



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**EVALUACIÓN ECONÓMICA PETROLERA DE
UNA PORCIÓN AFLORANTE DE LA FORMACIÓN
GUZMANTLA EN EL CERRO PEÑUELA EN
CÓRDOBA VERACRUZ CON ANÁLOGOS EN EL
SUBSUELO.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
I N G E N I E R O G E Ó L O G O
P R E S E N T A

CÉSAR AUGUSTO CUAPIO PÉREZ



DIRECTOR: ING. BERNARDO MARTELL ANDRADE

FEBRERO 2006.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1381

SR. CÉSAR AUGUSTO CUAPIO PÉREZ

Presente

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

EVALUACIÓN ECONÓMICA PETROLERA DE UNA PORCIÓN AFLORANTE DE LA FORMACIÓN GUZMANTLA EN EL CERRO PEÑUELA, EN CÓRDOBA VERACRUZ CON ANÁLOGOS EN EL SUBSUELO

- I GENERALIDADES**
- II GEOLOGÍA GENERAL**
- III ESTRATIGRAFÍA**
- IV GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**
- V GEOLOGÍA HISTÓRICA**
- VI FORMACIÓN GUZMANTLA**
- VII GEOLOGÍA DEL SUBSUELO**
- VIII GEOLOGÍA ECONÓMICA**
- IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

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

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

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 16 de noviembre de 2006

EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

A mis Padres...

“De ellos lo que sé, a ellos lo que soy”.

A Melvis,

Porque se puede decir que sufriste y gozaste esta etapa de mi vida junto conmigo.

Te dedico este trabajo y te lo regalo pues has sido y serás siempre para mi una excelente Madre... ¡lo logramos!

De ti, inteligencia, sensibilidad, y corazón.

A Julio,

Porque me ayudaste cuando lo necesité y porque siempre estuviste pendiente de mi. Gracias por tus consejos, a pesar de los obstáculos finalmente lo hemos logrado.

Te la dedico.

De ti, razonamiento, respeto y consideración.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme brindado la oportunidad de estudiar en sus aulas, de aprender y de superarme, por enseñarme a ver la vida desde otro ángulo. De ella me llevo conocimientos y recuerdos gratos.

Agradezco también a todos los profesores de la Facultad de Ingeniería porque de todos tuve la fortuna de aprender, sea de la vida sea de Ingeniería o de Geología.

Al Ing. Bernardo Martell Andrade, por haber dirigido este trabajo y apoyarme en las excursiones de campo necesarias para realizar este trabajo, por ofrecerme la oportunidad de profundizar mis conocimientos. Gracias por la paciencia, consejos, libertad y confianza en mí para poder moldear este trabajo desde el inicio.

De forma especial al Ing. Alfredo Victoria Morales por impulsarme académicamente, orientarme y además por haberme brindado su amistad a la cual corresponderé siempre. Gracias maestro, gracias amigo.

A la Ing. Claudia Mendoza Rosales por haberme apoyado en la realización de esta tesis y en el inicio de mis estudios de posgrado, gracias por su confianza y consejos, mi respeto y admiración.

Al M en C. Gilberto Silva Romo por su paciencia consejos académicos, le agradezco la oportunidad de aprenderle geología en el campo (donde se aprende más), mi respeto y admiración.

Al Ing. Emiliano Campos Madrigal por haberme orientado e integrarme al ambiente de académico en la Facultad de Ingeniería, por su confianza y ánimos.

Al Ing. Colin Stabler Bushell por ayudarme desde el inicio en la recopilación de información en campo y gabinete, por sus sugerencias y por haberme brindado su tiempo en la lectura y corrección de este trabajo.

Al Ing. Ricardo Castrejón por enseñarme e inculcar en mí el gusto por la Geofísica y la revisión de este trabajo.

A los directivos de la empresa PYCSA por permitirme el acceso en la cantera Peñuela.

Al Dr. Pedro Anguiano por facilitar los estudios de porosidad en el IMP, y a todos aquellos que de una u otra forma estuvieron pendientes de este trabajo.

A todos los compañeros de clase y de parranda, amigos y personas especiales; de todos me llevo algo, recuerdos y amistad siempre... tantos que no acabaría, tiempo habrá...

“A todos los que quiero y me quieren, nunca acabaré de agradecerles”.

ÍNDICE

Resumen.	1
Introducción	3
CAPITULO 1 GENERALIDADES.	4
1.1 Objetivo	4
1.2 Ubicación	5
1.3 Fisiografía	5
CAPITULO 2 GEOLOGIA GENERAL.	8
2.1 Marco tectónico.	8
2.1.1 Plataforma de Córdoba	8
2.1.2 Cuenca de Veracruz.	9
2.2 Serie Escamela.	10
2.3 Marco geológico regional	11
2.3.1 Paleozoico	12
2.3.2 Mesozoico	13
2.3.3 Cenozoico	15
CAPITULO 3 ESTRATIGRAFÍA.	17
3.1 Formación Tepexilotla.	17
3.2 Formación Tuxpanguillo / Xonamanca.	18
3.3 *formación Capolucan.	19
3.4 Formación Orizaba.	19
3.5 Formación Maltrata.	20
3.6 Formación Guzmantla.	21
3.7 Formación San Felipe.	23
3.8 Formación Méndez.	24
3.9 Formación Velasco.	25
3.10 Formación Chicontepec.	26
3.10.1 Chicontepec Inferior.	26
3.10.2 Chicontepec Medio.	27
3.10.3 Chicontepec Superior.	27
3.11 Formación Guayabal.	28
3.12 Formación Tantoyuca.	28
3.13 Formación Horcones.	29
3.14 Formación La Laja.	30
3.15 Formación Depósito.	30
3.16 Formación Encanto.	31
3.17 Formación Concepción Inferior.	32
3.18 Formación concepción Superior.	32
3.19 Formación Paraje Solo.	33
3.20 Plioceno sedimentario.	34

3.21	Rocas Ígneas.	34
3.22	Depósitos Cuaternarios.	34
CAPITULO 4 GEOLOGÍA HISTÓRICA.		36
4.1	Evolución premesozoica.	36
4.1.1	Arcos volcánicos Pensilvánicos – Triásicos.	37
4.2	Apertura del Golfo de México.	38
4.2.1	Etapa rift.	38
4.2.2	Etapa de deriva.	39
4.3	Orogenia Laramide y evolución Cenozoica.	41
CAPITULO 5 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.		43
CAPITULO 6 FORMACIÓN GUZMANTLA.		47
6.1	Facies plataforma.	47
6.2	Transición de facies de plataforma a facies pelágica.	48
6.3	Facies Pelágica.	48
6.4	Sedimentología.	49
6.5	Ambiente de depósito.	49
6.6	Descripción de afloramiento cerro Peñuela.	50
6.7	Descripción de la unidad medida.	52
6.8	Porosidad en cerro Peñuela.	61
CAPITULO 7 GEOLOGÍA DE SUBSUELO.		67
7.1	Métodos directos.	67
7.2	Núcleos de fondo en la Formación Guzmantla.	68
7.3	Registros eléctricos.	69
7.3.1	Propiedades resistivas de las rocas y petrofísica.	69
7.3.2	Resistividad eléctrica.	69
7.3.3	Factor de formación.	71
7.3.4	Relación temperatura / resistividad.	72
7.3.5	Relación porosidad / resistividad.	73
7.3.6	Relación permeabilidad / resistividad.	74
7.3.7	Relación Saturación / resistividad.	76
7.4	Registros de imágenes de resistividad.	77
7.4.1	Fundamentos de registros de imágenes.	78
7.4.2	Presentación de datos en imágenes 2D.	80
7.4.3	Correcciones y mejoras.	82
7.5	Interpretación geológica.	83
7.5.1	Cálculo de echados aparentes.	83
7.5.2	Identificación de fracturas y fallas.	84

7.5.3	Calibración.	85
7.5.4	Calibración en la Formación Guzmantla.	87
7.6	Problemas en la caracterización de rocas carbonatadas con registros convencionales.	89
7.6.1	Mezcla de carbonatos.	89
7.6.2	Efecto fotoeléctrico.	90
7.6.3	Sistemas de porosidad.	90
7.6.4	Precipitación de elementos radiactivos.	91
7.7	Ventajas de los registros de Imágenes de resistividad.	92
CAPITULO 8 GEOLOGÍA ECONÓMICA.		93
8.1	Geología económica en cerro Peñuela.	93
8.2	Campos productores.	94
8.3	Sistemas petroleros.	95
8.4	Reservas en la Plataforma de Córdoba.	96
CAPITULO 9 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		98
9.1	Conclusiones.	98
9.2	Recomendaciones.	100
BIBLIOGRAFIA		105
APÉNDICE A ANÁLISIS PETROGRAFICOS.		106
APÉNDICE B INFORME LABORATORIO DE ANÁLISIS DE MUESTRAS DE ROCA, IMP.		113

RESUMEN

La zona de estudio comprende una sección aflorante de la Formación Guzmantla, en el Cerro Peñuela que se ubica al sureste de la ciudad de Córdoba Ver., dicha sección esta constituida por rocas carbonatadas de plataforma de edad Coniaciana, consecuencia de procesos sedimentológicos posteriores a la apertura del Golfo de México.

En este trabajo se recolectó información geológica de superficie a partir del estudio macroscópico de las rocas del afloramiento, pudiendo documentar aspectos litológicos, de macrofauna y estructuras sedimentarias. Con las rocas muestreadas, principalmente grainstones y packstones, se elaboraron láminas delgadas que permitieron obtener información sobre su facies sedimentaria (ambiente de plataforma interna), otras láminas fueron impregnadas para conocer cualitativamente el tipo de microporosidad (principalmente intrapartícula e interpartícula) dado que este tipo de carbonatos son propicios para la generación de porosidad primaria.

En cuanto a la evaluación cuantitativa de la porosidad, se enviaron muestras al Instituto Mexicano del Petróleo para su estudio con un porosímetro, arrojando resultados que ayudan a documentar dicha característica.

A partir de la información obtenida en superficie se establecieron equivalencias con información de subsuelo, en particular utilizando núcleos de fondo y registros de imágenes de resistividad. Se trabajó sobre este registro debido a que revela información que para los registros convencionales no es claramente visible, sobre todo cuando se interpreta rocas carbonatadas.

A la búsqueda de equivalencias de información de subsuelo y de superficie se le llama calibración, si esta se hace de forma completa se pueden inferir otras características, coadyuvando a una mejor caracterización litológica y petrofísica de las formaciones, incluso se pueden establecer analogías en varios tipos de roca. Este trabajo se hizo sobre la Formación Guzmantla apuntando a evaluar beneficios económicos en esta metodología.

INTRODUCCIÓN

Dada la importancia que los hidrocarburos han tenido y tienen en la actualidad para el desarrollo del país, desde el siglo pasado PEMEX se ha dedicado a la exploración de las rocas sedimentarias del Golfo de México con el fin de incrementar día a día la cantidad de energéticos disponibles. En particular en la Plataforma de Córdoba se han producido hidrocarburos desde mediados del siglo pasado.

El pilar de la industria petrolera siempre ha sido la Geología, primero la de superficie en la caracterización litológica y estratigráfica y luego, la geofísica de superficie para la ubicación de grandes estructuras sin expresión en superficie. Conforme avanzan los métodos de perforación e investigación, se establece la geología de subsuelo cuyo objetivo es conocer más a fondo las características de las unidades de roca bajo la superficie permitiendo entender mejor los yacimientos y su comportamiento.

En el desarrollo de este trabajo planteo los aspectos geológicos regionales incluyendo las entidades de la Plataforma de Córdoba y la Cuenca de Veracruz, también se trata la historia y génesis del basamento prejurásico pues de la configuración y naturaleza de éste depende la distribución de todos los depósitos posteriores y la localización de las fuentes de aporte como una consecuencia de los procesos asociados a la apertura del Golfo de México y la orogenia Laramide.

Las unidades estratigráficas sobre todo las que pertenecen al Mesozoico y hasta el Cenozoico son reflejo del ambiente geológico que ha imperado en el Golfo de México, primero las rocas que indican el inicio de la depositación marina en el Jurásico (abanicos aluviales) y luego la instalación de ambientes carbonatados de plataforma durante todo el Cretácico, terminando en sedimentos clásticos en el Cenozoico. En cuanto a la geología estructural, en el Cenozoico ocurren una serie de pulsos de deformación que provocaron horizontes erosivos y discordancias que en conjunto con las estructuras de pliegues y cabalgaduras del Cretácico Tardío constituyen las trampas que alojan a los yacimientos de hidrocarburos.

Introducción

La Formación Guzmanla es objeto de estudio de este trabajo, su estudio va de lo general a lo particular terminando en la descripción y análisis de una columna estratigráfica, denotando la presencia de grainstones y packstones de bioclastos; los del cerro Peñuela, cerca de la ciudad de Córdoba, Ver; dicho análisis incluye algunos aspectos litológicos, paleontológicos y sedimentológicos, tanto macroscópicos como microscópicos, suficientes para saber que se depositó en un ambiente de plataforma interna con aguas restringidas y con la presencia de barreras coralinas al oriente. Algunos autores propusieron que en algún momento las calizas Peñuela constituyeron un yacimiento de hidrocarburos. Cabe mencionar que esta Formación es de gran importancia en los campos petrolíferos Cópite y Mata Pionche.

Como parte de los estudios de subsuelo se denotan las bondades de los registros de imágenes de resistividad y los núcleos de fondo como herramientas que ayudan a “buscar” los aspectos observados en superficie complementando el trabajo de caracterización, a esta búsqueda se le llama calibración. Además son de suma importancia para discriminar entre porosidad primaria y secundaria, observar texturas, espesores y echados, sobre todo en rocas carbonatadas.

Finalmente cabe mencionar que el éxito de la exploración y explotación de hidrocarburos depende de la cantidad de información de que se disponga y de cómo se integre; día con día se tienen avances en los métodos de investigación de subsuelo por lo que la información se convierte en lo más valioso.

CAPITULO 1 GENERALIDADES

1.1 Objetivo

El objetivo de este trabajo es recolectar y analizar información superficial en el cerro Peñuela que es una sección aflorante de la Formación Guzmantla, evaluando las implicaciones petrolíferas que pudieran observarse en el subsuelo. Se han considerado características macroscópicas (litológicas, estructurales y paleontológicas) que pudieran ser equivalentes en núcleos de fondo obtenidos de campos petroleros cercanos y que pudieran ser reconocidos en los registros geofísicos de pozo, en particular, los registros de imágenes de resistividad. De estos últimos se evaluará sus alcances, ventajas y desventajas en cuanto a la interpretación litológica, petrofísica y sedimentológica, basada en la calibración previa que relacione la información de subsuelo con la de superficie, apuntando hacia una mejor caracterización de la Formación.

La calibración permite alcanzar el objetivo planteado, pudiendo realizar el trabajo de caracterización en dos sentidos; uno, conociendo las facies de depositación, se pueden “esperar” ciertas características en los registros; el otro, a partir de los registros se pueden buscar aspectos distintivos de las facies de depositación.

Para llevar a cabo esta calibración se realizó trabajo de campo y de laboratorio:

1. Medición de una columna estratigráfica específica y descripción litológica en el afloramiento.
2. Localización de aspectos macroscópicos distintivos como estructuras sedimentarias, microfósiles, karst, etc.
3. Estudio de láminas delgadas con el fin de conocer la facies sedimentaria.
4. Descripción de núcleos propiedad de PEMEX de la Formación Guzmantla.
5. Análisis de fundamentos sobre la resistividad de las rocas, de los registros eléctricos y de imágenes de resistividad.

También es objetivo documentar la existencia de porosidad en los grainstones en cerro Peñuela a través del estudio cualitativo de láminas delgadas impregnadas y de estudios cuantitativos de porosidad obtenidos con un porosímetro, en muestras colectadas.

1.2 Ubicación

La zona de estudio comprende un afloramiento pequeño y está ubicado en la parte oeste del estado de Veracruz, al sureste de la ciudad de Córdoba (**Fig. 1.1**), se ubica dentro de la carta Orizaba de clave E14 B, escala 1:250000 y sus coordenadas UTM son:

X = 14Q 721,043 m. Norte

Y = 2`087,399 m. Este

Z = 740 msnm.

El afloramiento se encuentra dentro de una cantera propiedad de la empresa PYCSA a la que se puede acceder a través de la autopista que va de la Cd. de Puebla al Puerto de Veracruz. Pasando la entrada a la ciudad de Córdoba se debe tomar la desviación a San Miguelito y luego la carretera Peñuela – Amatlán encontrando la cantera cerca del Km 1.

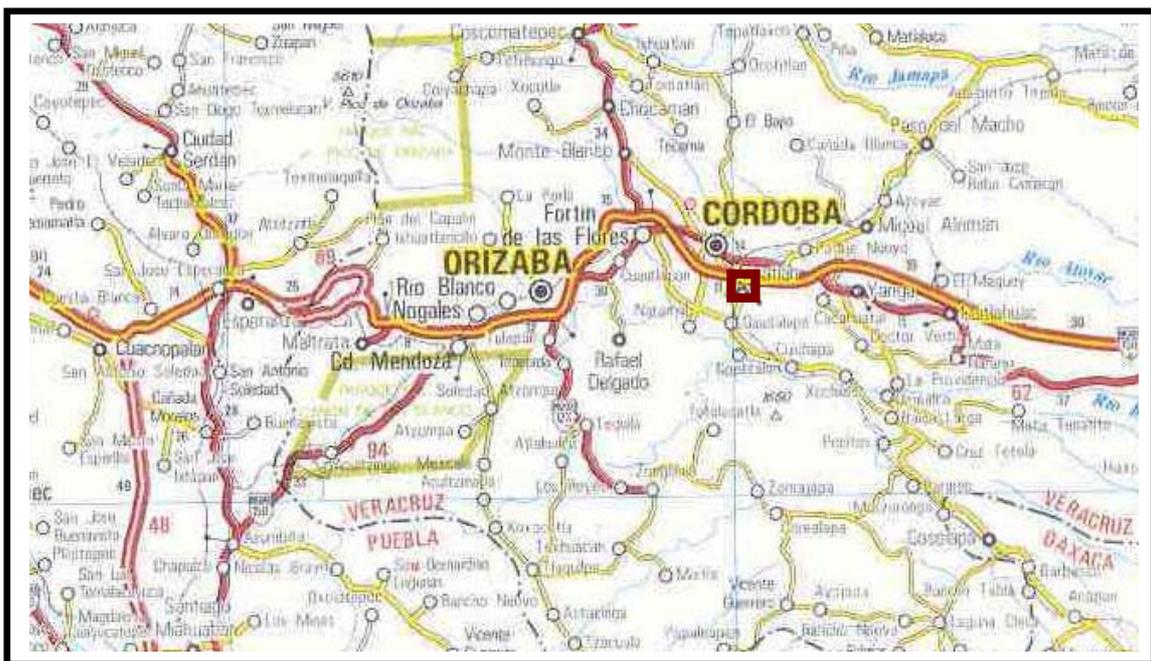


Fig. 1.1. Localización y vías de acceso a la zona de estudio.

1.3 Fisiografía

Una provincia fisiográfica se define con unidades morfológicas que tienen características superficiales distintivas, con origen y morfología propios. Una región se considera provincia fisiográfica cuando cumple con un origen geológico unitario, una

morfología y litología propia y distintiva (INEGI, 2006). La zona de estudio se encuentra dentro de la provincia de la Sierra Madre del Sur en la subprovincia de Sierras Orientales (INEGI, 2006). Cabe mencionar que se encuentra muy cercana a la provincia la Llanura Costera del Golfo Sur y dada su importancia económica también la describiré (**Fig. 1.2**).

1.- Provincia de la Sierra Madre del Sur

En esta región se puede encontrar rocas sedimentarias, cristalinas intrusivas y metamórficas (INEGI, 2006). El cerro Peñuela se ubica en la Subprovincia de Sierras Orientales (COREMI, 1994).

- **Subprovincia de las Sierras Orientales**: La parte de esta provincia fisiográfica que alcanza al estado de Veracruz se conoce como la Subprovincia de Sierras Orientales, es una región montañosa que abarca desde Orizaba hasta Salina Cruz. En la zona de estudio se ubica la Sierra de Zongolica que es una parte menos abrupta que el resto de la sierra, ahí predominan las rocas calcáreas del Cretácico semejantes a las de la Sierra Madre Oriental, presentando abundante karsticidad y con cimas que sobrepasan los 2000m (COREMI, 1994).

2.- Provincia de la Llanura Costera del Golfo Sur

Esta provincia es una llanura costera con alto grado de aluvionamiento fluvial, ubicada al sur del Golfo de México. La mayor parte de su superficie a excepción de la discontinuidad fisiográfica de los Tuxtlas y algunos lomeríos bajos está muy próxima al nivel del mar y cubierta de material reciente (INEGI, 2006).

- **Subprovincia de la Llanura Costera Veracruzana**: La mayor parte de esta subprovincia se localiza dentro de territorio veracruzano, ocupa 27 001.17 km², que representan el 37.29% de la superficie estatal. La subprovincia se puede dividir a su vez en: a) sistemas de lomeríos b) Llanura costera aluvial, c) sistemas de lomeríos del sur y del sureste (INEGI, 2006).

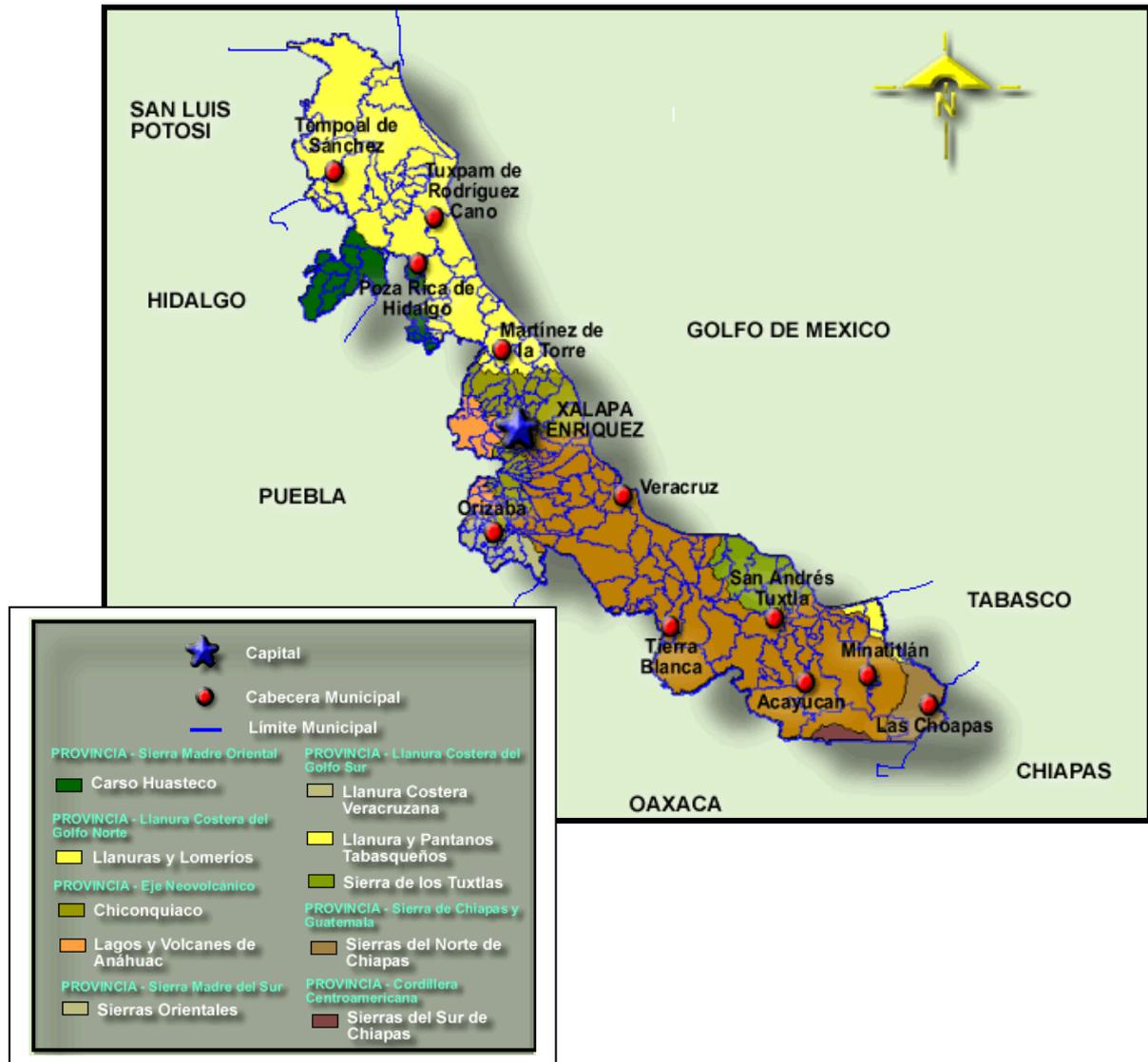


Fig. 1.2. Provincias fisiográficas del estado de Veracruz. Tomado de INEGI, 2005.

CAPITULO 2. GEOLOGÍA GENERAL

2.1 Marco Tectónico

La sedimentación en el Golfo de México se llevo a cabo sobre un basamento Paleozoico, posteriormente la configuración de tierras expuestas y sumergidas controlaron las cuencas sedimentarios y los elementos que aportaron los sedimentos (**Fig. 2.1**).

LA zona de estudio se encuentra en el límite de dos entidades tectónicas de gran importancia económica, por lo que describiré ambas:

2.1.1 Plataforma de Córdoba.

La Plataforma Mesozoica de Córdoba, es consecuencia de una deformación extensional que ocurre durante la apertura del Golfo de México, esto provocó una sucesión de fosas y pilares cuyos bordes tuvieron una orientación general NW-SE, *a grosso modo* las fosas actuaron como cuencas sedimentarias continentales durante el Triásico- Jurásico (salvo la Cuenca Liásica de Huayacocotla) y de ambiente pelágico durante el Cretácico (**Fig. 2.2 y 2.3**). Los pilares propiciaron ambientes de plataforma marina durante el Cretácico.

Los depósitos mesozoicos se encuentran cubiertos por gruesos paquetes de sedimentos clásticos terciarios dispuestos en forma de cuña que apuntan hacia el oeste, dada la franca actitud regresiva de las aguas del Golfo de México.

Paleogeográficamente se puede encontrar de oriente a poniente a la Cuenca de Veracruz, la Plataforma de Córdoba (a cuya estructura transicional se le llama “Frente tectónico sepultado de la Sierra Madre Oriental”) y la cuenca de Zongolica. Después de la orogenia Laramide algunas de las rocas generadas en la Cuenca de Zongolica cabalgaron a las de la Plataforma de Córdoba.

Cabe mencionar que en general el registro litológico se encuentra incompleto, pues fueron atacados por eventos erosivos durante principios del Terciario dando lugar a dos

discordancias importantes (existen otras menores) la mas antigua, se encuentra en la base de la Formación San Felipe afectando a las Formaciones Guzmantla, Orizaba y Maltrata, haciendose mas intensa hacia el oriente donde las rocas clásticas cenozoicas llegan a estar en contacto con rocas del edad Santoniano Inferior. La segunda es resultado de los últimos movimientos tectónicos de la Orogenia Laramide que afecta a sedimentos plegados y fallados del Eoceno Inferior, Paleoceno y Cretácico Inferior, se puede hablar de una exposición general (regional).

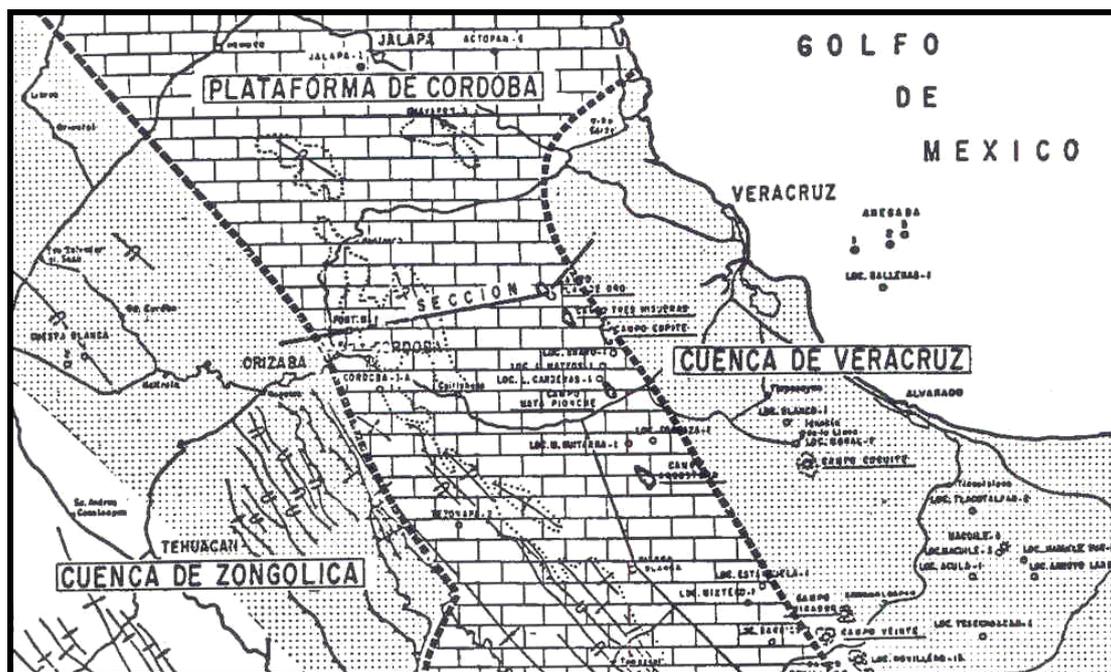


Fig. 2.1. Distribución de tectónica de cuencas y plataformas en Veracruz. Tomado de González , 1976.

2.1.2 Cuenca de Veracruz

Esta limitada al norte por el Macizo de Teziutlán, al poniente y suroeste por la Sierra Madre Oriental, al suroriente por la Cuenca Salina del Istmo y el Macizo de San Andrés Tuxtla, al noroeste y este por el Golfo de México. Se constituye por depósitos clásticos con un espesor total aproximado 8000 a 9000 m. en las que destacan sedimentos arenarcillosos y arenosos conglomeráticos. Cronológicamente comienza su desarrollo desde el Paleoceno hasta la actualidad (COREMI, 1995).

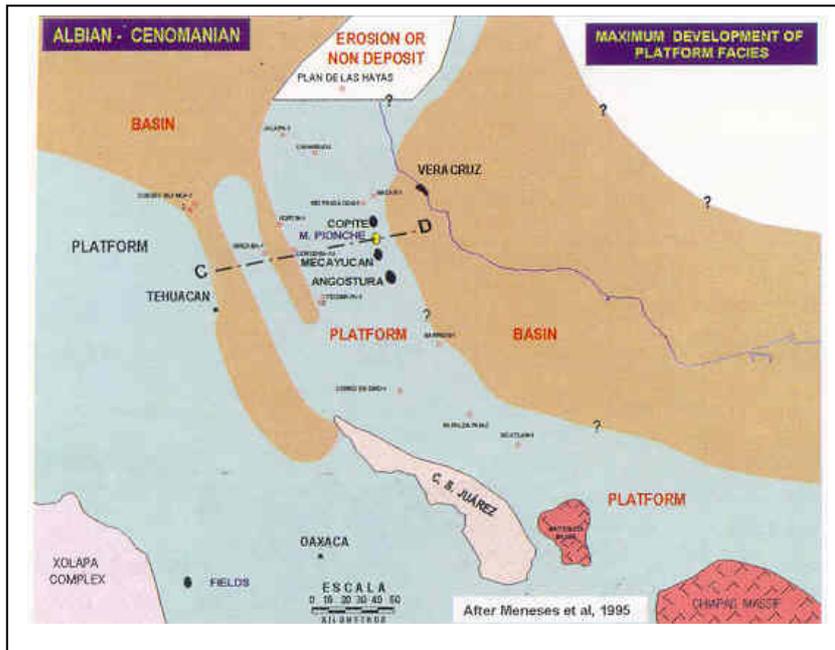


Fig. 2.2. Distribución de cuencas y plataformas marinas, y elementos positivos durante el Cretácico Medio. Tomado de Meneses, 1997.

