
| 4.1.2 | Antecedentes..... | 132 |
| 4.1.3 | Evolución Geológica..... | 132 |
| 4.1.4 | Marco estratigráfico y ambientes de depósito..... | 135 |
| 4.1.5 | Descripción de la Plataforma Capitán Texas..... | 137 |
| 4.1.6 | Estratigrafía..... | 139 |
| ❖ | Grupo Montañas Delaware..... | 141 |
| ❖ | Complejo Arrecifal Capitán..... | 143 |
| ❖ | Grupo Artesia..... | 143 |
| ❖ | Formaciones Castile y el Salado..... | 144 |
| ❖ | Formación Rustler..... | 145 |
| ❖ | Conglomerado Bissett..... | 145 |
| ❖ | Depósitos sedimentarios y volcánicos Cenozoicos y Cuaternarios..... | 146 |
| 4.1.7 | Sistema petrolero..... | 147 |
| 4.2 | Plataforma Arabia Saudita (Campo Ghawar)..... | 149 |
| 4.2.1 | Localización..... | 150 |
| 4.2.2 | Antecedentes..... | 151 |
| 4.2.3 | Geología general del Golfo Pérsico..... | 153 |



| | | |
|------------|--|------------|
| 4.2.4 | Estratigrafía de Arabia Saudita..... | 156 |
| 4.2.5 | Sistema petrolero..... | 159 |
| 4.2.6 | Características del yacimiento..... | 161 |
| 4.2.7 | Reservas..... | 162 |
| 4.3 | Plataforma Norte de Cuba (Bahamas). | 163 |
| 4.3.1 | Localización. | 164 |
| 4.3.2 | Antecedentes. | 164 |
| 4.3.3 | Marco tectónico- estratigráfico y ambientes de depositación..... | 165 |
| 4.3.4 | Marco Estratigráfico y estructural..... | 167 |
| 4.3.5 | Sistema petrolero: Unidad de Evaluación de la Cuenca de Antepaís del Norte de Cuba. 175 | |
| 4.3.6 | Sistema petrolero: unidad de evaluación de la margen de la Plataforma norte de Cuba. 178 | |
| 4.3.4 | Pozo N° 535. | 179 |
| 5 | Conclusiones..... | 183 |
| | Bibliografía..... | 186 |



Índice de figuras

| | |
|--|----|
| FIG. 2.1 CALCITA ROJA DE LA COLECCIÓN INSTITUTO DE GEOLOGÍA, LOCALIDAD SANTA EULALIA, CHIHUAHUA (COLECCIÓN DEL ING. LUIS HAGHENBECK CORREA)..... | 7 |
| FIG. 2.2 ARAGONITO COLECCIÓN DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA, LOCALIDAD MARRUECOS (COLECCIÓN DEL DR. VÍCTOR M. MALPICA CRUZ). | 8 |
| FIG. 2.3 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO INDICANDO LA PROCEDENCIA DE LA DOLOMITA (TOMADA DE PETTIJHON, 1975)..... | 9 |
| FIG. 2.4 FACTORES QUE CONTROLAN LA SEDIMENTACIÓN DE LOS CARBONATOS (ROBERTSON, 2001). | 11 |
| FIG. 2.5 EN LA GRÁFICA A SE MUESTRA LA COMPENSACIÓN DE LA CALCITA Y EN EL ESQUEMA B LOS PORCENTAJES DE DEPOSITACIÓN DEL CARBONATO DE CALCIO A DISTINTAS PROFUNDIDADES DE LA PLATAFORMA, (MODIFICADA DE FRIEDMAN, 1978). | 13 |
| FIG. 2.6 GRÁFICA QUE MUESTRA LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA Y EL NIVEL DEL MAR A TRAVÉS DE LA HISTORIA GEOLÓGICA, ASÍ COMO EL CLIMA QUE PREVALECÍA GLACIACIONES O CALENTAMIENTO GLOBAL (MODIFICADO DE SANDBERG, 1983). | 14 |
| FIG. 2.7 MICROFOTOGRAFÍA DE CALCITA RECRISTALIZADA RELLENANDO POROS, CEMENTO PRECIPITADO EN OOIDES. JURÁSICO ARKANSAS E.E.U.U. (MACKENZIE, 1997)..... | 15 |
| FIG. 2.8 MICROFOTOGRAFÍA OOIDES MODERNOS ARAGONÍTICOS CUYO RANGO DE TAMAÑO DE 0,1 A 1 MM, DEL PLEISTOCENO EN DUNAS, BAHAMAS (MACKENZIE, 1997)..... | 15 |
| FIG. 2.9 MICROFOTOGRAFÍA DE PELLETS DE UN MODERNO AMBIENTE LAGUNAR. ESTOS SON PRODUCTOS FECALES, QUE SE PRESENTAN EN FORMA DE VARILLA DE CONTORNOBOLITAS, SEDIMENTOS DEL HOLOCENO MÉXICO (MACKENZIE, 1997)..... | 17 |
| FIG. 2.10 MICROFOTOGRAFÍA DE SEDIMENTO QUE TIENE UN ALTO PORCENTAJE DE GRANOS MICRITIZADOS. AUNQUE ALGUNOS TODAVÍA TIENEN ESTRUCTURAS RECONOCIBLES, MUCHOS HAN PERDIDO TODAS LAS CARACTERÍSTICAS RECONOCIBLES POR LO QUE SE AGRUPAN COMO PELOIDES; PERTENECE AL OLIGOCENO SUWANNEE, FLORIDA (MACKENZIE, 1997)..... | 17 |
| FIG. 2.11 MICROFOTOGRAFÍA DE INTRACLASTOS QUE CORRESPONDEN CON GRANOS CON ESTRUCTURA INTERNA QUE VARIAN DE TAMAÑO; SON CARBONATOS CLARAMENTE RETRAJADOS, PERO PROBABLEMENTE SE DEPOSITARON EN EL MISMO CICLO DE DEPOSITACIÓN, POR LO QUE SON INTRACLASTOS DE 0.24MM. LA MUESTRA ES DE VIRGINIA DE EDAD ORDOVÍCICO MEDIO (MACKENZIE, 1997). | 18 |
| FIG. 2.12 MICROFOTOGRAFÍA DE MODERNO INTRACLASTO DEL TIPO "GRAPESTONE" DE 0.22 MM DE TAMAÑO, SON GRUPOS O AGREGADOS DE OTROS GRANOS (FRAGMENTOS ÓSEOS, OOIDES, PELLETS, ETC.) QUE SE MANTIENEN UNIDOS POR EL CEMENTO, CONTIENE ALGAS, FORAMINÍFEROS Y OTROS INCRUSTACIONES. SEDIMENTOS DEL HOLOCENO BERRY ISLANDS, BAHAMAS (MACKENZIE, 1997). | 18 |
| FIG. 2.13 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA PISOLITA (ROBERTSON, 2005)..... | 19 |
| FIG. 2.14 LA TABLA MUESTRA LA COMPOSICIÓN DE COMPONENTES BIÓTICOS MÁS COMUNES EN LAS CALIZAS (MACKENZIE, 1997). | 20 |
| FIG. 2.15 PERFIL BATIMÉTRICO QUE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE ALGUNOS DE LOS GRUPOS DE ALGAS (MODIFICADA DE BRASIER, 1980). | 23 |
| FIG. 2.16 MICROFOTOGRAFÍAS DE (A) ESPONJAS MM, (B) BRIOZOARIO, (C) MOLUSCO, (D) BIVALVO 7MM (ROBERTSON, 2005). | 25 |
| FIG. 2.17 MICROFOTOGRAFÍAS DE (A) FORAMINÍFEROS. (B) DIFERENTES TIPOS DE ALGAS CORALINAS. (C) MICROFOTOGRAFIA DE CORAL. (D) HAMELIDA MICROSCOPICA 11.3 MICRONES (ROBERTSON, 2005)..... | 25 |
| FIG. 2.18 MICROFOTOGRAFÍA DE CALIZAS MICRÍTICAS QUE ESTÁN FORMANDO UN MOSAICO ENTRELAZADO DE TAMAÑO MICROMÉTRICO, DE CRISTALES DE CALCITA QUE DIAGENÉTICAMENTE HAN EVOLUCIONADO A PARTIR DE LA DEPOSICIÓN SEA BAJO MG CALCITA O ARAGONITO, DEL JURÁSICO, DE ALEMANIA (TOMADO DE MACKENZIE, 1990). | 26 |



| | |
|---|----|
| FIG. 2.19 MICROFOTOGRAFIA DE UN CORAL QUE HA SIDO PERFORADO POR UNA ESPECIE DE ESPONJA LLAMADA CLIONA, POSTERIORMENTE LAS CAVIDADES SE RELLENARON CON MICRITA, SEDIMENTOS DEL RECIENTE DE BELICE (TOMADA DE ROBERTSON, 2005). | 27 |
| FIG. 2.20 MICROFOTOGRAFÍA DE CEMENTO SINTAXIAL EN PLACAS DE EQUINODERMO (TOMADA DE MACKENZIE, 1997). | 29 |
| FIG. 2.21 CLASIFICACIÓN DE MADUREZ TEXTURAL DE FOLK 1962, (BOGGS, 2006). | 32 |
| FIG. 2.22 TABLA DE LA CLASIFICACIÓN DE CARBONATOS DE ACUERDO A FOLK, 1962 (MODIFICADO DE MACKENZIE, 1997). | 33 |
| FIG. 2.23 TABLA DE CLASIFICACIÓN DE CALIZAS PROPUESTO POR DUNHAM 1962, MODIFICADA POR MOORE 2001 (APS, UCM, 2007). | 35 |
| FIG. 2.24. MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CALIZA MUDSTONE, SOPORTADA POR MATRIZ Y MENOS DEL 10% DE GRANOS ALOQUÍMICOS, DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE GRECIA (TOMADA DE MACKENZIE, 1997). | 36 |
| FIG. 2.25 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CALIZA WACKSTONE EN LA QUE SE PUEDEN OBSERVAR ALGUNOS ALOQUÍMICOS, DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE PINDOS, GRECIA CENTRAL (MACKENZIE, 1997). | 37 |
| FIG. 2.26 CALIZA PACKSTONE, COMPUESTO POR GRANOS DE 2 TAMAÑOS, PREDOMINAN LOS PELOIDES, DE GLOUCESTERSHIRE, INGLATERRA. (MACKENZIE, 1997). | 37 |
| FIG. 2.27 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CALIZA GRAINSTONE, DONDE SE OBSERVAN ALOQUÍMICOS GRANOS SOPORTADOS CON CEMENTO ESPARÍTICO, DEL JURÁSICO, INGLATERRA (TOMADA DE MACKENZIE, 1997). | 37 |
| FIG. 2.28 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA UNIDAD OOLÍTICA EN UNA CALIZA BOUDSTONE, EN LA QUE SE PUEDEN IDENTIFICAR RESTOS Y CRECIMIENTOS DE ORGANISMOS DE UN ARRECIFE, DE CUMBRIA, INGLATERRA (TOMADA DE MACKENZIE, 1997). | 37 |
| FIG. 2.29 MICROFOTOGRAFÍA EN LA CUAL SE PUEDE OBSERVAR LA TEXTURA CRISTALINA DE UNA CALIZA DE MARRUECOS DEL JURÁSICO SUPERIOR (MACKENZIE, 1997). | 38 |
| FIG. 2.30 CLASIFICACIÓN DE ROCAS CARBONATADAS DE DUNHAM (1962) MEJORADA POR EMBRY Y KLOVAN (1972) (MODIFICADA DE SCHLAGER, 2005). | 39 |
| FIG. 2.31 UN EJEMPLO DE UNA PROBABLE OOIDE QUE HA SIDO COMPLETAMENTE MICRITIZADO, AUNQUE LA SECCIÓN PUEDE SER ALGO TANGENCIAL A LA OOIDE, NO SE PRESENTA UNA ESTRUCTURA REMANENTE VISIBLE EN ESTE CORTE, POR LO QUE EL GRANO SE TIENE QUE SER CLASIFICADO COMO UN PELOIDE, 0.09 MM. SEDIMENTOS DEL HOLOCENO, JOULTERS CAY, BAHAMAS (MACKENZIE, 1990). | 42 |
| FIG. 2.32 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CALIZA RECRISTALIZADA DONDE LA MATRIZ ESTÁ FORMADA DE PSEUDOESPARITA Y EL MOLUSCO POR ESPARITA (MACKENZIE, 1990). | 42 |
| FIG. 2.33 MICROFOTOGRAFÍA QUE MUESTRA UNA CALIZA CON COMPACTACIÓN DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS, ES UNA CALIZA DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE INGLATERRA (TOMADA DE MACKENZIE, 1997). | 44 |
| FIG. 2.34 MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CALIZA QUE MUESTRA DISOLUCIÓN POR PRESIÓN, AL GRADO DE DESAPARECER LOS BORDES ORIGINALES DE LOS GRANOS, ROCA DEL CARBONÍFERO DE INGLATERRA (MACKENZIE, 1997). | 45 |
| FIG. 2.35 DISTRIBUCIÓN DE LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS EN AMBIENTES MARINOS ACTUALES (TOMADA DE SCHLUMBERGER, 2010). | 46 |
| FIG. 2.36 DISTRIBUCIÓN DE CONSTITUYENTES DE LOS SEDIMENTOS CARBONATADOS MODERNOS. A) 50 MUESTRAS DE FLORIDA Y 24 DE LAS BAHAMAS. B) 50 MUESTRAS DE FLORIDA. C) 24 MUESTRAS DE LAS BAHAMAS (MODIFICADA DE PETTIJHON, 1975). | 48 |
| FIG. 2.37 PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO LAS SUBDIVISIONES ECOLÓGICAS TANTO DEL PISO OCEÁNICO COMO DEL CUERPO DE AGUA (MODIFICADO DE FRIEDMAN, 1978). | 49 |
| FIG. 2.38 IONES PREDOMINANTES EN LAS AGUAS MARINAS (TOMADA DE FRIEDMAN, 1978). | 51 |
| FIG. 2.39 EFECTOS DEL pH (APROXIMADAMENTE 25 GRADOS C) SOBRE LA SOLUBILIDAD DEL CaCO_3 , CUARZO Y LA SÍLICA AMORFA (MODIFICADA DE FRIEDMAN, 1978). | 51 |



| | |
|--|----|
| FIG. 2.40 ECOLOGÍA DE LAS ALGAS MARINAS CALCÁREAS. SE PRESENTAN LOS AMBIENTES DE DEPÓSITO A LO LARGO DE UN PERFIL IDEAL DE UN MARGEN DE PLATAFORMA CARBONATADA (MODIFICADA DE WILSON, 1975)..... | 53 |
| FIG. 2.41 SECCIÓN ESQUEMÁTICA MOSTRANDO LOS AMBIENTES DE DEPÓSITO PRINCIPALES EN LAS INMEDIACIONES DE UN ARRECIFE (MODIFICADA DE FRIEDMAN, 1978)..... | 54 |
| FIG. 2.42 ESQUEMA EN EL CUAL SE PRESENTAN LOS TRES TIPOS MÁS COMUNES DE ARRECIFES (MODIFICADA DE NICHOLS, 2009). | 54 |
| FIG. 2.43 FOTOGRAFÍA DE FORMAS ESTROMATOLÍTICAS EN EL OESTE DE AUSTRALIA. CADA CUERPO TIENE UNA ALTURA DE 30 A 40 CM. (TOMADA DE MCRAY, 1977). | 58 |
| FIG. 2.44 AMBIENTES DIAGENÉTICOS CARBONATADOS PARA UNA PLATAFORMA CON ACUÍFEROS CONFINADOS (MODIFICADA DE LONGMAN, 1981). | 58 |
| FIG. 2.45 AMBIENTES DIAGENÉTICOS PARA UNA PLATAFORMA SOLITARIA, ATOLÓN O MARGEN DE PLATAFORMA, DONDE SE PRESENTA UNA ISLA CON LA PRESENCIA LENTES DE AGUA “DULCE” (MODIFICADA DE LONGMAN, 1981). | 60 |
| FIG. 2.46 ESQUEMA DE ALGUNAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS (MODIFICADA DE VILLAMAR, 1983)..... | 63 |
| FIG. 2.47 TERMINACIÓN DE LAS REFLEXIONES SÍSMICAS EN EL INTERIOR DE UNA CUENCA SÍSMICA IDEAL, A: LÍMITE SUPERIOR, B: LÍMITE INFERIOR, C: GEOMETRÍA IDEAL (TOMADA DE MITCHUM, 1977)..... | 65 |
| FIG. 2.48 DISTRIBUCIÓN DE LAS NUEVE FACIES PRINCIPALES EN UNA PLATAFORMA CARBONATADA (MODIFICADA DE WILSON 1975 POR ARCHE, 1992). | 66 |
| FIG. 2.49 PRINCIPALES TIPOS DE PLATAFORMA CARBONATADA QUE CONSIDERA EL ANCHO DEL ESPECTRO DE PERFILES DE SEDIMENTACIÓN EXISTENTES, RAMPAS Y PLATAFORMA AISLADA (TOMADA DE BURGESS, 2011)..... | 70 |
| FIG. 2.50 ESQUEMA QUE MUESTRA UNA PLATAFORMA LAGUNA DE MARGEN ACREACIONAL (POMAR, 2001). | 71 |
| FIG. 2.51 PLATAFORMA BYPASS (POMAR, 2001). | 72 |
| FIG. 2.52 MODELO DE PLATAFORMA EROSIONAL (POMAR, 2001). | 72 |
| FIG. 2.53 ESQUEMA DE EJEMPLOS DE LA PLATAFORMA CON BORDE Y PLATAFORMA CON RAMPA HOMOCLINAL (MODIFICADO DE AHR, 2008). | 74 |
| FIG. 2.54 ESQUEMA DE UNA PLATAFORMA AISLADA (TOMADA DE NICHOLS, 2009). | 75 |
| FIG. 2.55 EL MAPA MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN DE BANCOS DE LAS BAHAMAS, QUE CORRESPONDE CON UNO DE LOS MEJORES EJEMPLOS DE PLATAFORMA AISLADA (TOMADA DE WESTPHAL, 2010). | 75 |
| FIG. 2.56 ESQUEMA DE UNA PLATAFORMA INUNDADA (TOMADA DE KUMMEROW, 1990). | 76 |
| FIG. 2.57 ESQUEMA DE UNA PLATAFORMA EPICONTINENTAL (TOMADA DE NICHOLS, 2009)..... | 77 |
| FIG. 2.58 ESQUEMA DE EVOLUCIÓN DE LOS DIFERENTES TIPOS DE PLATAFORMAS EPICONTINENTALES, PLATAFORMA AISLADA Y PLATAFORMA INUNDADA (TOMADA DE NICHOLS, 2009). | 78 |
| FIG. 3.1 UBICACIÓN DE LA REGIÓN PETROLERA TAMPICO- MISANTLA (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 81 |
| FIG. 3.2 UBICACIÓN DE LA PLATAFORMA TUXPAN Y PRINCIPALES ELEMENTOS TECTÓNICOS DE LA PROVINCIA TAMPICO- MISANTLA, (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 82 |
| FIG. 3.3 SECCIÓN ESTRUCTURAL A TRAVÉS DE LA PROVINCIA TAMPICO –MISANTLA Y UBICACIÓN DE PLAYS ESTABLECIDOS (TOMADO DE PEMEX-BP60)..... | 84 |
| FIG. 3.4 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA PROVINCIA TAMPICO MISANTLA Y EL SISTEMA PETROLERO ASOCIADO, (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009). | 85 |
| FIG. 3.5 DEPOSITACIÓN DE EXTENSAS PLATAFORMA CARBONATADA Y CRECIMIENTOS ARRECIFALES EN EL ALBIANO –CENOMANIANO (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010). | 86 |
| FIG. 3.6 TABLA DE EVENTOS DEL SISTEMA PETROLERO ASOCIADO CON LAS ROCAS GENERADORAS DEL JURÁSICO (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010). | 87 |
| FIG. 3.7 MODELO DE LOS PRINCIPALES ELEMENTOS DEL SISTEMA PETROLERO DE LA REGIÓN (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 88 |
| FIG. 3.8 UBICACIÓN DE LA FAJA DE ORO MARINA DONDE SE PUEDE OBSERVAR DEL POZO BAGRE EN EL ALINEAMIENTO ESTRUCTURAL(TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2005). | 93 |



| | |
|---|-----|
| FIG. 3.9 MODELO GEOLÓGICO DE LA FAJA DE ORO EN DONDE SE PUEDEN OBSERVAR LAS DIFERENTES FACIES DE PLATAFORMA (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2005)..... | 94 |
| FIG. 3.10 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CAMPO BAGRE (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 95 |
| FIG. 3.11 UBICACIÓN Y PRINCIPALES CAMPOS PETROLEROS DE LA PLATAFORMA CÓRDOBA Y LA CUENCA DE VERACRUZ (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 97 |
| FIG. 3.12 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS TECTÓNICO- ESTRUCTURALES DE LA CUENCA DE VERACRUZ, (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 100 |
| FIG. 3.13 SECCIÓN GEOLÓGICA C C', DONDE SE PUEDEN APRECIAR RASGOS ESTRUCTURALES DE LA PLATAFORMA CÓRDOBA, (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 100 |
| FIG. 3.14 MODELO TRIDIMENSIONAL DEL FRENTE SEPULTADO DE LA PLATAFORMA DE CÓRDOBA (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 101 |
| FIG. 3.15 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE VERACRUZ, PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010..... | 104 |
| FIG. 3.16 TABLA DE EVENTOS PARA EL SISTEMA PETROLERO DE LA PROVINCIA DE VERACRUZ. TOMADA DE VÁZQUEZ -COVARRUBIAS (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 106 |
| FIG. 3.17 RECURSOS PROSPECTIVOS PARA LA CUENCA DE VERACRUZ DIVIDIDOS POR TIPO DE HIDROCARBURO (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 108 |
| FIG. 3.18 LOCALIZACIÓN DEL CAMPO MATA PIONCHE, MODIFICADO DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009..... | 109 |
| FIG. 3.19 UBICACIÓN DEL CAMPO MATA PIONCHE EN LA PLATAFORMA CÓRDOBA (TOMADA DE ARELLANO, 2010)..... | 110 |
| FIG. 3.20 ESTRATIGRAFÍA DEL SISTEMA PETROLERO Y LAS FACIES DE SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN ORIZABA, (MODIFICADA DE ARELLANO, 2010)..... | 111 |
| FIG. 3.21 SECCIÓN GEOLÓGICA DEL CAMPO MATA PIONCHE, DENTRO DE LA PLATAFORMA CÓRDOBA (MODIFICADO DE GONZÁLEZ, 1976. GONZÁLEZ Y OLGUÍN, 1992)..... | 112 |
| FIG. 3.22 UBICACIÓN DE LA CUENCA DEL SURESTE, DIVISIÓN GEOGRÁFICA DE LAS SUB-CUENCAS. (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 113 |
| FIG. 3.23 MAPA DE LA PORCIÓN CONTINENTAL DE LAS CUENCAS DEL SURESTE, CON LA DISTRIBUCIÓN DE CAMPOS PETROLEROS Y UNA SECCIÓN GEOLÓGICA REPRESENTATIVA (CHAVEZ-VALOIS ET AL, 2004)..... | 116 |
| FIG. 3.24 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA PARA LA CUENCA SURESTE, (PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 118 |
| FIG. 3.25 CAMPOS DEL ÁREA MESOZOICA DE CHIAPAS-TABASCO (PETRÓLEOS MEXICANOS, 1988)..... | 120 |
| FIG. 3.26 TABLA DE EVENTOS PARA LA PROVINCIA CHIPAS- TABASCO (TOMADA DE VILLANUEVA Y CABALLERO, 2006)..... | 123 |
| FIG. 3.27 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES GENERALES DE LOS CAMPOS PRODUCTORES DEL ÁREA CHIAPAS TABASCO (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 1988)..... | 124 |
| FIG. 3.28 RECURSOS PROSPECTIVOS DOCUMENTADOS EN LA CUENCA DEL SURESTE POR TIPO DE HIDROCARBURO (TOMADO DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2010)..... | 125 |
| FIG. 3.29 MAPA DE UBICACIÓN DEL POZO TEOTLECO-1 (TOMADA DE PETRÓLEOS MEXICANOS, 2009)..... | 126 |
| FIG. 3.30 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DONDE SE MUESTRAN LA LITOLOGÍA DEL CAMPO TLEOTLECO (TOMADA DE MARTÍNEZ, 2005)..... | 127 |
| FIG. 4.1 UBICACIÓN DE LOS YACIMIENTOS EN CARBONATOS EN EL MUNDO, (TOMADA DE SLB, 2009)..... | 130 |
| FIG. 4.2 UBICACIÓN DEL ARRECIFE CAPITÁN TEXAS (MODIFICADO DE STEPHENS, 2009)..... | 131 |
| FIG. 4.3 LAS PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS DE LA REGIÓN DE LA CUENCA PÉRMICA DURANTE EL GUADALUPIANO TEMPRANO (TOMADA DE SCHOLLE, 2000)..... | 133 |
| FIG. 4.4 REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA ESTRUCTURA TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL PÉRMICO, DURANTE EL PENNSILVANIANO TARDÍO AL PÉRMICO TEMPRANO. LAS FLECHAS INDICAN LA DIRECCIÓN DE DESPLAZAMIENTO TECTÓNICO (MODIFICADA DE ROSS, 1986)..... | 134 |
| FIG. 4.5 ESQUEMA DE LA CUENCA DEL DELAWARE REPRESENTA LA ESTRATIGRAFÍA LOCAL (TOMADA DE STEPHENS, 2009)..... | 135 |
| FIG. 4.6 MAPA CON DATOS ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO CAPITÁN TEXAS (STEPHENS, 2009)..... | 136 |
| FIG. 4.7 ESQUEMA DE UN ARRECIFE DEL PÉRMICO (AGUIRRE, 2004)..... | 138 |



| | |
|---|-----|
| FIG. 4.8 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DEL DELAWARE, DE LOS ESTRATOS DEL PÉRMICO EN LAS MONTAÑAS DE GUADALUPE (MODIFICADO DE KING (1948), HAYES (1964), TYRRELL (1969) Y OREN (1988A)). | 140 |
| FIG. 4.9 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL COMPLEJO CAPITÁN TEXAS, EN DIFERENTES SECCIONES (SCHOLLE, 2001). | 142 |
| FIG. 4.10 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE LOS CAMPOS DE ACEITE Y GAS EN EL ARRECIFE CAPITÁN (HUNT Y FITCHEN, 2002). | 148 |
| FIG. 4.11 PRINCIPALES CAMPOS PRODUCTORES, DENTRO DE LOS CUALES CUATRO PERTENECEN AL ARRECIFE CAPITÁN: BIG EDDY, BURTON FLAT EAST, GOLDEN LANE Y LUSK (BROADHEAD Y JIANHUA, 2004). | 149 |
| FIG. 4.12 LOCALIZACIÓN DEL YACIMIENTO GHAWAR, EN LA PENÍNSULA ARÁBIGA (TOMADA DE GLENN VAN SCHALKWYK, 2010). | 151 |
| FIG. 4.13 EN EL ESQUEMA SE MUESTRA EL YACIMIENTO SUPERGIGANTE GHAWAR (VOELKER, 2004). | 153 |
| FIG. 4.14 ESQUEMA DE LA PLATAFORMA CARBONATADA DE ARABIA SAUDITA DURANTE EL JURÁSICO (MURRIS, 1980; WILSON, 1984). | 154 |
| FIG. 4.15 ESQUEMA QUE REPRESENTA LAS ZONAS DE LA PLATAFORMA GHAWAR (MODIFICADA DE CANTARELL, 2006). | 156 |
| FIG. 4.16 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA PENÍNSULA DE ARÁBIGA EN PARTICULAR DE ARABIA SAUDITA (MODIFICADA DE POWERS, 1966). | 158 |
| FIG. 4.17 ESQUEMA DEL SISTEMA PETROLERO DEL CAMPO GHAWAR (TOMADO DE POLLASTRO, 2003). | 160 |
| FIG. 4.18 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y LITOLÓGICA DEL SISTEMA PEROLERO DEL CAMPO GHAWAR (SHORKHABI, 2010). | 161 |
| FIG. 4.19 PROPIEDADES DEL YACIMIENTO GHAWAR (SAUDI ARAMCO, 1980). | 162 |
| FIG. 4.20 RESERVAS CALCULADAS POR LA OPEC, 2011. | 163 |
| FIG. 4.21 LOCALIZACIÓN DE LA PLATAFORMA DE CUBA, LA PLATAFORMA DE YUCATÁN, FLORIDA (MODIFICADA DE FRENCH Y SCHENK, 2004). | 164 |
| FIG. 4.22 ESQUEMA TECTÓNICO DE LA REGIÓN CARIBE, DONDE SE MUESTRA LA POSICIÓN RELATIVA DE LAS PLACAS (MODIFICADO DE PROENZA, 1997). | 166 |
| FIG. 4.23 MODELO GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DEL TERRITORIO CUBANO, TOMADA DE ITURRALDE-VINENT, 1998. | 167 |
| FIG. 4.24 SECUENCIA DE DESARROLLO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL NORTE DE CUBA, COMENZANDO EN LA SECCIÓN A Y TERMINANDO EN LA SECCIÓN E. (SCHENK, 2004). | 168 |
| FIG. 4.25 COLUMNA LITOSTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE CUBA (TOMADO DE SÁNCHEZ - ARAGÓN, 2003). | 173 |
| FIG. 4.26 UBICACIÓN Y DIVISIÓN DE LAS UNIDADES DEL SISTEMA PETROLERO NORTE DE CUBA (SCHENK, 2004). | 175 |
| FIG. 4.27 DELIMITACIÓN DE UNIDAD EVALUADA DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DEL NORTE DE CUBA (SCHENK, 2004). | 176 |
| FIG. 4.28 SISTEMA PETROLERO DEL NORTE DE CUBA (SCHENK, 2008). | 177 |
| FIG. 4.29 SECCIÓN GEOLÓGICA INFERIDA DE LA PLATAFORMA NORTE DE CUBA (SCHENK, 2008). | 179 |
| FIG. 4.30 COLUMNA LITOSTRATIGRÁFICA DEL POZO 535 (SCHENK, 2008). | 181 |



1 Generalidades

1.1 Resumen.

En este trabajo se realizó la compilación de la información más importante acerca de los yacimientos en secuencias de plataforma carbonatada. En primer lugar, se describen los procesos de formación de los carbonatos, tanto físicos, químicos y biológicos. Se hace énfasis en las clasificaciones más importantes de los carbonatos, como son las de Folk y Dunham de 1962, así como la de Embry y Klovan de 1971, se describen a las partículas formadoras de las rocas carbonatadas explicando los tipos de ambientes y condiciones en las cuales se depositan los carbonatos tomando en cuenta también los procesos por los cuales se ven afectadas estas rocas como la diagénesis, que crean condiciones únicas en estos depósitos. Se describen cada tipo de plataforma carbonatada y las facies que se desarrollan en cada una de éstas.

Se describen desde el punto de vista geológico- petrolero a los yacimientos históricamente más importantes en secuencias de Plataforma Carbonatada, tanto en México como en el mundo, haciendo una descripción de la historia geológica de cada lugar, tomando en cuenta la estratigrafía, los ambientes sedimentarios en los cuales se formaron, los procesos tectónicos involucrados y las principales estructuras geológicas; se hace una descripción general del sistema petrolero y en los campos de donde se obtuvo información, se describen las características de los componentes de dichos sistemas.

Los ejemplos que se presentan en este trabajo son los más representativos y se tomaron en cuenta debido a la importancia económica que han tenido a lo largo de su historia, tienen la cualidad de ser muy grandes y hasta gigantes. Por parte de México se describe La Plataforma Tuxpan (Faja de Oro), La Plataforma de Córdoba y La Plataforma de la provincia Reforma – Chiapas. En cuanto a los yacimientos internacionales se describe la Plataforma Capitán Texas, la Plataforma de Arabia Saudita en específico el Campo Ghawar, y por último la Plataforma de Cuba que a diferencia de todas las anteriores esta Plataforma se encuentra en estudio actualmente con un prometedor futuro como gran yacimiento petrolero.



1.2 Abstract.

In this work, collecting the most important information of the deposits in carbonate platform sequences, for it describes the processes of formation of carbonates physical, chemical and biological weapons involved in each of these processes. taking into account the important classifications to carbonate rocks such as the Folk and Dunham of 1962, as well as Embry and Klován 1971, describes the types of particles of carbonate rocks, explains the types of sedimentary environments in carbonate rocks are formed and the processes such as the diagenesis, which creates unique conditions in such deposits, is also a description of the types of carbonate platforms and displays the most relevant sites in sequences of carbonate platform in Mexico and in the world, with a brief description of the geological history, tectonic, sedimentary environment, major structures and their oil system is described for each case.

The examples are taken into account in this study because of its historical and economic importances are in Mexico Tuxpan platform (Golden Lane), Córdoba and Reform Platform-Chiapas. Internationally Captain Texas Platform, Platform Saudi Arabia in the specific Ghawar field and finally the North Cuba Platform which is currently under exploration, and is believed to have a promising future.

1.3 Introducción.

A lo largo de la historia moderna de la humanidad la explotación de los recursos energéticos ha sido una constante, uno de estos recursos de vital importancia es sin duda el petróleo, el cual ha sido utilizado por la humanidad desde la antigüedad, con distintos fines. Se conoce desde tiempos muy antiguos ya que en la Biblia es mencionado como betún o asfalto, también los indígenas de la época precolombina en América conocían y usaban el petróleo, que les servía de impermeabilizante para embarcaciones.

El primer pozo petrolero del mundo fue perforado en 1859 por el coronel Edwin L. Drake en Estados Unidos, logrando extraer petróleo de una profundidad de 21 metros. Posteriormente, por sus múltiples usos se detonó el desarrollo de la industria petrolera. Esta



industria ha avanzado de manera muy considerable en la exploración y la explotación de grandes yacimientos petroleros, entre los que destacan los que se encuentran en rocas carbonatadas. Debido a su abundancia y características geológicas, en las calizas suelen formarse grandes acuíferos y yacimientos petroleros muy importantes.

Las rocas carbonatadas son rocas formadas principalmente por carbonato de calcio llamadas rocas calizas, cuyo componente principal es la calcita (CaCO_3) y las dolomías compuestas por dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], estas rocas tienen diversos orígenes de formación; una de las principales es de origen marino: en plataformas, talud o en aguas profundas, y de éstas, los ambientes de plataformas es donde se concentran la mayoría de las rocas calizas debido a que las condiciones de aguas someras, cálidas y de baja energía que son más propicias para la precipitación y acumulación de carbonatos. En estos ambientes también podemos encontrar algunas evaporitas, tales como la anhidrita (CaSO_4) y el yeso ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) en menor cantidad, dependiendo de las características específicas de cada ambiente de sedimentación.

A diferencia de las rocas clásticas, los carbonatos se forman por actividad biológica como la de los arrecifes o la acumulación de organismos en el fondo marino, también se forman por la evaporación de agua en cuencas poco profundas o precipitación en aguas marinas de diferentes batimetrías. Otra diferencia importante es que los depósitos que componen la mayor parte de los carbonatos han viajado mucho menos que los sedimentos clásticos. Debido a estas diferencias, los carbonatos tienen otro tipo de clasificación diferenciando factores como textura de depositación, tipos de grano o de porosidad, composición de la roca, estructura, contenido fosilífero; tomando esto en cuenta las clasificaciones más importantes son la de Folk (1962), la de Dunham (1962) y la clasificación mejorada de Embry y Klovan (1971).

Los carbonatos una vez depositados sufren una serie de cambios físicos y químicos, llamados diagénesis, por los cuales estos sedimentos se convierten en rocas, estos cambios pueden modificar de manera significativa propiedades como la porosidad y la permeabilidad. La permeabilidad es la capacidad que tiene una roca para permitir el paso de un fluido a través de ella, a mayor porosidad mayor permeabilidad aunque no siempre es así. La porosidad se define como la relación entre el volumen de espacios vacíos entre el volumen total de la roca y el cual se expresa en porcentajes, y existen varios tipos de porosidad los cuales son importantes; Porosidad primaria, es la porosidad que se genera al momento de la sedimentación; la porosidad secundaria, que se genera por procesos físicos y químicos posteriores a la



sedimentación, entre estos procesos se puede encontrar la disolución, fracturas y los procesos de diagénesis en general que afectan a la roca para favorecer o limitar la permeabilidad.

Todo lo antes mencionado permite entender todos los procesos por los cuales se ven afectadas las rocas carbonatadas que presentan características particulares y únicas como la textura, estructuras sedimentarias, porosidad, permeabilidad y sus grandes extensiones, que son condiciones ideales para albergar grandes yacimientos de hidrocarburos y de agua.

Alrededor de 70% de los yacimientos petroleros a nivel mundial se encuentran en rocas carbonatadas, con potenciales enormes en reservas de aceite y gas; se tienen registros de yacimientos gigantes y supergigantes en calizas y dolomías. Hay diferentes tipos de rocas carbonatadas, las cuales tienen diferentes características y propiedades, por lo que su comportamiento varía tanto a nivel de yacimiento como a nivel de desarrollo de campos, es por ello que se deben conocer las características específicas de cada yacimiento, y esto se puede traducir en beneficio económico, al tener un amplio conocimiento geológico del yacimiento se tendrá una idea más clara para tratarlo, y cómo se pueden implementar las nuevas tecnologías para una mejor explotación del recurso.

En este caso trataremos a los yacimientos que se encuentran en secuencias de Plataforma Carbonatada, de los cuales tenemos varios y de gran importancia en México así como algunos de los múltiples casos que se encuentran en el mundo. Estos yacimientos han sido magníficos productores tanto de aceite como de gas a lo largo del tiempo y trataremos con detalle algunos de ellos; en México: La Plataforma Tuxpan (Faja de Oro), La Plataforma Córdoba y Reforma Chiapas; a nivel mundial La Plataforma Capitán Texas, la Plataforma Arábiga (Campo Ghawar) y la Plataforma Norte de Cuba.

Este trabajo trata de sintetizar mucha de la información ya existente sobre los carbonatos y los yacimientos en Plataforma Carbonatada para llegar a la caracterización de los sistemas petroleros, detallando su historia geológica, tectónica, sedimentación, estratigrafía y sistema petrolero de cada caso particular. Con toda la información se puede tener un panorama más amplio de los retos y perspectivas, para la exploración y explotación del petróleo en un futuro de estos tipos de yacimientos.



1.4 Objetivos:

- Analizar y describir desde el punto de geológico- petrolero, las principales características de los carbonatos formados en ambientes sedimentarios de Plataforma carbonatada.
- Realizar un análisis y descripción de casos históricos de yacimientos petroleros productores en carbonatos de Plataforma, tanto de México como a nivel mundial.
- Realizar un análisis detallado de las condiciones de formación, su ambiente sedimentario, estratigrafía, condiciones estructurales y tectónicas, así como la reconstrucción de la historia geológica de cada yacimiento.
- Describir el sistema petrolero de yacimientos en calizas de Plataforma.



2 Características de la sedimentación de los carbonatos

“Los sedimentos carbonatados nacen, no se hacen” (James,1979), esta frase constituye la clave para la comprensión de los sedimentos carbonatados, ya que éstos se forman en su mayoría en el lugar o muy cerca de la depositación final, por lo cual es importante tener en cuenta varios parámetros que influyen en su formación, como son los físicos, químicos y biológicos; para los cuales es esencial considerar la geotectónica y el clima, que tienen repercusión directa en el nivel del mar, así como en su composición química.

Los componentes de las rocas carbonatadas son en su mayoría de origen marino, en particular de procesos biológicos, bioquímicos y químicos. Sin embargo, existen carbonatos de agua dulce, de origen químico o biológico. En los mares recientes los organismos con conchas o esqueletos carbonatados, resultan en la mayoría de los casos de la actividad planctónica y bentónica, la cual es muy importante en las plataformas de mares intertropicales y templados. El mayor desarrollo de plataformas carbonatadas ha tenido ciertos períodos geológicos (por ejemplo, el Jurásico y el Mesozoico), donde se formaron grandes depósitos de calizas de aguas someras (Ever Chamley, 1987).

Las rocas que se forman principalmente de carbonatos son las calizas y dolomías, las cuales están formadas principalmente por calcita primaria y dolomita secundaria, respectivamente; algunas calizas son fragmentarias o detríticas, las cuales son transportadas y depositadas mecánicamente (Selley, 2000). Otras se forman por precipitación química o bioquímica, y crecen en el lugar del depósito. Ambos tipos pueden ser modificados profundamente por varios cambios posdeposicionales como ocurre durante la diagénesis¹, en estos casos, las características originales son opacadas o borradas totalmente. Los procesos diagenéticos afectan a menudo a los lodos calcáreos, de modo que se consolidan rápidamente. Esta sensibilidad a la diagénesis es difícil de distinguir muchas veces, por lo que se clasifican en rocas primarias y secundarias, las cuales presentan ciertas características específicas (Selley, 2000).

¹ Diagénesis es el conjunto de procesos geológicos por medio de los cuales se transforman los sedimentos en roca sedimentaria.

La composición química de las calizas tiene que ver con su componente mineral principal, que es la calcita, CaCO_3 , que en algunos casos forma más del 95% de la roca; otro de los constituyentes muy importantes es el MgO , que si excede del 1 o 2 % hay la presencia de mineral dolomita. La caliza magnesiana es la que contienen del 1 al 2% de MgO (M. Gilbert, 1968).

Otro elemento que forma parte de los depósitos carbonatados es el Aragonito (CaCO_3), mineral constituyente de esqueletos y conchas, aunque también ocurre como precipitado inorgánico en forma de lodos. Generalmente es muy inestable por lo que tiende a transformarse en calcita después de su depositación, razón por la cual se explica su ausencia en calizas antiguas (M. Gilbert, 1968).

2.1 Minerales formadores de carbonatos.

2.1.1 Calcita (CaCO_3).

Es uno de los minerales más abundantes en la corteza terrestre, presenta gran variedad de formas y colores (Fig.2. 1), es traslucido de baja dureza (3 en la escala de Mohs), tiene un lustre aperlado y una densidad de 2.7 gr/cm^3 ; pertenece al sistema hexagonal, con una exfoliación perfecta en un ángulo oblicuo de 75° (Kerr, 1965). Su principal característica para diferenciarse de los demás polimorfos es su alta efervescencia con el HCl al 10% en frío, produciéndose la siguiente reacción:

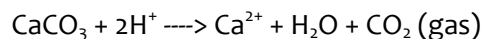


Fig. 2.1 Calcita roja de la colección Instituto de Geología, localidad Santa Eulalia, Chihuahua (Colección del Ing. Luis Hagenbeck Correa).

2.1.2 Aragonito (CaCO_3).

Se presenta en varios colores, es traslucido, generalmente muestra una estructura columnar o fibrosa, tiene dureza de 3.5 a 4 en la escala de Mosh y una densidad de 2.9 gr/cm^3 (Fig. 2.2). Es un polimorfo de alta presión y temperatura de la calcita. Aunque cristaliza en el sistema rómbico y la calcita en el trigonal, poseen semejantes características físico-químicas, por lo que difícilmente se distinguen los ejemplares masivos de estas dos especies minerales entre sí. Una de las diferencias es que con HCl al 10% en frío efervesce en menor medida que la calcita, carece de exfoliación romboédrica, lo que permite distinguirlo de ejemplares prismáticos de calcita. Es el polimorfo de alta presión y baja temperatura de la calcita (Mackenzie, 1997).

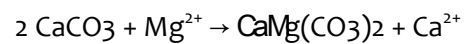
Forma parte del esqueleto de muchos organismos (moluscos, cefalópodos, corales, etc.) y de las perlas; aunque suele transformarse en calcita al crecer la concha y durante el proceso de fosilización, es por ello que se encuentra con mucha menor frecuencia que la calcita (M. Gilbert, 1968).



Fig. 2.2 Aragonito colección del instituto de geología, localidad Marruecos (Colección del Dr. Víctor M. Malpica Cruz).

2.1.3 Dolomita [CaMg (CO₃)₂].

La dolomita es un mineral de origen químico, compuesto por carbonato de calcio y magnesio; es de color blanco a grisáceo, pertenece al sistema hexagonal, tiene un lustre vítreo a aperlado, con una dureza de 3.5 a 4 en la escala de Mohs y una densidad de 2.8gr/cm³. Las dolomías se presentan generalmente como consecuencia de procesos postsedimentarios, en el cual, las calizas al ponerse en contacto con aguas enriquecidas en magnesio, se inicia el proceso llamado dolomitización, la cual ocurre mediante la siguiente reacción química:



La dolomía debe contener al menos 50% de dolomita, ya que si contiene menos, es una caliza dolomitizada, también puede contener algún mineral accesorio que le modificará el adjetivo al contenido particular de la roca. Se considera pura cuando ese porcentaje pasa del 90% (Gilbert, 1968).

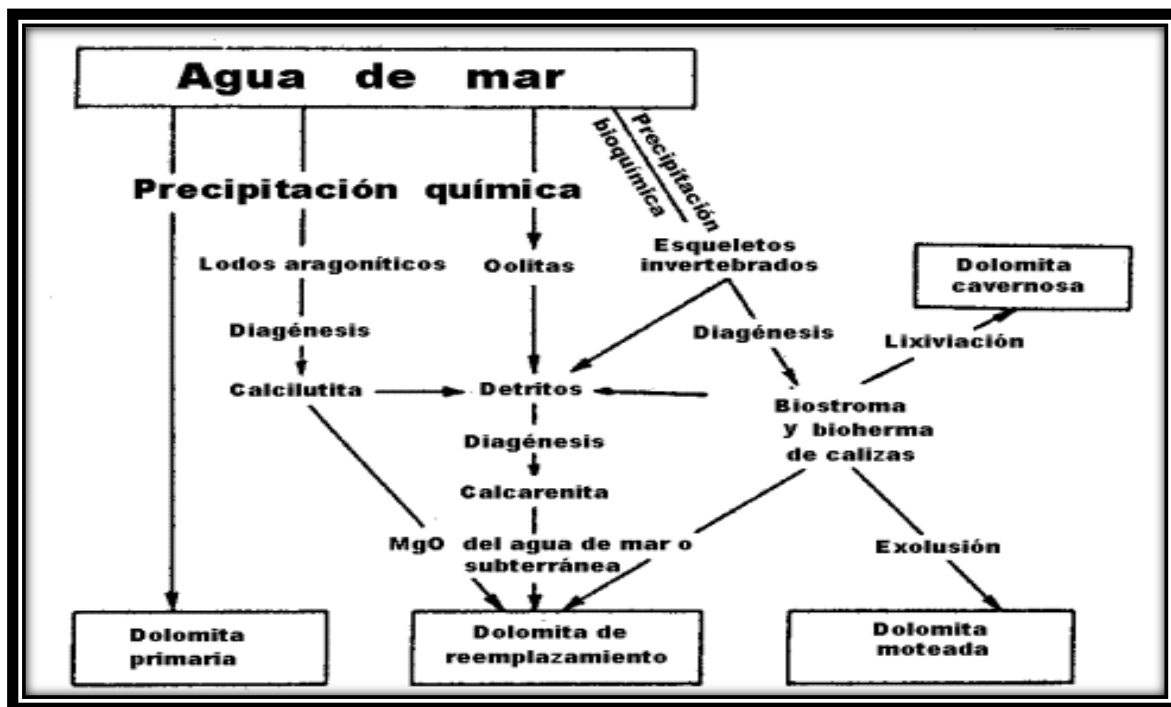


Fig. 2.3 Diagrama esquemático indicando la procedencia de la dolomita (tomada de Pettijhon, 1975).



Al ser la dolomita más densa y de estructura cristalina más compacta que la calcita, origina un aumento del volumen de huecos de la roca, es decir, aumenta su porosidad. Textualmente las dolomías presentan mínima variabilidad, al tratarse de rocas a las que se les modificó su textura original; en algunos casos pueden preservar relictos texturales de la caliza original. En el siguiente diagrama se presenta de manera esquemática los procesos por los cuales se forma la dolomita, así como las variedades que podemos encontrar de esta roca (Fig. 2. 3)(Pettijhon, 1975).

2.2 Controles que determinan la producción de sedimentos carbonatados.

Hay varios parámetros a tomar en cuenta en la formación de rocas carbonatadas, ya que son múltiples los factores que controlan la naturaleza y distribución de las facies de las calizas, los cuales se deben de considerar en la reconstrucción ambiental y paleogeográfica. Es importante conocer los factores que gobiernan la formación de las facies carbonatadas tanto vertical como horizontalmente, lo que dará una visión completa de los ambientes y del paso del tiempo. Para lo cual hay varias teorías que explican los ciclos de sedimentación, teorías que consideran el tectonismo, control climático, cambios eustáticos de nivel del mar o el control por la vida o muerte de organismos, ya sean animales o vegetales.

Los factores principales que intervienen son *los procesos sedimentarios*(Fig.2.4), el aporte de sedimentos, el clima, el tectonismo, los cambios de nivel mar, actividad biológica, la composición química del agua, y el vulcanismo.

Los controles físicos, químicos y biológicos corresponden con los controladores universales, ya que son los agentes que determinan la sedimentación de los carbonatos. También se debe considerar a la geotectónica y al clima, los cuales determinaran el nivel del mar (Reading, 1986).

Los procesos sedimentarios son intrínsecos a la sedimentación en el medio ambiente, por lo que son responsables de la distribución de facies o el cambio de facies. Debido a la naturaleza de los ambientes sedimentarios hay cambios inevitables que a lo largo del tiempo son usuales, pero también hay acontecimientos excepcionalmente violentos como inundaciones o eventos

sísmicos; estos son activados por un mecanismo que puede ser distinguido como la causa fundamental, lo cual provocará una sedimentación proveniente de zonas inestables. La ausencia de sedimentación de clásticos favorece la precipitación de carbonatos en los diferentes ambientes sedimentarios (Reading, 1986).

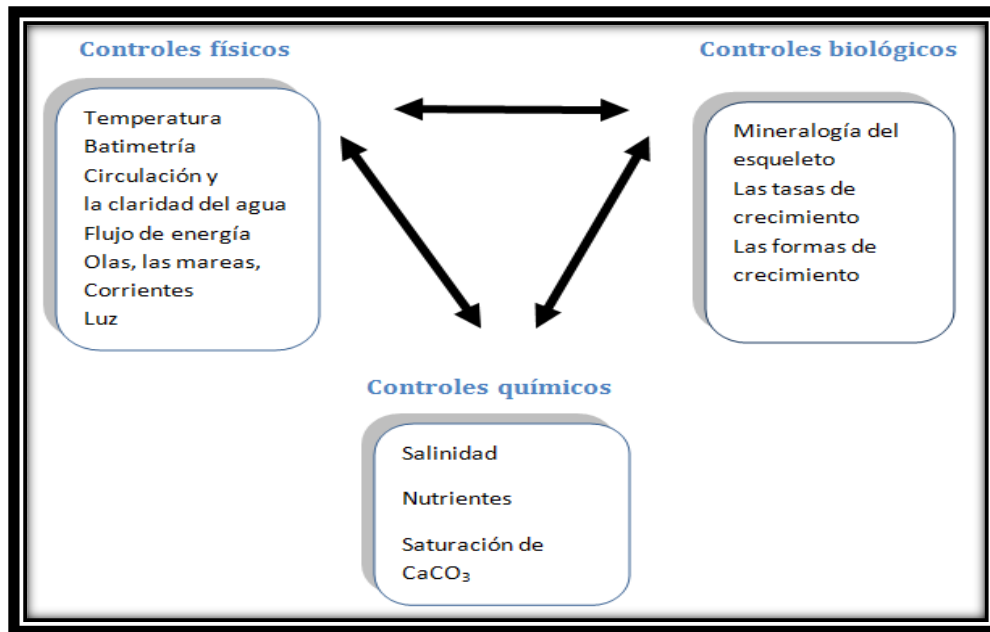


Fig. 2.4 Factores que controlan la sedimentación de los carbonatos (Robertson, 2001).

El concepto de geotectónica es de gran importancia, ya que es el que controla uno de los principales requisitos para la sedimentación de carbonatos, los que se depositan generalmente donde se tiene ausencia de materiales clásticos, lo que está determinando por la topografía y el drenaje; además de influir negativamente a la sedimentación de carbonatos sobre todo en zonas arrecifales. Se debe considerar que un número de movimientos tectónicos pueden afectar el volumen de sedimentación en las cuencas oceánicas, estos cambios en el volumen del océano pueden ser causados por un régimen de subducción, la creación de cordilleras o las colisiones continentales que ocasionan que aumente el nivel mar. El nivel del mar es un factor fundamental en la sedimentación de carbonatos, considerando que la posición general del nivel del mar, es determinada por el volumen de la cuenca oceánica y el volumen del hielo glacial. Ascensos y descensos extremos en el nivel de mar afectan la sedimentación de los carbonatos,



cambios que han sucedido a lo largo de registro geológico, donde han ocurrido importantes cambios climáticos (Tucker, 1990). El clima depende principalmente de la temperatura y la lluvia, que corresponden con los indicadores que se han presentado a lo largo de la historia de la Tierra; la interpretación de esos cambios los podemos encontrar actualmente en las evaporitas, paleosuelos, fósiles de plantas y animales; así como en las texturas que tienen las rocas y en las estructuras que se forman por la lluvia o la falta de ella; la evaporación excesiva de agua forma algunas de éstas (Archie, 1992). Los indicadores del clima se encuentran en las facies, las que se asocian con las paleolatitudes en las que se encontraba en el sitio de sedimentación y el ambiente que predominaba; el clima influye directamente en la temperatura, la cual es esencial en la sedimentación de los carbonatos. Las condiciones ideales para el desarrollo de arrecifes se resumen principalmente en: a) aguas frías transportadas a lugares más cálidos y agitados, de tal forma que el CO₂ sea transportado o liberado; b) aguas frías elevadas de áreas oceánicas relativamente profundas y ricas en nutrientes, tales condiciones están presentes en las orillas de las plataformas continentales o en el inicio de la pendiente del talud continental.

La acumulación del carbonato de calcio en las profundidades marinas está limitada por dos factores:

Profundidad: el agua de mar es más fría a profundidad que en superficie, y en aguas más frías el bióxido de carbono está más disuelto que en aguas cálidas. El aumento en CO₂ causa un aumento en ácido carbónico (H₂CO₃), resultando una disolución en las conchas de calcita y aragonito al caer al piso marino. El aumento de la presión hidrostática a tal profundidad va a aumentar la solubilidad del CaCO₃. La profundidad bajo la cual el CaCO₃ ya no se acumula se le conoce como el nivel de compensación de la calcita (Fig. 2.5), a casi 5,000 metros en las regiones ecuatoriales; pero se eleva gradualmente hacia la superficie del mar en latitudes más altas, debido a las temperaturas más bajas en las regiones polares.

Temperatura: El agua de mar superficial en latitudes bajas (áreas tropicales) está supersaturada con respecto a carbonatos, de tal forma que los organismos marinos no presentan dificultad en remover los iones calcio y bicarbonato del agua para formar parte de sus conchas y esqueletos.

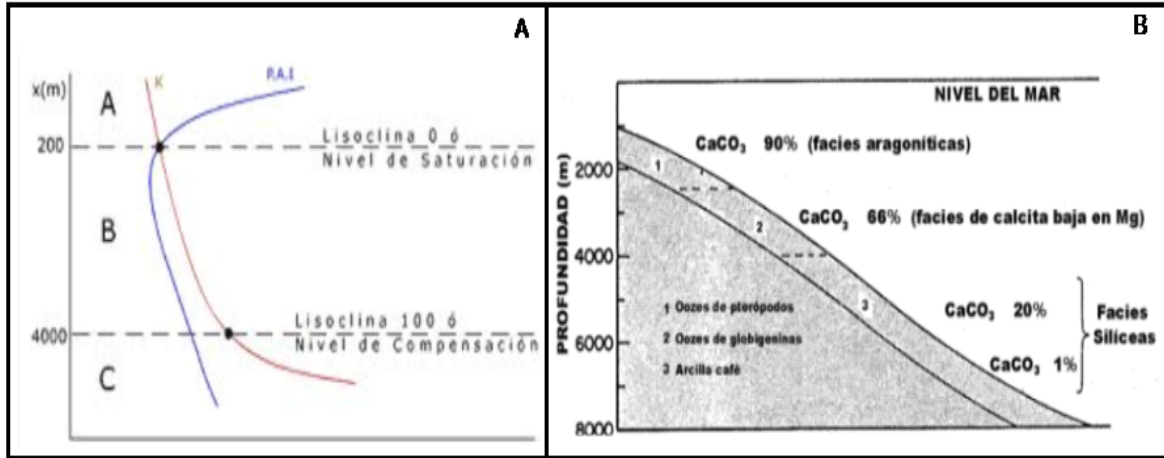


Fig. 2.5 En la gráfica A se muestra la compensación de la calcita y en el esquema B los porcentajes de depositación del carbonato de calcio a distintas profundidades de la plataforma, (Modificada de Friedman, 1978).

Las fluctuaciones del nivel mar, como consecuencia de los cambios climáticos a través de la historia de nuestro planeta, las glaciaciones y épocas de sobrecalentamiento global, influyen en la sedimentación de carbonatos, por lo que se interpreta que se necesitan condiciones específicas como temperatura y composición mineralógica de agua del mar, así como la profundidad para que se depositen grandes volúmenes de carbonatos. Dependiendo de las condiciones y factores antes descritos, será el tipo de carbonato, la velocidad y espesor de la sedimentación. Las regresiones y transgresiones implican un cambio en el nivel del mar, lo que muchas veces se deben a los cambios eustáticos, o subsidencia por isostasia; además las transgresiones reducen el aporte de clásticos, lo que puede favorecer ambientes anóxicos, que permiten el secuestro de CO_2 . Un mar somero y cálido, generalmente tropical, es muy favorable para formación de arrecifes y organismos que procesan el carbonato para la formación de sus esqueletos o exoesqueletos, los que al morir serán parte de la sedimentación (Boggs, 2006).

Otros factores que controlan la sedimentación de carbonatos corresponden son la saturación de sales en mar y la temperatura, las variaciones del clima, el balance de CO_2 y la naturaleza de las corrientes locales, así como la turbidez y la profundidad. La composición del agua de mar puede variar dependiendo del lugar en el medio sedimentario (Strasser, 2009).

Las alteraciones en cualquiera de estos factores modifican la química del agua y por lo tanto la precipitación de los carbonatos, ya que por ejemplo la circulación de las corrientes marinas son las responsables de llevar los nutrientes necesarios para la vida en muchos de estos lugares, así como la formación y la acumulación de ooides, fosfatos y diatomeas, en ciertos lugares. Dependiendo de la saturación del agua por CaCO_3 , dependerá la conservación de estructuras calcáreas, ya que pueden ser corroídas, disueltas o preservadas, o pudo ocurrir la precipitación de depósitos de carbonatos (Reading, 1986).

La actividad volcánica es muy importante en la formación de carbonatos, ya que buena parte de la química del agua depende de esta actividad; a lo largo de la historia terrestre se ha comprobado que cuando hubo una alta actividad volcánica en los océanos, la composición del agua cambio por el exceso de CO_2 haciendo que el mar se vuelva más ácido ocasionando la disolución de la aragonito, además el nivel mar se eleva. Por el contrario, cuando hay una baja en el vulcanismo, la composición del agua es aragonítica, y el nivel del mar es bajo, como consecuencia hay menor liberación de CO_2 al ambiente (Fig. 2.6).

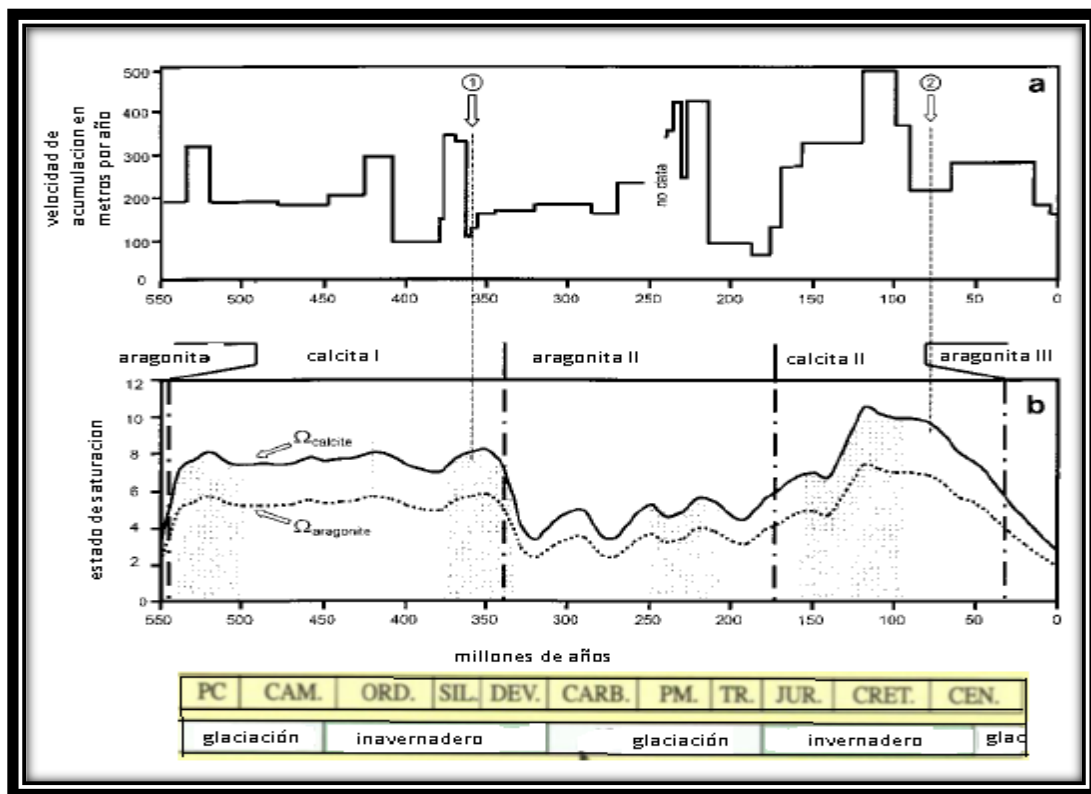


Fig. 2.6 Gráfica que muestra la composición química del agua y el nivel del mar a través de la historia geológica, así como el clima que prevalecía glaciaciones o calentamiento global (Modificado de Sandberg, 1983).

2.3 Tipos de partículas en carbonatos.

Los componentes más importantes de las rocas carbonatadas son tres: los aloquímicos, la calcita microcristalina y la calcita esparítica.

1.- **Los componentes aloquímicos** son agregados estructurados de sedimentos carbonatados que se han formado al interior de una cuenca de sedimentación, estos componentes incluyen a los ooides, bioclastos, peloides, intraclastos y oncoides.

2.- **La calcita microcristalina o micrita**, es el sedimento carbonatado en forma de granos de diámetro no mayor de 4 μm , la mayor parte se forma dentro de la cuenca de sedimentación, como precipitado de agua de mar o bien por desintegración de las partes duras de algunos organismos, por ejemplo las algas verdes.

3.- **La calcita esparítica** se presenta en cristales de diámetro mayor a 4 μm , la mayor parte de estos cristales de grano grueso alcanzan el 1mm de diámetro (fig. 2.7), generalmente es el componente principal del cemento de relleno de poros, y por lo tanto puede haberse formado en la roca posteriormente al depósito original, de los aloquímicos y de la micrita (Archie, 1992).

Para la clasificación de las rocas carbonatadas es muy importante identificar previamente los aloquímicos que se presentan y la estimación de proporción de micrita y esparita.

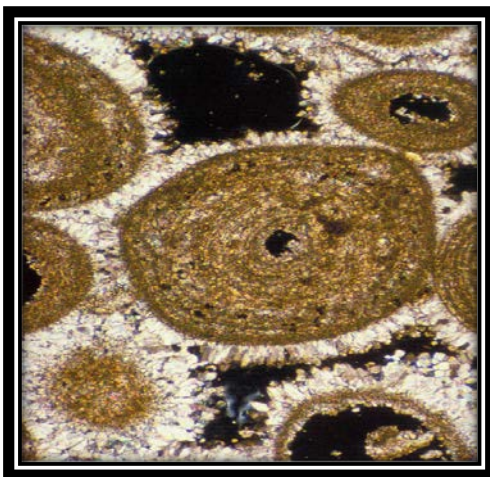


Fig. 2.7 Microfotografía de calcita recristalizada relleno de poros, cemento precipitado en ooides. Jurásico Arkansas E.E.U.U. (Mackenzie, 1997).



Fig. 2.8 Microfotografía Ooides modernos aragoníticos cuyo rango de tamaño de 0,1 a 1 mm, del Pleistoceno en Dunas, Bahamas (Mackenzie, 1997).



2.3.1 Componentes aloquímicos

A continuación se describen las características más importantes de los aloquímicos.

Los ooides, son agregados esféricos o elipsoidales con diámetro menor a 2 mm, que se presentan en láminas concéntricas regulares, desarrolladas alrededor de un núcleo, el cual puede ser o no carbonatado y una corteza de cristales, generalmente aragoníticos; en rocas antiguas se presenta también en forma radial, la cual se suele presentar en condiciones de hipersalinidad o en acumulaciones de tapices de algas; puede estar formada por una o varias capas (fig. 2.8). Es una estructura común de encontrar, ya que es una estructura primaria o por la inversión de aragonito a calcita (Mackenzie, 1997).

Actualmente se pueden formar en zonas de intramarea, en donde su origen se explica de las siguientes dos maneras:

De origen inorgánico, que se produce cuando la subida a zonas someras de aguas cálidas y agitadas de corrientes más frías y sobresaturadas en $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$, que al calentarse se libera CO_2 y precipita Ca CO_3 .

De origen orgánico, actualmente se admite que esta forma pueden ser más complicada y estar relacionados con procesos bioquímicos; existen 2 teorías, la primera tiene que ver con la actividad bacteriana sobre la capa mucilaginoso que rodea a los oolitos que es lo que provoca la precipitación de carbonatos, la segunda se relaciona con el hecho de que se han detectado proteínas en los cristales de aragonita y dado que en otros organismos se ha podido demostrar que ciertos aminoácidos inducen la calcificación, se supone que este proceso de cristalización de las agujas de aragonito puede tener este origen (Archie, 1992).

Los experimentos realizados por Davis en 1978, apuntan a la probable coexistencia de las dos posibilidades de origen. Por otra parte Monty & Van Laer (1984), basándose también en trabajos experimentales hacen más énfasis en el origen orgánico, pues consideran que las estructuras radiales de los oolitos son resultado de la interacción entre el crecimiento microbiano y/o mucílagos.

Los pellets, son partículas redondas de tamaño de arena, que generalmente presentan una estructura interna característica relacionada con su origen; forman un fango aragonítico,

actualmente muy abundante ya que un solo individuo produce gran cantidad de ellos, a diferencia de las rocas antiguas donde no son muy comunes ya que los procesos de litificación los borran quedando la roca conformada por micrita (fig. 2.9).

Los Peloides son todas aquellas partículas que parecen a los pellets, son granos de micrita que generalmente carecen de algún tipo de estructura interna (fig. 2.10); algunos casos fueron pellets pero no es posible identificar su estructura interna. Otros provienen de la erosión de otros lodos calcáreos que han sido redondeados, aunque también pueden ser fragmentos esqueléticos u ooides micritizados (Archie, 1992).

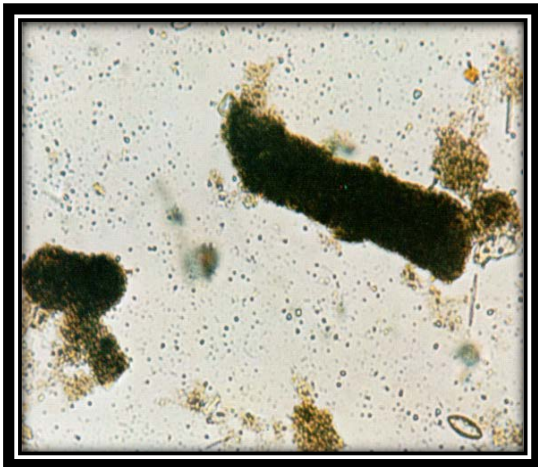


Fig. 2.9 Microfotografía de pellets de un moderno ambiente lagunar. Estos son productos fecales, que se presentan en forma de varilla de contornobolitas, sedimentos del Holoceno México (Mackenzie, 1997).

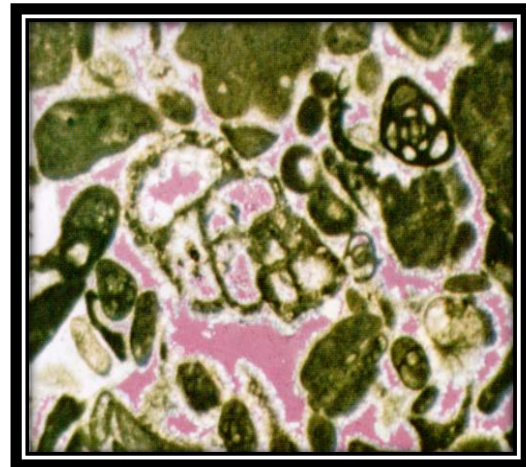


Fig. 2.10 Microfotografía de sedimento que tiene un alto porcentaje de granos micritizados. Aunque algunos todavía tienen estructuras reconocibles, muchos han perdido todas las características reconocibles por lo que se agrupan como peloides; pertenece al Oligoceno Suwannee, Florida (Mackenzie, 1997).

Los intraclastos están formados por fracciones de sedimentos carbonatados que inicialmente fueron depositados en la cuenca sedimentaria, y parcial o totalmente litificados estos, son posteriormente removidos formando nuevos granos sedimentarios; son partículas de tamaño de arena grandes (fig. 2.11). Se relacionan con procesos destructivos que presentan grandes diferencias con los agregados que se originan de procesos constructivos. Sus bordes son netos

y truncados, por lo que corresponde con un fragmento de roca que no presenta necesariamente una relación genética con la roca que la incluye (Archie, 1992).

Agregado de grano (Lumps o grapstones), estos están constituidos por agregados irregulares de un número reducido de partículas carbonatadas reconocibles, esqueléticas, ooides o peloides, cementadas por micrita o esparita de grano fino; son agregados similares a los denominados de racimo (grapestone) (Fig. 2.12) (Mackenzie, 1997), en los cuales las partículas resultan cementadas en el fondo del medio sedimentario en grandes áreas de baja tasa de sedimentación; generalmente en zonas submareales relativamente protegidas. Se forman por alteraciones de corta duración que ocasionan la agitación del agua, seguido por periodos prolongados de calma, durante los cuales se precipita el cementante. Generalmente este proceso está favorecido por la actividad de las cianobacterias (algas verdes y azules), no son frecuentes en sedimentos antiguos, pero actualmente se pueden encontrar en las Bahamas (Mackenzie, 1997).

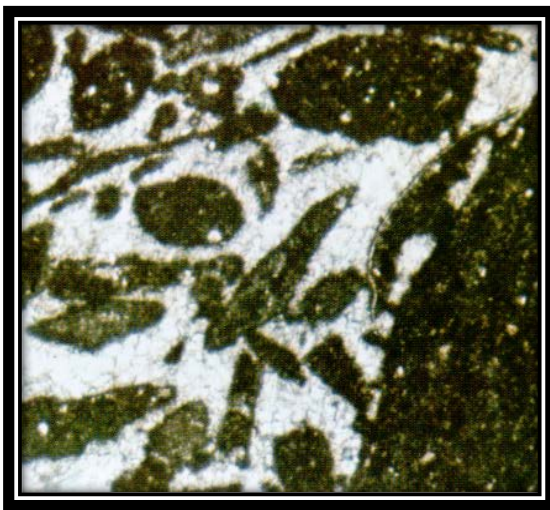


Fig. 2.11 Microfotografía de intraclastos que corresponden con granos con estructura interna que varían de tamaño; son carbonatos claramente retrabajados, pero probablemente se depositaron en el mismo ciclo de depositación, por lo que son intraclastos de 0.24mm. La muestra es de Virginia de edad Ordovícico Medio (Mackenzie, 1997).

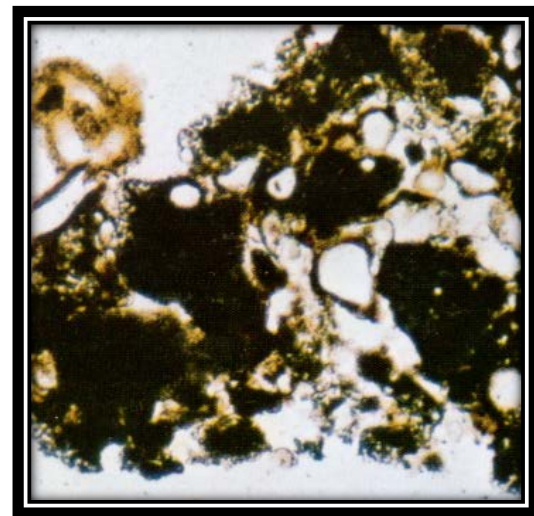


Fig. 2.12 Microfotografía de moderno intraclasto del tipo "grapestone" de 0.22 mm de tamaño, son grupos o agregados de otros granos (fragmentos óseos, ooides, pellets, etc.) que se mantienen unidos por el cemento, contiene algas, foraminíferos y otros incrustaciones. Sedimentos del Holoceno Berry Islands, Bahamas (Mackenzie, 1997).

Las Pisolitas son partículas esféricas o elipsoidales mayores a 2mm de diámetro y presentan una capa externa con láminas concéntricas (Fig. 2.13), su diferencia morfológica con los ooides es cuestión de tamaño, y su origen aunque hay algunas que provienen del aumento de tamaño de un ooide, aunque es muy raro encontrar este caso (Archie, 1992). Hay dos tipos principales de pisolitas, los primeros son de origen algar, estos pueden ser pisolita algar, biopisolito o algaball y los oncolitos; siendo estos los más importantes, su desarrollo ocurre sobre la superficie de los granos que atrapan y fijan partículas finas de sedimento. Los segundos son de origen vadoso o de caliche, se forman en la zona vadosa por precipitación de carbonato de calcio en climas semiáridos, se suelen confundir fácilmente con los biopisolitos por lo que es necesario hacer su estudio al microscopio para distinguirlos (Archie, 1992).



Fig. 2.13 Microfotografía de una pisolita (Robertson, 2005).

Los Bioclastos son cualquier elemento entero o fragmento proveniente de las partes duras de la comunidad biótica existente en el medio, ya sea animal o vegetal, que puede o no sufrir transportación, la cual produce una tanatocenosis característica. Al morir los individuos que componen una comunidad en un determinado lugar sufre una serie de transformaciones, dentro de las más importantes se tiene a la destrucción y redistribución física, química y biológica, lo que dificulta su posterior reconocimiento. La figura 2.14 corresponde a una tabla que presenta los bioclastos más frecuentes así como su composición (Mackenzie, 1997).

| | Aragonita | Calcita magnesiana | Calcita |
|--|-----------|-----------------------|---------|
| Algas rojas | x | x | |
| Algas verdes | x | | |
| Cocolitos | | | x |
| Protozoos, Foraminíferos bentónicos | x | x | |
| Protozoos, Foraminíferos planctónicos | | | x |
| Poríferos, Esponjas | x | x | x |
| Cnidarios, Antozoos, Corales tabulados - rugosos (Tetracorales) (Pz) | | x | x |
| Cnidarios, Antozoos, Corales escleractinios (Hexacorales) (Mz-actual) | x | | |
| Briozoos | x | x | (x) |
| Braquiópodos | | | x |
| Anélidos | x | x | x |
| Artrópodos, Crustáceos (Trilobites) | | | x |
| Artrópodos, Crustáceos (Ostrácodos) | | x | x |
| Equinodermos, Crinoideos | | x | |
| Equinodermos, Equinidos | | x | |
| Moluscos, Bivalvos (o Pelecípodos) | x | | x |
| Moluscos, Gastrópodos | x | | x |
| Moluscos, Cefalópodos | x | | |

Fig. 2.14 La tabla muestra la composición de componentes bióticos más comunes en las calizas (Mackenzie, 1997).

2.3.2 Fósiles más comunes de las calizas.

Los Moluscos, son restos de bivalvos, gasterópodos y cefalópodos, que presentan la misma organización morfológica con algunas variaciones entre sí, la mayor parte de sus conchas estuvieron compuestas por aragonito que posteriormente fue remplazado por calcita (Archie, 1992).

Los Bivalvos, presentan dos valvas las cuales presentan una simetría bilateral, la composición de las conchas es generalmente de aragonito, este mineral se transforma fácilmente en calcita, borrando muchas veces la estructura original de la concha; en las conchas formadas originalmente de calcita se conserva muy bien la estructura original (Archie, 1992).

Los Gasterópodos, al igual que los bivalvos en su mayoría están compuestos por aragonito con una estructura interna similar a ellos, se diferencian por la concha univalva que tiene la forma de un cono que suele arrollar en hélice alrededor de un eje en un cierto número de



vueltas, debido a esto es fácil de reconocer dependiendo del plano en que se observe en sección delgada (Archie, 1992).

Los Cefalópodos tienen conchas como la de los nautiloides y amonitas, las cuales eran en un principio de aragonito, y actualmente se encuentran transformadas en esparita sin estructura. La forma de la concha es una estructura de forma cónica que crece por los bordes de la abertura delantera, dando lugar a un tubo que generalmente se enrolla entorno a un eje (Mackenzie, 1997).

Los Braquiópodos tienen concha formada por calcita con bajo contenido en Mg. La concha consta de dos capas, una externa de calcita prismática y muy fina, mientras que la interna es mucho más gruesa y con fibras oblicuas; algunos tienen unos tubos finos perpendiculares a la concha, que perforan la capa interna, las cuales llegan a presentar deformaciones en la estructura de la concha (Mackenzie, 1997).

Los Equinodermos poseen un alto contenido de Mg, presentan simetría radial evidente, de cuerpo generalmente esferoidal, desprovistos de brazos, de aspecto y características de una verdadera coraza o caparazón, formado por espinas o radiolas que son circulares o elípticas en sección transversal y se presentan en gran variedad de estructuras, que tienen generalmente forma de estrella (Archie, 1992).

Los briozoos tienen actualmente esqueletos aragoníticos o calcíticos, frecuentemente con alto contenido en Mg, que incluso pueden encontrarse mezclados. Los tipos de briozoos son los fenestélidos (Paleozoico) y cheilostomados (Cretácico), que se presentan como cadenas o grupos de celdas de forma circular, poligonal rellenas con sedimentos o esparita.

Los Cnidarios (corales, incluyen como grupo muy importante a los corales (antozoos), que en la actualidad se dividen en dos grupos: los hermatípicos y los ahermatípicos.

Los hermatípicos son constructores de arrecifes, es decir coloniales, viven en simbiosis con las algas dinoflageladas zooxanthellas, en cambio los ahermatípicos (solitarios) no asociados a estas algas.

Las zooxanthellas se asocian al coral para realizar la fotosíntesis, ya que necesitan los productos de desecho del metabolismo del pólipo. Por otra parte, requieren de aguas cálidas, someras y muy claras. **Los corales ahermatípicos** al no estar asociados a estas algas deben



eliminar ellos mismos sus productos metabólicos lo cual les conduce a vivir solos para no interferir con sus productos en el desarrollo de otros pólipos; esto les permite vivir en aguas más profundas y frías.

Los Foraminíferos tienen como composición que generalmente es de calcita más o menos magnesia y rara vez llega a ser aragonítica, pero con una gran variedad de formas y estructuras de la pared. Son protozoos principalmente marinos y microscópicos, sus formas más comunes son circulares o subcirculares con cámaras y paredes que presentan una textura fina micrítica o raramente fibrosa gruesa; existen dos tipos fundamentales (Archie, 1992):

Planctónicos, que llegan a ser predominantes en los depósitos pelágicos (lodos de globigerina de fondos oceánicos actuales, cretas y margas).

Bentoníticos, que viven en mares cálidos, someros dentro o sobre el sedimento, a veces incrustados en el sedimento duro.

Las Esponjas poseen un armazón de espículas de sílice o calcita de formas variadas que al morir pasan a ser parte del sedimento, las silíceas juegan un papel muy importante en la formación de nódulos de sílex y silicificación en las calizas (Archie, 1992).

Los Arqueociátidos tienen forma parecida a la de las esponjas, con formas de copa con paredes, una interna y otra externa que están perforadas y unidas por septos y tabulas, de forma similar a los corales. Se formaron en arrecifes en el cámbrico inferior (Selley, 2000).

Los Artrópodos, son organismos siendo los más abundantes los **ostrácodos**, cuyo registro existe del Cámbrico hasta el reciente; son valiosos para estudios estratigráficos, especialmente en aguas salobres y marinas someras. Los Ostrácodos tienen un caparazón formado por pares de valvas desiguales que se desprenden durante los ciclos de muda. La mayoría de ostrácodos adultos son menores de 2 mm (Selley, 2000).

Los Calcíferas son cuerpos calcíticos, esféricos y huecos, habitualmente con una pared micrítica a veces rellenas de esparita, son especialmente frecuentes en las calizas del Paleozoico Superior y son interpretadas como partes reproductivas, calcificadas de las algas dasycladáceas.

Los Tubos de gusanos aunque rara vez aparecen de manera abundante son tubos calcáreos generados por gusanos anélidos principalmente en aguas someras salobres. Los tubos generalmente están rellenos por calcita esparítica, en roca micrítica.

Las algas han constituido a lo largo del tiempo geológico uno de los principales productores de carbonatos, se denominan algas esqueléticas aquellas en las cuales partes o toda su estructura resulta endurecida por calcificación. Su contribución a los sedimentos carbonatados ha sido muy importante sobre todo durante el Fanerozoico, y presentan una gran variedad de formas (Archie, 1992), (Selley, 2000), (Mackenzie, 1997). Los principales grupos de algas son (Fig. 2.15):

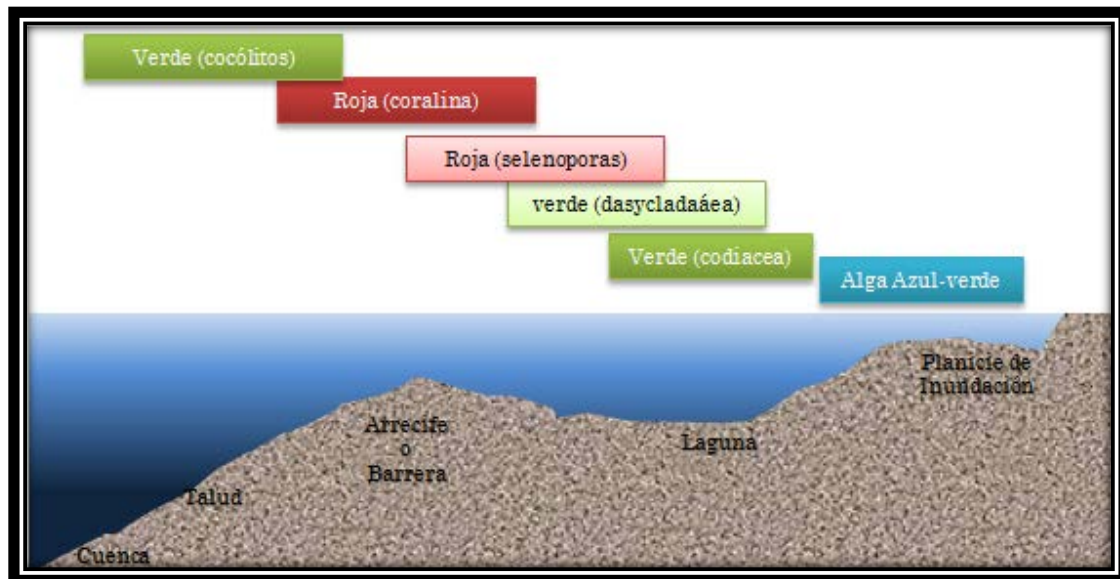


Fig. 2.15 Perfil batimétrico que muestra la distribución de algunos de los grupos de algas (Modificada de Brasier, 1980).

- ❖ **Rodofitas (algas rojas)**, algas coralíneas, tienen esqueletos de calcita que en sección da una estructura celular regular.
- ❖ **Clorofitas (algas verdes)**, dentro de las algas clorofitas se pueden distinguir 3 grupos: Codiáceas, dasycladáceas y charofitas (Selley, 2000).



-
- **Codiáceas**, son algas aragoníticas, dentro las más importantes son la halimeda que produce partículas tamaño de arena al descomponerse y las penicillum que produce cristales aragoníticos de tamaño de fango, ambos muy comunes en los arrecifes y lagunas tropicales.
 - **Dasycladáceas** son algas que producen precipitación de cristales de aragonito en los tallos y ramas, son características de medios someros y protegidos, principalmente en lagunas tropicales
 - **Charofitas**, son algas que sufren una calcificación parcial de calcita con un bajo contenido de Mg; en los sedimentos se encuentran, los tallos y capsulas reproductoras, características de aguas dulces o salobres.
-
- ❖ **Crisofitas (algas amarillas-verdes)** son algas conocidas desde el Jurásico hasta la actualidad, están formadas por esferas poco consistentes de calcita con poco contenido de Mg, y pueden llegar a ser el componente principal de los fangos pelágicos (Selley, 2000).
 - ❖ **Cianofitas (algas verde-azules), estromatolitos**, las algas cianofitas han tenido una gran importancia a lo largo de la historia geológica, principalmente a partir del Precámbrico donde llegaron a construir grandes series; la cuales se han llegado a utilizar para correlaciones estratigráficas. Las estructuras morfológicas guardan una estrecha relación con los factores ambientales, es decir, la profundidad del agua, la energía de las mareas, las olas, la frecuencia de exposición sub aérea y la velocidad de sedimentación (Archie, 1992); aunque pocas veces calcifican, producen tapices de algas que atrapan y entierran sedimentos, y por otro lado tienen una alta actividad perforadora favoreciendo los procesos de micritización.

En la figuras 2.16 y 2.17 se presentan algunos de los fósiles más representativos formadores de calizas de los antes mencionados, moluscos, algas, esponjas foraminíferos y algunos corales.

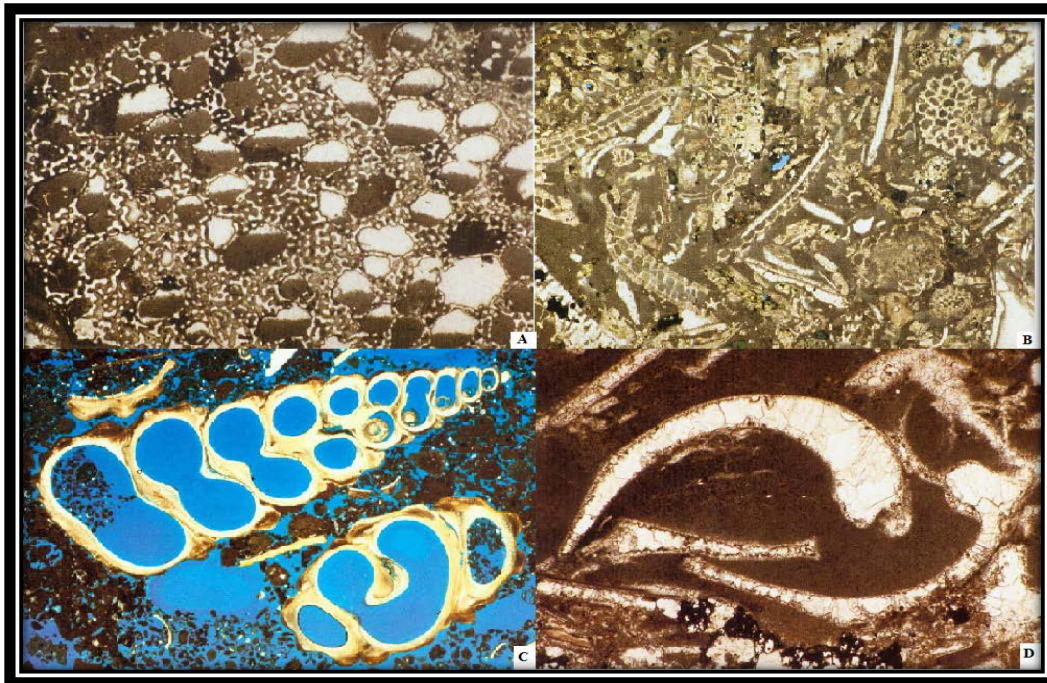


Fig. 2.16 Microfotografías de (A) esponjas mm, (B) briozoario, (C) molusco, (D) bivalvo 7mm (Robertson, 2005).

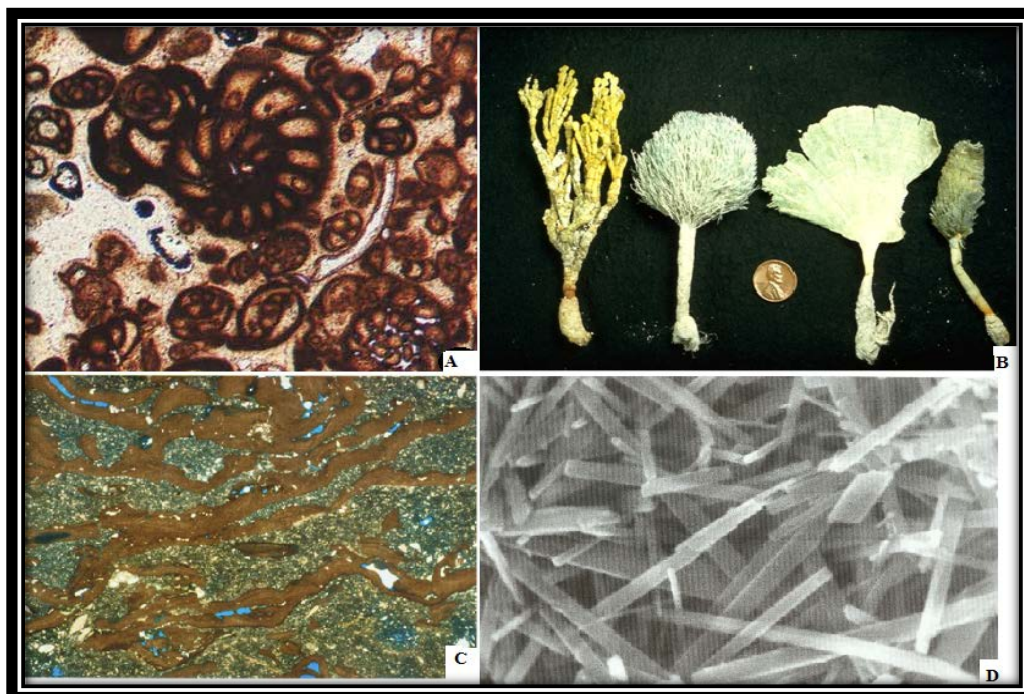


Fig. 2.17 Microfotografías de (A) foraminíferos. (B) Diferentes tipos de algas coralinas. (C) microfotografía de coral. (D) hamelida microscópica 11.3 micrones (Robertson, 2005).

2.3.3 Calcita microcristalina o micrita (matriz).

Constituye el componente textural de grano más fino, formado por cristales microcristalinos de carbonato de calcio (Fig. 2.18), de tamaño generalmente menor de $4\mu\text{m}$, que se denomina micrita.

Actualmente, donde se han podido estudiar los fangos calcáreos es en las Bahamas, donde se ha comprobado que el factor más importante de producción del sedimento micrítico es la desintegración de la algas calcáreas verdes, que al morir dejan caer las agujas aragoníticas que refuerzan el esqueleto.

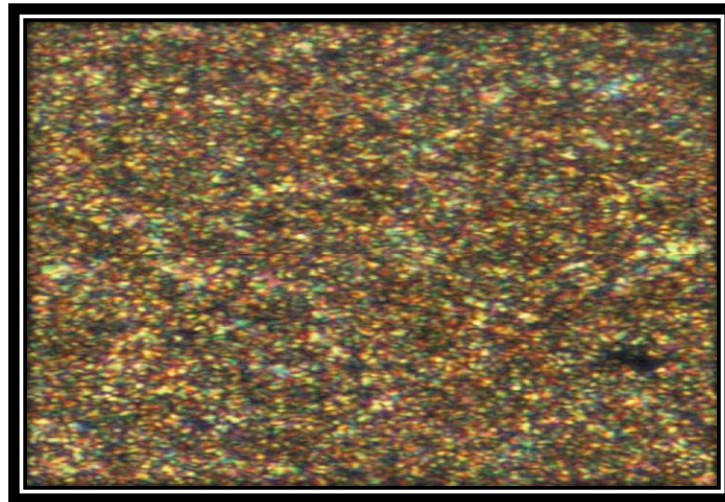


Fig. 2.18 Microfotografía de calizas micríticas que están formando un mosaico entrelazado de tamaño micrométrico, de cristales de calcita que diagenéticamente han evolucionado a partir de la deposición sea bajo Mg calcita o aragonito, del Jurásico, de Alemania (Tomado de Mackenzie, 1990).

2.3.4 Otros procesos generadores de fangos calcáreos son:

La bioerosión, producido por esponjas y algas que atacan y perforan granos carbonatados y los sustratos, se forman por la acción mecánica sobre los granos por la energía de las olas y las corrientes sobre ellos; también se originan por las perforaciones (Fig. 2.19) que corresponden

con aberturas creadas en la roca rígida, concha, o cualquier otro material por perforación de los organismos, donde el sustrato rígido es el anfitrión donde se realizan las perforaciones.

También las precipitación bioquímica, debida a la fotosíntesis y a la descomposición de algas, pueden producir lodos micríticos; actualmente se da en tapices de algas supramareales hipersalinas y de aguas dulces. Otro efecto que contribuye a la formación de micrita es la precipitación inorgánica provocada por la evaporación del agua marina.

Es muy difícil determinar el origen de la micrita en rocas antiguas, no solo por la susceptibilidad de la diagénesis que provoca crecimientos enmascarantes que dan lugar a un mosaico de microesparita, sino también porque puede existir un cemento micrítico, por que la micrita ha podido rellenar de forma geopetal los huecos entre los granos. Sin embargo, se puede suponer en principio, con base en las observaciones actuales, que el principal generador del fango micrítico es la desintegración de las algas calcáreas verdes, reservando un papel secundario para los otros agentes generadores.

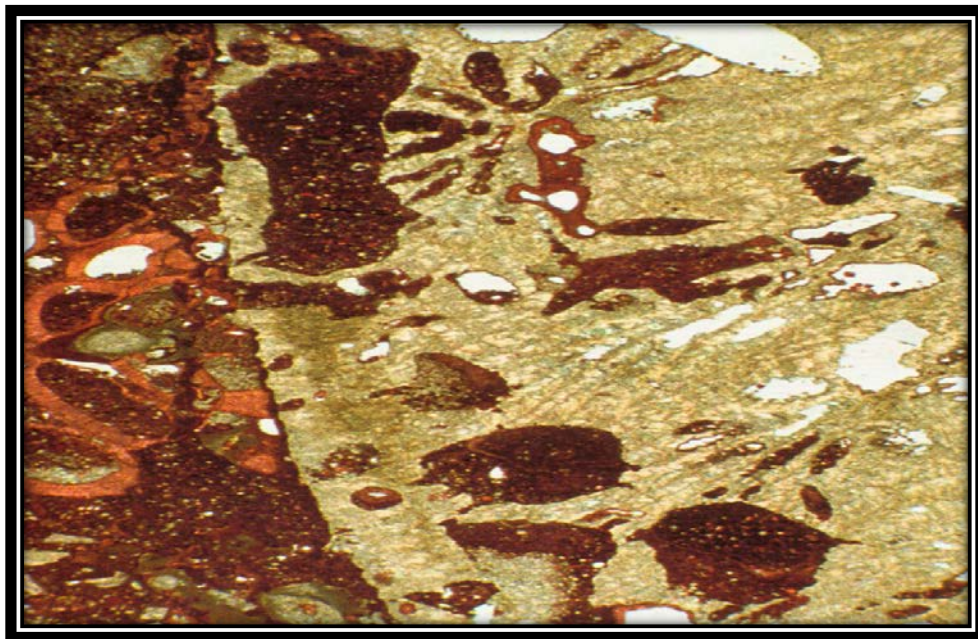


Fig. 2.19 Microfotografía de un coral que ha sido perforado por una especie de esponja llamada Cliona, posteriormente las cavidades se rellenaron con micrita, sedimentos del reciente de Belice (Tomada de Robertson, 2005).



2.3.5 El cemento o esparita.

El tercer componente textural de las calizas es el cemento, que en general está formado por calcita cristalina denominada esparita, que corresponde con un crecimiento de cristales en un espacio poroso, interregular o cavidades originales a partir de carbonatos preexistentes, que pueden dar información acerca del ambiente de formación; los cementos precipitados cerca de la interfase agua –sedimento, pueden estar compuestos por aragonito o calcita con alto contenido de Mg. Estos cristales se presentan alineados en posición perpendicular a la superficie donde se está nucleando el cemento, si dicha superficie es curva, como en muchos casos se presentara un estructura fibrosorradiada (Mackenzie, 1990).

La cementación puede comenzar de manera temprana en la zona vadosa, donde los poros del sedimento no se encuentran completamente ocupados por agua, por tanto los cementos resultantes son por precipitación, por lo que ocupan las posiciones alrededor de los granos en forma de meniscos. Otro proceso que puede formarse en la zona vadosa es la formación de cementos espeleotémicos o microestalactitas, en este caso las gotículas de agua y los cementos resultantes se ubican mayoritariamente en las superficies inferiores de los granos. Los cementos vadosos se pueden formar a partir de aguas intersticiales marinas en las zonas de intramarea y supramarea, así como a partir de aguas meteóricas, en este último caso, el cemento presentará una estructura fibrosorradiada; los cementos formados en ambientes marinos especialmente pueden ser micríticos. En las calizas antiguas, en las cuales la porosidad está completamente ocluida, es difícil distinguir los cementos micríticos que han nucleado sobre la superficie de los granos y crecido hacia afuera para rellenar total o parcialmente los poros del sedimento depositado junto con los granos (Tucker, 1991).

Los principales tipos de cementos según su textura son:

- Drúsico: cristales fibrosos alrededor de la partícula.
- Mosaico: cristales constituyendo un mosaico.
- Sintaxial: cristal en continuidad óptica con la partícula. Muy característico de las placas de equinodermos.
- Poiquilotópico: grandes cristales englobando las partículas (sin continuidad óptica con éstas).

- Menisco: cristales que precipitan entre partículas próximas desarrollando morfologías en menisco.
- Gravitacional: cemento cuya morfología global está condicionada por la gravedad.

Los sedimentos precipitados dentro de la zona freática meteórica (por debajo del nivel freático), presentan una textura característica, definida por cristales que aumentan de tamaño desde las zonas periféricas de los poros hacia el interior, a este tipo se le denomina mosaico drúsico, y es el resultado de la competencia durante el crecimiento entre los cristales nucleados, que avanzan hacia el centro de los poros; los granos son más o menos equidimensionales o en bloque (Mackenzie, 1997).

Hay casos en los que los granos componentes de una roca carbonatada están constituidos por pocos cristales de gran tamaño y es frecuente observar cemento esparítico en continuidad con los granos sobre los que ha nucleado. Estos son denominados recrecimientos syntaxiales (Fig.2.20), los cuales son fácilmente observables cuando se han desarrollado sobre fragmentos de equinodermos.

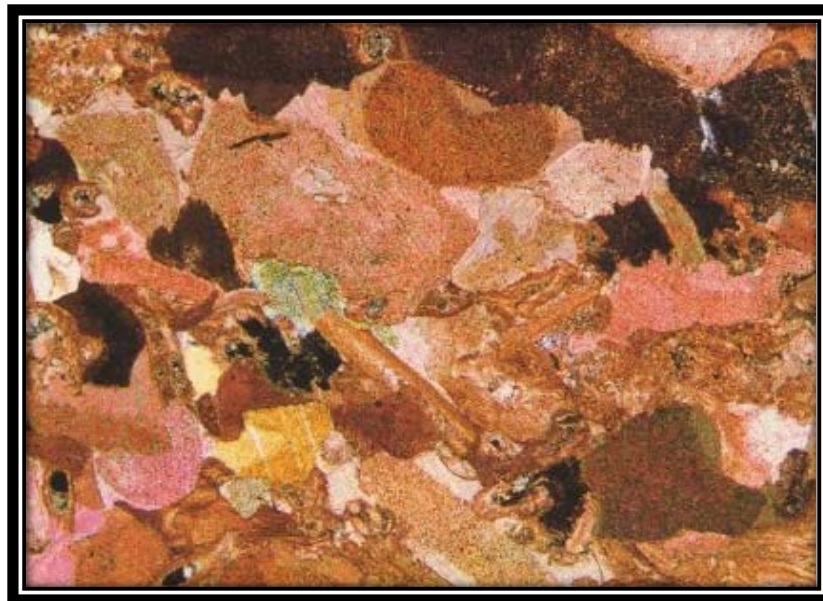


Fig. 2.20 Microfotografía de cemento syntaxial en placas de equinodermo (tomada de Mackenzie, 1997).



2.4 Clasificación de los carbonatos.

La clasificación de las rocas carbonatadas se hace con base en la génesis y en la textura. A diferencia de las contrapartes no carbonatadas, estos materiales, aunque se caracterizan por las texturas similares a las de los sedimentos clásticos habituales, estos no son los productos del intemperismo de la superficie terrestre sometidos a erosión que produce clastos, ya que están compuestos de restos que se derivan de la misma cuenca en la que se están acumulando. Por lo tanto, en el sentido intraformacional se depositaron dentro de la misma cuenca, aunque muchos de estos detritos se originaron por rompimiento de rocas arrecifales, desgaste o fragmentación, así como su desplazamiento y redepositación; algunas se encuentran sin modificaciones y son de origen químico o bioquímico, otras son arenas calcáreas y lodos que contienen foraminíferos, otras son ricas en dolomitas oolíticas y tienen una textura y estructura clástica. Este grupo es tratado por separado debido a su naturaleza del depósito, ya que ha sufrido transporte y redepositación, pero no es en un sentido estricto un depósito clástico, por lo que se le nombra **calizas alóctonas** (Pettijhon, 1957).

Un volumen importante de las calizas son aquellas que su acumulación fue in situ a partir de estructuras orgánicas; estas rocas bioquímicas no han sido sujetas a transportación y redepositación. Se encuentran en capas, que generalmente son consolidadas durante el proceso de depositación y en muchos de estos casos se forman masas de roca muy resistentes como ocurre con los arrecifes. En otros casos la acumulación del carbonato de calcio no fue en estructuras muy consolidadas; ya que las calizas crecieron por acción química o bioquímica, por lo que se les puede llamar **calizas autóctonas** (Pettijhon, 1957).

Muchos arrecifes crecieron alcanzando grandes espesores en relación a su amplitud, los que generalmente gradúan lateralmente a calizas bioclásticas muy bien estratificadas y frecuentemente son construidos sobre estos últimos y se sepultan conjuntamente. Estas estructuras arrecifales lenticulares y gruesas, de rocas masivas encerradas por calizas estratificadas, son llamadas **biohermas**, la gran mayoría son porosas e infiltradas por variedades de detritos orgánicos, por lo que son particularmente heterogéneas. Otras calizas autóctonas son más delgadas y extendidas, son esencialmente láminas de material orgánico relativamente



entero, a estas se les llama **biostromas**. Algunas de ellas contienen gran variedad de organismos y otras tienen a un solo tipo de organismo (Boggs, 2006).

Las clasificaciones que son las más utilizadas son las basadas en el concepto de textura, fábrica y madurez, donde el tejido se cree que está relacionada con la energía en el nivel de depósito de la roca caliza. Las relaciones y características de los componentes antes citados son la base de las clasificaciones dadas por Folk (1959, 1962), Dunham (1962), Leighton y Pendexter (1962), Bissell y Chilingar (1967), Embry y Klovan (1971) y Tucker (1981).

Las clasificaciones más utilizadas para fines científicos y de aplicación en la industria son las de Folk y Dunham (1959, 1962), las que reconocen tres componentes principales en las calizas: aloquímicos (granos), matriz (micrita) y esparita (cemento), (Tucker, 1991).

2.4.1 Clasificación de Folk (1962).

Folk establece una clasificación de calizas teniendo en cuenta las proporciones relativas de los tres constituyentes básicos: granos y partículas (aloquímicos), matriz fundamentalmente micrítica y cemento fundamentalmente esparita. Dentro de las cuales reconoció cuatro categorías de aloquímicos: peloides, ooides, bioclastos e intraclastos. Los tres principales "familias" de las calizas son: calizas aloquímicas esparíticas (alquímico cementado por calcita espática), calizas aloquímicas micríticas (alquímicos pero con micrita de la matriz), y calizas microcristalinas (falta de aloquímicos). En las rocas in situ las estructuras orgánicas se denominan biolititas (Tucker, 1991).

Folk diferencia tres tipos básicos de calizas: aloquímicas (con >10% de granos), micríticas (con <10% de granos) y biolititas, referente a una caliza formada in-situ, por organismos como estromatolitos o una roca arrecifal, y el término dismicrita, para micrita con cavidades (generalmente rellenas de esparita).

Dentro de las calizas aloquímicas distingue a las calizas esparíticas (espacio intergranular ocupado por esparita) y calizas micríticas (espacio intergranular ocupado por micrita).

Dependiendo de cuál de los aloquímicos sea el dominante, se utiliza como el prefijo una abreviatura (*bio*-para granos esqueléticos, *oo*- para ooides, *pel*- peloides, *intra*- intraclastos), que va después de los términos micrita o esparita, dependiendo de cuál sea el componente que lo liga. Si dominan dos tipos de aloquímicos estos pueden ser combinados (Archie, 1992). Las principales características de las tres familias se describen a continuación en el esquema de la figura 2.21.

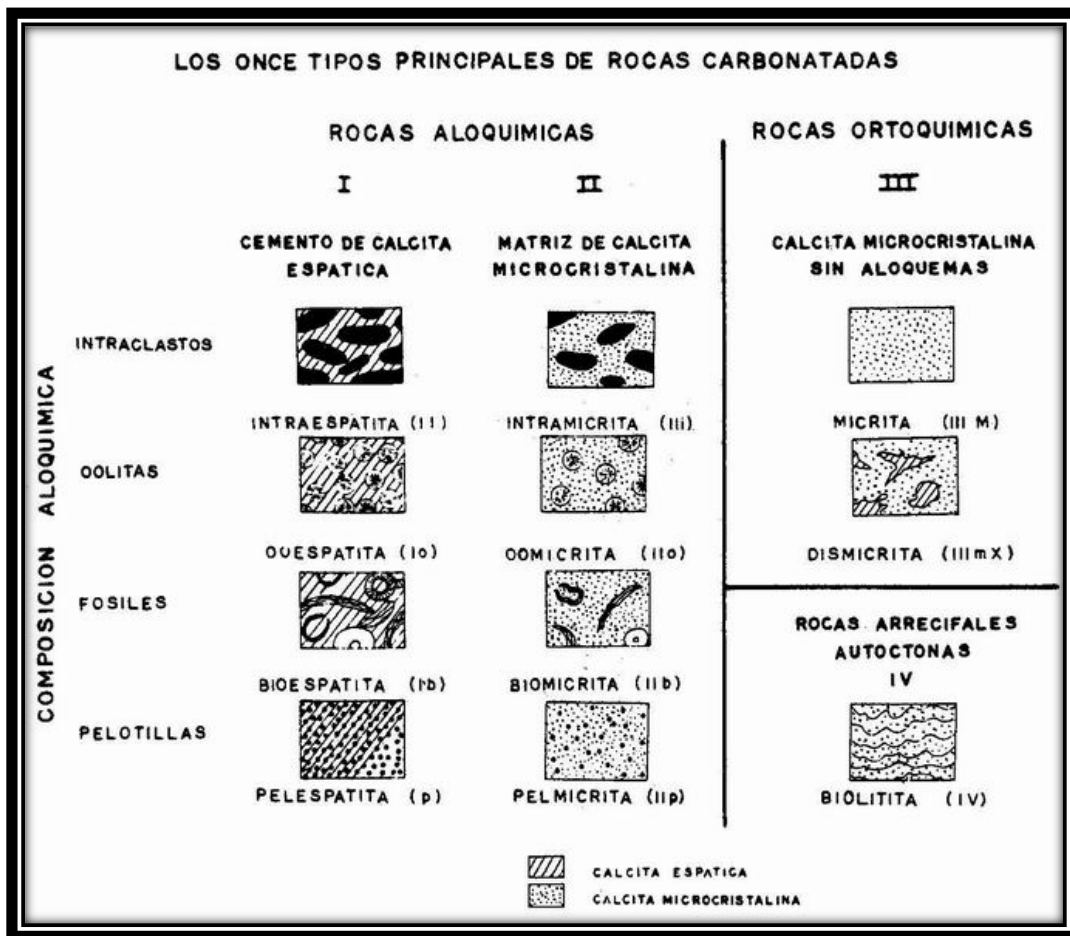


Fig. 2.21 Clasificación de madurez textural de Folk 1962, (Boggs, 2006).

I. Rocas aloquímicas espáticas.

Consisten principalmente de constituyentes aloquímicos cementados por calcita espática. En estas rocas las partículas sólidas (intraclastos, oolitas, fósiles y pellets) han sido acumuladas por



corrientes de alta energía o suficientemente persistentes para cernir y retirar cualquier fango microcristalino, que de otro modo podría haberse acumulado como matriz, y los poros intersticiales han sido llenados más tarde por un cemento de caliza espática precipitada directamente (Tucker, 1990).

| | | Calizas y Dolomias con textura deposicional reconocible Calizas, calizas dolomitizadas y dolomias primarias | | | | Sin textura deposicional reconocible. Dolomias de reemplazamiento y Calizas recristalizadas | | | | |
|--------------------------------------|---|--|------------------|--------------------------|--|---|--|----------------------------------|------------------------|---------------------|
| | | I | II | III | IV | V | | | | |
| Composición Volumétrica de aloquemos | | <10% aloquemos | | >10% aloquemos | | Rocas bioconstruidas sin perturbación | Con fantasmas de aloquemos o aloquemos evidentes | Sin fantasmas | | |
| | | esparita>micrita | micrita>esparita | 1-10% aloquemos | <1% aloquemos | | | | | |
| >25% Intraclastos | | intraesparita | intramicrita | Aloquemos más abundantes | Intraclastos Micrita con intraclastos | Micrita, o si tiene parches de esparita Dismicrita | Biolitita | Intradolomita | Dolomia afanítica | |
| >25% Ooides | | ooesparita | oomicrita | | Ooides Micrita con ooides | | | Oodolomita | Dolomia grano muy fino | |
| <25% Intraclastos | <25% Ooides Proporción volumétrica (bioclastos/peloides) | > 3/1 | bioesparita | | biomicrita | | | Bioclastos Micrita fosilífera | Biodolomita | Dolomia grano fino |
| | | 3/1 a 1/3 | biopesparita | | biopelmicrita | | | Peloides Micrita con peloides | Peldolomia | Dolomia grano medio |
| | | < 1/3 | pelesparita | | pelmicrita | | | etc. | Dolomia grano grueso | |

Fig. 2.22 Tabla de la clasificación de carbonatos de acuerdo a Folk, 1962 (Modificado de Mackenzie, 1997).

II. Rocas aloquímicas microcristalinas.

Estas rocas también contienen aloquemas, pero en este caso las corrientes no fueron lo bastante fuertes o persistentes para cernir y retirar el fango microcristalino que permaneció



como matriz; la caliza espática es muy subordinada o escasa, debido simplemente a que no hubo espacio poroso disponible en el que se formara (Tucker, 1990).

III. Rocas microcristalinas.

Estas representan el tipo opuesto al primer grupo, en tanto que consisten casi completamente de fango microcristalino con muy poco o nada de material aloquímico. Estas rocas implican tanto una rápida precipitación como la ausencia de corrientes fuertes y persistentes. Texturalmente equivalen a las arcillas de las rocas terrígenas (Boggs, 2006), (Tucker, 1990).

Estas son las tres familias que se determinan con base en el contenido de sus miembros externos, pero debido a que algunas calizas están en parte, constituidas por estructuras orgánicas que crecieron in situ y formaron una masa coherente y resistente durante su crecimiento, tales como los biohermas, se clasifican en una cuarta familia debido a su modo de génesis único, y estas rocas son denominadas **Biolititas** (Tucker, 1990).

En la figura 2.22 se muestra un esquema más completo donde se presentan a los constituyentes de la base de la clasificación de Folk para rocas carbonatadas de 1962.

2.4.2 Clasificación de Dunham (1962).

Esta clasificación toma en cuenta la abundancia de los aloquímicos y la micrita, pero sin considerar la identidad de cada uno de los aloquímicos que forman parte de la roca, divide a las calizas con base en su textura. Distingue dos tipos generales de carbonatos: rocas y sedimentos carbonatados, los que presentan textura deposicional reconocible, y los que presentan textura cristalina, no siendo posible reconocer la textura deposicional (Fig. 2.23) (Tucker, 1990). También toma en cuenta los depósitos arrecifales u organismos que se encontraban unidos en el momento del depósito original (Ahr, 2008).

Clasificación de Dunham, 1962

| Textura deposicional reconocible | | | | Textura deposicional no reconocible | |
|---|---------------------------|--|--|-------------------------------------|-------------------|
| Componentes originales no unidos durante la sedimentación | | | Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción | | |
| Con barro micrítico | | Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico | | | |
| Esqueleto matriz-soportado | Esqueleto grano-soportado | | | | |
| < 10 % granos | > 10 % granos | | | | |
| Mudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Boundstone | Cristalina |
| | | | | | |

Dunham, 1962
Modificado de Moore, 2001
© Atlas de Petrología Sedimentaria

Fig. 2.23 Tabla de clasificación de calizas propuesto por Dunham 1962, modificada por Moore 2001 (APS, UCM, 2007).

El principal criterio que se utiliza corresponde con los porcentajes relativos de granos y de lodo (presencia o no de micrita) y su disposición (fábrica). El carácter de soporte por granos entre sí o soporte por micrita es, en algunos casos difícil de determinar. Se puede utilizar como criterio de soporte de granos los porcentajes de granos superiores al 60% (Ahr, 2008).

La clasificación de Dunham no hace referencia al tamaño de los granos ni al tipo de estos; sin embargo, se suele hacer mención de ello de una manera más específica, como por ejemplo se menciona grainstone oolítico, o packstone de crinoides, etc.

Esta clasificación presenta como ventaja su fácil utilización durante el trabajo de campo. Debido a que los nombres son colocados dependiendo de la textura deposicional de la roca, tienen connotaciones en cuanto a indicación de energía en el medio sedimentario (Boggs, 2006).

A continuación se describen las principales características de las calizas de acuerdo a lo propuesto por Dunham en 1962:

Mudstone: presenta una textura matriz-soportada con menos del 10% de granos; es una roca carbonatada la cual el sedimento ha sido fijado y unido por la acción de organismos vivos. Está compuesta la mayor parte de esta roca por la matriz y contiene menos de 10% de aloquímicos, los cuales son muy finos (Fig. 2.23). Sus componentes no se encuentran unidos entre sí al momento de la depositación (Ahr, 2008).

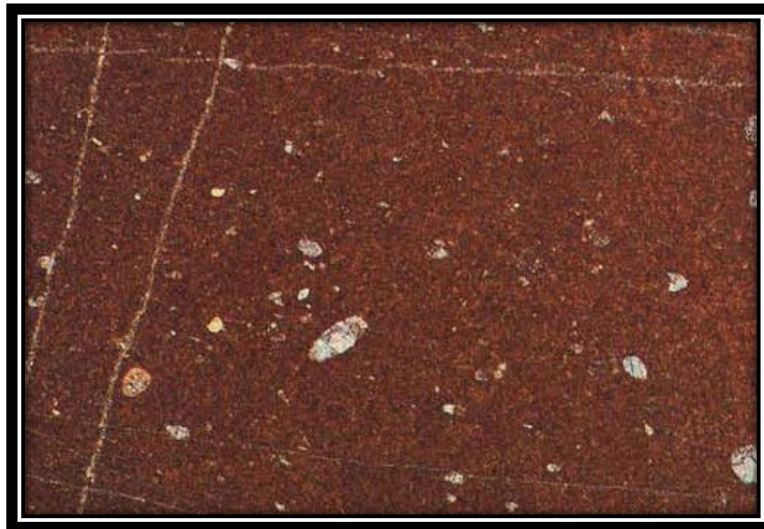


Fig. 2.24. Microfotografía de una caliza mudstone, soportada por matriz y menos del 10% de granos aloquímicos, del Cretácico superior de Grecia (tomada de Mackenzie, 1997).

Wackestone: se observa una textura matriz-soportada con más del 10% de granos. En la cual se puede identificar algunas partículas pequeñas de aloquímicos (Fig. 2.25), las cuales se encuentran flotando en la matriz (Ahr, 2008).

Packstone: tiene una textura grano-soportada y con matriz micrítica, donde el espacio intergranular está ocupado por micrita (Fig.2.26), los granos ocupan gran parte de la roca sin tocarse entre sí, se observa como si se encontraran empaquetados o envueltos por la micrita (Tucker, 1990).

Grainstone: Textura grano-soportada y sin matriz micrítica. El espacio intergranular puede estar ocupado por cemento. En este caso los granos se encuentran soportando unos a otros ocupando la mayor parte de la roca, en este caso se encuentran cementados por esparita (Fig. 2.27) (Tucker, 1990).

Boundstone: Los componentes originales se encuentran ligados durante la sedimentación debido a la acción de organismos bioconstructores (Fig. 2.28), ya sean corales, algas rodoíceas, cianobacterias, etc. Pero no hace diferencia entre ellos (Ahr, 2008).

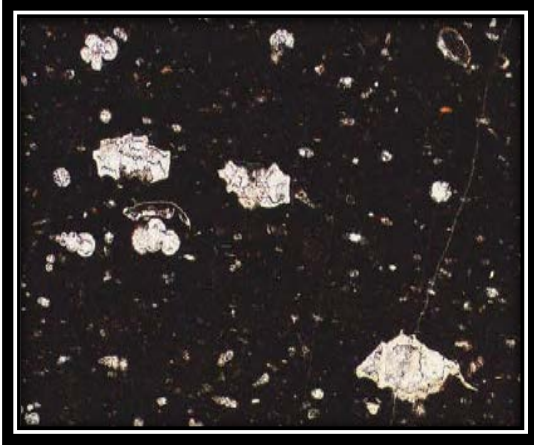


Fig. 2.25 Microfotografía de una caliza Wackestone en la que se pueden observar algunos aloquímicos, del Cretácico Superior de Pindos, Grecia Central (Mackenzie, 1997).

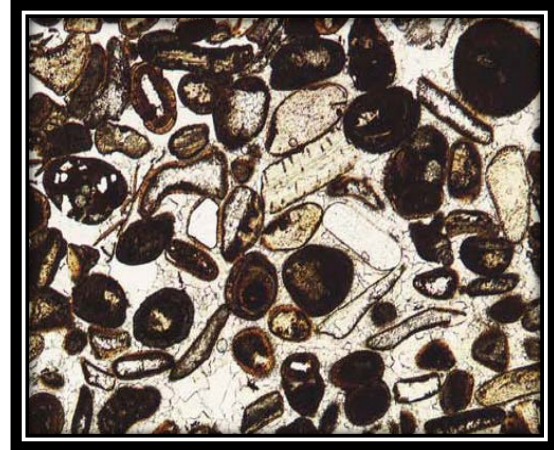


Fig. 2.27 Microfotografía de una caliza Grainstone, donde se observan aloquímicos granos soportados con cemento esparítico, del Jurásico, Inglaterra (Tomada de Mackenzie, 1997).

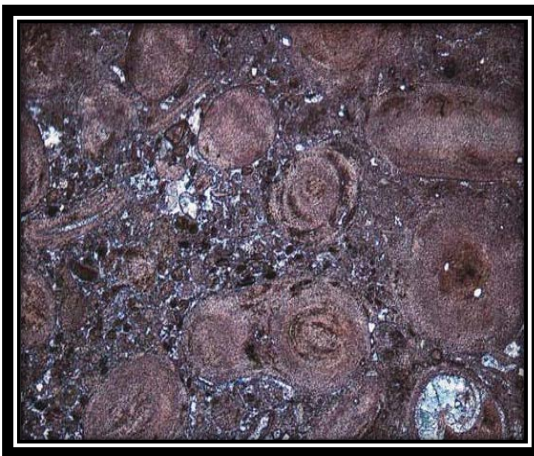


Fig. 2.26 Caliza Packstone, compuesto por granos de 2 tamaños, predominan los peloides, de Gloucestershire, Inglaterra. (Mackenzie, 1997).

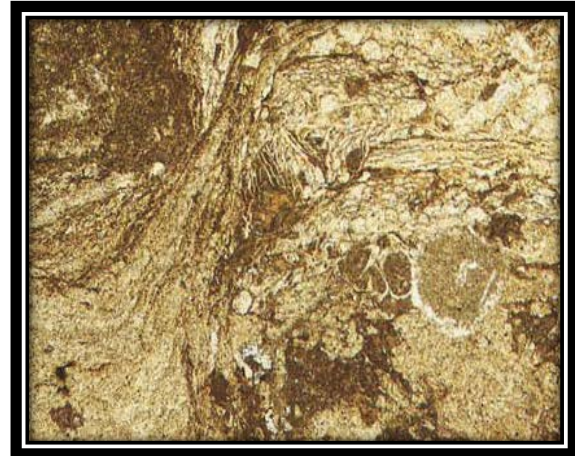


Fig. 2.28 Microfotografía de una unidad oolítica en una caliza Boudstone, en la que se pueden identificar restos y crecimientos de organismos de un arrecife, de Cumbria, Inglaterra (Tomada de Mackenzie, 1997).

En la textura **crystalina** (Fig. 2.29), las calizas se componen de cristales en los que no se pueden observar granos, matriz o cemento; es una caliza la cual ha sufrido por lo general una dolomitización o diagénesis lo cual no permite que se observen sus componentes originales, las que se han transformado en calcita o dolomita (Ahr, 2008).



Fig. 2.29 Microfotografía en la cual se puede observar la textura cristalina de una caliza de Marruecos del Jurásico superior (Mackenzie, 1997).

2.4.3 Clasificación de Embry y Klovan (1971).

Esta clasificación complementa la clasificación de Dunham añadiendo cinco nuevos tipos (Fig. 2.30), tanto para indicar tamaño de grano (Floagstone y Rudstone), como el tipo de sujeción orgánica para los Boundstones (Bafflestone, Bindstone y Framestone), para dar información sobre la composición de los granos de manera cualitativa. Debido a las modificaciones diagenéticas en las calizas, se debe tener cuidado cuando se asigna nombre a una roca caliza (Ahr, 2008); esta clasificación también busca reflejar la interacción entre la energía de depósito así como la influencia biológica incluyendo depósitos de arrecifes (Tucker, 1990).

| Clasificación de Dunham (1962) modificada, Embry & Klovan (1972) | | | | | | | | | |
|--|----------------------|-----------|------------|-----------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|---|--|-----------------------|
| Texura depositacional reconocible | | | | | | | | | Texura no reconocible |
| Alóctonas (componentes no ligados durante la depositación) | | | | | Autóctonas (componentes ligados) | | | | |
| - 10% de componentes > 2 mm | | | | + 10% de componentes > 2 mm | | organismos entrampan fango | organismos ligan fango (algas) | organismos forman armazón (corales) | |
| con fango | | sin fango | | textura fango sostén | textura grano sostén | | | | |
| textura fango sostén | textura grano sostén | | | | | | | | |
| - 10% de granos | + 10% de granos | | | | | | | | |
| Mudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Floatstone | Rudstone | Bafflestone | Bindstone | Framestone | Caliza Cristalina |

Fig. 2.30 Clasificación de rocas carbonatadas de Dunham (1962) mejorada por Embry y Klovan (1972) (Modificada de Schlager, 2005).

El sistema requiere la identificación de la matriz de finos (limos, arcilla), partículas (arena gruesa), el espacio de los poros (abiertos o por el cemento claro), y el marco orgánico. Los principios de la definición de las clases son, en orden descendente (Schlager, 2005).

- Presencia y tipo de estructura orgánica dura.
- La presencia de partículas más gruesas que la arena.
- La proporción de partículas finas y frente a la matriz, en donde ambos son abundantes; se hace una distinción entre los granos que flotan en la matriz (soporte de la matriz) y los granos que descansa sobre una otros (apoyo de grano).

A continuación se describen las principales características de las calizas que complementan la clasificación de Embry y Klovan 1971:

Rudstone: Textura grano-soportada, en la que los “clastos” tienen un tamaño mayor a 2 mm y están en una proporción superior al 10%. La roca es rica en sedimentos formados por la actividad de las tormentas o la bioerosión de los arrecifes. Ellos se encuentran alrededor de los arrecifes de parche en la parte posterior de los arrecifes (Schlager, 2005).

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

Dentro de los **boundstones**, se diferencian los siguientes tres tipos:



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

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

Bafflestone: Tipo de bioconstrucción en la que los organismos atrapan sedimento por efecto pantalla (por ejemplo, los *montículos de lodo*).

Además de las anteriores clasificaciones **Tucker (1981)**, propone otro esquema de clasificación muy simple basado en el tamaño de grano de las partículas, siendo este uno de los más útiles en campo:

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

No todas las calizas autóctonas son acumulaciones bioquímicas, algunas variedades menores como el travertino, caliche y creta calcárea también se forman en su lugar de depósito a partir de precipitaciones químicas, formadas por soluciones hipersaturadas; estas presentan las siguientes características generales:

Travertino: es un depósito bandeado que se encuentran en manantiales o en cavernas de calizas, donde forman estalagmitas y estalactitas; es un material poroso, esponjoso que forma depósitos superficiales delgados. El carbonato de calcio se deposita sobre plantas y adopta las formas de hojas o raíces, tiene una estructura reticular, la cual es débil y semifrías.

Caliche: Es un depósito rico en carbonato de calcio, formado en los suelos de ciertas regiones semiáridas. Está formado por masas concéntricas bandeadas, con una textura que se caracteriza por partículas formadas in situ, cuyas características morfológicas son reminiscencia de peloides, oncoides y agregados de granos. Bajo el microscopio muestra cuerpos pisolíticos,



anillos concéntricos de calcita relleno de grietas de desecación, también se ha encontrado pequeños nódulos calcáreos.

Creta: Son oozes calcáreos pelágicos de grano fino y calizas que consisten principalmente de nanofósiles, especialmente cocolitos y las partes duras de foraminíferos.

2.5 Diagénesis de las rocas carbonatadas.

La diagénesis es el proceso por el cual los sedimentos sufren una serie de transformaciones, las cuales tienen como resultado la litificación de dichos sedimentos. La mayoría de los sedimentos de carbonato se depositan en ambientes marinos, aunque algunas de las rocas de carbonato también se pueden formar bajo ciertas condiciones no marinas, después de la depositación; los sedimentos de carbonato son sometidos a una gran variedad de procesos diagenéticos que resultan en cambios en la porosidad, la mineralogía y la química, perdiendo en muchas ocasiones sus rasgos originales de depositación (Boggs, 2006).

La diagénesis en carbonatos incluye a la micritización, neomorfismo, dolomitización, compactación y disolución, procesos que se describen a continuación:

2.5.1 Micritización.

En los ambientes sedimentarios marinos someros algunas algas verdes-azules no esqueletales pueden perforar el material esquelético, por ejemplo las conchas de los moluscos, estas son denominadas *algas endolíticas*, quienes realizan perforaciones de unas 10 μm de diámetro. Una vez que el alga muere son rellenas por micrita. Si el proceso continúa, el borde del grano afectado puede quedar completamente remplazado por micrita, a este proceso se le llama micritización (Fig. 2.31).

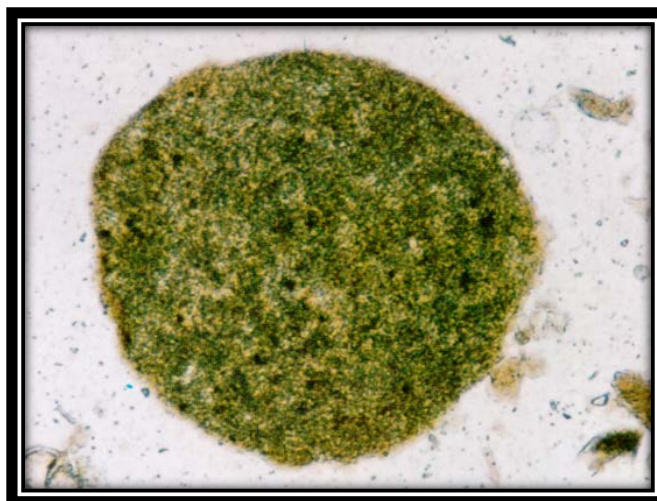


Fig. 2.31 Un ejemplo de una probable ooide que ha sido completamente micritizado, aunque la sección puede ser algo tangencial a la ooide, no se presenta una estructura remanente visible en este corte, por lo que el grano se tiene que ser clasificado como un peloide, 0.09 mm. Sedimentos del Holoceno, Joulters Cay, Bahamas (Mackenzie, 1990).