Otro aspecto importante a mencionar es que dada la disposición estructural de las formaciones, los pozos perforados alcanzan a las rocas almacenadoras a menor profundidad (en general) hacia el poniente. Esto también se debe en parte a que los espesores reales son enmascarados por fallas inversas (cabalgaduras, cobijaduras) que en apariencia incrementan el espesor de la secuencia.

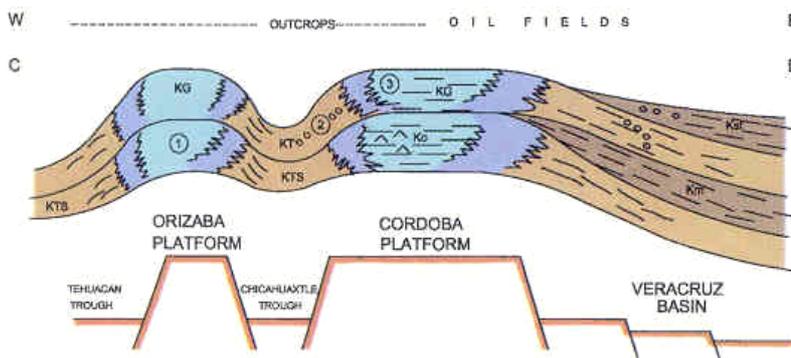


Fig. 2.3. Sección transversal de los elementos paleogeográficos, que permiten la depositación de las formaciones cretácicas. Tomado de Stabler, 2006.

2.2 La Serie Escamela

El nombre de Serie Escamela se debe al cerro Escamela en el que en un principio se describió un cuerpo de calizas de aproximadamente 2000 m. de potencia siendo de las primeras exploraciones en el Cretácico veracruzano. El primero en nombrar a estos carbonatos fue Böse, (1899), luego comenzaron los primeros trabajos de exploración de

Petróleos Mexicanos en 1948, finalmente Viniegra le da la categoría de Serie y continúa llamándole Escamela por cuestiones prácticas. La Serie Escamela está expuesta de forma importante en la Sierra de Guzmantla y a lo largo de la Sierra Madre Oriental. Se consideró primero como una unidad desde el punto de vista bioestratigráfico que iba desde el Albiano hasta el Maestrichtiano en facies bentónicas y pelágicas, aunque sus límites cronológicos no estaban muy bien definidos.

En general se compone de calizas bioclásticas con lentes de rudistas y algas, también horizontes con abundantes miliólidos y calizas oolíticas con bancos potentes de dolomitas. Los colores predominantes de estas rocas es el gris claro, gris crema y gris pardo, en ocasiones con capas de calizas de color oscuro. El espesor de los estratos varía de .5 a 1.5 m o más, a veces se pueden encontrar capas de margas y de bentonita interestratificadas. (Viniegra, 1965).

Posteriormente se nombraron unidades que conformarían a la Serie Escamela de acuerdo a la zona en la que se obtuvieron mejores muestreos. Dado que en su momento las diferencias litológicas entre estas unidades no se apreciaban distintivas, la definición se hizo con base en bioestratigrafía.

La Serie Escamela comprende a las Formaciones; Orizaba, Maltrata, Guzmantla, San Felipe, Atoyac y Méndez; que en conjunto cronológicamente van desde el Albiano hasta el Maestrichtiano.

2.3 Marco geológico regional

El registro litológico que se conoce viene desde el Paleozoico Tardío hasta el reciente. Las rocas del Paleozoico se constituyen de rocas metamórficas y metasedimentarias que forman el basamento de las Formaciones Mesozoicas. Después del Pérmico se da un periodo de exposición que permite que no haya sedimentación, durante el Triásico Inferior y Medio, por lo que se establece una gran discordancia; es hasta el Carniano (Triásico Superior) que comienza la depositación de los primeros sedimentos de ambiente continental.

Luego, es en la gran trasgresión marina del Jurásico que comienzan a depositarse principalmente rocas arcillo - calcáreas y en el Cretácico cuando predominan las rocas calcáreas imperando condiciones de cuenca y de plataforma en el Golfo de México.

A finales del Mesozoico las rocas carbonatadas recién depositadas son exhumadas y erosionadas por la orogenia Laramide, construyendo la Sierra Madre Oriental, provocando una regresión marina y una consecuente discordancia estratigráfica. Esta exposición es la que provee de sedimentos a la Cuenca de Veracruz donde se depositan rocas clásticas durante el Cenozoico y hasta la actualidad (**Fig. 2.4**).

A continuación describo brevemente las Formaciones desde el Paleozoico hasta el Jurásico medio. Las formaciones posteriores al Jurásico Medio se tratarán en el capítulo 3 de forma detallada, puesto que pertenecientes de la estratigrafía de la Plataforma de Córdoba y Cuenca de Veracruz.

2.3.1 Paleozoico

Las rocas más antiguas de Veracruz se encuentran al norte de Huayacocotla en los límites con el estado de Hidalgo (Ortega, 1979), y en las inmediaciones de San Agustín en Oaxaca (López-Ramos, 1979). Estas rocas se componen de gneis granítico de color pardo claro de foliación imperfecta y gneis cuarzdiorítico de color verde oscuro con abundantes micas, plagioclasa y cuarzo. Estas rocas dada su posición estratigráfica fueron consideradas por López Ramos de edad incierta, probablemente Precámbrico – Paleozoico.

PEMEX en conjunto con el IMP ha realizado estudios sobre estas rocas encontrando en general dos tipos, una familia granítica y otra granodiorítica; mediante fechamientos radiométricos (K-Ar) se encontró que las graníticas se pueden asociar a eventos orogénicos con fases magmáticas de arco emplazadas a 323 ± 8 Ma que corresponden al Carbonífero y que se han relacionado con el batolito de Chiapas. Las segundas también se asocian a fases magmáticas de arco pero con tendencias a ambientes intraplaca, con emplazamiento a 233 ± 19 Ma (Jacobo, 1984) correspondiente al Pérmico.

La importancia de conocer estas rocas de tipo cristalino es que constituyen el basamento sobre la que se asientan las secuencias carbonatadas del Mesozoico y clásticas del Cenozoico, y cuya configuración morfológica y tectónica gobernó los patrones de sedimentación en las cuencas sedimentarias posteriores.

En cuanto a las rocas metasedimentarias del Paleozoico la parte mas antigua corresponde a una secuencia metamórfica con filitas color verdoso a gris claro y esquistos de biotita de protolito sedimentario, color rojo y gris verdoso observadas al oriente de Atzalán consideradas de edad Pensilvánica. (López Ramos, 1982).

También se pueden encontrar arcosas semimetamorfizadas de color gris claro a pardo oscuro de mediana clasificación, los granos de cuarzo y feldespato se encuentran incluidos en una matriz arcillosa y de óxido de fierro cementados con calcita y sílice, en ocasiones grafito y granate. Estas rocas tuvieron como fuente de aporte de sedimentos la erosión del basamento cristalino antes mencionado, siendo depositado en mares continentales poco profundos. Se pueden encontrar afloramientos en las cercanías de la región de Natividad Veracruz al ascenso de la Sierra de Juárez (Sierra Madre Oriental).

También se encuentran rocas sedimentarias que consisten de alternancias de conglomerados, areniscas conglomeráticas, areniscas y lutitas de color gris oscuro, negro y gris verdoso que intemperizan al pardo rojizo; los conglomerados en algunas localidades se constituye de bancos gruesos con clastos de calizas que contiene crinoides y fusulínidos, siendo esta la Formación Guacamaya de edad Leonardiano – Wolfcampiano (López-Ramos, 1982). Estos depósitos ocurrieron en un geosinclinal con facies tipo flysch de aguas profundas, contiene restos de plantas.

2.3.2 Mesozoico

Describiré brevemente las Formaciones depositadas hasta el Jurásico Medio.

Formación Huizachal (Triásico, Cárnico – Rético). Propuesta por Seemes en 1921 y redefinida por Carrillo en 1961, su localidad tipo se encuentra en el Valle del Huizachal. Tamps. Está compuesta por secuencias de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados de color rojo predominantemente, aunque también hay capas verdes y

gris verdosas. Entre estas secuencias clásticas es abundante la presencia de cuarzo. Se depositó en grandes fosas tectónicas todavía continentales, carece de fauna marina y contiene hojas de plantas.

Formación Huayacocotla. (Jurásico Inferior, Liásico superior – Sinemuriano)

Descrita por Imlay en 1948, sobreyace a las rocas Triásicas de forma discordante, se compone de secuencias de lutitas, limos y areniscas con una extensión restringida; en la parte basal hay intercalaciones de rocas arcillosas y limosas laminadas y con laminación cruzada evidenciando ambientes de oleaje. Se depositó durante los primeros eventos transgresivos del Mesozoico (liásico) en una cuenca de área limitada. En cuanto a la fauna se pueden encontrar amonitas abundantes, pelecípodos y en la parte superior plantas fósiles.

Formación Cahuascal (Jurásico Medio, Bajociano – Batoniano).

Definida por Carrillo Bravo en 1961, su localidad tipo se encuentra en la ribera del Río Amíac cerca de Molango, Hidalgo. Consta de secuencias de lutitas, areniscas (grauvacas), conglomerados con fragmentos de cuarzo y líticos de arenisca, y limonitas de color predominantemente rojos (lechos rojos). En la región de Teziutlán, Puebla se pueden encontrar intercalados derrames andesíticos y riolíticos. Se deposita en un ambiente continental y subyace discordantemente a las rocas Jurásicas Marinas.

Formación Tepexic (Batoniano – Calloviano)

Definida por Erben, en 1956, esta formada por calizas color gris oscuro de grano grueso que incluye esporádicos clastos de cuarzo y abundantes fragmentos de caliza. Es de estratificación mal definida y presenta un conglomerado basal. Representa uno de las primeras evidencias de transgresión, asentada discordantemente en sedimentos continentales de la Formación Cahuascal. Se depositó en una cuenca marina con aporte de clástico.

Posteriormente se depositaron las siguientes Formaciones:

- Formación Tepexilotla (Kimmerigiano – Tithoniano)
- Formación Tuxpanguillo (Berriasiano – Barremiano)
- formación Capolupan (Aptiano)

- Formación Orizaba (Albiano – Cenomaniano)
- Formación Maltrata (Turoniano – Coniaciano)
- Formación Guzmantla (Turoniano – Santoniano)
- Formación San Felipe (Coniaciano – Santoniano)
- Formación Méndez (Campaniano – Maestrichtiano)

2.3.3 Cenozoico

- Formación Velasco (Paleoceno Inferior)
- Formación Chicontepec (Paleoceno Superior)
- Formación Guayabal (Eoceno Medio)
- Formación Tantoyuca (Eoceno Superior)
- Formación Horcones (Oligoceno Inferior)
- Formación La Laja (Oligoceno Superior)
- Formación Depósito (Oligoceno Superior)
- Formación Encanto (Oligoceno Superior - Mioceno Inferior)
- Formación Concepción Inferior (Mioceno Inferior)
- Formación Concepción (Mioceno Inferior)
- Formación Paraje Solo (Mioceno Medio)

COLUMNA CRONOESTRATIGRAFICA

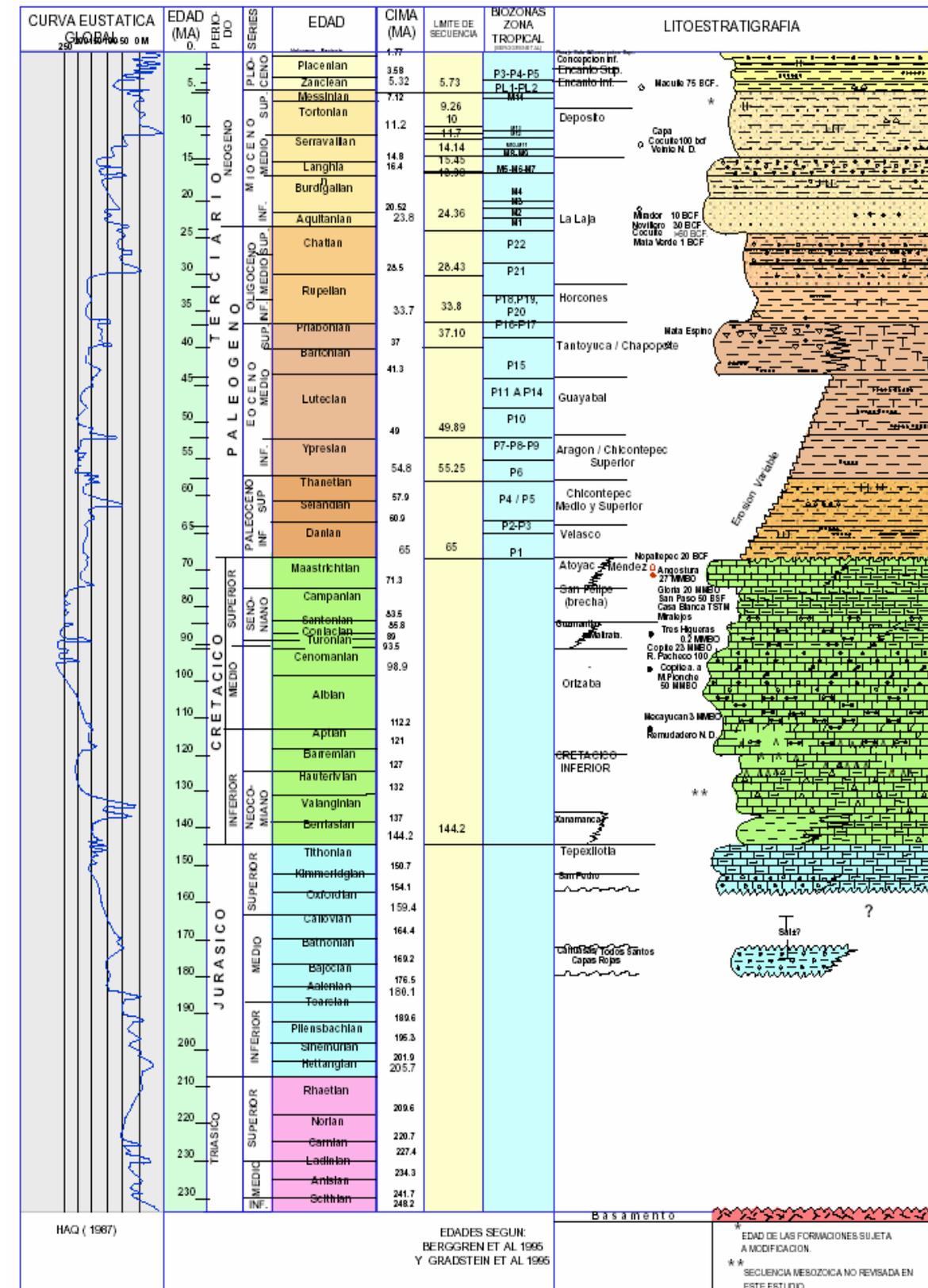


Fig. 2.4. Columna cronoestratigráfica. Tomada de Vázquez, 2001.

CAPITULO 3. ESTRATIGRAFIA

En este capítulo se describirá detalladamente las formaciones que pertenecen a la estratigrafía de la plataforma de Córdoba y Cuenca de Veracruz.

3.1 Formación Tepexilotla (Jurásico Tardío, Kimmerigiano – Tithoniano)

Definida por Mena en 1962, su localidad tipo se encuentra en Tepexilotla Pue. Consta de rocas químicas calcáreas, en la parte basal se pueden encontrar capas de calizas bituminosas y carbonosas intercalados con algunas capas esporádicas de calizas arcillosas y arenosas. Las calizas bituminosas son de grano fino y en ocasiones también se puede encontrar capas delgadas de areniscas de grano fino color gris amarillento.

Para 1979 esta formación solo había sido localizada en el subsuelo por pozos perforados en las cercanías de la Sierra de Juárez y en ese tiempo López Ramos consideró que probablemente también se podría encontrar en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz. En Tepexilotla se le midió un espesor de 1000 m.

Mena consideró además que dentro de esta formación podían encontrarse dos facies, que varían en sentido horizontal, una de ambiente nerítico (Tepexilotla) y otra de ambiente litoral (Tehuipango).

Cabe mencionar que a esta formación también se le conoce con el nombre informal de formación San Pedro (González, 1976), en la que se midió un espesor de 600m. y que puede correlacionarse cronoestratigráficamente con la formación Pimienta en la cuenca sedimentaria Tampico y con parte de la formación la Caja y Casitas en Coahuila.

3.2 Formación Tuxpanguillo

Formación Xonamanca (Cretácico Temprano, Berriasiano – Barremiano)

Descrita por Mena, Flores y Viniegra en 1965, cabe mencionar que el nombre de Tuxpanguillo a caído en desuso y es mas frecuente encontrarla nombrada como Formación Xonamanca, (López Ramos 1982). Consta en general de capas de caliza de color negro y gris oscuro de estratificación delgada a laminar en su base y que aumenta de espesor hacia la cima. En los planos de estratificación es común encontrar bandas y nódulos de pedernal negro. También se puede encontrar gilsonita dentro de las fracturas en la roca.

Estas calizas según Flores (1965), son de textura criptocristalina, de buena estratificación, con presencia de escasa macrofauna y en algunas ocasiones intercalaciones de calizas arcillosas – margosas. Este autor y otros también definen en la parte superior horizontes que bien podrían pertenecer a la Formación Tepexilotla, sin embargo es común encontrarla descrita como una formación separada informal, la formación Capolucan.

Se puede localizar esta formación en su localidad tipo Tuxpanguillo, Tepexilotla y la Perla, entre otras; es en ésta última localidad donde tiene un cambio de facies lateral a calizas margosas sin pedernal.

Sobreyace a la Formación Tuxpanguillo y subyace a la Formación Orizaba de forma concordante, se le ha medido un espesor de 600 m.

Se le puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Tamaulipas Inferior en la cuenca sedimentaria de Tamaulipas y Poza Rica, con la Formación Chinameca Superior en la región de la Sierra Madre de Chiapas e Istmo de Tehuantepec; y su base con la Formación Taraises (Berriasiano) en San Luis Potosí y Coahuila.

3.3 formación Capolucan (informal) (Aptiano)

Descrita por Flores, Mena y Viniegra en 1965, se constituye por rocas calcáreas muy semejantes que las de la Formación Xonamanca, solo que con espesores mayores que van de 4 a 5 m por estrato. También se han encontrado horizontes de calizas oolíticas no rítmicas indicando un ambiente de alta energía, calizas microbrechoides a brechas intraformacionales de aparición regular. Igualmente contiene horizontes de calizas con presencia de clásticos. Hacia la parte superior el color de las calizas cambia de negro a crema y el espesor se vuelve variable.

Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con el Horizonte Otates al norte de la Sierra de Juárez y con la formación San Isidro (evaporitas) en la zona de Oaxaca.

Se puede encontrar en su localidad tipo, Capolucan, en las cercanías de Tuxpanguillo.

3.4 Formación Orizaba (Cretácico Medio, Albiano - Cenomaniano)

Descrita por Böse en 1899, luego por Viniegra en 1965, pertenece a la Serie Escamela que en su totalidad tiene un espesor aproximado de 2500 m su localidad tipo se encuentra en las cercanías de la ciudad de Orizaba. Esta Formación en su parte inferior se encuentra dolomitizada. Consta de estratos medianos de calizas gris claro. Dentro de la formación se pueden observar alternancias de estratos de color gris oscuro y gris claro a gris crema, los primeros suelen ser más gruesos conteniendo abundantes rudistas, los segundos suelen ser más delgados conteniendo abundantes miliólidos. Estudios hechos por PEMEX han dividido a esta Formación en dos facies, una arrecifal y otra de plataforma.

La facies arrecifal esta constituida por boundstones de caprinidos (rudistas) gasterópodos, esponjas y corales. Los estratos que la conforman miden de 2 a 4 m y entre ellos se observan intercalaciones de capas gruesas de grainstones y packstones de intraclastos, oolitas, bioclastos y miliólidos.

La facies de plataforma (post arrecifal) consiste en mudstones y wackestones de intraclastos y bioclastos, en estratos de 20 cm. a 1m. de espesor en las que se lograron conservar estructuras sedimentarias. En algunos horizontes son abundantes los miliólidos y se encuentran también esporádicos rudistas en manchones.

Su espesor es variable y se han medido desde los 200 y 400 m en el cerro Escamela, de unos 840 m en la región de San Cristóbal que es donde presenta su máximo espesor y en el subsuelo de unos 600 metros en pozos perforados en la región de Actopan; esta variación en el espesor puede deberse a su carácter arrecifal.

Se depositó en aguas poco profundas y tranquilas, de temperatura y salinidad estable, cálida y normal respectivamente, de aguas limpias y bien oxigenadas; todo esto inferido por la gran cantidad de foraminíferos bentónicos (miliólidos) sin aporte de sedimentos clásticos.

Sobreyace a las Formaciones Tepexilotla y Capolucan de forma discordante. En la región de Escamela sobreyace en discordancia por falla a la Formación Necoxtla del Turoniano (Ríos, et. al., 1953). Subyace a la Formación Guzmantla y Maltrata de forma concordante. Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Tamaulipas Superior, parte de la Formación Tamabra y Abra; y a las calizas Sierra Madre en el Istmo. Su depositación también es contemporánea a la Formación Aurora en el Noreste de México, El Doctor y Morelos en el centro y sur del país respectivamente.

3.5 Formación Maltrata (Cretácico Superior, Turoniano – Coniaciano)

Definida por Böse en 1899, luego por Burkhardt en 1930, que le asigna una edad Aptiano, luego Bonet en 1969 basado en su contenido bioestratigráfico le asigna una edad de Turoniano- Senoniano, su localidad tipo se encuentra en los Valles de Maltrata.

Esta constituida por calizas negras criptocristalinas o microcristalinas, arcillosas y margosas, dispuestas en estratos de 10 a 40 cm. con nódulos y bandas de pedernal negro.

Hacia la parte superior de la formación se encuentran cuerpos de calizas negras brechoides de 80 cm. a 1 m., en este sentido también los carbonatos se van haciendo más arcillosos y más delgados convirtiéndose en verdaderos bancos donde se pueden encontrar restos de vertebrados, paquiodontos y bivalvos. Se intercalan entre los cuerpos calizos estratos delgados de lutitas de color gris oscuro a negro.

Según Viniegra en 1965, su ambiente de depósito es pelágico de cuenca con condiciones reductoras, que contrastan con las facies de carácter bioquímico y bioclástico de la Formación Guzmantla de la que es contemporánea y correlacionable cronoestratigráficamente y con la que es muy posible que mantenga interdigitaciones en algunas zonas.

Dado que esta formación se encuentra plegada, en superficie se ha medido un espesor promedio de 400 m. aunque este pudiera no ser su potencia real.

Sobreyace concordantemente y a la Formación Orizaba y a pesar de las interdigitaciones con la Formación Guzmantla se considera que la Formación Maltrata le subyace. En la región de Maltrata y Acultzingo sobreyace discordantemente a rocas del Aptiano. También se considera que subyace a la Formación Necoxtla concordantemente con un límite transicional, en el cerro Santa Elena. Tarango en 1971, la correlaciona litoestratigráficamente con la Formación Agua Nueva en el Norte del País. Se puede encontrar ampliamente en la Sierra Madre Oriental cerca de los Valles de Maltrata y Acultzingo, hacia el Río Santo Domingo y prolongándose hasta las faldas del volcán Citlaltepétl y también en la carretera Fortín - Cosomatepec.

3.6 Formación Guzmantla. (Turoniano – Santoniano)

Es esta la formación de mayor importancia para este trabajo, aquí se definirá de forma general, en capítulos subsecuentes se describirá su sedimentología y ambiente de depósito además de las características que de ella se observaron en la cantera de Peñuela.

Originalmente fue definida por Viniegra en 1965, a la que se refiere como unidad y la ubica hasta el Coniaciano Tardío y Santoniano Temprano. Su localidad tipo se encuentra en San Cristóbal Guzmantla. Se constituye por rocas carbonatadas que tienen varios cambios de facies laterales y verticales; es así que a lo largo de sus afloramientos se pueden encontrar, calizas dolomitizadas (sobre todo en la base), grainstones y packstones oolíticos, de bioclastos y de pellets, también mudstones, wackestones de bioclastos e intraclastos, intercalaciones de pedernal y calizas arcillosas. La fauna contenida en esta formación es de radiolarios, miliólidos, corales, algas, rudistas, gasterópodos, etc. En general presenta colores gris claro y crema y en algunas partes se han conservado algunas estructuras sedimentarias.

Como ya se mencionó forma parte de la Serie Escamela y se encuentra aflorando en la región de Córdoba, Orizaba y al frente sur-oriental de la Sierra Madre (Oaxaca y Veracruz). También esta ampliamente distribuida en el subsuelo de la cuenca de Veracruz siendo productora de hidrocarburos en los campos Cópite y Mata Pionche.

El espesor y la litología de estas rocas carbonatadas es variable, por ejemplo; al noroeste de la Sierra de Guzmantla se observa un espesor mayor a los 250 m. de calizas sacaroides de color gris crema a gris pardo con abundante pedernal gris oscuro, hacia la cima del afloramiento la estratificación se hace más gruesa y la caliza se observa más dolomitizada (López-Ramos, 1982).

En el frente de la Sierra Madre se encuentra una franja de orientación norte sur donde son abundantes los fragmentos biogénicos, en lo que puede considerarse que se encuentra el mayor espesor de la formación, en particular en la Sierra de Guzmantla. Hacia la parte media de esta se pueden encontrar calcarenitas fosilíferas con más de 700 m. de espesor en las que destacan corales, algas y agrupamientos lenticulares de rudistas.

En el área de Acatlán, se encuentran calizas dolomitizadas de textura sacaroide, en capas de 60 cm a 2 m que microscópicamente contiene zonas oolíticas y otras con abundantes miliólidos. Hacia parte superior de la Formación se presentan sedimentos generados en

diferentes ambientes, primero la facies miliólidos con un espesor de 540 m.; luego una representada por calizas con pedernal y fauna pelágica con 100 m. de espesor; y la facies oolítica con 60 a 90 m. de espesor. Viniegra en 1965, consideró un espesor total para esta formación de 1600 m.; López Ramos consideró 956 m. en la Sierra de Guzmantla y en pozos perforados en la Cuenca de Veracruz se han medido 1000 m.

Hacia la parte superior se pueden encontrar brechas heterogéneas formadas por fragmentos de calizas sostenidos por una matriz calcárea; el tamaño de los clastos va de 2 mm. a 15 cm. Estos horizontes brechosos aparecen sobre las facies pelágicas (litología arcillo-calcárea) de la Formación Guzmantla donde su límite superior está interrumpido.

Sobreyace concordantemente a la Formación Maltrata aunque se ha considerado que son contemporáneas y en ocasiones se interdigitan, la base de la formación no aflora. Se acuña en contacto discordante bajo la Formación Atoyac del Maestrichtiano.

3.7 Formación San Felipe. (Santoniano - Campaniano)

Definida por Jeffreys en 1910, Su localidad tipo esta en el Km. 538 del ferrocarril Tamaulipas - San Luis Potosí, en San Felipe en Valles SLP. Esta Formación está constituida por mudstones y wackestones fosilíferos, calizas arcillosas color gris claro y gris verdoso, con intercalaciones de lutitas oscuras y capas de bentonita verde. En general consta de una serie de calizas arcillosas y densas, de estratificación delgada, en colores gris claro con intercalaciones de margas de color gris azulado, aunque sufre varios cambios laterales de carácter litológico y de espesor que mencionaré a continuación.

Al sur de Misantla, en los ríos Camarón, Arroyos Tomamil y Cascajal, se constituye de una serie de calizas y margas de estratificación delgada intercalada, también con algunas bandas de pedernal, color negro y gris oscuro, de hasta 5 cm. de espesor (Viniegra, 1965). Al suroeste en los ríos Escalonar y Agua Caliente, se hacen más delgadas y se encuentra formada de capas lenticulares arenosas, con fragmentos subangulares de caliza compacta y material carbonoso. Hacia el oeste y suroeste del Macizo de Teziutlán, en la región de

Flores Magón y San Lucas, Ver., los sedimentos son de color oscuro dado su contenido bituminoso. En el flanco sur del Macizo las calizas se presentan en bancos color crema de 1 a 2 m. de espesor intercaladas con capas de lutitas bentónicas. Son típicos los intervalos de calizas moteadas con manchas oscuras que se considera que son restos de algas.

Subyace concordantemente a la Formación Méndez, de la misma forma sobreyace a la Formación Maltrata o Agua Nueva (en el Norte), también cubre en forma discordante a la Formación Tamaulipas Superior. Esta Formación se correlaciona con la parte superior de la Formación Guzmantla, con la Formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del centro de México y con la Formación Tamasopo de la plataforma Valles-San Luis Potosí. Su espesor es sumamente variable, desde los 20 y 100 m. en Poza Rica, de 200 a 300 m en la Sierra de Tamaulipas y hasta 760 m. al sur de Cd. Victoria.

Se depositó en un mar abierto, nerítico de buena circulación, la gran cantidad de bentonita evidencia la abundante actividad volcánica hacia el oeste.

3.8 Formación Méndez. (Campaniano – Maestrichtiano)

Definida por Jeffreys en 1910, su localidad tipo se encuentra a lo largo del ferrocarril en el Km. 629 en la estación Méndez. Se constituye de lutitas calcáreas bentoníticas de color gris verdoso, en partes horizontes margosos de color gris claro verdoso y pardo claro con delgadas intercalaciones de areniscas depositadas en un ambiente de mar abierto con aguas someras.

Esta Formación sufre varios cambios de facies de norte a sur, en la Cuenca de Tampico es arcillo-margosa y en el área del Macizo de Teziutlán se vuelve calcáreo-arenosa y con presencia de calizas y calizas arcillosas; tiene también un espesor muy variable, con valores que van desde los 100 m hasta los 1000 m., no obstante su espesor promedio es del orden de los 200 m. Por lo anterior mencionaré algunas localidades en las que tiene cambios litológicos y de espesor.

En el río Quilate se presenta como margas con fragmentos de caliza de color gris y pedernal negro y se adelgaza hasta tener 5 a 10 m de espesor; en el flanco Norte del Macizo de Teziutlán se constituye por una serie de margas arenosas de color gris azul sin estratificación aparente, más hacia el norte se observan calizas margosas de color gris oscuro alternadas con lutitas bien estratificadas con mayor contenido de carbonato de calcio en la base y mas arenosas hacia la cima.