2.5.2 Neomorfismo.

El termino **neomorfismo** o recristalización (Fig. 2.31), hace referencia a las transformaciones que se producen a partir de un mineral y genera, o bien el mismo mineral, o bien otro con la misma composición general.

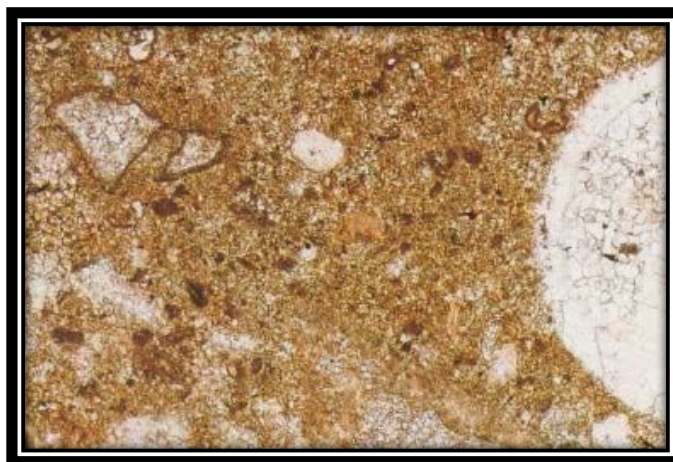


Fig. 2.32 Microfotografía de una caliza recristalizada donde la matriz está formada de pseudoesparita y el molusco por esparita (Mackenzie, 1990).



Durante la diagénesis el aragonito componente de las calizas se puede transformar en calcita, sin desarrollo de una porosidad significativa. Generalmente esta aumenta el tamaño de grano y muy frecuentemente la micrita componente de las calizas puede transformarse en calcita. Se utiliza el término esparita neomorfica o microesparita 4-10 μm y de manera más común pseudoesparita cuando es mayor de 10 μm (Boggs, 2006).

Tanto la cementación como el neomorfismo, son dos de los factores más importantes es la diagénesis de los carbonatos, por lo que en muchos casos condicionan las características más importantes de la esparita. Generalmente se encuentra localizada entre los granos o cavidades originales, tiene un aspecto claro y con pocas inclusiones; sus límites intercrystalinos son planares o rectilíneos y la fábrica drúsica, por lo que presenta incremento de tamaño a partir del sustrato o la pared (Boggs, 2006).

En algunos casos la mayor parte de los bioclastos de aragonito se conservan en forma de moldes calcíticos, sin ningún resto de la micro estructura original de la pared, sin embargo, ocasionalmente, los bioclastos aragoníticos resultan invertidos a calcita in situ, siendo esta otra forma de neomorfismo.

2.5.3 Dolomitización.

Proceso por el cual la calcita y el aragonito son reemplazados por dolomita, generalmente este proceso ocurre a gran profundidad, donde ocurre la transición de estructuras aloquímicas por mosaicos de dolomita, pero hay estructuras que con frecuencia no se puede distinguir en dolomitas antiguas, si el mineral es por precipitación o por reemplazamiento, ya que tienen la misma estructura, pero en otros casos como el de materiales orgánicos estos siempre son originalmente de calcita o aragonito, así que en este caso es evidente el reemplazo de estos minerales por dolomía.

Por otro lado, es indudable que algunas dolomías se han formado por metasomatismo posterior, es decir, después de sepultada y litificada. Estas dolomías se encuentran en forma irregular o en vetas, y cruzan la estratificación de las calizas a las que están asociadas, particularmente las que tienen fallas y algunas fracturas están asociadas a depósitos de

sulfuros. Sin embargo, el metasomatismo puede ser selectivo y solo afectará algunas láminas, capas o fósiles, aparentando una dolomitización primaria (Mackenzie, 1997).

2.5.4 Compactación.

Además de la cementación el principal proceso que conduce a la reducción de porosidad en los sedimentos es la compactación (fig. 2.32).



Fig. 2.33 Microfotografía que muestra una caliza con compactación de foraminíferos y ostrácodos, es una caliza del Carbonífero Inferior de Inglaterra (Tomada de Mackenzie, 1997).

Las etapas más tempranas de la compactación en sedimentos sin cementar comprenden un proceso de reajuste de los granos con estructuras laxas para generar una fábrica más empaquetada, la rotura de las conchas delicadas, el aplastamiento de los granos menos competentes y la expulsión de parte del agua del lodo carbonatado. Los granos por lo general se comportan de manera rígida o de lo contrario sufrirían deformación durante el proceso (Boggs, 2006).

2.5.5 Disolución por presión y deformación.

La disolución por presión es un proceso por el cual un sedimento que se encuentre sometido a una presión, que puede ser solo presión litostática, sufre una disolución selectiva de sus componentes (Fig. 2.33). En las rocas carbonatadas, el material que se disuelve con mayor facilidad es el carbonato de calcio y los minerales menos solubles, como el cuarzo o los minerales arcillosos quedan concentrados en las zonas donde se ha producido la disolución del carbonato.

En las etapas que preceden a la disolución, el esfuerzo se concentra en los puntos de contacto entre los granos, lo que puede resultar en una disolución parcial de estos granos; la disolución en la mayoría de los casos produce porosidad secundaria (Mackenzie, 1997) .



Fig. 2.34 Microfotografía de una caliza que muestra disolución por presión, al grado de desaparecer los bordes originales de los granos, roca del Carbonífero de Inglaterra (Mackenzie, 1997).

2.6 Ambientes sedimentarios de los carbonatos.

Un ambiente sedimentario se puede definir como una parte concreta de la superficie terrestre donde se acumulan sedimentos que se diferencian física, química y biológicamente (Selley, 1970), además estos factores se encuentran íntimamente relacionados entre sí. Un medio

sedimentario puede ser erosivo, de no depositación o de sedimentación, y estas etapas suelen alternarse periódicamente. Se ha demostrado que los medios sedimentarios actuales son finitos así como sus procesos sedimentarios, su evolución está de acuerdo al principio del uniformismo², por lo cual tienen que clasificarse para su mejor estudio.

Los diferentes tipos de ambientes donde se lleva a cabo los depósitos carbonatados incluyen: marinos, lacustres, depósitos de caliche o calcreta, agua salobre, espeleotemas y carbonatos eólicos. En este caso nos avocaremos principalmente a los ambientes sedimentarios marinos de aguas someras.

La mayor parte de los sedimentos carbonatados resultan básicamente de procesos químicos y bioquímicos que ocurren en un ambiente marino de aguas someras, limpias y cálidas. En una correlación mundial de este tipo de sedimentos, se observa que tal depositación se lleva a cabo en aguas principalmente ecuatoriales asociadas a corrientes marinas cálidas (Fig. 2.34). En estos ambientes es donde ha observado las mayores acumulaciones carbonatadas en el registro geológico (Selley, 1970).

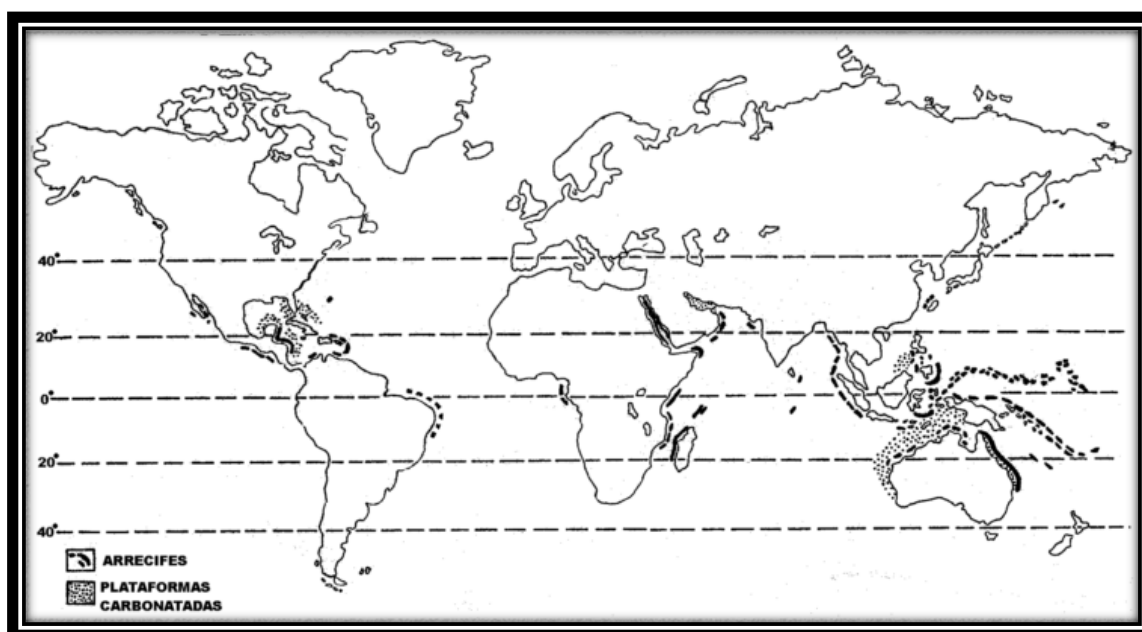


Fig. 2.35 Distribución de los sedimentos carbonatados en ambientes marinos actuales (Tomada de Schlumberger, 2010).

² Principio del uniformismo: el presente es la clave del pasado, James Hutton, 1875.



A nivel mundial, aproximadamente el 10% de toda la producción de carbonato se lleva a cabo dentro de ambientes profundos en medios marinos. Entre los ambientes marinos, tanto de aguas profundas como superficiales, el 60% del total de acumulación de carbonato es producido por los arrecifes. Las tasas de producción originada por organismos varían en función de las circunstancias en que se encuentren, siempre que las condiciones ambientales sean ideales, es decir, la salinidad, la temperatura, la profundidad del agua, etc.; las tasas medias de productividad está en los intervalos de 1.5-4.5 kg CaCO₃ año⁻¹ (0.5 a 1.5 m/año), (Schlager, 1981).

2.6.1 Ambientes Marinos.

El ambiente marino somero carbonatado presenta una distribución global actual que es restringida comparada con otros períodos geológicos de la historia de la Tierra. Mares carbonatados tan extensos como los que existieron durante el Ordovícico, Devónico, Mississípico y Cretácico, actualmente no se encuentran.

Existen diferencias fundamentales entre los depósitos carbonatados terrígenos y marinos. Mientras que los terrígenos son producto del intemperismo químico y físico de las rocas preexistentes que han sido transportados a la cuenca de depósito; los sedimentos carbonatados marinos se derivan de una precipitación “in situ” dentro de la misma cuenca.

En los ambientes marinos hay una producción considerable de carbonatos permaneciendo estos depósitos en su mayoría en el lugar donde se precipitaron, debido a la presencia de organismos que no solo secretan el CaCO₃, sino que también lo utilizan para la construcción de sus conchas o esqueletos (Fig. 2.36). Sin embargo, es importante considerar que parte del sedimento carbonatado producido en el ambiente marino, puede llegar a sufrir un cierto transporte por la acción del viento, oleaje, corrientes, etc., ya sea hacia áreas continentales, al borde de la plataforma o a las profundidades marinas (Reading, 1986).



| Constituyentes | A | B | C |
|--------------------|------|--------|--------|
| Algas calcáreas | 22.8 | 25.1 | 18.0 |
| Moluscos | 15.8 | 17.5 | 12.2 |
| Foraminíferos | 11.7 | 9.0 | 17.3 |
| Corales | 9.0 | 9.3 | 8.2 |
| Espículas | 3.6 | 4.3 | 2.1 |
| Tubos de gusanos | 1.8 | 1.4 | 3.0 |
| Crustáceos | 1.2 | 1.4 | 0.7 |
| Briozoarios | 0.3 | 0.4 | Trazas |
| Limo | 13.2 | 13.9 | 11.7 |
| Minerales (cuarzo) | 2.8 | 3.9 | 0.5 |
| CaCO ₃ | 5.5 | 5.3 | 6.0 |
| Oolitas | 0.8 | 0.4 | 1.6 |
| Pellets | 1.3 | Trazas | 3.8 |
| Agregados | 0.2 | --- | 0.8 |
| Total | 100 | 99.7 | 100 |

Fig. 2.36 Distribución de constituyentes de los sedimentos carbonatados modernos. A) 50 muestras de Florida y 24 de Las Bahamas. B) 50 muestras de Florida. C) 24 muestras de Las Bahamas(Modificada de Pettijhon, 1975).

En general, las plataformas de ambientes carbonatados se desarrollan en áreas donde el flujo de terrígenos no existe o es mínimo; esta es una de las razones por las que actualmente existen solo algunas de éstas. El aporte de terrígenos en la mayor parte de las márgenes continentales

afecta directamente el crecimiento de los organismos productores de carbonatos, especialmente en los constructores de arrecifes. Como resultado, los arrecifes se desarrollan en áreas donde no existe una fuente de terrígenos, como es el caso del Golfo Pérsico, la Plataforma de Yucatán y las Bahamas. En estas plataformas existe un equilibrio dinámico entre la producción de carbonatos y la subsidencia, para permitir acumulaciones gruesas y mantener la profundidad adecuada para favorecer continuamente el aporte de CaCO_3 (Tucker, 1991).

2.6.2 Características del ambiente marino.

Desde el punto de vista ecológico, el ambiente marino se divide en dos zonas (Fig. 2.37):

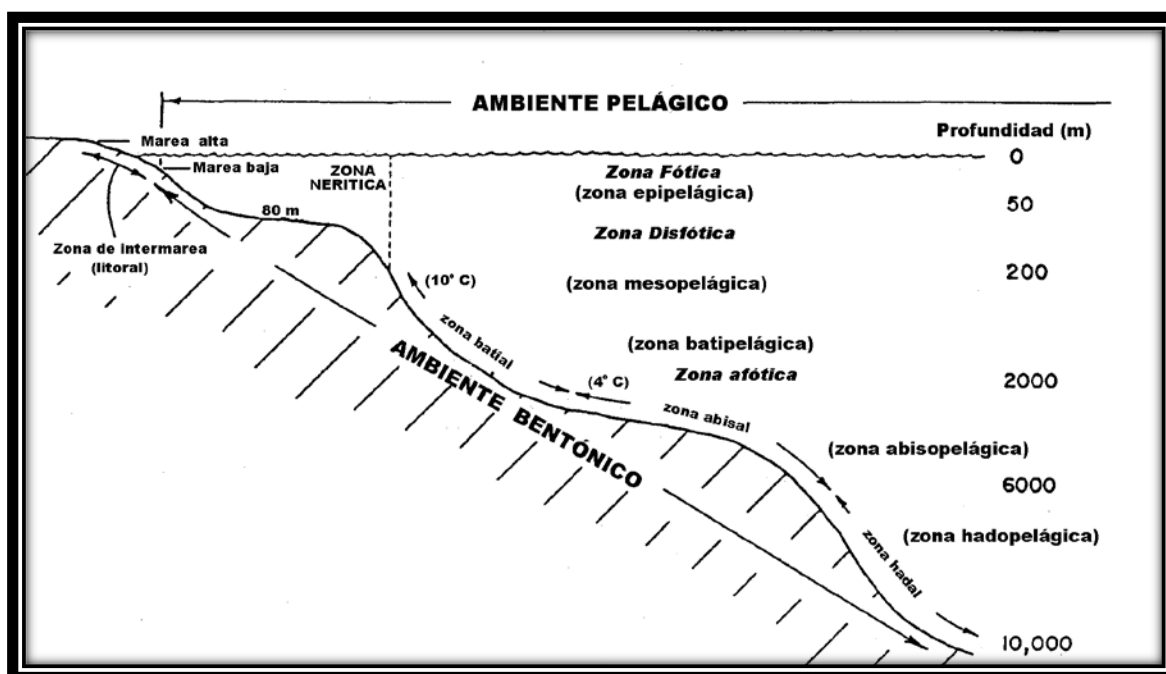


Fig. 2.37 Perfil esquemático mostrando las subdivisiones ecológicas tanto del piso oceánico como del cuerpo de agua (Modificado de Friedman, 1978).

- A) La **zona bentónica** que incluye el piso o fondo oceánico, desde la línea de costa hasta las profundidades abisales. Las formas marinas que viven, ya sea fijas al sustrato,



deslizándose, como enterradores o nadadores, se les conoce como organismos bentónicos. Dentro de ésta misma, la zona de litoral yace entre la marea alta y baja, la zona de sublitoral sobre la plataforma continental y la zona **batial** sobre el talud continental; la zona abisal corresponde a las planicies abisales y la hadal a las trincheras.

- B) La **zona pelágica** representa la porción acuosa de los mares. Dentro del ambiente pelágico, la zona **nerítica** es el cuerpo de agua que cubre desde la zona costera hasta los límites de la plataforma continental, y la zona oceánica es aquella que está asociada con las profundidades mayores en las cuencas oceánicas (Kendall, 1991).

2.6.3 Procesos químicos y físicos.

La composición del agua de mar a través de los océanos es más o menos constante; aunque muchos elementos han sido identificados, solo seis iones forman el 99% del volumen de agua de mar (Fig. 2.38). Los elementos más abundantes son el Cl y el Na, por lo que la composición química de agua se expresa generalmente en medidas de cualquiera de estos dos iones

Una expresión de la composición química del agua marina es la salinidad, la cual es comúnmente expresada como partes por mil (o/oo). La salinidad promedio es de 35(o/oo) y puede variar de lugar a lugar. Mientras que un aporte constante de agua dulce por medio de los ríos y la lluvia reducen la salinidad, la evaporación en climas áridos la aumenta. Otra de las características químicas importantes del agua marina que influyen en el depósito de carbonato de calcio incluyen: el Ph, la cantidad de gases disueltos (O y OH) y el Eh.

El **Ph** es el logaritmo negativo de base 10 del ión hidrógeno de una solución y representa la medida cuantitativa que determina si una solución es alcalina o ácida. El Ph del agua de los ríos es de ligeramente alcalino a ligeramente ácido; mientras que el Ph en la superficie del agua del mar tiende a ser casi constante con un valor de 8.3. Cuando el Ph disminuye en el agua de mar, el carbonato de calcio se disuelve, por lo que en aguas cálidas y mares someros la disolución de la aragonita y la calcita por procesos inorgánicos casi no se presenta (Fig. 2.39).

En lo que respecta a la cantidad de **gases disueltos**, se ha demostrado que al aumentar la profundidad, el carbonato de calcio se disuelve ya que la concentración de CO_2 aumenta y el Ph disminuye, llevándose a cabo dicha acción (Kendall, 1991).

| Ion | Proporción en %. |
|---------------------|------------------|
| Cl^- | 55.1 |
| Na^+ | 30.6 |
| $(\text{SO}_4)_2^-$ | 7.7 |
| Mg^{2+} | 3.7 |
| Ca_2^+ | 1.2 |
| K^+ | 1.1 |
| Total | 99.4 |

Fig. 2.38 Iones predominantes en las aguas marinas (Tomada de Friedman, 1978).

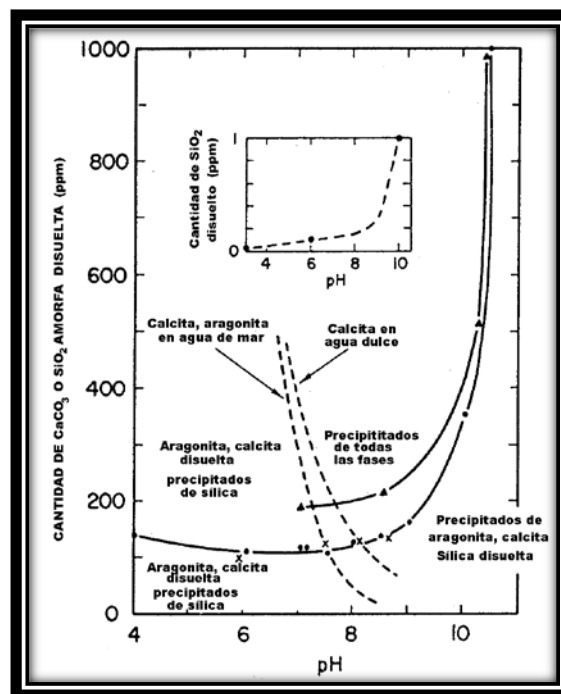


Fig. 2.39 Efectos del pH (aproximadamente 25 grados C) sobre la solubilidad del CaCO_3 , cuarzo y la sílica amorfa (Modificada de Friedman, 1978).

El **Eh o potencial redox** es una medida relativa de la intensidad de oxidación o reducción en solución, esto es, la concentración de electrones en una solución. Aunque los procesos de óxido-reducción son comúnmente biológicos, otros son más bien químicos. En los ambientes sedimentarios, el Eh y el Ph son interdependientes, por lo que conociendo los límites de estabilidad del agua, se puede trazar en un diagrama el Eh como ordenada y el Ph como abscisa y mostrar los campos para cada uno de éstos (Reading, 1986).

La producción de sedimentos carbonatados ocurre típicamente en regiones cálidas, someras y en latitudes bajas; sin embargo, su producción también se puede dar en climas más fríos. Con base en las posiciones latitudinales se reconocen dos grupos dominantes de organismos, mientras que los tropicales incluyen a los corales y las algas verdes, los de latitudes altas



incluyen a los moluscos y foraminíferos, considerando también a los corales ahermatípicos de aguas frías (Kendall, 1991).

Los procesos físicos tales como la fotosíntesis, la respiración, la evaporación, la lluvia y el aporte de agua dulce por ríos, afecta la producción de carbonatos. A estos procesos se le agregan la gravedad, el oleaje, las mareas, las corrientes y la bioturbación.

Tipos de ambientes carbonatados recientes de aguas someras.- De acuerdo a las facies sedimentarias dominantes se presentan cinco tipos de ambientes: armazón de arrecifes orgánicos, sedimentos arrecifales y acumulaciones de sedimentos, bancos orgánicos, acumulaciones de lodo calcáreo y planicies de mareas o sabkhas (Riding, 2001).

1) *Armazón de arrecifes orgánicos.-* El término arrecife se define como un armazón carbonatado resistente al oleaje. Los términos relacionados según el tipo de crecimiento y organismos constructores son el biostroma y el bioherma. El primero se refiere a una acumulación de restos biogénicos en capas (crecimiento de elementos algáceos); mientras que el segundo se refiere a una acumulación “in situ” de organismos sedentarios a veces formando montículos. Consecuentemente, no todos los arrecifes son biohermas (Riding, 2001).

El rango anual de temperatura en los arrecifes actuales es de 15 a 32° C; mientras que el de la salinidad está entre 35 y 37 ppm. El rango relativamente pequeño de salinidad es característico de áreas marinas con abundancia de organismos, ya que la mayor parte de éstos son muy sensibles a los cambios de salinidad y no pueden sobrevivir a éstos por un tiempo largo.

La flora calcárea de los arrecifes está dominada por dos familias de algas: las verdes (Codiacea) y las rojas (Corallinacea) (Fig. 2.40).

La fauna es extremadamente variada y consiste principalmente de corales, moluscos, equinodermos, foraminíferos, anélidos, briozoarios y crustáceos (Riding, 2001).

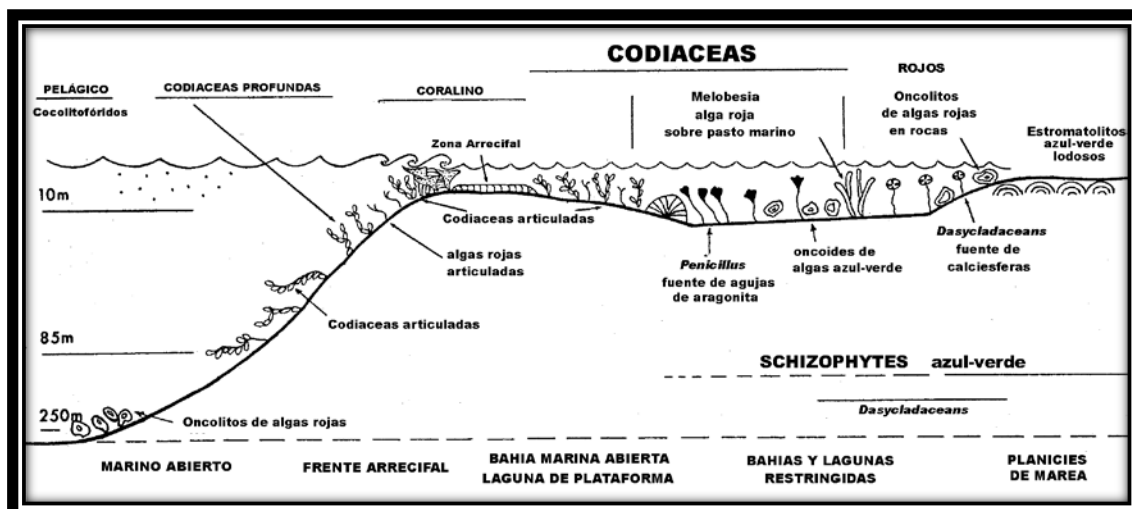


Fig. 2.40 Ecología de las algas marinas calcáreas. Se presentan los ambientes de depósito a lo largo de un perfil ideal de un margen de plataforma carbonatada (Modificada de Wilson, 1975).

En general, los arrecifes están divididos en tres partes principales (Fig. 2.41):

1) El *frente del arrecife* es el área de crecimiento del arrecife bajo la profundidad efectiva de penetración de la luz (0-50 metros dependiendo de la latitud y la turbidez del agua). El sedimento en esta parte del arrecife está compuesto de gravas pobremente clasificadas y arenas derivadas de la desintegración arrecifal. En las partes más bajas hay una cementación por cristales de carbonato fibroso, mientras que en las porciones superiores la cementación se lleva a cabo por un crecimiento algáceo (Kendall, 1991).

2) El *arrecife principal* consiste de una serie de arrecifes vivos y montículos rocosos separados por áreas de aguas más profundas en donde se generan una serie de rizaduras en las gravas y arenas carbonatadas. Son arrecifes típicos de diferente relieve topográfico arriba de los 20 metros. Los principales elementos estructurales son los corales del tipo *Acropora palmata*, los cuales crecen casi 2 centímetros por año, así como detritos de grava y arena de acumulaciones de otros corales e hidrozoarios del tipo *Millepora alcicornis*, además de algas incrustantes (Riding, 2001).

3) la parte *posterior del arrecife* es la que se ubica hacia el continente en la cual el piso marino está tapizado de carpetas algales o de parches arrecifales. Las primeras son del género

Thalassia y proporcionan un hábitat protector a una gran variedad de algas calcáreas (*Halimeda*, *Penicillus* y *Goniolithon*) y corales (*Porites*) (Kendall, 1991).

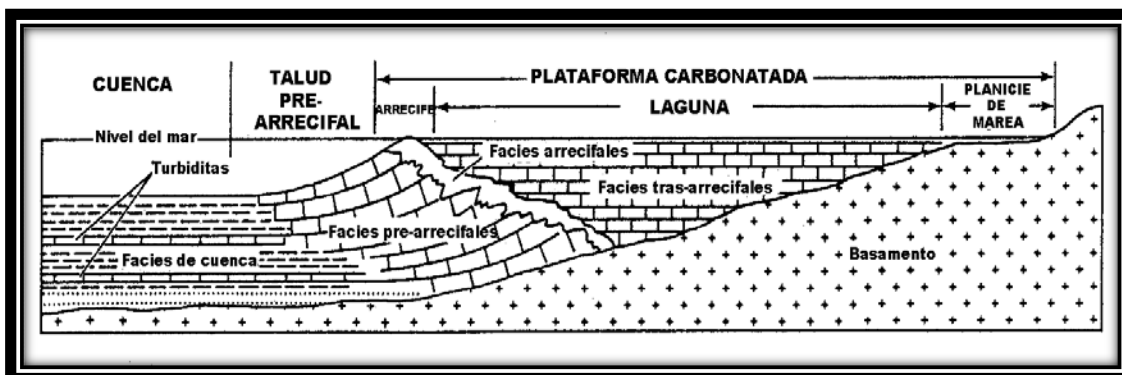


Fig. 2.41 Sección esquemática mostrando los ambientes de depósito principales en las inmediaciones de un arrecife (Modificada de Friedman, 1978).

Además de las facies también se puede dividir entre tres por su geometría y la facies que estas generan (Fig. 2.42) (Selley, 2000):

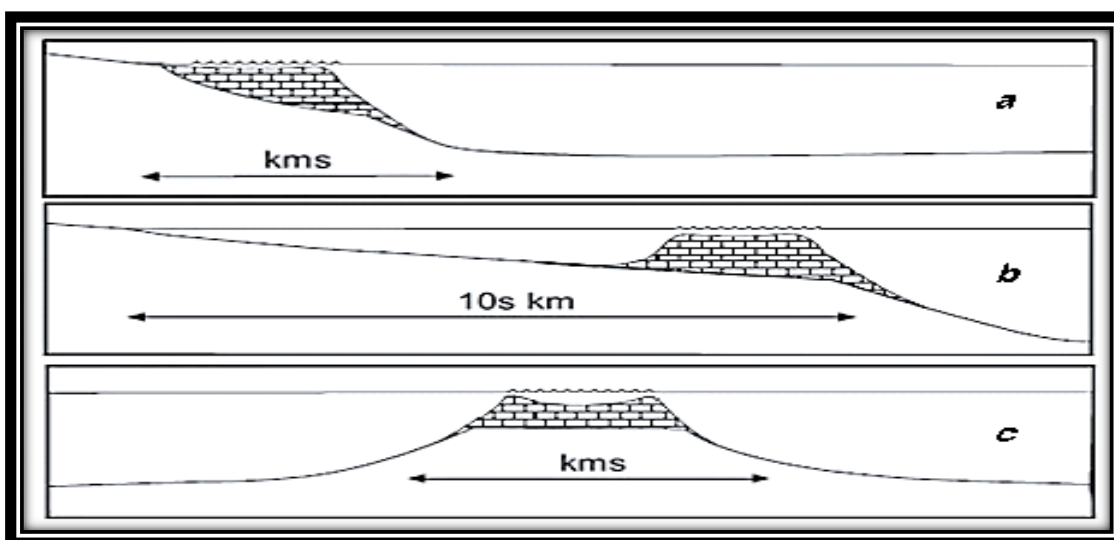


Fig. 2.42 Esquema en el cual se presentan los tres tipos más comunes de arrecifes (Modificada de Nichols, 2009).



Arrecife costero o marginal(Fig. 2.42, a): se encuentra adyacente a la costa bordeándola de manera paralela, en estos arrecifes se encuentra ausente la laguna, se forman por escasas de aguas dulces, aquí no hay crecimientos coloniales debido a que la turbidez provocada por la marea inhibe el crecimiento de estos organismos.

Arrecife de barrera(Fig. 2.42, b): son lineales y paralelos a la costa, este arrecife a diferencia del anterior presenta una laguna, formando una barrera arrecifal, por lo general se encuentra gran cantidad de actividad biológica en parte lagunar de arrecife.

Atolones(Fig. 2.42, c): este tipo de arrecife se presenta en forma de un anillo roto o continuo, en el centro se forma una laguna que por lo general tiene salida al mar y se encuentran en mar abierto.

II) *Sedimentos arrecifales*. Una de las características más sobresalientes de los sedimentos arrecifales es su origen biogénico exclusivo. El total de sedimentos producidos se deriva de cinco grupos principales de organismos: corales, algas coralinas, algas verdes, foraminíferos y moluscos. Así mismo, se presentan variaciones locales en partículas no biogénicas como ooides e intraclastos. Los sedimentos arrecifales incluyen también partículas carbonatadas acumuladas en bancos o apiladas por transporte físico, principalmente en barras, dunas y planicies deltaicas (Riding, 2001).

Aunque la arena es el tamaño de grano más abundante en el arrecife, también se encuentran gravas pobremente clasificadas. La textura del sedimento arrecifal es el resultado de los tres siguientes factores principales: el tipo de organismos que construyen el armazón, la actividad del oleaje y la desintegración producida por los mismos organismos (Riding, 2001).

La desintegración biogénica del material arrecifal es una contribución importante para el volumen y la textura de estos sedimentos. Numerosos organismos se alimentan del arrecife produciendo pellets que forman también parte de los sedimentos. Otros, como el erizo y la estrella de mar, son destructores ya que “raspan” constantemente la superficie arrecifal. Por otro lado, los holotúridos o “pepinos de mar”, se alimentan de las partículas disgregadas en el piso marino. Además, se considera a los gasterópodos como los principales productores de pellets. Los organismos horadantes como pelecípodos, bacterias, esponjas y algas, contribuyen



no solo a desintegración del sedimento, sino que también a la textura del arrecife (Kendall, 1991).

Dentro de las acumulaciones actuales son comunes los ooides, los cuales se encuentran en flujos constantes y niveles altos de agitación. Los ooides se forman a profundidades menores a los 5 metros, algunas veces en áreas de intermarea, a lo largo de las plataformas (Bahamas) o cerca de los canales de marea (Costa Trucial del Golfo Pérsico); por lo que las corrientes de marea son los procesos dominantes para las facies oolíticas (Tucker, 1991).

Las acumulaciones eólicas en ambientes subaéreos son comunes a lo largo de una plataforma carbonatada costera, y guardan una similitud con las acumulaciones terrígenas en morfología y estratificación interna; ocurren con cualquier otro tipo de sedimento que se genera sobre el nivel del mar. Las secuencias de este tipo que llegan a cementarse se les conoce como **eolianitas**, las cuales actualmente se presentan en las Bahamas, en las Bermudas, en la Península de Yucatán y en la costa sureste de Australia (Tucker, 1991).

III) **Bancos orgánicos.**- Las partículas detríticas biogénicas pueden acumularse por la acción del oleaje y corrientes, así como por entrapamiento, especialmente por organismos bentónicos. Estos bancos orgánicos muestran una gran diversidad de formas y tamaños, dependiendo de la profundidad del agua, procesos locales, influjo terrígeno, etc. Las partículas esqueléticas incluyen: equinodermos, moluscos, algas, foraminíferos, briozoarios y corales. Los foraminíferos planctónicos llegan a ser abundantes en la plataforma externa y son buenos indicadores para determinar la profundidad. La bioturbación es muy intensa, excepto en las marcas de oleaje y en la estratificación cruzada cuando éstas se presentan en los depósitos (Read, 1985).

Estos bancos pueden ser locales y solo de algunos metros de espesor; aunque pueden extenderse por cientos de kilómetros y acumularse cientos de metros cúbicos de sedimentos carbonatados. Ejemplos de este tipo de depósito han sido interpretados para el Devónico y el Cretácico (Read, 1985).

IV) **Acumulaciones de lodo calcáreo.**- Áreas extensas de lodo calcáreo se presentan en ambientes modernos y probablemente estuvieron ampliamente distribuidos en el pasado. El mineral primario es la aragonita y se presenta como granos en forma de agujas y algunas micras



de largo. Son comunes en áreas marinas someras protegidas del oleaje y corrientes, a una profundidad menor a los 4 metros (Read, 1985).

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

Algunos autores consideran que el lodo es derivado principalmente del alga *Penicillus*, la cual produce partículas de aragonita en forma de aguja; sin embargo, la desintegración de conchas de moluscos puede producir el mismo efecto (Riding, 2001). Típicamente estos depósitos presentan una bioturbación intensa por la ausencia de fauna y raíces. El resultado es una facies lodosa, masiva y sin estructura.

Extensas áreas de plataformas están formadas por acumulaciones de pellets ovoides de probable origen fecal; sin embargo, debido a las alteraciones diagenéticas y dificultades en determinar el origen, estas estructuras se han denominado con el término peloide o peleteoide (Tucker, 1991).

V) *Planicies de marea y Sabkhas*.- Dentro de los ambientes carbonatados, este término se emplea para aquellos ambientes de intermarea en general; mientras que el término sabkha representa planicies de mareas controladas por el viento y el nivel del agua subterránea. En el Medio Oriente, vientos fuertes remueven los sedimentos detríticos del ambiente de intermarea a menos de que guarde cierta coherencia por humedad (Tucker, 1991).

Las mareas producidas por el viento forman un aspecto importante para la dinámica de estas planicies, en las cuales son comunes: carpetas algáceas, huellas de desecación, minerales evaporíticos y dolomita. Como resultado de la evaporación alta así como de la influencia marina, salinidades extremas dan lugar a la precipitación de yeso (Tucker, 1991).

La característica más notable de estos ambientes, es el desarrollo de algas estromatolíticas, tal como ocurre en la Bahía de Shark al oeste de Australia, que representa la mejor localidad de estudio para este tipo de algas, las cuales son muy comunes en el registro geológico y se considera como una de las estructuras orgánicas más antiguas que se conocen (Fig. 2.43).



Fig. 2.43 Fotografía de formas estromatolíticas en el oeste de Australia. Cada cuerpo tiene una altura de 30 a 40 cm. (Tomada de Mcray, 1977).

El margen oeste de la isla de Andros en el Banco de la Gran Bahamas, es una de las planicies de marea carbonatada más extensas del mundo, ya que se extiende más de 150 kilómetros en dirección norte-sur. Esta costa se caracteriza por una energía baja y mareas lunares de 17 a 41 centímetros en primavera (Fig. 2.44) (Tucker, 1991).



Fig. 2.44 Ambientes diagenéticos carbonatados para una plataforma con acuíferos confinados (Modificada de Longman, 1981).

El sabkha se desarrolla como resultado del depósito de lodo calcáreo y detritos biogénicos por procesos diagenéticos primarios. El crecimiento de minerales evaporíticos como el yeso y la



anhidrita, junto con la dolomita, juegan un papel importante en la formación de estos depósitos. Aguas subterráneas llegan a saturarse para generar el yeso y pueden generar la precipitación de halita en superficie. El sabkha mejor conocido es el que se extiende casi 200 kilómetros a lo largo de la costa de Abu Dhabi (Tucker, 1991).

2.6.4 Ambientes Continentales.

Los ambientes continentales están representados por el depósito de tufas, travertinos (calizas formadas por evaporación en manantiales y ríos) y margas.

La tufa es un material fino, poroso y esponjoso que se presentan como depósitos de espesor delgado. Los carbonatos son depositados sobre las plantas en crecimiento y comúnmente se marcan impresiones de hojas o tallos, en una estructura reticular y débil. Estos sedimentos están restringidos principalmente a depósitos cuaternarios. La tufa más densa y durable se encuentra actualmente asociada con lagos ligeramente hipersalinos, como el lago Pirámide de Nevada y el lago Bonneville. Algunos depósitos de tufa forman montículos o domos a lo largo de lagos someros antiguos.

El travertino es una caliza más densa y bandeada, común en las cavernas calcáreas donde se forman las estalactitas y estalagmitas. Al igual que la tufa, está asociado a depósitos relativamente pequeños del reciente. Las aguas calcáreas frías o calientes en los manantiales, pueden llegar a formar depósitos de calcita alrededor de éstos. Las localidades más famosas por presentar este tipo de calizas son Mammoth, Hot Springs y el Parque Yellowstone, en Estados Unidos.

Las margas son carbonatos débilmente cementados que se acumulan actualmente en lagos de agua dulce. Ciertas plantas como el *Chara*, típica de este tipo de lagos, pueden obtener el bióxido de carbono por fotosíntesis en solución, precipitando el carbonato de calcio como una corteza en las hojas o tallos de las plantas. Esta corteza es extraída lentamente para ser depositada posteriormente en el fondo del lago.

El caliche se puede encontrar en el registro geológico como nódulos pequeños o capas continuas en las partes superiores de los ciclos aluviales depositados bajo condiciones

climáticas áridas. Algunos caliches bajo el microscopio muestran cuerpos pisolíticos en anillos concéntricos de calcita rellenando fisuras; así como en diferentes grados de reemplazamiento de cuarzo detrítico y feldespato en estructuras bandeadas concéntricas semejantes a las estructuras producidas por algas. Este tipo de pseudooncolitos y cuerpos pisolíticos se consideran relacionados a pisolitas de suelos bauxíticos y lateríticos.

En la zona vadosa (Fig. 2.45) se forman láminas grandes concéntricas de algunos centímetros de diámetro unidas por cemento de calcita espática, las cuales pueden cortar a través de la estratificación normal o paralela a ésta. Estas estructuras también son conocidas como “perlas de caverna” en el caliche vadoso de agua dulce.

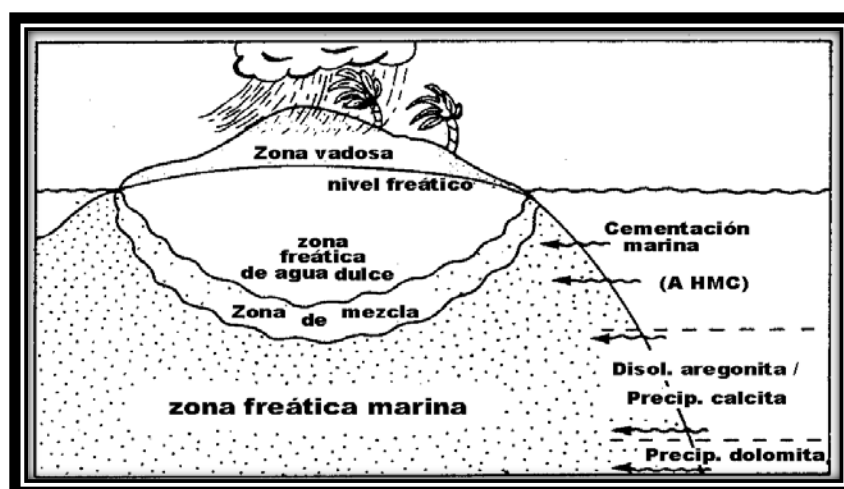


Fig. 2.45 Ambientes diagenéticos para una plataforma solitaria, atolón o margen de plataforma, donde se presenta una isla con la presencia lentes de agua “dulce” (Modificada de Longman, 1981).

2.7 Facies.

Las facies sedimentarias corresponden con un conjunto de rocas sedimentarias que reflejan directamente sus condiciones previas a la depositación ya sean físicas, químicas y biológicas, es decir que pueden ser definidas y separadas por su geometría, litología, estructuras sedimentaria y fósiles contenidos, que permitan agruparlas en un numero finito de tipos



(Selley, 1970). A partir de estas características es posible reconstruir cuadros de distintos eventos de la Tierra, por medio de paleogeografía, la cual busca trazar antiguas fronteras entre continentes y los océanos; así como reconocer sus climas y paisajes, en conclusión la evolución de la Tierra a través de su historia (Riding, 1986). Por lo tanto, a determinar en un mapa de isofacies se reconstruyen implícitamente los contornos de diferentes medios. Las litofacies y biofacies, sus componentes físicos, químicos y biológicos, permiten interpretar que tan estrechos son los vínculos que las relacionan con los medios, es posible determinar las características del depósito así como el ambiente sedimentario preciso. La paleogeografía analiza terrenos antiguos, no como representante de una época sino de un medio, y el estudio de facies actuales para encontrar las relaciones recíprocas (principio del uniformismo) y así reconstruir paisajes antiguos y además definir una serie de sucesiones verticales (Cotillón, 1993).

A partir de un modelo de facies se puede interpretar como se da la evolución a un sistema de facies basados en la **Ley de Walter (1894)**. La que considera que las facies que se encuentran en sucesión vertical continua que se formaron en medios adyacentes lateralmente, así como por debajo y encima de esta, con lo que se puede deducir la distribución paleogeográfica de los medios sedimentarios adyacentes a partir de las sucesiones laterales y verticales continuas naturalmente pero limitadas por discordancias e hiatos; además sugiere que una facie sola no representa mucho pero al analizar el conjunto, estas reflejan un proceso y un medio específico para su depositación (Arche, 2010). Sin embargo se tienen dos principios fundamentales para su correcta aplicación, la primera de ellas es que la sucesión no tiene que tener rupturas importantes ya que la erosión podría desaparecer una o más facies que representarían medios contiguos sin representación, y la segunda es su base actualista, la cual se refiere a la comparación con medios actuales, debe ser la base de la interpretación de las facies antiguas (Arche, 2010).

Las facies individuales son el elemento inicial de toda la interpretación y se deben agrupar en asociaciones de facies, que tienen características similares y por tanto una génesis común, es decir, un ambiente y proceso sedimentario común concreto y bien definido (Reading, 1986).

A continuación se describen brevemente las principales características de los tipos de facies:



2.7.1 Litofacies.

En un cuerpo de roca sedimentaria con características específicas se puede definir por su color, estructuras, composición, textura, fósiles y arquitectura sedimentaria. Normalmente por una combinación entre estos atributos, aun cuando su definición se efectúa con un criterio enteramente objetivo, se considera que este cuerpo de roca ha sido formado bajo determinadas condiciones físicas y químicas, y por lo tanto evidencia un proceso sedimentario en particular (Arche, 2010).

Las litofacies se reflejan en las características físicas y composicionales de los sedimentos y se definen por su:

- Tipos de partículas (ooides, intraclastos, etc.).
- Aspectos texturales: tamaño, selección, redondeamiento, etc.
- Aspectos de fábrica: empaquetamiento, orientación, imbricación, relaciones grano-matriz (clasificación Dunham), etc.
- Estructuras sedimentarias (Fig. 2.46).
- Tipos de cementos.
- Tipo de porosidad.
- Procesos diagenéticos (dolomitización, etc.).

Las facies carbonatadas de plataforma sólo se encuentran en regiones no afectadas por aportes importantes de terrígenos. En la zona litoral, hasta una profundidad de unos 20 m, se produce una distribución en bandas más o menos paralelas a la costa de sedimentos arenosos, fangosos y arrecifales; moluscos y foraminíferos dominan en la arena costera de la playa emergida y sumergida, precipitados químicos finos u oolitos de aragonito forman la banda fangosa y formaciones pétreas de corales asociados a algas calcáreas se extienden en cordones discontinuos flanqueados a ambos lados por las gravas resultantes de su fragmentación. Estas facies se hallan en equilibrio con el medio, y en ellas prácticamente no se encuentran relictos. Abundan alrededor de islas oceánicas y en enclaves transparentes de algunas plataformas continentales de latitudes intertropicales, allí donde prosperan los arrecifes coralinos (atolones

y otras islas del Pacífico e Indico, Antillas, costas de Florida y las Bahamas y algunas islas mediterráneas).

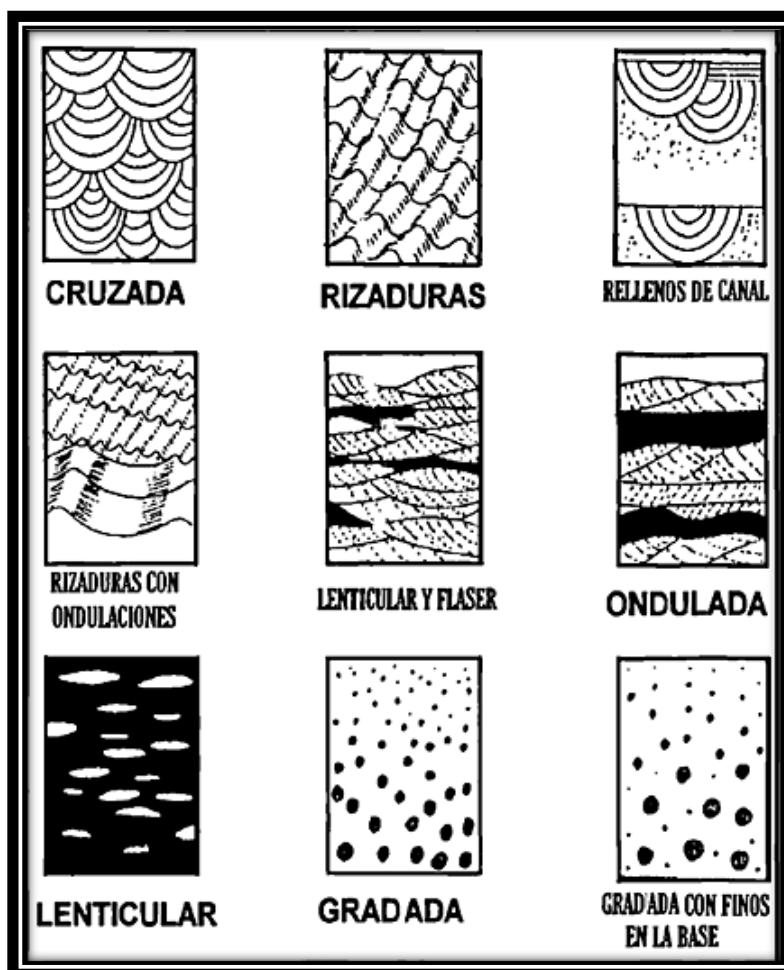


Fig. 2.46 Esquema de algunas estructuras sedimentarias (Modificada de Villamar, 1983).

Entre 20 y 200m, en cambio, las facies carbonatadas de plataforma suelen estar compuestas por una mezcla de relictos y actuales. Los elementos actuales suelen consistir en caparazones de foraminíferos bentónicos y algunos planctónicos, mientras que los relictos pueden ser cualquiera de los integrantes de las bandas de las facies litorales; en particular, los corales y oolitos de borde de plataforma que se encuentran entre 100 y 180 m de profundidad se consideran relictos y se confunden con una facies transgresiva basal predominantemente esquelética carbonatada.



2.7.2 Biofacies.

Estas facies son el elemento fundamental que proporciona información sobre la distribución de las poblaciones, la cantidad, tipo y características, así como el tipo de flora y fauna, con ello contribuye al conocimiento del medio en el cual se desarrollaban, como temperatura, clima, niveles de oxígeno o profundidad del agua en algunos casos, además de ser el fundamento de la paleobiogeografía. Ayuda a verificar la legitimidad de las reconstrucciones paleogeográficas deducidas de la movilidad continental. Una provincia fáunica, se desarrolla generalmente en un territorio generalmente vasto que incluye la distribución de varias áreas propias de diferentes grupos taxonómicos (Cotillon, 1993).

2.7.3 Facies sísmicas.

También conocido como tectonofacies, se define como el aspecto lateral de distintas zonas tectónicas en una unidad estratigráfica. Está formada por unidades de reflexión sísmica limitada por discordancias y su superficie concordante con una serie de características fácilmente reconocibles, con las facies sísmicas se pueden hacer reconstrucciones a través del tiempo y el espacio. Es una herramienta muy buena para la caracterización de yacimientos petroleros. Su estudio se lleva a cabo con la ayuda de imágenes sísmicas, ya sea en 2D o 3D, con ello se puede llegar a la construcción de un modelo geológico (Westphal, 2010).

Los datos sísmicos pueden proporcionar información sobre el estado original de su ambiente de depósito, así como su origen, diagénesis, litofacies. Este método tiene la ventaja de que con las imágenes sísmicas se pueden interpretar los depósitos en distintos niveles estratigráficos, siendo posible documentar la evolución geológica a través del tiempo en ese lugar. En los últimos tiempos, con los avances tecnológicos en los métodos de adquisición, procesamiento y mejoramiento de las imágenes, es posible tener imágenes 3D que pueden resolver preguntas sobre las calizas de plataforma, como los que tienen que ver con el patrón de crecimiento de los arrecifes de diferentes comunidades, sus paleoecología y heterogeneidades en el depósito de los sistemas antiguos, entre otras precisiones (Wunderlich). En la figura 2.47 se pueden apreciar los tipos de límites que pueden ocurrir en la parte superior donde se tienen un límite

erosivos, top-lap (envolvente), concordante y en el límite inferior, downlap, onlap, concordante. Los cuales son muy importantes para la reconstrucción y el análisis de facies.

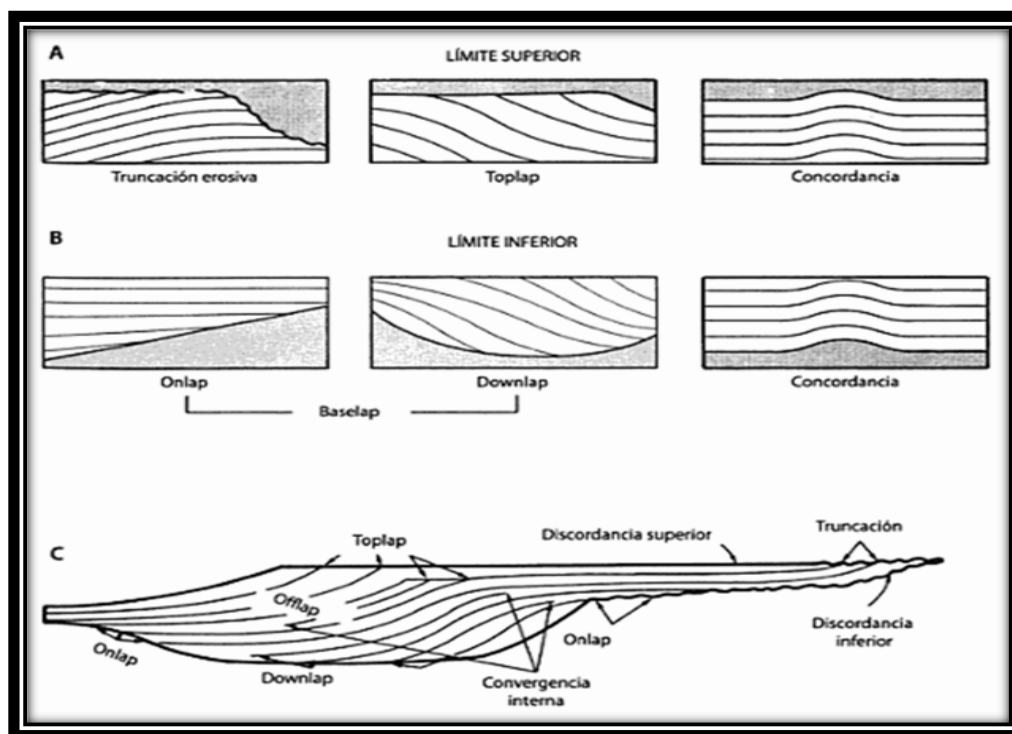


Fig. 2.47 Terminación de las reflexiones sísmicas en el interior de una cuenca sísmica ideal, A: límite superior, B: límite inferior, C: Geometría ideal (Tomada de Mitchum, 1977).

2.7.4 Facies Estándar de Wilson.

El mayor volumen de rocas carbonatas que se han formado a través de la historia geológica, están relacionadas con plataformas epicontinentales; la sedimentación en estas plataformas viene condicionada por diversos factores antes mencionados y debido a que muchos depósitos coexisten simultáneamente, los sedimentos así depositados muestran un cambio de facies de lugar en lugar, por lo que varias facies pueden interdigitarse una con la otra (Archie, 1992).

Una facies dada se deposita sólo dentro del área ocupada por un ambiente de depósito específico, y muchas facies están distribuidas lateralmente en el mismo tiempo.

El modelo de facies estándar de Wilson (Wilson, 1975) resulta de una combinación de efectos de la pendiente, edad, energía del agua y clima, en donde las características del depósito también son afectadas por el aporte de clásticos. Este modelo define 9 facies en un perfil de plataforma carbonatada, que trata de reflejar la distribución de facies que puede tener una plataforma carbonatada cualquiera tal como se muestra en la figura 2.48, que corresponde con un esquema de cómo están divididas estas facies en una plataforma carbonatada (Arche, 1992).

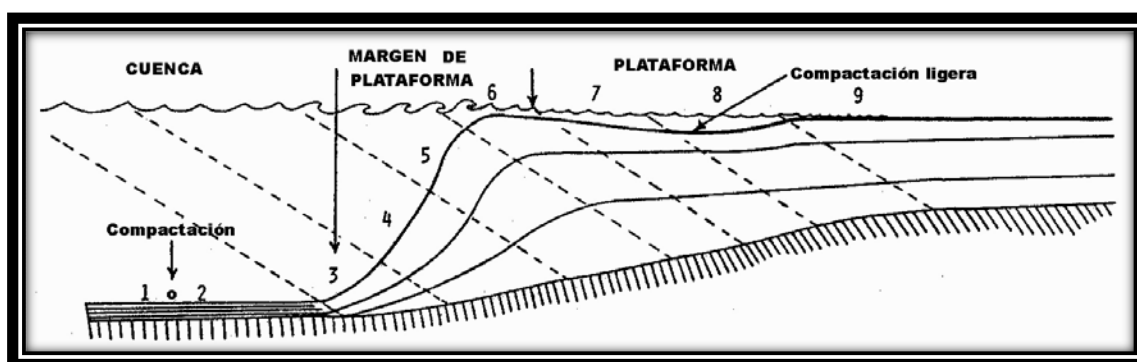


Fig. 2.48 Distribución de las nueve facies principales en una plataforma carbonatada (Modificada de Wilson 1975 por Arche, 1992).

1.- Facies de cuenca (euxínica o evaporítica): el agua es muy profunda para la producción y depósito de carbonatos, dependiendo de la cantidad del influjo de sedimentos finos argilaceos y material silíceo. Pueden darse condiciones euxínicas e hipersalinas, por lo que es difícil la desintegración de plancton.

2.- Facies de plataforma abierta profunda (nerítica): el agua tiene una profundidad de decenas o aún cientos de metros, generalmente es oxigenada y con salinidad marina normal. Las corrientes tienen buena circulación y son lo suficientemente profundas para encontrarse bajo el nivel de oleaje normal, pero con tormentas intermitentes que afectan los sedimentos del fondo.

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



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

5.- Facies de arrecifes de margen de plataforma (construcción orgánica): el carácter ecológico depende de la energía del agua, inclinación de la pendiente, productividad orgánica, cantidad de la construcción del amazón, uniones, entrapamientos, frecuencia de exposiciones subaéreas y cementación. Se distinguen tres márgenes de plataforma lineares:

Tipo I.- Formado por la pendiente de lodo carbonatado y acumulaciones de restos orgánicos.

Tipo II.- Se refiere a rampas de arrecifes en montículos, formando armazones orgánicos en grupos aislados o capas incrustantes de organismos creciendo en la base del oleaje y estabilizando los restos de detritos orgánicos.

Tipo III.- Son armazones de bordes arrecifales como las asociaciones actuales de coral-alga, con formas sésiles que crecen a través de la base del oleaje dentro de la zona de rompiente.

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

7.- Facies marina de plataforma abierta (unidadform): Este ambiente se localiza en estrechos, lagunas y bahías abiertas detrás del borde de plataforma externa; la profundidad del agua es generalmente somera, a veces solo algunos metros de profundidad. La salinidad es normal, a veces variable y con circulación moderada.

8.- Facies de plataforma de circulación restringida: incluye la mayor parte de los sedimentos finos en lagunas muy someras y los sedimentos gruesos en canales de marea y playas locales; todo el complejo corresponde al ambiente de planicies de mareas. Las condiciones son extremadamente variables y constituye un ambiente muy difícil para los organismos. Llegan a presentar aguas salobres, salinas e hipersalinas, con exposiciones subaéreas frecuentes y con condiciones reductoras y oxidantes; existe abundante vegetación



tanto marina como de pantano. Los terrígenos de origen eólico pueden llegar a representar una porción importante en los depósitos.

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

En el modelo de Wilson, ciertas condiciones pueden variar y un solo ejemplo difícilmente incluiría el total de las nueve facies antes mencionadas. Las facies de Wilson no ha sido el único modelo reconocido, ya que Ahr, 1973 y Anderson, 1974, describen una rampa carbonatada, en la cual existe una zona de energía más alta a lo largo de la costa y gradúa a través de la plataforma a lodo carbonatado depositado en condiciones marinas abiertas. Las plataformas carbonatadas actuales contienen arenas carbonatadas hacia la costa, las cuales no son muy típicas en el registro litológico; sus modelos sedimentarios resultan de inundaciones recientes y muestran un ciclo de progradación sedimentaria (Read, 1985).

También se pueden presentar los siguientes cinturones de facies en plataforma carbonatada (Arche, 1992):

Facies de plataforma lagunar.

- Los clásticos costeros, carbonatos o evaporitas, se desarrollan en llanuras de marea carbonatadas, wackestones y mudstones submareales de la laguna, en algunos casos fangos de la laguna.
- Las calcarenitas esqueléticas u oolitas, se encuentran en la parte externa de la plataforma, parches arrecifales, son más fangosas hacia tierra firme y presentan estratificación cruzada.
- Los carbonatos arrecifales del borde de la plataforma, calcarenitas esqueléticas y ruditas procedentes de arrecifes.
- Las calcarenitas de periplataforma o pendiente, presentan brechas y algunas capas hemipelágicas, slumps y montículos de talud, y su estratificación es inclinada a gran escala.
- Las turbiditas del pie de talud, lutitas y brechas en manto o canalizadas, son sedimentos de flujo de gravedad.



- Los clásticos costeros, carbonatos cíclicos correspondientes a complejos mareales, son calcarenitas bioclásticas, oolíticas o pelletoidales, que pasan de un laguna hacia mar adentro.
- Las zonas de alta energía pegadas a la costa con calcarenitas bioclásticas peloidales u oolíticas.
- Facies características de arrecifes
- El carácter orgánico de las construcciones varía dependiendo de diversos factores, pero en general se producen calizas masivas como son floatstones, rudstones y boundstones.

2.8 Plataforma carbonatada.

Las plataformas carbonatas se crean a partir de un influjo de material carbonatado, en un ambiente marino, que puede formar una gruesa secuencia de carbonatos. La clasificación de plataformas carbonatadas es fundamental para el estudio de secuencias estratigráficas así como para análisis de la evolución de los sedimentos. La distinción entre los diferentes tipos de plataforma resulta especialmente esencial en la exploración petrolera debido a los yacimientos que se encuentran en estas (Pomar, 2001).

Para el análisis de las plataformas carbonatadas, es necesario tomar en cuenta principalmente la zona fótica, en donde la biota crece normalmente, aunque también influyen de manera importante otros factores, esto es utilizado para determinar la profundidad del agua, lo cual permite un análisis genético (Pomar, 2001).

Tipos de plataforma

En los tipos de plataforma se pueden hacer grandes diferencias plataforma laguna y rampas, así como plataformas aisladas o individuales (fig. 2.49).

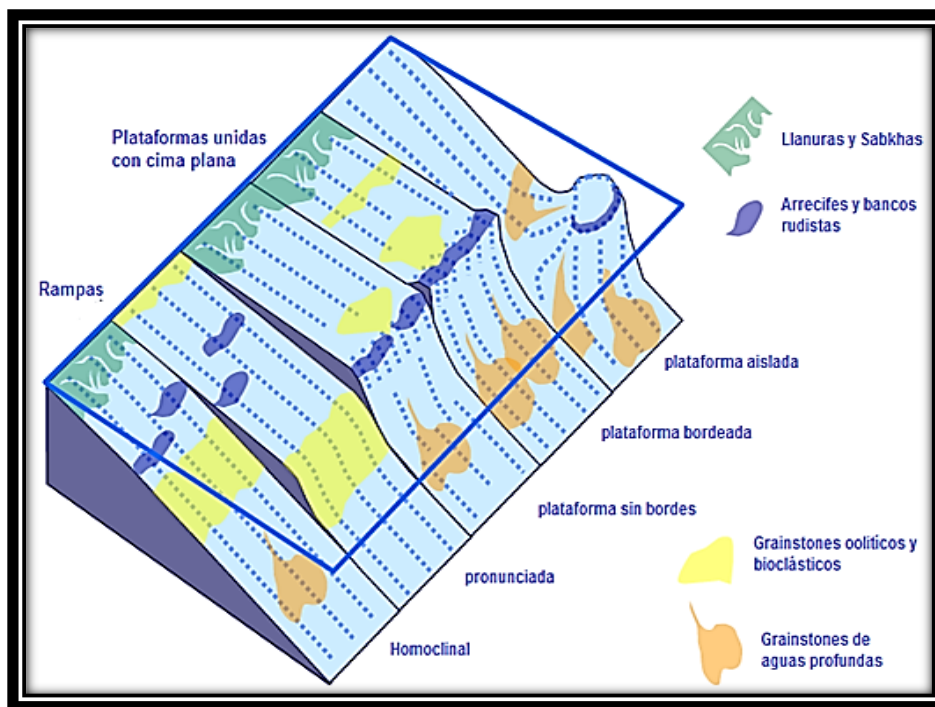


Fig. 2.49 Principales tipos de plataforma carbonatada que considera el ancho del espectro de perfiles de sedimentación existentes, rampas y plataforma aislada (Tomada de Burgess, 2011).

2.8.1 Plataforma laguna (Rimmed Shelf).

Son plataformas someras cuyo borde externo es agitado por el oleaje y está marcado por un pronunciado incremento de la pendiente, presenta un cinturón o barrera semicontinuo o continuo a lo largo de la margen de la plataforma, arrecifes o islas que protegen a una laguna tranquila de las corrientes y el oleaje (Archie, 1992). La circulación del agua está restringida tierra adentro.