Sobreyace concordantemente a la Formación San Felipe (en la Sierra de Chavarrillo se aprecia un cambio transicional), en ocasiones lo hace discordantemente con la Formación Guzmantla, pues es frecuente encontrar brechas de calizas tipo grainstone y packstone biógenos con contenido faunístico derivado de otras formaciones. En algunas localidades subyace en contacto concordante a la Formación Velasco. En la localidad de Buena Vista descansa en discordancia sobre las calizas de la Formación Tamaulipas. Se puede correlacionar con la Formación Atoyac en la Plataforma de Córdoba y con la Formación Necoxtla de la Cuenca de Zongolica.

Esta formación se encuentra fuertemente plegada, su espesor va de los 100 a 150 m.

3.9 Formación Velasco (Paleoceno Tardío).

Definida por Trager y Cushman en 1924, consta de intercalaciones de lutitas de color pardo verdosas que intemperizan a gris rojizo y que en ocasiones en los planos interestratales contiene láminas de mica y de yeso; acompañada de areniscas calcáreas y buen contenido de arcillas. (Lozano, 1955).

En particular las lutitas suelen incluir abundantes clastos de arena y dentro de ellas la variación de arcillas es tal que permite pensar en margas, contiene fósiles y se puede encontrar también delgados horizontes de bentonita. En la parte basal de esta formación estas lutitas son de color pardo. Las areniscas intercaladas antes mencionadas son de grano medio a fino de color gris claro que intemperizan a amarillo en la que se pueden encontrar igualmente restos fósiles de plantas mal conservadas. El espesor de estos estratos es menor

de la base a la cima de la formación. El espesor real de la formación no se conoce pues se depositó sobre una superficie de erosión (los primeros depósitos también pudieron ser erosionados) en un ambiente nerítico de temperatura y salinidad estable, que posteriormente cambiaría a un ambiente de aguas un poco más profundas. En afloramientos se ha medido un espesor de 70 metros mientras que en pozos se ha medido hasta 1700 m.

3.10 Formación Chicontepec.

Definida por Dumble en 1918, su localidad tipo se encuentra al este de Chicontepec, Ver. En general consta de una secuencia de areniscas arcillosas de grano fino que alternan con limonitas, lutitas y capas delgadas de margas. En general ha sido dividida en tres miembros:

3.10.1 Formación Chicontepec Inferior. (Paleoceno Tardío)

Se extiende desde el sureste de San Luis Potosí hasta la Cuenca de Veracruz y a lo largo de toda esta extensión sufre varios cambios laterales; es así que de norte a sur en general va de lutitas a areniscas y finalmente a areniscas calcáreas.

Al norte de la Cuenca Tampico-Misantla se pueden encontrar capas de lutitas que contienen lentes de areniscas, más a sur se puede encontrar lutitas de color gris verdoso a gris oscuro y areniscas calcáreas que en ocasiones contienen bentonita. A su vez esta parte más austral se le divide en tres: depósitos arcillosos; depósitos arenosos y depósitos calcáreo - arenosos.

Se ha medido un espesor de hasta 1500 metros en lo que paleogeográficamente se considera el depocentro de la Formación. Subyace a la Formación Chicontepec Medio en relación discordante y en ocasiones alcanza a tener contacto con Chicontepec Superior.

3.10.2 Formación Chicontepec Medio. (Paleoceno Tradío (Landeniano))

Definida por Dumble en 1918, esta constituida por secuencias de areniscas de grano medio color oscuro (por lo que se puede considerar una roca almacén) que contiene restos fósiles de plantas y alternadas con lutitas de color gris y guijarros de caliza arenosa; sufre un cambio litológico en sus depósitos de la cuenca Tampico-Misantla donde se forma principalmente de sedimentos mas finos, arcillosos, que sobrepasan en abundancia a los de arenas. Los horizontes de lutitas no tienen estratificación de color gris donde las areniscas se limitan a la extensión de lentes. Su espesor promedio es de 400 metros.

Subyace concordantemente a la Formación Chicontepec Superior y Formación Aragón. Sobreyace a la Formación Chicontepec Inferior de forma discordante.

3.10.3 Formación Chicontepec Superior. (Eoceno temprano)

Definida por Dumble en 1918, se constituye principalmente de estratos de areniscas alternadas con lutitas en las que se presentan frecuentemente estructuras primarias como laminación cruzada, huellas de canales, rizaduras, huellas de carga y restos de carbón diseminado. Su espesor promedio es de 400 metros.

Su contacto es concordante con la Formación Aragón, esto se debe a un cambio de facies al sureste de Misantla Ver; también es concordante con la Formación Guayabal y en algunas zonas con Chicontepec Medio aunque en otras ocasiones tiene contacto incluso con la Formación Chicontepec inferior. Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Aragón.

Se depositó en una plataforma clástica con influencia de flujos turbidíticos distales y constantes que permitieron la conservación de estructuras sedimentarias, durante el relleno del Paleocanal de Chicontepec, con tirantes de agua poco profundos y con abundantes organismos bentónicos.

3.11 Formación Guayabal. (Eoceno Medio (Luteciano))

Definida por Adkins en 1925, consta de lutitas calcáreas color gris (en algunos afloramientos presenta tonos azulados) que intemperizan a pardo grisáceo y pardo claro intercaladas con areniscas de grano fino cementadas con carbonato de calcio. Dentro de las areniscas se puede encontrar un rasgo distintivo de esta Formación que es la presencia de siderita.

Dentro de las secuencias también se pueden encontrar lentes de conglomerados con clastos provenientes de rocas calcáreas de la Sierra Madre Oriental, igualmente capas de margas y lutitas arenosas masivas; esto sobre todo en las cercanías de Poza Rica Veracruz donde aflora esta formación. El espesor es variable, se han medido espesores que van de 60 a 1200 m. En general se puede notar que el espesor aumenta de norte a sur.

Subyace concordantemente a las Formaciones Tantoyuca y Chapopote; en ocasiones también a la Formación Aragón. En otras localidades subyace en discordancia angular, a la Formación Palma Real, Concepción y Encanto.

Se depositó en una cuenca de aguas tranquilas con aporte de sedimentos clásticos y dado que su espesor aumenta hacia el sur se cree que en esta dirección el tirante de agua era mayor alcanzando una batimetría de cañón submarino.

3.12 Formación Tantoyuca. (Eoceno Tardío)

Definida por Cole en 1927, está constituida por areniscas de mala estratificación y areniscas conglomeráticas de grano grueso y fino, con cementante calcáreo. En algunas zonas se puede encontrar conglomerados y brechas compuestas por fragmentos de calizas y pedernal. Dentro de las areniscas de grano grueso se pueden encontrar intercalaciones de lutitas bentoníticas y margas con buen contenido de granos de arena. Se ha medido un espesor de hasta 1000 metros

Cabe mencionar que dentro de los clastos que componen los sedimentos de esta Formación se pueden encontrar fragmentos de rocas volcánicas, de rocas metamórficas, pedernal e incluso partes retrabajadas de la Formación Chicontepec, evidenciando un levantamiento activo y mas intenso hacia el occidente, con depósito al este en una plataforma cercana a la línea de costa en aguas someras.

Subyace concordantemente a la Formación Horcones, discordantemente a la Formación Palma Real. Se puede correlacionar cronoestratigráficamente con la Formación Chapopote. Su localidad tipo está ubicada en las proximidades del poblado de Tantoyuca.

3.13 Formación Horcones. (Oligoceno Temprano)

Definida por Grimdale en 1933, su localidad tipo se encuentra al sureste y noreste de Colipa, Ver. Se constituye de lutitas de color gris claro y gris oscuro que intemperiza a pardo y areniscas de cuarzo de grano fino en capas de 10 a 15 cm. de espesor, es común encontrar también intercalaciones de ceniza volcánica y conglomerados polimígticos cementados con CaCO_3 . En general el espesor de la formación varía, va de los 60 a los 450 metros y a en algunas localidades llega a estar ausente. En otras localidades la presencia de conglomerados es conspicua pues contienen clastos de caliza, dolomita, pedernal negro, rocas ígneas y areniscas calcáreas, mal clasificados y en general bien redondeados dispuestos en estratos de 1 m. de espesor. Los fragmentos de calizas, dolomitas y pedernal son más abundantes que los de rocas ígneas y areniscas calcáreas.

Sobreyace de manera concordante a la Formaciones Tantoyuca y Chapopote. Subyace a las Formaciones Palma Real Inferior en las cercanías del Macizo de Teziutlán, Alazán y Mesón.

Cronoestratigráficamente se correlaciona con las formaciones La Laja en la Plataforma de Córdoba en la Cuenca de Veracruz y con la formación Palma Real en el área de Tuxpan y Gutiérrez Zamora, Ver.

3.14 Formación La Laja (Oligoceno Tardío)

Descrita originalmente por Gibson en 1935 en la Cuenca Salina en el sureste de México. Fue este autor quien la dividió en dos series: La Laja y Encanto. Posteriormente, Castillo-Tejero en 1955, la describe como Formación La Laja, considerando que su localidad tipo se encuentra en las márgenes del Río Uxpanapa a 60 Km. al sureste de Coatzacoalcos, Ver. En la parte inferior se pueden encontrar secuencias de lutitas de color gris azulado y gris verdoso intercaladas con areniscas mal cementadas que contienen fragmentos de caliza coralina; hacia la parte superior predominan los estratos de areniscas de grano medio con algunas intercalaciones de tobas, en las que en algunas se observa retrabajo. Viniegra en 1965, menciona que en la parte sureste de la cuenca de Veracruz se compone de una serie de lutitas y tobas, con variable cantidad de arenas y conglomerados. El espesor de esta formación varía entre 1, 000 y 1, 400 m.

Subyace a la Formación Depósito del Mioceno y es correlacionable con la Formación Depósito del Oligoceno Superior, cronoestratigráficamente lo es también con la Formación Lutitas Nanchital en el Istmo de Tehuantepec. En ocasiones tiene contacto con rocas del Paleoceno.

3.15 Formación Depósito. (Oligoceno Tardío)

Descrita por Gibson en 1936, como serie y en 1956 como Formación por Castillo-Tejero. Está constituida por lutitas de color gris con intercalaciones de areniscas con un buen contenido de arcillas y fragmentos líticos (grauvaca lítica) y horizontes de ceniza volcánica.

En la parte basal de la formación de pueden encontrar lentes de conglomerados con clastos de andesitas, lutitas y areniscas mas o menos bien redondeados que varia de 3 a 5 cm. de diámetro. Hacia la parte superior se puede ver que los clastos incluyen fragmentos de cuarzo metamórfico bien redondeado e ígneo subanguloso y fragmentos de rocas ígneas

Su potencia máxima se encuentra en la Cuenca de Veracruz y es de 400 m aunque en otras

es variable, en la zona de Jáltipan se midió 200, mientras que en la Cuenca Salina del Istmo se midió de 1000 m.

Subyace a la Formación Encanto (concordantemente) y en alcanza a tener contacto discordante con la Formación Concepción Superior del Mioceno Tardío. En algunas zonas donde se presenta la Formación Nanchital (conglomerado) la sobreyace.

3.16 Formación Encanto. (Oligoceno Superior - Mioceno Inferior)

Descrita por Gibson en 1936, formada por secuencias de areniscas de grano fino a medio y lutitas arenosas mal consolidadas de color gris y gris verdoso que intemperizan al rojo. Viniegra en 1965, la divide en Encanto Inferior y Encanto Superior y menciona que aunque no existe un cambio litológico importante entre estas formaciones (inclusive de estas con Concepción Inferior) faunísticamente si tienen características propias y distintivas.

La parte inferior esta formada por lutitas color gris verdoso con escasos clastos volcánicos del tamaño de arena, en otras ocasiones la presencia de arena es mayor; están intercaladas con capas ocasionales de arenisca con clastos de caliza gris claro y crema, cuarzo ígneo y metamórfico y pedernal gris. Hacia la base es común encontrar horizontes brechoides de caliza gris azulada y gris sostenidos por un material margoso.

La parte superior esta constituido por lutitas de color gris claro en ocasiones arenosa, con cuerpos conglomeráticos intercalados compuestos de fragmentos de cuarzo ígneo y metamórfico cementados con una matriz margosa. Su espesor se ha medido en un rango de 500 a 800 m.

Se correlaciona con la Formación Amate en el área de Reforma-Macuspana, y con la Formación Tuxpan de la Cuenca Tampico Misantla. Subyace concordantemente a la Formación Encanto. Su localidad tipo está en el anticlinal Encanto.

3.17 Formación Concepción Inferior. (Mioceno Inferior)

Descrita por Gibson en 1936, está constituida por lutitas y limolitas de color gris, que intemperizan a tonos amarillentos y rojizos. Hacia la parte superior estos estratos presentan una mayor abundancia de sedimentos del tamaño de arenas provistos por rocas ígneas y metamórficas (el cuarzo es lechoso), fragmentos de rocas (tobas) y cuarzo cristalino por lo que se les clasifica como grauvacas y limonitas arenosas. Hacia la cima se pueden encontrar abundante presencia de bivalvos y foraminíferos. El espesor es variable y varía de 200-400 metros depositándose en una plataforma somera clástica cercana a la línea de costa.

Sobreyace concordantemente a la Formación Encanto Superior y se correlaciona con la Formación Amate Inferior en el área de Comacalco.

3.18 Formación Concepción Superior. (Mioceno Temprano)

Descrita por Gibson en 1936, como Serie Filisola con dos secuencias, una la Concepción Superior y otra la Filisola; luego Benavides en 1956 las separa dada sus diferencias litológicas.

Se compone de lutitas arenosas y grauvacas líticas de color gris azulado en estratos mal diferenciados y mal compactados. Las lutitas de color gris y gris azulado que intemperizan a tonos amarillentos tienen escasa presencia de clastos arenosos y están mal estratificadas. Hacia la parte superior se presentan intercalaciones de lentes de areniscas calcáreas de grano fino con contenido fósil. También se pueden encontrar conglomerados con clastos de rocas volcánicas y fragmentos de conchas. En general la formación alberga gran cantidad de macrofósiles (Viniegra, 1965). Su espesor va de 120-400 m. aunque en el Río Nanchital se han medido de 500 a 600 m.

Sobreyace concordantemente a la Formación Concepción Inferior y subyace a la Formación Paraje Solo en la Cuenca de Veracruz y a la Formación Filisola en la Cuenca del Sureste en

la subprovincia de los Tuxtlas. Al centro de la Cuenca Salina se encuentra se asienta sobre la Formación Concepción Inferior, en ocasiones sobre la Formación Encanto y aún sobre los depósitos más antiguos del Oligoceno y del Eoceno. Sobreyace en fuerte discordancia a rocas del Cretácico Superior y Medio en las cercanías Jesús Carranza, Veracruz.

3.19 Formación Paraje Solo. (Mioceno Medio)

Descrita por Lesnial en 1924, y redescrita por Gibson en 1936, se constituye de areniscas color gris oscuro y pardo de grano grueso dentro de las cuales se observan láminas arcillosas color gris azulado con material vulcanosedimentario y materia orgánica (lignito). En general las areniscas en la parte inferior de la formación son de grano grueso y colores grises que intemperizan al rojo, intercaladas con lutitas mal compactadas. Hacia la parte superior las areniscas son de color gris y están mal clasificadas, intercaladas de lutitas carbonosas. El depósito de esta Formación ocurre en un ambiente deltáico. Cabe mencionar que en los horizontes arcillosos se han encontrado microfósiles abundantes. Los clastos que forman la roca provienen de fuentes metamórficas mas o menos lejanas (cuarzo lechoso redondeado) e ígneas (líticos extrusivos subredondeados y cuarzo subanguloso) mas próximas.

Su espesor varía entre los 300 y 600 m. solo en un pozo perforado en la Cuenca Salina, se midió 1400 metros.

Se correlaciona con la Formación Zargazal (Salas et al, 1951) en el área de la Cuenca del Sureste. Sobreyace a la Formación Concepción Superior en la Cuenca de Veracruz y a la Formación Filisola en la Cuenca del Sureste. Aunque Viniegra en 1965, considera que la Formación Filisola esta contenida dentro de Paraje solo dado que aflora en la subprovincia de los Tuxtlas.

3.20 Plioceno Sedimentario

En cuanto a rocas sedimentarias se pueden encontrar secuencias de conglomerados y tobas alteradas mal consolidadas y burdamente estratificadas. Se encuentran amplios afloramientos de estas rocas en los alrededores de Acasonica, Soledad, Tierra Blanca, Los Naranjos, Tres Valles, entre otras.

3.21 Rocas ígneas

Se prevé que la actividad ígnea en la región comienza a finales del Mioceno y persiste hasta el reciente, en la que ha predominado el vulcanismo de tipo básico – intermedio; prueba de ello son las rocas andesíticas que se pueden encontrar en la región.

Este tipo de rocas se pueden encontrar en los alrededores del volcán Cofre de Perote (derrames andesíticos y tobas), también en la región de Tenampa, al sur de Huayacocotla y Huatusco, entre otros. Otras rocas de carácter básico se pueden encontrar cerca de Jalapa y Catemaco (Los Tuxtlas).

Las rocas ígneas extrusivas de tipo ácido están pobremente representadas por tobas dacíticas y riolíticas vítreas, además de ignimbritas.

3.22 Depósitos Cuaternarios

Representada por depósitos de arenas, gravas, limos y arcillas, todos sin consolidar dada su reciente depositación, la condición de aporte de sedimentos provenientes del oeste persisten, pues son producto de la erosión de los elementos positivos que se encuentran al interior del continente. Un ejemplo de ello son los depósitos creados por la desembocadura de los ríos veracruzanos y depósitos de playa como los de Cardel y Tlacotalpan, entre otros (COREMI, 1995). Los materiales que constituyen estos sedimentos son heterogéneos, habiendo por igual rocas ígneas que rocas sedimentarias. A lo largo de la costa se han

instalado depósitos eólicos, como medianos y dunas igualmente de barras a lo largo de la planicie costera.

En la Figura 3.1 se observa la distribución litológica en la región.

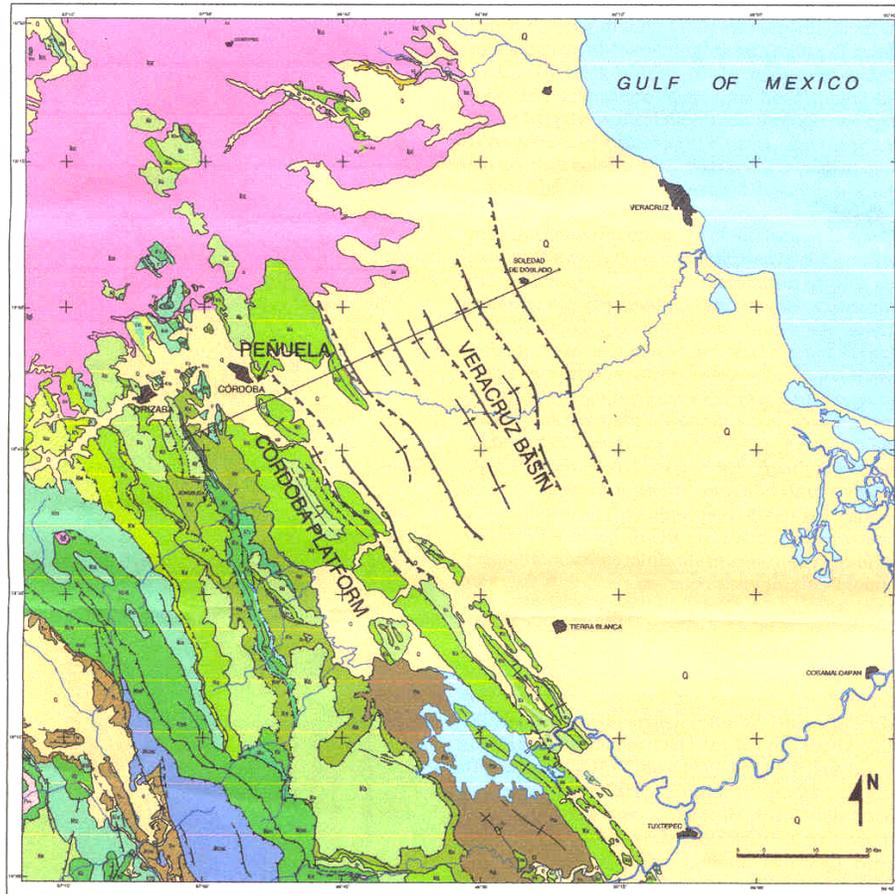


Fig. 3.1. Mapa litológico de las Formaciones aflorantes, lo sedimentos mas recientes se encuentran hacia el oriente. Además algunos aspectos estructurales. Tomada de Ferket, 2003.

Capítulo 4. GEOLOGÍA HISTÓRICA

4.1 Evolución Premesozoica

Antes de la apertura del Golfo de México, en el Jurásico medio, resulta difícil entender en México la historia tectónica pues no es tan clara como en la parte sur de Estados Unidos. Es ahí donde se puede inferir dada la configuración de bloques tectónicos, que América del norte y América del sur estuvieron unidos formando parte del supercontinente Pangea en el Pérmico superior (Handschy, et al. 1987); se hace aun más difícil desentrañar la historia geológica pues durante el Jurásico y Cretácico se depositó una gruesa cobertura de sedimentos marinos.

En cuanto a la historia en el Proterozoico los escudos constituidos ahora por América del norte y América del sur (probablemente durante la disgregación del Supercontinente Rodinia), se fragmentaron en el borde sur de EUA, sobre el que se depositaron potentes espesores de rocas sedimentarias marinas en el Paleozoico que posteriormente fueron deformadas y sobrepuestas sobre el mismo borde durante la orogenia Ouachita – Marathon. (Handschy, et al., 1987, Sedlock, et al., 1993, Dickinson, et al., 2001).

Dado que el frente tectónico del cinturón orogénico Maratón Oachita no aflora en México de forma tal que permita localizarlo, se han efectuado estudios sísmicos, gravimétricos y magnéticos, a partir de los cuales se ha establecido que el cinturón orogénico se puede proyectar a lo largo de la frontera de los estados de Chihuahua y Coahuila, sin que llegue a alcanzar la frontera con Durango (James, 1993). Basado en ello se estima que la margen sur del cratón de Norteamérica debe estar algunas decenas de kilómetros al sur de este frente tectónico.

Según Sedlock, 1993 y Stewart, 1988, en el Proterozoico tardío la transición de corteza continental a oceánica debió ser muy abrupta, posiblemente cortada por fallas, con una tasa de subsidencia baja como ocurre en las zonas de rift, esta suposición se basó en el análisis de las orientaciones en los cambios de facies en los sedimentos.

La formación de Pangea ocurre cuando se da la colisión diacrónica de Gondwana y Laurentia durante el Paleozoico superior (Pensilvánico – Pérmico) propiciando la formación de cadenas montañosas, en América la orogenia Apalachiana y Ouachita; esta última es la que produce el cinturón orogénico Maratón-Oachita que cruza sinuosamente de noreste a suroeste el estado de Texas en EUA y en México va en dirección sur a lo largo de la frontera de Chihuahua y Coahuila.

4.1.1 Arcos volcánicos Pensilvánico- Triásico

Se ha sugerido para la zona de Coahuila la existencia de arcos magmáticos previos a la trasgresión marina del Jurásico tardío, el primero de edad Pensilvánico – Pérmico y el segundo de edad Triásico – Jurásico tardío.

Las rocas que respaldan la idea del arco magmático, se constituyen de gruesas secuencias de rocas marinas con ligero metamorfismo depositadas durante el Pensilvánico Medio al Pérmico así como cuerpos intrusivos del Triásico. Cabe mencionar que este arco funcionó como un escudo para el bloque de la península de Yucatán que evitaría su contacto (y deformación) con otros terrenos que se acrecionarían posteriormente en el lado occidental durante el Jurásico y Cretácico.

Estos sedimentos se derivaron de un arco volcánico activo que acumuló depósitos de gravedad, principalmente detritos andesíticos, dacíticos y sedimentos pelágicos; varios autores coinciden en que toda esta acumulación de sedimentos corresponden a un ambiente de antearco e intrarco. Estas rocas de reciente formación serían empujadas hacia el margen sur de Norte América en el Paleozoico tardío conforme los bloques de sur y norte América se iban acercándose, intrusionados luego por granitos en el Triásico.

Estas rocas se habrían desarrollado en un arco magmático localizado en el borde Norte de Gondwana que fue acrecionado sobre el margen pasivo del Paleozoico en el sur de Laurentia durante la formación de Pangea, posteriormente disgregado en el Jurásico. (Handschy, et al., 1987).

Según Dickinson en 2001, este arco se habría instaurado al oeste de Pangea, inmediatamente después de la colisión de Gondwana y Laurentia durante la orogenia Oachita Maratón, aproximadamente a los 281 Ma.

En cuanto a los intrusivos triásicos, estos son tipo I emplazados en una zona de subducción (Handschy, et al., 1987). La posición de este arco sepultado se presume en la parte este de México principalmente en los estados de Veracruz y Tamaulipas, alcanzando a llegar al estado de Chiapas (Torres, et al., 1999). Cabe mencionar que en fechamientos radiométricos Rb/Sr se ha visto que a lo largo de este arco las edades de emplazamiento van de 242 ± 2 Ma a 201 ± 4 Ma.

La importancia de describir la historia de estos arcos permo-triásicos reside en que se puede decir que constituye el basamento de las principales cuencas productoras de hidrocarburos en la parte oriental del golfo de México, por lo que han sido alcanzados por varios pozos exploratorios de PEMEX.

4.2 Apertura del Golfo de México

La apertura del golfo de México fue una consecuencia del comienzo de la disgregación del continente Pangea y ha sido dividido en dos etapas, etapa rift y etapa de deriva.

4.2.1 Etapa rift

Esta etapa comienza con la instauración de un rift continental en la parte sur de la placa norteamericana que finalmente conduciría a la ruptura total de las placas de Africana y de Sudamérica, dando lugar al nacimiento del paleo océano Atlántico, propiciado por la probable instalación de una pluma del manto bajo la zona que logró un adelgazamiento de la corteza e intrusión de cuerpos máficos. (May, 1971).

Esta ruptura continental propicio desplazamientos en México, se desarrollaron múltiples estructuras de fosas, pilares y half grabens (permaneciendo activos hasta el Jurásico tardío)

que fueron rellenados con sedimentos, en un principio de depósito continental como por ejemplo depósitos vulcanosedimentarias del Triásico tardío. Aun se estima un periodo de emersión en esta porción del país debido a la presencia de lechos rojos. (Formación Cahuallas). Esta etapa fue puramente de carácter extensional y se cree que duró aproximadamente 50 Ma.

Debido a la creación de nuevas zonas bajas (grabens) se dio una trasgresión marina proveniente del este, del reciente Mar de Tethys en el Calloviano (Jurásico Medio) depositándose potentes secuencias evaporíticas de unos 100 a 1500 metros en los bordes de la cuenca. La nueva corteza oceánica fue creada a partir del adelgazamiento crítico de la corteza continental, al mismo tiempo que ocurre la instalación de una dorsal oceánica en la parte central del golfo.

Durante el Jurásico existían aun varias zonas emergidas en las que se depositaron sedimentos continentales, salvo en lo que ahora es el anticlinorio de Huayacocotla, ahí se dio una trasgresión local en lo que se llama Cuenca Liásica de Huayacocotla, en la que se encuentran sedimentos arenos - arcillosos que serían deformados durante principios del Jurásico medio y expuestos nuevamente para que sobre ellos yacieran rocas continentales.

En los estadios incipientes de la trasgresión marina del Jurásico se instalaron grandes cuencas salinas desde el área de Luisiana en EUA hasta Campeche, pasando por Tabasco, Chiapas y la parte noroccidental Guatemala, que cubría toda esta plataforma marina hasta el Sigsbee Knolls, y cuya importancia reside en que de esta depositación de tales evaporitas dependería en gran parte el estilo de deformación en la Sierra Madre Oriental.

4.2.2 Etapa de deriva

Así se le conoce a la etapa en la que la dorsal está activa. Según Dickinson en 2001 por razones desconocidas la dispersión en la parte central del golfo terminó, migrando hacia el este propiciado la apertura del océano Atlántico. A partir de esto la Cuenca del Golfo se estabilizó convirtiéndose en un margen pasivo y depocentro de grandes cantidades de

sedimento que provocaron su subsidencia. Cabe mencionar que esta también fue propiciada por el enfriamiento de la corteza oceánica.

Durante el Mesozoico y debido a la creación de fosas tectónicas asociadas a la apertura del Golfo de México, las aguas oceánicas avanzaron en medio de relieves positivos hasta el Cretácico Superior cuando finalmente el nivel del mar ascendió cubriéndolo todo. En general se formó un gran geosinclinal, esto es, una gran franja lineal de hundimiento en la que comenzaron a depositarse grandes espesores de sedimentos (Chávez, 2005).

Durante el Cretácico Medio existieron irregularidades de el fondo marino, en algunas zonas dominaba el ambiente de cuenca profunda (depósito de lutitas Necoxtla y Calizas Maltrata) y en otras zonas como en Valle Nacional – Temascal en Oaxaca en donde las rocas mencionadas se acuñaron o incluso no se depositaron, un ejemplo de ello es el contacto discordante de las calizas de la Serie Escamela con lechos rojos continentales en la misma zona.

Durante el Cretácico también ocurrieron depósitos de mar abierto de la Formación Tamaulipas y de plataforma de la Formación Orizaba, entre otros, y finalmente durante el Albiano los últimos elementos positivos fueron sumergidos.

Durante el Albiano se inicia un movimiento epirogénico ascendente muy lento, evidenciado por un cambio sutil entre las rocas de las calizas Maltrata a la serie Escamela, es gracias al contenido faunístico que se establece una diferencia cronológica. Después de esto en la región de Veracruz prevaleció la condición de plataforma. En general la plataforma de Coahuila y la de Yucatán permanecieron emergidas hasta el Cretácico (Chávez, 2005), después todo fue trasgredido por el mar depositando grandes espesores de carbonatos.

Mientras, en la parte occidental del país empezaban a sentirse los efectos de deformación de la orogenia Laramide, instaurándose también un arco volcánico, producto del choque entre las placas de farallón y de Norteamérica engrosando la corteza continental. También

ocurrió la acreción de varios terrenos en la margen occidental del país, incrementando el tamaño de la corteza.

4.3 Orogenia Laramide y evolución Cenozoica

Las primeras manifestaciones de deformaciones se observan en secuencias flysch generadas por deltas progradantes en el Golfo y además por los sedimentos de la antifosa de Chicontepec en el Paleoceno. Los efectos de dicha deformación proveniente del occidente alcanzarían también a los sedimentos mesozoicos del este del país levantándolos y deformándolos hasta constituir a la Sierra Madre Oriental, cambiando de ambiente marino a continental.

Los sedimentos del Paleoceno y toda la secuencia Jurásica - Cretácica fueron sometidas a esfuerzos compresionales, originando sistemas de pliegues recostados y cabalgados gracias a la presencia de fallas imbricadas cuyos planos buzcan hacia el WSW (occidente) y fallas de despegue propiciadas por la presencia de sal en el subsuelo.

Las secuencias del Mioceno están distribuidas ampliamente en toda la cuenca, caracterizándose por acumulaciones de abanicos submarinos en gran parte de la Cuenca de Veracruz con ligeros cambios de laterales de facies.

Por otra parte la región del Golfo ha sufrido constantes levantamientos y hundimientos durante el Terciario dejando horizontes erosivos constantes; dada la naturaleza clástica de los sedimentos Cenozoicos y que el ambiente de depósito que ha imperado básicamente ha sido el mismo estas discontinuidades se evidencian por el estudio del nanoplancton calcáreo presente (Chávez, 2005).

Con base en lo anterior se ha observado siete terrazas o discontinuidades durante el Paleógeno, siendo las principales las del Oligoceno temprano – medio y Oligoceno tardío a Mioceno temprano.

Otra discontinuidad importante se presenta en el Plioceno Superior y dos de menor alcance en el Oligoceno Inferior y el límite Mioceno – Plioceno. Otra para el Mioceno Medio.

Durante el depósito de la formación Concepción Superior se registró la última trasgresión marina dejando como prueba sedimentos de aguas poco profundas, lo reflejan su litología y el contenido fosilífero.

La sedimentación marina ocurrida desde el Paleoceno al Plioceno muestra la existencia de movimientos impulsados por los movimientos del subsuelo de la sal que se tradujeron en levantamientos locales, generándose diapiros que intrusieron a las rocas mesozoicas y cenozoicas, un excelente ejemplo de esta tectónica ocurre en la llamada Cuenca Salina del Golfo.

Los sedimentos del cuaternario son de tipo clásticos provenientes del Oeste y depositados en la Cuenca de Veracruz, dada su reciente depositación se encuentran mal compactados y mal consolidados.

CAPITULO 5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En el caso particular de la Plataforma de Córdoba y Cuenca de Veracruz la Geología estructural juega un papel muy importante desde el punto de vista económico, ya que es gracias a las estructuras geológicas que se han logrado condiciones de entrapamiento para hidrocarburos. Es notable la presencia de pliegues, fallas inversas, cabalgaduras y también de horizontes erosivos, todos obedeciendo estilos de deformación ocurridos durante el Mesozoico tardío y Cenozoico temprano.

La Sierra Madre Oriental y Sierra Madre del Sur son orógenos cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas junto con su complejo basal, que fueron levantados y acortados en sentido suroeste – noreste durante la orogenia Laramide.

Esta sierra constituye un cinturón plegado de orientación noroeste - sureste con algunas variaciones en su dirección (curvatura de Monterrey) y espesor; estas diferencias de deformación se atribuyen a un patrón que Eguiluz en 2000 define como de “piel delgada”, justificada en la presencia de planos de despegue de evaporitas Jurásicas y Cretácicas.

En la región de la Plataforma de Córdoba se reconoce un estilo de deformación en el que predomina una geometría de pliegues de propagación que forman abanicos imbricados con vergencia hacia el noreste, en este caso se han considerado que los planos de despegue son evaporitas del Cretácico Inferior (Eguiluz, 2000).

Algunos autores mencionan tres fases de deformación con un acortamiento final de 25% a 30%, la primera Laramídica con un acortamiento orientado ENE-WSW (65 grados), otra fase de extensión NE –SW y otro de acortamiento de WNW – ESE con efectos transtensionales que provocaron en la cuenca de Tehuacán y en la de Veracruz subsidencias aceleradas.

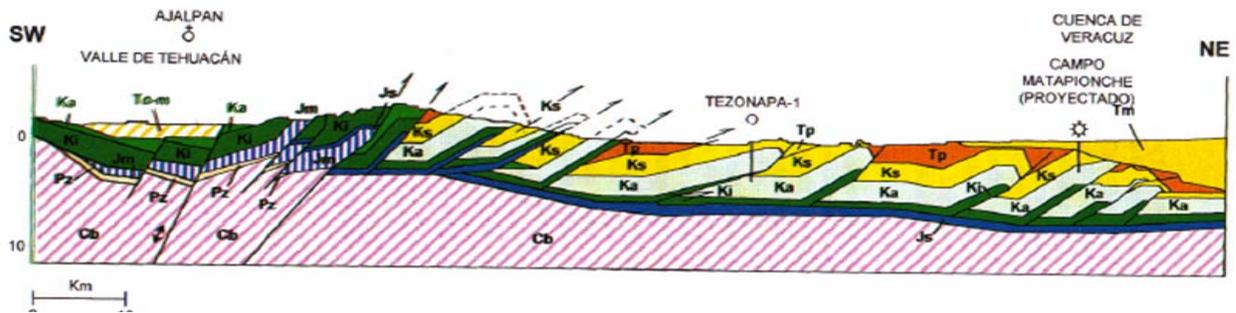


Fig. 5.1. Sección de la Sierra Madre Oriental en la región de Zongolica y Plataforma de Córdoba, se muestra la deformación de pliegues y cabalgaduras, hacia la parte suroeste afloran las rocas jurásicas y Cretácicas, hacia el noreste estas rocas están sepultadas.

Jm = esquistos y rocas básicas, Js = Formación Tepexilotla, Ki = F. Xonamanca y Tamaulipas inferior, Ka = F. Tamaulipas superior y Orizaba, Ks = F. Tecamalucan, Guzmantla, Mendez, San Felipe, Atoyac y Maltrata, Tp, Tm, Te, To = Rocas terciarias. Tomada de Eguiluz, 2000.

Se pueden definir 3 franjas estructurales la Sierra Madre Oriental al oeste, al este el frente tectónico sepultado y la cuenca cenozoica de Veracruz que alcanza hasta el Golfo de México. A lo largo de estos entes tectónicos se observan estructuras anticlinales cuyos ejes están en dirección noroeste – sureste al igual que cabalgaduras cuyos planos de falla tienen vergencia hacia el suroeste. Las rocas del frente tectónico se encuentran sepultadas por depósitos terciarios de la cuenca de Veracruz en relación discordante, tal relación es más drástica en su parte oeste pues los primeros levantamientos ocurrieron ahí. La plataforma de Córdoba se encuentra en la parte externa de la Sierra Madre siendo una de las últimas zonas expuestas y que desaparecen hacia oriente.

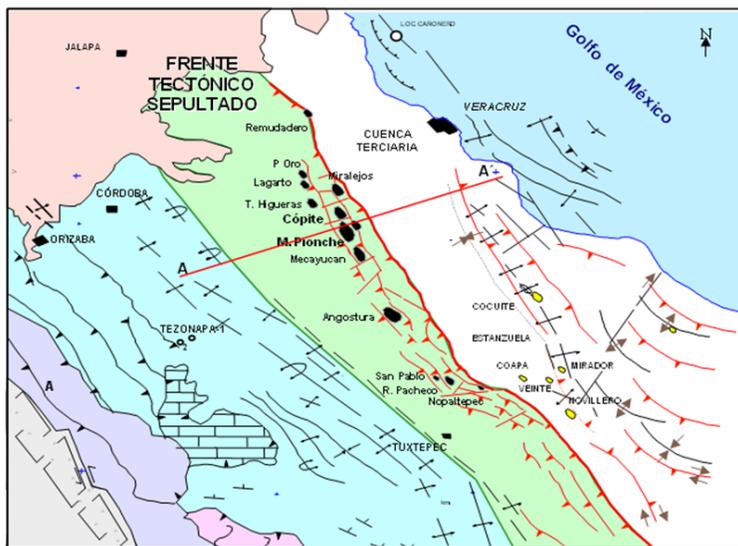


Fig. 5.2. Mapa estructural, se muestran los límites entre la Sierra Madre Oriental Frente tectónico sepultado y cuenca de Veracruz. Nótese la dirección de los pliegues y la vergencia de las cabalgaduras. Además la ubicación de campos petroleros emplazadas en rocas Mesozoicas y Cenozoicas. Tomada de Chitale, 2006.

El basamento prejurásico tuvo una influencia directa en la deformación Cretácico Terciaria, pues al momento de que comienza la trasgresión que originaría el Golfo de México se encontraban bajos y altos estructurales originados por esfuerzos extensivos que comienzan en el Jurásico medio y terminan en el Cretácico temprano.

Las cabalgaduras producidas por el acortamiento de la cobertura del basamento provocaron la repetición de secuencias aumentando el espesor de la columna estratigráfica y poniendo en contacto rocas de diferente naturaleza. Lo anterior conjugado con los pliegues anticlinales presentes crean estructuras de entrapamiento que han hecho atractiva a esta región para la búsqueda de yacimientos. Además los carbonatos de la plataforma tienen un buen fracturamiento incrementando sus valores de permeabilidad y porosidad.

El cerro Peñuela constituye el flanco de un pliegue anticlinal ahora erosionado, **Fig. 5.3**.

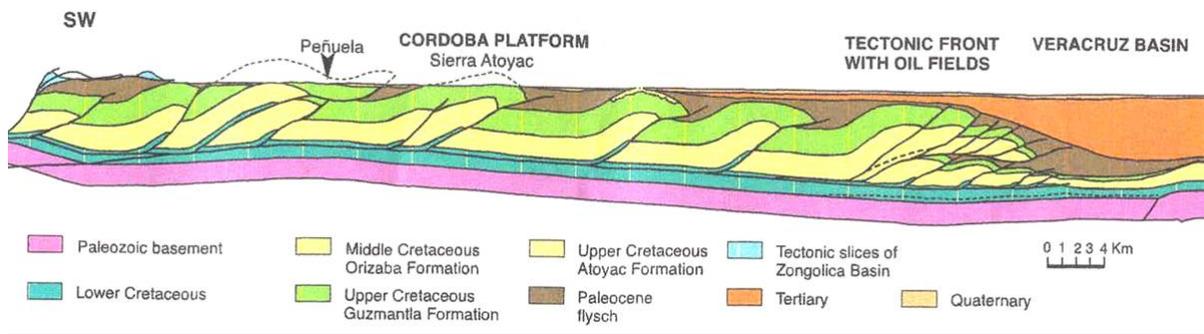


Fig. 5.3. Sección y ubicación estructural del cerro Peñuela. Tomada de Ferket, 2003.

Los campos descubiertos en la región tienen como objetivo dichas trampas estructurales que en ocasiones se encuentran combinadas con trampas estratigráficas, **Fig. 5.4**.

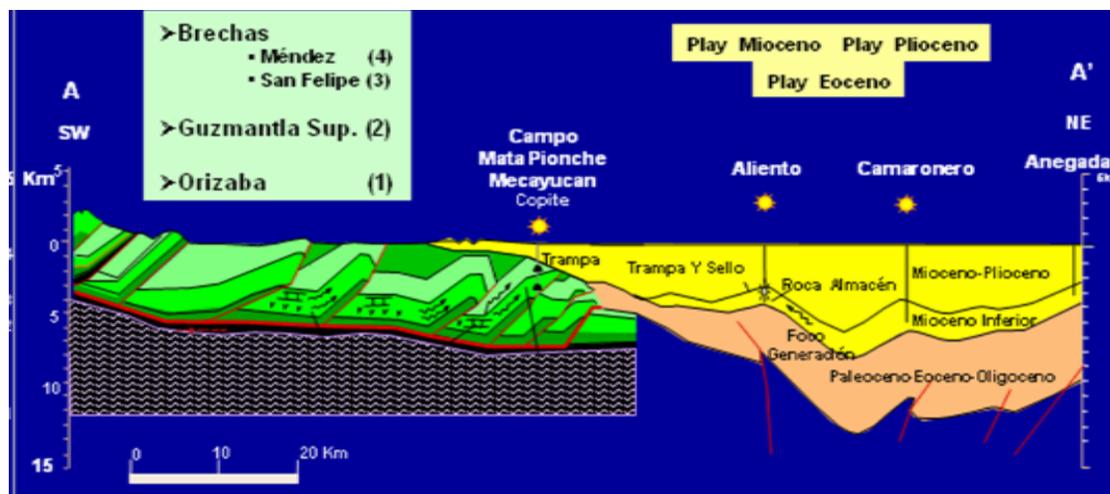


Fig. 5.4. Sección que muestra el límite del frente tectónico sepultado y la Cuenca de Veracruz, la ubicación de algunos plays y campos. Nótese la presencia de trampas estructurales y estratigráficas. Tomada de Chitale, 2006.

CAPITULO 6. FORMACION GUZMANTLA

(Turoniano Tardío - Santoniano Temprano)

El propósito de estudiar la secuencia estratigráfica de la Formación Guzmantla en el Cerro Peñuela, es evaluar las propiedades petrofísicas y sedimentológicas que allí se encuentran, en particular en gruesas capas de calizas tipo grainstone en las que con anterioridad se ha documentado varios tipos de porosidad y de forma consecuente permeabilidad, igualmente se observaran otros tipos de carbonatos.

La Formación Guzmantla es de gran interés geológico petrolero pues ha sido productora y se encuentra dentro del sistema petrolero de los campos Cópite y Mata Pionche en el frente cabalgado y sepultado de la Sierra Madre Oriental al sureste de la ciudad de Córdoba, Ver.

La Formación Guzmantla consiste de depósitos desde el Turoniano en el que reflejan un ambiente de plataforma externa hasta el Coniaciano - Santoniano, que reflejan un ambiente de plataforma interna con lagunas dispersas (Ferket, 2003). Dada la variación litológica y faunística que presenta se ha dividido a esta formación en dos unidades, la facies de plataforma y la facies pelágica. Se considera una ambiente de depósito más somero que la Formación Orizaba.

6.1 Facies de plataforma

Esta constituida por bancos carbonatados y arrecifes. Se caracteriza por la alternancia de calizas tipo grainstone, packstone y wackestone, con frecuentes cambios en sentido vertical y lateral.

En la porción suroccidental de la plataforma Guzmantla se observan intervalos de hasta 200 m. de espesor de dolomía de grano fino de color pardo (Quinteros, 1989).

En cuanto a la fauna presenta restos de moluscos, miliólidos, algas y placas de equinodermos en abundancias variables. En estos intervalos se observa porosidad primaria

sobre todo en las capas de tipo grainstone y en general porosidad secundaria (karst). Esto es fácilmente observable en los estratos aflorantes y también en el pozo Colorín 2, (Quinteros, 1989).

En la parte norte y oriental de la plataforma se observa que el espesor disminuye pues su cima fue erosionada (pozos Masamila 1, Barrios 1 y Nopaltepec 101(Quinteros, 1989)) En otras zonas se han penetrado 1300 m de esta formación pero esto es debido a las cabalgaduras antes mencionadas.

Económicamente hablando esta facies ha producido gas en el pozo San Pablo 4 y aceite viscoso no comercial en Gloria 4 y Gloria 6 (Quinteros, 1989).

6.2 Transición de facies de plataforma a facies pelágica

En el borde oriental de la plataforma Guzmantla se encuentra un complejo de bancos carbonatados y arrecifes donde se observan dos variantes, la primera es un banco formado por grainstones de pellets, esqueletos y escasos fragmentos biógenos y la otra que tiene de forma general fragmentos de conchas, estos fragmentos permiten suponer que los arrecifes existentes con todo y su fauna inherente fueron rotos por el oleaje y redepositados después.

6.3 Facies pelágica

Más al oriente la plataforma Guzmantla presenta un cambio de facies a facies de aguas abiertas, esto es, la sedimentación ocurrió en una plataforma con un mayor tirante de agua. Esto se reconoce en su fauna pelágica y la presencia de wackestones y packstones, cerca de la zona transicional ubicada al borde de la plataforma. Se pueden observar también granos carbonatados de la plataforma Guzmantla y fragmentos de moluscos o de equinodermos.

La facies pelágica se desarrollaba en toda el área oriental, estratigráficamente se observa en ocasiones debajo de los depósitos de plataforma, mientras que los bancos carbonatados y arrecifes se desarrollaban en la parte occidental alcanzando mayores espesores.

Al finalizar la etapa de depositación de la Formación Guzmantla, ocurrió un periodo de plegamiento y levantamiento donde la erosión afectó fuertemente a los depósitos orientales, alcanzando incluso hasta la Formación Orizaba. Se puede observar en algunas zonas un conglomerado basal en la Formación San Felipe (la cual la suprayace) con clastos de la Formación Guzmantla (Quinteros, 1989).

La facies pelágica se caracteriza por abundante contenido de calciesferulidos, pitonelas y globotruncanas. Se ha visto que es de un espesor variable, mayor en la parte norte y en otros sectores disminuye, incluso desaparece, debido procesos erosivos en las zonas expuestas.

6.4 Sedimentología

Dadas las unidades litológicas que presenta, en general mudstones, wackestones, packstones, con miliólidos, pellets, rotálidos e intraclastos, y potentes cuerpos de dolomías indicando condiciones de laguna albufera, también grainstones con ostrácodos, pellets, intraclastos y miliólidos, fragmentos de moluscos y equinodermos que indican la presencia de bancos carbonatados. A lo largo de la formación se han identificado únicamente microfósiles bentónicos. (Quinteros, 1989).

6.5 Ambiente de depósito

Parte del depósito ocurre en albuferas con aguas de temperatura cálida y constante, de libre circulación con salinidad estable y abundantes nutrientes; esto se sustenta en el color claro que presentan las roca, la ausencia de material terrígeno y la presencia de fósiles stenohalinos. Estas condiciones ambientales propiciaron también que en las zonas de alta energía se desarrollaran bancos de arenas carbonatadas.

El tirante de agua en la albufera se mantiene constante con profundidades someras, susceptibles a que con un pequeño cambio en el nivel del mar algunas pasaran de submarea

a intramarea y hasta supramarea, esto se sustenta en la presencia de algunas estructuras sedimentarias internas como burrows (bioturbación) y de la superficie de estratificación como grietas de desecación. (Quinteros, 1989).

Por otro lado se pueden encontrar zonas donde hay una mayor abundancia de foraminíferos miliólidos (Quinteros, 1989) que pueden ser indicativos de la profundidad de la plataforma, esto es, que en estas zonas se encontrarían lejanas al borde, en la parte central del cuerpo lagunar.

6.6 Descripción de afloramiento en el Cerro Peñuela.

Las características inherentes al tipo de depósitos calcáreos presentes en el Cerro Peñuela permiten el desarrollo de porosidad primaria y secundaria, además de que su intercalación con carbonatos de grano fino, mudstones y wackestones con variable contenido arcilloso, pueden funcionar como pequeños sellos entorpeciendo la movilidad de hidrocarburos; por otro lado el fracturamiento y los varios eventos de disolución en la formación pudieron facilitarla.

Los procesos anteriores que influyeron (e influyen actualmente en el subsuelo) en los parámetros petrofísicos de la roca ocurrieron alternadamente y en repetidas ocasiones durante su historia de depositación, diagénesis y exhumación.

Stabler en 2006, consideró la posibilidad de que en particular estas rocas ahora expuestas pudieron constituir un yacimiento de hidrocarburos dado que en algunas capas encuentra trazas de hidrocarburos, las rocas tuvieron una porosidad suficiente (en algunos casos esta ya está ocluida), existen rocas consideradas como generadoras en formaciones subyacentes, la estructura es un anticlinal afectado por fallamientos inversos (cabalgaduras) muy similares a los que se encuentran sepultados más hacia el oriente, se encuentra fracturada, y muy probablemente sobre todo esto se depositaron rocas sello del terciario que ya se han erosionado; en algún momento pudo conjurarse un entrapamiento.

Un modelo hecho por Ortuño-Arzate, et al., 2003, demostró que las temperaturas en el subsuelo al oeste de la plataforma permanecieron por debajo de los 50 °C durante la etapa de sepultamiento (alrededor de 2.5 km. de profundidad).

En este caso solamente las capas que pertenecen al frente tectónico sepultado pudieron alcanzar la temperatura suficiente para llegar a la ventana de generación de hidrocarburos (**Fig. 6.1**) por lo que se puede suponer que los hidrocarburos presentes en Peñuela pudieron migrar desde el oriente.

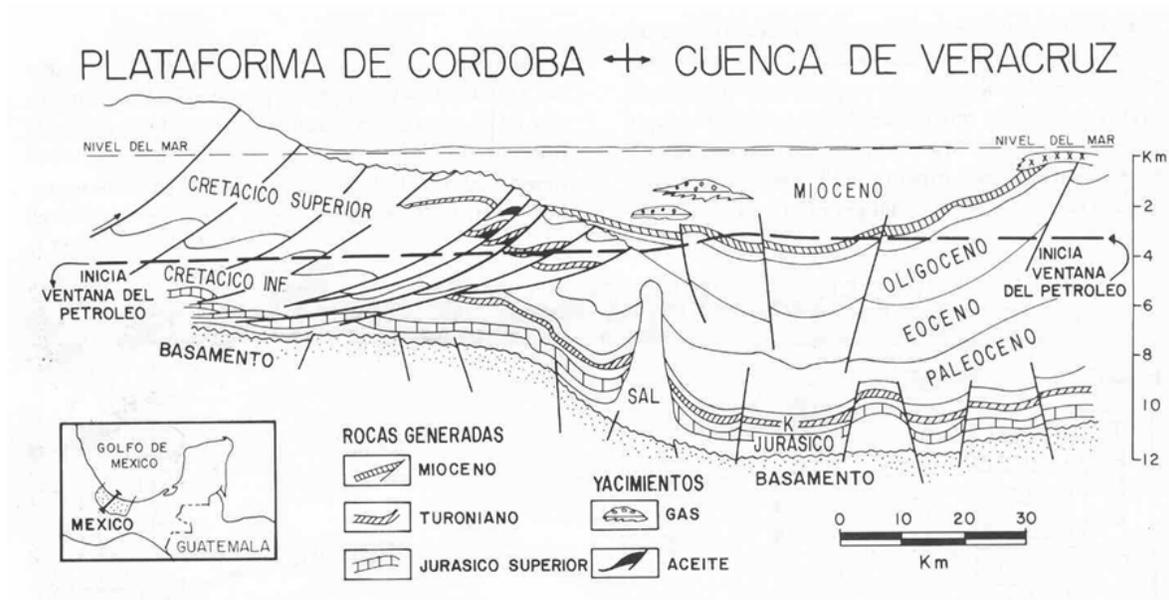


Fig. 6.1. Sección transversal de la Plataforma de Córdoba y Cuenca de Veracruz, condiciones de madurez de hidrocarburos. Tomada de González, et al., 1991.

Ferket et al., (2003), estudió y midió el afloramiento del cerro Peñuela, en total 45 m y los dividió en dos ciclos donde el tamaño de grano aumenta de fino a grueso (de mudstone – wackestones a grainstones) de la base a la cima, igualmente la potencia de los estratos (**Fig 6.2**) estos a su vez los subdividió en otros tres de acuerdo a su sedimentología, procesos diagenéticos e impregnación de aceite, esta parte de su trabajo puede resumirse en la tabla siguiente:

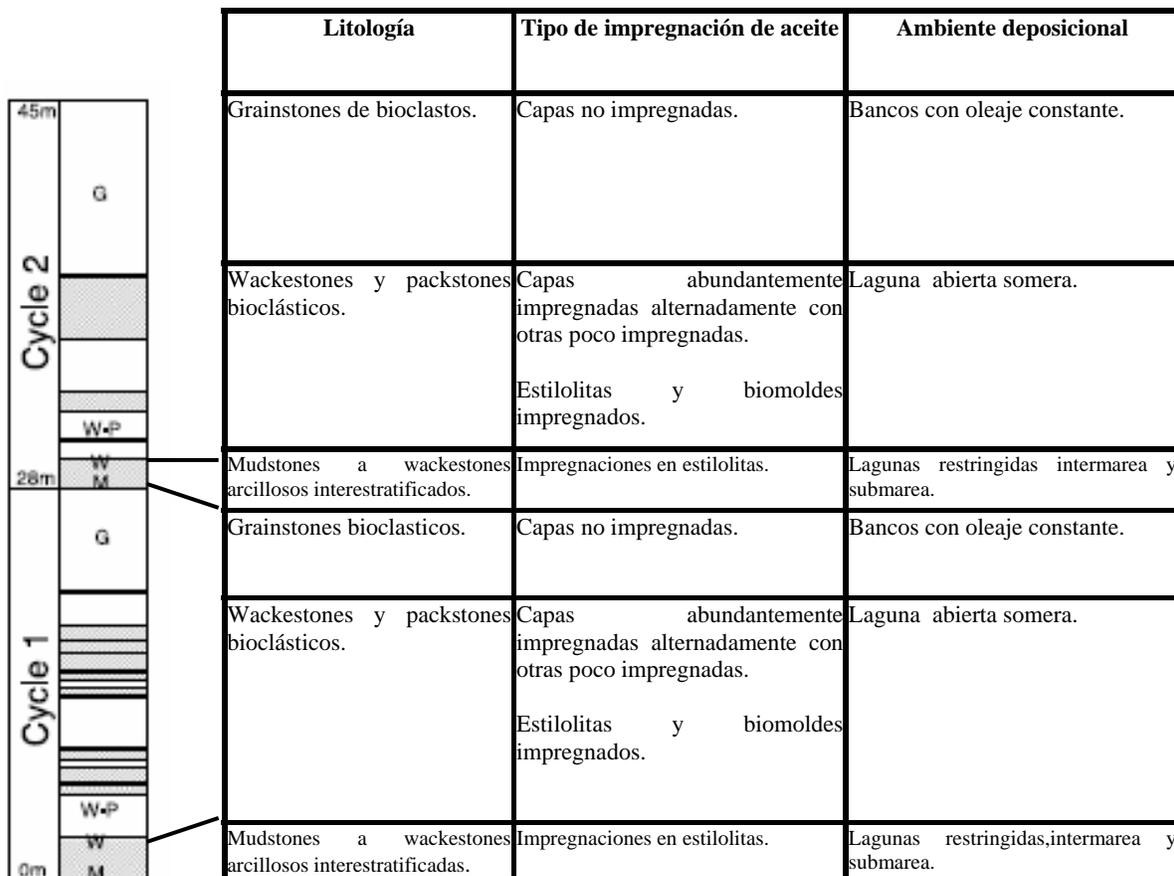


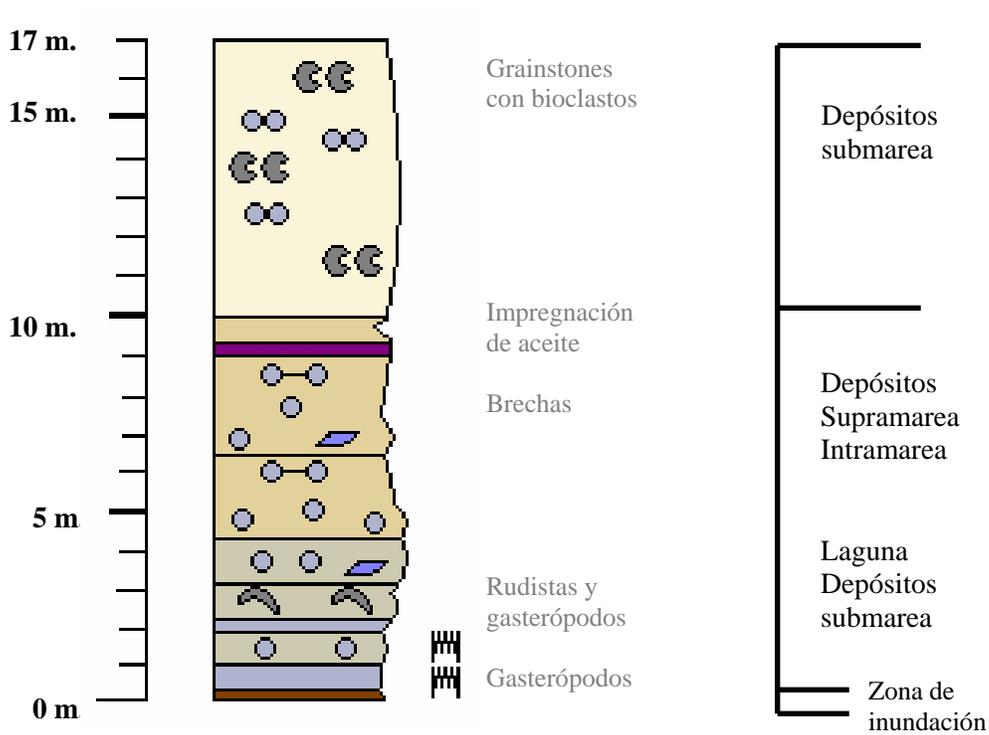
Fig. 6.2. Sección medida en cerro Peñuela, las capas sombreadas en la columna indican la presencia de trazas de hidrocarburo. Nótese el ambiente de depósito. W-P / wackestone – packstone, G / grainstone, W / wackestone, M / mudstones. Modificada de Ferket, 2003.

6.7 Descripción de la unidad medida

Se llevó a cabo la medición de una columna estratigráfica de 17 m (Fig. 6.3), que se consideraron suficientes para obtener aspectos distintivos en el subsuelo, litofacies que pudieran tener análogos a profundidad y propiedades que pudieran ser visibles en los registros eléctricos de imágenes.

Basados en las divisiones de grandes grupos hecha por Ferket (2003), se procedió a describir de forma mas detalla un ciclo que correspondería al ciclo 2 de la figura 5.2, el cual consiste en carbonatos que van de mudstones a grainstones de la base a la cima (Fig. 6.4a); y en cuanto a la descripción al microscopio se dió especial importancia a los grainstones.

COLUMNA MEDIDA DE CERRO PEÑUELA



SIMBOLOGIA

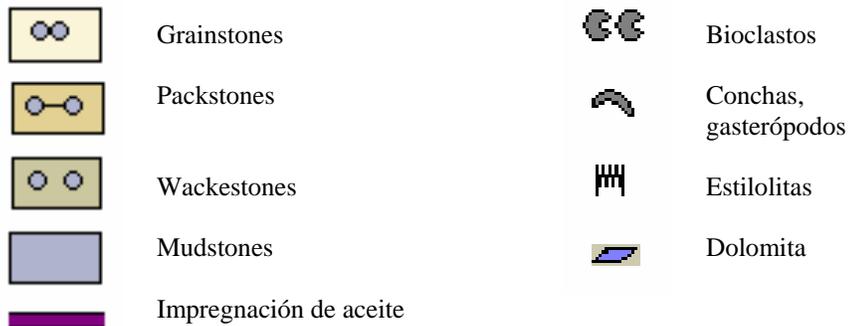


Fig. 6.3 Columna estratigráfica medida en el cerro Peñuela, litofacies, ambiente de depósito y aspectos de afloramiento.

En la **base** (de 0m a 2 m) se encuentran capas de calizas tipo mudstone intercaladas con mudstones arcillosos en las que de forma interna se puede observar laminaciones y donde en general las capas van de 10 a 50 cm. Al microscopio se pueden observar ostrácodos, foraminíferos bentónicos y pellets que señalan ambientes de baja energía.

También se encuentran wackestones con foraminíferos y otras con bioclastos de rudistas, gasterópodos (**Fig. 6.4b**), dentro de una matriz micrítica (pelmicritas), depositados en ambiente submarea e intramarea de aguas tranquilas (Stabler, 2006).

Macroscópicamente se pueden observar acumulaciones de bioclastos y litoclastos. Ferket (2003), refiere que se depositan en ambientes de baja energía y fueron muy afectados por compactación desarrollando estilolitas en las que se puede encontrar impregnaciones de aceite.

En la parte **intermedia** (de los 2m a los 10m) presenta mudstones y wackestones color gris oscuro con espesores de 2 a 4 m. hacia la base, presenta estilolitas y biomoldes (**Fig. 6.4c**), y estructuras sedimentarias orgánicas tipo burrows (**Fig. 6.4d**), ascendiendo estratigráficamente van graduando a wackestones y packstones con abundantes bioclastos en formas lenticulares, ocasionalmente estilolitas y porosidad secundaria principalmente móldica (**Fig. 6.4e**), depositados en una plataforma abierta de ambiente lagunar. Al microscopio se observan fragmentos de equinodermos, foraminíferos, gasterópodos, algas, esponjas y pellets (ver **Fig. 6.5**). Ferket (2003), refiere porosidad primaria de intrapartícula bien preservada en la que se encontraron evidencias de aceite.