Dentro de las plataformas –lagoon se pueden diferenciar tres tipos:

- **Plataforma laguna con margen acrecional o deposicional**, muestra un apilamiento de sedimento hacia arriba, acreción vertical hacia afuera, en el margen no suelen presentarse escarpes pronunciados y muestran una relación progradante entre las facies de arrecife, talud pie de talud y cuenca que puede interdigitarse. En el borde de la plataforma pueden presentarse calcarenitas esqueléticas u oolíticas y carbonatos arrecifales. Gradualmente pueden pasar de calcarenitas a brechas y después a fangos

carbonáticos hemipelágicos conforme aumenta la profundidad del agua (Archie, 1992), uno de los mejores ejemplos actuales se puede ver en la gran barrera arrecifal australiana de Queensland, que se ilustra esquemáticamente en la figura 2.50.

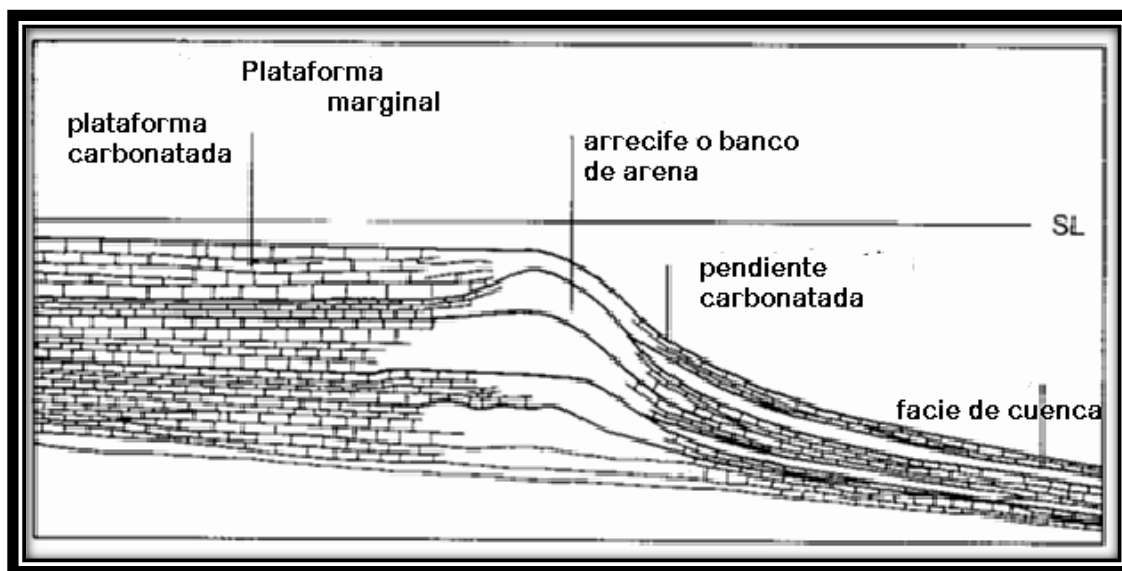


Fig. 2.50 Esquema que muestra una plataforma laguna de margen acrecional (Pomar, 2001).

- **Plataforma laguna con margen de bypass:** ocurre en zonas donde la rapidez de acreción vertical se iguala con la elevación relativa del nivel mar. El efecto de bypass puede estar asociado con el escarpe marginal o con un talud o pendiente abarrancada de bypass (Fig. 2.51), se pueden presentar 2 casos: el primero está asociado a un escarpe de más de 200 metros de altura, en el cual se pone de manera abrupta en contacto con el talud proximal, aquí se depositan sedimentos finos, con turbiditas gradadas, brechas y fangos calcáreos, aunque también puede llegar a haber calcarenitas y slumps. En el segundo caso, se tiene al talud proximal con material más grueso y la parte inferior de la pendiente con turbiditas, calcarenitas y fangos calcáreos; se forma una pendiente abarrancada de bypass en la que se depositan fangos que están surcados por estrechas barrancas rellenas por cordones de calcarenitas y brechas que desembocan en la parte inferior (Archie, 1992), (Archie, 2010).

- **Plataforma laguna erosional:** se caracteriza por la erosión lateral del escarpe, quedando al descubierto debajo de las facies de borde de la plataforma, facies perimareales cíclicas (Fig. 2.52). La plataforma está bordeada por carbonatos arrecifales que quedan expuestos algunos centenares de metros en la parte superior del escarpe. Hacia abajo quedan expuestas secuencias cíclicas de la laguna, llanuras de marea correspondientes a la plataforma de fósiles anteriores (Archie, 1992), (Archie, 2010).

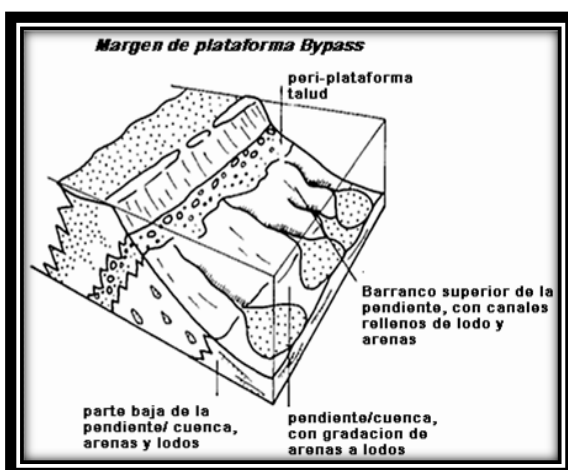


Fig. 2.51 Plataforma bypass (Pomar, 2001).

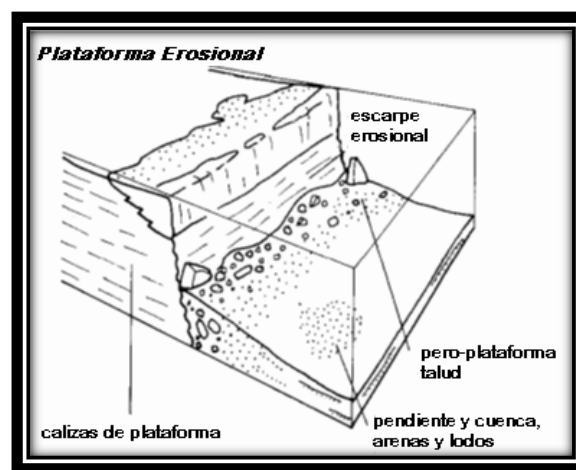


Fig. 2.52 Modelo de plataforma erosional (Pomar, 2001).

2.8.2 Rampa.

El término rampa fue introducido por Ahr en 1973, para diferenciar este tipo plataforma abierta de las plataformas clásicas (rimmed shelf). Estas son plataformas suavemente inclinadas; en las que las facies someras agitadas por el oleaje de las zonas costeras pasan hacia el mar abierto, no hay una ruptura de pendiente marcada a depósitos de baja energía (Fig. 2.53). No están protegidas por barreras físicas, por eso las zonas someras costeras están sometidas al influjo de las olas, corrientes oceánicas y mareas. Estas a su vez se encuentran divididas en dos tipos: rampas homoclinales y rampas con ruptura distal, cuyas características se describen a continuación:



-
- ❖ **Rampas homoclinales** presentan pendientes relativamente uniformes hacia la cuenca y crecen generalmente con depósitos de gravedad y slumps en las facies de aguas profundas (Arche, 1992). Las rampas homoclinales se puede unir al continente o más comúnmente, como se puede ver en la figura 2.52, a una isla de barrera - complejo de playa que se separa de la costa continental por una laguna. El fondo del mar en las rampas homoclinales pasa lateralmente a partir de la línea de playa a profundidades de cuenca sin descanso pronunciado de la pendiente. Los cambios de facies son gradacionales en lugar de abruptos (Ahr, 2008).
- Los clásticos costeros son carbonatos cíclicos que corresponde a complejos mareales que pasan hacia mar adentro a calcarenitas clásticas, oolítica o pellets normalmente a través de una franja costera de una laguna hacia mantos o bancos más externos.
 - La zona de alta energía se encuentra pegada a la costa con calcarenitas bioclásticas peloidales u oolíticas (bajíos y deltas mareales). Se forman Rampas someras con mantos y bancos, con calcarenitas y construcciones locales siempre someras (Read, 1985).
 - En la rampa profunda es donde se forman calizas wackestone y mudstone con organismos diversificados de fauna marina que se conservan como fósiles enteros; se forman también calizas nodulares relacionadas con cementaciones tempranas, compactación y disolución por presión.
 - En el talud y cuenca profunda se forman fangos pelágicos o de borde de plataforma (acarreados de la zona somera), alternando con lutitas, se puede presentar pequeños slumps, superficies de truncación intraformacionales y escasos conglomerados calcáreos de talud y turbiditas.
- ❖ **Rampas con ruptura de pendiente distal:** tienen una mezcla de las características con rampa, oleaje y de las plataformas lagunares. La diferencia con las anteriores estriba en que la ruptura de pendiente no está en el límite de acción del oleaje, sino kilómetros más adentro, siempre por debajo de este límite, por lo tanto las brechas de talud no tienen facies someras. Este tipo de plataforma son resultado de la inundación de las plataformas de laguna (Arche, 1992).

Los cinturones de facies en la rampa somera son similares, con la siguiente distribución de facies a partir de la línea de costa:

- Rampa profunda por debajo del nivel de base del oleaje. Se compone de calizas wackestones/ mudstone nodulares. En las partes distales puede presentar slumps, brechas y calcarenitas alóctonas.
- Facies de pendiente o talud y margen de cuenca profunda. Se componen de calizas mudstone no bioturbadas y laminadas que pueden ser arcillosas. Presenta superficies de truncación intraformacionales, slumps, brechas y algunas intercalaciones de calcarenitas alóctonas (Arche, 2010).

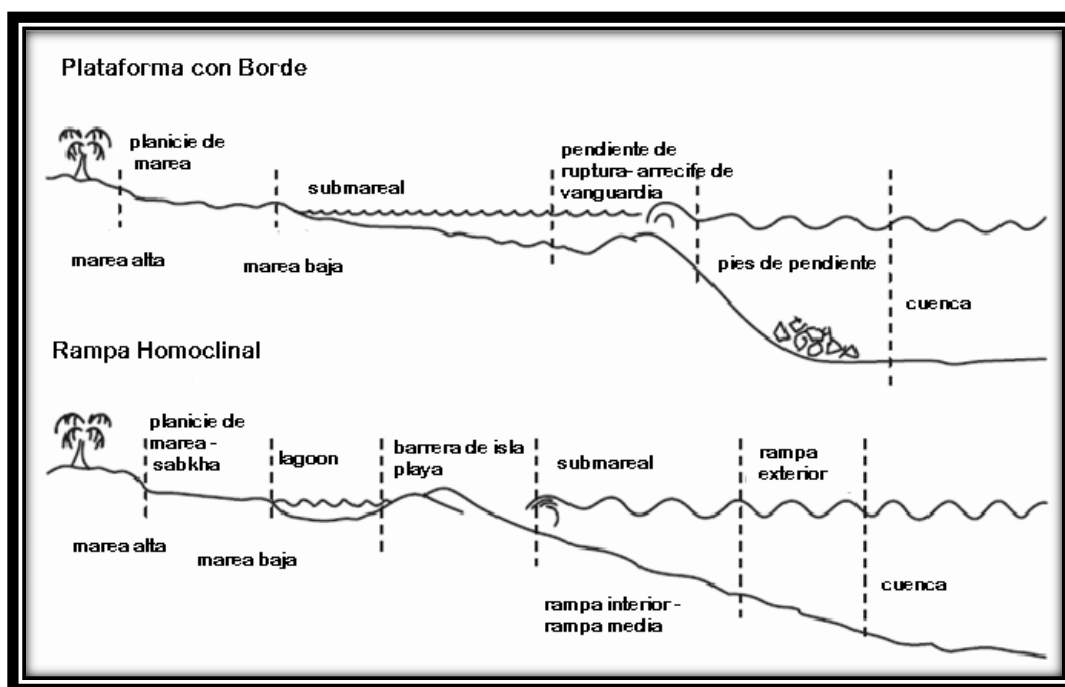


Fig. 2.53 Esquema de ejemplos de la plataforma con borde y plataforma con rampa homoclinal (Modificado de Ahr, 2008).

2.8.3 Plataformas aisladas.

Son plataformas someras aisladas que se encuentran separadas de las plataformas continentales y rodeadas por aguas profundas, que van desde metros hasta kilómetros de profundidad (Fig. 2.54).

Puede tener márgenes con pendientes suaves de tipo rampa o pendientes abruptas de tipo plataforma laguna, siendo el segundo caso el más frecuente. Cuando su margen es abrupta puede ser de cualquiera de los tres tipos acrecional, bypass o erosional (Arche, 2010).

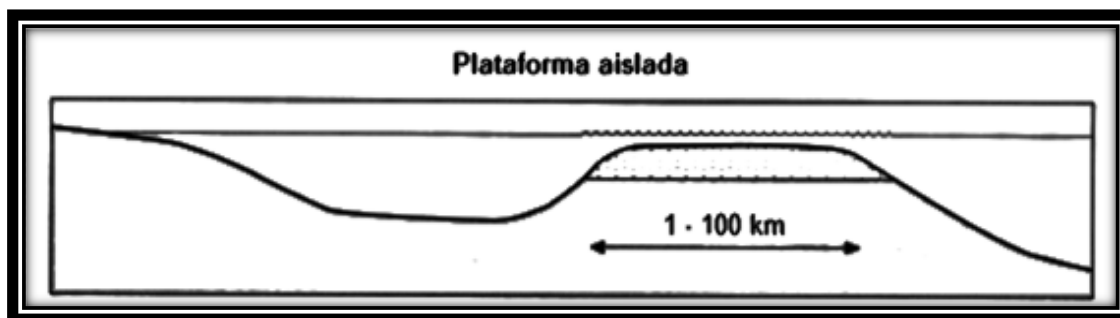


Fig. 2.54 Esquema de una plataforma aislada (Tomada de Nichols, 2009).

Este tipo de plataforma parece desarrollarse sobre horts en plataformas fracturadas y rápidamente subsidentes de márgenes continentales extensivos. Actualmente el mejor ejemplo de este tipo de plataforma ocurre en las Bahamas (fig. 2.55).

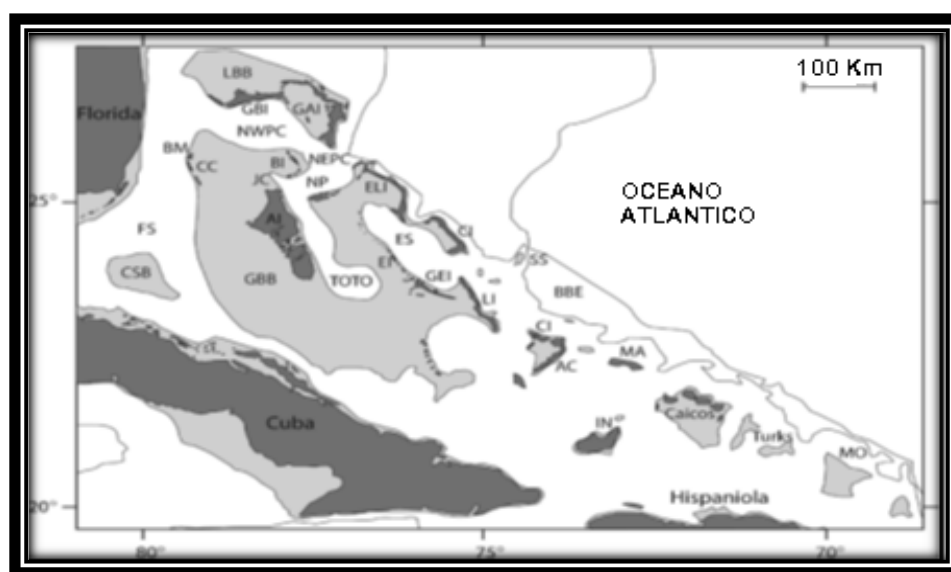


Fig. 2.55 El mapa muestra la distribución de bancos de las Bahamas, que corresponde con uno de los mejores ejemplos de plataforma aislada (Tomada de Westphal, 2010).

2.8.4 Plataformas inundadas

Cuando la subsidencia o elevación del nivel del mar es mayor que la acreción vertical en cualquier tipo de plataforma, ya sea rampa de plataforma laguna o aislada, es cuando se forma una plataforma inundada. Cuando esta inundación se realiza de forma incipiente, generalmente permanece en la zona fótica, dando lugar a una plataforma abierta con carbonatos por debajo del nivel de base del oleaje. Quedando así restringidas las facies de alta energía a una estrecha franja junto a la costa, sin embargo cuando las partes más externas de la plataforma inundada alcanza una mayor profundidad dejando la zona fótica, tiene lugar la depositación de facies hemipelágicas o pelágica de cuenca que recubren las facies someras de la antigua plataforma que ha sido inundada (Fig. 2.56).

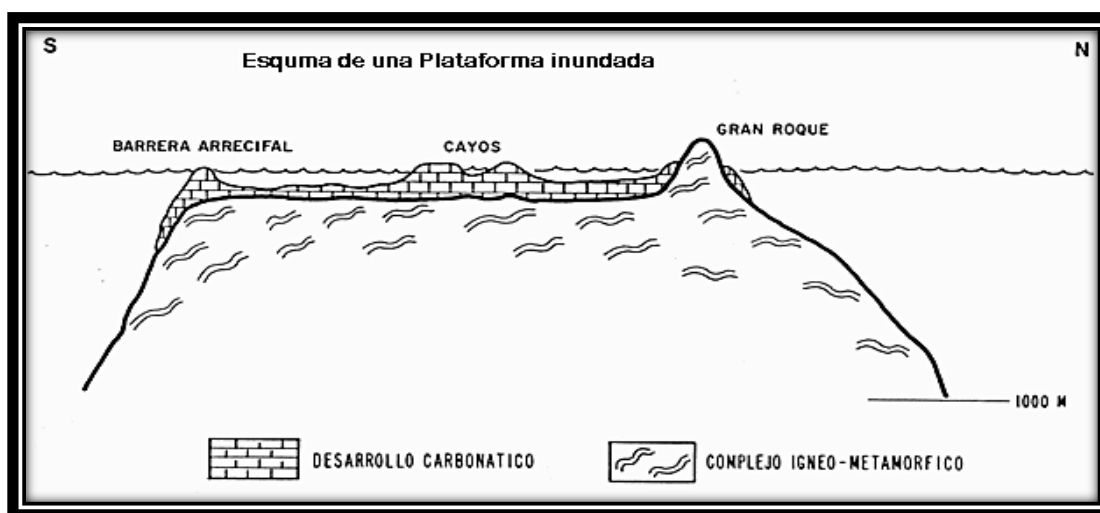


Fig. 2.56 Esquema de una Plataforma Inundada (Tomada de Kummerow, 1990).

En general la inundación causa una rápida traslación hacia tierra firme de las facies de plataforma somera. La transición vertical de las facies de plataforma somera a facies de aguas profundas puede ser abrupta o gradual, y suele estar marcada por una facies transgresiva de alta energía, (calcarenitas, o conglomerados calcáreos) desarrollada sobre la plataforma previa. Cuando la inundación se produce después de un marcado descenso del nivel mar, la capa transgresiva calacarenítica puede yacer en ruptura sedimentaria sobre estructuras vadosas.

2.8.5 Plataforma Epicontinentales.

Las plataformas epicontinentales (Fig. 2.57) corresponden a áreas cratónicas planas muy extensas alrededor de 10^2 a 10^4 Km que se encuentran cubiertas por un mar somero con sedimentación carbonatada dominante. Hacia el océano, la plataforma epicontinental puede estar bordeada por un margen que se puede tener tanto una pendiente suave como abrupta. El margen puede estar orlado por arrecifes de barrera y bajíos calacareníticos, sin embargo a diferencia de lo que ocurre en las plataformas lagunares, no es parte esencial de la plataforma epicontinental, la cual tiene un sistema particular controlado directamente por la presencia o falta de una barrera física en la margen (Fig. 2.58).

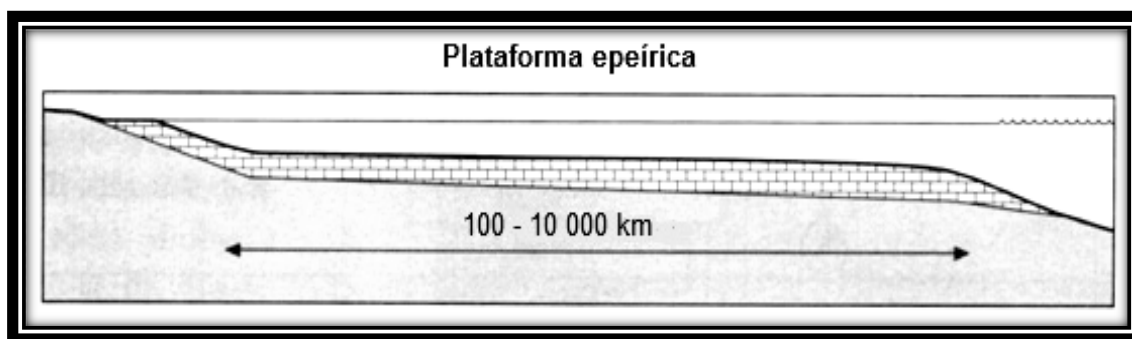


Fig. 2.57 Esquema de una Plataforma Epicontinental (tomada de Nichols, 2009).

En su mayor parte están dominadas por facies someras submareales e intramareales de poca agitación, siendo características las secuencias de somerización de llanura de marea.

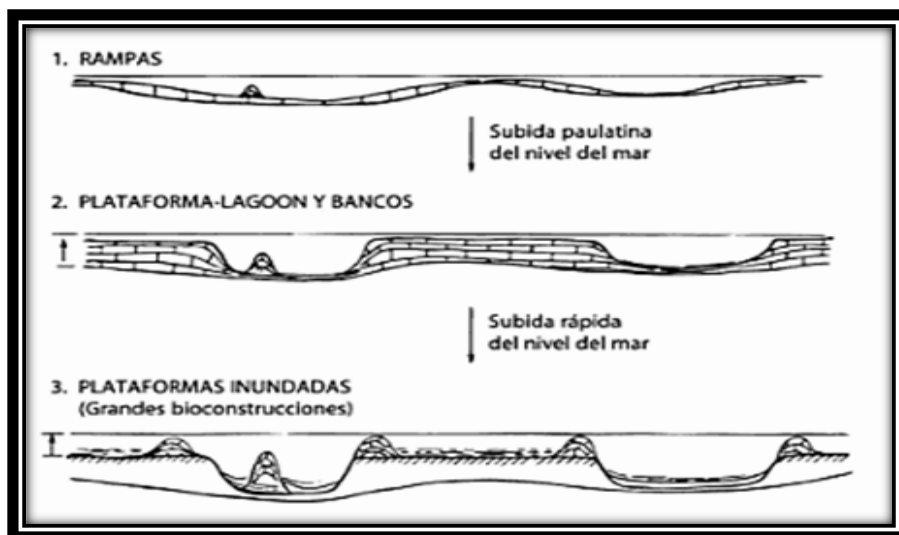


Fig. 2.58 Esquema de evolución de los diferentes tipos de plataformas epicontinentales, plataforma aislada y plataforma inundada (Tomada de Nichols, 2009).



3 Ejemplos de Campos Petroleros en Secuencias de Plataforma Carbonatada en México.

En este capítulo se tratará desde el punto de vista geológico lo referente a tres campos petroleros de los más importantes en plataforma carbonatada que existen en nuestro país, tratando de manera particular características del sistema petrolero y su importancia económica.

Los campos petroleros son sistemas naturales, compuestos de varios subsistemas relacionados entre sí dentro un sistema mayor que es el medio ambiente. Los subsistemas son: roca generadora, roca almacén, sello, migración y sincronía. Estos subsistemas a su vez deben compartir las apropiadas relaciones espacio –temporales, lo que permite la generación, acumulación y preservación de los hidrocarburos (Petróleos Mexicanos, 2009).

Roca Generadora: roca que permite el almacenamiento y posterior transformación de la materia orgánica en hidrocarburos, la cual debe ser enterrada a una profundidad suficiente, por lo menos de unos 1000 m, para que la materia orgánica pueda madurar hasta convertirse en kerógeno y posteriormente en aceite, gas o carbón.

La materia orgánica que será transformada es la parte blanda de los organismos compuesta de carbono, hidrogeno, fosforo, nitrógeno y azufre. Que se transformaran posteriormente en kerógeno, que es la fracción de la materia orgánica en las rocas sedimentarias que es insoluble en ácidos bases o solventes orgánicos, ya que están compuestos básicamente de ceras y grasas (Martell, 2009).

Sepultamiento: es una de las partes más importantes de los procesos, ya que los sedimentos deben encontrarse a una profundidad mayor de 1000 m, ya que ésto es lo que genera las condiciones necesarias de presión y temperatura, por las cuales el kerógeno se transforma en hidrocarburos. Este proceso también es conocido como catagénesis. La temperatura en esta etapa está en el rango de 50° hasta 225 °C, y la presión varía entre 300 y 1500 bar. Una vez que se pasan estos límites se transforma en gas pudiendo llegar hasta los 315 °C y una profundidad cercana a los 8 Km, pasando este punto se inicia el metamorfismo donde no se tienen condiciones adecuadas para una explotación económica viable.



Migración: proceso mediante el cual los fluidos se mueven a través de la roca generadora para llegar a la roca almacén, a través de discontinuidades estructurales o estratigráficas.

Roca almacén: rocas que debido a sus propiedades poseen excelentes condiciones de porosidad y permeabilidad para permitir el flujo y almacenamiento de hidrocarburos.

Roca sello: roca impermeable o con escasa permeabilidad que evita que el petróleo se escape, formándose una acumulación en la trampa (Martell, 2009).

Trampas: son estructuras geológicas que permiten la acumulación de los hidrocarburos y se tienen tres tipos: estructurales controladas por fallas y pliegues, estratigráficas regidas principalmente por cambios de facies de sedimentarias y mixtas en las cuales intervienen las dos anteriores.

Sincronía: es el proceso por medio del cual cada uno de los procesos anteriores sucede en tiempo y lugar adecuados para que el proceso se complete formando yacimientos petroleros.

3.1 Plataforma Tuxpan (Faja de Oro).

3.1.1 Localización.

La Plataforma Tuxpan se encuentra dentro de la región Tampico –Misantla, al noreste de México, abarcando el extremo sur del estado de Tamaulipas, parte central de Veracruz, porciones orientales San Luis Potosí, Hidalgo, el norte de Puebla y la plataforma continental hasta la isobata de 200 m (Fig. 3.1). La plataforma de Tuxpan se ubica al oriente de la provincia, entre los paralelos 20°40' y 20°20', así como los meridianos 98°00' y 97°25'.

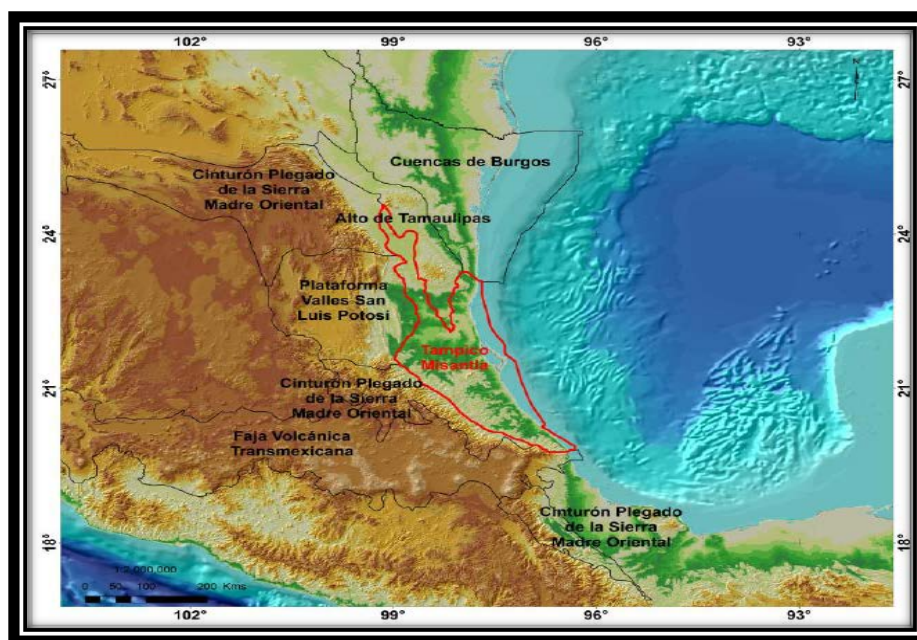


Fig. 3.1 Ubicación de la Región petrolera Tampico- Misantla (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.1.2 Antecedentes.

La historia petrolera en nuestro país se remonta a finales del siglo XIX, cuando compañías petroleras extranjeras comenzaron la exploración así como la perforación de los primeros pozos petroleros, algunos de ellos sin buenos resultados al resultar improductivos. Fue hasta 1904 en que se logra el primer pozo productor comercial en México.

De ahí en adelante los éxitos continuaron en el territorio mexicano, por compañías extranjeras como la del inglés Sir Weetman Pearson, la que llegó a la región Tampico-Tuxpan, y después de varios intentos, en mayo de 1908, terminó el Pozo San Diego No. 2, en la Hacienda San Diego de la Mar, con ello se descubrió una franja de campos petrolíferos muy ricos, que se conoce con el nombre de la Faja de Oro (Lezama, Petróleos Mexicanos 1952). En 1915, la producción de pozos como el Cerro Azul N° 4, Potrero del Llano 4, Dos Bocas y San Diego de la Mar llegaron a producir 250 mil barriles diarios, por lo que La Faja de Oro se convirtió en una zona petrolera de gran importancia (Petróleos Mexicanos, 2011).

3.1.3 Marco tectónico y geología estructural.

Tectónicamente la provincia geológica de Tampico- Misantla ha pasado por varias etapas de evolución. A fines del Triásico (Rhaetiano) se formaron cuencas que han sido relacionadas al inicio del proceso de *rift*³del Golfo de México o al tectonismo en la margen occidental con el ancestral Océano Pacífico. Durante el Jurásico Temprano y Medio se presentó una etapa de *rift* que dió lugar a la apertura del Golfo de México. Durante el Jurásico Tardío y hasta inicios del Cretácico Temprano se presentó la etapa de deriva (*drift*) con la formación de corteza oceánica en la parte central del Golfo de México. La margen pasiva establecida en la etapa de deriva continuó en el Cretácico tras el cese de la apertura del Golfo. Desde finales del Cretácico se inicia la formación de una antifosa como resultado de la aproximación del cinturón de pliegues y cabalgaduras laramídico que dio lugar a la Sierra Madre Oriental (Fig. 3.2).

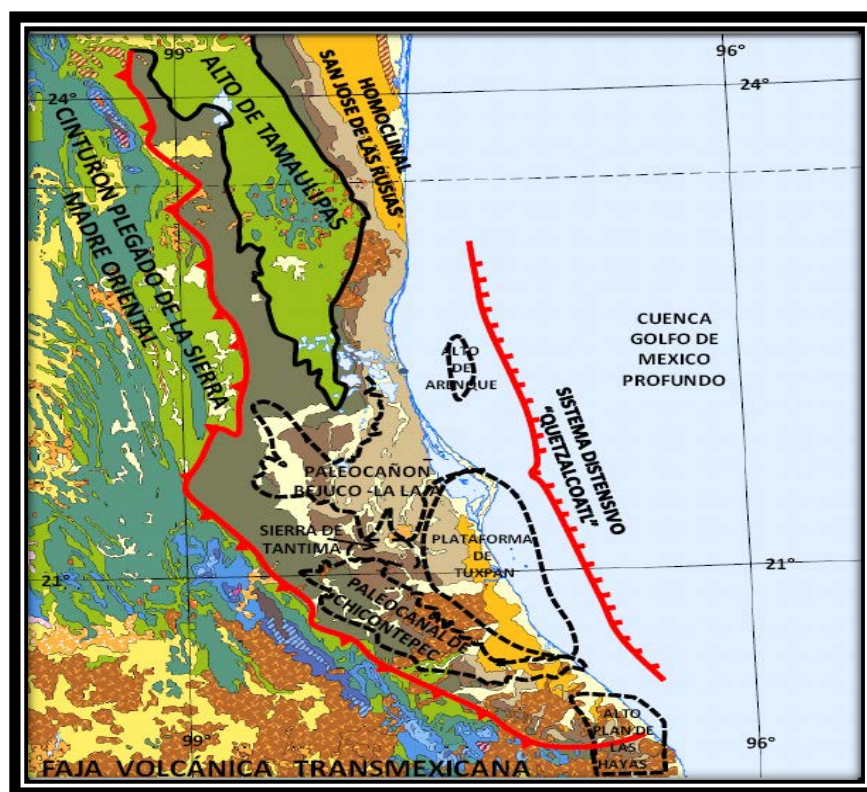


Fig. 3.2 Ubicación de la Plataforma Tuxpan y principales elementos tectónicos de la Provincia Tampico- Misantla, (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2010).

³ Rift región de la corteza terrestre a lo largo de la cual se está produciendo una divergencia y extensión (Tarbuck, 1999)



Las rocas mesozoicas de la parte occidental de la provincia fueron plegadas y cabalgadas al ser incorporadas al cinturón de deformación. Esta carga tectónica provocó la subsidencia por flexura de la corteza al oriente del cinturón cabalgado y la formación de la cuenca de antepaís (*foreland basin*) o Cuenca de Chicontepec durante el Paleoceno-Eoceno, parcialmente limitada al este por la Plataforma de Tuxpan. Tras el cese de la deformación laramídica y la colmatación de la Cuenca de Chicontepec, la provincia pasó a un dominio de margen pasiva en la que la carga sedimentaria ocasionada por el paquete Cenozoico depositado sobre la margen continental, provocó la subsidencia y el basculamiento de esta provincia hacia el Golfo de México (Petróleos Mexicanos, 2009). La Plataforma de Tuxpan, es un banco carbonatado del Mesozoico, basculado hacia el oriente, desarrollado sobre un alto de basamento y actualmente sepultado por sedimentos clásticos Cenozoicos. En este elemento se encuentran una gran cantidad de campos productores tanto en su porción marina como terrestre (Petróleos Mexicanos, 2010).

Desde el punto de vista estructural, las rocas del Jurásico Medio y anteriores, están afectadas por el fallamiento normal *synrift*⁴ que produjo una serie de bloques basculados y que controló la distribución de las facies almacenadoras jurásicas. Algunas de estas fallas fueron reactivadas en el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, pero principalmente durante la deformación laramídica desde finales del Cretácico hasta el Eoceno, creando vías de migración de hidrocarburos (Fig. 3.3). En la parte occidental y norte de la provincia, los esfuerzos laramídicos produjeron pliegues y cabalgaduras que crearon fracturas en las rocas jurásicas y cretácicas más frágiles y que actualmente están sepultadas por rocas del Cretácico Superior y Cenozoico (Petróleos Mexicanos, 2010).

La subsidencia térmica y la acumulación de la cuña sedimentaria cenozoica de margen pasiva provocaron el basculamiento regional de esta provincia hacia el este. Otro patrón estructural relevante son las fallas de crecimiento sintéticas y antitéticas que afectan a los sedimentos terrígenos cenozoicos de la plataforma continental, creando anticlinales tipo *roll-over*.

⁴ Synrift es una etapa de depositación durante la apertura del Rift.

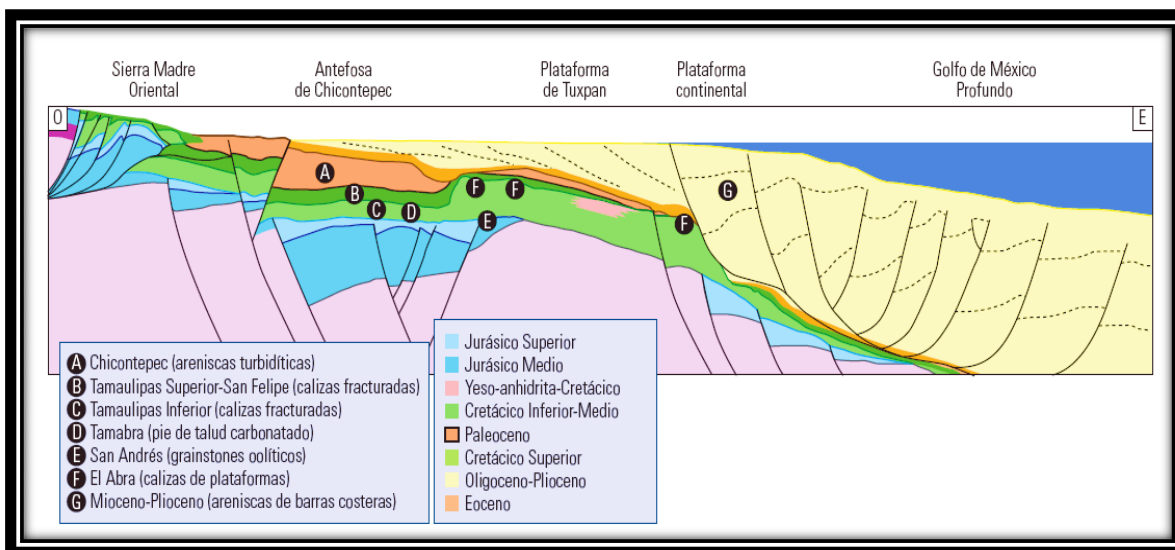


Fig. 3.3 Sección estructural a través de la provincia Tampico –Misantla y ubicación de plays establecidos (Tomado de PEMEX-BP60).

3.1.4 Marco estratigráfico y ambientes de depósito.

En la columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Tampico-Misantla (Fig.3.4), se reconocen cuatro tectono-secuencias: synrift, margen pasiva I, antenofosa y margen pasiva II. En este caso la fase en la que se desarrolló la Plataforma Tuxpan es la Margen pasiva I (Petróleos Mexicanos, 2010). La tectono-secuencia Margen Pasiva I inicia con el depósito de calizas de rampa interna (*packstones* y *grainstones* oolíticos y bioclásticas) del miembro inferior de la Formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano- Valanginiano. Estas rocas son sobreyacidas por calizas arcillosas de cuenca y capas de bentonita del miembro bentonítico de la misma formación, las cuales se hacen gradualmente más carbonatadas hasta pasar al miembro superior de calizas color crema constituido por *wackestones* de microfósiles planctónicos. Al mismo tiempo hacia el alto de Tuxpan, se depositaron calizas de aguas someras de la parte inferior de la **Formación El Abra**, que correlacionan con la **Formación Cupido** del noreste de México. Cerca del límite Aptiano-Albiano se depositan en toda el área mudstones, *wackestones* arcillosos y lutitas laminares del Horizonte Otates. Durante el Albiano y Cenomaniano se depositaron *mudstones* y *wackestones* de foraminíferos planctónicos con capas y lentes de pedernal de la **Formación Tamaulipas Superior** en la mayor parte de la provincia, a excepción del alto de Tuxpan, sobre el

que se desarrolló un atolón representado por las calizas de la **Formación El Abra** bordeado por brechas calcáreas de facies de talud de la Formación Tamabra (Fig.3.5).

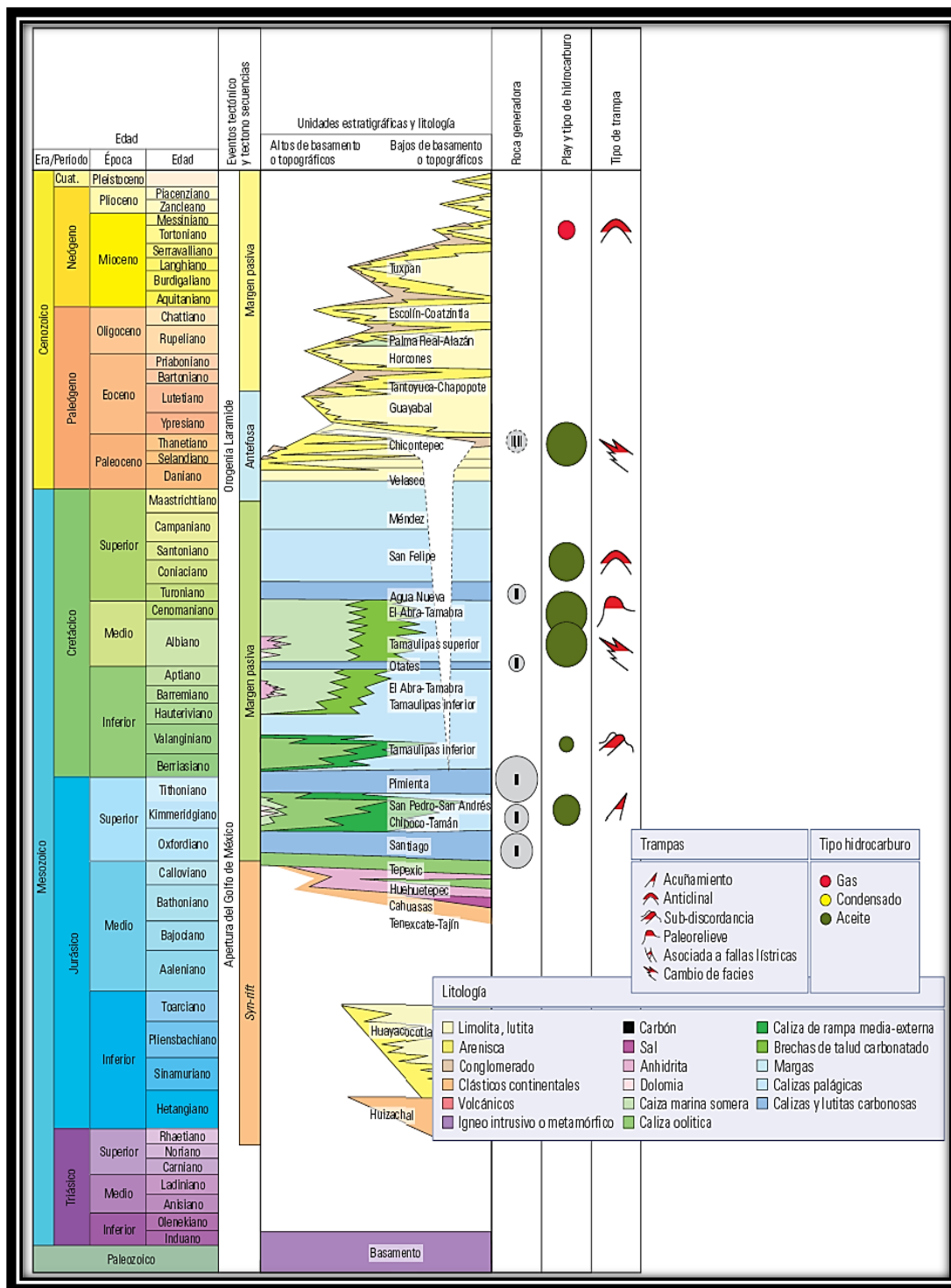


Fig. 3.4 Columna estratigráfica de la Provincia Tampico Misantla y el sistema petrolero asociado, (tomada de Petróleos Mexicanos, 2009).

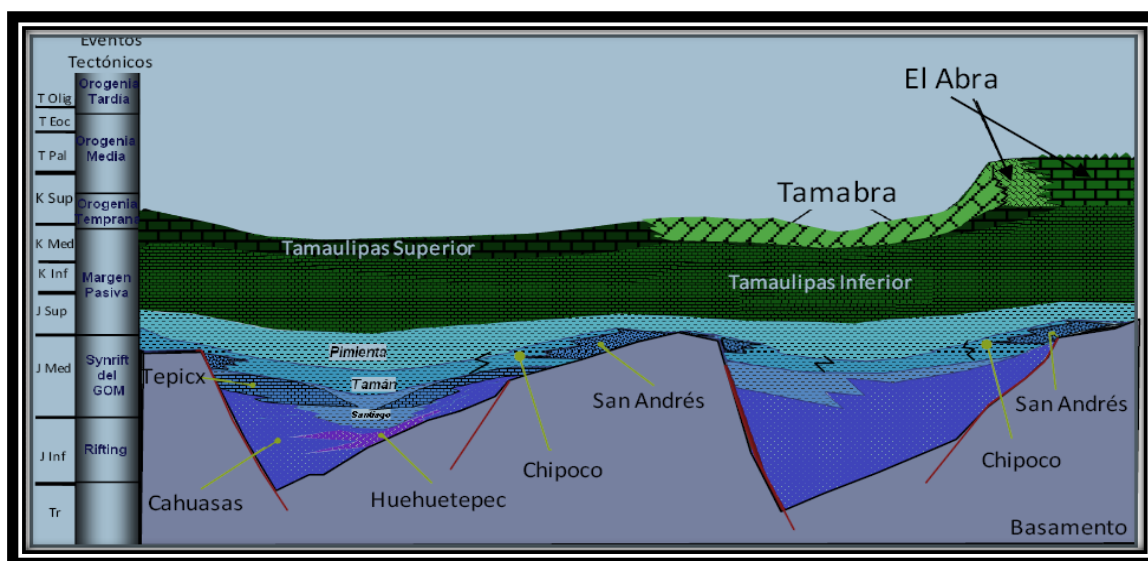


Fig. 3.5 Deposición de extensas plataforma carbonatada y crecimientos arrecifales en el Albiano –Cenomaniano (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2010).

A finales del Cenomaniano, esta plataforma sufre una exposición subaérea particularmente prolongada, con la transgresión subsiguiente se restablece temporalmente la sedimentación carbonatada somera, pero la tasa de sedimentación no alcanza a mantener el paso con el ascenso relativo en el nivel del mar y la plataforma se ahoga depositándose calizas pelágicas carbonosas de la **Formación Agua Nueva** del Turoniano sobre las **Formaciones El Abra, Tamabra y Tamaulipas Superior**. Posteriormente se depositan calizas bentónicas con intercalaciones de bentonita de la Formación San Felipe seguidas por margas, calizas arcillosas y lutitas calcáreas de la **Formación Méndez** marcando el final de la tectono-secuencia Margen Pasiva I (Petróleos Mexicanos, 2009).

3.1.5 Sistema petrolero para la Plataforma Tuxpan.

La Plataforma Tuxpan (Faja de Oro) es un complejo arrecifal y la zona que la rodea se compone de brechas intraformacionales del Cretácico (Albiano –Cenomaniano); presenta una geometría ovalada son un eje mayor de 150 km y un eje menor de 60 km aproximadamente, las características generales del sistema de brechas intraformacionales se obtuvieron

principalmente del campo Poza Rica. El cual representa la parte media distal de los flujos con fragmentos de calizas procedentes de la Plataforma Tuxpan. La Formación Tamabra es la principal roca almacén que se explota en la actualidad, ya que los campos en la parte arrecifal (Formación El Abra) se encuentran agotados o sujetos a recuperación secundaria o mejorada.

Este campo produce principalmente aceite de entre 30° y 32° API, y para todos los casos la roca sello es la Formación Agua Nueva, del Turoniano (Fig. 3.6) (Nava, 2001).

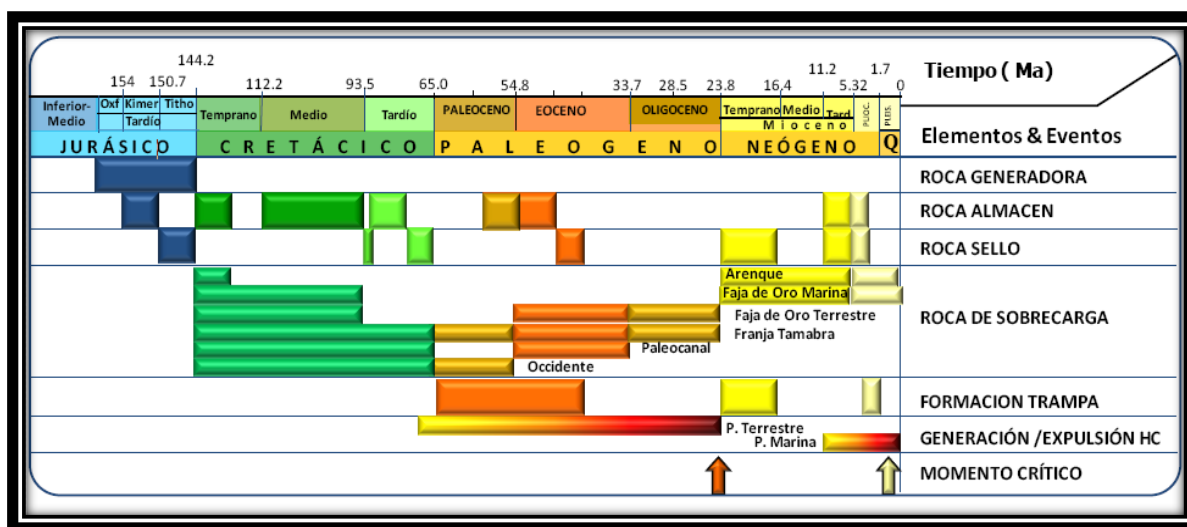


Fig. 3.6 Tabla de eventos del sistema petrolero asociado con las rocas generadoras del Jurásico (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2010).

Se define a este sistema como híbrido por tener indicios de deformaciones significativas; las trampas son de tipo estratigráficas y se encuentran asociadas con el área pre-arrecifal y post-arrecifal, y algunos anticlinales abiertos. El origen de este sistema en su conjunto en la plataforma y talud son el resultado de la continua transgresión de los mares en el Neocomiano en el oriente de México, pero en el Albiano-Cenomaniano las aguas fueron propicias para la formación de núcleos arrecifales, dados los climas más cálidos y la disminución del aporte de terrígenos, ya que a principios del Cretácico las áreas emergidas disminuyen su superficie.

En el Albiano-Cenomaniano el aporte de terrígenos disminuyó considerablemente y en las áreas inundadas con poca profundidad se depositaron carbonatos de plataforma, en los bordes

se desarrollaron arrecifes y en el talud brechas calcáreas. Durante este tiempo, las secuencias carbonatadas depositadas en la plataforma corresponden a la Formación El Abra, en una región con subsidencia lenta pero constante, por lo que tiene unos potentes espesores de depósito de arrecife, post-arrecife y brechas calcáreas. La Formación Tamabra se compone de calizas clásticas de talud en una distribución asociada a los bordes de los arrecifes conformando gruesas secuencias de brechas intraformacionales y en la cuenca se acumuló la Formación Tamaulipas Superior de calizas de aguas profundas caracterizadas por estratos delgados, con nódulos de pedernal y estilolitas.

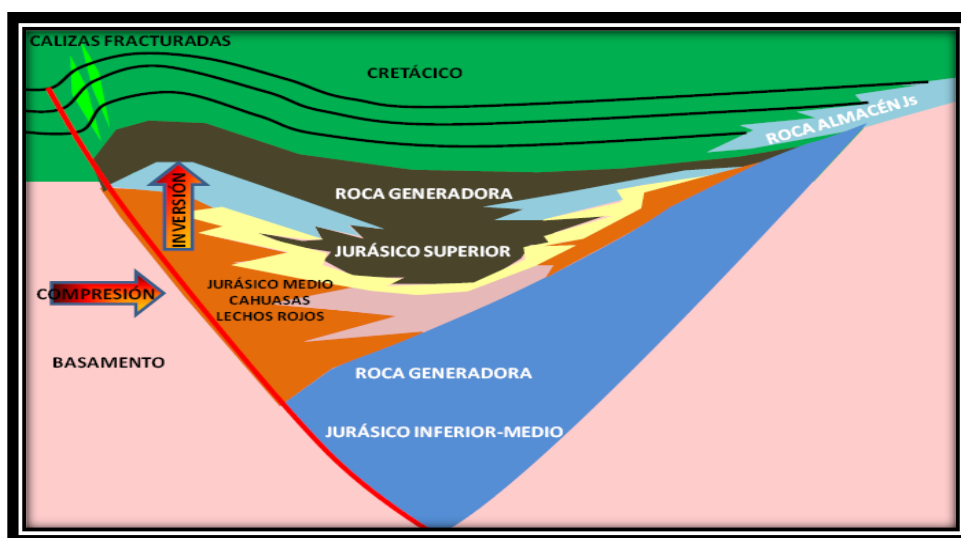


Fig. 3.7 Modelo de los principales elementos del sistema petrolero de la región (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2010).

Del Turoniano al Maestrichtiano, se dio un aumento en el aporte de terrígenos, debido al cambio de los ambientes de depósito resultado del incremento del vulcanismo al occidente por la acción de la subducción de la Placa Farallón debajo de la placa Norteamericana y al movimiento final del bloque de Yucatán, originando el depósito de las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, las que tienen un carácter calcáreo-arcilloso; estas rocas constituyen el sello de los yacimientos (Nava, 2001). En el siguiente esquema se pueden apreciar los principales elementos tectono -estratigráficos del sistema petrolero en la Faja de Oro; en este modelo conceptual se puede apreciar la roca almacén y trampas para Cretácico formadas por la reactivación de las fallas synrift (Fig. 3.7).



3.1.5.1 Roca Generadora.

Las rocas generadoras que originan los hidrocarburos que se encuentran en la secuencia del Albiano -Cenomaniano, son las calizas arcillosas y las lutitas calcáreas de las Formaciones Santiago del Oxfordiano, Pimienta del Tithoniano y Tamán del Kimmeridgiano. Estas rocas generadoras se depositaron en un ambiente marino bajo condiciones de escasez o falta total de oxígeno y alta salinidad. La Formación Santiago está constituida por lutitas carbonatadas negras, microlaminadas, limolitas arcillosas, mudstone, calizas arcillosas-piritizadas y horizontes con nódulos calcáreos. La fauna es pobre y está representada por algunos bivalvos y cefalópodos de edad Oxfordiano. Sus espesores varían entre 10 y 755 m, concentrándose preferentemente en la porción sur de la provincia. La Formación Tamán está compuesta por mudstones arcillosos, lutitas calcáreas laminares y escasas limolitas. Sus características fundamentales son la buena estratificación y el predominio de los carbonatos sobre la arcilla. Sus espesores varían entre 30 y 998 m. Los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado. Por último La Formación Pimienta, está compuesta por calizas arcillosas negras ligeramente piritizadas, de estratificación delgada con intercalaciones de lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal. Sus espesores varían entre 3 y 485 m, los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado arcilloso (Petróleos Mexicanos, 2010).

La mayor riqueza orgánica está relacionada con las Formaciones Santiago y Pimienta, teniendo el kerógeno una tendencia de madurez de los tipos I y II, encontrándose predominantemente dentro de la ventana del aceite.

3.1.5.2 Migración.

El principal tipo de migración en este sistema es de tipo vertical ascendente, diagonal y en algunas partes horizontal. En la zona de El Atolón de la Faja de Oro, se tienen calizas con intenso fracturamiento que pudo ser causado por basculamiento o por reacomodos causados por los movimientos relacionados con la Orogenia Laramide. Posteriormente ocurrió un basculamiento regional que inició en el Eoceno y terminó al inicio del Mioceno, con lo que el atolón fue sepultado profundamente con una inclinación mayor hacia el sureste, con una



columna estratigráfica post-arrecife de espesores variables de 500 m en el norte y hasta 2500 m en el sur. La migración del aceite en el arrecife puede estar relacionada al basculamiento del atolón, y ésta pudo darse de sureste a noroeste durante el Oligoceno y Mioceno. También es posible que los cambios de profundidad propiciaron la percolación de aguas meteóricas, las que causaron intensa Karstificación con lo que se originó un gran desarrollo de porosidad secundaria; adicionalmente se produjo fracturamiento, que, junto con la presión litostática de los sedimentos del Cenozoico propiciaron las vías de migración secundaria de los hidrocarburos (Nava, 2001).

3.1.5.3 Roca almacén.

La Formación El Abra del Albiano –Cenomaniano, consiste de packstone y grainstone de miliólidos, intraclastos, peloides depositados en un ambiente de plataforma interna, estando distribuidas en la parte protegida del borde arrecifal del atolón de la Faja de Oro, desarrollado sobre la plataforma de Tuxpan. En el sur de la plataforma se preservaron crecimientos de rudistas conformados por calizas rudstone, floatstone y framestone y corales. Los espesores encontrados de las calizas arrecifales varían de 1800 a 2000 m, pero es su cima la que presenta la mejor calidad como roca almacén, relacionada está con la zona discordante donde se presentan fenómenos de karsticidad, colapsamiento y porosidad vugular que incrementan la permeabilidad. Las porosidades determinadas son de tipo intergranular, intragranular, móldica y fracturas. Los rangos de porosidad se encuentran entre 14 y 35%, mientras la permeabilidad llega alcanzar hasta 600 mD. Otra de las unidades almacenadoras de edad Albiano-Cenomaniano es La Formación Tamabra, que se caracteriza por estar compuesta por flujos de escombros y granos de carbonatos, procedentes de la denudación de los bordes de la Plataforma de Tuxpan; también son considerados como una secuencia de turbiditas calcáreas depositadas en el talud medio y distal. En esta formación se distinguen dos zonas; en la parte superior, son estratos de cuerpos porosos y compactos de bioclastos, en la inferior se presentan gruesos horizontes de rudistas retrabajados. En el campo Poza Rica se tiene un espesor promedio de 150 metros. Esta formación se adelgaza hacia el oeste y desaparece por un cambio de facies dentro de la caliza densa y micrítica en estratos delgados de la Formación Tamaulipas Superior (Petróleos Mexicanos, 2010).



3.1.5.4 Roca Sello.

Las rocas sello en el área de la Plataforma de Tuxpan es en los taludes; se formaron a partir de la reactivación de las fallas synrift del Cretácico Superior (Fig.3. 7), siendo la principal, La Formación Agua Nueva del Turoniano que se caracteriza por horizontes de calizas arcillosas y lutitas negras laminares, con intercalaciones de lutitas carbonosas y cuerpos de margas bentónicas; incluyen horizontes de caliza arcillosa con abundantes fósiles, en estratos delgados, con nódulos y bandas de pedernal negro (Petróleos Mexicanos, 2010). La Formación San Felipe es otra de las rocas sello de menor importancia en este sistema, esta formación, se compone de una alternancia de calizas y lutitas delgadas con capas de bentonita verde, debido a su baja porosidad constituye también una buena roca sello. Finalmente se considera a La Formación Méndez por sus secuencias de margas y lutitas que alternan con capas de bentonita blanca como una buena roca sello, sobre todo por su gran espesor.

3.1.5.5 Trampas.

Las trampas en este sistema petrolero, son mixtas, aunque se tienen algunas de tipo estratigráfico; presentan características estructurales y variaciones de permeabilidad, debidas a los cambios de facies. En el Campo Poza Rica una estructura anticlinal buzante se desarrolla en el acuñaamiento de permeabilidad echado arriba, en la Formación Tamabra que presenta cambio de facies, de dolomía permeable a caliza densa, y en la combinación de este acuñaamiento y el plegamiento se forma la trampa. La mayoría de los campos productores de la Formación Tamabra representan trampas mixtas, en tanto que en la Formación El Abra la mayor parte de las trampas son estructurales (Nava, 2001), (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.1.5.6 Reservas.

A lo largo de la historia esta cuenca ha sido una de las más productivas del país habiendo acumulado más de 5,500 millones de barriles de aceite y 7.5 billones de pies cúbicos de gas. Las



reservas remanentes y los recursos prospectivos de esta provincia se calculan en 18,875 y 1,700 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente.

Por su producción, el más importante ha sido el sistema petrolero Tithoniano-Albiano-Cenomaniano, con casi el 50% de los 7.1 MMMbpce acumulados al 1° de enero de 2010, sin considerar el aceite remanente no recuperado por los métodos tradicionales de explotación, (Petróleos Mexicanos, 2009), (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.1.6 Campo Bagre.

Se localiza geográficamente en aguas territoriales del Golfo de México en su porción de la plataforma continental, 27 Km al oriente de la Barra de Tuxpan con un tirante de agua de 49 metros. Este campo fue identificado por sísmica tridimensional en el año 2005 por Petróleos Mexicanos, geológicamente se localiza en el oriente de la Plataforma de Tuxpan en el lineamiento de campos productores de aceite ligero, su profundidad es 2896 metros dentro de la formación el Abra del Cretácico (Fig. 3.8).

3.1.6.1 Características geológicas.

La interpretación sísmica del cubo Lankahuasas norte permitió la visualización de la estructura alargada hacia la porción norte del Campo Bagre B, conformada por un relieve de la Formación el Abra. La estructura forma parte de una serie de paleorelieves alineados de norte a sur y surcado por cañones con dirección al oriente, que tiene salida al talud donde se deposita la Formación Tamabra.

La columna sedimentaria en el Pozo Bagre-1 va del Cretácico en el Albiano -Cenomaniano hasta el reciente. La sedimentación de la roca almacén corresponde a facies de postarrecife, constituidas por arenas carbonatadas de la cima de la Formación El Abra representadas por packstone y grainstone de miliolidos, que son las facies predominantes en el alineamiento productor de la Faja de Oro Marina (Fig. 3. 9). Las facies del frente arrecifal solo se han

encontrado en la porción sur en los pozos Percebres-1 y Ostiones-1, los procesos diagenéticos son los que controlan la calidad de la roca (Petróleos Mexicanos, 2005).

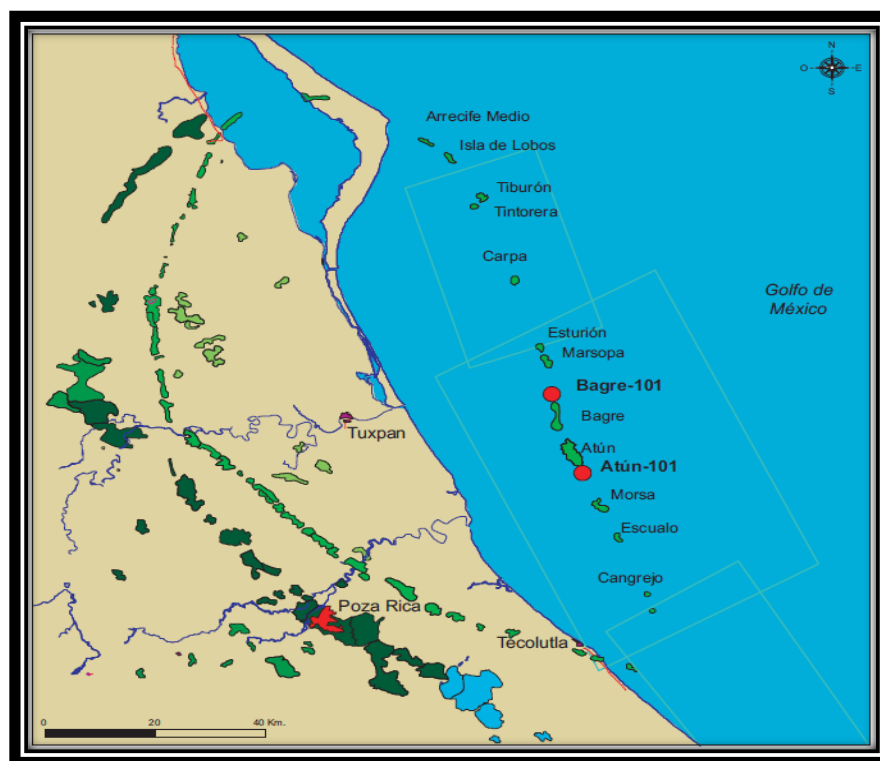


Fig. 3.8 Ubicación de la Faja de Oro Marina donde se puede observar del pozo Bagre en el alineamiento estructural(Tomada de Petróleos Mexicanos, 2005).

El origen de este sistema es el resultado de una transgresión de los mares en el oriente de México, que propicia la formación de núcleos arrecifales, dados los climas más cálidos y la disminución de aportes terrígenos a principio del Cretácico, en las áreas inundadas se forman carbonatos de plataforma y en los bordes se desarrollan arrecifes siendo estos los más importantes de la Plataforma Tuxpan, dentro de los arrecifes la parte de post arrecife son las que presentan mejor calidad para los yacimientos. Durante el Albiano Cenomaniano la secuencia carbonatada corresponde a la Formación el Abra, producto de la subsidencia de la cuenca, con secuencias de arrecife y post- arrecife. La Formación Tamabra de calizas clásticas de talud rodea al arrecife con gruesas secuencias de brecha intraformacionales, la Formación Tamaulipas Superior de calizas de cuenca en estratos delgados, con nódulos de pedernal y

estilolitas. Durante el Turoniano- Maestrichtiano se dio un aumento de aporte de terrígenos, resultado del incremento de vulcanismo por la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana y al movimiento del Bloque de Yucatán, origen de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

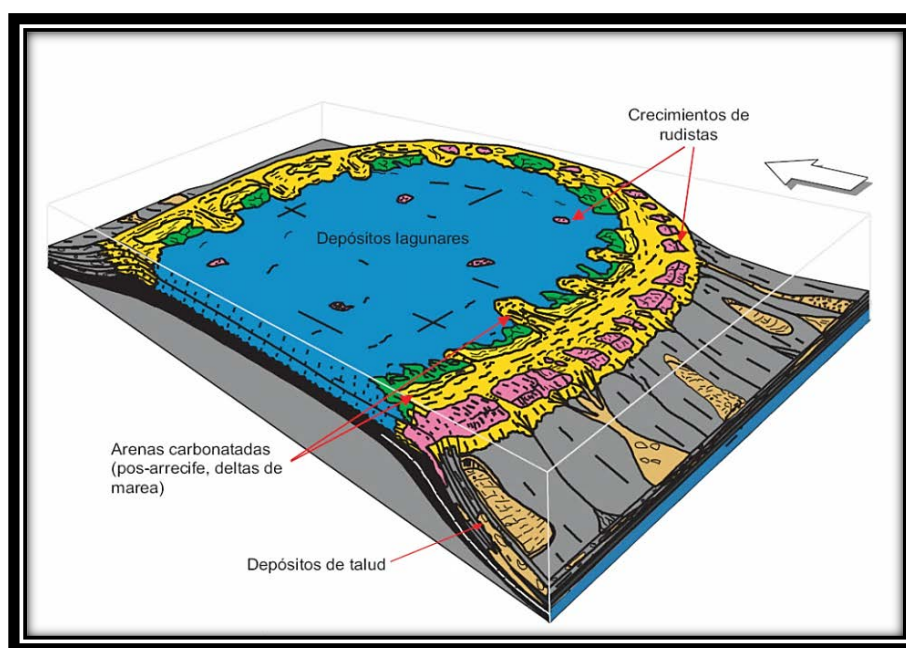


Fig. 3.9 Modelo geológico de la Faja de Oro en donde se pueden observar las diferentes facies de plataforma (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2005).

3.1.6.2 Sistema petrolero.

La roca generadora son calizas arcillosas y lutitas calcares de las Formaciones Pimienta, Santiago y Tamán (Fig., 3.10), que se componen esencialmente por calizas arcillosas alternando con lutitas negras bituminosas, con alto contenido orgánico en un porcentaje de aproximado de 32% en la Formación Pimienta, en la Formación Santiago con horizontes de materia carbonosa que incluye micritas, limolitas y calizas arcillosas-carbonosas, con materia algácea, leñosa y carbonosa con un porcentaje entre 15 y 18% de COT, y por último la Formación Tamán compuesta de lutitas calcáreas y carbonosas de tipo algácea y carbonosa aproximadamente

20% de COT. El tipo de migración en el sistema fue ascendente vertical, por medio de fracturas originadas por el basculamiento del Atolón o por reacomodo causado por movimientos de la orogenia Laramide. El sepultamiento del atolón es mayor en la parte sureste, la migración pudo haberse dado durante el Oligoceno y Mioceno. Además pudo haber una migración secundaria por debido a presión secundaria y fracturamiento posterior, aunado a la porosidad secundaria debida a karstificación, por percolación de aguas meteóricas. La roca almacenadora es la Formación el Abra del Albiano –Cenomaniano, en su facie arrecifal, con un espesor de 2000 metros aproximadamente. La configuración estructural de la cima de El Abra muestra tres paleo relieves orientados de norte a sur, con un cierre en las cuatro direcciones, hacia la porción oriental de las tres estructuras hay una fuerte caída, que corresponde al talud de la plataforma, las trampas presentan características estructurales con anticlinales, y estratigráficas por las variaciones de permeabilidad, (Petróleos Mexicanos, 2005).

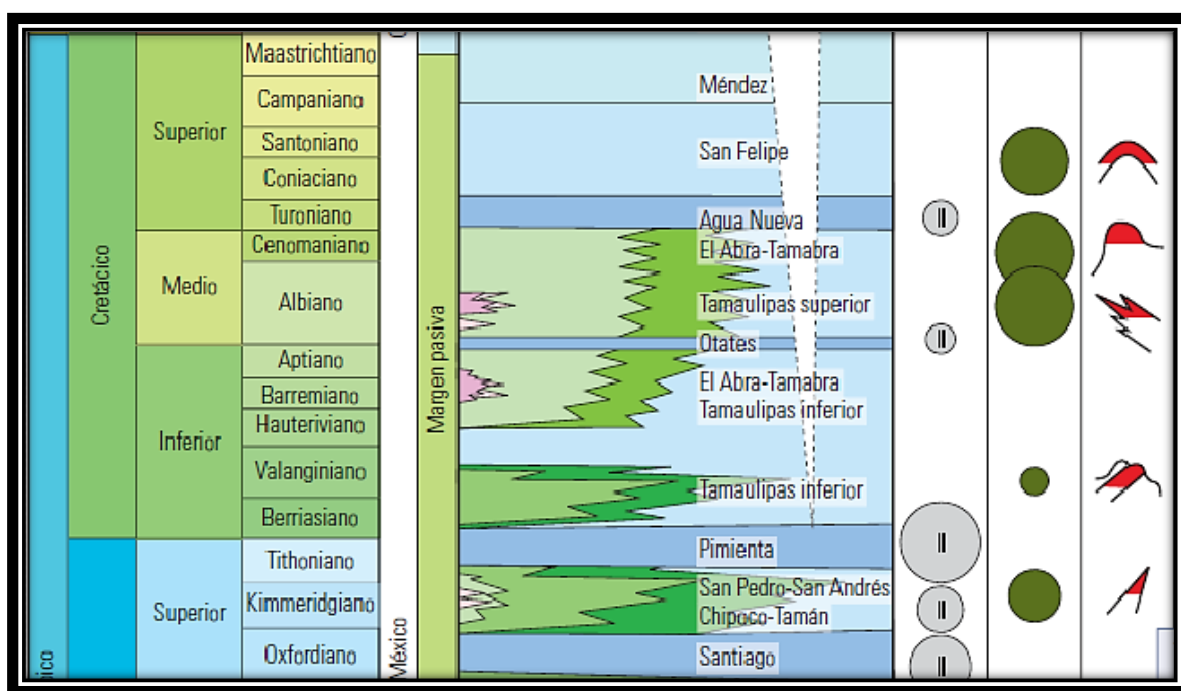


Fig. 3.10 Columna estratigráfica del campo Bagre (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2009).

El sello en general en los yacimientos de El Abra en los campos productores de la Faja de Oro lo constituyen principalmente lutitas negras laminares y calizas arcillosas con abundantes fósiles y



con nódulos y bandas de pedernal negro del Mioceno, de la Formación Agua Nueva y con menor importancia la Formación san Felipe compuesta de calizas y lutitas delgadas con capas de bentonita verde, por ultimo también se considera a la Formación Méndez como sello por su secuencia de margas y lutitas, alternando con bentonita blanca, con un gran espesor (Petróleos Mexicanos, 2005).

3.1.6.3 Características del Yacimiento.

El Abra está constituido principalmente por packstones y grainstones de miliolidos. La profundidad del campo llega hasta 3600 metros con un espesor neto de 106 metros, la porosidad es de 18 %, con una saturación de agua promedio de 18% y datos de permeabilidad hasta 500 mD. En pruebas de producción se obtuvieron gastos de 2330 barriles de aceite por día de 41°API y 2.4 millones de pies cúbicos de gas, con una presión inicial de 84.2 Kg/cm² por un estrangulador de ½ pulgada (Petróleos Mexicanos, 2005).

3.1.6.4 Reservas.

Las reservas originales de aceite es de 94.3 millones de barriles, en tanto las reservas originales de petróleo crudo equivalente 1P, 2P y 3P estimadas son de 37.6, 37.6 y 57.4 millones de barriles respectivamente (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2 Plataforma de Córdoba.

La Plataforma Mesozoica de Córdoba, está constituida principalmente por rocas calcáreas mesozoicas cuya estratigrafía es el resultado de procesos relacionados a ciclos relativos del nivel del mar y/o a pulsos tectónicos. En el Cretácico Temprano, estos procesos comenzaron a formar las plataformas carbonatadas (Plataforma de Córdoba) y cuencas asociadas (Cuenca

Cenozoica de Veracruz) que constituyeron los dominios estratigráficos fundamentales que iniciaron durante el Mesozoico. El frente estructural sepultado del cinturón plegado y fallado que constituye el frente de la Sierra Madre Oriental, también conocido como Plataforma de Córdoba, está formada por calizas de fines del Cretácico Inferior al Cretácico Tardío, que son productoras de aceite medio a pesado y gas amargo húmedo (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2.1 Localización.

La Plataforma Córdoba se ubica en la porción central del estado de Veracruz y extremo NE del estado de Oaxaca, cubre una porción de 16 000 Km², en una franja de 140 Km de longitud y 14 Km de ancho aproximadamente. Incluye poblaciones como Jalapa, Cotaxtla, Tierra Blanca y Tuxtepec. La porción occidental de la plataforma se encuentra expuesta formando parte de la Sierra Madre Oriental y su porción oriental se encuentra sepultada debajo de la planicie costera del Golfo de México; geológicamente limita al oriente con la Cuenca de Veracruz (Fig. 3.11), al poniente con la Cuenca de Zongolica, al noreste con el Macizo de Plan de Hayas y al sur con la Paleo península de Oaxaca (González, 1976).

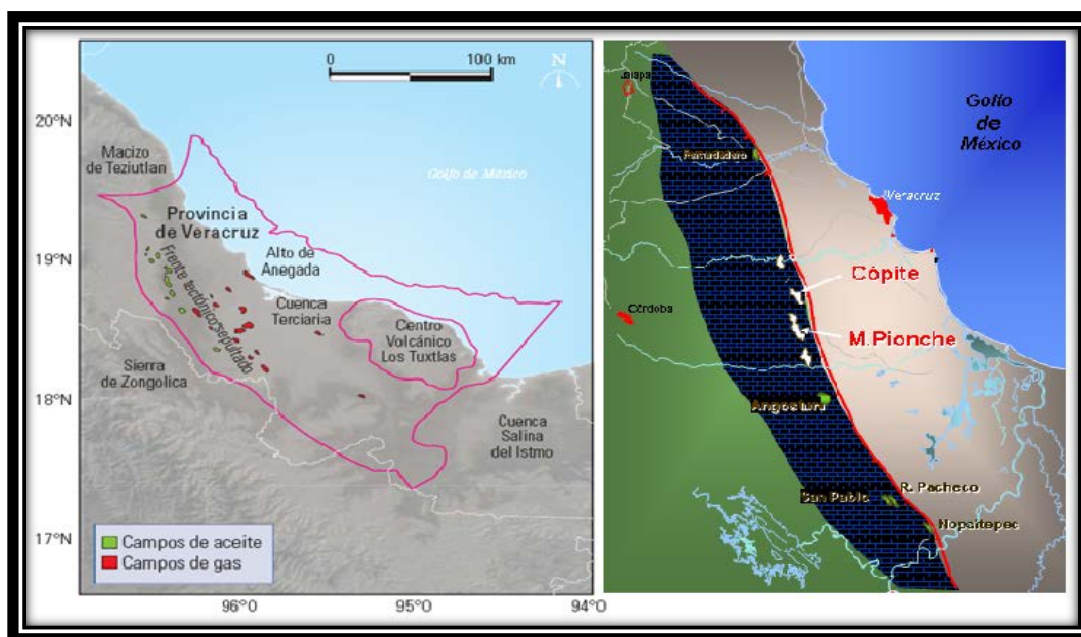


Fig. 3.11 Ubicación y principales campos petroleros de la Plataforma Córdoba y la Cuenca de Veracruz (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2010).



3.2.2 Antecedentes

El estudio de esta plataforma se remonta a principios de siglo XX con la construcción del ferrocarril mexicano por una compañía inglesa, en donde intervienen los geólogos Félix y Lenk, después Emile Bose, Muellieried y Burchardt. Posteriormente en 1948, Petróleos Mexicanos inicia la exploración con métodos gravimétricos y sísmicos principalmente en la zona expuesta de esta en el frente de la Plataforma en la Sierra Madre Oriental. Estos estudios culminaron con el descubrimiento de los campos Angostura en 1953 y Tres Higueras en 1955. El primero de estos campos llegó a tener una producción de aceite de 30 000 b; posteriormente se descubrieron los campos Casablanca, Lagarto, Rincón Pacheco y Nopaltepec. Entre 1958 y 1968 se perforan pocos pozos debido a la falta de equipos, posteriormente en 1973 se descubre el campo Plan de Oro y Cópite, hasta este momento solo se había llegado a rocas del Cretácico Superior. En 1974 se logra producción en rocas del Cretácico Inferior, de acuerdo con la información hasta este momento recolectada en la Plataforma Córdoba tiene una profundidad de 5000 m de sedimentos carbonatados depositados desde Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. Se han perforado alrededor de 142 pozos exploratorios y desarrollo, de los cuales 28 penetraron al Cretácico, 3 llegaron al Jurásico Superior y 2 cortaron el basamento cristalino (González, 1976).

3.2.3 Marco tectónico estructural.

Geológicamente la cuenca de Veracruz está limitada al norte por el Macizo de Teziutlán, el Alto de Chiconquiaco o Alto de Santa Ana que la separa de la Provincia Tampico-Misantla; al sur limita con la Cuenca Salina del Istmo, al oriente se extiende hacia aguas profundas del Golfo de México y está parcialmente limitada por el Alto de Anegada y el Alto de Los Tuxtlas, mientras que hacia el occidente está limitada por los afloramientos de rocas mesozoicas deformadas de la Sierra Madre Oriental. Desde el punto de vista tectónico, su origen es similar a otras cuencas sedimentarias asociadas a la evolución del Golfo de México, esta provincia pasó por una etapa de *rift* del Triásico al Jurásico Medio y de deriva (*drift*) del Jurásico Medio hasta principios del Cretácico Temprano. De la parte final Jurásico Tardío hasta el inicio del Cretácico Tardío, esta



área fue parte de la margen pasiva del Golfo de México. De la parte final del Cretácico más tardío al Eoceno, la deformación laramídica creó el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre oriental y esta carga tectónica originó una antefosa o cuenca de antepaís, cuyo relleno representa en sentido estricto la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Petróleos Mexicanos, 2010). La subsidencia de esta antefosa continuó hasta el Mioceno, probablemente como un efecto conjunto de subsidencia por flexura, así como por trastensión lateral izquierda. Con el desplazamiento del bloque Chortis hacia el sureste y el establecimiento del centro de expansión Cocos-Nazca en el Pacífico, se produjo durante el Mioceno una reorganización del sistema de subducción en el sur de México, dando inicio una subducción subhorizontal que produjo una reorientación del arco volcánico y la formación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Con esta reconfiguración, la Provincia de Veracruz pasó en el Mioceno medio de un régimen de antefosa de retroarco (*retroarc foreland basin*) a un régimen tectónico de prearco o antearco (*forearc*) quedando ubicada entre la trinchera al suroeste y el arco volcánico al norte, éste último representado por la Faja Volcánica Trans-Mexicana. La cuenca quedó sujeta a esfuerzos compresivos y distensivos, principalmente en el Mioceno inferior. La deformación compresiva provocó un levantamiento y erosión de las rocas del Paleoceno al Mioceno Medio (Petróleos Mexicanos, 2010).

De acuerdo a las características actuales, la provincia de Veracruz se puede subdividir en dos subprovincias:

- 1) El Frente Tectónico Sepultado en el occidente, caracterizado por yacimientos de aceite y gas amargo en calizas cretácicas plegadas y cabalgadas, y 2) la Cuenca Cenozoica de Veracruz que abarca la mayor parte de esta provincia, caracterizada por yacimientos principalmente de gas seco en rocas clásticas del Mioceno- Plioceno. Se han reconocido siete dominios estructurales en esta provincia, uno en la subprovincia del Frente Tectónico Sepultado y el resto en la Cuenca Cenozoica (Fig. 3.12) y (Fig. 3.13) (Petróleos Mexicanos, 2010).

El primero está representado en el frente laramídico sepultado de la subprovincia de la Plataforma de Córdoba y está caracterizado por pliegues y cabalgaduras con vergencia hacia el oriente que afectan a rocas mesozoicas y del Paleógeno (Fig. 3.14); las rocas cenozoicas en esta zona forman un homoclinal con echado al oriente. El segundo dominio corresponde al Anticlinal Loma Bonita de orientación nor-noroeste, afectado

por fallamiento inverso que, al igual que el plegamiento, tiene vergencia al suroeste conformando algunos cierres en cuatro direcciones.

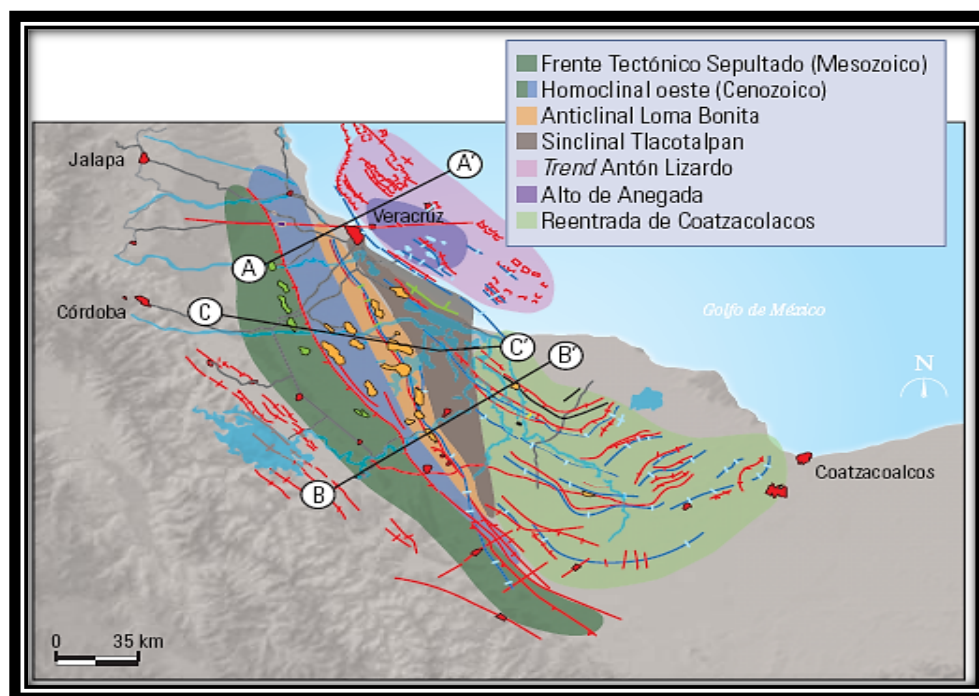


Fig. 3.12 Características geológicas tectónico- estructurales de la Cuenca de Veracruz, (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2009).

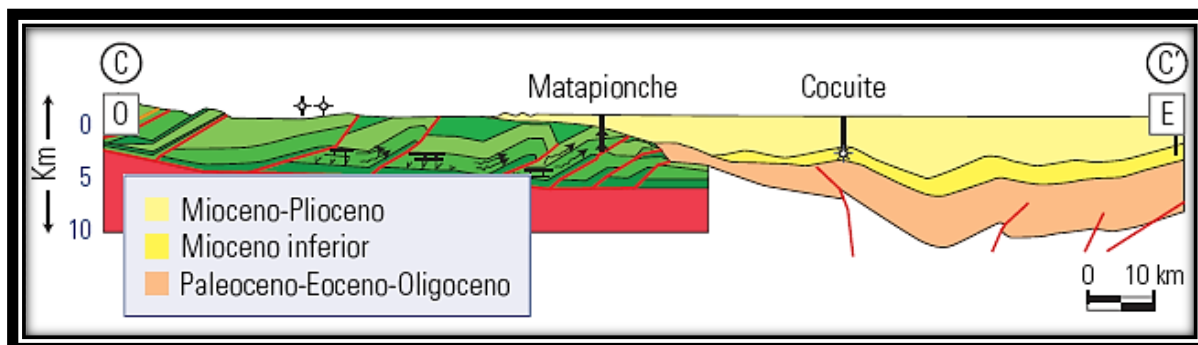


Fig. 3.13 Sección geológica C C', donde se pueden apreciar rasgos estructurales de la plataforma Córdoba, (Tomada de Petróleos Mexicanos, 2009).

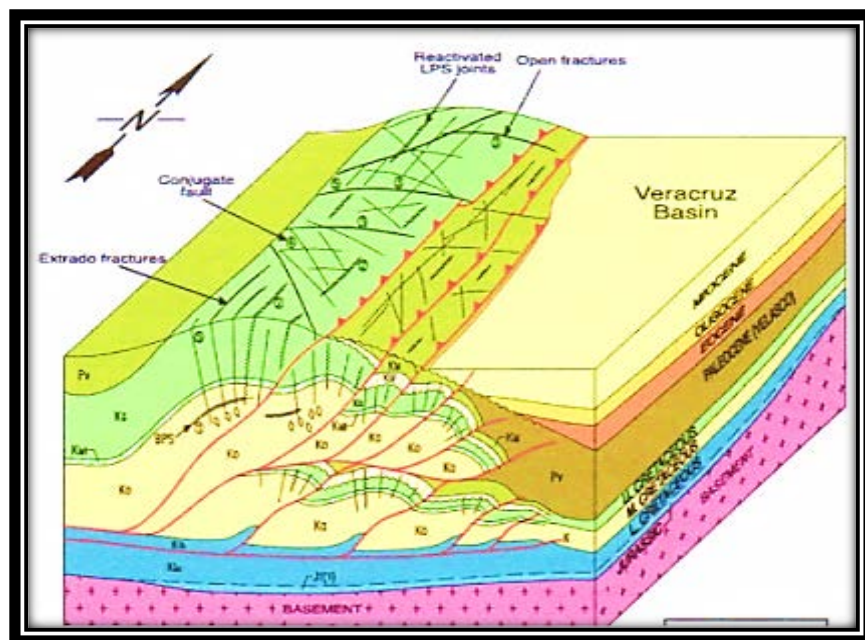


Fig. 3-14 Modelo tridimensional del frente sepultado de la Plataforma de Córdoba (Petróleos Mexicanos, 2009).

El tercer dominio corresponde al Sinclinal Tlacotalpan, en la parte más profunda de la cuenca, localmente afectado por plegamiento y fallamiento inverso con vergencia al oriente (Petróleos Mexicanos, 2009). El cuarto dominio corresponde al Alto de Anegada, en la parte marina de la provincia, con una orientación nornoroeste conformando el limbo oriental del Sinclinal de Tlacotalpan. El quinto dominio es el alineamiento de Antón Lizardo, consistente de una serie de fallas inversas y normales con componente lateral de alta inclinación tanto al oriente como al occidente que se extienden hacia el norte y sur del Alto de Anegada. El sexto dominio corresponde a fallas de crecimiento del Mioceno tardío y Plioceno que afectan a los sedimentos cenozoicos en el extremo norte de la provincia. El séptimo dominio, denominado Reentrada de Coatzacoalcos, se localiza en la parte sur de la cuenca y corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgaduras con vergencia al oriente y norte cuya formación ocurrió del final del Mioceno medio al Plioceno Temprano (Petróleos Mexicanos, 2009).



3.2.4 Marco estratigráfico y sedimentario.

La estratigrafía mesozoica de esta provincia se ha establecido con base en observaciones realizadas en la parte correspondiente a la Plataforma de Córdoba en el occidente y áreas vecinas, en donde rocas de esta edad afloran o han sido penetradas por pozos exploratorios. Sin embargo, se infiere que una columna similar se encuentra por debajo del gran paquete cenozoico de la Cuenca de Veracruz. La columna sedimentaria descansa sobre un basamento metamórfico granítico del Paleozoico-Triásico. Se reconocen cuatro tectono-secuencias principales (Petróleos Mexicanos, 2010):

a) Synrift que incluye las rocas que registran las aperturas del Golfo de México hasta el establecimiento de una margen pasiva en el Oxfordiano durante la etapa de deriva (*drift*), **b) Margen Pasiva** que comprende las rocas principalmente carbonatadas del Jurásico Tardío y Cretácico, **c) Antefosa** que comprende las rocas terrígenas del Paleoceno al Mioceno temprano derivadas de la erosión de rocas carbonatadas mesozoicas e ígneas-metamórficas del sureste, y **d) Prearco**, correspondiente a los sedimentos de Mioceno medio al Reciente caracterizados por una contribución importante de sedimentos derivados de la erosión de rocas volcánicas del noroeste.

La tectono-secuencia *Synrift* está representada por lechos rojos continentales del Jurásico Medio correspondientes a la **Formación Todos Santos**, depositados sobre el basamento mientras que en algunas zonas se ha registrado asimismo la presencia de sal de probable edad Jurásico Medio. La tectono-secuencia de Margen Pasiva inicia con los primeros sedimentos marinos documentados en la provincia y que corresponden a calizas areno-arcillosas, en partes oolíticas y calizas arcillosas que se han correlacionado con las **formaciones San Pedro y San Andrés** del Kimmeridgiano. Estas rocas son sobreyacidas por calizas bituminosas y areno-arcillosas con potencial generador de la **Formación Tepexilotla** del Tithoniano. El alto de basamento sobre el que se desarrolló la plataforma de Córdoba aparentemente permaneció expuesto durante el Jurásico ya que las calizas cretácicas se depositaron directamente sobre el basamento. En el Cretácico Temprano se depositaron areniscas y calizas de plataforma dolomítica y con intercalaciones de evaporitas en el área de la **Plataforma de Córdoba**, mientras que hacia las zonas de cuenca al este y oeste se depositaron calizas de mar abierto (**Formación Tamaulipas Inferior**) en partes con influencia volcánica (**Formación Xonamanca**).



Hacia finales del Aptiano se depositaron en toda el área calizas arcillosas del **Horizonte Otates**. El Albiano -Cenomaniano está representado por calizas de plataforma de la **Formación Orizaba**, que se correlacionan con calizas pelágicas con intercalaciones de pedernal de la **Formación Tamaulipas Superior** al occidente del área en la depresión de Chichahuaxtla. La parte inferior de la **Formación Orizaba** muestra dolomitización en grados variables, mientras que en la parte superior la dolomitización desaparece. Para el Turoniano se registra un ahogamiento parcial de la Plataforma de Córdoba. Las rocas de la **Formación Orizaba** fueron cubiertas por calizas con foraminíferos planctónicos, arcillo-carbonosas y laminadas de la **Formación Maltrata** depositadas en condiciones anóxicas y calizas de mar abierto de la parte inferior de la **Formación Guzmantla** (Guzmantla Pelágica)(Fig. 3.15). La sedimentación carbonatada somera se restableció en el Coniaciano-Santoniano en el área de la Plataforma de Córdoba, depositándose calizas bioclásticas de la parte superior de la **Formación Guzmantla** y calizas de mar abierto en las partes más profundas. Para el Campaniano la Plataforma de Córdoba sufrió un levantamiento provocando la exposición subaérea y erosión de las calizas.

En las partes sumergidas se depositaron calizas arcillosas, margas y brechas carbonatadas de la **Formación San Felipe**.

Durante el Maastrichtiano se desarrolló una plataforma aislada representada por las calizas bioclásticas de la **Formación Atoyac**, mientras que hacia las partes más profundas se depositaron calizas arcillosas, brechas calcáreas y lutitas de la **Formación Méndez**.

El cambio de sedimentación predominantemente carbonatada a terrígenos marca el inicio de la tectono- secuencia de *antefosa* a principios del Cenozoico. El inicio de la deformación laramídica dio lugar al levantamiento y erosión de las formaciones cretácicas y jurásicas. Sobre las calizas arcillosas de la **Formación Méndez** se depositaron areniscas de grano fino y arcillitas calcáreas de las **formaciones Velasco y Chicontepec** del Paleoceno, las cuales se presentan principalmente en el occidente de la Cuenca Cenozoica. Al oriente del frente tectónico estas rocas fueron seguidas por areniscas de grano fino a medio, lutitas y algunos intervalos de conglomerados de la **Formación Aragón** (Eoceno Inferior). Durante el Eoceno medio se tiene un predominio de depósitos por flujos de escombros o debritas que se intercalan con conglomerados y areniscas turbidíticas formando abanicos de pie de talud y piso de cuenca. Para el Eoceno Medio continúa este patrón de depósito en el que disminuyen gradualmente los depósitos de grano grueso y se depositan sedimentos arcillosos de la **Formación Guayabal**.

Para el Eoceno tardío se depositan conglomerados de la **Formación Tantoyuca**, así como limolitas y lutitas de la **Formación Chapopote**.

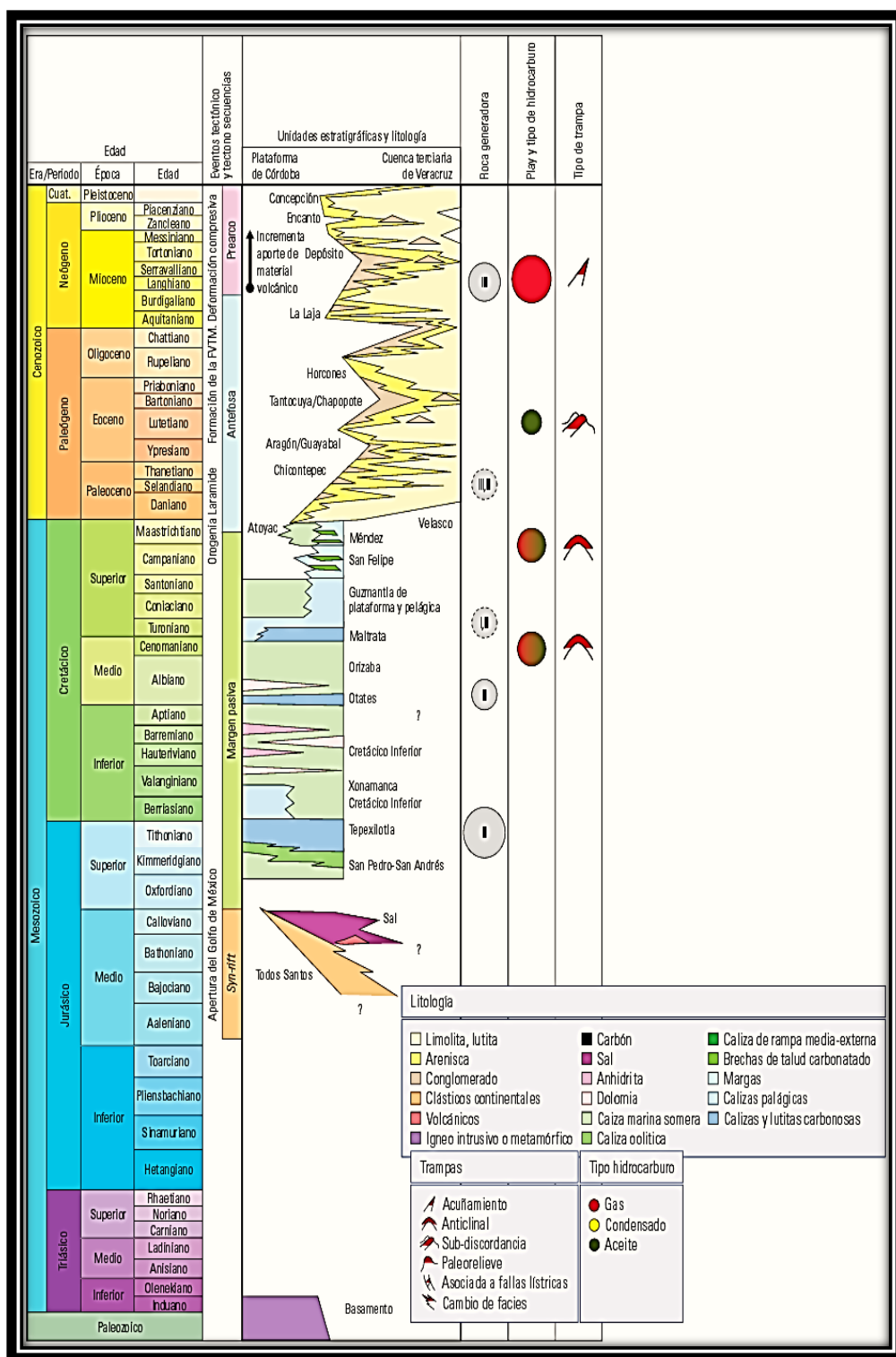


Fig. 3.15 Columna estratigráfica de la Cuenca de Veracruz, Petróleos Mexicanos, 2010.



Los sedimentos del Paleoceno-Eoceno Medio depositados en la parte occidental de la cuenca fueron afectados por el plegamiento y fallamiento laramídicos. Los sedimentos del Eoceno Superior y Oligoceno cubren por traslape (*onlap*) la discordancia desarrollada sobre estos sedimentos deformados tanto en la parte oriental de la cuenca como en la occidental. Algunas discordancias o límites de secuencia están marcados por conglomerados de amplia distribución depositados en la cuenca como parte de abanicos submarinos. Los intervalos de conglomerado que destacan son los ubicados en la base del Eoceno Superior, en el Oligoceno Superior (Chattiano) y Mioceno Inferior y pueden correlacionarse con conglomerados asociados a límites de secuencias observados en el Cenozoico de la Provincia de Tampico-Misantla. Además de estos conglomerados, se han reconocido otros intervalos dominados por arenas depositadas durante eventos de suministro masivo de sedimento a la parte profunda de la cuenca, con excelentes propiedades petrofísicas y que albergan importantes yacimientos de gas. Durante el Oligoceno tardío la sedimentación ocurrió principalmente hacia el centro y oriente de la cuenca, mientras que en la parte occidental los sedimentos de esta edad están ausentes. La columna del Mioceno-Plioceno de la Cuenca de Veracruz ha sido subdividida en varias secuencias sedimentarias con base en la información sísmica tridimensional y de pozos.

3.2.5 Sistema petrolero para la Plataforma Córdoba.

El interés petrolero de la Plataforma Córdoba está en la porción oriente donde las rocas carbonatadas de plataforma están sepultadas bajo los sedimentos del Cenozoico, y coincidiendo con la Planicie Costera del Golfo, ha permitido el empleo de métodos geofísicos con mucha efectividad, logrando interpretar configuraciones que se han confirmado con pozos exploratorios; en la **figura 3.16** se muestra la tabla de eventos para el sistema petrolero de la plataforma de Córdoba.

3.2.5.1 Roca Generadora.

Dentro de la cuenca existen tres intervalos generadores probados del Jurásico Superior, Cretácico y Mioceno. De acuerdo a los estudios realizados por Petróleos Mexicanos 2010, se ha concluido que para la Plataforma Córdoba la principal roca generadora proviene del Jurásico

superior y Cretácico Inferior, presenta contenido de Kerógeno tipo II generador de aceite y gas, el cual entro en ventana de generación en el Paleógeno- Eoceno, alcanzando la generacion de gas termogénicos en el Mioceno (Petróleos Mexicanos, 2010).

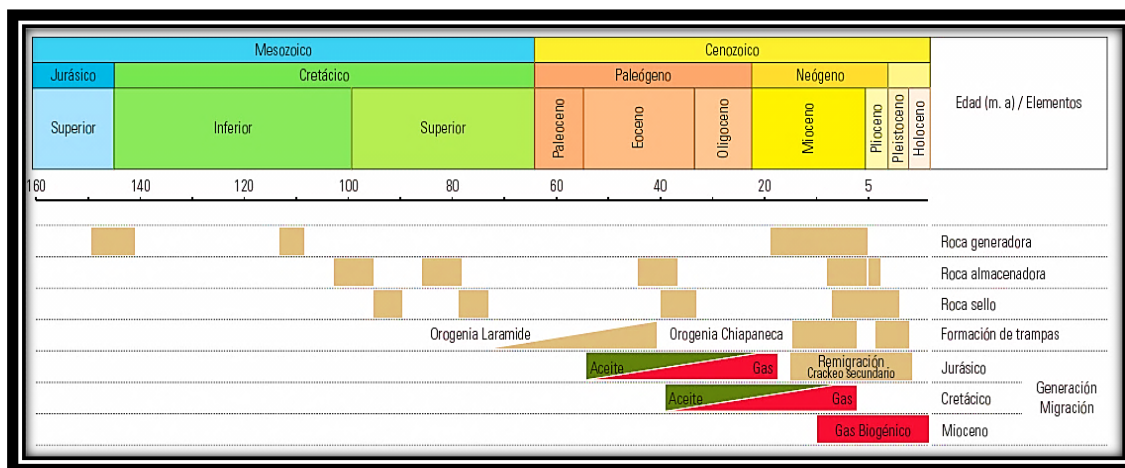


Fig. 3.16 Tabla de eventos para el sistema petrolero de la Provincia de Veracruz. Tomada de Vázquez -Covarrubias (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2.5.2 Migración.

Se considera que la migración fue de oriente a poniente, ya que las rocas del Jurásico superior de la porción oriental se encuentran sepultadas por rocas del Cretácicas y Cenozoico, en cambio, la porción occidental de dichas rocas está aflorando y por lo tanto han perdido su contenido de hidrocarburos (Petróleos Mexicanos, 2010).

Los hidrocarburos termogénicos migraron hacia las facies almacenadoras a través de fallas profundas, discordancias y planos de estratificación, mientras que el gas biogénico ha tenido una migración más localizada cargando areniscas adyacentes a las rocas generadoras (Petróleos Mexicanos, 2010).



3.2.5.3 Roca almacén.

Las rocas almacenadoras principales en la Provincia de Veracruz corresponden a calizas de la Formación Orizaba, brechas carbonatadas de las formaciones San Felipe y Méndez, así como areniscas de sistemas turbidíticos del Mioceno-Plioceno (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2.5.4 Roca Sello.

Para los yacimientos que se encuentran en la Formación Orizaba, la roca sello viene siendo la Formación Maltrata, la cual por estar constituida por calizas arcillosas resulta una barreras de baja permeabilidad deteniendo la migración de los hidrocarburos.

Para los yacimientos de la Formación Guzmantla, se considera que el sello lo proporciona la Formación San Felipe, que al igual que en el caso anterior está constituida de calizas arcillosas de baja permeabilidad (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2.5.5 Trampas.

En general el tipo de trampas en esta área es estructural ya sea por plegamiento anticlinal o cierre contra falla. En el caso de la Formación Guzmantla a San Felipe, el entrampamiento es mixto ya que se combinan dos aspectos, el estructural por corresponder a la culminación de un anticlinal y estratigráfico por su cercanía al cambio de facies. También es importante mencionar la barrera que proporcionan las fallas que afectan a las estructuras (Petróleos Mexicanos, 2010).



3.2.5.6 Reservas.

En la Cuenca de Veracruz, el incremento con respecto a 2007 fue de 312.1 por ciento, alcanzando una incorporación de reservas por 313.8 miles de millones de pies cúbicos de gas seco, equivalentes a 60.3 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (Fig. 3.17) (Petróleos Mexicanos, 2010).

A partir de 1997 se reinició la exploración dentro de la cuenca de Veracruz, la cual había decaído en años anteriores, y a partir de nuevos métodos de exploración desarrollando nuevos conceptos de los modelos y aplicando nuevas técnicas de perforación y terminación de pozos se han descubierto nuevos campos. Esto permitió alcanzar en agosto de 2007 el máximo histórico de la provincia de 1010 millones de pies cúbicos de gas diarios.

| Tipo de hidrocarburo | Oportunidades número | Recursos prospectivos mmbpce |
|----------------------|----------------------|------------------------------|
| Aceite ligero | 9 | 54 |
| Aceite pesado | 6 | 52 |
| Gas húmedo | 19 | 57 |
| Gas seco | 203 | 408 |
| Total | 237 | 571 |

Fig. 3.17 Recursos prospectivos para la cuenca de Veracruz divididos por tipo de hidrocarburo (Petróleos Mexicanos, 2010).

La producción acumulada total de la provincia a 2008 es de 2.4 billones de pies cúbicos de gas y 75.8 millones de barriles de aceite. Las reservas remanentes al 1° de enero de 2009 son de 1.2 billones de pies cúbicos y 28.5 millones de barriles de aceite. Se estima un recurso prospectivo de 4 billones de pies cúbicos de gas (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.2.6 Campo Mata Pionche.

En campo Mata Pionche se encuentra ubicado a 50 Km al suroeste del Puerto de Veracruz (Fig. 3.18), dentro de la plataforma Córdoba el cual fue descubierto en 1974. Es un anticlinal asimétrico hacia el oriente, cuyo eje de orientación $N 40^{\circ} W$, su flanco SW tiene un echado aproximado de 10° y en el NE de 45° (Fig. 3.15), encontrándose con la falla I que es un grupo de fallas escalonadas y en el SE se encuentra definido por el buzamiento de sus capas y el cierre NW, en general la producción proviene de la Formación Orizaba (González, 1976).

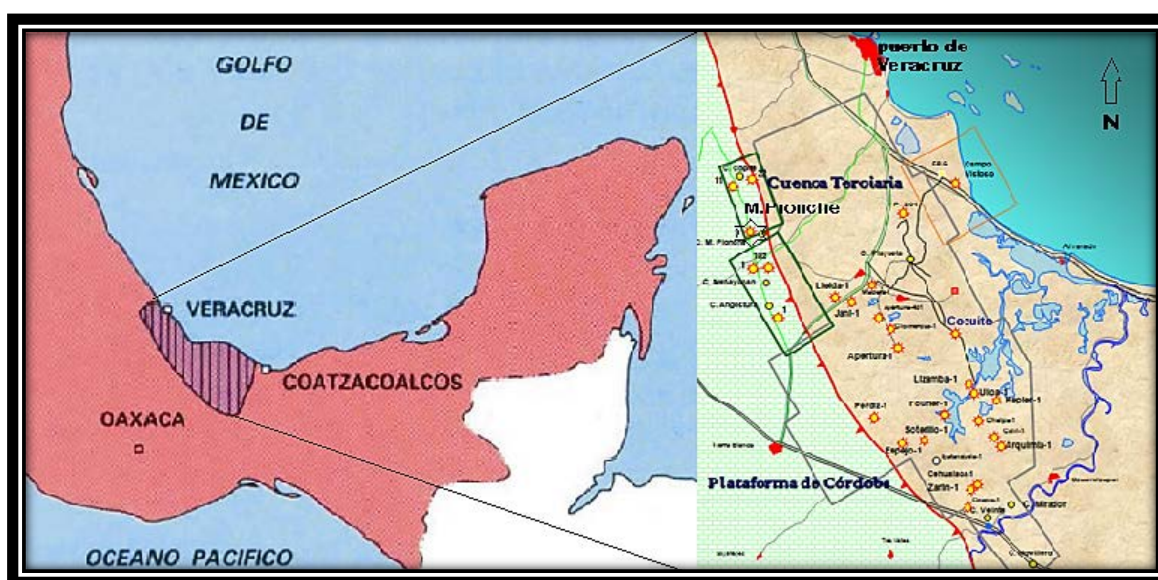


Fig. 3.18 Localización del campo Mata Pionche, Modificado de Petróleos Mexicanos, 2009.

3.2.6.1 Características Geológicas.

La Plataforma Mesozoica de Córdoba, constituida por rocas calcáreas mesozoicas cuya estratigrafía es el resultado de procesos relacionados a ciclos relativos del nivel del mar y/o a pulsos tectónicos. En el Cretácico Temprano, estos procesos comenzaron a formar la plataforma carbonatada (Plataforma de Córdoba) y cuencas asociadas (Cuenca Cenozoica de Veracruz) que constituyeron los dominios estratigráficos fundamentales que iniciaron durante el Mesozoico. El frente estructural sepultado del cinturón plegado y fallado que constituye la



Sierra Madre Oriental, también conocido como Plataforma de Córdoba, está formada por calizas del Cretácico Superior, la Formación Córdoba es la principal productora de aceite medio a pesado y gas amargo húmedo. El yacimiento se encuentra a 3,000 m de profundidad, en rocas del Cretácico Inferior a Superior, en secuencias de plataforma carbonatada de la Formación Orizaba la cual está formada por Mudston que cambian gradualmente a grainstone dolomitizados; la Formación Maltrata se compone de calizas arcillosas de color marrón oscuro; calizas wackestone a packstone con fragmentos biogénicos que cambian hacia el oriente a facies de plataforma externa de la Formación Guzmantla. La Formación San Felipe se compone de secuencias calizas arcillosas y brechas calcares, por último la Formación Mendez constituida por margas con brechas calcares. El Cenozoico representado por lutitas calcares, areniscas y conglomerados (González y Holguín, 1992).

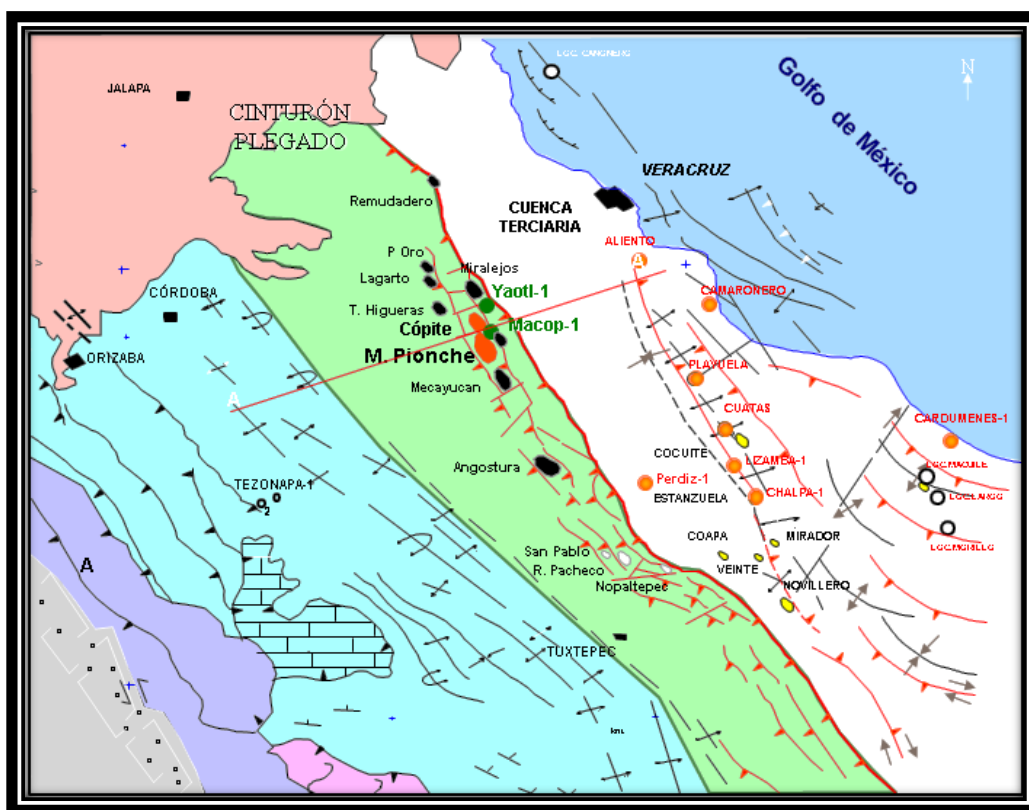


Fig. 3.19 Ubicación del Campo Mata Pionche en la Plataforma Córdoba (Tomada de Arellano, 2010).

3.2.6.2 Sistema petrolero.

La roca generadora proviene del Jurásico Superior, ya que guardan continuidad geográfica, además la Formación Tepexilotla que aflora en la sierra de Zongolica y la Formación Pimienta, que presentan abundante contenido bituminoso carbonoso y contenido de hidrocarburos característico de las rocas generadoras. La migración se considera que fue de oriente a poniente, ya que las rocas generadoras de la porción oriental se encuentran sepultadas bajo el Cretácico y Cenozoico, en cambio en la porción occidental dichas rocas están aflorando y por tanto han perdido su contenido de hidrocarburos. Se tiene un yacimiento de aceite y gas asociado a una profundidad promedio de 3000 m, con una producción inicial de aceite de 102 m³/ día. Encontrando como intervalo productor la Formación Orizaba (aceite) (Fig. 3.20) y Formación Guzmantla (gas) determinando un nivel de agua-aceite a 3050 m. con un casquete de gas a 2825 metros (Fig. 3.21) (González, 1976).

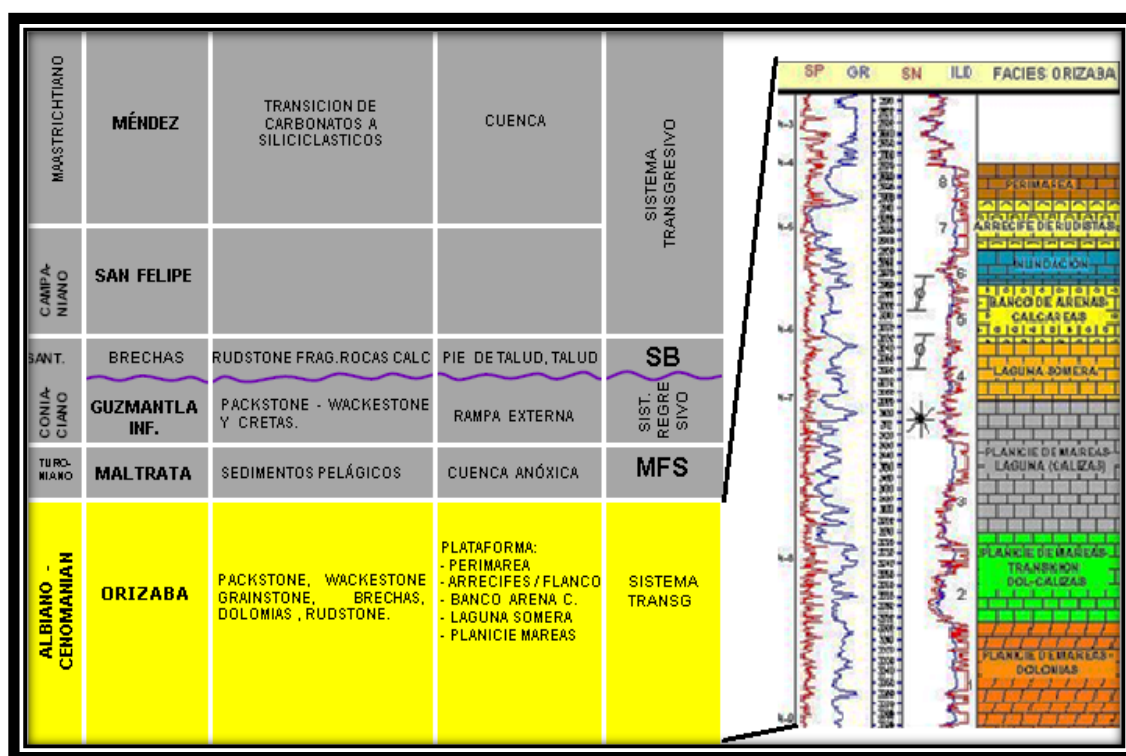


Fig. 3.20 Estratigrafía del sistema petrolero y las facies de sedimentación de la Formación Orizaba, (Modificada de Arellano, 2010).

La roca sello para los yacimientos formados de la Formación Orizaba es la Formación Maltrata, constituida por calizas arcillosas que son una trampa estratigráfica por la baja permeabilidad. Para los yacimientos de la Formación Guzmantla se considera la Formación San Felipe compuesta también por calizas arcillosas de baja permeabilidad. En general el tipo de trampas que predominan en el campo son de tipo estructural, ya sea por plegamiento anticlinal o cierre contra falla y en algunas ocasiones se tienen trampas mixtas (González, 1976).

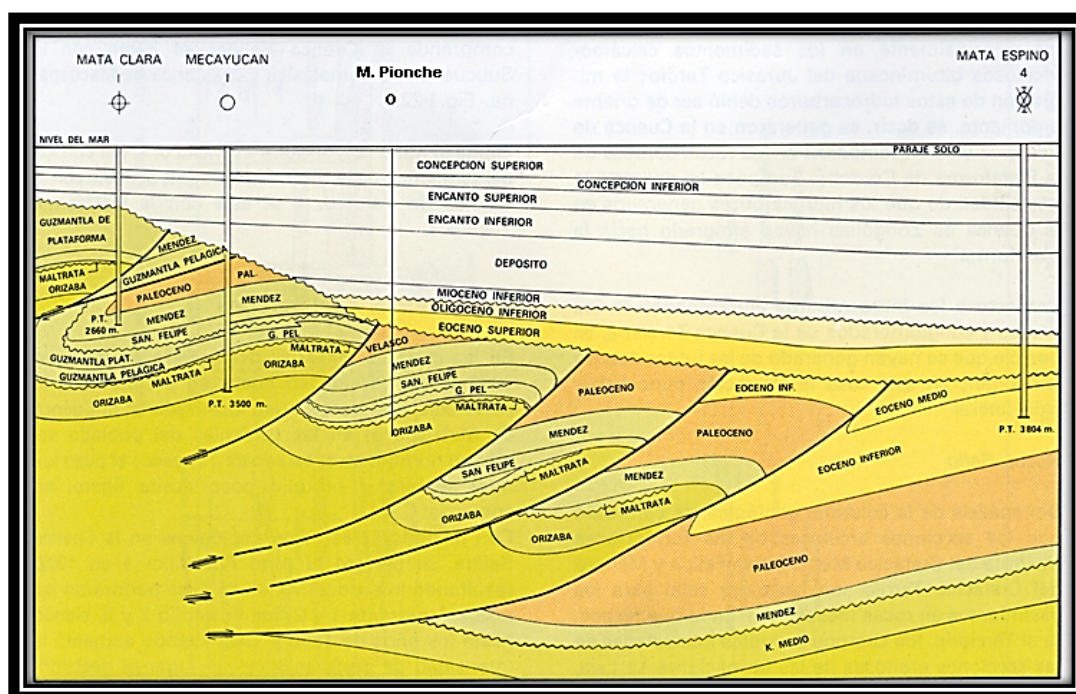


Fig. 3.21 Sección geológica del campo Mata Pionche, dentro de la plataforma Córdoba (Modificado de González, 1976. González y Olguín, 1992).

3.2.6.3 Características del Yacimiento.

En el Cretácico hay dos yacimientos, los cuales son productores de aceite y de gas y condensado. El yacimiento del Albiano-Cenomaniano tiene una porosidad que oscila entre el 5 y el 11 %, una permeabilidad promedio de 0.3 mD. El espesor impregnado tiene 250 metros, la saturación de agua de formación es de 46 %, y la salinidad fluctúa entre 12,000 y 35,000 ppm. El mecanismo de empuje predominante es la expansión del casquete de gas y un acuífero activo.

La presión original fue de 285 kg/cm² y una temperatura de 91°C. Para el Cretácico Superior la producción corresponde a aceite y gas asociado, con una densidad de 32 °API, así como gas no asociado y condensado con densidad de 42°API.

3.3 Provincia Reforma –Chipas.

Esta provincia se ubica en el sureste de México, quedando comprendida en su parte terrestre, principalmente en el Estado de Tabasco, parte norte de Chiapas, occidente de Campeche y el extremo sureste de Veracruz, extendiéndose hacia la actual plataforma continental de esta región del Golfo de México. Esta se encuentra dividida en las provincias: Salina del Istmo, Reforma Chiapas- Comalcalco, Litoral Tabasco, Sonda de Campeche y Macuspana. En este caso la provincia que se tomara en cuenta en este trabajo es Reforma Chiapas- Tabasco- Comalcalco (Fig. 3.22).

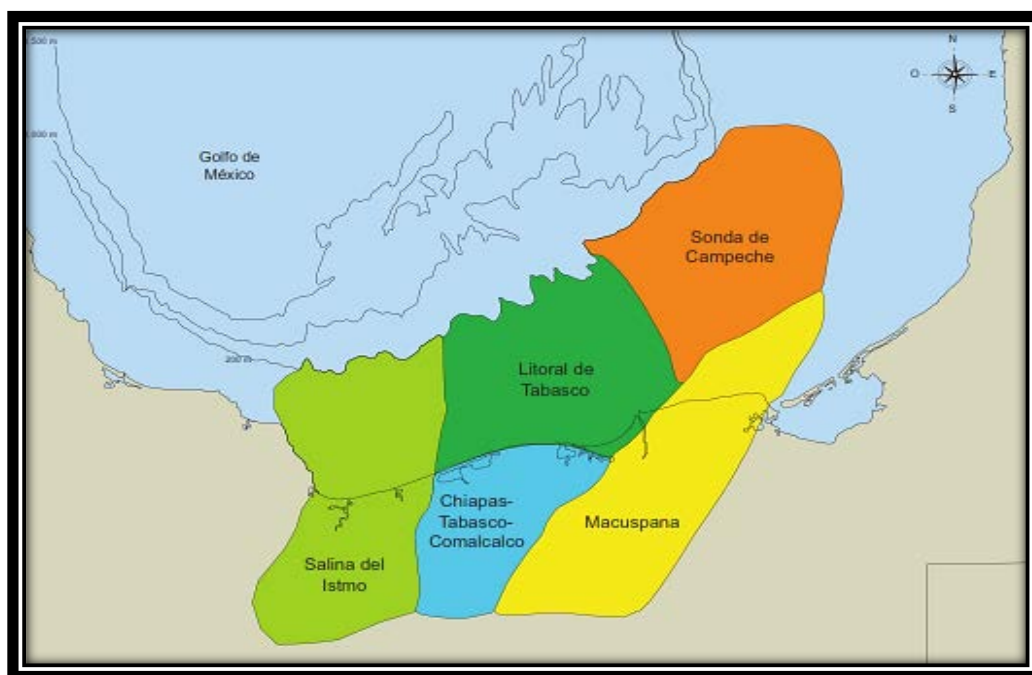


Fig. 3.22 Ubicación de la Cuenca del Sureste, división geográfica de las Sub-cuencas. (Petróleos Mexicanos, 2009).



3.3.1 Localización.

La Provincia Reforma Chiapas se encuentra en la región sureste, que comprende la península de Yucatán, así como Tabasco y Chiapas, se ubica entre la Falla de Comalcalco al oeste-noroeste y la Falla de Frontera al este sureste, limitando al sur con la Sierra de Chiapas y al noreste con las cuencas de Comalcalco y Le-Akach, al sureste limita con la Cuenca de Macuspana y al noreste con la Plataforma de Yucatán (Petróleos mexicanos, 2010). Geográficamente sus límites son en el norte la línea de costa del Golfo de México (Fig. 3.22); al sur con la línea imaginaria que marca el norte de la sierra de Chiapas, en el paralelo $17^{\circ} 31'$ aproximadamente, a 12 Km al NE de Villahermosa, Tabasco. Otro límite es la intersección de los paralelos $17^{\circ}17'30''$ y $18^{\circ}38' 30''$ y al norte con los meridianos $92^{\circ}37'58''$, $92^{\circ}49'58''$ y $92^{\circ}28'10''$ al oeste, y su límite occidental $93^{\circ}35'$. Cubre una superficie aproximada de $13,100 \text{ Km}^2$ (Petróleos Mexicanos, 1988).

3.3.2 Antecedentes.

La Provincia Reforma Chiapas, se encuentra dentro de las cuencas del sureste. En esta región petrolera la exploración comienza por parte de Petróleos Mexicanos en 1960, a 120 Km de Villahermosa en el cerro Nanchital, obteniendo producción de gas y aceite en rocas carbonatadas del Cretácico, lo que sirvió como punto de partida para la exploración de la región. Con ayuda de estudios geológicos, geofísicos y pozos exploratorios, en 1969 se puso de manifiesto la importancia económica de la región sur (Petróleos Mexicanos, 1988).

En 1972 se perforaron los pozos Cactus-1 y Sitio Grande-1, resultando productores a 3760 y 4130 m de profundidad respectivamente. Esta provincia tiene un área de $13,100 \text{ Km}^2$, es productora principalmente de aceite ligero y gas amargo, sus yacimientos corresponden a rocas calcáreas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el Albiano-Cenomaniano (Petróleos Mexicanos, 2009).



3.3.3 Marco tectónico y geología estructural.

Desde el punto de vista geológico, las cuencas del Sureste limitan al occidente con la Cuenca de Veracruz, al sur con el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra de Chiapas, al oriente con la Plataforma de Yucatán y al norte se extiende como la porción de aguas profundas de la Provincia Salina del Istmo. Se han detectado en el área varios eventos orogénicos, lo cual da como resultado discordancias de carácter regional (Petróleos Mexicanos, 1988).

Con la apertura del Golfo de México en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, esta provincia inicia una etapa de *rift* que creó una serie de *horsts* y *grabens* y que culminó a fines del Jurásico Medio, pasando a una etapa de deriva (*drift*) hasta principios del Cretácico Temprano. Durante esta etapa, el bloque Yucatán incluyendo al área de la Sonda de Campeche, se desplazó rotando en contra de las manecillas del reloj hasta alcanzar su posición actual en el Jurásico Tardío. Al igual que las demás provincias que circundan el Golfo de México, desde el inicio de la etapa de deriva a principios del Jurásico Tardío y durante el Cretácico, esta región perteneció a una margen pasiva.

Desde finales del Cretácico hasta el Oligoceno, conforme el bloque Chortis se desplazó hacia el sureste a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic, actuó como un sistema de esfuerzos que originó deformación compresiva equivalente en parte a la Orogenia Laramide, lo que afectó el sur de la provincia produciendo plegamientos y fallamiento inverso en las rocas jurásicas y cretácicas de la Sierra de Chiapas. La carga tectónica produjo una antenofosa hacia el noreste del cinturón de pliegues y transpresión en la parte sur de la provincia. Durante el Oligoceno tardío ocurrió un período de quietud tectónica al disminuir el movimiento relativo de las Placas Norteamericana y Caribeña.

Durante el Mioceno, al continuar el desplazamiento del Bloque Chortis hacia el este y establecerse el centro de expansión de la Placa de Cocos sobre la Trinchera Mesoamericana al sur de México, se produjo la deformación Chiapaneca. Este evento produjo deformación por desplazamiento lateral izquierdo y reactivó el cinturón de pliegues y fallas de la Sierra de Chiapas. En la Provincia del Sureste este evento se manifestó principalmente por una compresión con tendencia hacia el noreste que creó pliegues de orientación noroeste-sureste en rocas mesozoicas y del paleógeno del Pilar Reforma-Akal. A principios del Mioceno medio,

por efectos de transtensión producida a lo largo del límite con la plataforma de Yucatán inició la formación de la Cuenca de Macuspana.

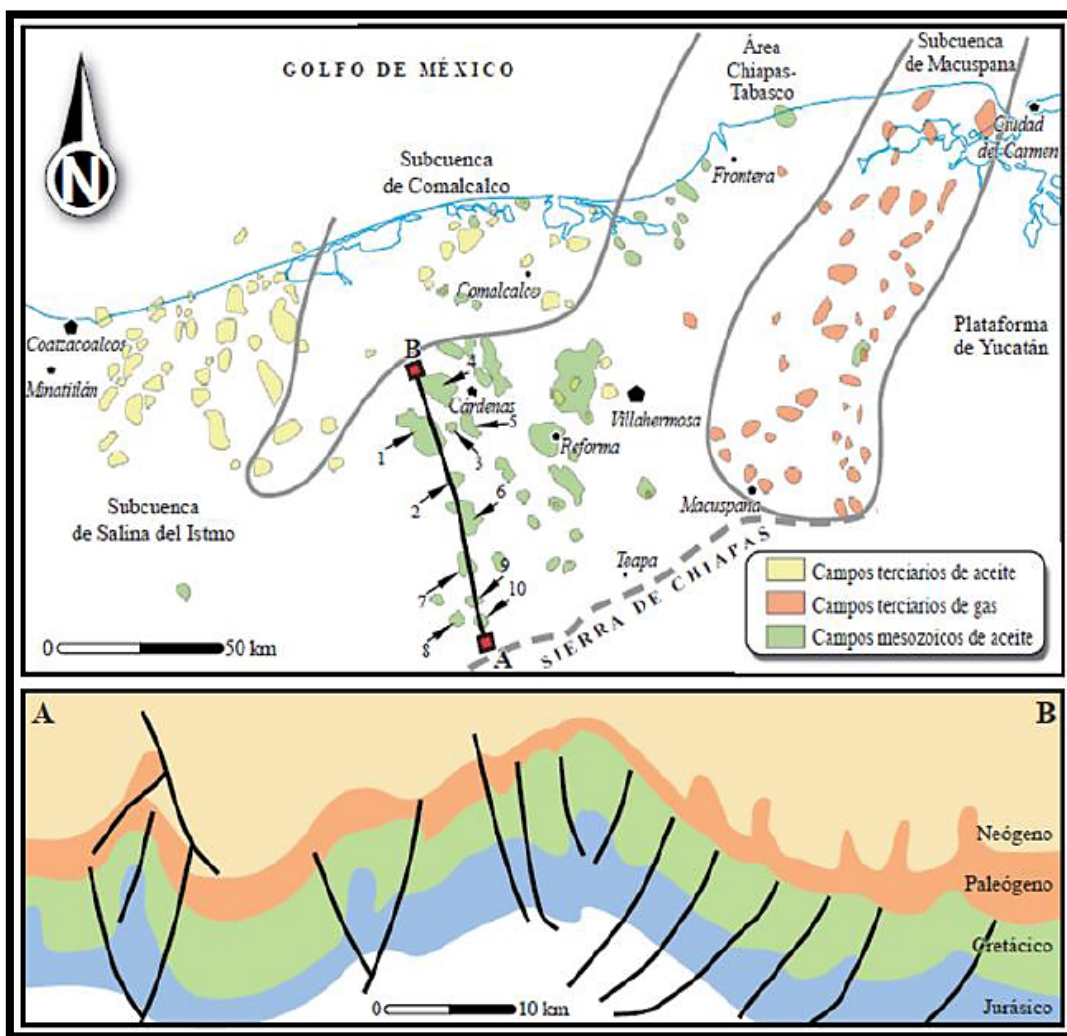


Fig. 3.23 Mapa de la porción continental de las Cuenas del sureste, con la distribución de campos petroleros y una sección geológica representativa (Chavez-Valois et al, 2004).