En la parte **superior** (de los 10m a los 17m) se encuentran grainstones color crema en espesores de hasta 6 m. y otros menores con abundante presencia bioclastos (**Fig. 6.4 f**), depositados en aguas poco profundas, se encuentran algunas intercalaciones de mudstones arcillosos y wackestones (**Fig. 6.4g**) señalando restricciones temporales en la laguna en probables descensos en la energía del oleaje (**Fig. 6.4 h**). Se puede observar macroporosidad kárstica (**Fig. 6.4i y Fig. 6.4j**) sobretodo disolución de biomoldes y no se observa estilolitas.

De forma general al microscopio se observan foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos, intraclastos y peloides (ver **Fig. 6.5**). En el caso de los grainstones los aloquímicos se encuentran unidos por cristales de esparita y en el de los packstones-grainstones en algunas zonas se observa matriz y cementante (ver análisis petrográficos); se

considera un depósito en bancos poco profundos con oleaje moderado a alto que removió el lodo calcáreo.

Con base en lo anterior la porción de la Formación Guzmantla que aflora en el Cerro Peñuela, en general tiene características de depósito afines a una plataforma interna, Ferket (2003) sugiere una edad particular de Coniaciano Inferior.



Fig. 6.4 a.



Fig. 6.4 b.



Fig. 6.4 c.



Fig. 6.4 d



Fig. 6.4 e.



Fig. 6.4 f.



Fig. 6.4 g.



Fig 6.4 h.



Fig. 6.4. i.



Fig. 6.4 j.

FIG 5.4. Aspectos observados en el afloramiento; **a.** Afloramiento cerro Peñuela, sección medida; **b.** Moluscos preservados en carbonatos arcillosas, gasterópodos. **c.** Presencia de estilolitas en Wackestones (no impregnadas); **d.** Bioturbación, burrows rellenos; **e.** Bioclastos de moluscos de calcita **f.** Presencia de Bioclastos agrupados en lentes; **g.** Mudstones arcillosos con laminaciones, se observa erosión diferencial; **h.** Contacto entre carbonatos grainstones y mudstones arcillosos, estas capas pudieron funcionar como pequeños sellos; **i.** Presencia de porosidad secundaria móldica; **j.** Bioclastos en packstones con porosidad secundaria.

Se observaron láminas delgadas de muestras colectadas en el afloramiento, principalmente de carbonatos packstones y grainstones. Según la clasificación de Ferket (2003), las muestras pertenecerían a la parte intermedia y superior de los ciclos. En la **Fig. 6.5** se muestran algunos aspectos sobre todo biológicos que justifican el ambiente sedimentario de depósito de la Formación Guzmantla.

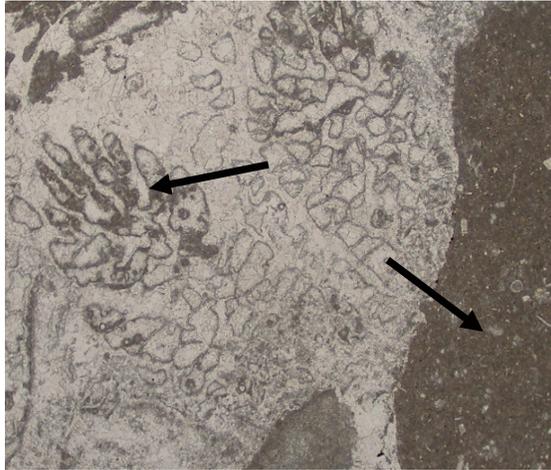


Fig. 6.5 a. N //, 4x + 2.0x.

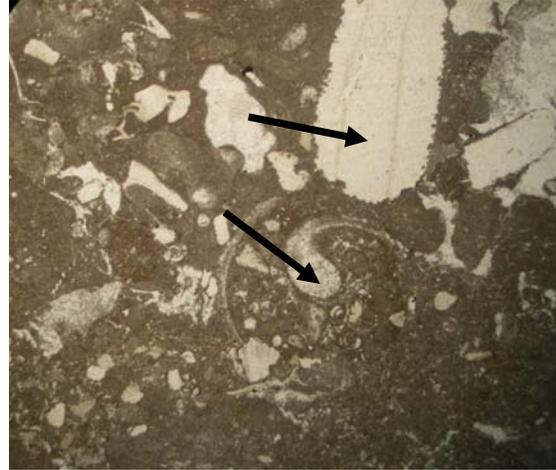


Fig. 6.5 b. N //, 2.5x + 2.0x

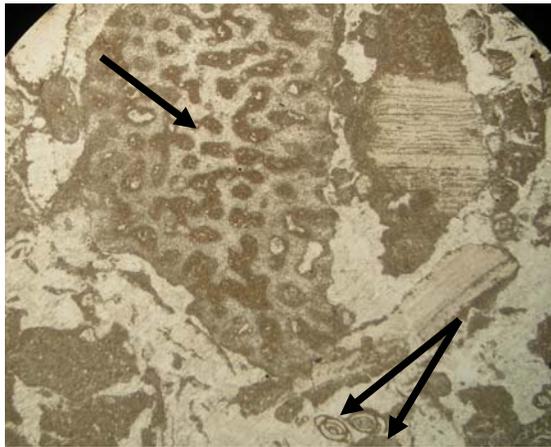


Fig. 6.5 c. N //, 2.5x + 2.0x



Fig. 6.5 d. N //, 4x + 2.0x

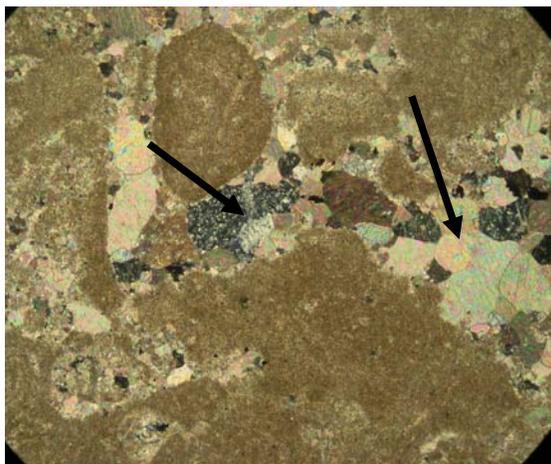


Fig. 6.5 e. N //, 2.5x + 2.0x

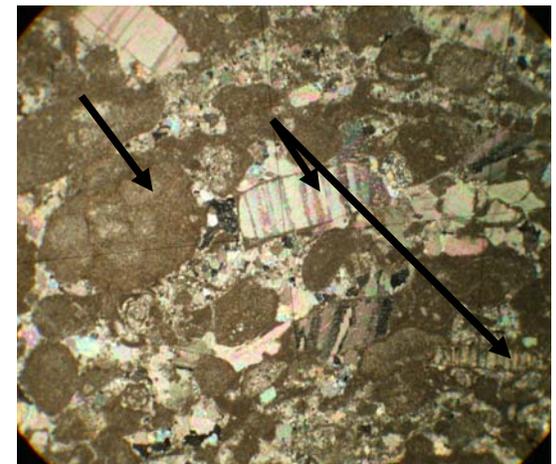


Fig. 6.5 f. N //, 2.5x + 2.0x

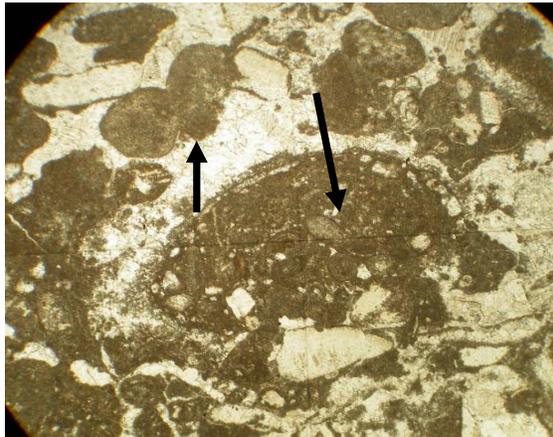


Fig. 6.5 g. N //, 2.5x + 2.0x

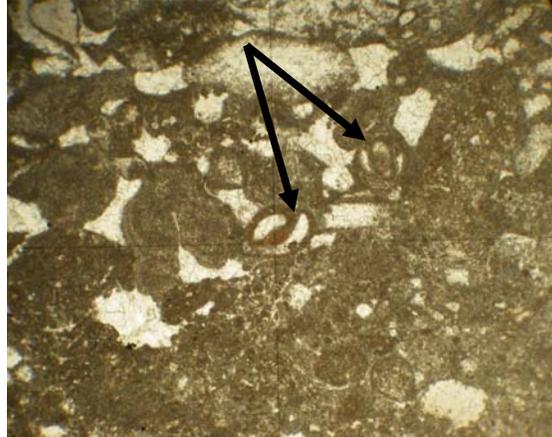


Fig. 6.5 h. N //, 10x + 2.0x

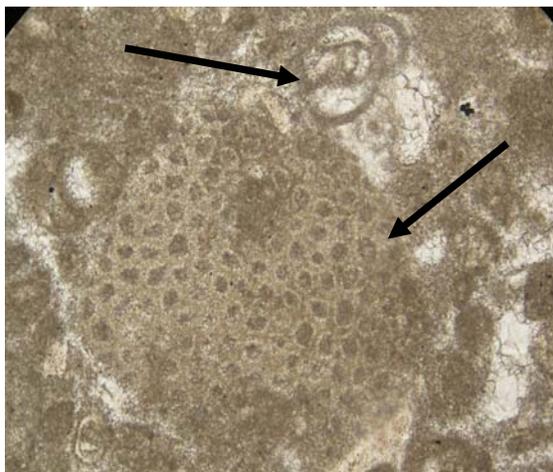


Fig. 6.5 i. N //, 20x + 2.0x

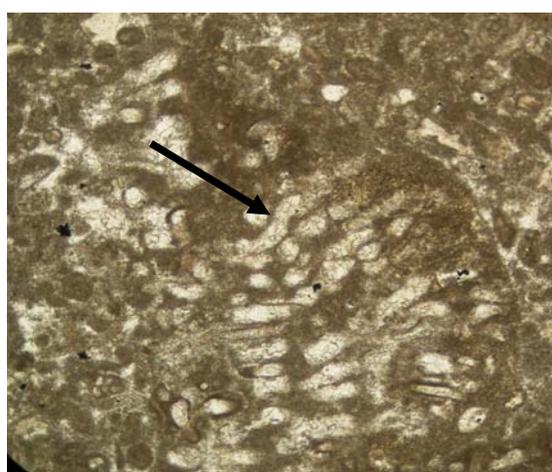


Fig. 6.5 j. N //, 10x + 2.0x

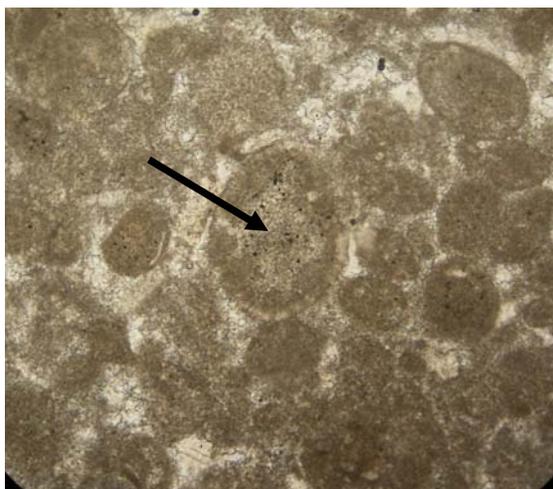


Fig. 6.5 k. N //, 20x + 2.0x

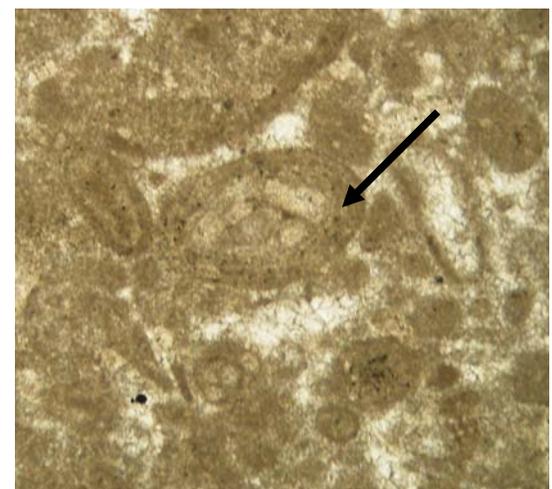


Fig. 6.5 l. N //, 20x + 2.0x

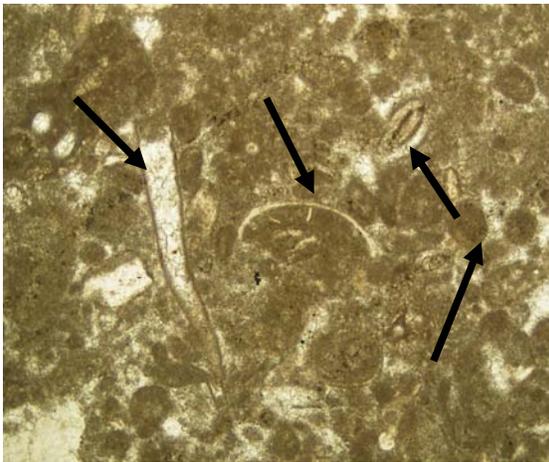


Fig. 6.5 m. N //, 10x + 2.0x



Fig. 6.5 n. N //, 40x + 2.0x

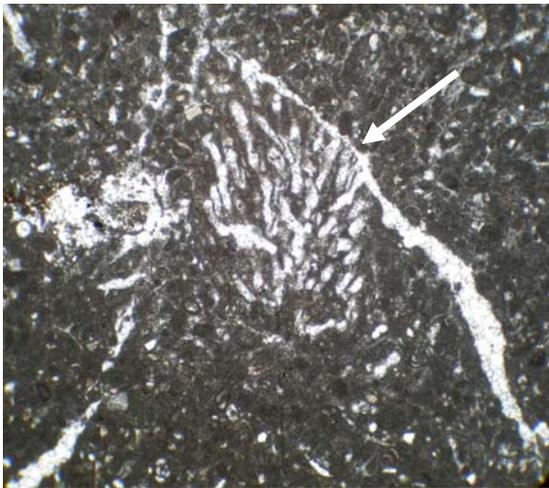


Fig. 6.5 o. N //, 2.5x + 2.0x

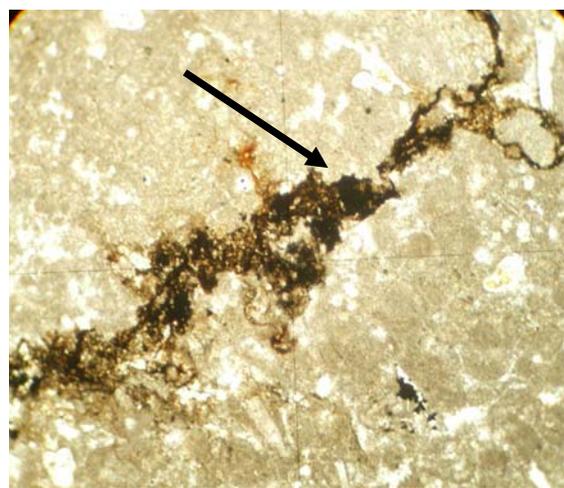


Fig. 6.5 p. N //, 2.5x + 2.0x

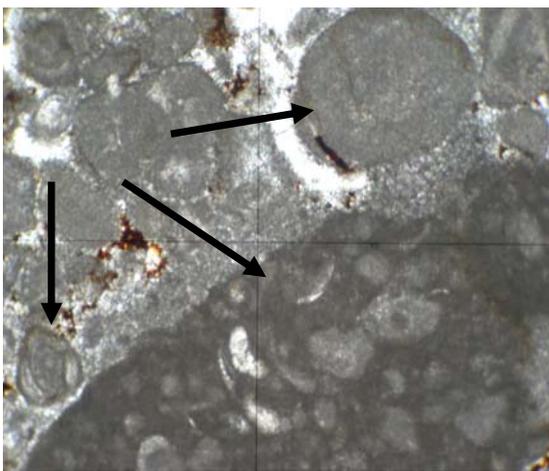


Fig. 6.5 q. N //, 10x + 2.0x



Fig. 6.5 r. N x, 4x + 2.0x



Fig. 6.5 s. N //, 10x + 2.0x

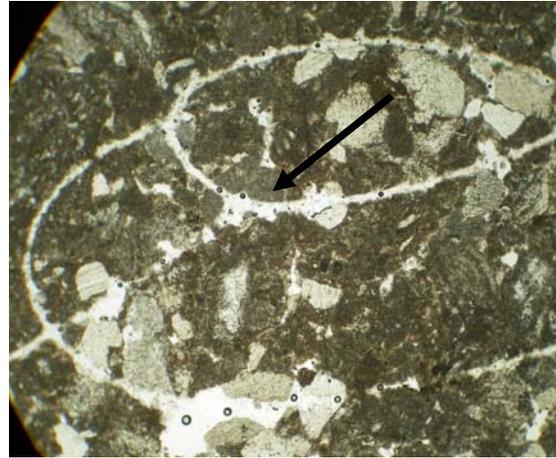


Fig. 6.5 t. N x, 4x + 2.0x

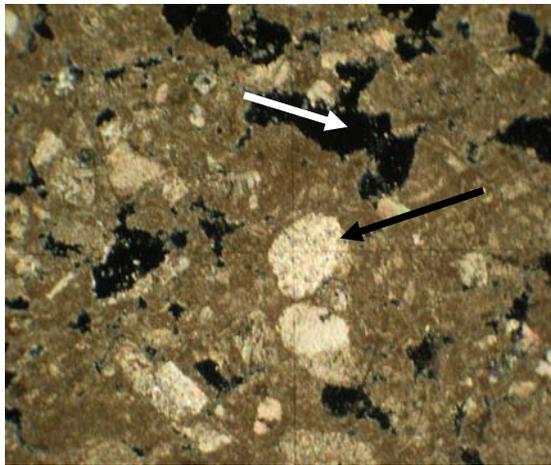


Fig. 6.5 u N x, 2.5x + 2.0x

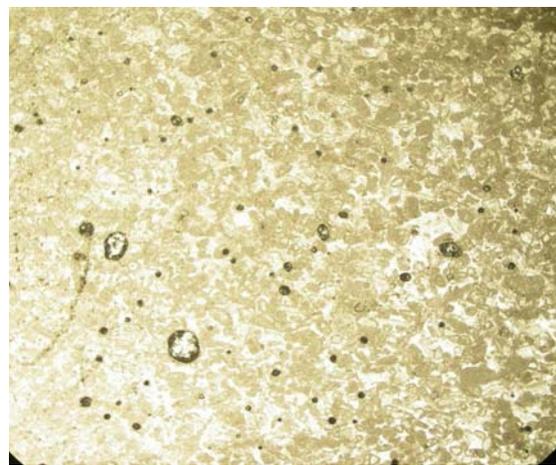


Fig. 6.5 v N //, 2.5x + 2.0x

Fig. 6.5. Aspectos observados en láminas delgadas, principalmente de muestras de calizas grainstone y packstone, al pie de las fotos se muestra Nx y N//, si es luz polarizada o paralela respectivamente y el aumento de los objetivos más un aumento digital (2.0x). **a.** Fragmento de alga dentro de un cemento esparítico en contacto con intraclasto (a la derecha) **b.** Corte transversal de molusco con cavidad rellena de bioclastos, arriba fragmento de concha de molusco. **c.** Fragmento de esponja, en la parte inferior se observan dos foraminíferos bentónicos (miliólidos); **d.** Foraminífero dentro de intraclasto; **e.** Intraclastos, al centro fractura rellena con esparita, se observa también un fragmento de pedernal; **f.** Abundantes fragmentos de conchas de molusco, rodeado de intraclastos cementados con esparita; **g.** Intraclasto conteniendo pellets, en la esquina superior izquierda mas intraclastos, todos cementados por esparita; **h.** Foraminíferos miliólidos; **i.** Fragmento de coral, arriba miliólido; **j.** Fragmento de briozoario; **k.** Miliólido micritizado concéntricamente; **l.** Miliólido micritizado concéntricamente;

m. Fragmentos de conchas de moluscos, rodeados de intraclastos y miliólidos; **n.** Porosidad móldica en miliólido; **o.** Fragmento de alga con miliólidos micritizados; **p.** Fractura no rellena; **q.** Intraclasto, arriba pellet y foraminíferos miliólidos; **r.** Fragmento de molusco, con intraclastos y parche de esparita (calcita de relleno); **s.** Fragmento de alga, **t.** Fantasma de molusco, braquipodo disuelto; **u.** Clasto de caliza, intraclastos y porosidad. **v.** Abundantes intraclastos y algunos pellets, también miliólidos y fragmentos de moluscos, lamina soportada por los granos y cementada por esparita.

En este trabajo también se realizaron estudios petrográficos de 6 láminas delgadas, cuyos resultados complementan la clasificación de los carbonatos muestreados de la Formación Guzmantla en cerro Peñuela y que se muestran en el **Apéndice A “Análisis petrográficos”**. Cabe mencionar que en el análisis de láminas delgadas no se consideran aspectos diagenéticos.

En las **figuras 6.4 y 6.5** se muestran otros aspectos interesantes encontrados también durante los análisis.

6.8 Porosidad en Cerro Peñuela

Ferket en 2003, planteó que los grainstones de la Formación Guzmantla que afloran en cerro Peñuela no tienen porosidad (excluyendo los eventos de disolución recientes). Este autor considera que debido a aspectos diagenéticos tempranos ocurridos en aguas marinas y tardíos en aguas meteóricas de los sedimentos, provocó la oclusión de la porosidad primaria evitando el almacenamiento de hidrocarburos en el ahora exhumado yacimiento puesto que no se encuentran impregnaciones de aceite (Ferket, 2003 y Stabler, 2006).

Durante los estudios de campo se observaron aspectos de macroporosidad en los grainstones, principalmente karst y disolución en las cavidades fosilíferas, siendo esto ejemplo de porosidad secundaria.

Para obtener más información cualitativa se impregnaron 4 láminas delgadas de muestras que en ejemplar de mano estimamos que podrían presentar porosidad con mayor probabilidad.

A *grosso modo* el método de impregnación se basa en someter a la muestra a una presión negativa antes de ser desvastada para que dentro de sus poros pueda entrar el fluido de la tinción. Posteriormente la lámina delgada es observada al microscopio y las áreas que han sido teñidas en color azul representan los vacíos o poros de la muestra.

En este caso con las láminas delgadas no se cuantificó porosidad, únicamente se utilizó para documentar los tipos que se presentan en las muestras, siendo los tipos más conspicuos (puesto que no se pueden observar a simple vista) los de interpartícula e intrapartícula (ver **Fig. 6.6**).

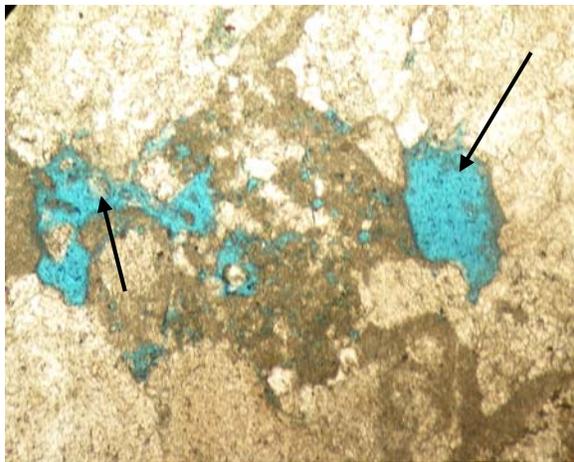


Fig. 6.6 a. N //, 10x + 2.0x

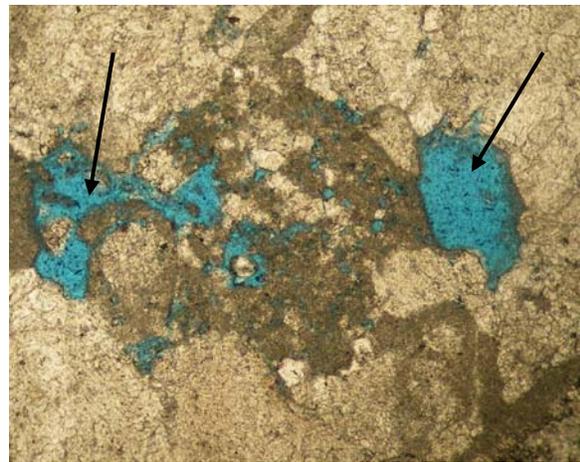


Fig. 6.6 b. N //, 10x + 2.0x

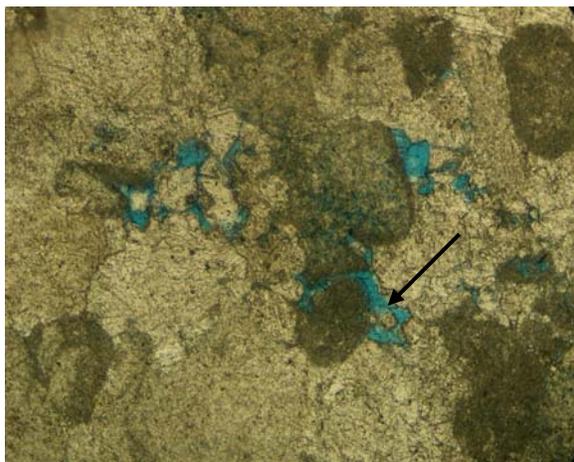


Fig. 6.6 c. N //, 10x + 2.0x

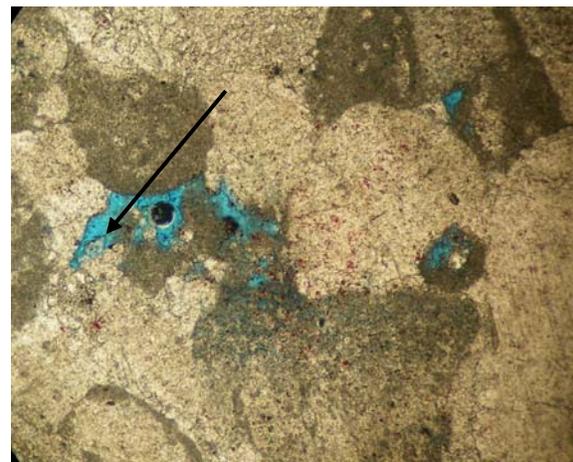


Fig. 6.6 d. N //, 10x + 2.0x

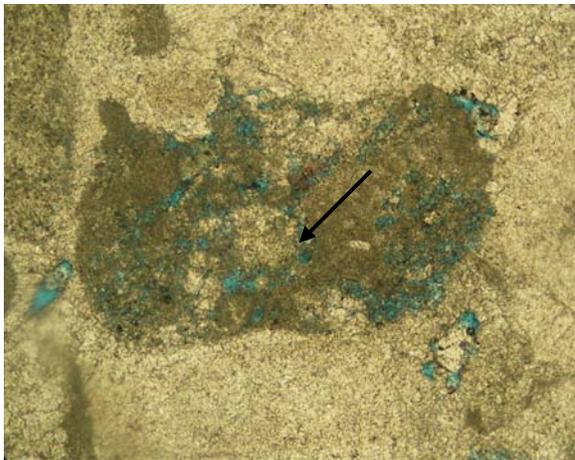


Fig. 6.6 e. N //, 10x + 2.0x

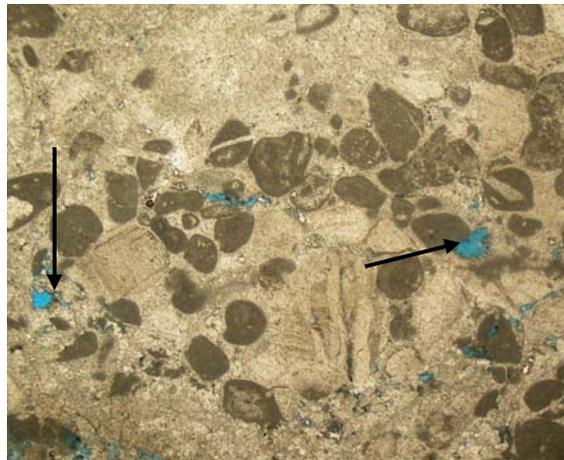


Fig. 6.6 f. N //, 2.5x + 2.0x

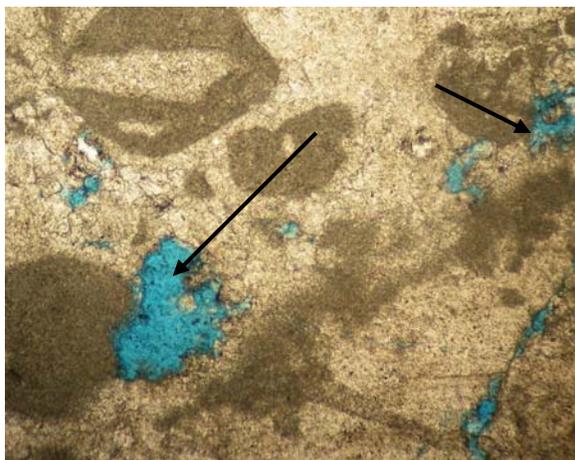


Fig. 6.6 g. N //, 10x + 2.0x

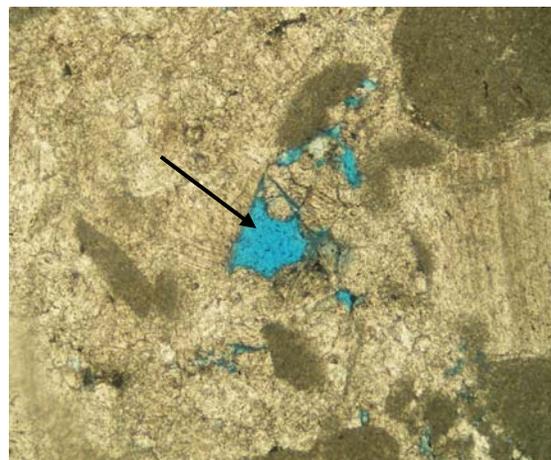


Fig. 6.6 h. N //, 10x + 2.0x

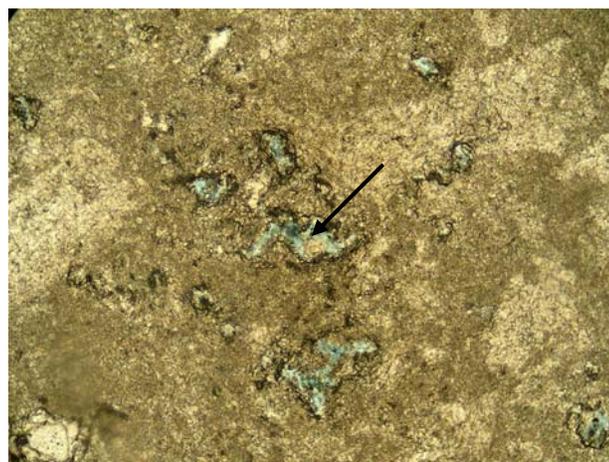


Fig. 6.6 g. N //, 10x + 2.0x

Fig. 6.6. Aspectos observados en láminas delgadas teñidas, los espacios en color azul representan los vacíos o poros de la muestra. Al pie de las figuras se muestra N// (luz paralela) y el aumento de los objetivos del microscopio más un aumento digital (2.0x). **a.** Porosidad interpartícula y en menor cantidad intrapartícula; **b.** Porosidad interpartícula e intrapartícula; **c.** Porosidad interpartícula y en menor cantidad intrapartícula; **d.** Porosidad interpartícula y en menor cantidad intrapartícula; **e.** Porosidad intrapartícula; **f.** Porosidad interpartícula; **g.** Porosidad interpartícula; **h.** porosidad interpartícula; **i.** Porosidad intrapartícula.