Es probable que los cinturones plegados de Catemaco, Agua Dulce y Marbella conformados por pliegues del Mioceno de orientación noreste-suroeste hayan sido producidos en parte para compensar la apertura de la Cuenca de Macuspana. Posteriormente, en el Plioceno, inicia el colapso gravitacional hacia el noroeste y la evacuación de sal, lo que dio lugar a la formación de la Cuenca de Comalcalco y se acentuó el desarrollo de la Cuenca de Macuspana, este régimen



distensivo continúa hasta la actualidad. Con base en su evolución tectónica y características actuales las Provincias del Sureste se subdividen en sub-provincias cada una con estilos estructurales propios (Fig.3.23) (Petróleos Mexicanos, 2009).

3.3.4 Marco estratigráfico y ambientes de depósito para la Plataforma Reforma Chiapas.

Se infiere que el basamento en esta provincia es similar al que se ha detectado en la Sierra de Chiapas y Plataforma de Yucatán, donde está constituido por *granitoides* y esquistos paleozoicos como parte de una corteza continental adelgazada que conforma *horst*, *graben* y medios *grabens* producidos durante la apertura del Golfo de México.

Los depósitos sedimentarios inician con una secuencia de lechos rojos de la **Formación Todos Santos**, derivados de la erosión del basamento y rocas volcánicas depositadas en *grabens* durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano (Fig. 3.24). Encima estas rocas se depositaron gruesas capas de sal, anhidrita y lechos rojos durante el Calloviano; sobre la sal se establecen en esta provincia condiciones marinas normales a fines del Calloviano-principios del Oxfordiano y se depositan calizas de cuenca carbonosas, calizas de rampa externa, *grainstones* oolíticos de rampa interna que pasan transicionalmente hacia la Sierra de Chiapas y hacia la Plataforma de Yucatán a sedimentos clásticos costeros evaporíticos y continentales del Grupo Ek-Balam y de la **Formación San Ricardo**. Los *grainstones* oolíticos oxfordianos no solo se restringen a la rampa interna sino que también se desarrollan alrededor de levantamientos diapíricos incipientes de la sal subyacente en la rampa media y externa. Estas condiciones se mantienen en el Kimmeridgiano con el depósito de la **Formación Akimpech**, pero al final de este período y a principios del Tithoniano se produce una transgresión que hace retroceder las facies someras de rampas carbonatadas y los clásticos continentales de la **Formación Todos Santos** hacia el sur y hacia el este de la provincia. Durante el Tithoniano predominó el depósito de calizas arcillo-carbonosas y capas de lutitas calcáreas negras que constituyen la principal roca generadora de la provincia. Hacia las partes altas, bordeando las zonas emergidas, se acumularon facies de dolomías, *grainstones* oolíticos, evaporitas, areniscas arcillosas en la zona que ahora corresponde a la Sierra de Chiapas (Petróleos Mexicanos, 2010).

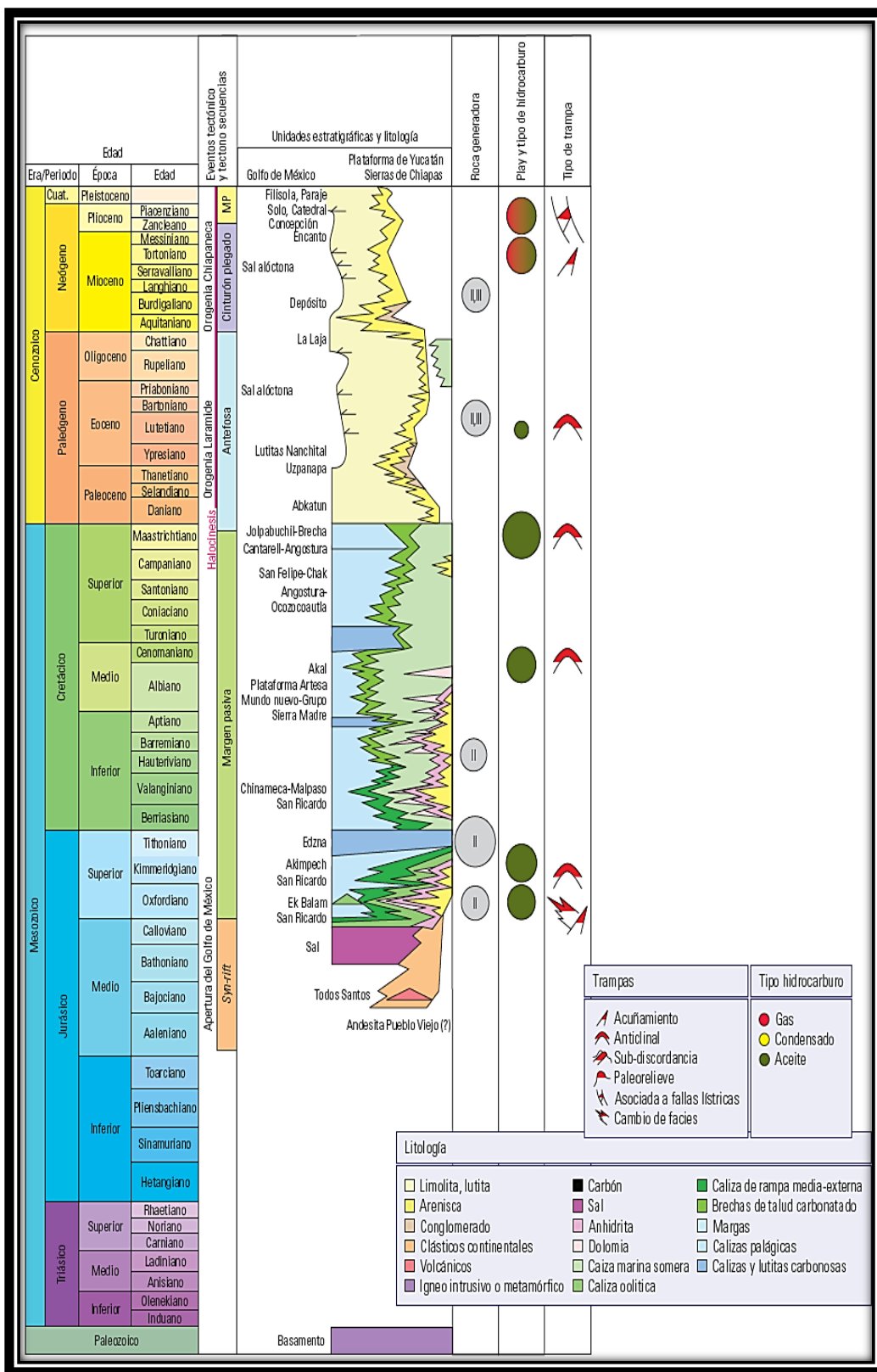


Fig. 3.24 Columna estratigráfica para la Cuenca Sureste, (Petróleos Mexicanos, 2010).



Para el Neocomiano las facies se depositan con un patrón progradante, quedando cubierta casi toda la provincia por calizas dolomíticas de facies someras y calizas arcillosas pelágicas en el extremo norte; durante este tiempo, comienza el desarrollo de la **Plataforma de Artesa-Mundo Nuevo**. Desde el Barremiano, el comportamiento se vuelve retrogradante, depositándose anhidritas y dolomías de la **Formación Cobán** sobre clásticos continentales de **Todos Santos** en la Sierra de Chiapas y culminando con una inundación a fines del Aptiano, cuando se depositaron en la provincia calizas arcillosas y lutitas. En el Albiano se restablece en la mayor parte de la provincia la sedimentación marina carbonatada somera, depositándose las calizas y dolomías con intercalaciones de lutitas y bentonitas de las **formaciones Akaly Sierra Madre**. Hacia las partes más profundas en el norte se depositaron calizas pelágicas arcillosas con bandas de pedernal. A fines del Cenomaniano se inicia una transgresión que culmina en el Turoniano con el ahogamiento de grandes áreas de las plataformas preexistentes y el depósito de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de aguas profundas sobre las calizas de agua somera. Sin embargo, en la parte sur y sureste de la provincia, así como en la **plataforma Artesa-Mundo Nuevo** el depósito de calizas de aguas someras continuó hasta el Santoniano y en la parte más austral hasta el Maastrichtiano, depositándose calizas bentoníticas e intercalaciones de Lutitas equivalentes a **las formaciones San Felipe y Méndez** y de **La Formación Jolpabuchil** en las partes profundas al norte; se acumularon brechas carbonatadas de la **Formación Chac** a lo largo del talud de la plataforma y calizas de plataforma **de la Formación Angostura** hacia el sur y oriente.

En el Cretácico Tardío se depositó un grueso paquete de brechas carbonatadas con clastos de calizas someras en el talud (*apron*). Estas rocas constituyen los principales yacimientos en el campo Cantarell, han sido denominados como **Formación Cantarell** por Cantú-Chapa y Landeros-Flores. Una teoría alternativa establece que estos depósitos fueron originados principalmente por el impacto que creó el **Cráter de Chicxulub** en el límite Cretácico-Cenozoico y que provocó el colapso del margen occidental de la Plataforma de Yucatán.

Hacia las partes internas de plataforma, también se depositaron sobre las calizas de la **Formación Angostura** brechas carbonatadas de la parte inferior de la **Formación Soyaló** del Paleoceno (Petróleos Mexicanos, 2010).

Para mediados del Paleoceno, la sedimentación en la provincia pasó a ser predominantemente clástica debido a los efectos laramídicos. Durante el Eoceno Tardío y el Oligoceno disminuyó la

actividad tectónica y el aporte de clásticos por lo que ocurrieron condiciones favorables para la depositación de carbonatos en las partes más someras hacia el sur de la provincia. La distribución y acumulación de los sedimentos clásticos derivados del sur comenzó a ser controlada por la deformación salina, sobre todo en la parte noroeste de la provincia, en donde se originaron ambientes de aguas profundas. En la zona correspondiente a la plataforma de Yucatán predominó la sedimentación carbonatada durante todo el Paleógeno.

Durante el Mioceno, el inicio de la deformación Chiapaneca provocó levantamiento y erosión con el consecuente incremento del influjo terrígeno y la progradación de los sistemas de plataforma desde el sur dando lugar al depósito de areniscas y lutitas bentoníticas (Petróleos Mexicanos, 2010).

3.3.5 Sistema petrolero para la Plataforma.



Fig. 3.25 Campos del área Mesozoica de Chiapas-Tabasco (Petróleos Mexicanos, 1988).



La exploración de las cuencas del sureste inicio desde fines del siglo XIX, teniendo producción en las secuencias mesozoicas y cenozoicas de Chiapas, Tabasco (Fig. 3.25), Comalcalco y Macuspana, con una superficie aproximada de 9300 Km², en la porción media del Estado de Tabasco, con campos petroleros más importantes localizados en facies de mar abierto del Cretácico y en la plataforma carbonatada del Kimmeridgiano.

3.3.5.1 Roca Generadora.

Durante el Tithoniano, predominó el depósito de caliza arcillo-carbonosas y capas de lutitas calcáreas negras que constituyen la principal roca generadora de la provincia; la transgresión del Jurásico favoreció los depósitos de calizas arcillosas con alto contenido de materia orgánica. La materia orgánica es predominantemente de tipo algáceo, hacia las márgenes se incrementa el contenido de material amorfo, maderáceo y sopropélico, por lo que son las principales rocas generadoras de aceite y gas. Con una variación de espesores entre 660 m en el área de Chiapas-Tabasco, ésta se reduce a 84 m en la región de Cobo-Xicalango, donde las calizas tienen un mayor contenido de arcillas. Se alcanzó la ventana de generación al acumulación alcanzar una temperatura en el orden de 60°C y un sepultamiento de 2700 m, durante el Eoceno.

3.3.5.2 Migración.

El evento principal de migración ocurrió en el Mioceno, cuando se formaron las trampas por efecto del “Evento chiapaneco” (Petróleos Mexicanos, 1988). La migración de petróleo dentro de la red de capilares y poros, se realizó en presencia de un fluido acuoso y, prácticamente todos los poros de las rocas almacenadoras o transportadoras en el subsuelo que se encuentran saturados con agua. Tal movimiento puede ocurrir por un fluido activo en agua o en forma independiente de la fase acuosa, ya sea por desplazamiento o por difusión. Se



interpreta que pudo ocurrir una sola fase o en un sistema multifásico de fluidos (Tissot y Welte, 1984).

Se interpreta que la generación de los aceites del subsistema Tithoniano inicia al sur de la cuenca a finales del Cretácico Superior y termina hasta el Mioceno Superior al norte. La expulsión sigue un patrón muy similar, en el Oligoceno-Mioceno al sur, y durante el Mioceno-Plioceno al norte de la cuenca. Las rutas de migración son predominantemente verticales hasta el llenado de las trampas cercanas durante el Mioceno, posteriormente se tiene migración lateral durante el Plioceno para saturar las menos próximas. El sistema petrolero funciona eficientemente generando y reteniendo hidrocarburos en gran parte de la cuenca, las trampas se formaron antes de la expulsión y fueron adecuadamente llenadas. El grado de preservación del petróleo tiene un bajo riesgo (Caraveo, 2009).

3.3.5.3 Roca almacén.

La roca almacén son principalmente rocas del Cretácico, en el frente de la plataforma se encuentran depósitos de calizas y dolomías con buena porosidad y permeabilidad, en tanto que al noreste de Tuxtla la aportación de terrígenos de macizo granítico provocó la formación de clásticos de ambientes costeros (Petróleos Mexicanos, 2010).

La producción del Kimmeridgiano se obtiene de dolomías microcristalinas fracturadas, en los campos Cárdenas, Tecominoacan, Paredón, Jujo, entre otros con espesores que van de 200 m hasta 500 m. Presentan una porosidad del 3 al 7% en promedio. En las dolomías cristalinas la porosidad se incrementa por fracturamiento hasta un 12% (Petróleos Mexicanos, 1988).

Las calizas de plataforma del Albiano- Cenomaniano son productoras de aceite y gas en los campos Giraldas, Artesa y Mundo Nuevo; donde hay una porosidad del 5 al 7%, en tanto que los campos Cacho López, Agave, Sito Grande, Cactus-Níspero, Río Nuevo, Fénix, Complejo Bermúdez y Bellota, están formadas por dolomías microcristalinas con cavernas de disolución y fracturadas, su porosidad oscila entre 4 y 8% en promedio.

En el Cretácico Superior Santoniano –Campaniano –Maestrichtiano (formaciones San Felipe y Méndez); destacan dos facies: de brechas en la región sur con porosidades del 3 al 18% y las

calizas de cuenca representada por calizas arcillosas fracturadas con brechas formadas por fragmentos de calizas de distintas edades aglutinadas en una matriz de caliza bentonítica (Petróleos Mexicanos, 1988).

3.3.5.4 Roca Sello

El sello son rocas arcillosas principalmente margas y calizas arcillosas del Cretácico Superior, así como lutitas del Mioceno, Eoceno y del Pleistoceno, que cubren en discordancia a los carbonatos del Cretácico Superior y de la plataforma del Albiano –Cenomaniano (Fig. 3.26) (Petróleos Mexicanos, 1988). Las rocas arcillosas del Cretácico Tardío (Formación Méndez) y las lutitas del Cenozoico son las principales secuencias sedimentarias que constituyen el sello de los yacimientos del área Chiapas-Tabasco. En los Campos Cactus y Cunduacán se ha determinado que las calizas arcillosas de la base de la Formación Agua Nueva, con un espesor variable de 20 a 100 m, separan a dos yacimientos que se presentan sobrepuestos. El espesor de este sistema es potente, llegando a rebasar los 500 m, pero con una distribución irregular.

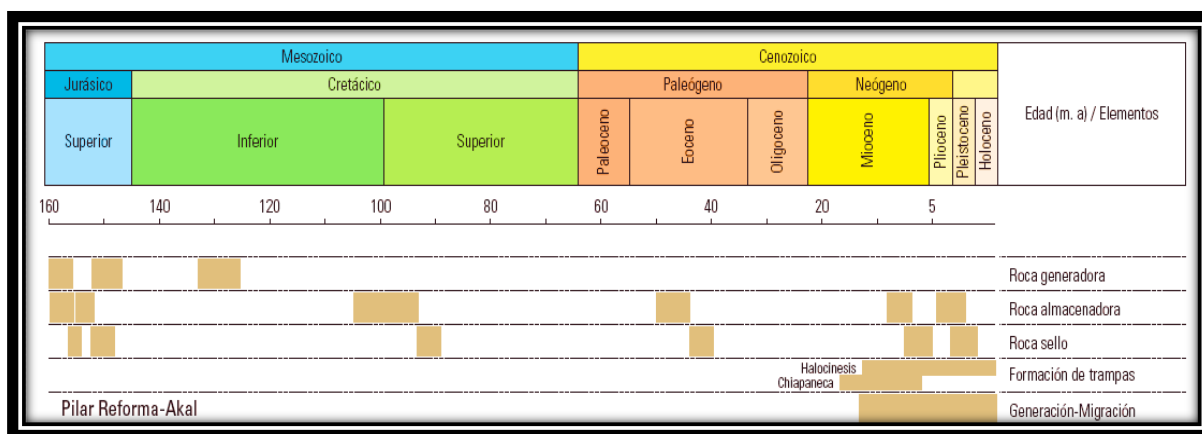


Fig. 3.26 Tabla de eventos para la provincia Chipas- Tabasco (Tomada de Villanueva y Caballero, 2006).

3.3.5.5 Trampas.

En general las estructuras son de tipo anticlinal, limitadas por fallas inversas y fallas normales, que las divide en bloques de dimensiones variables (Fig. 3.27). La presencia de masas intrusivas de sal, asociadas a fallas inversas, así como la acción irregular de las fallas normales, sugiere que están relacionadas con el evento que formó la Sierra de Chiapas, y que las evaporitas sirvieron como superficie de despegue dando lugar a la formación de pliegues en abanico y que posteriormente la sal fluyo a través de los planos de falla para alojarse entre los sedimentos areno-arcillosos del Cenozoico (Petróleos Mexicanos, 1988).

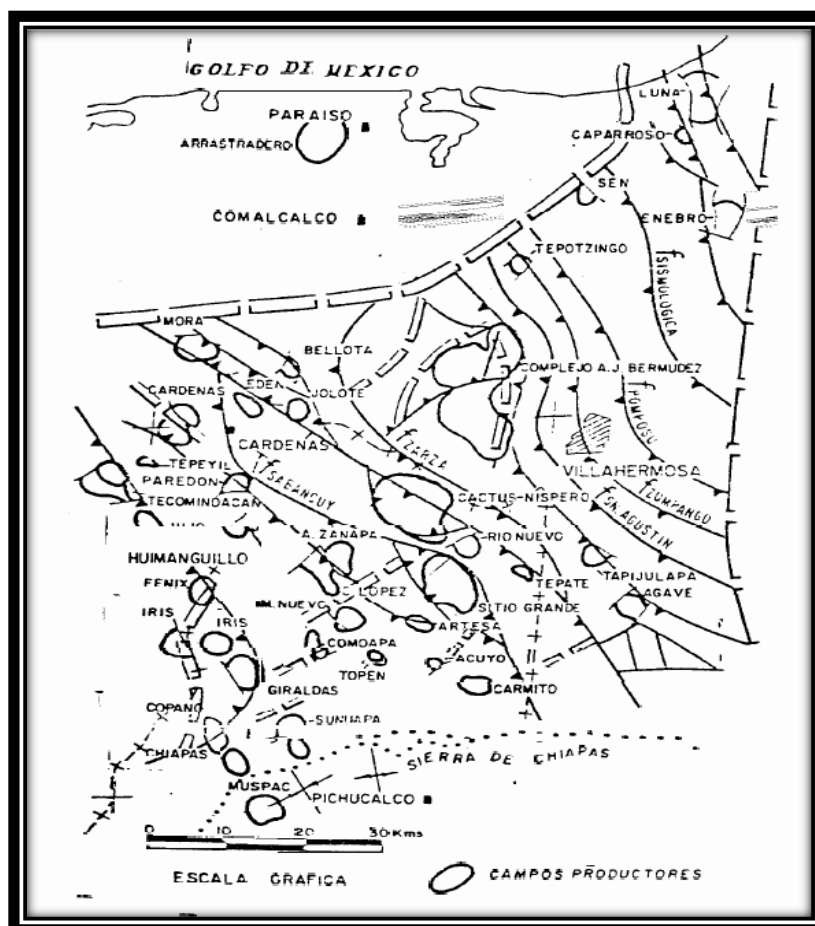


Fig. 3.27 características estructurales generales de los campos productores del área Chiapas Tabasco (Tomada de Petróleos Mexicanos, 1988).



3.3.5.6 Características de los yacimientos.

Los yacimientos son de tipo bajo saturado, es decir la presión original está arriba de la presión de burbuja; la energía de los fluidos está provocada por el gas disuelto. Los espesores saturados varían entre 60 a más de 1,600 m. Tiene un gradiente geotérmico relativamente bajo lo cual permite encontrar acumulaciones de aceite a más de 6,100 metros de profundidad en un grado adecuado para producir hidrocarburos líquidos. En la provincia se tienen tres tipos de aceite ligero (25 a 35° API), volátil (38 a 44°API) y condensado (40 a 51° API). La producción de aceites ligeros se obtiene en una franja orientada NE-SW, que abarca campos como Girdaldas, Artesa y Mundo Nuevo, Agave, Sitio Grande, Cactus, Níspero, Río Nuevo, Complejo Bermúdez, Camoapa y Sunuapa. La cima de estos yacimientos se encuentra entre los 2,470 y 4,000 m (Petróleos Mexicanos, 1988).

3.3.5.7 Reservas.

Las Cuencas del Sureste tienen una producción acumulada de 41,386 millones de barriles de petróleo crudo equivalente y cuentan con una reserva total remanente de 23,367 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Cuentan con un recurso prospectivo total de 15,011 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, de los cuales se tienen documentados 10,440 millones de barriles, esto representa 69 por ciento del potencial registrado en 555 oportunidades exploratorias, el 31 por ciento restante se encuentra en proceso de documentación (fig. 3.28) (Petróleos Mexicanos, 2010).

| Tipo de hidrocarburo | Oportunidades número | Recursos prospectivos mmbpce |
|----------------------|----------------------|------------------------------|
| Aceite ligero | 255 | 4,874 |
| Aceite pesado | 84 | 2,450 |
| Aceite superligero | 181 | 2,799 |
| Gas húmedo | 24 | 216 |
| Gas seco | 11 | 101 |
| Total | 555 | 10,440 |

Fig. 3.28 recursos prospectivos documentados en la Cuenca del Sureste por tipo de hidrocarburo (Tomado de Petróleos Mexicanos, 2010).

3.3.6 Campo Teotleco-1

Este campo se ubica en la planicie costera del Golfo de México, geológicamente pertenece al área Mesozoica de Chiapas-Tabasco. Se ubica a una distancia de 18 kilómetros al sureste de la ciudad de Cárdenas, Tabasco; (Fig.3.29).

Este campo incorpora reservas de hidrocarburos en rocas del Cretácico Superior e Inferior, así como del Jurásico Superior Kimmeridgiano a partir del 2005, en formaciones productoras en el área. El pozo Teotleco-1se terminó como productor de aceite ligero en rocas del Cretácico en el Albiano -Cenomaniano y alcanzó una profundidad desarrollada de 5,810 metros (Petróleos Mexicanos, 2009).

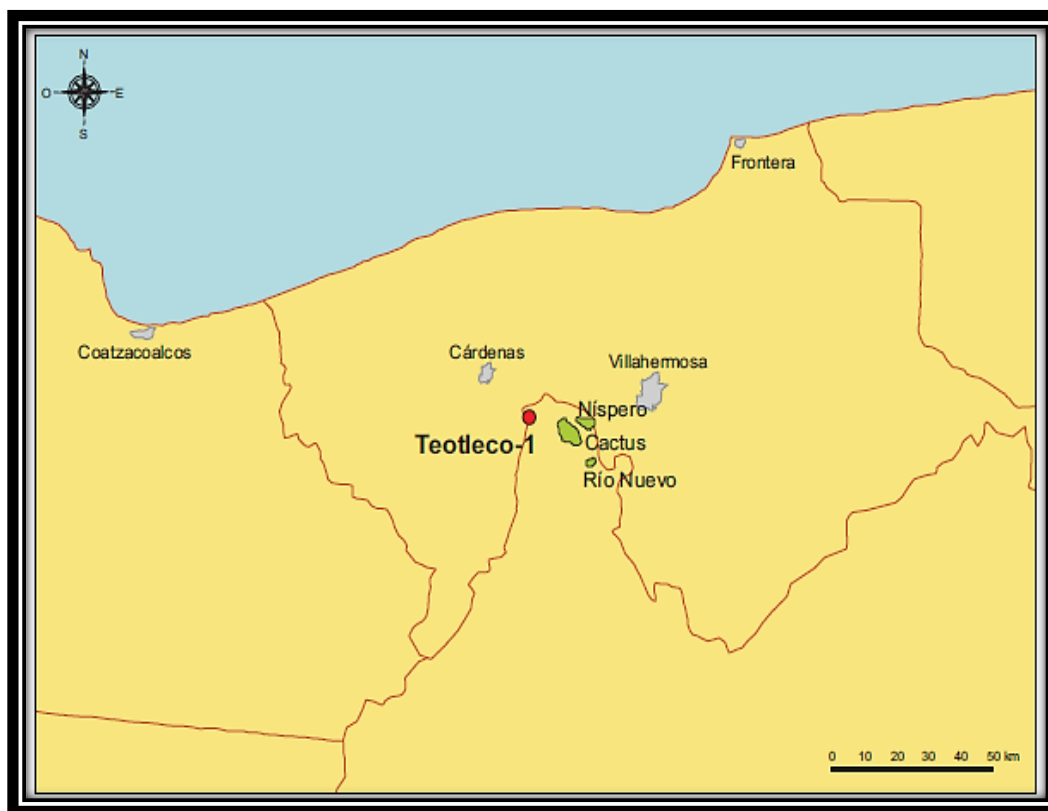


Fig. 3.29 Mapa de ubicación del pozo Teotleco-1(Tomada de Petróleos Mexicanos, 2009).

3.3.6.1 Características Geológicas.

La estructura que conforma el yacimiento corresponde a un anticlinal orientado en dirección oeste a este. El anticlinal presenta cierre por buzamiento de las capas al sur y al este, en donde una falla inversa la separa del campo Cactus, mientras que al Noreste está limitada por una falla inversa y al noroeste por una falla normal (Petróleos Mexicanos, 2009). La columna geológica comprende rocas que corresponden a edades que van desde el Cretácico (Albiano - Cenomaniano) hasta el Plioceno-Pleistoceno (Fig. 3.30); la secuencia productora ese encuentra en el cretácico superior en dolomías intercaladas con calizas, sobreyacidas por rocas cenozoicas formadas de lutitas y arenisca. La presencia de un cuerpo de sal a nivel Cenozoico, obligó a perforar en forma direccional este campo encontrando la secuencia sedimentaria normal (Petróleos Mexicanos, 2004).

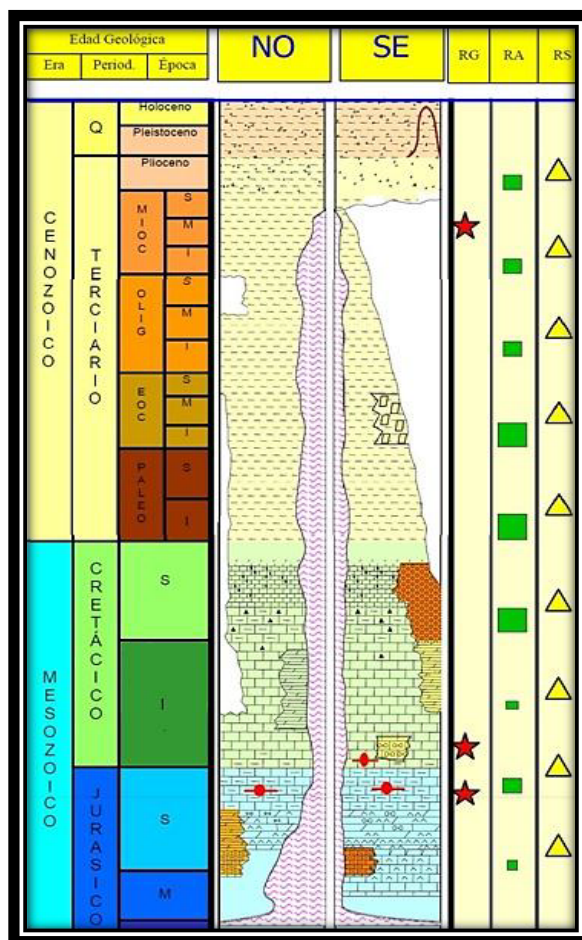


Fig. 3.30 Columna estratigráfica donde se muestran la litología del campo Tleoteco (Tomada de Martínez, 2005).



3.3.6.2 Sistema petrolero del campo Tleotleco.

En el área de este yacimiento, la roca generadora de hidrocarburos corresponde a sedimentos arcillo-calcáreos de edad Jurásico Superior Tithoniano, según los estudios geoquímicos realizados en esta cuenca, la roca almacén está constituida por rocas carbonatadas del Albiano-Cenomaniano, que también son productoras en el campo Cactus y que consisten principalmente de dolomías fracturadas de color gris oscuro. La trampa es de tipo estructural y corresponde a un bloque adyacente al campo Cactus, separada de éste por una falla inversa combinada con la presencia de intrusiones salinas en el área. La trampa está dividida internamente en dos bloques por el efecto de una falla normal que presenta una orientación de suroeste a noreste, con caída hacia el norte, la roca sello está constituido por margas de edad Cretácico Superior y lutitas calcáreas del Cenozoico, principalmente las correspondientes al Mioceno, que se encuentran intercaladas dentro de esta secuencia (Petróleos Mexicanos, 2009).

3.3.6.3 Características del Yacimiento.

El yacimiento lo constituyen dolomías fracturadas del Albiano- Cenomaniano. La porosidad promedio es de 5.0 por ciento y la saturación de agua es del orden de 8.0 por ciento. La producción inicial medida fue de 3,559 barriles por día de aceite volátil de 42 grados API y 9.9 millones de pies cúbicos de gas por día (Petróleos Mexicanos, 2009).

3.3.6.4 Reservas.

El volumen original 3P es de 195.6 millones de barriles de aceite y de 524.3 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas probadas ascienden a 3.7 millones de barriles de aceite y 9.9 miles de millones de pies cúbicos de gas, mientras que las reservas 2P alcanzan 34.4 millones de barriles de aceite y 92.5 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas totales ascienden a 47.2 millones de barriles de aceite y 126.3 miles de millones de pies cúbicos de gas, que en



conjunto equivalen a 77.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (Petróleos Mexicanos, 2009).

4 Ejemplos Campos Petroleros Internacionales en Secuencia de Plataforma Carbonatada.

Los campos a nivel Internacional que se encuentran en secuencias de plataforma carbonatada han sido desde principios del siglo XX grandes productores de aceite y gas (SLB, 2009). En la Figura 4.1 podemos ver el mapa con la distribución de estos yacimientos carbonatados, de los cuales tomaremos tres ejemplos, el primero corresponde al Complejo Capitán Texas, localizado en los Estados Unidos de Norte América, después la Plataforma Arabia Saudita, ubicada en el Golfo Pérsico, por último la Plataforma de Cuba en el Golfo de México, en este capítulo se tratara a detalle la historia geológica, tectónica, sedimentológica, estratigráfica, el sistema petrolero y la importancia económica que representa cada una de estos yacimientos ya que se tratan de yacimientos que por sus extensiones son considerados como gigantes y supergigantes.

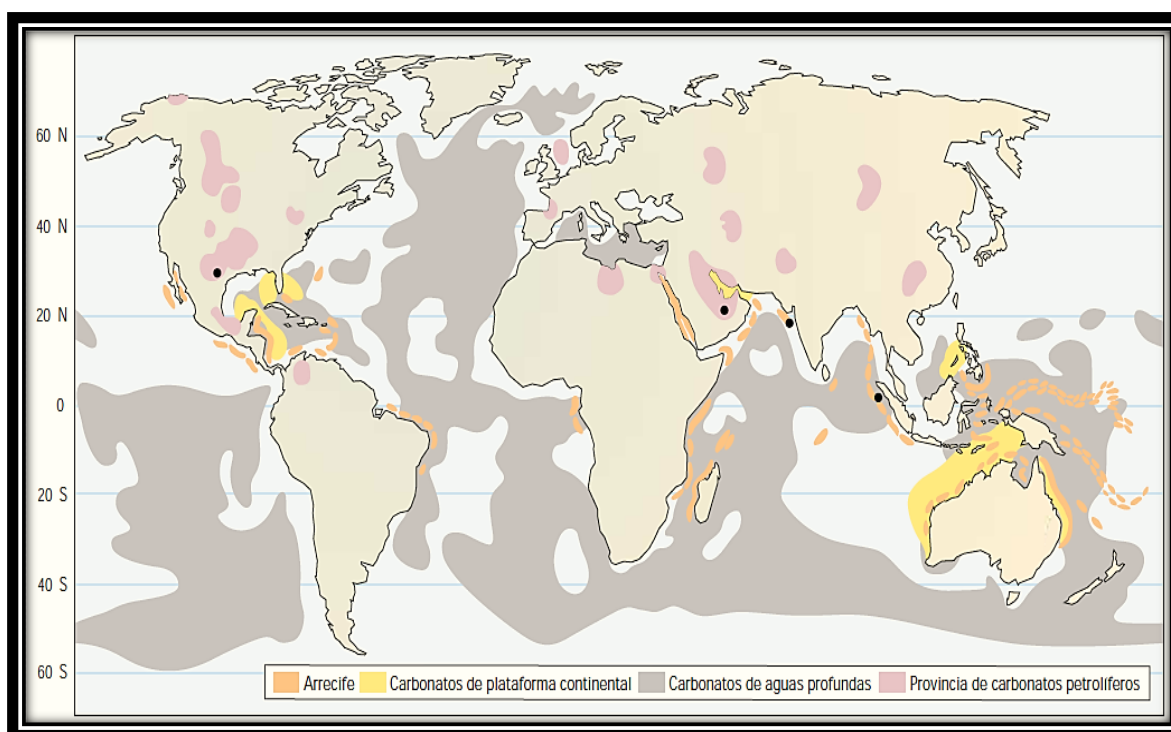


Fig. 4.1 Ubicación de los yacimientos en carbonatos en el mundo, (Tomada de SLB, 2009).

4.1 Complejo Capitán Texas.

4.1.1 Localización.

La cuenca pérmica Capitán Texas, se encuentra entre el sureste de Nuevo México y al oeste de Texas, cubre una área aproximada de 22.000 km², en los condados de Winkler, Loving, Ward, Pecos, Reeves, Jeff Davis, Culberson, Brewster y Hudspeth en el estado de Texas, y los condados de Eddy y Lea en Nuevo México (Fig.4.2); es uno de los yacimientos de plataforma carbonatadas más productivos a nivel mundial. Ha sido de los más estudiados desde finales del siglo XIX y principios del XX. El complejo arrecifal Capitán es una unidad estratigráfica casi continua, depositada alrededor del borde de la Cuenca de la Pérmica del Delaware y las montañas Guadalupe, contienen uno de los mejores afloramientos de arrecifes del mundo en el cual se pueden encontrar las secuencias de pre-arrecifales, arrecifales y post-arrecifales (Texas Water Developmet Board, septiembre 2009).

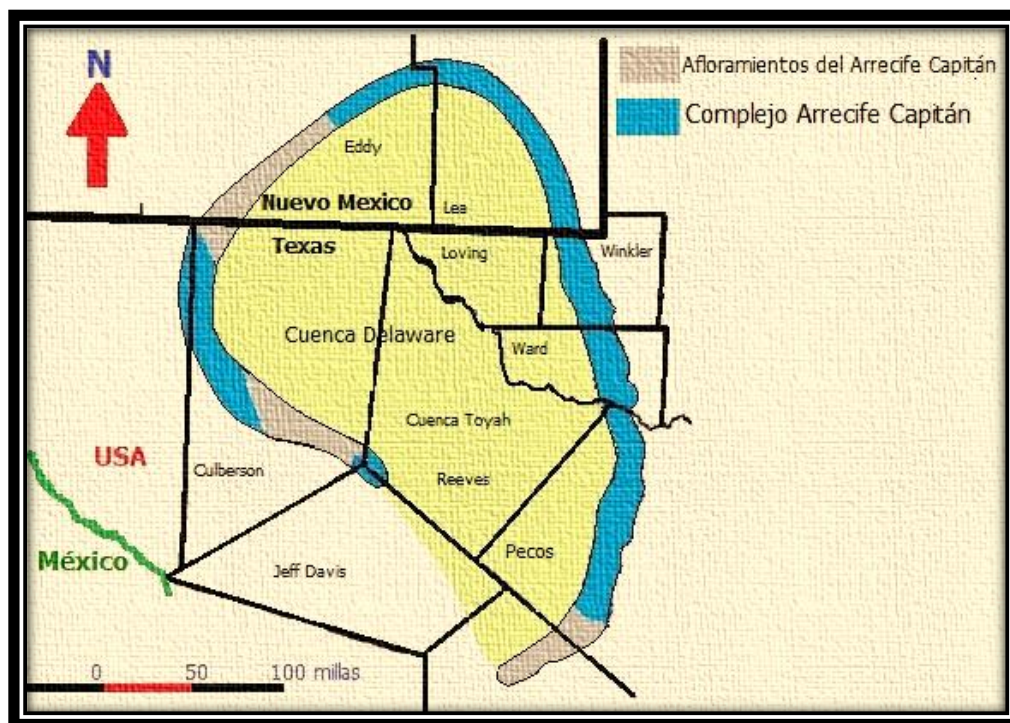


Fig. 4.2 Ubicación del Arrecife Capitán Texas (Modificado de Stephens, 2009).



4.1.2 Antecedentes.

Debido a la exposición de la secuencia de calizas en el Arrecife Capitán Texas en las Montañas Guadalupe, Vidrio y Apache, así como la exploración de la cuenca del Delaware, ha sido sujeta a numerosos estudios y una intensa exploración petrolera; algunas de las publicaciones más relevantes de esta área son: King (1930; 1948), Wood (1968); Hiss (1976); Uliana (2001), Kerans y otros (1994), Kerans y Tinker (1999); Hill (1999), entre los que podemos resaltar los de Dunham (1972), Esteban y Pray (1977), Mazzullo y Cys (1977), Zarg y Lehman (1986), Ward (1986), Lindsay y Reed (1992), Grossman (1994), Kendall, (1969), Warren (1983), Logan (1987); la terminología de Cuenca Pérmica del Delaware fue definida por primera vez por King en 1948. La Cuenca Pérmica tiene una gran cantidad de datos del subsuelo. Más de 40.000 pozos de exploración y 200.000 pozos de desarrollo se han perforado en la región Cuenca Pérmica (Texas Water Development Board, septiembre 2009).

4.1.3 Evolución Geológica.

El complejo arrecifal de esta región está dividido por una serie de profundos cañones. Estos cañones, en especial Cañón McKittrick, ofrecen excepcionales vistas en corte transversal de las relaciones laterales y verticales de los ambientes de depósito a través del tiempo (Scholle, 2000).

La región es excepcional, ya que, al final del Guadalupiano, todo el conjunto de facies fue preservado por la depositación extremadamente rápida de evaporitas (yeso / anhidrita, halita, silvita, y las sales más exóticas). Estas evaporitas denominadas Ochoan cubrieron los restos de la cuenca del Delaware e incluso cubrió las zonas adyacentes al arrecife. Por lo tanto, las relaciones de facies originales se han conservado a pesar de la erosión y el levantamiento al final del Cenozoico. La disolución de las evaporitas, ha llevado a la modificación de la topografía, facilitando enormemente la reconstrucción de las facies (Scholle, 2000).

Durante gran parte de principios y mediados del Pérmico todos los continentes estaban unidos, formando el súper continente Pangea. Gran parte de lo que hoy es Nuevo México y Texas

ocupaba el extremo occidental de esta enorme masa que se ubicaba cerca del Ecuador. Un vasto océano se encontraba rodeando de Pangea, con un estrecho canal que comunicaba las cuencas, el Canal de Hovey, que conectaba al océano con la cuenca del Pérmico (fig. 4.3), un mar interior que cubría partes de lo que hoy es el norte de México y el suroeste de los Estados Unidos.

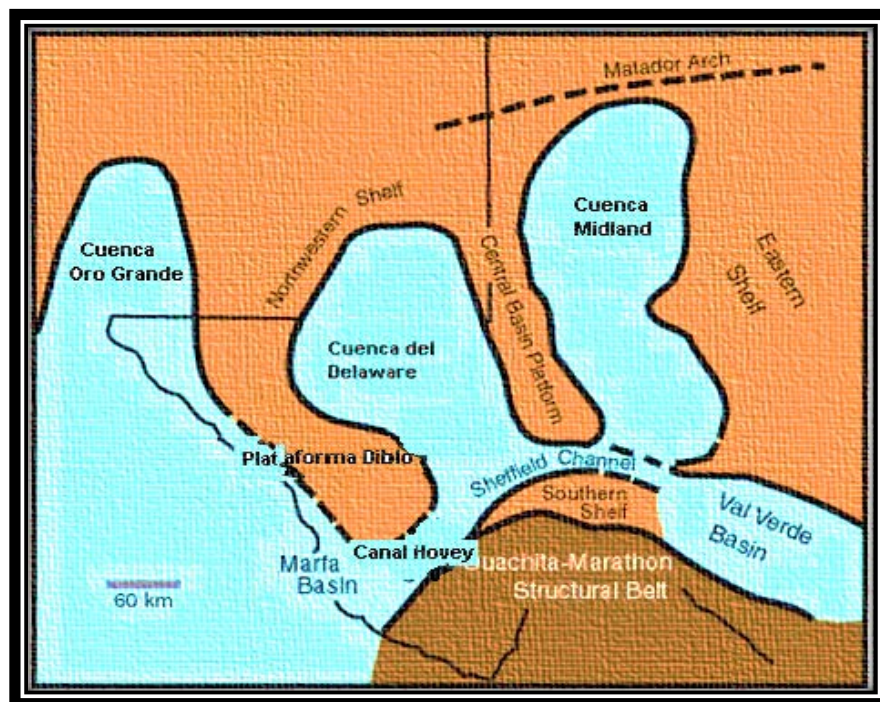


Fig. 4.3 Las principales características fisiográficas de la región de la cuenca pérmica durante el Guadalupiano Temprano (Tomada de Scholle, 2000).

La cuenca Pérmica tenía tres brazos: el de Marfa, Delaware, y las cuencas de Midland. El brazo central (la cuenca del Delaware) influía en la forma del Mar del Delaware y la zona que abarca 150 millas de largo y 75 millas de lo que hoy es el oeste de Texas y el sureste de Nuevo México (Scholle, 2000).

Algunas de las características morfológicas se formaron mucho antes de la Cuenca del Pérmico, por ejemplo, hay algunos indicios de que el Banco de la Plataforma Central ya era un elemento topográfico positivo durante el Missisippiano Inferior (Wuellner et al, 1986.). Sin embargo, a gran escala de inicio de la cuenca Val Verde, Delaware, Midland, Val y las cuencas de Marfa (y

sus correspondientes áreas arrecifales) no se produjeron hasta el comienzo de la orogenia Pennsylvaniense Ouachita-Marathon (Hills, 1984; Hills, 1985; King, 1948; Ross, 1979). Este importante evento continental de colisión estableció un régimen compresional regional, generando un complejo sistema de deformaciones a través de la región de la cuenca Pérmica, (Kluth y Coney, 1981; Ross, 1986; Goetz y Dickerson, 1985). La orogenia influyo para que a finales de Pensilvaniano comenzara la sedimentación del Pérmico de Texas a Colorado esto origino la eventual formación de una geometría de plataforma similar a la observada en las Bahamas hoy en día (Bola, 1967; Bola, 1969) (Fig. 4.4).

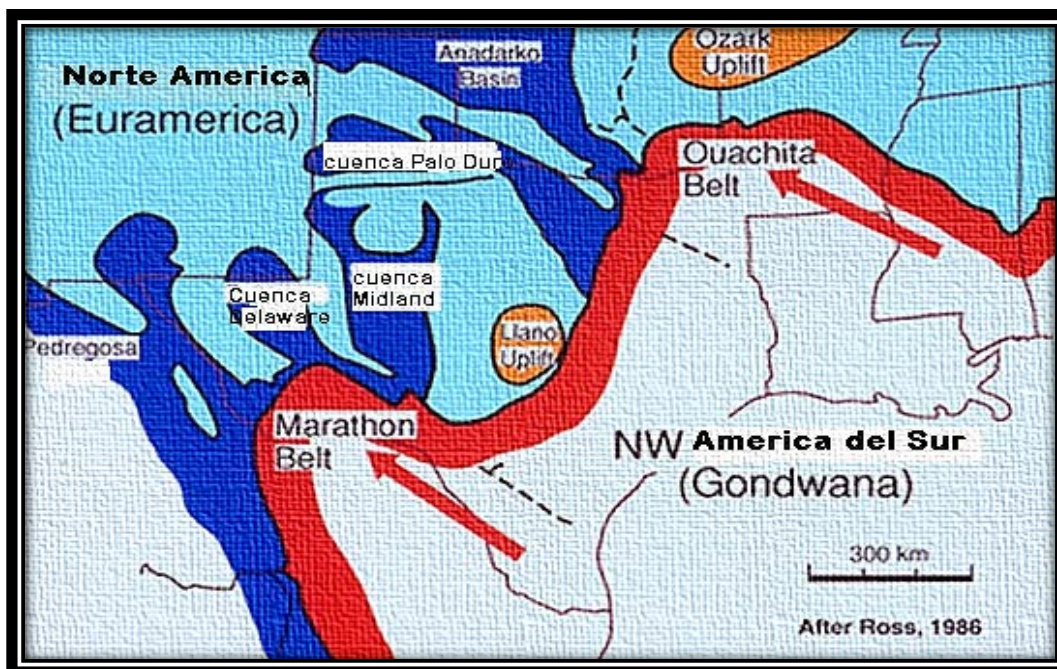


Fig. 4.4 Representación esquemática de la estructura tectónica de la cuenca del Pérmico, durante el Pensilvaniano Tardío al Pérmico Temprano. Las flechas indican la dirección de desplazamiento tectónico (Modificada de Ross, 1986).

Las principales características paleotopográficas de la región están delimitadas por una compleja serie de fallas de ángulo alto, que favorecieron la formación de un bloque elevado que al inundarse formo la Plataforma, las fallas datan de principios de Precámbrico Tardío al Cámbrico (Hills, 1984; Oriol, 1967; Ross, 1986).

4.1.4 Marco estratigráfico y ambientes de depósito.

El complejo arrecifal del Pérmico tiene una forma muy característica de herradura con tres secciones de rocas equivalentes en tiempo, pero de diferente litología (Fig. 4.5). La primera facies consiste en masas gruesas de lutitas finamente laminadas y areniscas, intercaladas con calizas. Las facies de la segunda litología contienen enormes cuerpos de calizas suprayacentes parcialmente dolomitizada con depósitos de brechas calcáreas en el talud. La tercera zona contiene estratos de dolomías de grano fino, mediano con intercalaciones de evaporitas, arenisca y las unidades de lutitas (Scholle, 2000).

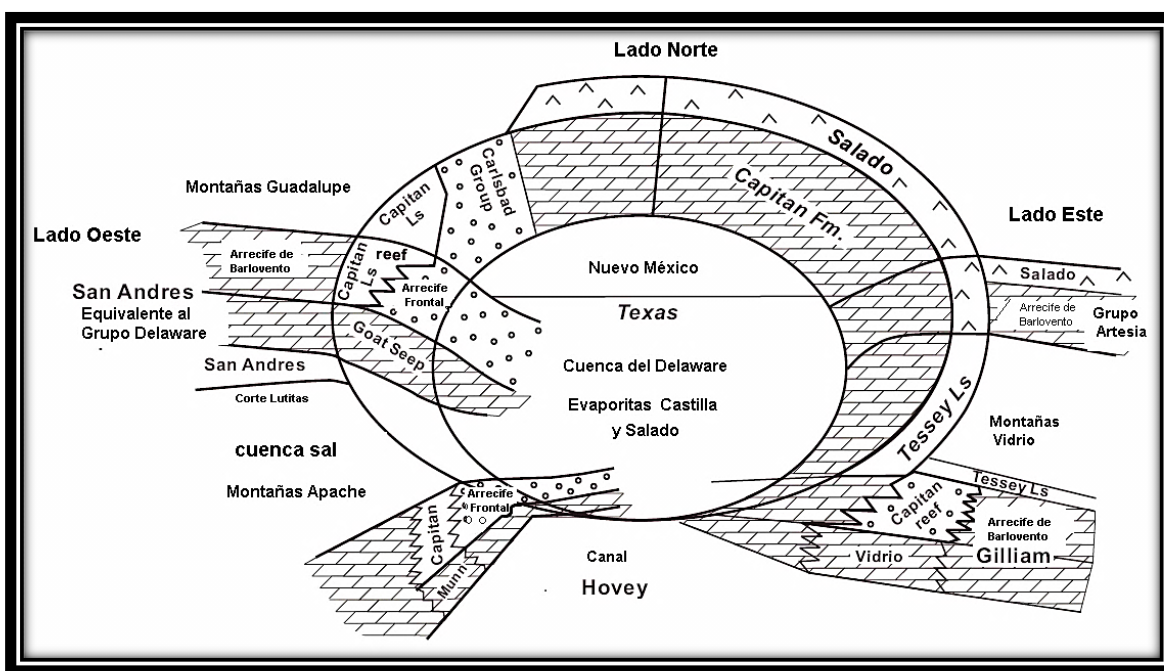


Fig. 4.5 Esquema de la Cuenca del Delaware representa la estratigrafía local (Tomada de Stephens, 2009).

Estructuralmente las principales características antes de la formación de la plataforma fue la existencia de un horts y un graben, de la Cuenca del Salado, antes de la depositación de las rocas del Pérmico, esta corresponde con la Plataforma del Diablo y la cual está afectada por un sistema de fallas y fracturas a lo largo de la zona de Babb y Victorio (Collins y Raney, 1997). Después de que se rellenó la cuenca del Delaware con sedimentos de grano grueso, en las

márgenes de la cuenca haciéndose más finos hacia el centro. La falla más importante tuvo lugar durante la orogenia Laramide, la formación de cuencas y sierras, que incluyen la Cuenca Sal, Las Montañas Guadalupe, Apache y Vidrio, así como las colinas Petterson. Los principales elementos estructurales se formaron las fallas al norte y noreste de las montañas Guadalupe y Delaware. Y la reactivación de profundos pliegues con tendencia W-NE, en las montañas Apache y Vidrio (Fig. 4.6).

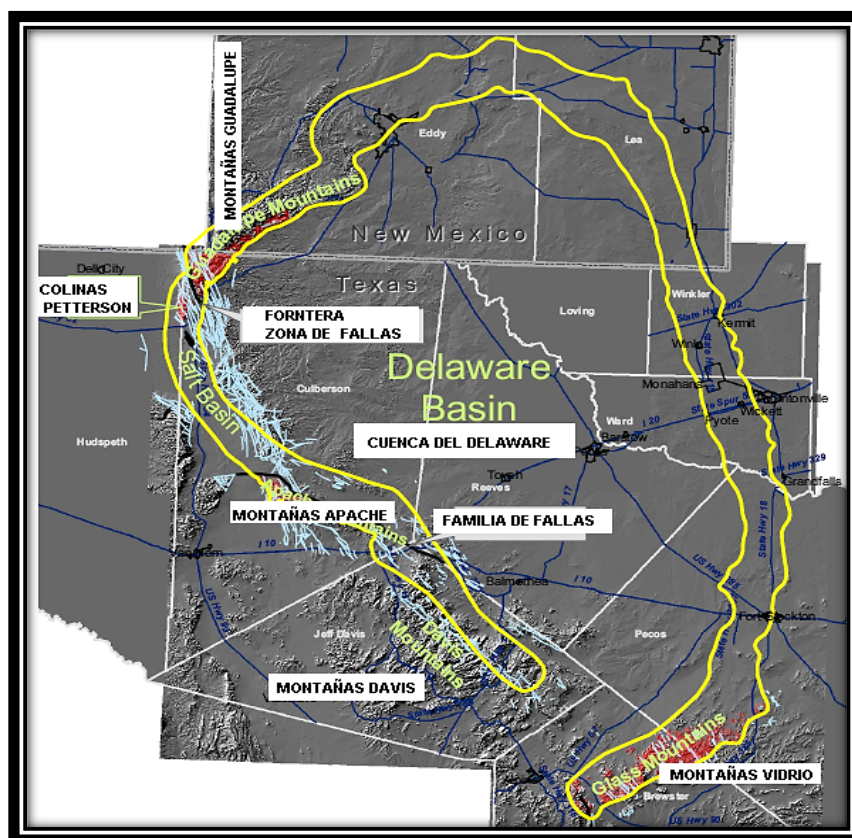


Fig. 4.6 Mapa con datos estructurales del Complejo Capitán Texas (Stephens, 2009).

Durante algunos periodos del Cretácico y del Cenozoico, esta área fue elevada e inclinada ligeramente hacia el este, subsecuentemente la cuenca del Cenozoico formó un sistema de fallas en las montañas Guadalupe, Apache y Vidrio, y en las Colinas Petterson. Los desplazamientos del Complejo Arrecife Capitán Texas se limitan a las zonas montañosas a lo largo del este y márgenes meridionales de la cuenca del Delaware (Stephens, 2009).



El graben de la Cuenca Salado es responsable de las principales estructuras de la margen oeste de la Cuenca Delaware, que son una serie de fallas relativamente juntas, con orientación al noreste del lado oriental y occidental. La falla principal en el borde que se encuentra a lo largo del lado oeste de la cuenca es la que separa a las montañas Guadalupe y Delaware, desde las Colinas Petterson, el fallamiento está asociado a la formación de la Cuenca el Salado afectando a las rocas del Arrecife Capitán Texas.

Las fracturas del margen de la cuenca carbonatos crean vías para la infiltración de las aguas subterráneas y la posterior disolución de las roca caliza porosa de arrecifes y la creación de cavernas (Ryder, 1996).

Las Montañas Apache están estructuralmente relacionadas con el levantamiento de las Montañas Guadalupe-Delaware, a pesar de que han sido influenciados por elementos estructurales similares a la de Victorio y Pliegues Babb (reactivada en zonas de fallas a profundidad). Las fallas en el norte-noroeste de las Montañas Guadalupe y Delaware cambian a una orientación del noroeste de las Montañas Apache hacia el sureste a la Sierra de Cristal y son paralelas a las de las Montañas Davis (Hill, 1996).

Las fallas predominantes en las Montañas cristal están relacionadas con la formación de la cuenca y estas tienen una longitud limitada, algunas de ellas hacen una disección hacia el Complejo Capitán Texas (King, 1948).

4.1.5 Descripción de la Plataforma Capitán Texas.

Arrecife

El arrecife, una montaña sumergida con una arista formada por la acumulación de esqueletos de animales y plantas, se compone de la roca caliza Capitán. El Capitán es una enorme secuencia de rocas caliza de grano fino fosilífera que se formó por el crecimiento y la acumulación de esqueletos de invertebrados de algas, esponjas y pequeños animales llamados briozoos coloniales (Fig. 4.7). Estos esqueletos fueron estabilizados por los organismos incrustantes que crecieron y se cementaron sobre la roca sólida del arrecife, a diferencia de los

arrecifes modernos construidos por sobre todo un marco rígido de los corales. La roca caliza Capitán constituye el acantilado de mil metros de El Capitán (Scholle, 2001).

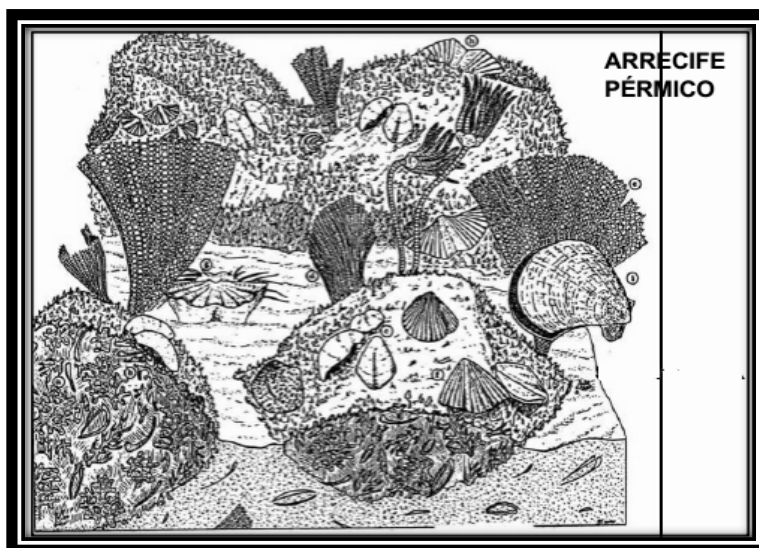


Fig. 4.7 Esquema de un arrecife del Pérmico (Aguirre, 2004).

Post- Arrecife

El oleaje era relativamente bajo o con poca actividad en la parte posterior del arrecife, una zona entre el arrecife y la antigua línea costera. Con acumulaciones de sedimentos finos en esta área, a menudo el agua estaba estancada, por lo que se tenía presencia de lodo y una alta salinidad. Los sedimentos depositados en las aguas estancadas de post-arrecifes o de la laguna, a menudo contenían altas cantidades de magnesio, lo que combinado con la roca caliza para formar la dolomía. A pesar de la alta salinidad, las formas de vida eran capaces de vivir en la parte posterior de los arrecifes. Braquiópodos, crinoideos y fusulínidos, son los fósiles encontrados comúnmente en los sedimentos de los arrecifes de fondo (Scholle, 2000).

Frente arrecifal

Las corrientes oceánicas y la acción del oleaje, ocasionaban en el Arrecife Capitán grandes daños, originando que grandes fragmentos de la barrera se rompieran y se deslizaran por la



pendiente que formaba el arrecife frontal. El frente del arrecife es una gran acumulación de escombros que se extiende hacia abajo en la cuenca. Además de los desechos, el arrecife frontal también se compone de lodo de calcáreo y fósiles, como los trilobites, braquiópodos, erizos de mar, algas y briozoos. Sin embargo, el arrecife frontal, no llega a ser tan consolidado como el arrecife (Scholle, 2000).

Cuenca

La cuenca frente al arrecife es inclinada hacia abajo hasta una profundidad de casi un kilómetro. Los sedimentos que se llegan a la cuenca durante la construcción de los Arrecifes Capitán se convirtieron en rocas calizas negras de grano fino separadas por gruesas capas de arenisca de grano fino y lutitas ocasionales. La roca caliza negra contiene los restos ricos en materia orgánica de las plantas y animales muertos que se asentaron a las oscuras profundidades de la cuenca. La descomposición parcial de la materia orgánica en las profundidades estancadas en condiciones anóxicas, por lo que la mayoría de la materia orgánica que fue enterrada poco a poco y conservada durante millones de años, entra en ventana de generación convirtiéndose en aceite y gas. (Scholle, 2000).

4.1.6 Estratigrafía

El complejo arrecifal Capitán Texas se compone de calizas fosilíferas masivas color blanco, en ella se combinan Caliza La Cabra, Caliza Capitán Y Caliza Carlsbad, en facies que van de arrecife frontal al post arrecife (Hiss, 1975). Además del análisis de la cuenca del Delaware, las rocas subyacentes y suprayacentes, para tener un panorama completo, a continuación se describen brevemente los grupos y formaciones que componen el Complejo Capitán Texas.

Las rocas **Caliza de Bone Spring**(Fig. 4.8), son parte de la serie Leonardina y se compone fundamentalmente de rocas calizas con lentes de pedernal con un espesor aproximado que va de 460 m a 600 m, y se encuentran por debajo del arrecife Capitán Texas, aunque su distribución ha sido afectada por el fallamiento asociado a la Cuenca del Salado, se ha reconocido esta formación en la parte occidental de la cuenca del Delaware en Condado de Culberson(Dietrich y otros, 1983). La Caliza Bone Springse divide en dos miembros que se

encuentran en el Pico Victorio es una caliza gris y el segundo miembro es el Corte Lutitas, es una secuencia de lutitas negras y areniscas arcillosas, el cual tiene una baja permeabilidad.

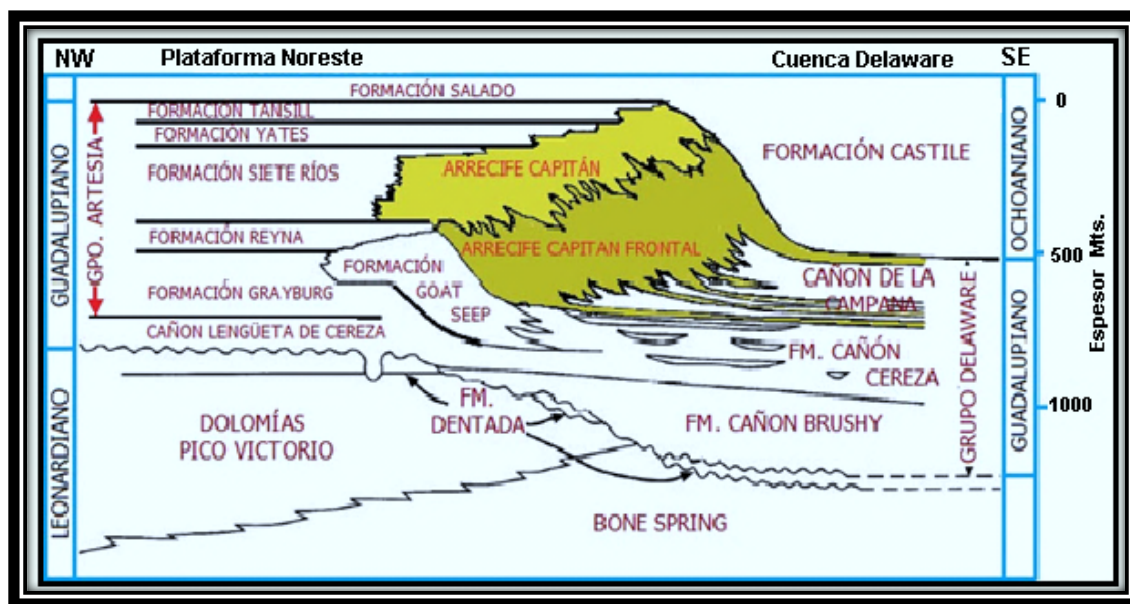


Fig. 4.8 Esquema estratigráfico de la Cuenca del Delaware, de los estratos del pérmico en las Montañas de Guadalupe (Modificado de King (1948), Hayes (1964), Tyrrell (1969) y Oren (1988a)).

❖ Caliza Bone Spring

Es una caliza gris y el segundo miembro es de lutitas, es una secuencia de lutitas negras y areniscas arcillosas, el cual tiene una baja permeabilidad.

❖ Formación San Andrés

La Formación San Andrés se depositó durante el Guadalupiano (Fig. 4.8), se subdivide en Alto y Bajo, el miembro inferior se compone de calizas con pedernal y el miembro superior son calizas sin pedernal, el espesor total va de los 200 a 300 metros, la Formación San Andrés es una secuencia de carbonatos de plataforma extendida que se ha encontrado en la mayor parte de Nuevo México y el oeste de Texas, el miembro San Andrés Bajo presenta una discordancia con



la Caliza Bone Spring. En la cuenca del Delaware La Formación San Andrés es la transición de ambientes de arrecife a plataforma mide 3Km aproximadamente en el margen del Arrecife Capitán.

❖ **Grupo Montañas Delaware**

El grupo Montaña Delaware se compone de varias formaciones y miembros de la serie la Virgen de Guadalupe. La mayor parte del grupo incluye formaciones que se depositaron al mismo tiempo en la margen de la cuenca del Delaware y en el Arrecife Capitán Texas. Las unidades incluyen las Formaciones el Cañón de Brushy, el Cañón de la Cereza, y el Cañón Bell, las partes de la Cañón Brushy y Cañón Bell se depositaron antes de la Formación Capitán Texas (Fig. 4.8)(Hill, 1996; Hiss, 1975).

El Grupo de Montañas del Delaware se compone principalmente de areniscas, lutitas y calizas. Las capas de arenisca son comúnmente masivas y se encuentran a lado y junto al Complejo Arrecifal Capitán y hacia el centro de la cuenca se van haciendo más finos (Dietrich y otros, 1983).

La formación basal del Grupo de Montaña de Delaware es principalmente areniscas de grano fino intercaladas con grano grueso con una unidad de arenisca con lutitas de un espesor máximo de 300 m (King, 1948). En la base del Cañón de Brushy es persistentes la canalización de areniscas negras laminares con intercalaciones de lutitas arcillosas, areniscas y calizas, y un conglomerado basal (King, 1948).

El miembro Cañón Cereza del Grupo de Montaña de Delaware es principalmente capas delgadas de arenisca de grano muy fino de cuarzo y unas pocas capas lutitas (Dietrich y otros, 1983), el espesor de la formación es de hasta 300 m aproximadamente (King, 1948).

El miembro Cañón Bell del Grupo de Montaña de Delaware es sobre todo areniscas de grano muy fino con un espesor que varía de 200 y 300 m (Dietrich y otros, 1983). El Grupo de Montañas de Delaware está cubierto por evaporitas y carbonatos de las Formaciones Castile y el Rustler al este de las montañas de Delaware.

La Formación Word es aproximadamente equivalente al tiempo de formación al Grupo de Formaciones Montaña de Delaware y se encuentra en las Montañas Glass (Hill, 1996; Hiss,

1975). La Formación Word se compone de lutitas silíceas con unidades muy delgadas de calizas fosilíferas, areniscas y conglomerado con un espesor de hasta 450 m.

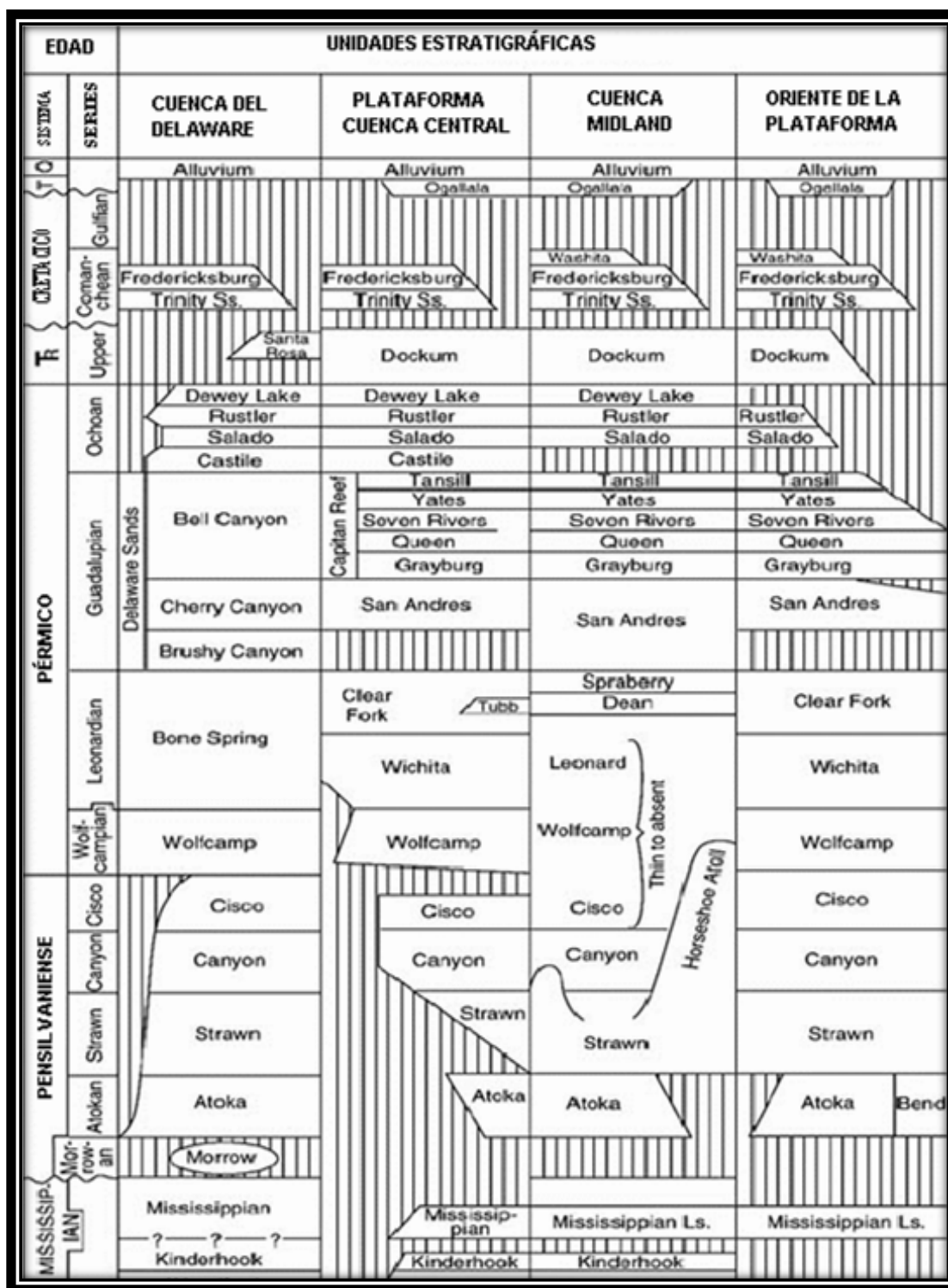


Fig. 4.9 Columna estratigráfica del Complejo Capitán Texas, en diferentes secciones (Scholle, 2001).



❖ **Complejo Arrecifal Capitán**

A efectos prácticos, Complejo Arrecife de Capitán se define como carbonatos del Pérmico, la formación de los arrecifes de rocas que incluyen la Caliza Goat Sheep, Caliza Capitán y Caliza Carlsbad (Fig. 4.9) (Hiss, 1975). En la sección oriental del Complejo Arrecifal Capitán, cerca de la Montañas Vidrio, las rocas equivalentes incluyen el Vidrio y la Formación Tansill descrito por King (1930) y Hill (1996). Los subyace Formación Munn el complejo arrecifal Capitán en las Montañas Apache, es de hasta 450 metros de espesor y se compone principalmente de una capa fina de dolomita y es estratigráficamente equivalente a la roca caliza La Goat Sheep y Glass (Barnes y otros, 1968; Wood, 1968; Hiss, 1975).

La deposición se produjo en torno a la margen de la cuenca Pérmica Delaware y en el borde de la plataforma noreste.

La forma de arco del arrecife dividida por el Canal de Hovey en el condado de Brewster (Hill, 1996; Hiss, 1975). El complejo arrecifal Capitán está compuesta por capas de caliza fosilíferas masivas de color blanco a grisácea.

Las capas de rocas calizas cambian de arrecife frontal a los depósitos de los arrecifes de fondo. La gradación de los depósitos en el arrecife frontal suele ser brusco, con un contacto geológico definido, mientras que la gradación los depósitos en la parte posterior de los arrecifes esta transición, con dificultades para identificar los contactos geológicos (Hill, 1996; Hiss, 1975).

Las rocas que componen el complejo arrecifal a nivel local han sido cortadas por fallas y en consecuencia, no forman un yacimiento continuo, sino más bien una serie de yacimientos discontinuos altamente permeables (Hill, 1996; Hiss, 1975).

❖ **Grupo Artesia**

El Grupo de Artesia incluye la parte de atrás de los arrecifes las formaciones van de la más joven al más vieja: Tansill, Yates, Reven Rivers, Queen y Grayburg (Fig. 4.8)(El término Grupo Artesia reemplazado la nomenclatura anterior de grupo de Carlsbad). Todas estas formaciones van transformándose paulatinamente en el Complejo Arrecifal Capitán. Las formaciones que componen el Grupo Artesia tienen rápidos cambios de facies laterales cíclicos, con depósitos de arenisca, arena, dolomita y dolomita (Hill, 1996; Hiss, 1975).las Formaciones el Grayburg y la



Reina son equivalentes a la caliza de Goat Sheep, mientras que las formaciones Reven Rivers, Yates, y Tansill están a nivel de la roca caliza Capitán (**Fig. 4.9**). Las características de estas formaciones son:

- La formación basal del Grupo Artesia es la Formación Grayburg, que cubre la Formación de San Andrés y subyace a la Formación Queen, y consta de intercalaciones de dolomita con capas delgadas de arenisca de grano fino. El espesor total de esta formación es aproximadamente de 90 a 120 m (Hill, 1996; Hiss, 1975).
- La Formación de la Reina es similar a la Formación Grayburg, pero con 30 m de espesor de roca arenisca en la parte superior de la formación, con intercalaciones de dolomía finas y lutitas. El contacto entre Formación Queen y Formación de los Reven Rivers es supra yacente y se puede identificar (Hill, 1996; Hiss, 1975). Esta formación es de hasta 130 metros de espesor.
- La formación de los Reven Rivers son capas de dolomita fina situada entre la parte superior de la roca arenisca de la Reina y la arena de Yates. Esta formación lateralmente cambia gradualmente evaporitas a una facies carbonatadas en el complejo arrecifal Capitán estas capas desaparecen gradualmente en complejo Capitán, esta formación tiene hasta 155 metros de espesor (Hiss, 1975).
- La Formación Yates fue nombrado así por el campo petrolero de Yates en el Condado de Pecos, y es el horizonte más utilizado para delimitar el contorno estructura en la cuenca del Delaware. La Formación Yates consta de capas de lutitas y arenisca de entre 90 a 120 metros de espesor cerca del margen del arrecife (Hill, 1996; Hiss, 1975).
- La Formación Tansill concordantemente se superpone a la Formación Yates cerca del margen del arrecife. Al este de las Montañas de Guadalupe, la formación está cubierta por las evaporitas del Ochoan (Formación Salado). La Formación Tansill consiste en yeso, arcilla roja, y limos en facies evaporíticas, El espesor aumenta desde 30 a 90 metros cerca de la margen de los arrecifes (Hill, 1996; Hiss, 1975).

❖ **Formaciones Castile y el Salado**

Durante la época Ochoan la Cuenca Delaware se comenzó a llenar de depósitos evaporíticos de las formaciones Castile y el Salado, las cuales en algunos lugares cubren a la Formación Capitán.



- La Formación Castile se compuesta por yeso y anhidrita, intercaladas con roca caliza. El espesor de la formación varía de 450 a 600 m (Anderson y otros, 1995; King, 1948). La disolución y colapso de esta formación ha llevado al desarrollo de las características cavernosas, incluyendo sumideros, manantiales y brechamiento de las capas superiores al caer en las cuevas(King, 1948).
- La Formación del Salado es la segunda gran secuencia,después de la Formación Castile. La Formación Salado es esencialmente una formación de la halita con capas complementarias de anhidrita, sales potásicas y capas de arcilla rojas (Hill, 1996). El espesor de la formación es variable debido a una combinación de ambientes de deposición (cuenca, arrecifes, y márgenes pos arrecifales) y posterior disolución. Los espesores son típicamente de 450 a 600 metros en la cuenca y menos de 300 m, donde las secuencias salinas se superponen a la Formación Tansill en la plataforma (en la parte superior de las márgenes de antiguos arrecifes y la parte de barlovento de los arrecifes) (King, 1948).

❖ **Formación Rustler.**

La Formación Rustler fue depositada en la cuenca del Delaware, y se compone de carbonatos de aguas más profundas con entre capas de arena, limolitas, y lutitas. Sales tales como anhidrita, yeso y halita que se formaron después de que la cuenca se llenó (King, 1948). La Formación Rustler es de la época Ochoan y se superpone al complejo arrecifal Capitán en el condado de Pecos y al oeste del Canal Hovey.

❖ **Conglomerado Bissett.**

En el área de las Montañas Glass, el complejo arrecifal Capitán está cubierto por el Conglomerado Bissett, que se compone de roca caliza, rocas calizas dolomíticas e



intercalaciones de dolomita cristalina. El espesor del conglomerado Bissett es de hasta 225 m (King, 1937).

❖ **Depósitos sedimentarios y volcánicos Cenozoicos y Cuaternarios**

La Cuenca del Salado forma un valle que se extiende desde el norte de la línea de Texas y Nuevo México, en el condado de Culberson. Los sedimentos de la cuenca se extienden alrededor de 106 Km² al norte de Wild Horse. En la parte noreste de Culberson, la sal es limitada por la Plataforma el Diablo y la Sierra Diablo y al este por las Montañas Guadalupe y Delaware. A nivel regional hay un mecanismo de colapso de Graben de la cuenca Salado y el levantamiento de las montañas hacia el este y el oeste. Los sedimentos de la cuenca salado tienen un espesor de alrededor de 900 metros (Veldhuis y Keller, 1980), (Collins y Raney, 1997).

Los depósitos Bolson consisten de sedimentos aluviales, lacustres y evaporíticos que rodean las montañas (King, 1965), son depósitos de abanicos aluviales de arena, grava, limo y arcilla se encuentran a lo largo de los márgenes de la Cuenca del Salado. Los depósitos de abanicos aluviales suelen ser finos cuando están lejos de las montañas, donde los depósitos de grano grueso a lo largo del frente montañoso facilitan la recarga de aguas pluviales (Scanlon y otros, 2001).

La sal que se encuentra al norte de la Cordillera de Baylor está en el centro de la Cuenca del Salado, y consisten de sedimentos de evaporitas, arcilla, limo y arena, probablemente depositados en un lago del Pleistoceno o sucesión de lagos (Fig. 4.9). Las facies salinas representan un área de descarga de aguas subterráneas por evaporación.

Las rocas volcánicas de las Montañas Davis consisten de lavas, tobas soldadas y flujos de cenizas, ignimbritas, y volcaniclásticos que van desde el Eoceno hasta el Mioceno. El espesor de las rocas volcánicas que cubren la zona posterior del arrecife de coral del Complejo Capitán es desconocido. Las rocas volcánicas tienen características muy variables, en general, sirven como barreras para el flujo de agua subterránea, mientras que otros son generalmente conductos preferenciales para el flujo de las aguas subterráneas.



4.1.7 Sistema petrolero.

Debido a la confidencialidad de datos de las compañías petroleras, hay poca información disponible por lo que el sistema petrolero se describirá de manera general.

La Cuenca del Delaware durante el Pérmico tenía una forma ovoide la cual se extendía aproximadamente unos 26, 000 Km², en el oeste de Texas, donde se depositó una secuencia de calizas y lutitas, del Wolfcampiano, a un lado al mismo tiempo se depositaban las cuencas Midland y María. El Delaware contaba con un salida conocida como el Canal Hovey el cual permitía la entrada periódica de agua de mar, estas eran cuencas de antepaís la cuales se crearon durante la formación de las Montañas Ouchita durante el Carbonífero las cuales fueron resultado de la colisión de Gondwana con Laurasia formando el súper-continente Pangea.

Después se detiene la subsidencia de la cuenca durante la época Leonardina creándose en las márgenes bancos arrecifales discontinuos de aguas poco profundas de la Formación Yates la cual se compone de calizas, dolomita, anhidrita y arenisca; con bancos arrecifales de la Formación Pico Victorio de aguas un poco más profundas seguido por la acumulación de capas delgadas grainstones de la Formación Bone Spring, la cual se acumuló durante esta época hasta que ocurrió el hundimiento de la cuenca Delaware a finales del Pérmico durante el Guadalupiano aumento el desarrollo de arrecifes de banco y en las zonas próximas a las costas los sedimentos que se depositaba eran dolomías con pedernal de la Formación San Andrés las cuales son formaciones productoras de gas y aceite (BP, 2010).

Durante el Guadalupiano ocurrió una fuerte subsidencia y los bancos arrecifales tiene un gran crecimiento y se conocen estos arrecifes como la formación La Goat Sheep, la cual tiene tres facies: los sedimentos depositados en un ambiente de laguna, la formación de las areniscas y dolomías de las Formaciones Queen y Grayburg. Las esponjas y los desarrollos de algas constituyen acumulaciones cerca del arrecife de la secuencia La Cabra para que se constituyan los Bancos arrecifales, las areniscas acumuladas en la cuenca corresponden con la Formación Cañón del Cerezo, las cuales tienen las cualidades para ser buenas rocas almacénadoras.

A finales del Guadalupiano se detiene la subsidencia y se forma el arrecife Capitán de Coral el cual está constituido principalmente de esponjas calcáreas, algas y estromatolitos, así como lodo calcáreo.

A finales del Pérmico se intensifica la glaciación lo cual impide la circulación del agua provocando salmueras que se convirtieron de grandes capas de evaporitas de la Formación Castile en la cual alterna anhidrita yeso, calcita y halita. Y a medida que descendía el nivel del mar el agua se hacía más salobre precipitando mayor cantidad de sales que componen la Formación Salado, que son excelentes rocas sello. En el esquema de la figura 4.10 se muestra la distribución de campos de aceite en la cuenca del Delaware.

Los principales yacimientos productores de aceite se localizan en la parte oeste de la Cuenca de Delaware, donde existen más de 104 yacimientos dentro de la cuenca; los más importantes por su producción se describen a continuación.

La producción acumulada de los principales 13 yacimientos fue de 70 MMBO en el año 2000, la producción anual de cada uno superó los 1.54 MMBO; se ha registrado una baja generalizada en la producción a partir de la década de los 90 como resultado de que sus campos entraron en la categoría de campos maduros (Fig. 4.11) (Broadhead y Jianhua, 2004).

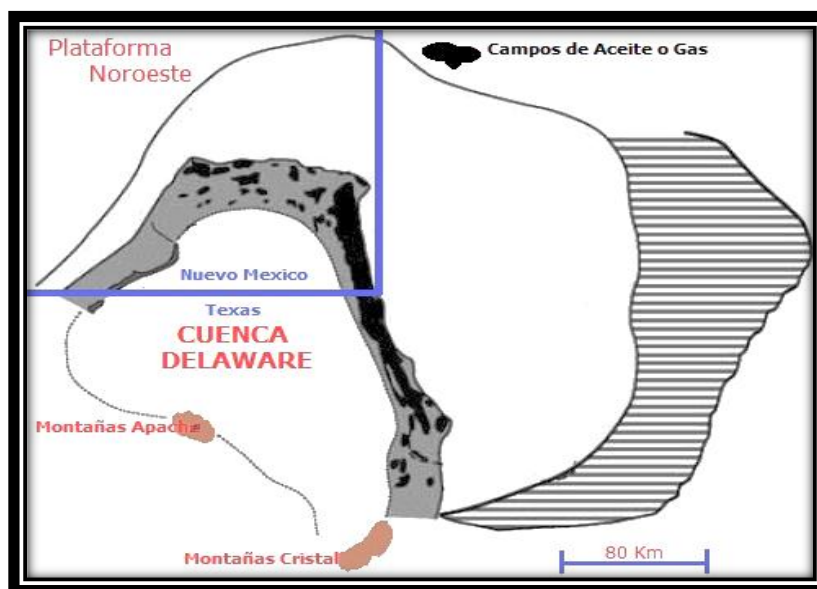


Fig. 4.10 Localización del área de los campos de aceite y gas en el Arrecife Capitán (Hunt y Fitchen, 2002).



| Nombre del Yacimiento | Condado | Año de descubrimiento | Profundidad (Metros) | Aceite (A) Gas (G) | Producción de aceite en el año 2000 (MMBO) | Producción Acumulada (MMBO) |
|-----------------------|------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|--|-----------------------------|
| Big Eddy | Eddy | 1966 | 3454 | A | 0 | 1.40 |
| Burton Flat East | Eddy | 1976 | 3231 | G | 0.07 | 2.99 |
| Casey | Lea | 1975 | 3452 | A | 0.02 | 3.41 |
| Cass | Lea | 1944 | 2347 | A | 0 | 2.89 |
| Golden Lane | Eddy | 1969 | 3383 | G | 0.02 | 1.45 |
| Humble City | Eddy | 1972 | 3484 | A | 0.02 | 1.301 |
| Humble City South | Lea | 1982 | 3511 | A | 0.02 | 3.44 |
| Lovington Northeast | Lea | 1952 | 3431 | A | 0.474 | 17.40 |
| Lovington West | Lea | 1985 | 3534 | A | 0.48 | 5.16 |
| Lusk | Lea & Eddy | 1960 | 3404 | A | 0.04 | 20.68 |
| Reeves | Lea | 1956 | 3338 | A | 0.01 | 1.29 |
| Shipp | Lea | 1985 | 3395 | A | 0.04 | 7.62 |
| Shoe Bar North | Lea | 1973 | 3437 | A | 0.34 | 1.30 |
| TOTALS | | | | | 1.54 | 70.34 |

Fig. 4.11 Principales campos productores, dentro de los cuales cuatro pertenecen al Arrecife Capitán: Big Eddy, Burton Flat East, Golden Lane y Lusk (Broadhead y Jianhua, 2004).

4.1.7.1 Reservas

En 2010 la producción de la compañía British Petroleum (BP) en la cuenca Pérmica del Delaware fue de 28, 000 barriles de aceite al año y 331 millones de pies cúbicos de gas; en la cartera conocida como Apache, también se estiman reservas por 2.4 millones de Barriles de Hidrocarburo Netos con una producción aproximada de 15.110 barriles de aceite al día y 81,000 pies cúbicos de gas al día. Para los nuevos pozos que se están perforando se implementan nuevas tecnologías para la extracción de los hidrocarburos (BP, 2011).

4.2 Plataforma Arabia Saudita (Campo Ghawar).



Se ubica en la península situada en la confluencia de África y Asia, entre el Golfo Pérsico, el Golfo de Adén y el mar Rojo. Es una región mayormente de clima desértico desde el punto de vista geológico, que ocupa una placa tectónica propia, la placa arábica. Habitualmente, se dice que su importancia se relaciona con el hecho de que es el punto de intersección de los tres continentes del Viejo Mundo, que son Europa (por el norte), África (por el oeste) y Asia (por el este), además de tener acceso al mar Mediterráneo y el Océano Índico.

Forma parte de la plataforma carbonatada árabe, la cual contiene los yacimientos petroleros más grandes y ricos del mundo, que han sido explorados y explotados desde finales del siglo XIX; la península abarca a los países de Arabia Saudita, Baréin, Emiratos Árabes Unidos, Jordania, Kuwait, Omán, Catar, Yemen y parcialmente Irak y Siria. En este trabajo nos abocaremos principalmente a la parte de la plataforma carbonatada que se encuentra en Arabia Saudita y en específico al Campo Ghawar.

4.2.1 Localización.

El yacimiento Ghawar se encuentra en la península arábica y forma parte de la plataforma carbonatada árabe, es el yacimiento petrolero en secuencias de plataforma carbonatada más grande conocido hasta ahora. Se encuentra en Arabia Saudita, su sector más al norte del encuentra a unos 60 kilómetros al oeste del Golfo de Arabia del puerto de la ciudad de Dammam, sede de Aramco de Dhahran; este campo es desarrollado por la compañía Nacional Saudi Aramco. Desde su extremo norte, Ghawar se extiende hacia el sur unos 280 Km, es esencialmente un anticlinal largo y continuo con unos 30 kilómetros en su punto más ancho (Fig. 4.12).

El aceite se encuentra a partir de una zona de producción conocida como Arab-D, alrededor de 6000 a 7000 metros, en promedio, por debajo de la superficie y cuenta con un anticlinal de 300 m de cierre estructural y ocupa un área de 5,300 Km² aproximadamente.

El campo Ghawar está dividido en sectores operacionales de norte a sur: Fa Ain Dar, Shegdam, Uthmaniyah, Hawiyah y Haradh; los cuales componen un singular sistema hidráulico (Voelker, 2004).

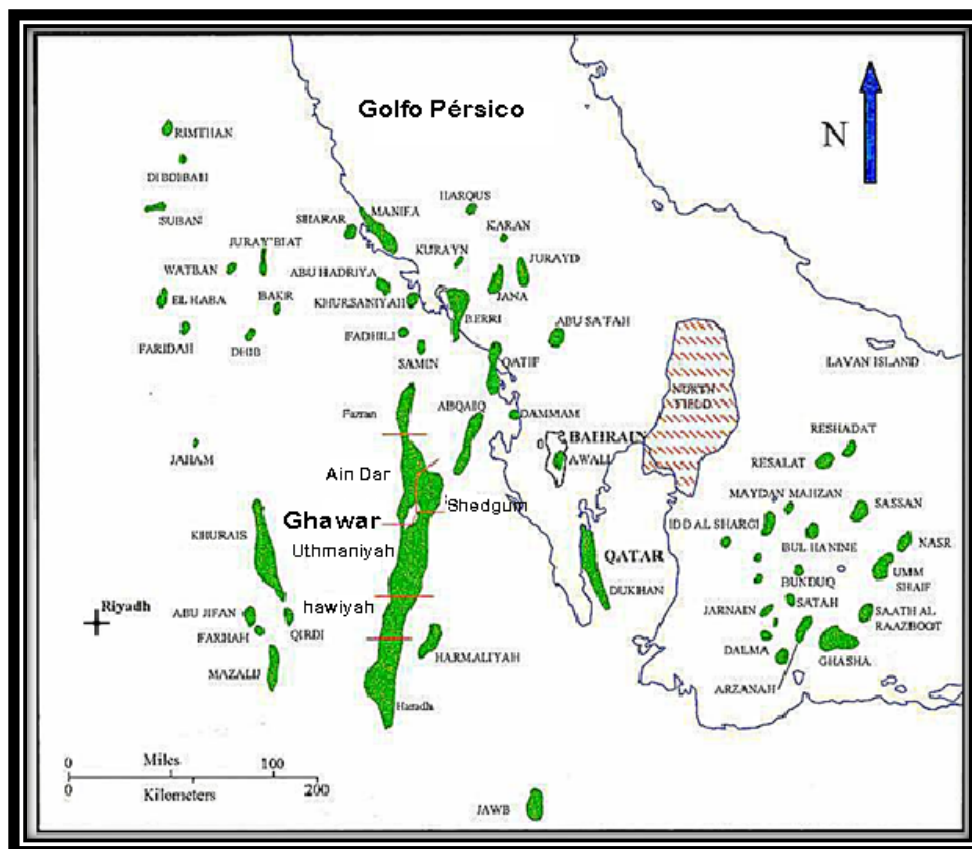


Fig. 4.12 Localización del yacimiento Ghawar, en la península Árabe (Tomada de Glenn van Schalkwyk, 2010).

4.2.2 Antecedentes.

La exploración en el Golfo Pérsico comenzó desde 1855, debido a que ya se ocupaban hidrocarburos como lubricantes, en 1872 comienza la exploración en Irán quien otorgó el primer permiso para realizar la actividad. En 1904 D'Arcy con su compañía perfora en Chian Surkh, encontró yacimientos no comerciales de hidrocarburos, en 1908 hacen descubrimientos en la región del Cinturón Plegado de Zargos, al norte del Golfo, teniendo mayor éxito en secuencias del Oligoceno- Mioceno. En 1909 se constituye la empresa Anglo-Pérsica (APOC), la cual en 1935 se convertirá en una asociación Anglo Iraní y finalmente conformada como British Petroleum (BP) (Ghazban, 2007).



El auge petrolero en la región llega hasta 1930 al encontrarse grandes yacimientos, atrayendo inversiones extranjeras a la región, comenzando el desarrollo más importante durante la Segunda Guerra Mundial; la provincia de Khuzestan fue la más importante productora de hidrocarburos en los años 50' del siglo pasado, en 1951 se descubre el primer pozo costa afuera, el cual comienza su producción en 1957 (Voelker, 2004).

4.2.2.1 El campo Ghawar.

El Campo Ghawar fue descubierto en 1948. La producción comenzó en 1951 y alcanzó un pico de 5,7 millones de barriles por día en 1981. Esta es la más alta tasa sostenida de la producción de petróleo de cualquier campo de petrolero en la historia de mundo. En el momento en que este registró se logró, las zonas del sur de Hawiyah y Haradh aún no había sido completamente desarrolladas. La producción fue restringida a partir de 1981 por razones de mercado, mientras tanto la producción del campo de Samotlor en Rusia fue mayor durante los mediados de los ochenta, debido a que la producción en Ghawar se contuvo. El Desarrollo del sur de Hawiyah y áreas Haradh los años 1994 y 1996 aumentó la producción del Campo Ghawar lo que permitió superar los 5 millones de barriles por día (Bandar, 2007).

En su historia de producción, Alsharhan y Kendall (1986) proporcionan una cifra de 693,000 hectáreas para el área productiva del campo Ghawar, quien tenía una presión continua de depósito. La producción acumulada a fines del año 2000 fue de cerca de 51 mil millones de barriles de petróleo y para 2003 alcanzó una producción de 55 billones de barriles de aceite (Voelker, 2004).

El yacimiento Ghawar se encuentra en la formación Árabe-D, la cual está compuesta de rocas carbonatadas depositada en aguas someras, en una trampa estructural, que corresponde con un anticlinal con una columna de 400 m de espesor aproximadamente (Fig. 4.13), se caracteriza por tener una capa de 80 m de espesor totalmente compuesta de carbonatos, los que están cubiertos por una capa impermeable de anhidrita; cerca de la ciudad de Riyadh, la Formación Arab-D contiene el acuífero Riyadh, el cual es la fuente de abastecimiento para la ciudad.

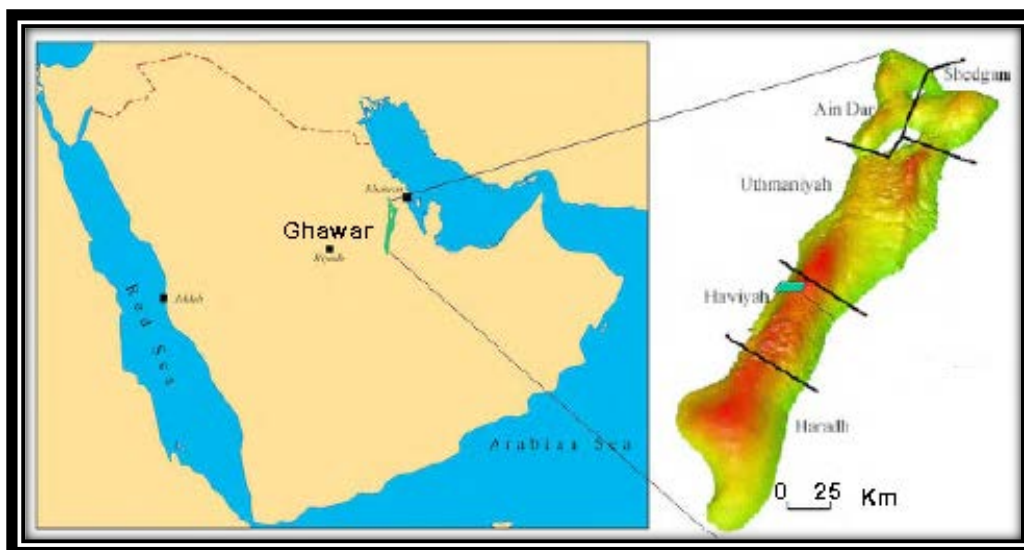


Fig. 4.13 en el esquema se muestra el yacimiento supergigante Ghawar (Voelker, 2004).

4.2.3 Geología general del Golfo Pérsico

Las primeras rocas sedimentarias que se encuentran sobre el basamento metamórfico arábigo, fue un escudo del Proterozoico a mediados del Cámbrico compuesto de carbonatos, clásticos y evaporitas. El yacimiento más viejo encontrado en el área de la península arábica es en el Paleozoico Inferior con la Formación Ara de sal del grupo Huqf, siguiendo la secuencia sigue un proceso de sedimentación hasta fines del Cámbrico y principios del Pérmico, que formaron areniscas marinas y continentales, clásticos con intercalaciones de lutitas. El primer yacimiento comercial descubierto en el Golfo Pérsico se encontró en areniscas del Ordovícico al Pérmico en las Formaciones Haima y Haushi en el Campo Marmul en el sur de Omán. Estos estratos también son productores en otros campos y son sellos por contacto de inconformidades con la Formación Al Khlata, bajo las lutitas de la formación del Albiano Nahr Umr. Los sedimentos con kerógeno más antiguos son los del Grupo Huqf, grupo que contiene rocas madre del sur de Omán.

Los depósitos de la plataforma Arábica de finales del Pérmico al Triásico son principalmente carbonatos y evaporitas que se depositaron durante un periodo de relativa estabilidad

tectónica. Estos sedimentos fueron depositados en una plataforma epeirica, marcada por una serie de regresiones y transgresiones.

Significativas producciones de gas provienen de pozos perforados en el Golfo Pérsico, estos pozos se encuentran penetrando las formaciones Pérmicas Khuff, que son carbonatos de plataforma, estos carbonatos desarrollaron porosidad secundaria y se encuentran por debajo intercalaciones de dolomitas con lutitas de la Formación Sudair o Suwei. La roca generadora de gas en Khuff es desconocida pero podría estar sepultada por debajo de la unidad productora. Las estructuras a lo largo de la Formación Khuff son consideradas con gran potencial de producción de gas en la región.

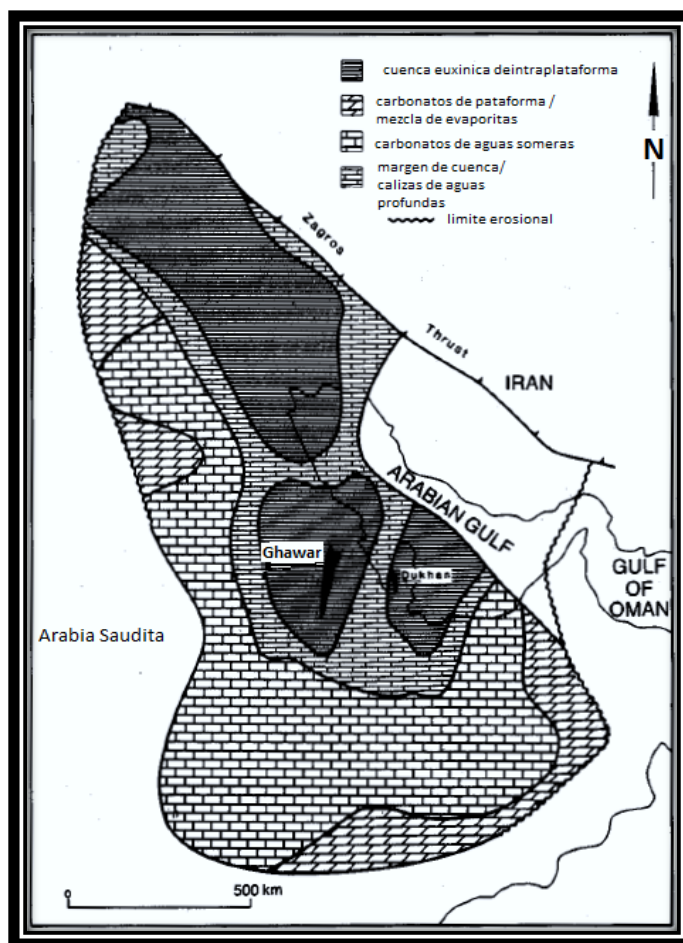


Fig. 4.14 Esquema de la plataforma carbonatada de Arabia Saudita durante el Jurásico (Murrís, 1980; Wilson, 1984).



La estable depositación de la plataforma sugiere un mismo ambiente durante Pérmico y el Triásico continuando al Mesozoico. Las rocas Jurásicas del Golfo Pérsico se formaron en un régimen cíclico de plataforma carbonatada epeírica (Fig.4.14), que se relaciona con rocas de aguas más profundas compuestas de mudstones y wackestones y rocas de alta energía como grainstones y packstones; se tienen grandes variaciones de facies, que ocurrieron de las rocas de las formaciones Dhurman a Arab "D".

Algunos yacimientos con más o menos extensión, con porosidad primaria y secundaria se encuentra en la formación del Jurásico Medio Araej y Dhurma, de Arabia Saudita, Qatar y Abu Dhabi y la formación del Jurásico Superior denominada Formación Arab "D". La fuente de hidrocarburos en el Jurásico son sedimentos que se dice provienen de las formaciones Dhurma y Hanifa (Diyab en algunas literaturas) presente en el Golfo pérsico en general. La unidad Jubailah es la formación generadora en Qatar y algunas partes de la plataforma del Golfo. La roca sello más común son carbonatos argilicios que cubren a la Formación Dhurma y anhidrita de la Formación Hith, este último marca el fin del depósito de las rocas de Plataforma Jurásica de Arabia. Sobre las rocas del Jurásico se extiende una gruesa y extensa capa de rocas evaporíticas que cubre a las rocas carbonatadas, que funcionan como sellos efectivos.

4.2.3.1 Características de la plataforma en Ghawar.

El Campo Ghawar se localiza en un horst, formado por tectonismo que causo la deformación del bloque durante el carbonífero- pérmico, posteriormente fue sometido a compresión durante el Cretácico superior hasta el cenozoico provocada por el choque de las placas Arábica y Africana (Wender, 1998).

El depósito de la plataforma corresponde con una extensa rampa carbonatada, la cual está dividida en las siguientes zonas (Fig. 4.15) (Cantarell, 2006):

Rampa interna: facies de laguna compuesta de grainstone y packstone con foraminíferos.

Banco arrecifal: compuesto por grainstone oolítico, esquelético y packstone con alto contenido de lodo.

Rampa media: se encuentra constituida por montículos de estromatoporidos y corales, en su parte distal. En su parte proximal se encuentran secuencias de tormentas como rudstone y floatstone, de la rampa interna y bioclastos de la parte proximal.

Rampa exterior: se encuentra compuesta por micrita de grano fino, con una mayor profundidad.

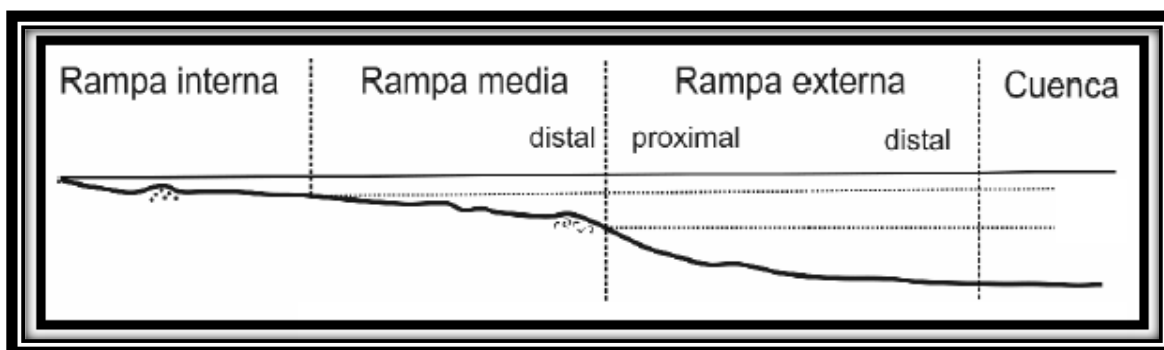


Fig. 4.15 Esquema que representa las zonas de la Plataforma Ghawar (modificada de Cantarell, 2006).

4.2.4 Estratigrafía de Arabia Saudita.

La estratigrafía de Arabia Saudita tiene registros desde el Precámbrico hasta el reciente, siendo los más importantes desde el punto de vista petrolero los que van del Cámbrico al Jurásico (Fig. 4.16). Del Cámbrico al Ordovícico, los sedimentos que se acumularon en el noreste de Arabia es la Formación **Saq** compuesta por areniscas con poca gradación y estratificación cruzada y se interpreta como depósito de ambientes continentales a litorales (Powers, 1966 y Wolfart). Después se encuentra un depósito salino que se relaciona con la Formación **Ara** del sur de Omán. La Formación **Tabuk** que se superpone a la Formación **Saq** es una secuencia cuyo depósito va de Ordovícico al Silúrico Tardío aproximadamente y consiste en rocas clásticas limolitas y areniscas micáceas, cuya configuración del depósito variaba de marino continental a litoral. En el Devónico Temprano se encuentra la Formación **Tawil** formado de areniscas. El resto del Devónico encontramos la Formación **Jauf** compuesta de intercalaciones de carbonatos con areniscas y lutitas, cubiertos por una capa de evaporitas (ARAMCO, 1975).



En Arabia Saudita, durante el Herciano hay un evento tectónico el cual afecta el golfo de Arabia y se presenta una inconformidad. Durante el carbonífero se forma la orogenia Herciana. A finales del carbonífero se presenta la Formación **Wajid** conformada por areniscas que llegan hasta el Pérmico inferior que cambia del sureste de Arabia cerca de Yemen de conglomerados a areniscas que representan un ambiente fluvial donde también hay areniscas y lutitas, sedimentos marinos superficiales, que se presentan de manera cíclica (Rogers, 1983).

De acuerdo Murris (1980) a mediados del Pérmico se formó una plataforma carbonatada en esta región y encima se depositaron evaporitas formando una cubierta importante. Encima de esta formación se encuentra la secuencia **Pre-Khuff** dominada por depósitos clásticos, que fueron suministrados desde el escudo emergente al oeste. La composición primaria de la plataforma fue una intercalación de calizas neríticas con lutitas, aumentando el espesor hacia el sureste de Arabia. En el Pérmico Superior se encuentra la **Formación Kuff** compuesta predominantemente por dolomita y calizas con delgadas intercalaciones de lutitas; el carácter de los depósitos de esta formación están determinados por un mar epeirico con una pendiente muy baja incluso en su centro de depositación. Estableciendo un periodo de estabilidad para la plataforma con algunos periodos de regresiones y transgresiones en la península (Powers, 1978). Durante el Triásico, los sedimentos de la península Arábiga se pueden dividir en tres fases la primera de la Formación **Sudair** compuesta de limolitas rojas y verdes, presenta facies lagunares, después la Formación **Jilh** de dolomitas con gran contenido fosilífero intercaladas con grandes capas de anhidrita, la cual es una formación cíclica, por último la Formación **Minjur** constituida de areniscas con lutitas (ARAMCO, 1975). Después se presenta un hiatus que da paso a la Formación **Marrat** en el Jurásico Inferior compuesta de lutitas y gruesas calizas que representan un ambiente de margen de una cuenca, presentando secuencias clásticas transgresivas. Seguida de esta encontramos a la Formación **Dhruma** descrita por Steineke (1958), la cual se encuentra subdividida en inferior media y superior: en su parte inferior se encuentra compuesta por calizas de aguas someras peloidales con lutitas y calcarenitas con capas oolíticas, en su parte media está conformada por calizas basales y yeso; se formó en un ambiente de rampa carbonatada. Por último la Formación **Dhruma** superior está formada por calizas argilíceas grainstone y packstones. En muchas partes el grainstone ha desarrollado muy buena porosidad secundaria, además de la primaria propia de la sedimentación.

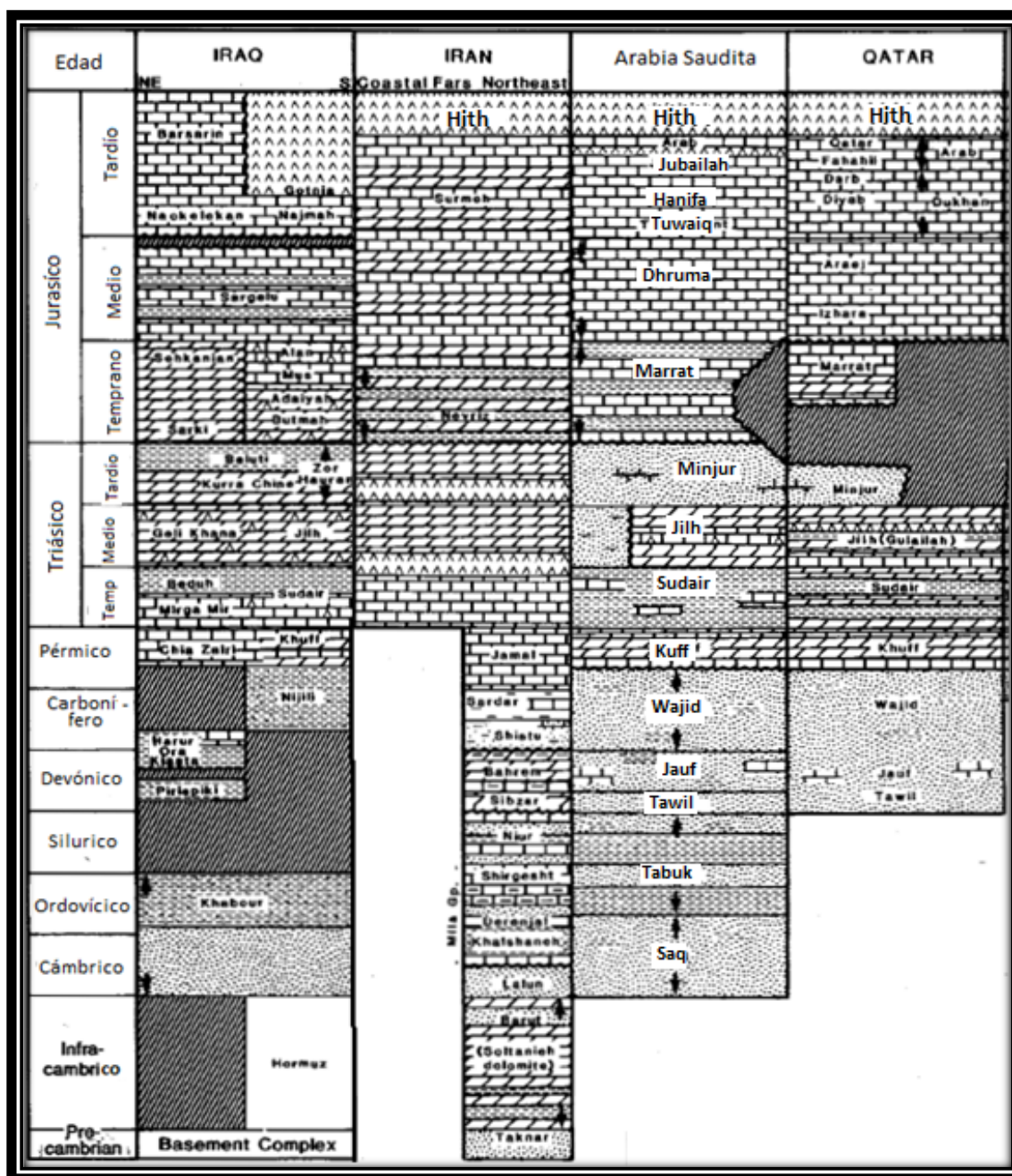


Fig. 4.16 Columna estratigráfica de la península de Arábiga en particular de Arabia Saudita (Modificada de Powers, 1966).

El Jurásico Superior está dividido en las formaciones Montañas Twaiq, el Hanifa, Jubailah y la Formación Árabe cubierta por Hith compuesta de anhidrita. A excepción de la Formación Árabe evidencia muestra un colapso de las formaciones debido a la disolución de capas de



anhidrita preexistente (ARAMCO, 1975), las montañas **Twaiq** están formadas por calizas muy densas.

Powers (1968) describe las Formaciones **Hanifa** y **Jubailah**: la primera es de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano, caracterizada por depósitos alternados de calizas y calcarenitas oolíticas, con facies de intra arrecife con una cuenca euxínica a lo largo del Golfo de Arabia, con láminas de micrita.

La Formación Jubailah está compuesta de intercalaciones de calcarenitas peloidal con calizas, y hacia la parte superior hay calizas dolomitizadas; corresponde con depósitos de intracuenca.

La Formación **Árab** está dividida en cuatro zonas **A, B, C y D**, de las cuales la importante es la Formación Árabe D, por contener a los yacimientos más importantes. En general esta formación consiste en series de depositación cíclicas de bioclastos con mudstone, wackestone con fósiles marinos, una unidad de grainstone lavado con partículas esqueléticas redondeados; en la parte superior presenta una delgada capa de mudstone dolomitizado. La unidad D consiste de una fina capa de dolomita microcristalina y mudstone en intervalos con gran cantidad de oolitas lo que representa una gran porosidad y permeabilidad, formando un excelente yacimiento el cual está cubierto por una gran capa de anhidrita de la formación High del Tithoniano depositado en un ambiente de sabkha la cual sirve como roca sello como ocurre prácticamente en todos yacimientos de la Península Arábiga.

4.2.5 Sistema petrolero.

La estructura del Ghawar es un anticlinal causado por esfuerzos de compresión de las placas tectónicas, este proporciona una trampa ideal, la roca del yacimiento se conoce como Árabe D, que fue acumulado en un mar poco profundo en el Jurásico, compuesto de rocas calizas; dado que es la secuencia más importante dentro del sistema petrolero del Jurásico, es el que se describirá a continuación.

Rocas generadoras: en este sistema son las formaciones montañas Tuwiq, Hanifa y Dhurma (Fig. 4.17). La primera inundación de la plataforma arábiga durante el Jurásico tiene como resultado la formación de una cuenca en la intraplataforma caracterizada por lutitas

bituminosas y mudstones un 3.5 a 6% de COT, la clasificación del kerógeno es mixto por lo que se produce aceite y gas; con un espesor que va de 60 a 150 m. la maduración de la roca generadora se interpreta que fue durante Cretácico, hace 75 M de años (Campaniano) y la expulsión del aceite ocurrió en el Oligoceno, la migración fue principalmente de manera vertical hacia las rocas almacén en algunos casos con la ayuda de fallas y fracturas; en el primer episodio de expulsión ocurrió la separación del kerógeno, en el segundo evento se separan los aceites en ligeros y pesados, lo que provoca una nueva expulsión y por último la separación del aceite y el gas resulta en un nuevo pulso de generación-migración.

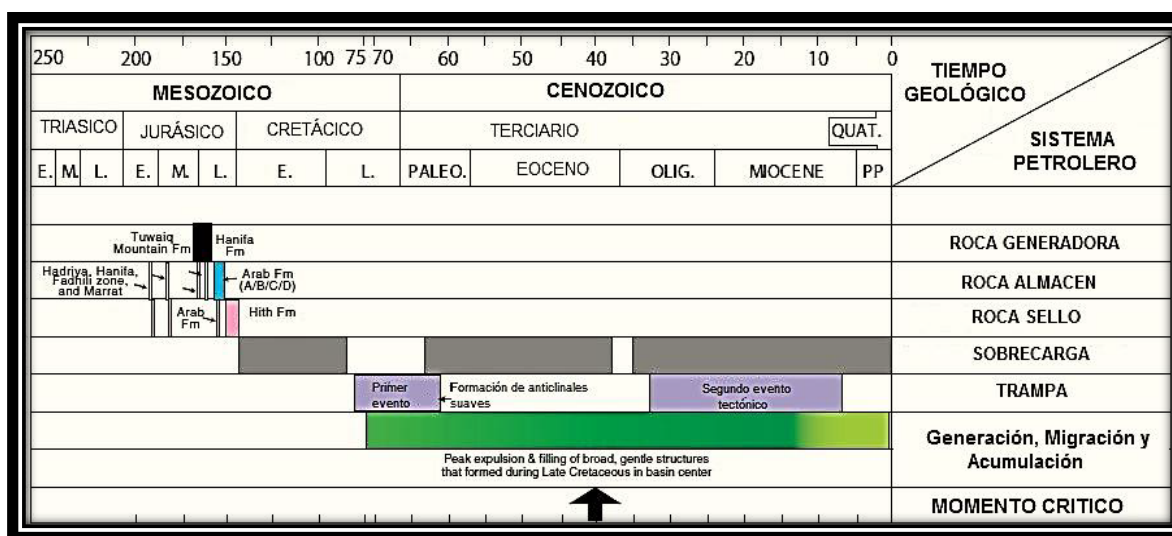


Fig. 4.17 Esquema del sistema petrolero del Campo Ghawar (Tomado de Pollastro, 2003).

Las rocas almacén son las formaciones Árabe en la zona D principalmente y Jubailah las cuales tienen espesores aproximados de 186 m y 400 m respectivamente. Se componen de grainstones esqueléticos y packstones con grainstones en la parte superior árabe-D. Los procesos diagenéticos que han afectado el embalse Árabe-D incluyen dolomitización, la lixiviación y la recristalización, cementación, compactación y fracturación (Bandar, 2007), durante el Jurásico en un ambiente de rampa carbonatada con poca profundidad. El intervalo productor se ha estimado entre 50 y 100 m, después se tiene a la Formación High como roca sello, se compone de una gruesa capa anhidrita con un espesor aproximado de 150 m la cual tiene intercalaciones delgadas de dolomías, formadas en ambientes de sabkhas. Por lo que las

trampas son estratigráficas y el anticlinal corresponde con una trampa estructural, la remigración es restringida a las fracturas en las capas de anhidrita que cubren a las rocas almacén (Voelker, 2004).

4.2.6 Características del yacimiento

Las características de la plataforma Árábica es el depósito cíclico de calizas y anhidritas lo cual proporciona una serie de yacimientos de gran extensión limitados por la estructura de anticlinal, y las gruesas capas de anhidrita, la Formación Hanifa y Tuwaiq tienen un COT entre 4 y 6% y una porosidad 25 % (Fig. 4.18). El principal yacimiento se encuentra en la Formación Árabe D con intercalaciones de calizas y dolomías con un espesor de 60 m; la densidad del aceite va de los 35 y 53 ° API (Bandar, 2007).

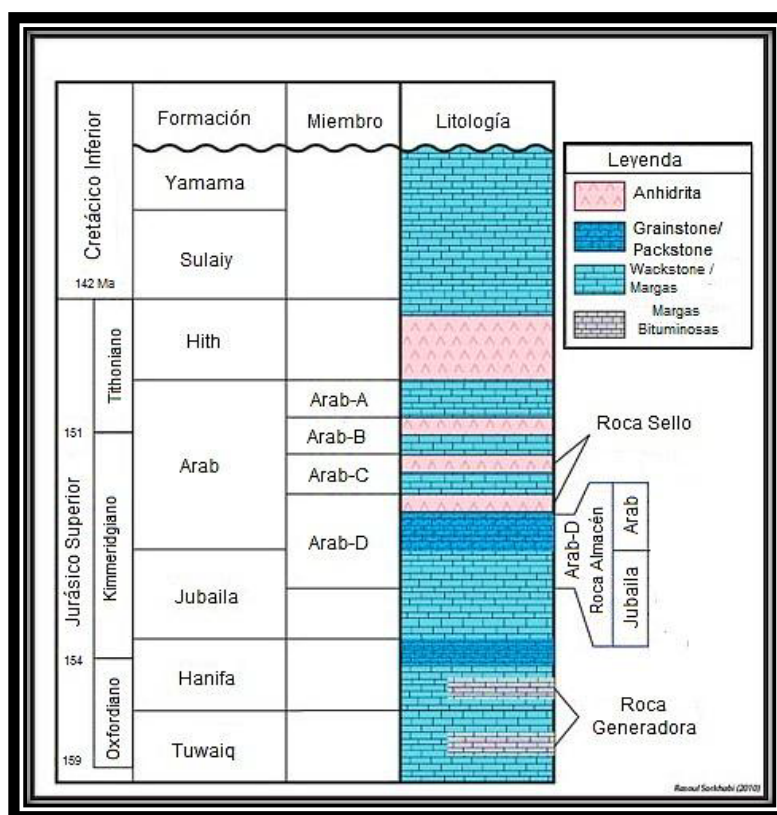


Fig. 4.18 Columna estratigráfica y litológica del sistema perolero del campo Ghawar (Shorkhabi, 2010).

En la siguiente tabla en la figura 4.19 se muestran las características más importantes del Campo Ghawar tomando en cuenta características como la porosidad, permeabilidad y el contacto con el acuífero. La porosidad por fallas y fracturas en general en campo es muy poca, la mayor parte es por micro porosidad, porosidad inter e intra partícula, y móldica, así como por disolución.

El hecho de que en el Campo Ghawar se tenga contacto agua-petróleo es sustancialmente mayor en el flanco oeste que en el este, indica un gradiente hidrodinámico hacia el este, lo que puede explicar el volumen mucho más grande de petróleo en Ghawar que en Khurais (Pollastro, 2000).

| Propiedad | A in Dar | Shedgun | Uthmaniyah | Hawiyah | Haradh |
|--------------------------------------|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|
| Profundidad contacto agua-aceite (m) | 1960-2032 | 1964-2039 | 1935-2002 | 1875-2004 | 1829-2018 |
| Espesor neto (m) | 62.2 | 59 | 55 | 55 | 43 |
| Bo (Bl@y/Bl@std) | 1.34 | 1.35 | 1.31 | 1.3 | 1.27 |
| RGA inicial (SCF/Bl) | 550 | 540 | 515 | 485 | 470 |
| densidad API | 34 | 34 | 33 | 32 | 32 |
| Viscosidad del aceite (cp) | 0.62 | 0.62 | 0.73 | 0.85 | 0.89 |
| % A zufre | 1.66 | 1.75 | 1.91 | 2.13 | 2.15 |
| Porosidad (%) | 19 | 19 | 18 | 17 | 14 |
| Permeabilidad (mD) | 617 | 639 | 220 | 68 | 52 |
| Saturación de agua (%) | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 |
| J (bpd/psi) | 141 | 138 | 92 | 45 | 31 |

Fig. 4.19 Propiedades del yacimiento Ghawar (Saudi Aramco, 1980).

4.2.7 Reservas

Según Jaffe y Elas (2007) quienes toman en cuenta datos de la OPEC y Saudí Aramco en la perspectiva de producción en Ghawar, indican la producción total corresponde con 5 millones de barriles por día. Los datos publicados apuntan a 500,000 bpd en Dar N 'Ain y 2,000,000 barriles diarios de Dar Ain y Shedgun combinado. Haradh se informó que la producción de 900,000 bpd dejando 2, 100,000 millones de barriles por día en Uthmaniyah y Hawiyah.

Las reservas probadas en la región de Medio Oriente se estiman en 752.5 miles de millones de barriles de aceite, 54.4 % del total de la reserva mundial. Arabia Saudita cuenta con 264.5 miles de millones de barriles y con 283.1 billones de pies cúbicos de gas natural aproximadamente; aportan el 19.2 % de la producción mundial. La relación reserva/producción para el aceite es de 72.4 años y para el gas de 95.5 años (Fig.20) (Statistical Review of Energy: BP, 2011).

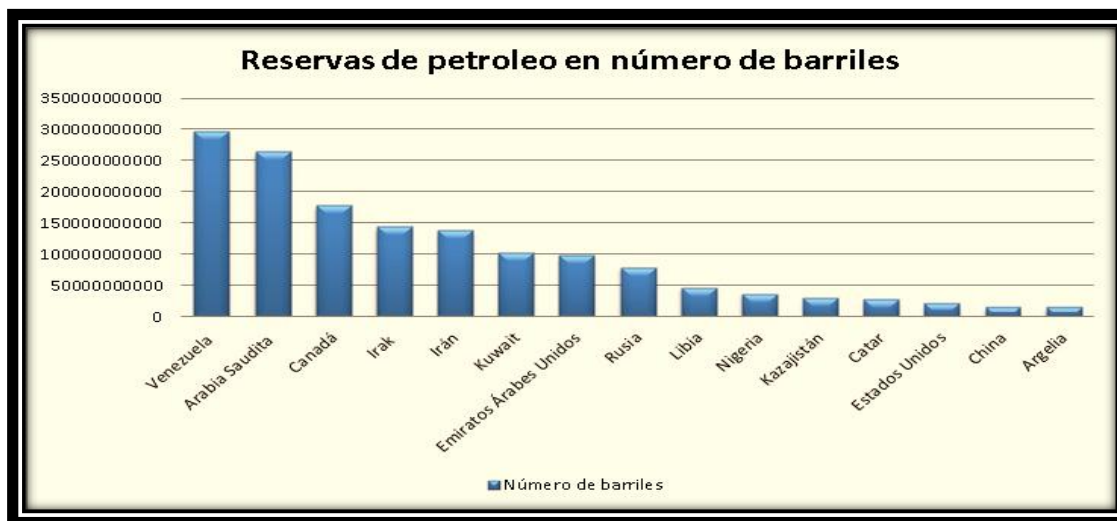


Fig. 4.20 Reservas calculadas por la OPEC, 2011.

4.3 Plataforma Norte de Cuba (Bahamas).

La plataforma carbonatada de Cuba formo parte del banco de las Bahamas colisionó con el arco volcánico de Cuba, separándose y formando parte de la Plataforma de Cuba, aunque esta plataforma no es muy importante por su producción petrolera actual; sin embargo, considerando sus características geológicas, en la actualidad se está realizando exploración y explotación de nuevos campos en la parte norte de la isla, por lo cual esta plataforma puede ser de gran importancia en un futuro cercano.

4.3.1 Localización.

Cuba está situada en el extremo noroccidental del Mar Caribe, justo a la entrada del Golfo de México, formando parte de las Antillas Mayores (Fig. 4.21).

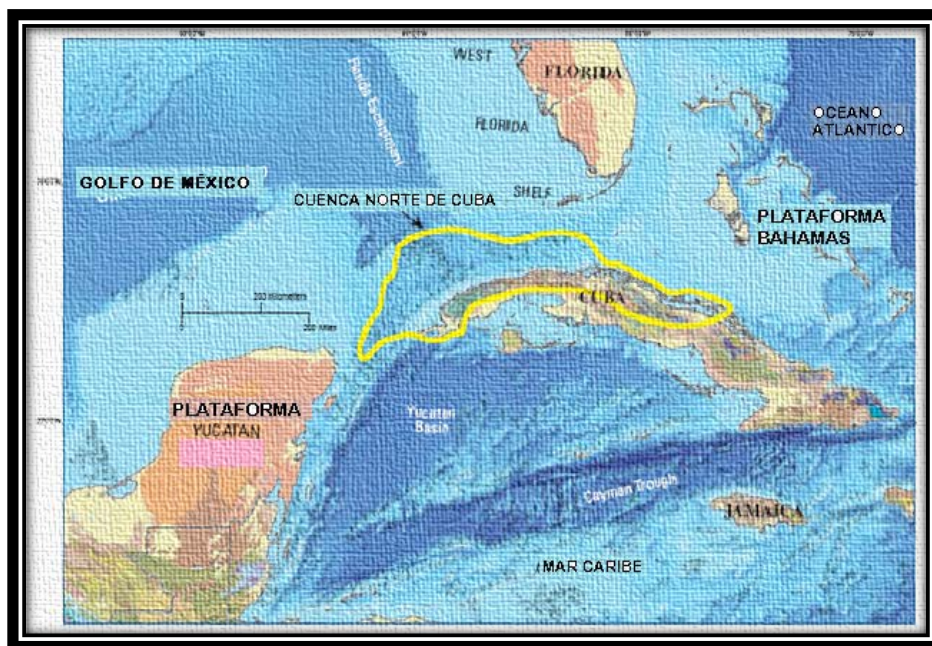


Fig. 4.21 Localización de la Plataforma de Cuba, la Plataforma de Yucatán, Florida (Modificada de French y Schenk, 2004).

El archipiélago cubano es de origen volcánico, aunque actualmente constituye un cinturón plegado acrecionado en la margen meridional de la Placa Norteamericana. Las características geológicas del territorio cubano son el resultado de una historia muy compleja, representada por una serie de secuencias y estructuras relacionadas estrechamente a la evolución del Caribe Occidental (Cruz, 2011).

4.3.2 Antecedentes.



Debido a la situación política de Cuba, después de la caída de la Unión Soviética, queda en una precaria situación socio-económico, debido al bloqueo impuesto por E.E.U.U, teniendo la isla una pérdida de abastecimiento en materias primas y combustibles.