En cuanto a la evaluación cuantitativa de la porosidad, se enviaron 4 muestras de grainstones a las instalaciones del Laboratorio de Análisis Integral de Muestras de Roca (LAIMR) del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), donde se les realizaron pruebas de porosidad. Las muestras fueron cortadas para obtener cuerpos geométricos (paralelepípedos) (**Fig. 6.7**) con el fin de conocer el volumen bruto de roca, luego se utilizó un porosímetro con el fin de conocer el volumen de grano para poder estimar su porosidad.

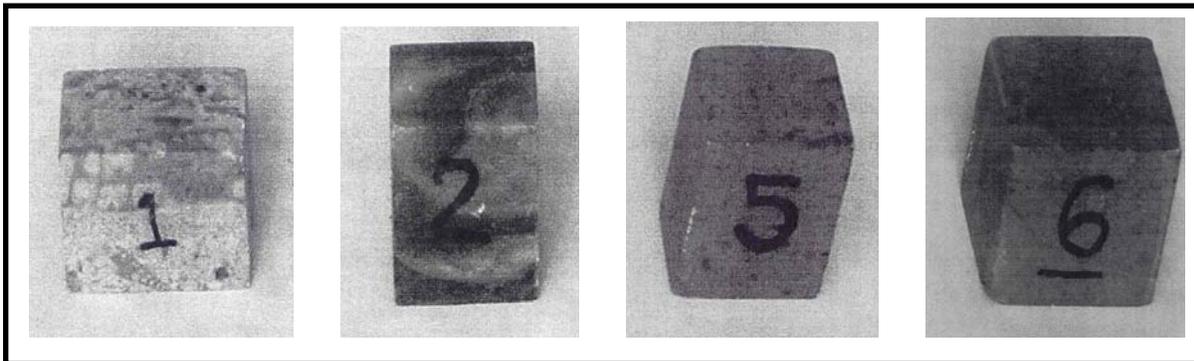


Fig. 6.7. Muestras evaluadas en el porosímetro, el número corresponde a la clave de identificación del laboratorio IMP. Todos cortadas en paralelepipedos.

La porosidad es una propiedad intrínseca de las rocas que es de suma importancia para la industria petrolera, puesto que de ella depende de la cantidad de fluidos (aire, agua, aceite, gas) que la roca puede almacenar. La porosidad es adimensional, se mide en unidades porcentuales y resulta de:

$$(\%n) = \frac{V_v}{V_r} \times 100$$

Donde n es la porosidad, V_v es el volumen de vacíos y V_r es el volumen total de la roca.

Los resultados obtenidos de estas pruebas de laboratorio se muestran en la **tabla 6.1**.

MUESTRA	IDENTIFICACIÓN DEL LAIMR	POROSIDAD (%)
P. G. 7	1	6.0
PEÑUELA 2	2	2.3
PEÑUELA 4	5	2.4
PEÑUELA 1	6	2.7

Tabla 6.1. Resultados de porosidad en por ciento obtenidos con un porosímetro en las muestras evaluadas.

Estos resultados si no son valores altos si son suficientes para ayudar a documentar la presencia de porosidad.

Por otro lado la calidad de una roca será mayor si dichos poros se encuentran conectados entre si, pues permitirá el movimientos de los fluidos que contiene. Esto deriva en el concepto de permeabilidad que en general se refiere a la capacidad de la roca para dejar pasar un fluido a través de ella. La permeabilidad se considera una velocidad y se mide en Darcy.

Adicionalmente de estas muestras se obtuvieron mediciones sobre la presión capilar, obtenida con una celda en la que se inyecta mercurio a diferentes presiones cuantificando la cantidad de mercurio que acepta la muestra, esto ayuda a estimar su permeabilidad. El mercurio es utilizado en vez de agua puesto que no moja a las partículas de la roca, es por ello que se le debe aplicar una presión alta.

Esta prueba se realizó en las muestras PG7 (**Fig. 6.9**) y Peñuela 1 (**Fig. 6.10**), obteniendo datos y gráficas de Presión Capilar Vs. Saturación. A partir de ellas se nota que ambas muestras admitieron una pequeña cantidad de mercurio al incremento de la presión, derivado de su carácter compacto y por ende de su baja permeabilidad.

PRESIÓN CAPILAR (Kg/cm2)	SATURACIÓN (Fracc.)
0.162	0.9857
0.370	0.9852
0.590	0.9849
0.790	0.9844
1.000	0.9798
1.210	0.9794
1.410	0.9794
1.620	0.9783
1.830	0.9772
2.030	0.9772
2.290	0.9741
3.290	0.9722
4.290	0.9671
5.290	0.9671
5.790	0.9658
10.790	0.9658
15.790	0.9653
20.790	0.9638
25.790	0.9624
30.790	0.9620

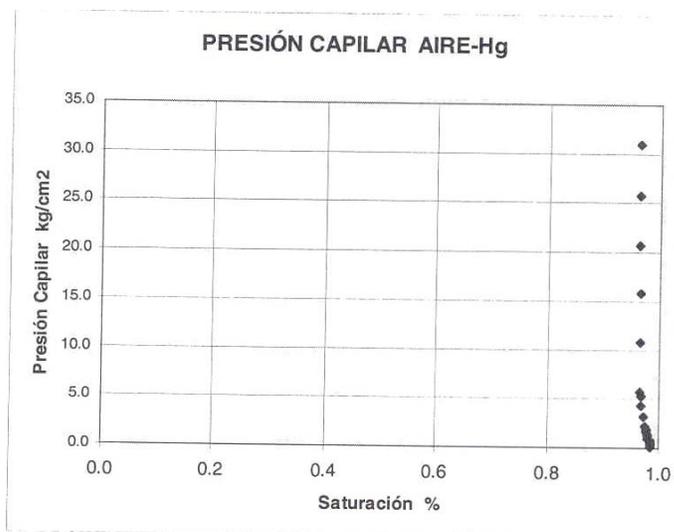


Tabla 6.9. Datos y grafica de Presión Capilar Vs. Saturación de la muestra PG7.

PRESIÓN CAPILAR (Kg/cm2)	SATURACIÓN (Fracc.)
0.162	0.9265
0.370	0.9176
0.590	0.9118
0.790	0.9029
1.000	0.9000
1.210	0.900
1.410	0.8971
1.620	0.8941
1.830	0.8912
2.030	0.8912
2.290	0.8853
3.290	0.8765
4.290	0.8530
5.290	0.8383
5.790	0.8353
10.790	0.8324

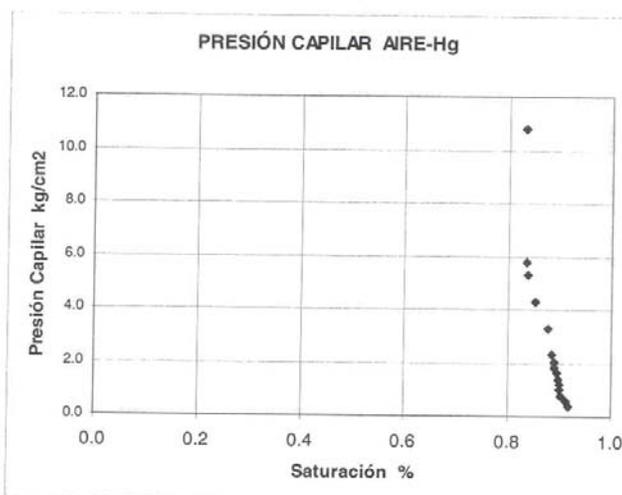


Tabla 6.10. Datos y gráfica de Presión Capilar Vs. Saturación de la muestra Peñuela 1.

El informe original entregado por el LAIRM del IMP se anexa íntegramente en el “Apéndice B” para su consulta; cabe mencionar que se para este trabajo solo fueron utilizados los resultados de las muestras PG7, Peñuela 1, 2 y 4.

CAPITULO 7. GEOLOGIA DEL SUBSUELO

Se puede definir a la Geología del subsuelo como la integración de datos geológicos obtenidos por métodos de operación de subsuelo que pretenden un objetivo económico (Martell-Andrade, 2004).

El estudio del subsuelo involucra ramas de la geología como la estratigrafía, geología estructural, sedimentología, petrología, geoquímica, paleontología, Geología del petróleo, geohidrología y geofísica (métodos potenciales, radiactivos e inducidos), entre otras.

La geología del subsuelo obtiene información a partir de métodos directos e indirectos. Dentro de los métodos indirectos está la geofísica que ofrece una visualización de las estructuras y la probable litología del subsuelo con bajos costos y buen detalle.

7.1 Métodos directos

Dentro de los métodos directos en la industria petrolera está la perforación de pozos, tiene la ventaja de que permite establecer una columna estratigráfica, obtener muestras inalteradas del subsuelo y recoger información sobre el comportamiento físico y químico de las rocas a profundidad; sin embargo son métodos caros por lo que la obtención de estas muestras no siempre es posible.

- **Muestras de canal:** consiste de las esquirlas que resultan de la trituración por la acción de la barrena en el fondo del pozo, estas ascienden a la superficie a través del lodo de perforación circulante después de un “tiempo de atraso”. Son separadas del lodo de perforación en las presas de lodo a través de un mecanismo vibratorio coloquialmente llamado “temblorinas”.
- **Núcleos de pared:** Son muestras cilíndricas que se obtienen a partir de la pared del pozo con un cierto ángulo, en algún intervalo de interés.

- **Núcleos de fondo:** Son muestras cilíndricas que se obtienen del fondo del pozo en algún intervalo de interés. Con ellos se puede obtener y verificar información estratigráfica, petrológica, sedimentológica y petrofísica. Son de mayores dimensiones que los núcleos de pared. Para ubicar correctamente al núcleo se utilizan dos líneas longitudinales en un costado del pozo.
- **Registros geofísicos:** Obtienen información sobre las propiedades físicas de las formaciones en el subsuelo, mecánicas, eléctricas, radiactivas, etc.

7.2 Núcleos de fondo de la Formación Guzmantla

Los núcleos de fondo también son utilizados para corroborar la continuidad de algunas características de las rocas en superficie en el subsuelo, es así que se pueden establecer analogías que permitan caracterizar mejor a los yacimientos.

En capítulos anteriores se ha descrito a la Formación Guzmantla y sus variaciones estratigráficas, a continuación se muestran núcleos de fondo (**Fig. 7.1**) obtenidos en el campo Mata Pionche al oriente de la ciudad de Córdoba.

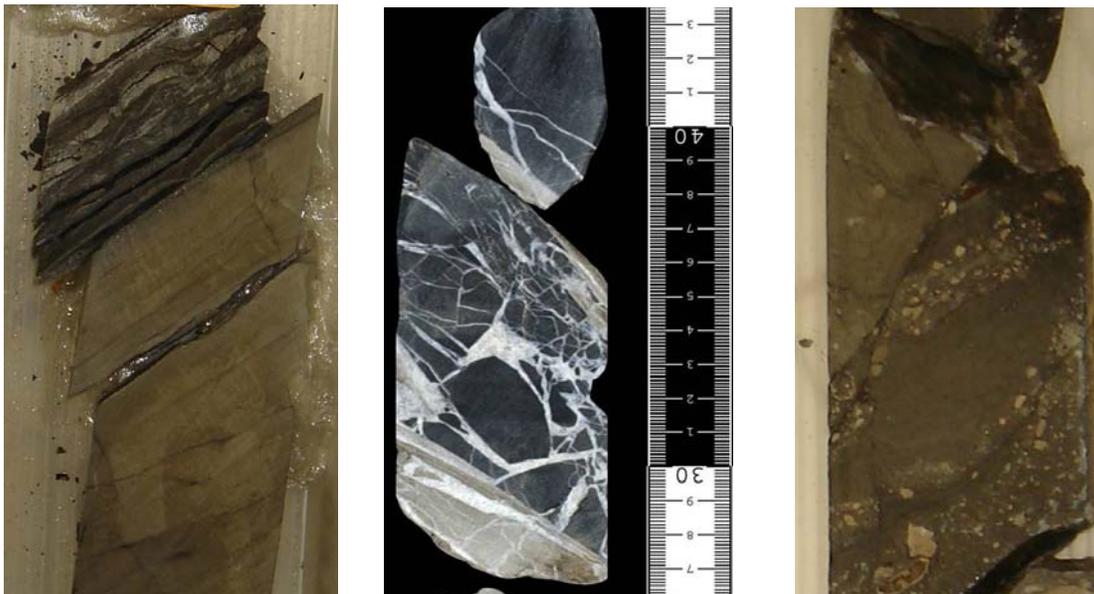


Fig.7.1 Núcleos de fondo de la Formación Guzmantla. De izquierda a derecha, caliza de grano fino con laminaciones arcillosas; brecha con clastos de caliza cementados con calcita de la parte superior de la formación; brecha de clastos mal clasificados, se observan fragmentos pequeños como “matriz” que sostienen clastos mayores. Modificado de de Chitale, et al., 2006.

7.3 Registros eléctricos

7.3.1 Propiedades resistivas de las rocas y petrofísica

La resistividad en las rocas fue una de las primeras propiedades medidas en el subsuelo. Atendiendo a la definición de roca se le considera como un agregado de minerales que en general son pobres conductores de corriente, por lo que se le considera resistiva. Desde luego que se debe considerar la presencia de ciertos elementos contenidos en la misma que tienen propiedades eléctricas particulares y distintivas, como los metales.

7.3.2 Resistividad eléctrica

El concepto de resistividad se obtiene a partir de la Ley de Ohm:

$$V = r \cdot I$$

Donde “I” es la corriente eléctrica en amperes, “V” es la diferencia de potencial en volts y “r” es la resistencia en ohms y es constante para cada conductor.

Dicha corriente pasa a través de un conductor con una longitud “L” y sección transversal de área “A” medidas en m y m² respectivamente. Si este conductor es sustituido por otro con dimensiones diferentes y si la corriente se mantiene constante, la diferencia de potencial medida entre los extremos cambiará como consecuencia del cambio en la resistencia del nuevo conductor.

Esto sucede puesto que un conductor con mayor longitud opondrá más resistencia al paso de corriente que uno de menor longitud y uno de mayor área de sección transversal opondrá menos resistencia que uno de menor área. Esto se expresa por la ecuación:

$$r = R(L/A) \quad \text{o bien} \quad R = r(A/L)$$

Donde “R” es la resistividad en ohms por metro ($\Omega \cdot \text{m}$).

La conductividad se define como el inverso de la resistividad y esta medida en mhos por metro o en siemens. Para fines prácticos en los registros de pozo las lecturas son del orden de miliohms por metro y milimohs por metro para resistividad y conductividad respectivamente.

$$R = 1/C$$

Las rocas almacenadoras son comúnmente sedimentarias, areniscas, calizas y dolomitas, con porosidad y permeabilidad donde los poros a menudo están ocupados por agua con minerales disueltos y en otros casos por aceite o gas.

El concepto de resistividad aplicado a la geología se explica cuando al conductor antes mencionado es sustituido por un cilindro de roca (**Fig. 7.2**) que previamente es limpiado con solventes y secado, asegurándose de que los fluidos residuales sean removidos y los poros sean ocupados solo por aire; este cilindro usualmente es obtenido de un núcleo de fondo. Luego se hace pasar corriente a través del cilindro observándose que en sí, la roca y los poros rellenos con aire son malos conductores. Cuando los poros son rellenos por agua pura no se nota cambio significativo (Bassiouni, 1994).

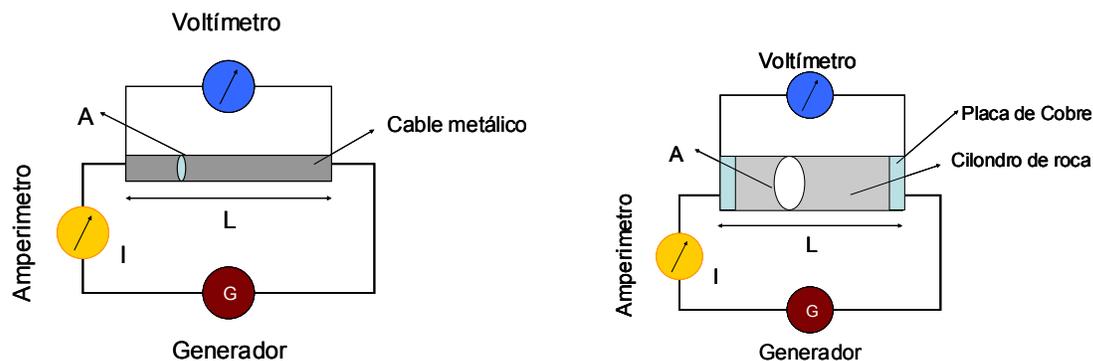


Fig. 7.2. Aplicación geológica del concepto de resistividad, el conductor original es sustituido por un cilindro de roca. Tomado de Bassiouni, 1994.

Sin embargo las rocas en el subsuelo se consideran conductoras por la presencia de agua con sales disueltas (electrolitos), como el cloruro de sodio, cloruro de calcio y cloruro de potasio, entre otros. La conducción de la corriente es a través de los iones positivos y negativos que son disociados en el agua a partir de las sales.

7.3.3 Factor de resistividad de la formación.

En sentido estrictamente litológico, el tipo de roca en que se mida esta propiedad es indistinto dado que el único medio práctico de transmisión será el agua de formación, a la resistividad del agua saturada de sales se le llama R_w y a la resistividad cuando la roca esta saturada de agua se le llama R_o (Bassiouni, 1994).

Los iones que se desplazan a través de un medio poroso siguen un camino sinuoso (tortuoso) que dependerá de la fábrica o empaquetamiento de la roca, es así que la distancia que recorrerá la corriente a través del agua será mayor (L_e (longitud equivalente)) que la longitud del cilindro (L).

$$\tau = \frac{L_e}{L}$$

A este cociente se le denomina **tortuosidad**, se denomina con la letra τ , y es adimensional.

Por otro lado y tomando en cuenta la ecuación de la resistividad se puede obtener el factor de formación que será un parámetro exclusivo y distintivo de cada tipo de roca. Se debe considerar una resistividad R_o y R_w , porosidad (Φ), un volumen de agua contenida en el cilindro (ΦAL) y el área transversal para el volumen de agua equivalente (A_e) sería ($\Phi AL/L_e$), (**Fig. 7.3**) (Bassiouni, 1994), entonces:

$$r_o = R_o \left(\frac{L}{A} \right) \quad \text{Y} \quad r_w = R_w \left(\frac{L_e}{A_e} \right) = R_w \left(\frac{L^2}{\Phi AL} \right)$$

Si se considera que $R_w = R_o$, entonces

$$R_o = F R_w$$

Donde F es el factor de formación. También puede expresarse en términos de la porosidad y la tortuosidad.

$$F = \left(\frac{L_e}{L} \right)^2 \frac{1}{\phi} = \frac{\tau^2}{\phi}$$

Dado que el factor de formación es adimensional, el resultado depende cuantitativamente de las propiedades de la roca.

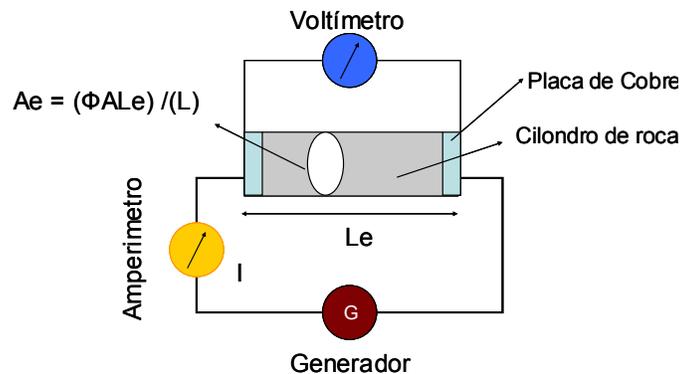


Fig 7.3. Esquema que relaciona la resistividad y el factor de formación. Tomado de Bassiouni, 1994.

El factor de formación es un parámetro importante en la interpretación de registros (Bassiouni, 1994), por ejemplo:

- Determinar R_o cuando se conoce F y R_w , se puede comparar con la resistividad real de la formación (R_t) para detectar hidrocarburos.
- Determinar F cuando R_o y R_w son conocidos. Conociendo F se puede estimar la porosidad de la formación.
- Determinar R_w cuando F y R_o son conocidos. R_w puede ser utilizado para determinar la salinidad del agua de formación.

7.3.4 Relación temperatura / resistividad

Es obvio pensar que los factores que afectan a la formación en el subsuelo afectan también la resistividad de las rocas, por ejemplo la conductividad del agua de la formación (de los electrolitos) dependerá de:

- El número de iones presentes en la solución (concentración).
- La velocidad en la cual los iones se mueven dentro de la solución.
- La carga de los iones, que esta determinada por el tipo de sal en solución.

La salinidad del agua de formación se expresa en ppm (partes por millón).

La velocidad a la que se desplazan los iones se le llama **movilidad** y esta determinada por la oposición que éstos encuentran para moverse en la solución, que a su vez esta determinada por la viscosidad del fluido y el tamaño del ión. Dado que la viscosidad es una función importante de la temperatura entonces la resistividad también lo es, por lo que se debe hacer una corrección, (Bassiouni, 1994):

$$R_2 = R_1 \frac{T_1 + 6.77}{T_2 + 6.77}$$

Donde R1 y R2 son resistividades de soluciones iguales de NaCl a temperaturas T1 y T2, respectivamente.

En ocasiones la conductividad de una solución depende directamente de la concentración de la sal en el fluido, como es el caso del cloruro de potasio, en otros la conductividad aumenta conforme la concentración, a una mayor concentración la conductividad decae, este es el caso del cloruro de sodio (Bassiouni, 1994). La resistividad total depende de la proporción en que se encuentren disueltas dichas sales, aunque es el cloruro de sodio el que esta en mayor proporción.

7.3.5 Relación porosidad / resistividad.

Teóricamente y conociendo el valor del Factor de formación se podría conocer la porosidad si el valor de la tortuosidad también se conoce, sin embargo la tortuosidad es imposible de medir; por esto varios investigadores han desarrollado graficas y fórmulas empíricas a partir de pruebas de laboratorio (**Fig. 7.4**) en núcleos tratando de

relacionar la porosidad con otros parámetros petrofísicos y suponiendo el comportamiento de fluidos conductores a través de medios porosos. Es así que a lo largo de la historia de los registros se han desarrollado varias fórmulas, entre otras:

1. $F = \phi^{-m}$ Ecuación de Archie (Areniscas).

2. $F = a\phi^{-m}$ Ecuación de Winsauer (Areniscas).

Los valores de m y de a pueden variar:

- .a = .81, m = 2 Ecuación de Humble (Areniscas)
- .a = 1.45, m = 1.54 Ecuación de Phillips (Areniscas)
- .a = 1.13, m = 1.73 Ecuación Chevron (Areniscas)
- .a = 1, m = 2.04 Ecuación de Carothers (Carbonatos con porosidad intergranular, vugular y dolomitizados).
- .a = 1, m = 2.2 – 2.5 Ecuación para carbonatos de baja porosidad
- .a = 1, m = 1.87 + .019/Φ Ecuación de Shell para carbonatos no fracturados.

Las variables m y a dependen de la geometría de los poros. Los valores de a pueden variar de .035 a 4.78 y los de m de 1.14 a 2.9 para el caso de areniscas, mientras que para carbonatos m pudiera alcanzar valores mayores a 2.9, a este último se le llama exponente de cementación (Bassiouni, 1994).

7.3.6 Relación permeabilidad / resistividad

Teóricamente es posible conocer la permeabilidad del medio poroso de la siguiente forma:

Considerando la Ley de Darcy:

$$k = -\mu \cdot v \left(\frac{dl}{dp} \right)$$

Y sabiendo que la permeabilidad es una velocidad (v) se considerará que existe un cambio en la velocidad (ve) en un flujo que recorre una distancia (Le) [siempre mayor a la longitud macroscópica (L)] con un gasto constante (q) y a través de una sección transversal (A). El área A por la que pasará el fluido estará disminuida por la porosidad, que será el área de paso real; es así que se puede tener la siguiente relación:

$$v_e = \frac{v}{\phi} \left(\frac{L_e}{L} \right) = \frac{v}{\phi} \cdot \tau$$

Si se despeja v y se sustituye en la ecuación de Darcy, resulta:

$$k = -\frac{v_e \phi \mu L}{\left(\frac{dp}{dl} \right) L_e} = -\frac{\phi \mu v_e}{\left(\frac{dp}{dl} \right) \tau}$$

Donde τ es la tortuosidad, μ es la viscosidad del fluido, ϕ es la porosidad, (Bassiouni, 1994).

A partir de esta relación se puede deducir que la permeabilidad aumenta conforme disminuye la tortuosidad, por lo tanto la conductividad depende también de la distancia real que deba recorrer los iones en el fluido en el medio poroso, a mayor distancia, menor conductividad y permeabilidad.

Nuevamente interviene el valor de la tortuosidad (desconocido) por lo que esta ecuación no resulta práctica, por lo que Archie experimentó con núcleos de fondo y estableció una relación entre el Factor de formación y la permeabilidad (Bassiouni, 1994):

$$k = (4.0 \times 10^8) / F^{3.65} \quad \text{para calizas}$$

$$k = (7.0 \times 10^8) / F^{4.5} \quad \text{para areniscas}$$

7.3.7 Relación saturación / resistividad

Como ya se mencionó los poros en la roca se encuentran rellenos en su mayoría por agua, por agua con hidrocarburos y en ocasiones solo por hidrocarburos, para esto se debe considerar que el incremento de la resistividad no es directamente proporcional al incremento en la saturación de hidrocarburos, esto ocurre porque al principio ocupan solo la parte central del poro y alrededor de ellos aun existe agua que permite la conducción de la corriente, sin que haya un cambio significativo, sin embargo cuando hay una gran saturación de estos la resistividad incrementa fuertemente.

La presencia de hidrocarburos puede detectarse con la relación de resistividad (I_R) que resulta del cociente de la resistividad de la roca saturada de hidrocarburos (R_t) entre la resistividad de la roca saturada de agua (R_o).

$$I_r = R_t / R_o$$

Si R_t es mayor que R_o o bien si el cociente resulta mayor que 1, la roca originalmente contenía hidrocarburos. Si $R_t = R_o$ la roca originalmente contenía agua. En caso de que el cociente resulte menor que uno debe suponer un error pues esto no es posible naturalmente.

Archie en pruebas experimentales propuso la siguiente formula:

$$S_w^n = 1 / I_R \quad \text{ó} \quad S_w = (R_o / R_t)^{1/n} \quad \text{ó} \quad S_w = (FR_w / R_t)^{1/n}$$

o bien
$$S_w = \sqrt[n]{\frac{a R_w}{\phi^m R_t}}$$

Donde n es el exponente de saturación y depende de la forma en la que están conectados los poros de la roca. Suele tener valores de 1 a 2.5, (Fig. 7.5) (Bassiouni, 1994).

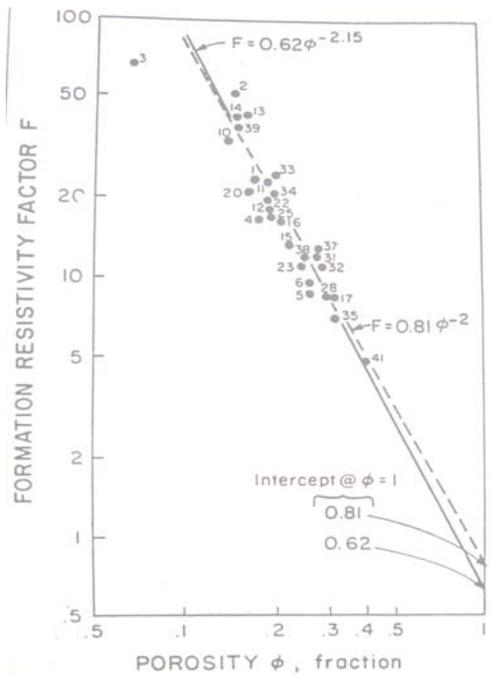


Fig 7.4. Gráfica obtenida experimentalmente del factor de formación contra porosidad; de aquí los valores de m y a pueden ser obtenidos. Tomado de Bassiouni, 1994.

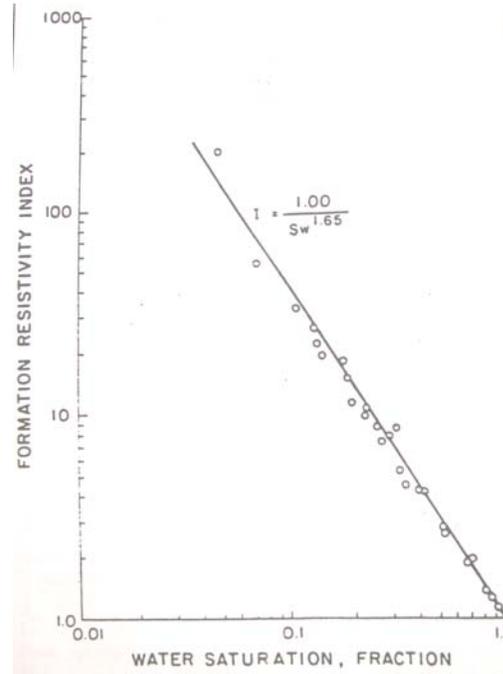


Fig 7.5. Gráfica que relaciona la resistividad y la saturación. Tomado de Bassiouni, 1994.

7.4 Registros de imágenes de resistividad

Hasta la década de los ochentas era usual el análisis de curvas simples que básicamente son graficas de profundidad contra la propiedad medida en la roca, resultando los registros de resistividad, de potencial espontáneo, de rayos gamma, neutrón, sónicos de porosidad, etc.

A partir de la interpretación de este conjunto de curvas se puede inferir algunos parámetros petrofísicos y otras características inherentes a la perforación de un pozo. Posteriormente durante los 90's comenzaron los primeros registros de imágenes de resistividad donde los datos obtenidos son convertidos a escalas de colores, que ofrecen una gráfica de los 360 grados de la pared del pozo, obteniendo datos en 2 (Mitsuru, et al., 2003).

7.4.1 Fundamentos de los registros de imágenes.

En general los registros de imágenes tienen los mismos fundamentos que todos los registros de resistividad, se relacionan de igual forma con las propiedades petrofísicas de las rocas en el subsuelo y los datos obtenidos son muy similares cuantitativamente.

La diferencia principal estriba en la forma de presentar los datos, antes como una serie de curvas que representan la resistividad a una profundidad dada y cuya relación ayudan a interpretar las características del tipo de roca que se está investigando, sin embargo otros atributos importantes pueden escapar a la interpretación e inducir errores en la clasificación litológica (**Fig. 7.7**); ahora los registros de resistividad pueden presentarse a la forma de imágenes, puesto que los datos obtenidos son convertidos en a una escala de colores (**Fig. 7.6**) . (Mitsuru, et al., 2003) y se cuenta con una mayor cantidad de receptores distribuidos alrededor del pozo y que evidencian características no visibles para otros registros.

Una diferencia con los registros de imágenes es que estos tienen una profundidad de investigación muy somera que se limita a la pared del pozo y los registros convencionales tienen diferentes profundidades de investigación, teniendo los de investigación, somera, intermedia y profunda, pudiendo detectar la resistividad de los fluidos en las zonas alrededor del pozo, en la zona lavada, invadida y limpia respectivamente.

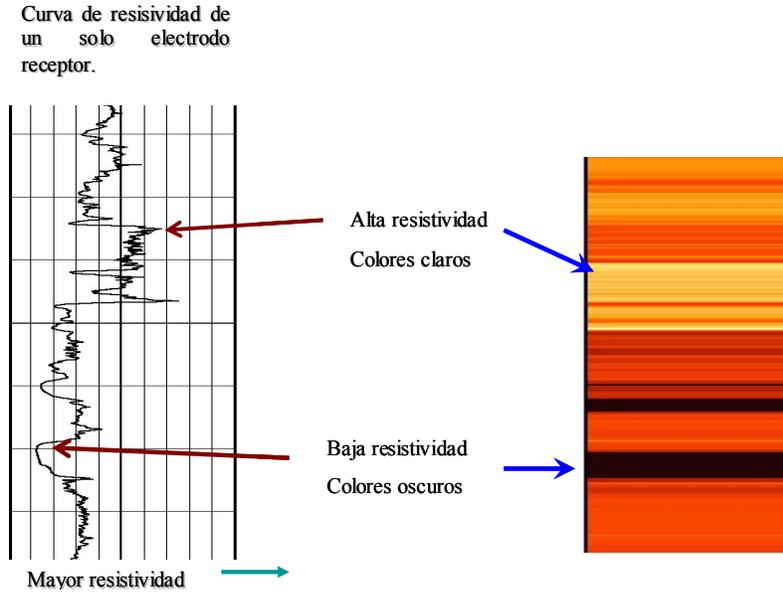


Fig. 7.6. Datos de resistividad convertidos a escala de colores, las altas resistividades corresponden a colores claros, las bajas a colores oscuros. Tomado de Chitale, et al., 2006.

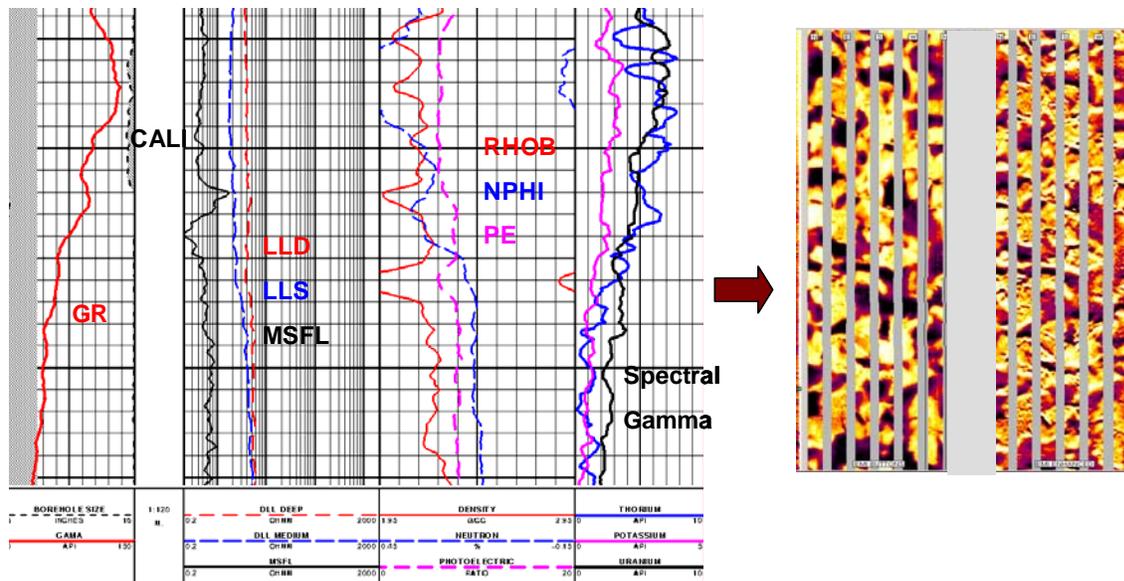


Fig. 7.7. Comparación de información obtenida de registros convencionales y características obtenidas de la pared del pozo en carbonatos de un registro de imágenes de resistividad. Tomado de Chitale, et al., 2006.

Existe una paleta de colores que abarca casi la totalidad del rango de resistividades que se ha medido, sin embargo si algún dato escapara de este rango se le asignará el color del valor mas cercano permitiendo mejorar algunos atributos de la roca (Fig. 7.8), a esto se le llama técnica de “Mejoramiento de contraste” (Chitale, et al., 2006).

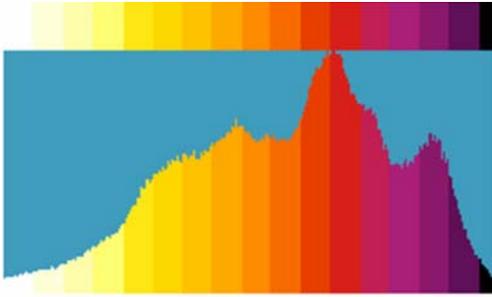


Fig. 7.8. Paleta de colores. Aquí se muestra una diferencia cualitativa de resistividades, consta de 16 colores. Tomado de Chitale, et al., 2006.

7.4.2 Presentación de datos en imágenes 2D y 3D

La presentación de los datos recogidos por los patines receptores distribuidos alrededor de la pared del pozo se imprimen en el registro representando un cilindro desenvuelto (**Fig.7.9**). Por lo anterior, los planos que sean atravesados por la herramienta, sean planos de estratificación, fallas, fracturas y fracturas rellenas serán presentados en el registro como curvas senoidales (**Fig.7.9**). Dependiendo del ángulo que se forme entre el eje de la herramienta y el plano de interés la curva senoidal tendrá mayor o menor amplitud.

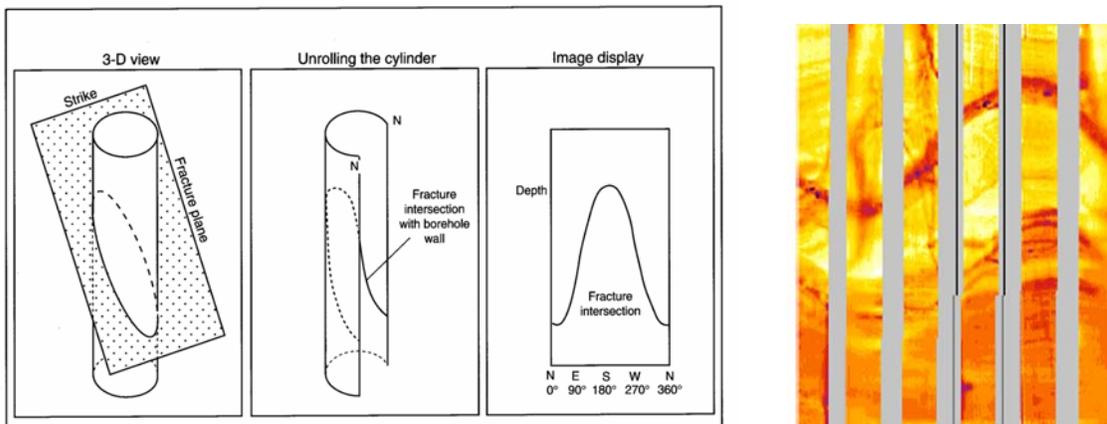


Fig. 7.9. De izquierda a derecha, esquema de un pozo atravesado por un plano (fractura); cilindro desenrollado con la traza de la intersección con el plano; representación en un registro de imagen, nótese que se conoce la orientación respecto al norte; ejemplo real de registro de imagen de una cana inclinada. Tomado de Chitale, et al., 2006.

Mientras se lleva a cabo la toma de datos es importante conocer exactamente la posición e inclinación en la que se encuentra la herramienta, el ángulo con que se está perforando y la orientación de los patines (una herramienta de navegación determina su dirección) (**Fig. 7.10 y 7.11**) respecto al norte puesto que se pueden tomar mediciones mientras se

perfora (Chitale, et al., 2006). Considerar estas correcciones es de especial importancia cuando se pretende estimar el echado de las formaciones por medio de este registro (Fig. 7.10 y 7.11). Suponiendo que el eje de la herramienta se encuentra vertical, las capas con echados pronunciados producirán curvas con gran amplitud, las capas que sean perpendiculares al eje de la herramienta (capas horizontales) no mostrarán curvatura o bien una amplitud pequeña.

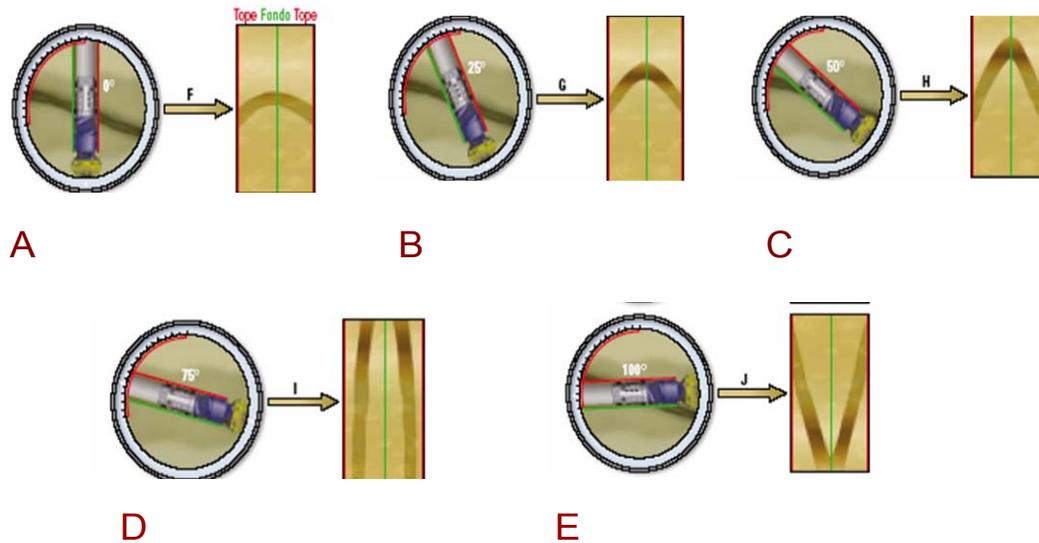


Fig. 7.10. Se muestra la forma de la curvatura de acuerdo al ángulo que forma el plano respecto a la herramienta, nótese que en este caso el echado de la capa es el mismo la posición de la herramienta es lo que cambia. De A a C la curvatura se incrementa, en D la herramienta va paralela al plano y registra líneas casi verticales, en E la herramienta se desplaza ascendiendo ligeramente, esta posición respecto a la capa invierte la curvatura del registro. Tomado de Mitsuru. et al., 2003.

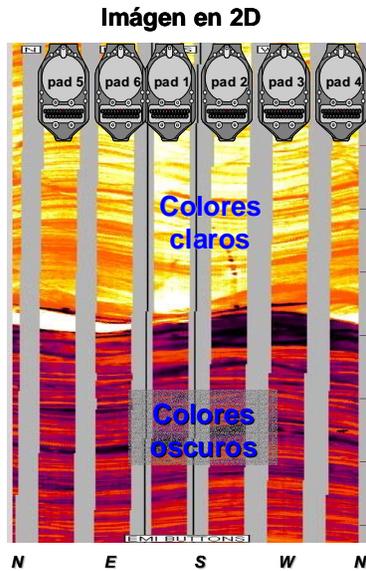


Fig. 7.11. Esquema que muestra como es que los patines cubren la pared del pozo, sin embargo existen espacios entre ellos donde no hay información. Se observa que en la parte inferior de encuentra una formación con menor resistividad que la superior. Tomado de Chitale, et al., 2006.

En ocasiones es posible procesar estas imágenes para formar una imagen texturizada en 3D que facilitan la visualización del pozo (Mitsuru I., et. al., 2003), sin embargo este tipo de imágenes no serán objeto de atención en este trabajo (Fig. 7.12)

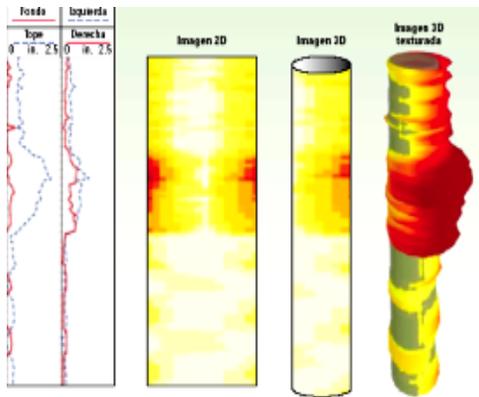


Fig. 7.12. Evolución de curvas de resistividad a imágenes 2D y 3D. Tomado de Mitsuru, 2003.

7.4.3 Correcciones y mejoras.

Al igual que en todos los registros se pueden tener algunos datos que intervengan en correcta toma de datos y que para este caso particular no ofrezca una imagen idónea. Mencionare tres, entre otras (Chitale, et al., 2006).

- Poco contacto de los patines de la herramienta con la pared del pozo (standoff) (Fig. 7.13).
- Ligeras diferencias de velocidad en el movimiento de los patines. (Fig. 7.14)
- Presencia de gas entre los receptores y la pared. (Fig. 7.15)

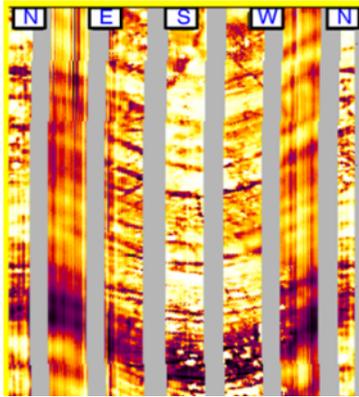


Fig. 7.13. Se observa poca nitidez en las imágenes del segundo y sexto patín, debido a poca presión al contacto con la pared. Tomado de Chitale, et al., 2006.

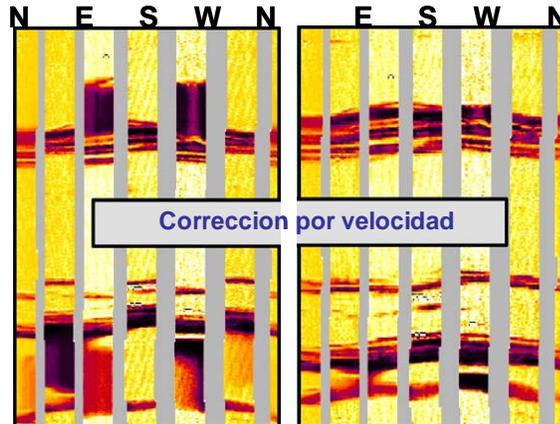


Fig. 7.14. Corrección por diferentes velocidades de desplazamiento de patines. Izquierda sin corregir, derecha corregida. Tomado de Chitale, et al., 2006.



Fig. 7.15. Manifestación de gas entre la pared y los patines, debido a la alta resistividad del gas se observan franjas amarillas en vez de aspectos de la formación. Tomado de Chitale, et al., 2006.

7.5 Interpretación geológica

7.5.1 Cálculo de echados aparentes

Las imágenes de resistividad permiten calcular el echado aparente y el echado real de la formación, esto se hace considerando la distancia que existe entre la primera y la última

medición de la herramienta en un mismo límite de capa (**Fig. 7.16**), desde luego tomando en cuenta la variación de la escala horizontal y vertical a la que se encuentre el registro y el sentido ascendente o descendente en que se haya tomado la medición, pues si la capa tiene echado cualquiera, en el registro se observara una curvatura dada en sentido descendente, contraria la que registraría en sentido ascendente.

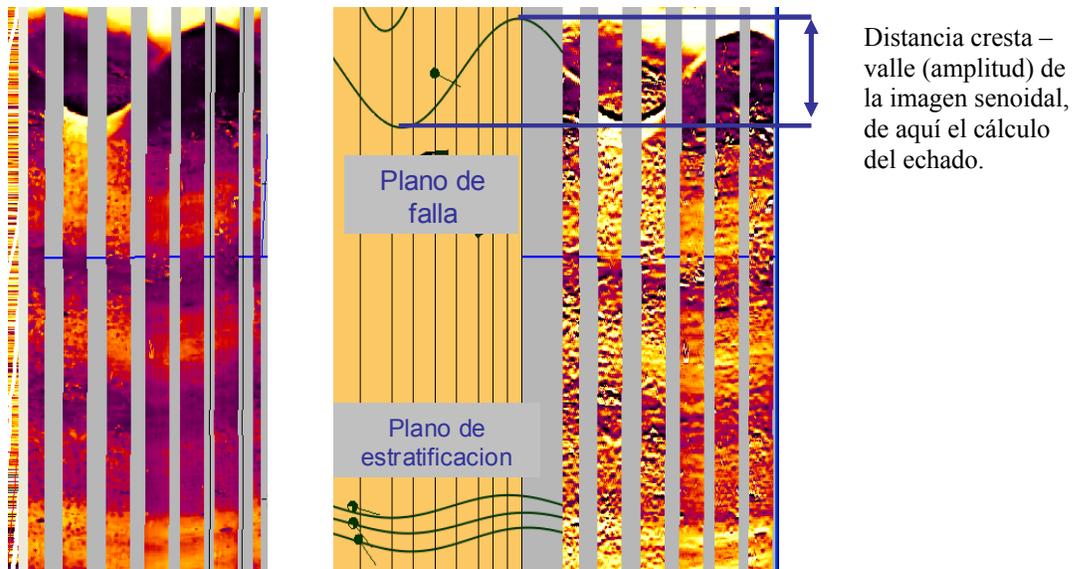


Fig. 7.16. Registros de imagen donde se observa el echado de un plano de estratificación y plano de falla, la falla tiene mayor echado y cruza alas capas superiores. En medio registro de echados. Tomado de Chitale, et al., 2006.

7.5.2 Identificación de fracturas y fallas

Las imágenes de resistividad pueden usarse para el diagnostico de fallas y fracturas además de poder discriminar su origen, sea geológico o inducido por la perforación (**Fig. 7.17**). Por ejemplo cuando los esfuerzos que se generan en torno al pozo son superiores a la resistencia de la formación se producen deformaciones por esfuerzos de corte o de tensión que resultan irreversibles (**Fig. 7.18**). Estas pueden ser causadas por una excesiva densidad de circulación, excesivo peso del lodo, acumulación de recortes en el espacio anular, etc. (Mitsuru, et. al., 2003); si estos problemas son reconocidos a tiempo se podrán corregir.

Permite también la identificación de fallas donde los datos sísmicos no lo permitan dada su resolución y una interpretación de una curva de resistividad o rayos gamma no sea definitiva.

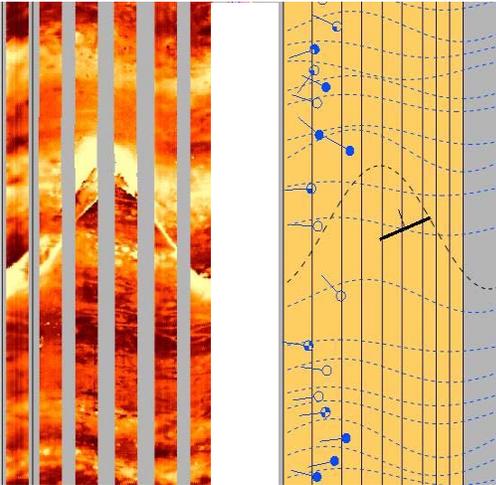


Fig. 7.17. Fractura rellena que cruza las capas del pozo. Se encuentra rellena con un mineral más resistivo. También registro de echados. Tomado de Chitale, 2006.

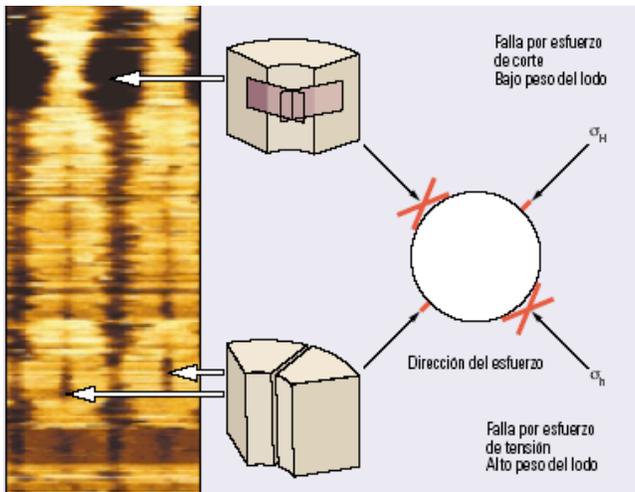


Fig. 7.18. Se observan fracturas por tensión en la pared del pozo debido a estados de esfuerzo inducidos por la perforación. Este aspecto no sería distinguible en otro tipo de registro. Modificado de Mitsuru, et al., 2003.

7.5.3 Calibración

Es necesario que las imágenes de resistividad sean calibradas con núcleos de pozo o afloramientos, con el fin de cotejar características litológicas que permitan ubicar al registro estratigráfica y temporalmente, incluso inferir después el ambiente de depósito. (Figs. 7.19; 7.20 y 7.21). Algunas características que pueden cotejarse son:

- Concreciones,
- Laminaciones
- Estratificación cruzada,
- Macrofósiles,
- Lavas almohadilladas,
- Nódulos,
- Estructuras lenticulares,
- Brechas,
- Espesores de capa,
- Porosidad primaria,
- Porosidad secundaria,
- Vúgulas,
- Estilolitas, etc.

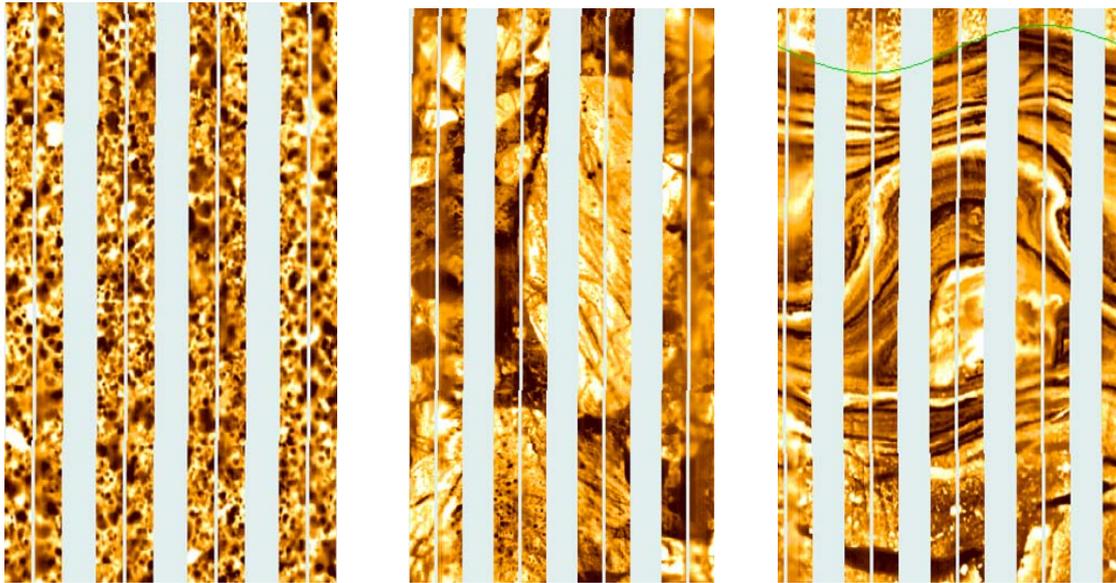


Fig. 7.19. Registros de imágenes en diferentes escalas. Se observan diferentes ejemplos de características que ayudan a la identificación litológica y a la proposición de facies sedimentarias. De izquierda a derecha; brecha de clastos finos con porosidad vugular; bloques de caliza moderadamente redondeados y fracturados, dado que su fracturamiento no está orientado se infiere que este ocurrió antes del retrabajo y último depósito; estructura sedimentaria de slump en ambiente de talud. Tomado de Saldungaray, et al., 2006.

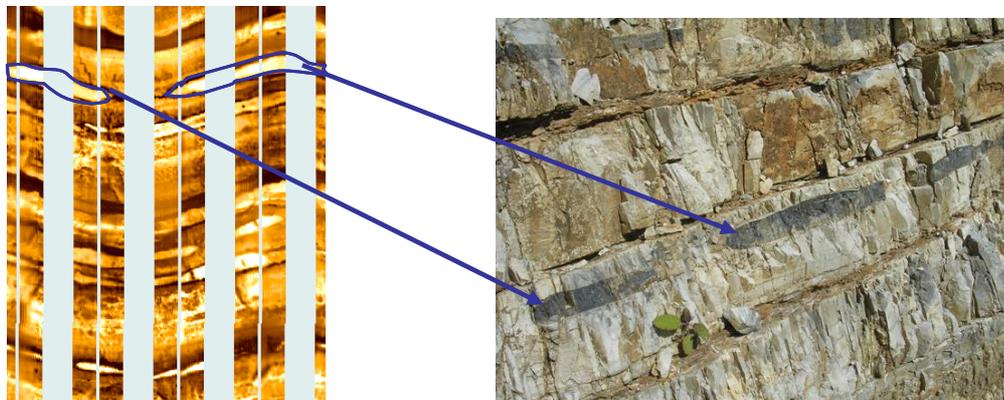


Fig. 7.20. Imagen de pozo que puede ser calibrado con características de afloramiento, se observan nódulos de pedernal alargados dentro de estratos de calizas separados por delgadas capas de lutitas. Tomado de Chitale, et al., 2006.

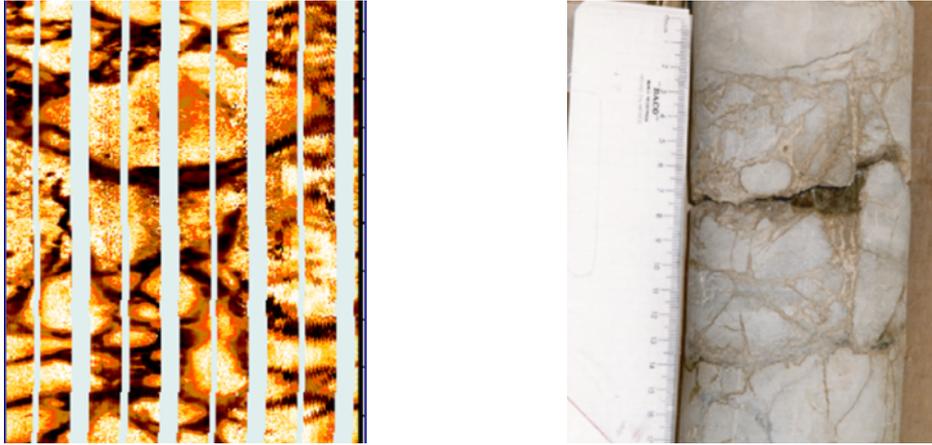


Fig. 7.21. Imagen de pozo que puede ser calibrado con núcleo, se observa una brecha con clastos de caliza. Modificado de Chitale, et al., 2006.

7.5.4 Calibración en la Formación Guzmantla

En el cerro Peñuela donde aflora una parte de la Formación Guzmantla, objeto de este trabajo, se encontraron características de afloramiento que en conjunto con núcleos obtenidos en la perforación del frente sepultado y cabalgado de la plataforma de Córdoba podrían calibrarse los registros de imágenes.

La claridad de visualización de los registros de imágenes puede permitir una fácil identificación de texturas y espesores de las rocas, también de otras estructuras sedimentarias que ayudan a identificar la energía del ambiente de depósito, mas aun la presencia de ciertos fósiles macroscópicos permitirían aportar más información sobre las facies sedimentarias.

Se muestran a continuación algunos aspectos que pudieran representar analogías (una correlación directa resulta muy difícil) en el subsuelo de la roca que fue estudiada en el cerro Peñuela (Figs. 7.22 y 7.23).

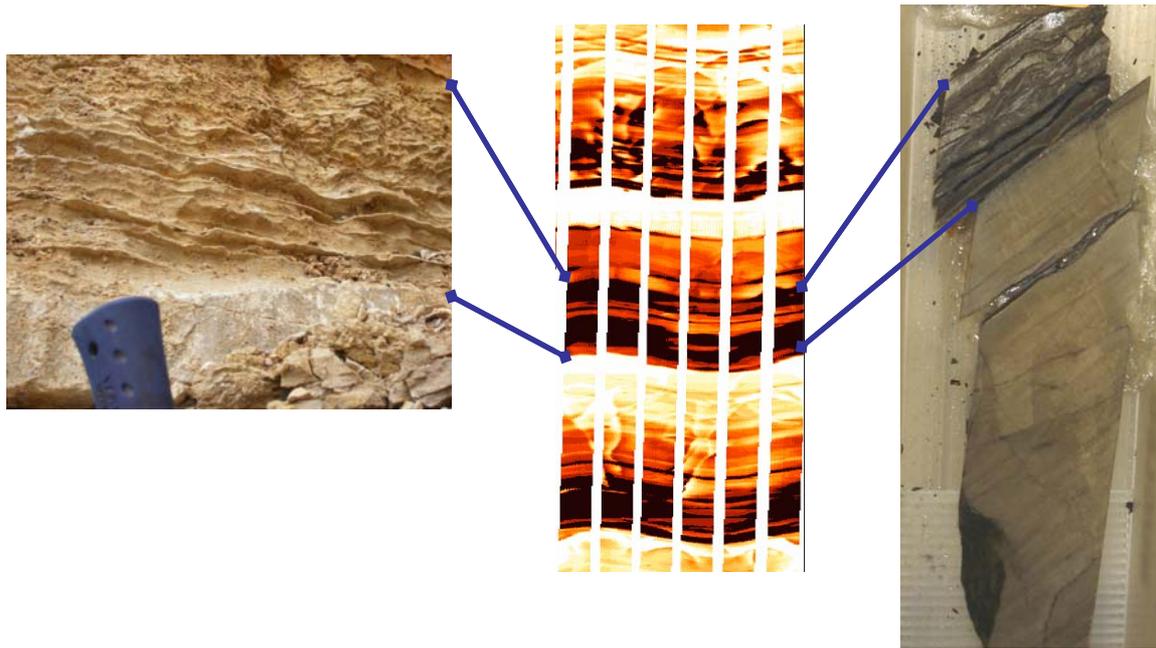


Fig. 7.22. Ejemplo 1. Se muestra una analogía entre capas que se encontraron en el afloramiento de cerro Peñuela, con imágenes de pared de pozo de la Formación Guzmantla y núcleos del campo Mata Pionche. Tomado de Chitale, et al., 2006.

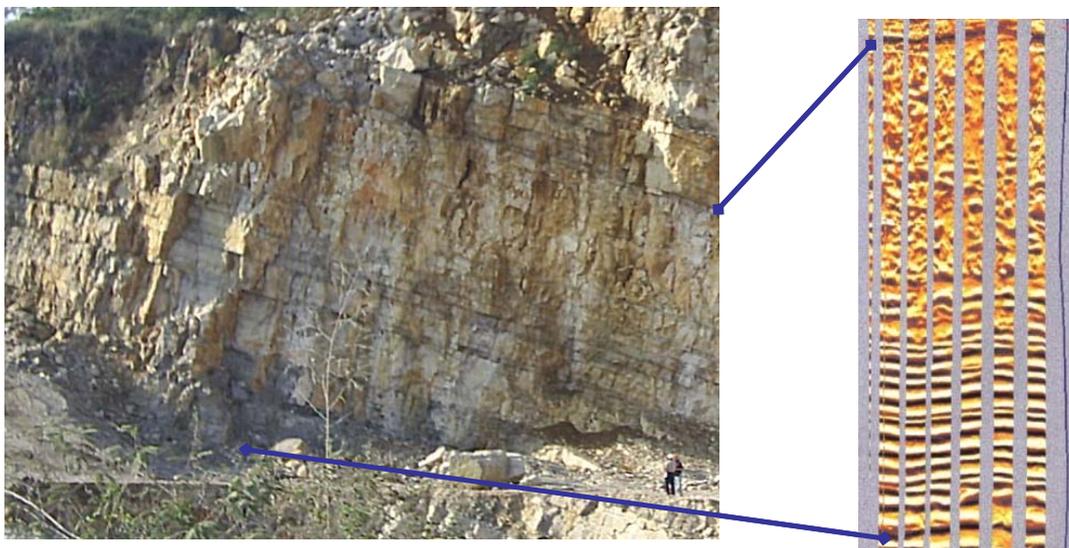


Fig. 7.23. Analogía entre un ciclo (definido en capítulo 6) en la cantera de Peñuela, donde las capas se hacen mas gruesas hacia la cima, indicando un cambio en el tirante de agua (plataforma interna mas somera) y una imagen de pozo que representaría este ciclo. El registro NO pertenece a la Formación Guzmantla, solo es usado para ejemplo. Registro modificado de Chitale, et al., 2006.

7.6 Algunos problemas en la caracterización de Carbonatos con registros convencionales.

Durante el análisis de las rocas se debe considerar que la información obtenida de registros convencionales puede ser menos confiable si es que se están atravesando secuencias carbonatadas (Kennedy, 2002), se debe tomar en cuenta:

- Pueden estar formadas por dos tipos de carbonatos entremezclados.
- Puede existir micro, meso y macroporosidad al mismo tiempo (la mayoría de los registros obtienen un promedio), afectando los parámetros de permeabilidad y saturación.
- La química del agua al momento de la depositación de carbonatos puede propiciar la coprecipitación de uranio, induciendo errores en algunos registros.
- Las rocas carbonatadas tiene texturas muy heterogéneas.

7.6.1 Mezcla de carbonatos.

La dolomita ($MgCO_3$) a menudo se encuentra presente en las calizas en diferentes proporciones, si esta proporción es demasiado alta se le considera una dolomía. La dolomitización es un proceso que ocurre durante la diagénesis y consiste en el reemplazamiento de los átomos de magnesio por los de calcio (que se depositan al mismo tiempo) dentro de la estructura de los carbonatos, estructura que comparten.

Por otro lado composiciones intermedias de calcio y de magnesio termodinámicamente son inestables, por lo tanto dentro de la roca eventualmente ocurre la separación de la “mezcla” en los dos elementos extremos. Finalmente otros factores como la presión, la temperatura y los fluidos de la formación no permiten la coexistencia de estas dos fases por lo que el producto final será una dolomía o una caliza, siempre diferenciadas.

Dado que la dolomita y la calcita tienen propiedades físicas diferentes, principalmente en cuanto a densidad, una incorrecta estimación litológica puede afectar seriamente al cálculo de la porosidad, no así en las rocas clásticas (areniscas) donde un valor de densidad de 2.65 Kg/cm^3 es un valor seguro (Kennedy, 2002).

7.6.2 Efecto fotoeléctrico

Dentro de los registros que se obtienen a partir de herramientas nucleares se encuentra la curva del efecto fotoeléctrico (PEF, por su nombre en inglés), que consiste en una curva que mide la cantidad de rayos gamma que son absorbidos por la formación a partir de una fuente.

El factor fotoeléctrico está relacionado con el número atómico que tienen la mayoría de los átomos presentes en la formación, los elementos pesados (con un mayor número atómico) absorben de manera más intensa estos rayos que los elementos ligeros.

Es típico el valor del PEF para la calcita es de 5.1 barns/electrón y el de la dolomita es de 3.1 barns/electrón; un valor de 4.5 barns/electrón no necesariamente implicaría una mezcla de 25% de dolomita y un 75% de calcita, solo de forma intuitiva podría pensarse en algún grado de dolomitización (Kennedy, 2002).

Sin embargo los valores de PEF deben ser tomados con precaución pues la presencia de una pequeña cantidad de algún elemento pesado puede alterar drásticamente el valor; por ejemplo, la dolomía puede contener hierro, que debido a su alto número atómico incrementará la respuesta en el PEF de 3.1 a 3.3 barns/electrón con solo un .5% presente, de manera similar si en realidad la caliza es una caliza magnésica el PEF podría moverse de 5.1 a 4.5, modificando las interpretaciones litológicas.

Sin embargo debe tomarse en cuenta que usualmente los registros de densidad – neutrón son obtenidos por herramientas que ofrecen diferentes profundidades de investigación. Esto no sería un problema si la formación fuese homogénea, pero ya se ha mencionado que los cuerpos calcáreos pueden ser especialmente heterogéneos en su porosidad, siendo diferente a distintas profundidades de investigación.

7.6.3 Sistemas de porosidad

La porosidad en los carbonatos puede desarrollarse de diversas formas, pueden coexistir varios sistemas, lo que hace más difícil de caracterizar con respecto a las rocas clásticas. En general a partir de los registros de pozo se pueden obtener cálculo promedio de la porosidad en la formación de buena confiabilidad, pero no son capaces de diferenciar el

tipo de porosidad (intergranular, móldica, intrapartícula, shelter, fractura, fenestral, karst, etc.) presente especialmente en carbonatos.

Las propiedades petrofísicas están controladas por el tamaño, forma y conectividad de los poros y por la distribución de estos mismos, algunos se encuentran agrupados como oquedades, sin embargo en ocasiones los poros se encuentran aislados (Kennedy, 2002).

Para las rocas carbonatadas los valores de porosidad y permeabilidad tienen un amplio rango, ambas propiedades no están directamente relacionadas como en las areniscas.

Con base en lo anterior la porosidad y permeabilidad obtenida de núcleos de una formación pudiera ser un indicador para inferir la facies, de forma hipotética cuando se pueda discriminar la porosidad primaria de la secundaria.

Otro problema se presenta cuando el agua de formación de las rocas carbonatadas es demasiado densa debido a una alta concentración de cloruro de calcio en solución. Este compuesto es mucho más soluble que el cloruro de sodio y de pueden elevar la densidad del agua de manera importante (de hasta 1.5 g/cm^3).

Si esta agua extraordinariamente densa no es detectada y considerada oportunamente puede afectar las relaciones de porosidad - densidad, y puede llevar a subestimar la porosidad de la roca, hasta en un 30%.

7.6.4 Precipitación de elementos radiactivos

Las rocas carbonatadas precipitan a partir de elementos que son transportados en solución en el agua, sin embargo existen otros minerales que pueden coprecipitar. En particular el uranio parece tener afinidad de depósito, su presencia en la estructura del carbonato puede influir de manera importante en los registros nucleares pues emite rayos gamma. Una pequeña cantidad de uranio (10 ppm por ejemplo), provocaría una respuesta en la curva similar a la de una lutita, esto podría inducir al error y despreciar una posible roca almacenadora (Kennedy, 2002).

Otros elementos que también emiten rayos gamma son el K^{40} y el Th^{232} , pero cabe mencionar que los compuestos de Torio no son solubles, por lo que sus iones no precipitarán (Kennedy, 2002).

7.7 Ventajas de los registros de imagen de resistividad

Es sabido que ningún registro por si solo es incapaz de ofrecer información suficiente y definitiva, teniendo una mayor cantidad de registros e información se podrá tener llegar a una mejor interpretación.

Los registros de resistividad de imagen no son la excepción, sin embargo, por el simple hecho de ofrecer información visual de la pared del pozo revela características que otros no registros no ven. La calibración con núcleos es imprescindible.

Uno de los mejores ejemplos es el poder identificar fácilmente, karst, fallas, fracturas, espesores, texturas etc., complementando la información que ofrecen los registros convencionales, permitiendo una mejor evaluación de la formación.

Otras ventajas:

- Control de parámetros en la perforación estabilidad del pozo
- Resuelve detalles finos de la formación (resolución mínima de 7.6 cm, 3 pulgadas)
- Son más baratos en relación a la obtención de un núcleo.
- Se pueden obtener mapas en dos dimensiones de la pared del pozo.
- Provee información única de alta resolución.
- Es posible enviar de forma inalámbrica la información a superficie a través del fluido de perforación (telemetría).
- Se puede tomar el registro mientras se perfora (MWD)

Cabe mencionar que también se pueden generar imágenes con datos de registros sísmicos y de densidad.

CAPITULO 8. GEOLOGIA ECONÓMICA

8.1 Geología económica en cerro Peñuela

En este trabajo se ha tratado de integrar información obtenida a partir de métodos de subsuelo con el fin de llegar a una conclusión que resulte de utilidad en el entendimiento de la relación inseparable entre la geología de superficie, estudio de núcleos y registros de pozo, apuntando hacia un fin económico.

Es sabido que en la industria petrolera es de sumo valor la información disponible acerca de la geología de la cuenca que se investigue puesto que dependiendo de la cantidad y calidad de ésta será posible tomar mejores decisiones en la exploración y explotación de nuevas fuentes de hidrocarburos. Es por ello que durante la perforación de un pozo siempre se trata de obtener la mayor cantidad de información posible, independientemente de si dicha perforación resulte o no en un pozo productor.

Acerca de este trabajo y desde el punto de vista económico, el valor de una roca en el subsuelo estriba en el papel que pueda jugar dentro del sistema petrolero, sea una roca generadora, almacenadora, sello, y que además las condiciones estructurales y/o estratigráficas se conjuguen en espacio y tiempo para constituir una trampa o un yacimiento de hidrocarburos.

Se evaluó cualitativamente a la porción aflorante de la Formación Guzmantla en el cerro Peñuela, reuniendo características suficientes de una roca almacenadora habiendo heredado estas de sus procesos sedimentológicos, diagenéticos y diastróficos. Considerando que una roca almacenadora debe reunir principalmente 3 condiciones, de porosidad, permeabilidad y continuidad; se pueden extender estas características de afloramiento hacia el subsuelo proponiendo análogos.

Adicionalmente Ferket en 2003; propone que en algún momento este afloramiento constituyó un yacimiento, basado en las trazas de aceite que encontró y en propiedades

petrofísicas que supone imperaban en ese momento. Obviamente estos aspectos ya no son los mismos (se ha impuesto un periodo de karsticidad, por ejemplo) pues la unidad ha sido exhumada.

En cuanto a los registros de pozo, los registros de imágenes de resistividad son una excelente opción en yacimientos emplazados en carbonatos pues ayudan a visualizar características que otros registros no detectan, entre los principales, texturas, porosidad primaria / secundaria, macrofauna y cálculo de echados. Para otro tipo de yacimientos también la visualización de espesores, fracturamiento inducido y tectónico, fallas y en ocasiones inferencia de facies. Como ya se mencionó es necesaria la calibración de estos registros con núcleos de fondo, pero después de esto, los registros son una opción más económica que los núcleos.

Dicho lo anterior la importancia económica de relacionar la geología del subsuelo con la de superficie en zonas potencialmente productoras queda demostrada.

8.2 Campos productores

Dentro de la Plataforma de Córdoba se han descubierto campos productores de aceite y gas siendo el más viejo el campo Cópite que fue descubierto en 1957 y puesto en producción 14 años después; para 2005 se han ya descubierto 14 grandes campos de los cuales 7 se encuentran en producción: Miralejos, Cópite, Mata Pionche, Mecayucan, Acagual, San Pablo y Rincón Pacheco.

En rocas Terciarias de la Cuenca de Veracruz destacaban los campos Playuela, Cocuite, Mirador, Veinte, Novillero, etc.

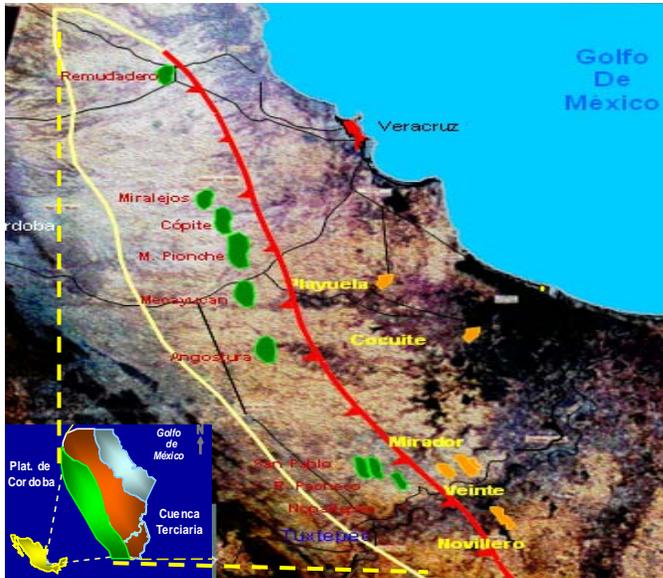


Fig. 8.1. Localización de campos descubiertos en la plataforma de Córdoba y cuenca de Veracruz. Modificado de Chitale, et al., 2006.

8.3 Sistemas petroleros

De forma general en la Plataforma de Córdoba se considera como sistemas generadores de acuerdo a estudios geoquímica a la Formación Tepexilotla (Jurásico Superior) y los horizontes evaporíticos y calcareoarcillosos de las Formaciones Orizaba y Maltrata. (PEMEX Exploración y Producción, 1999).

Los sistemas de sello son los sedimentos arcillo calcáreos de la Formación Maltrata y otros de la Formación San Felipe (campo Mata Pionche y Mecayucan), también sedimentos arcillosos del Terciario que están en discordancia con rocas cretácicas (campo Cópite) (PEMEX Exploración y Producción, 1999)

Los sistemas almacenadores son rocas del Cretácico Superior compuesto de brechas calcáreas de la Formación San Felipe y calizas de la Formación Guzmantla de facies pelágica con un promedio de 17% de porosidad y 17 milidarcies de permeabilidad con producción de gas de 56 grados API, también calizas del Cretácico Medio con porosidad del 7% y permeabilidad de 2 milidarcies con aceite de 36 grados API (campo Cópite). En Mata Pionche el yacimiento esta en la Formación Orizaba con promedio de $n = 5\%$ a 11% y $k = .3$ milidarcies con aceite condensado de 42 grados API. En

Mecayucan el almacén es la Formación Orizaba con promedio de porosidad de 6% y permeabilidad de .04 milidarcies con aceite de 32 grados API; también en el Cretácico superior de con $n = 10\%$ y $k = 5$ milidarcies y condensado de 48 grados API (PEMEX Exploración y Producción, 1999). En general los plays productores en la Plataforma de Córdoba son:

- Formación Orizaba
- Guzmantla Superior
- Brechas San Felipe
- Brechas Méndez

8.4 Reservas en Plataforma de Córdoba

La Plataforma de Córdoba pertenece a la región norte, una de las divisiones establecidas por PEMEX Exploración y Producción. En general el cálculo de las reservas no es preciso dado que existen numerosas variables que además cambian con respecto al tiempo y conforme se van explotando los yacimientos, esto es, que los parámetros que se utilizan son válidos únicamente al momento de la estimación. Algunos factores son información técnica disponible como núcleos, registros, pruebas de producción, información geológica y geofísica etc. y variables económicas como precio del hidrocarburo, costo de exploración y producción, infraestructura disponible, etc. y la capacidad tecnológica de la empresa (Hidalgo, 2006.)

A estas estimaciones se les llama reservas, y pueden ser posibles, probables y probadas. A continuación se muestran reservas probadas, producción en 2002, 2003, 2004 y producción acumulada para enero del 2005 de los campos productores en la Plataforma de Córdoba, de los cuales se encuentra incluida la Formación Guzmantla en el sistema petrolero.

	Pce	Aceite	Condensado	Gas seco	Gas natural	Gas seco
CAMPO	mmbpce	mmb	mmb	mmbpce	mmpc	mmpc
Angostura	0,7	0,7	0	0	1	0
Acagual	0,7	0	0,1	0,6	3,4	3
Cópite	8,8	0	0,3	6,8	40	35,5
Mata Pionche	12,8	0	0,8	9,6	56,2	49,8
Mecayucan	15	0	0,9	11,3	66	58,5
Miralejos	0,4	0	0	0,3	2	1,8
Rincón Pacheco	0,4	0	0	0,4	2,2	2,3
San Pablo	0,2	0	0	0,2	1,3	1,2

Tabla 8.1. Reservas probadas a enero de 2005 de algunos campos de la Plataforma de Córdoba. *mmb = millones de barriles, *mmmpc = miles de millones de pies cúbicos. Modificado de Hidalgo, 2006.

CAMPO	2002	2003	2004	
	Aceite	Gas natural	Aceite	Gas Natural	Aceite	Gas natural
	mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb	mmmpc
Angostura	0,1	0	0,1	0	0,2	0
Acagual	0	1,6	0	0,6	0	0,7
Cópite	0	12,2	0	9,8	0	10,7
Mata Pionche	0	8,5	0	8,2	0	7,4
Mecayucan	0	11	0	10,1	0	9,9
Miralejos	0	1,2	0	1	0	1,3
Rincón Pacheco	0	1,6	0	1,2	0	0,8
San Pablo	0	1,1	0	1,1	0	1

Tabla 8.2. Producción de algunos campos en la Plataforma de Córdoba en los años 2002, 2003, 2004. *mmb = millones de barriles, *mmmpc = miles de millones de pies cúbicos. Modificado de Hidalgo, 2006.

CAMPO	Acumulada a 2005	
	Aceite	Gas natural
	mmb	mmmpc
Angostura	28,4	4,3
Acagual	0	4,9
Cópite	3,3	352,3
Mata Pionche	33,4	164,6
Mecayucan	4	150,1
Miralejos	3	80
Rincón Pacheco	0	79,4
San Pablo	0	51,3

Tabla 8.1. Producción acumulada de campos en la plataforma de Córdoba. *mmb = millones de barriles, *mmmpc = miles de millones de pies cúbicos. Modificado de Hidalgo, 2006.

CAPITULO 9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 Conclusiones

1. La importancia petrolera, por lo tanto, económica de la Formación Guzmantla es alta, debido a que posee buenas características como una roca almacenadora, sobre todo por su fracturamiento y diversas etapas de disolución que se ha presentado desde su depositación, diagénesis y exhumación, producto indirecto de sus condiciones sedimentológicas; estos aspectos son verificables en Cerro Peñuela. En general en la parte superior de la Formación se distingue por presencia de una litofacies de brecha.
2. Los eventos de disolución en la Formación han sido varios, algunos autores consideran que la unidad funcionó como un yacimiento ahora exhumado, sin embargo aun conserva características que deben buscarse en los yacimientos de la Plataforma de Córdoba descubiertos y por descubrir, siendo conspicua la presencia de porosidad por disolución en los grainstones y packstones. Esto le confiere una porosidad excelente y permite inferir que estas características observadas en el Cerro Peñuela pueden ser extensivos al subsuelo, esperando propiedades petrofísicas similares.
3. Dentro de la Formación se pueden encontrar varios sistemas de porosidad: de fractura, vugular, móldica, interpartícula e intrapartícula.
4. El ambiente de depósito ocurre en una plataforma interna con variaciones ligeras del nivel del mar aunque casi siempre bajo, con condiciones de oleaje que removió la matriz de gran parte de los sedimentos (grainstones) por lo que su cemento es esparítico. Por otro lado existen horizontes de mudstones y wackestones arcillosos que pudieran funcionar como pequeños sellos.
5. Se considera también la presencia de lagunas con aguas restringidas y templadas, la mayoría de los fósiles son macroscópicos y bentónicos indicando corta distancia al borde continental; es en las cavidades de estos donde la disolución es notable. Los

fósiles bentónicos microscópicos más abundantes son foraminíferos (miliólidos). Se infiere también la presencia de una barrera arrecifal cercana atacada por oleaje, dada la presencia de fragmentos de coral, y algas en las láminas delgadas.

6. Los registros de imágenes de resistividad son una herramienta de subsuelo que permite conocer características no visibles para otros registros, tomando en cuenta que las rocas carbonatadas pueden ser más difíciles de interpretar que las rocas clásticas, sobre todo en cuanto a la porosidad y permeabilidad.
7. Con los registros de imágenes de resistividad se puede estimar cualitativamente la porosidad (sea primaria o secundaria) cuando otros registros ofrecen un promedio cuantitativo, además permite identificar aspectos texturales que en el caso particular de la Formación Guzmantla ayudarían a distinguir los aspectos sedimentológicos.
8. Es necesaria una calibración inicial de los registros de imágenes con núcleos de fondo y características de afloramiento; si se reúne y relaciona la información suficiente, se puede relacionar a *grosso modo* los registros de imágenes con las facies sedimentarias y viceversa. Hecho esto, con los registros de imágenes de resistividad podrán hacerse analogías con diversos tipos de litología, apuntando a un beneficio económico puesto que los registros serían menos costosos que la colección de núcleos.

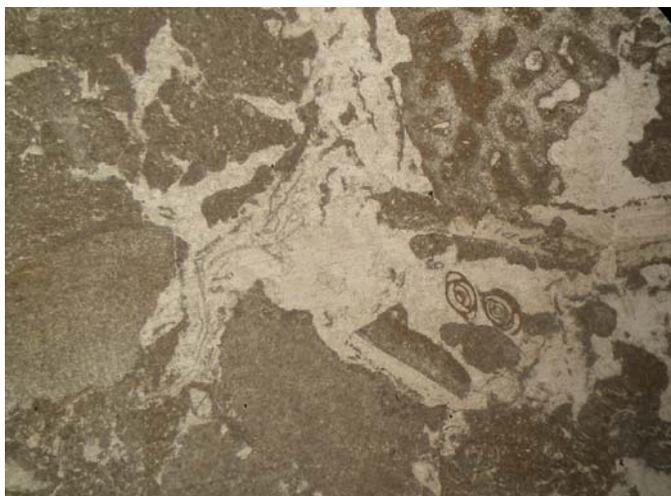
9.2 Recomendaciones

- Se recomienda que los registros de imágenes sean incluidos dentro del análisis de registros de pozo de forma permanente, dada su facilidad de interpretación y aporte de información para la caracterización litológica y estructural.
- También que se realicen más estudios, correlaciones litológicas macroscópicas con aspectos de afloramiento para que este método se vuelva sistemático.
- En cuanto a los estudios de porosidad, se sugiere una nueva evaluación de los sistemas de porosidad de las Formaciones, utilizando los nuevos avances tecnológicos y la Geología tradicional.

APÉNDICE A
ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Petrografía

Muestra: Peñuela 1.



Localización en la lámina

*Aumento: 2.5x + 2.0x

*Nicoles: N//

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

1. Intraclastos	40%
2. Foraminíferos Bentónicos	20%
3. Algas	3%
4. Corales	3%
5. Fragmentos de conchas	32%
6. Gasterópodos	2%

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 80% - 20%

Tipo de cementante/ matriz: Esparita

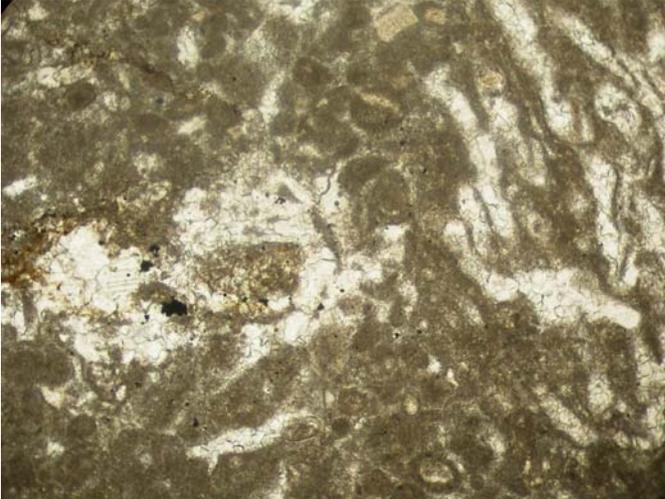
Minerales accesorios: No

CLASIFICACIÓN: Grainstone de Intraclastos y Bioclastos

Observaciones: Los intraclastos contienen oolitos micritizados y fragmentos semiredondeados de moluscos, otros intraclastos tienen abundantes miliólidos. Únicamente se observa un corte transversal de un gasterópodo. Los parches de esparita son abundantes, los fragmentos de coral y alga son unitarios.

Petrografía

Muestra: Peñuela 2.



Localización en la lámina

*Aumento: 10x + 2.0x

*Nicoles: N//

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

1. Intraclastos	15%
2. Foraminíferos Bentónicos	15%
3. Pellets	28%
4. Algas	2%
5. Ooides micritizados	25%
6. Fragmentos de conchas	15%

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 70% - 30%

Tipo de cementante/ matriz: Esparita y microesparita

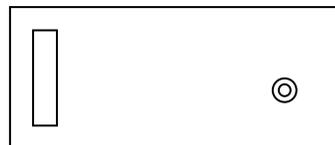
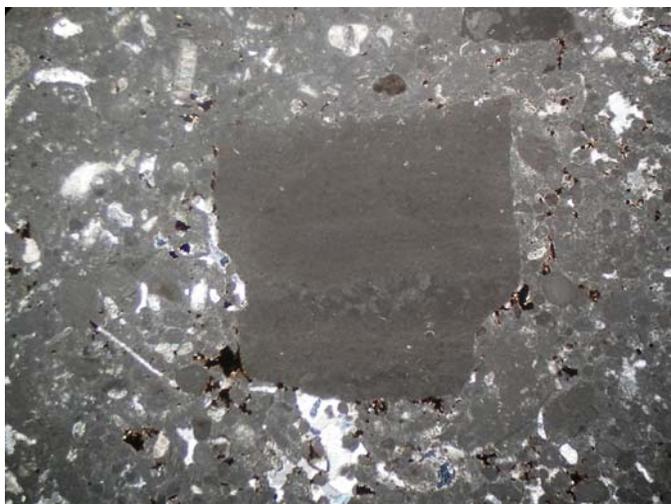
Minerales accesorios: No

CLASIFICACIÓN: Grainstone de Pellets y ooides, con intraclastos y bioclastos.

Observaciones: Se alcanzan a observar estructuras oolíticas opacadas por micrita, haciendolos parecer sin estructura.

Petrografía

Muestra: Peñuela 3.



Localización en la lámina

*Aumento: 2.5x + 2.0x

*Nicoles: Nx

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

1. Intraclastos	30%
2. Foraminíferos Bentónicos	7%
3. Pellets	50%
4. Fragmentos de conchas	13%

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 75% - 25%

Tipo de cementante/ matriz: Microsparita - micrita

Minerales accesorios: Óxido de Hierro

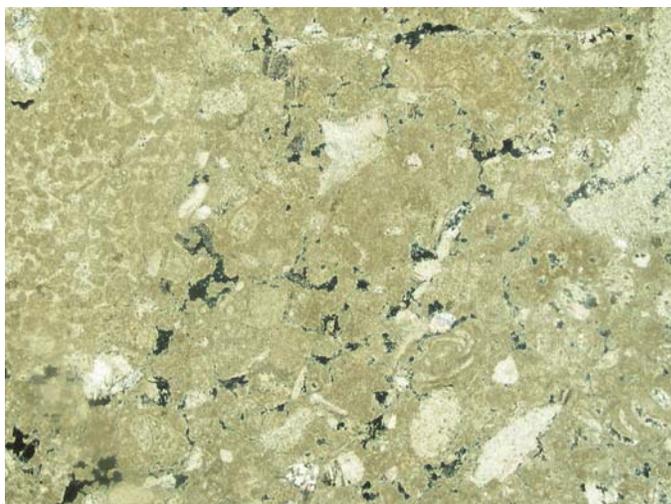
CLASIFICACIÓN: Packstone-grainstone de Pellets e intraclastos

Observaciones: Se considera grano soportada, sin embargo en cuanto al cementante y matriz se encuentran distribuidos en regiones dentro de la lámina, el cementante sería microsparita.

Se observa un mega intraclasto con bordes poco redondeados, en su interior se observa laminación, es único.

Petrografía

Muestra Peñuela 4.



Localización en la lámina

*Aumento: 2.5 x + 2.0 x

*Nicoles: Nx

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

1. Intraclastos	35%
2. Foraminíferos Bentónicos	30%
3. Algas	33%
4. Fragmentos de conchas	2%

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 75% - 25%

Tipo de cementante/ matriz: Micrita - Microesparita

Minerales accesorios: No

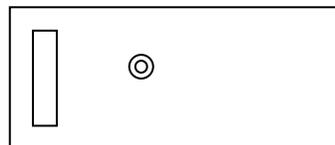
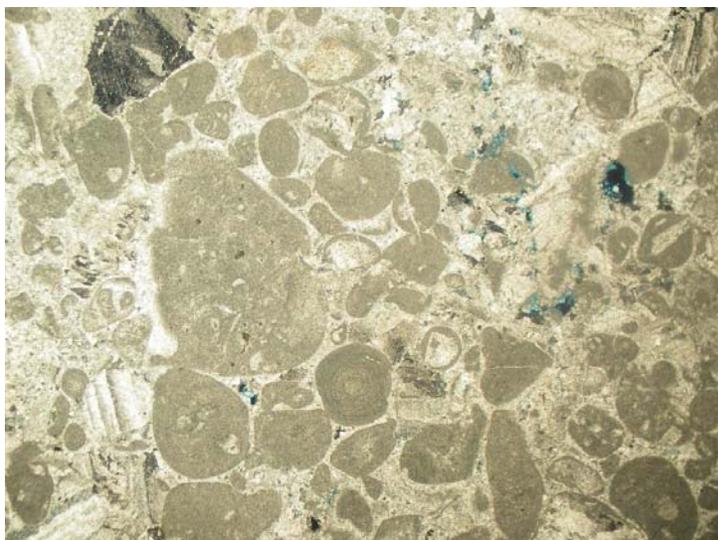
CLASIFICACIÓN: Packstone –Grainstone de Intraclastos y Bioclastos

Observaciones: La presencia de micrita es mayor que la de microesparita, en ocasiones se observan parches de esparita. Otras veces la micrita oculta los bordes de los intraclastos.

Se encontró un fragmento de pedernal, aislado.

Petrografía

Muestra: PG 7.



Localización en la lámina

*Aumento: 2.5x + 2.0x

*Nicoles: Nx

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

- | | |
|--------------------------|-----|
| 1. Intraclastos | 50% |
| 2. Ooides | 5% |
| 3. Fragmentos de conchas | 45% |

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 85% - 15%

Tipo de cementante/ matriz: Esparita

Minerales accesorios: No

CLASIFICACIÓN: Grainstone de intraclastos y bioclastos

Observaciones: No presenta foraminíferos bentónicos (en contraste con las láminas anteriores) algunos ooides y oolitos se observan micritizados pero no son comunes. En ocasiones se observan fragmentos de conchas con bordes delgados de micrita

Petrografía

Muestra: G-3.



Localización en la lámina:

*Aumento: 2.5x + 2.0x

*Nicoles: Nx

Textura: Grano soportada

Aloquímicos (%):

- | | |
|--------------------------|-----|
| 1. Intraclastos | 75% |
| 2. Fragmentos de conchas | 25% |

Relación Aloquímicos / Ortoquímicos: 85% - 15%

Tipo de cementante/ matriz: Esparita

Minerales accesorios: No

CLASIFICACIÓN: Grainstone de bioclastos e intraclastos