Como alternativa ante la situación existente, el gobierno cubano implementó una serie de medidas dirigidas a revivir y fortalecer algunos sectores priorizados de la economía cubana, entre ellos la exploración y producción de hidrocarburos. Se iniciaron campañas con recursos propios, que se agotaron rápidamente, por lo que buscaron una solución alternativa en la licitación de áreas para la exploración y extracción a compañías extranjeras. De esta forma el territorio cubano quedó sectorizado en varios bloques que tienen una base de información geológica, estructural, geofísica y geoquímica acumulada durante más de 70 años de prospección y extracción de petróleo en el archipiélago cubano. En 1999 se abrió para la exploración petrolera la zona económica exclusiva de Cuba en el sureste del Golfo de México, la cual quedó dividida en 59 bloques de aguas profundas a fines del año 2003 (Cruz, 2011).

4.3.3 Marco tectónico- estratigráfico y ambientes de depositación.

De acuerdo con la investigación de Cruz (2011), la Placa del Caribe se mueve hacia el este con respecto a las placas Norteamericana y Suramericana, con una velocidad de 1 a 2 cm/año (Mann et al., 1991; Lundgre y Russo, 1996). Como se muestra en la Figura 4.22, la Placa del Caribe limita a lo largo de la mayor parte de su perímetro con las placas Norteamericana y Suramericana (Blanco, 1999). El límite noroeste del Caribe es el mejor definido, localizado a lo largo de las fallas transformantes Polochic-Motagua, Oriente y Swan que presentan un movimiento transcurrente siniestro (Draper y Barros, 1994; Mann, 1995).

Hacia el oeste, el límite presenta una relación convergente con dos placas de la cuenca del Pacífico, la Placa de Cocos en América Central y la Placa de Nazca en el istmo de Panamá. El movimiento hacia el este de las placas de Cocos y Nazca con respecto a la del Caribe, genera la subducción de aquellas a lo largo de América Central (Draper y Barros, 1994). Las discrepancias mayores sobre el límite occidental de la Placa del Caribe se circunscriben al límite Caribe-Nazca

en la Zona de Panamá, el cual es muy difuso y podría ser de tipo transformante (Villaseñor, 1995).

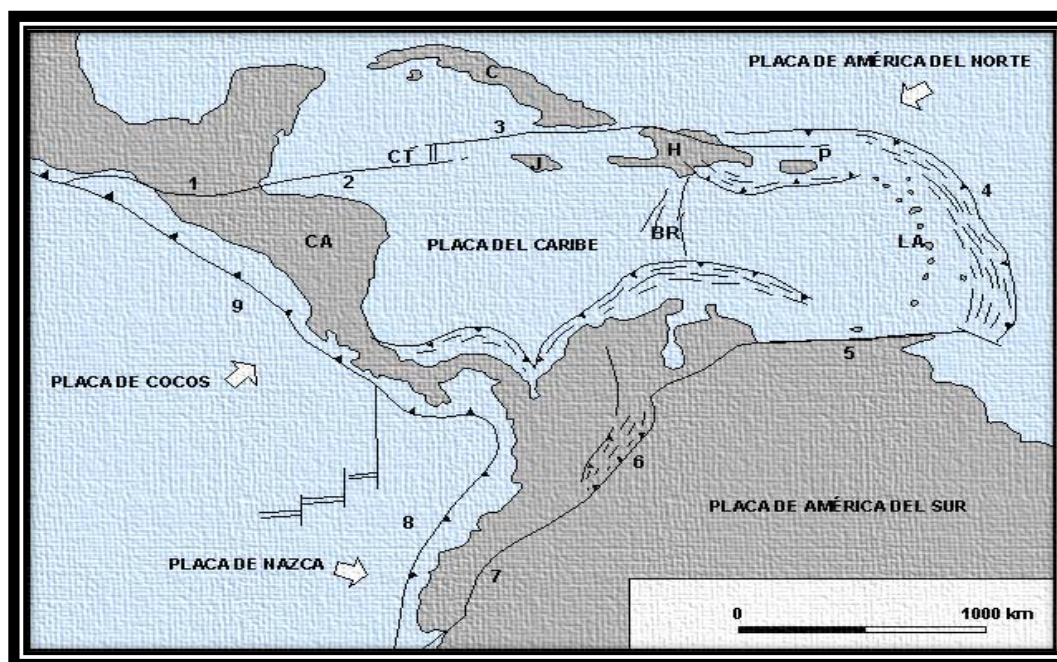


Fig. 4.22 Esquema tectónico de la región Caribe, donde se muestra la posición relativa de las Placas (Modificado de Proenza, 1997).

Entre la Placa Caribe y la Placa Sudamericana, el límite está representado por una amplia zona de deformación y una distribución difusa de la sismicidad; en esta zona se encuentran varias fallas de desgarre (Molnar y Sykes, 1969), que han sido propuestas como marcadores del límite de placas. Sin embargo, dada la complejidad tectónica de la zona, se ha sugerido la posible existencia de una microplaca entre el Caribe y América del Sur para explicar las estructuras presentes (Mann, 1995). El límite oriental de la Placa del Caribe presenta una relación convergente con la litosfera oceánica del Atlántico, marcada claramente por el arco de islas volcánicas de las Antillas Menores que se originaron como resultado de la subducción de la corteza atlántica bajo la del Caribe. Por otro lado, la definición del límite noreste de la Placa del Caribe es polémica; se sugiere, a partir de datos de sísmica de reflexión y sismicidad, que la Placa Norteamericana subduce a la del Caribe (Sykes, 1982); mientras que otros autores han

argumentado que la zona sur de Puerto Rico es subducida por la litosfera de la cuenca de Venezuela (Byrne, 1985).

En la complicada evolución geológica de la región caribeña, la Isla de Cuba es uno de los mayores retos al conocimiento geológico. El territorio cubano, tanto por su extensión territorial como por el conjunto geológico que presenta, es una pieza clave para el correcto entendimiento de la geología y evolución del Caribe. Como se muestra en la figura 4.23, en la constitución geológica de Cuba se reconocen dos niveles estructurales: el Substrato Plegado (Fig. 4.24) (Cinturón Plegado Cubano) y el Neoaútctono (Neoplatформа) (Iturralde-Vinent, 1998).

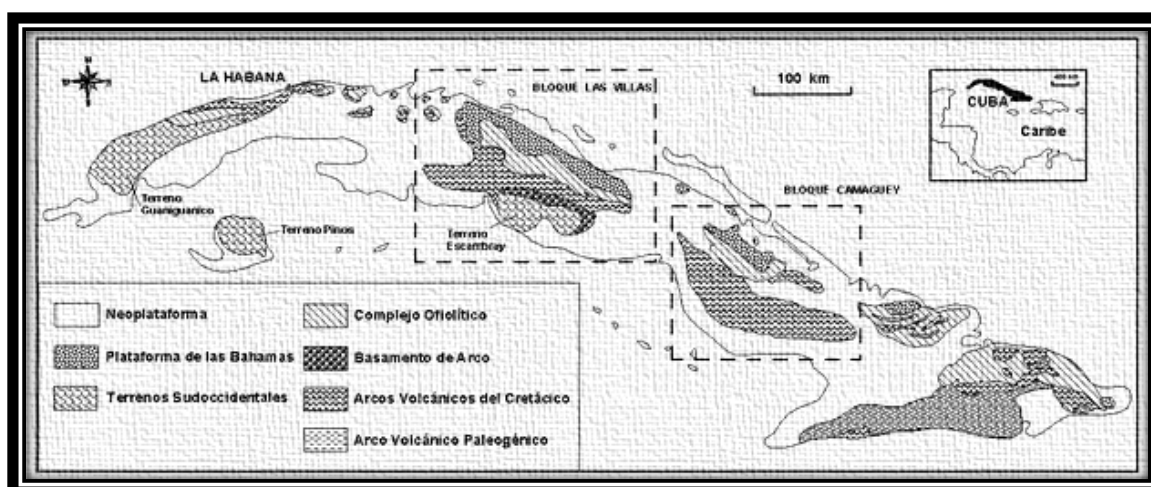


Fig. 4.23 Modelo geológico esquemático del territorio cubano, Tomada de Iturralde-Vinent, 1998.

4.3.4 Marco Estratigráfico y estructural.

En este trabajo nos enfocaremos en la plataforma de la Bahamas, que es considerada conjuntamente con la Mega-plataforma Florida-Bahamas, como una parte del bloque Estrecho de la Florida descrito por Pindell y Barret (1990) (Fig. 24).

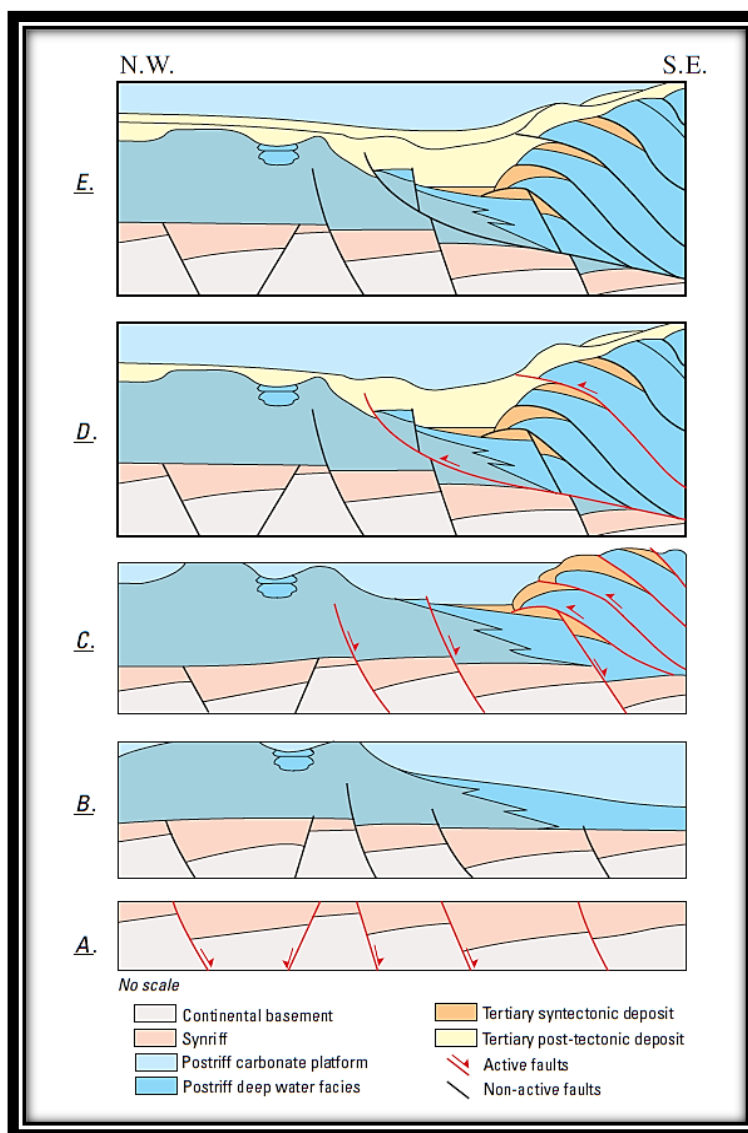


Fig. 4.24 Secuencia de desarrollo tectono–estratigráfico del Norte de Cuba, comenzando en la sección A y terminando en la sección E. (Schenk, 2004).

Las secuencias pertenecientes a la Plataforma de Bahamas se desarrollaron desde el Aptiano-Albiano, luego del fracturamiento y desmembramiento por los sistemas de fallas que afectaron a la Megaplataforma Florida-Bahamas (Iturralde-Vinent, 1996a, ed. 1997, 1998). A partir de ese tiempo se diferenciaron varias plataformas pequeñas separadas por canales de aguas profundas, que se mantuvieron con la misma configuración aproximada hasta el Maastrichtiano (Ball et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1994; Buffler y Hurst, 1995). Estas secuencias han sido descritas total o parcialmente al norte de Cuba Central, definiéndose sus secciones



estratigráficas tipos en varias localidades de esta región: Cayo Coco, Remedios, Camajuaní y Placetas. Para este trabajo las regiones que se tomaran en cuenta son la de Cayo Coco y Remedios que son parte de la Plataforma de Bahamas (Iturralde-Vinent, 1998).

Región de Cayo Coco

Es representativa de los canales intraplatafórmicos que seccionaban la Plataforma de Bahamas. Se reconoce en pozos perforados en los cayos y la faja costera norte de Cuba Central. En la zona de Cayo Coco se tienen las siguientes formaciones:

- Formación Cayo Coco (Pardo, 1956: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), que ha sido estudiada en el intervalo 2153 - 3222 metros del pozo Cayo Coco 2, perforado al norte de la provincia de Ciego de Ávila. Está compuesta por dolomitas y anhidritas masivas con intercalaciones de calizas y calcarenitas del Jurásico (Tithoniano) al Cretácico (Neocomiano) (Hatten et al., 1958).
- Formación Guaney (Iturralde-Vinent y Roque-Marrero, 1981: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), que aflora sólo en Loma Guaney al noroeste de la provincia de Camagüey y está constituida por biomicritas arenosas, margas y pedernal del Cretácico (Aptiano-Maastrichtiano) (Iturralde-Vinent, 1981).

No se han encontrado fósiles del período Coniaciano al Campaniano en los cortes de pozos ni en afloramientos, lo que sugiere la presencia de un hiato (Iturralde-Vinent, 1998). La zona está deformada por fallas inversas y un plegamiento moderado con vergencia al NE (Meyerhoff y Hatten, 1968; Roque-Marrero e Iturralde-Vinent, 1987).

Región de Remedios

La zona de Remedios está situada al sur de la zona de Cayo Coco (Ducloz y Vuagnat, 1962), siendo representativa de la plataforma externa, con ambientes de sedimentación típicos de lagunas y bajos arrecifales, bancos biostrómicos y de mar abierto. Se reconocen en pozos profundos y afloramientos en la vertiente norte de Cuba Central, en la Cordillera Norte de Las Villas y en la Sierra de Cubitas (Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974; Pardo, 1975; Iturralde-Vinent,



1981; Iturralde-Vinent y Roque Marrero, 1987; Díaz, 1997). Sus principales representantes son las formaciones Perros, Palenque, Vilató y Purio.

- Formación Perros (Hatten et al., 1958: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), se encuentra al norte de Cuba Central, al norte de las provincias Villa Clara, Sancti Spíritus, Ciego de Ávila y Camagüey, con una litología caracterizada por dolomitas, calizas y brechas dolomíticas, de edad Jurásico (Tithoniano) -Cretácico (Neocomiano) (Cobiella, 1984).
- Formación Palenque (Truitt, 1956: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), tiene sus áreas tipo en Lomas El Palenque, en la Sierra de Jatibonico y en la Sierra de Cubitas, provincias de Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Está constituida por calizas microcristalinas organógenicas, en menor grado detríticas, con intercalaciones de dolomitas de edad Cretácico (Aptiano-Cenomaniano) (Iturralde-Vinent et al., 1986; Díaz et al., 1992).
- Formación Vilató (Iturralde-Vinent y Díaz, 1986: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), solo se ha reportado en la Sierra de Cubitas, provincia de Camagüey y su litología es de calizas laminares, biogénicas, biógeno-detríticas y calcirruditas, que se caracterizan por los ritmos de sus estratos. La edad es Cretácico (Cenomaniano-Turoniano) (Iturralde-Vinent, 1986; Díaz, 1992).
- Formación Purio (Hatten, 1958: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), se desarrolla al norte de Cuba Central y está compuesta por calizas micríticas y biógeno-detríticas, masivas o en capas gruesas, a veces dolomitizadas, con horizontes de brechas calcáreas, ricas en fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos y otros microfósiles del Cretácico Turoniano-Maastrichtiano (Iturralde-Vinent, 1986; Díaz, 1992).

No se han podido identificar secciones de edad Turoniano al Santoniano, probablemente debido a la presencia de un hiato, pues hay una disconformidad en el límite del Cenomaniano (Díaz, 1985; Díaz et al., 1997). Las rocas están intensamente deformadas en pliegues muy apretados con vergencia NE y por la existencia fallas inversas y planos de sobre corrimiento que separan varios bloques (Cruz, 2011).

Región de Camajuaní



Esta zona está muy bien representada en la región norte de Las Villas, mientras que en Camagüey no se han reportado sus secuencias en superficie, aunque se supone que existan en profundidad (Blanco, 1999). Se presenta formando bandas alargadas con una anchura entre 2 y 10 Km. Por el norte limita tectónicamente con la zona de Remedios y hacia el sur con la zona de Placetas (Fig. 4.15), estando representada por las formaciones siguientes:

- Formación Trocha (Ortega y Ross, 1931: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), aflora principalmente entre Rancho Veloz y Sagua la Grande y en menor grado se extiende entre las localidades de El Sitio y Encrucijada. Está compuesta por calizas de colores oscuros, en menor cantidad pueden aparecer dolomitas, calizas oolíticas, y capas o lentes de clásticos, conglomerados y brechas calcáreas. Su edad es Jurásico (Tithoniano) - Cretácico (Barreniano).
- Formación Margarita (Hatten, 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla en forma de franjas alargadas al norte de la provincia de Villa Clara. Está constituida por calizas microgranulares y arcillosas, silíceas y conglomerados brechosos y calcáreos. Su edad se estima del Cretácico Inferior (Berriasiano - Hauteriviano Inferior).
- Formación Mata (Wassall, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se desarrolla al norte de la provincia de Villa Clara y está compuesta de calizas microgranulares, arcillosas, pedernal fragmentario, conglomerados brechosos y calcáreos, y algunas lutitas. Las calizas son de color gris y las silíceas casi negras. Su edad es Cretácico Inferior (Albiano) - Cretácico Superior (Cenomaniano).
- Formación Lutgarda (Wassall, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se extiende en forma de una franja estrecha al norte de las provincias de Villa Clara y Santi Spíritus. Su litología predominante son calizas, pedernal y arcillas de edad Cretácico Superior (Maastrichtiano).

El corte de Camajuaní, es fundamentalmente carbonatado, de ambiente pelágico, representativo del talud continental (Blanco, 1999). Las secciones están fuertemente deformadas y sobrecorridas hacia el NE, a manera de un conjunto de numerosos pliegues con escamas tectónicas superpuestas (Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974; Pushcharovsky, 1989).



Región de Placetas

La zona de Placetas se encuentra en la región central de Cuba (Fig. 4.25), en los alrededores del poblado del mismo nombre, donde afloran secuencias sedimentarias en varias localidades de la Cordillera Norte de las Villas y en la Sierra de Camaján, en Camagüey. Está constituida por una potente secuencia carbonatada-silíceas y parcialmente terrígena, representativa del talud continental (Blanco, 1999), que abarca el intervalo desde el Jurásico Superior hasta el Maastrichtiano. En esta zona se incluyen las formaciones siguientes:

- Formación Constancia (Truitt y Pardo, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), se encuentra en la parte norte de la provincia de Villa Clara, la cual está constituida por areniscas calcáreas, calizas arenosas, conglomerados de fragmentos pequeños, limolitas calcáreas, margas y arcillas. Su edad es del Jurásico Superior (Tithoniano)-Cretácico Inferior (Barreniano).
- Formación Veloz (Hatten, 1958: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), de edad Jurásico Tithoniano-Cretácico Barremiense cuya litología está descrita como calizas micríticas, calcilutitas, calcarenitas e intercalaciones de argilitas y pedernal que afloran extensamente en la Sierra de Camaján (Iturralde-Vinent, 1986). Además aflora al norte de provincias de Matanzas, Villa Clara y Sancti Spíritus.
- Formación Santa Teresa (Wassall, 1952: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), son de edad Aptiano-Cenomaniano, aflora en forma de fajas muy plegadas y dislocadas al norte de las provincias de Villa Clara y Camagüey. Su litología está representada por calcedonias radioláricas de color pardo oscuro, argilitas silíceas, arcillas limolitas, calizas y margas (Iturralde-Vinent, 1986).
- Formación Carmita (Truit, 1953: en Léxico Estratigráfico de Cuba, 1994), ha sido descrita al norte de las provincias Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Se compone de calizas de distintos tipos, con predominio de las micríticas, silíceas y detríticas, con intercalaciones de argilitas, limolitas, silíceas, areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas. Su edad es del Cretácico Superior (Cenomaniano- Santoniano).

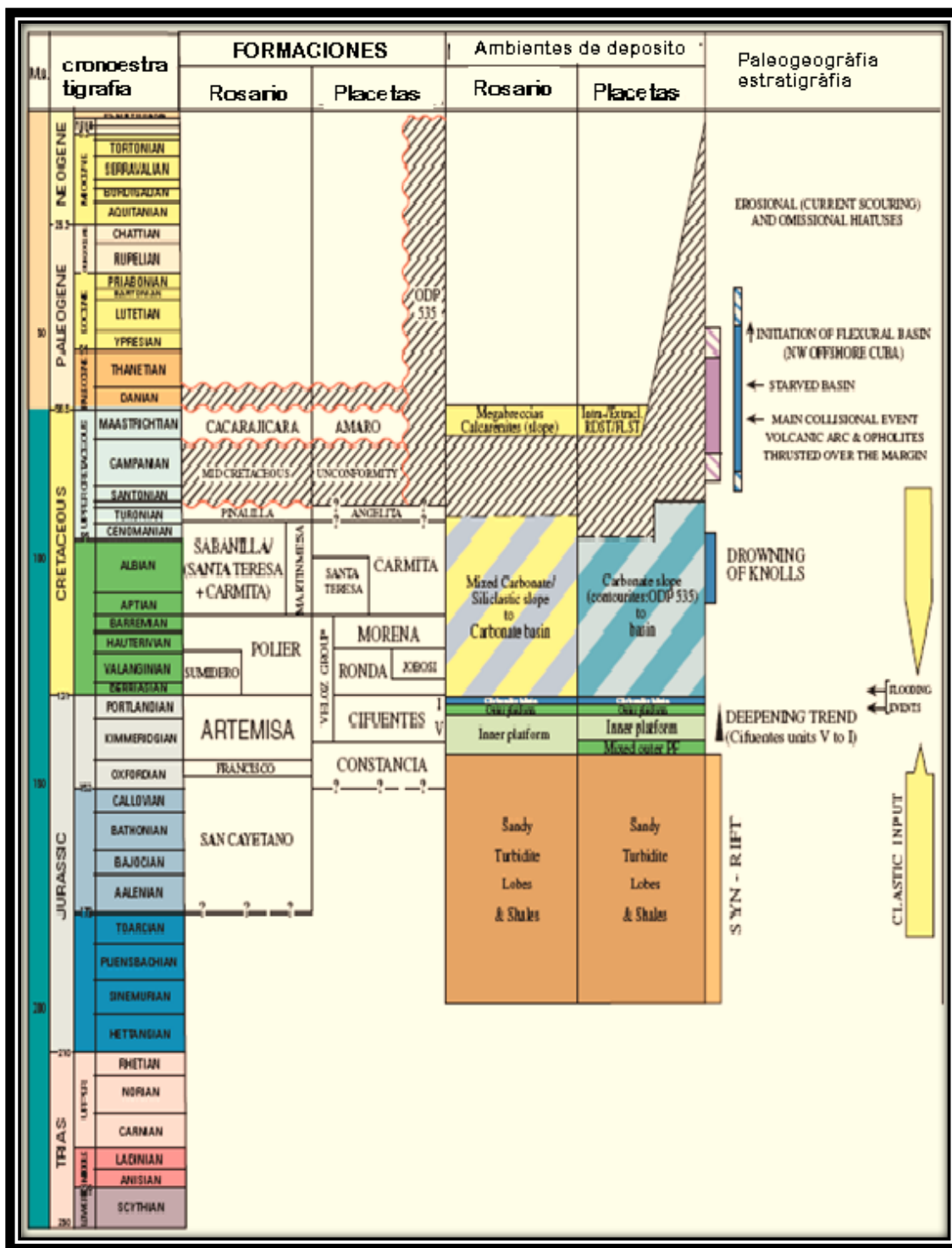


Fig. 4.25 Columna litoestratigráfica del Noreste de Cuba (Tomado de Sánchez - Aragón, 2003).



- Las características de la secuencia deposicional indican un ambiente de aguas profundas sobre el talud continental, estando recubiertas discordantemente por Brechas del Maastrichtiano de Formación Amaro (Wassall, 1953: en *Léxico Estratigráfico de Cuba*, 1994), se desarrolla al NE de la provincia de Matanzas y al norte de Villa Clara, Sancti Spíritus y Camagüey. Está formada por brechas, conglomerados con fragmentos mal seleccionados de areniscas calcáreas, calizas detríticas, silíceas y arcillas. Su edad es correspondiente al Cretácico Superior (Maastrichtiano Superior).

La secuencia de la cuenca de antepaís (Cobiella, 1984; Draper y Barros, 1994), que son indicadoras de las primeras depositaciones de sedimentos ligadas a los eventos tectónicos de obducción de la margen pasiva por el Cinturón Plegado Cubano (Blanco, 1999).

Las secuencias litológicas que conforman la zona de Placetas están fuertemente dislocadas por plegamientos y fallas. Estas últimas son perpendiculares al rumbo general de afloramiento y han dado lugar a la formación de un sistema de bloques/escamas que aparecen como cuñas tectónicas. Esto da lugar a que no exista un corte completo y que la estructura de la zona se haya reconstruido a partir de cortes aislados, representados en las diferentes napas tectónicas (Iturralde-Vinent, 1996, ed. 1997, 1998).

En diversos análisis geoquímicos e interpretaciones de las muestras de potenciales rocas generadoras de aceites y gases, han definido cuantitativamente varias rocas generadoras en los sistemas petroleros potenciales de Cuba (Schenk, 2008). Estos son: Jurásico Temprano a Medio, relacionadas con lutitas. En el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, aguas profundas ricas en materia orgánica en lutitas carbonatadas, también en el Cretácico Superior y en menor proporción lutitas del Paleógeno. De estos, los del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior que corresponden con secuencias de aguas profundas, se componen de lutitas carbonatadas que son considerados como las rocas generadoras más importantes de la cuenca (Moretti, 2003). En las rocas del Paleógeno también se han reportado algunas rocas generadoras de poca importancia, ya que el volumen de los fluidos no son considerados importantes por el bajo nivel de maduración térmica de estos sedimentos (Magnier y otros, 2004) en relación con las ventanas generadoras en la Cuenca de Antepaís (Schenk, 2008).

4.3.5 Sistema petrolero: Unidad de Evaluación de la Cuenca de Antepaís del Norte de Cuba.

Los sistemas petroleros que son de interés para este trabajo son los de la cuenca de antepaís del norte de Cuba y la Margen de la Plataforma Carbonatada, las cuales se muestran en la Figura 4.26. También se aprecia la ubicación del pozo 535 el cual se describe más adelante.

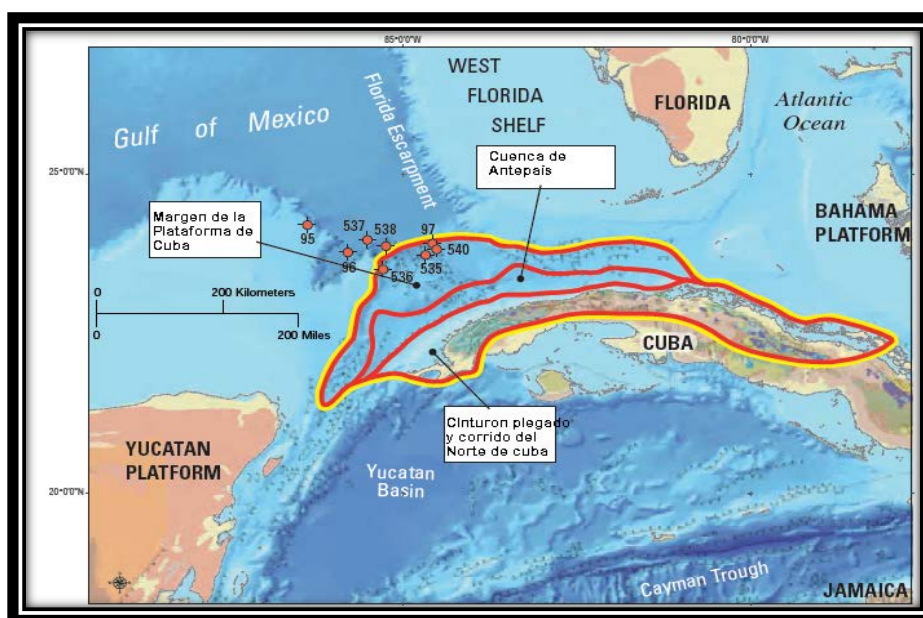


Fig. 4.26 ubicación y división de las unidades del sistema petrolero Norte de Cuba (Schenk, 2004).

En la Cuenca de Antepaís del Norte de Cuba (Fig. 4.27), se tienen potenciales yacimientos de aguas profundas, se encuentra totalmente en alta mar; en 2008 se perforó un pozo el cual penetró rocas con hidrocarburos ligeros, se interpretan trampas estructurales, las cuales se formaron como resultado del rifting en el Triásico y Jurásico; así como estructuras de extensión en el Mesozoico las cuales en el Paleógeno se invierten por compresión. También se presentan trampas de tipo estratigráfico en rocas clásticas de la cuenca de antepaís (Letouzey y otros, 2003) (Hernández-Pérez y Blickwede, 2000).

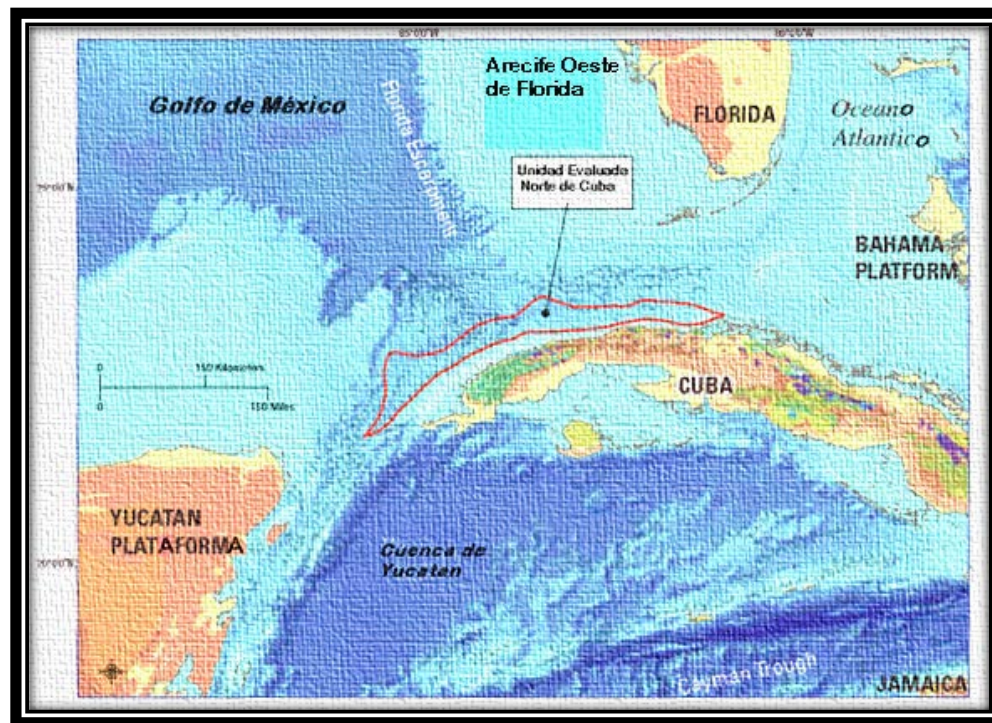


Fig. 4.27 Delimitación de Unidad Evaluada de la Cuenca de Antepaís del Norte de Cuba (Schenk, 2004).

En el Norte de Cuba las rocas zona de mayor interés petrolero, son principalmente de tipo carbonatado, dentro de la zona evaluada se ha llegado a la conclusión que son carbonatos de aguas poco profundas de un megabanco que existió durante el Albiano y principios del Aptiano, el cual quedo expuesto a finales del Albiano debido a un descenso del nivel del mar, ocasionando una extensa karsticidad en la roca, dando como resultado una excelente porosidad en este nivel estratigráfico (Valladares Amaro y otros, 2003^a). Posteriormente el banco se hundió y se deformato mediante fallas, los bloques fueron cubiertos sedimentos finos; en estas condiciones se formaron muchas depresiones en la zona, donde se depositaron materiales que funcionan como sello y que se componen de rocas de grano fino (Denny y otros, 1994; Salas y otros, 2003; Sánchez-Arango y otros, 2003). Estas depresiones también se presentan asociadas a un proceso synrift profundo que subyace a la Cuenca de Antepaís.

El modelo del sistema petrolero indica que las rocas generadoras tienen potencial para haber entrado en ventana térmica de generación de hidrocarburos. La interpretación realizada hasta



el momento indica que se tienen un potencial de contener 90 % de aceite y 10% de gas; en la tabla de la figura 4.28 se muestran los eventos geológicos de la unidad evaluada en la margen norte de la Plataforma Carbonatada de Cuba (Schenk, 2008).

La Plataforma Carbonatada del norte de Cuba tiene un alto potencial petrolero debido a la relación con los ambientes sedimentarios de la Plataforma de Yucatán y de las Bahamas. La margen de la plataforma en comparación con la cuenca de antepaís tiene potencial limitado, potencial petrolero de esta región comprende depósitos pre-arrecifales, arrecifales y post-arrecifales. Estos depósitos pudieron acumularse a lo largo de mucho tiempo ya que esta margen se mantuvo relativamente estable desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico, y sin embargo, existe una analogía con los depósitos de carbonatos ya estudiados del Golfo de México, por lo que pueden correlacionarse (Enos, 1977; Enosy Moore, 1983; Cook y Mullins, 1983; Magoony otros, 2001).

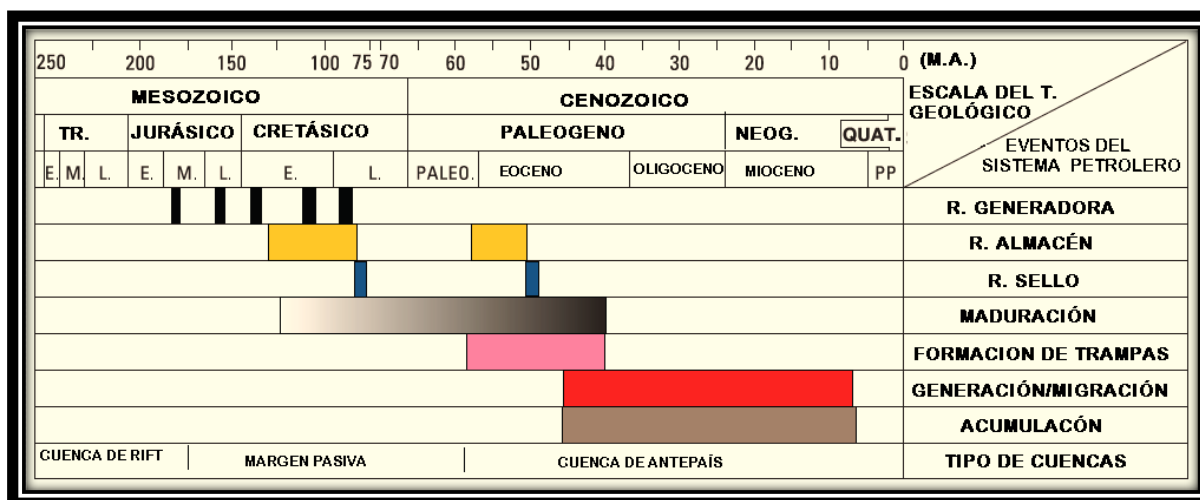


Fig. 4.28 Sistema petrolero del Norte de Cuba (Schenk, 2008).

Las secuencias arrecifales se han documentado a lo largo del Golfo de México específicamente en el Cretácico Inferior, donde la secuencia presenta una alta porosidad, aunque en general depende de la historia diagenética específica de cada roca. El arrecife frontal y el flujo de escombros es significativo en la parte del Golfo de México, de acuerdo a su historia geológica; su equivalente en México es la Formación Tamabra, por lo que se deduce que podría tener al



igual que en La Faja de Oro mexicana, un conjunto importante de yacimientos de hidrocarburos; los yacimientos generalmente se presentan como talud arrecifal o en los crecimientos arrecifales de la plataforma carbonatada, cubiertos por una secuencia de sedimentos de granos más finos que son excelentes rocas sello. La porosidad puede ser alta en este tipo de yacimientos asociado a la karstificación ocasionada por temporadas de exposición de las rocas debido a descensos del nivel mar (Schenk, 2008).

Aunque se tienen incertidumbre sobre la migración y la cantidad de hidrocarburos, se puede considerar que existen cantidades importantes en la cuenca de antepaís. Una de las incógnitas gira en torno a que una cantidad de hidrocarburos podría haber migrado adecuadamente a una roca almacén. La fase que se ha interpretado en esta unidad es aceite y no se encontró indicios de gas no asociado (Schenk, 2008).

4.3.6 Sistema petrolero: unidad de evaluación de la margen de la Plataforma norte de Cuba.

El petróleo fue generado en las rocas jurásicas y cretácicas con alto contenido de materia orgánica, estas rocas fueron sometidas a una gran carga litostática, en el Paleógeno durante la formación de la Faja fallada y plegada, por lo que el petróleo se desplazó lateralmente para poder acumularse. El modelo geológico implica que el petróleo se generó en el cinturón plegado durante la deformación o en la cuenca de antepaís, el cual migró lateralmente hacia las plataformas carbonatadas. Se ha postulado que los yacimientos se encuentran a lo largo de los arrecifes, del frente del arrecife y en el flujo de escombros en la margen de la plataforma de manera similar como se encuentra en La Faja de Oro en México (Fig.4.26) (Magoon y otros, 2001). Otro conjunto de yacimientos podría encontrarse en la zona kárstica de plataforma carbonatada, la cual se pudo haber desarrollado durante la formación de la Faja fallada y plegada (Valladares Amaroy otros, 2003b), (Rosenfeld y Blickwede, 2006).

Aunque el tipo de depósito es análogo a los encontrados en La Faja de Oro en México, la distancia de migración parece ser menor en los sistemas petroleros cubanos, por lo que constituye un riesgo geológico importante en la estimación de los recursos petroleros en la unidad almacenadora, sin embargo no ha habido hasta el momento un proyecto de exploración

a fondo para evaluar estos posibles yacimientos cubanos. En la figura 4.29 se muestra una sección inferida a partir de los datos que se tienen de correlaciones en algunos pozos perforados (Schenk, 2008).

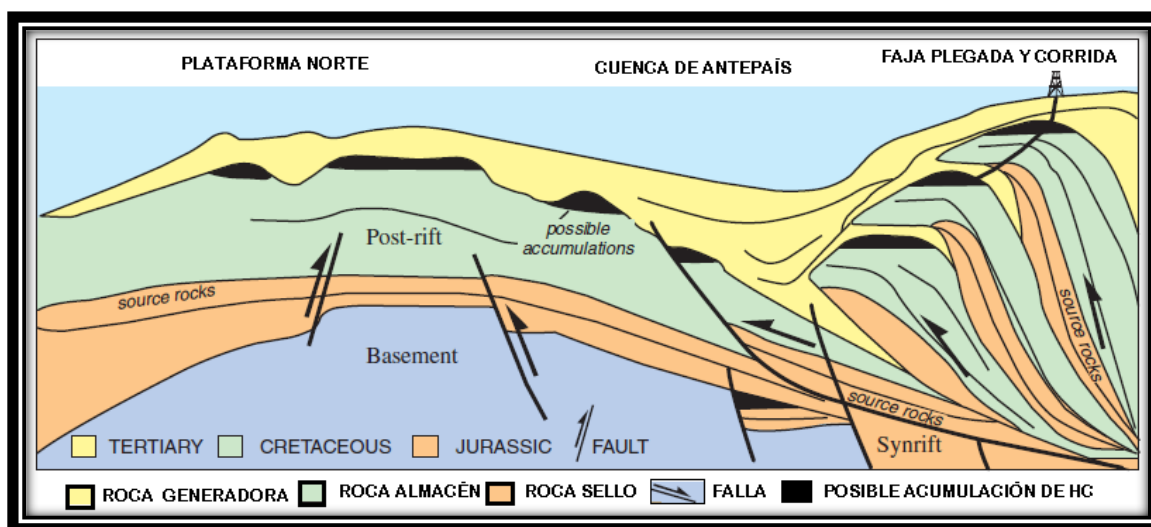


Fig. 4.29 Sección geológica inferida de la Plataforma Norte de Cuba (Schenk, 2008).

4.3.4 Pozo N° 535.

En 1981 se perforaron varios pozos en o cerca del sistema petrolero del Jurásico - Cretácico en la parte norte de Cuba (fig. 4.26). El objetivo principal fue tomar muestras de rocas carbonatadas del Cretácico poco profundas que se tienen en el subsuelo de la zona. Seis pozos fueron perforados posteriormente y los núcleos de uno de los pozos, Sitio 535, fue el que presentó manchas de aceite y fracturas llenas de asfalto (Herbin y otros, 1984; Katz, 1984; Palacay y otros, 1984; Patton y otros, 1984). Estas muestras de petróleo tienen que ver directamente en la definición y asignación del sistema petrolero compuesto en la parte occidental de Cuba en rocas que varían de calizas blancas o laminadas a blanco y gris oscuro a gris laminado (Herbin y otros, 1984). Varios estudios analizaron los núcleos de COT, que es un indicador del potencial de petróleo roca fuente. En general, las calizas laminadas oscuras contenían más carbono orgánico que las calizas laminadas más ligeras. El



intervalo del núcleo va desde el Barreniano Tardío al Cenomaniano, se interpretó que tienen excelente potencial como roca generadora (fig. 4.29). En general, los valores de COT están por encima de 0,5-1% en peso valores que se consideran adecuados para la generación de petróleo. Esta condición se encontró en las calizas laminadas gris oscuro agris, pero no en las calizas laminadas blancas (Katz, 1984).

La materia orgánica analizada obtenida de las calizas cretácicas es casi toda de origen marino, aceite propenso a materia orgánica Tipo II (Herbin y otros, 1984) en menor cantidad de Tipo III o no marino de carácter leñoso, por lo que se considera generador de gas. Otros estudios indican la presencia de kerógeno Tipo II y Tipo III con materia orgánica de origen marino y mixto respectivamente.

Las calizas analizadas en el pozo 535 se interpretan como térmicamente inmaduras con respecto a la generación de petróleo, porque las mediciones de reflectancia de la vitrinita en todos los núcleos tenían menos de un 0,5 %; otros parámetros geoquímicos como biomarcadores también indican falta de madurez térmica del petróleo (Palacas y otros, 1984a). La inmadurez de la materia orgánica en las calizas es importante ya que las manchas de aceite y asfalto se observan en los núcleos (Fig. 4.30) por lo que su origen corresponde con un fluido que migró de una roca de origen maduro de alguna otra parte en la cuenca, posiblemente de la región oriental, de la parte más profunda.

La perforación del pozo 535 se terminó en las rocas carbonatadas del Barreniano Superior cuya columna se muestra en la figura 4.30. Estos núcleos se han examinado en detalle para evaluar el potencial petrolero de la roca generadora (Herbin y otros, 1984; Kata, 1984; Palacas y otros, 1984a; Patton y otros, 1984; Rullkötter y otros, 1984; Summerhayes y Masran, 1984).

Las rocas del Cretácico en el PDS Sitio 535 fueron descritas como carbonatos de aguas profundas, principalmente a las calizas laminadas y no laminadas, con porcentajes cada vez mayores de materia orgánica proporcionando un color más oscuro de la roca. Las calizas del Cretácico inferior son térmicamente lo suficientemente maduras como para generar y expulsar el petróleo.

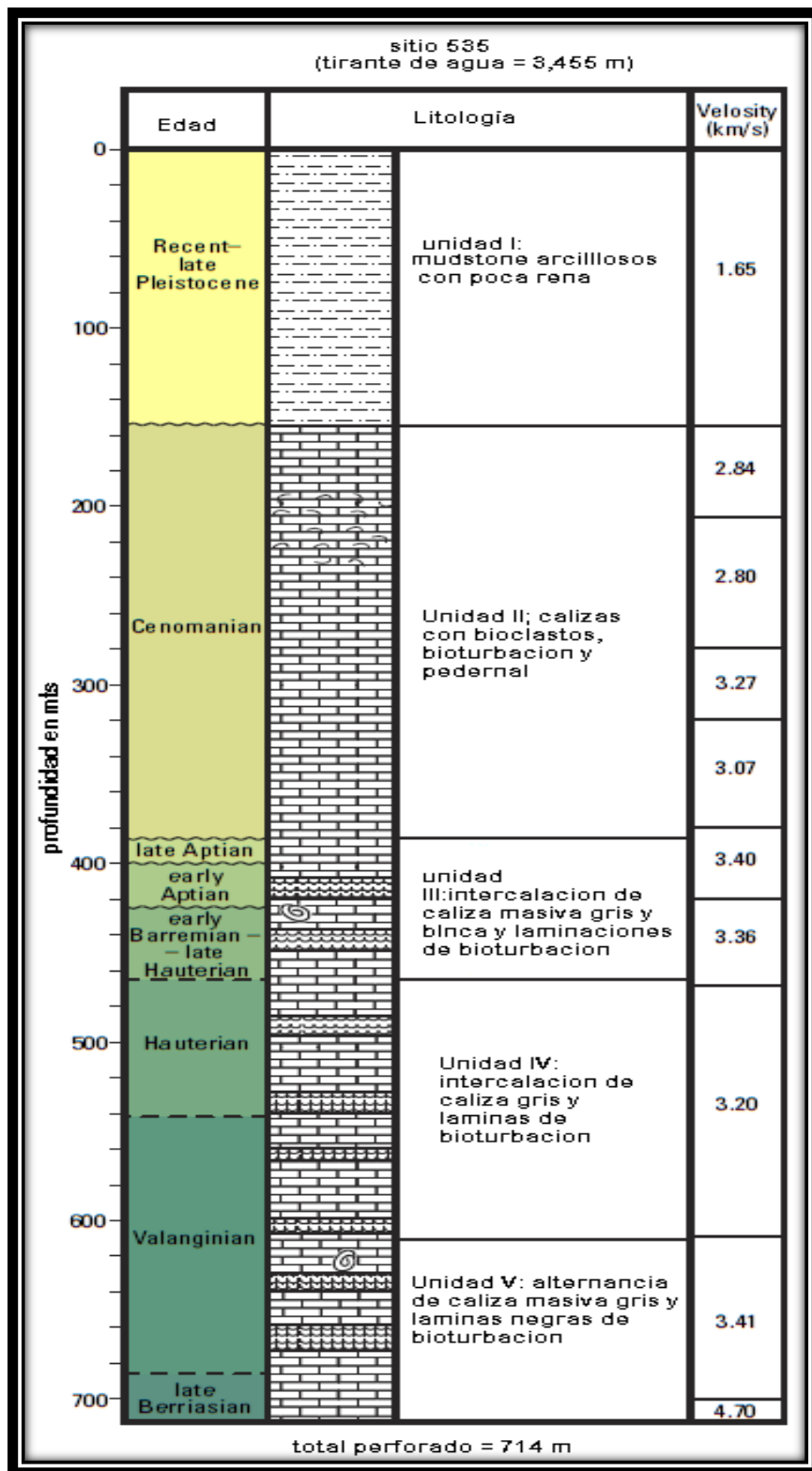


Fig. 4.30 Columna litoestratigráfica del pozo 535 (Schenk, 2008).



Aunque el origen de las manchas de aceite y asfalto en el pozo 535 es desconocido, varios estudios indican que el aceite procedía de rocas carbonatadas maduras, con origen en la parte más profunda de la Cuenca Norte de Cuba. Las rocas generadoras térmicamente maduras pueden ser calizas de aguas profundas que se encuentran a mayor profundidad en el sitio donde se perforó el pozo 535, o la fuente pueden ser también rocas estratigráficamente más profundas del Jurásico (Palacas y otros, 1984a).

Los análisis de muestras de núcleos de calizas cretácicas del pozo 535 indican que las secuencias más antiguas de aguas profundas tienen un buen potencial de roca generadora, y que estas litologías deben estar presentes en el oriente, en las partes más profundas de la Cuenca del Norte de Cuba.

Hasta el momento no se han publicado datos de las reservas que se podrían encontrar en este sistema petrolero.



5 Conclusiones

1.- En la actualidad, la fuente de energía más importante son los hidrocarburos, de los cuales la mayoría proviene de yacimientos en rocas carbonatadas, el 70% aproximadamente; de los cuales un gran número de ellos se encuentran en secuencias de plataforma carbonatada y particularmente en rocas arrecifales.

2.- Los principales factores que controlan la formación de los mayores volúmenes de carbonatos son: la temperatura (entre 5-25° C), aguas someras con una profundidad preferente menor a 1Km y con un influjo de terrígenos. Considerando el tiempo geológico las mejores condiciones para el desarrollo de carbonatos de plataforma fue en el Pérmico, Jurásico y Cretácico.

3.- La disponibilidad de CO₂ en el ambiente, está controlado por condiciones tectónicas estables, actividad volcánica y climas cálidos. Además de la composición mineralógica del agua de mar, es decir la salinidad y la falta de aporte de material terrígeno; condiciones que favorecen la precipitación de carbonatos.

4.- Conocer a los organismos formadores de las rocas carbonatadas nos proporcionan información fundamental sobre las condiciones ambientales y el lugar específico de depósito, ya que generan estructuras definidas, las cuales pueden o no favorecer la formación de potenciales rocas almacenadoras.

5.- La diagénesis es uno de los procesos más importantes que actúan en las rocas carbonatadas, ya que se ven afectadas por uno o varios de estos procesos como la dolomitización, compactación, disolución recristalización, etc. La cual se ve reflejada en la porosidad y permeabilidad principalmente, características primordiales para las rocas almacenadoras.

6.- Los yacimientos en plataforma carbonatada en México han sido muy importantes a lo largo de la historia petrolera, los yacimientos más importantes se encuentran en facies de arrecifes, talud y en menor proporción en calizas de cuenca.



7.- Las plataformas carbonatadas en México son consecuencia de la apertura del Golfo de México durante el Jurásico, principalmente en la etapa de deriva cuando se estableció un régimen de margen pasiva hasta fines del Cretácico, lo cual propició las condiciones ideales para la acumulación de grandes espesores de carbonatos sobre todo en las plataformas existentes, en el ancestral Golfo de México.

8.- La plataforma Tuxpan es un banco carbonatado alrededor del cual se desarrolló un atolón durante el Cretácico, siendo las principales formaciones productoras el Abra, la Tamabra y Tamaulipas Superior, las cuales tiene facies arrecifales y talud. Debido a sus condiciones petrofísicas, son excelentes rocas almacén; tiene campos productores tanto en mar como en el continente.

9.- La Plataforma Córdoba se desarrolló durante el Cretácico, relacionada principalmente con cambios del nivel del mar y pulsos tectónicos, las fases productoras en esta plataforma corresponde con las formaciones Orizaba de calizas de plataforma y San Felipe en brechas carbonatadas.

10.- La plataforma de la región Reforma Chiapas, formada durante el Cretácico se caracteriza por calizas de rampa de la formación San Ricardo y la Formación Akimpech con mayor producción; en el Kimmeridgianose tienen facies de rampa carbonatada somera, grainstone oolíticos, dolomías y algunas evaporitas. Depósitos de calizas que continuaron hasta finales del Cretácico, son estas las rocas almacén del sistema petrolero de la región.

11.- El Complejo Arrecifal Capitán Texas del Pérmico es uno de los más estudiados a nivel mundial ya que cuenta con los afloramientos más completos de secuencias carbonatadas, en el cual se pueden identificar las fases de pre-arrecife, arrecife, frente arrecifal y cuenca. Sobre las cuales hubo un gran depósito de evaporitas, lo cual hace a estas formaciones excelentes rocas almacén tanto de hidrocarburos como de acuíferos.

12.- La plataforma de Arabia Saudita cuenta con el yacimiento más grande y productivo en secuencias de plataforma carbonatada del mundo, el campo Ghawar representa la mitad de la producción de Arabia Saudita, el yacimiento tiene intervalos productores en el Pérmico y en el Jurásico, ambas en secuencias de plataforma carbonatada, se caracteriza constituir un yacimiento en una estructura anticlinal.



13.-La plataforma de Cuba debido a la correlación con los grandes yacimientos del Golfo de México y por su historia geológica tiene grandes posibilidades de contar con yacimientos de hidrocarburos en la zona Norte de la Plataforma. El modelo geológico indica que las rocas generadoras del Jurásico y Cretácico al ser sometidas a una carga litostática y esfuerzos de deformación durante la formación del cinturón fallado y plegado durante el Paleógeno indica que los hidrocarburos migraron lateralmente hacia las plataformas de Yucatán, Florida y las Bahamas, y los yacimientos al igual que en otros yacimientos del Golfo de México se encuentran en arrecifes y brechas de plataforma carbonatada; otra teoría indica que los hidrocarburos podrían haberse acumulado en zonas kársticas de la plataforma desarrolladas durante la formación del cinturón fallado y plegado de Cuba.

14.- La mayoría de los yacimientos de plataforma se encuentran en declive o a punto de llegar a su cierre. Por las características de las rocas carbonatadas gran parte de los hidrocarburos se encuentra atrapado en los yacimientos y ya no son recuperables de manera normal, por lo cual es recomendable aplicar métodos de recuperación secundaria y terciaria, según sea el caso.



Bibliografía

- Adams, A.E., Guilford, C. and Mackenzie, W.S. 1997. "Atlas of sedimentary rocks under the microscope". (551.3 ADA atl)
- Ahr-Wayne, M.; Allen, D.; Bachman, N. H.; Clerke, E.A.; Gzara, B.M.; Hassall, J.K.; Murty, R.K.; Challa; y Ramamoorthy R.; 2005, "Confrontando el intrincado tema de los carbonatos" Oilfield Review, págs. 20-34.
- Alsharhan and Christopher G. & C. Kendall, 1986. "Abdulrahmanssprecambrian To Jurassic Rocks Of Arabian Gulf And Adjacent Areas: Their Facies, Depositacional Setting, And Hydrocarbon Habitat" The American Association of Petroleum Geologists bulletin Vol.70 N° 8.
- Alsharhan and Christopher G., A.E.M Nair, 1994. "The late Permian carbonates (Khuff Formation) in the western Arabian Gulf: its hydrocarbon parameters paleographic aspects". Unidad Emiratos Árabes Unidos, Universidad Del Sur De California. Columbia, E.U.A., SC. 29208. Pag. 132-142.
- Archie, Alfredo, 1992. "Sedimentología: del proceso físico a la Cuenca sedimentaria". Editado por CSIC. Gob. de España.
- Archie Alfredo, 1992. "Sedimentología", Vol. II, edición corregida y aumentada, Madrid. Pag. 11-85.
- Bandar D. Al- Anazi, 2007. "What you know about The Ghawar Oil Field, Saudi Arabia?" Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG).
- Bello, M. Ricardo, 1978, "Estudio Estratigráfico y Diagenético de 13 Pozos Localizados al Sur del Río Cazonas, en la Faja de Oro", Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, p.p. 34-41.
- Boggs y Sam, 2006; "Principles of sedimentology and stratigraphy", Pearson Prentice Hall, New Jersey.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P.; 1992; "Carbonate ramp depositional systems", Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.



-
- Cancino, R.; 2005; “Características Geológico-Petrofísicas de Yacimientos Petroleros en Rocas Carbonatadas”, tesis de licenciatura Facultad de Ingeniería-UNAM.

 - Caraveo Avalos Juan Edén, 2009, “Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Región Chiapas-Tabasco (Caso de estudio del Campo Santuario)”. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
 - Corrales, Z.I.; 1977; “Estratigrafía”, Editorial Rueda, Madrid, España, 718 p.

 - Cotillon, Pierre, 1993. “Estratigrafía”,. Edit. LIMUSA, 1ª Edic. versión en español Ing. Germán Arriaga García, UNAM. México.

 - Cruz-Orosa, F. Sàbat, E. Ramos, Y. Vázquez ,2011. “Synorogenic basins of Central Cuba and collision between the Caribbean and North American Plates”. International Geology Review, Pág. 1 -31
 - Ferket, H., Ortuño-Arzate, S., Roure, F., and Swennen, R., 2003, “Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine Cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico)”, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 283– 304.

 - Farzadi, P.; 2006; “The development of Middle Cretaceous carbonate platforms, Persian Gulf, Iran:constraints from seismic stratigraphy, well and biostratigraphy”, Petroleum Geoscience, Vol. 12, p.p.59-68.

 - Fred Lee J. 1985. Carbonato de Facies de Plataforma (2) Boletín de la AAPG Volumen 69.
 - Kerr, Paul Francis, 1965. Mineralogía Óptica. Edit.del Castillo, Madrid España, (Pag. 202-2014)
 - González Alvarado, Jorge, 1976 “Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma Córdoba y principales campos productores”, Sociedad Geológica Mexicana XXXVII; pag. 53-59. Departamento de Exploración Petróleos Mexicanos.



-
- González García Raúl, Holguín Quiñones Noel, 1992 “Rocas generadoras de México” Petróleos Mexicanos, coordinación de exploración pág. 16-30
 - Halbouty, M.T; 1970; “Geology of giant petroleum fields”, AAPG Memoir 14, Oil and Gas Fields Petroleum Geology Reserve estimate Worldwide.
 - Hanford, C.R.; y Loucks, R.G.; 1993; “Carbonate depositional sequences and systems tracts-responses of carbonate platforms to relative sea-level changes”, Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, AAPG Bulletin 57.
 - Iturralde-Vinent M. A., 1998. “Synopsis of the Geological Constitution of Cuba”. Acta Geología Hispánica, Vol.33, Pág. 9- 56 Museo Nacional de Historia Natural, Obispo #61, Plaza de Armas, La Habana Vieja CH 10100, Cuba.
 - Janahi, IA, Bahrein Natl. Oil Co.; Dakessian, BA, 1985. “Una visión general de la calidad del yacimiento en la producción de los estratos cretácicos de Oriente Medio”, Chevron Overseas Petroleum Inc.Edit. Society of Petroleum Engineers.
 - Karim Kamal H. 2009, “Tectonic History Of Arabian Platform During Late Cretaceous An Expel From Kurdistan Region, NE Iraq” Department of Geology, University of Sulaimani, Iraq
 - M. Friedman, Gerald y John E. Sanders, 1978. Principios de Sedimentología. Edit.SEPM (Society for Sedimentary Geology).
 - Martínez Kemp Hugo Leonardo, 2005. Posibilidades en los Campos Área Chiapas-Tabasco, Activo Regional de Exploración Región Sur, Petróleos Mexicanos.
 - Mackenzie W.S. 1997. Atlas de orcas sedimentarias, and Adams A. E., Guilford C. Edit. Masson. .Pag. 34-71.
 - Méndez, O. B., 2007, “Geoquímica e isotopía de aguas de formación (salmueras petroleras) de campos mesozoicos de la cuenca del sureste de México: implicación en su origen, evolución e interacción agua - roca en yacimientos petroleros”, tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.
 - Martell,2009 “apuntes de Clase de Geología del Subsuelo”
 - Morse J.W: and Mackenzie F.T. 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonate, Edit. Elsevier, Amsterdam Netherland (Pag. 152-156).



-
- Nava Pérez Laura, Alegría Luna Miguel Ángel, 2001, “Los sistemas petroleros de la región de Tampico – Misantla” Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
 - Nichols, G.; 2009; “Sedimentology and Stratigraphy,Wiley-Blackwell”.
 - Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Swennen, R., and Roure, F., 2003, “Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern México”, in C. Bartolini, R. T.
 - Padilla y Sánchez Ricardo José, 2007, “Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México”Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo Lix, Núm. 1, P. 19-42
 - Pedrazzini, C., 1978, “Facies ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de oro)”, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, p.p. 118-125, Septiembre.
 - Pettijohn F.J. , Sedimentary Rocks, segunda edición 1957, Edit. Harper & Row, publishers, New York, Evanston, and London. Pag.381-425.
 - Petróleos Mexicanos, inédito 1988. “Geología petrolera de la zona sureste”
 - Petróleos Mexicanos, “Informe Anual 2008: Recuperación Secundaria y Mejorada en México, Subdirección Técnica de Explotación”.
 - Petróleos Mexicanos “Recursos Prospectivos al 1de enero 2010”
 - Petróleos Mexicanos, “Reservas de Hidrocarburos de México, 1º Enero de 2009”
 - Petróleos Mexicanos, “Reservas de Hidrocarburos de México, 1º Enero de 2008”
 - Petróleos Mexicanos, “Reservas de Hidrocarburos de México, 1º Enero de 2007”
 - Pollastro, Richard M.2000. “Total Petroleum Systems of the Paleozoic and Jurassic, Greater Ghawar Uplift and Adjoining Provinces of Central Saudi Arabia and Northern Arabian-Persian Gulf” publications USGS.
 - Pollastro, Richard M. 200., “Total Petroleum Systems of the Paleozoic and Jurassic, Greater Ghawar Uplift and Adjoining Provinces of Central Saudi Arabia and Northern Arabian-Persian Gulf”, U.S. Geological Survey Bulletin 2202-HReading H.G. 1986. Sedimentary Enviroments. 2º Edition. Universidad de Oxford. Cap 10.



-
- Read, F.J. 1985; “Carbonate Platform Facies Models”, The American Association of Petroleum Geologist Bulletin V.69 no. 1.
 - Read, J.F. 1982; “Carbonate Platforms of Passive (Extensional) Continental Margins: Types, Characteristics and Evolution”, Tectonophysics.
 - Reading HG.1996. “Sedimentary Environments and Facies”. Blackwell Scientific Oxford
 - Riding Robert, October 2001. “Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories.”Department of Earth Sciences, Cardiff University, Cardiff CF10 3YE, United Kingdom.
 - Santen, A.; Finch, S.; Williams C.; y Lee, B.; 2009; “Capitan Reef Complex Structure and Stratigraphy”, Texas Water Development Board.
 - Santiago, A. J.; Carrillo, B. J. y Martell, A. B.; 1984; “Geología Petrolera de México (Evaluaciones en las formaciones en México)”, Schlumberger.
 - Skelton, P. W. & Palmer, T. J. 2000. Carbonate Platform Systems: components and interactions. Edit. INSALACO Geological Society, London, Special Publications, 178.
 - Schlager, W.; 1992 “Carbonate Sedimentology”, Vrije Universiteit Amsterdam, HD667 Sedimentary Systems.
 - Scholle, Peter, 2000. “An Introduction and Virtual Geologic Field Trip to the Permian Reef Complex, Guadalupe and Delaware Mountains, New Mexico-West Texas” Universidad de Culumbia Britanica.
 - Schenk, Christopher J. 2008. “Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System And Geologic Models For Oil And Gas Assessment Of The North Cuba Basin, Cuba” cap.2 U.S. Geological Survey Digital Data Series, U.S. Department of the Interior. Geological Survey, Reston, Virginia.
 - Schlumberger Market Analysis, 2007, “Carbonate Reservoirs: Meeting unique challenges to maximize recovery”.
 - Secretaría de Energía, 2010; “Sistema Nacional de Información de Hidrocarburos”.
 - Selley, Richard C., 2000. Applied Sedimentology, Second Edition, Royal School of Mines, Imperial College of Science, Technology, and Medicine, London, United Kingdom, cap.9.



-
- Strasser, André And Védrine, Stéphanie, 2009, “Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura”, Department of Geosciences, University of Fribourg, CH-1700 Fribourg, Switzerland
 - Texas Water Development Board, September 2009. “Capitan Reef Complex Structure and Stratigraphy” asistidos por Paul Kirby, Daniel B.Stephens & asociados, Inc.
 - Tucker Maurice E. 1990. Carbonate Sedimentology. by Blackwell Science Ltd, Cap.2
 - Tucker, Maurice E. 1991. “Sedimentary Petrology.”Edit. BlackWell scientific.
 - Voelker Joe, 2004. “A Reservorio Characterization Of Arab- Dsuper-K As Discret Fracture Network Flow System, Ghawar Field, Saudi Arabia” department of petroleum engineering of Stanford University.
 - Walker, G.R.; y James, N.P.; 1992; “Facies models: Response to sea level change”, Geological Association of Canada.
 - Wolfgang Schlager, 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. Edit.SEPM (Society for Sedimentary Geology) Laura J. Crossey, Editor of Special Publications, Concepts in Sedimentology and Paleontology No.8
 - Wunderlich, Alexander. Seismic facies and hydrocarbon potential of carbonate reservoirs in ramp settings, Institute for Geology, Gustav-Zeuner-Straße 12, 09599 Freiberg, Germany.
 - <http://www.smcr.fisica.unam.mx/8temasutiles/articulosutiles/minerales/minerales.htm>
Atlas de mineralogíaInstituto de Geología, UNAM.
 - <http://www.ucm.es/info/petrosed/index.html>, Atlas de Petrología Sedimentaria © 2007-2011, Arribas Mocoora, María Eugenia, Directora del proyecto. Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid.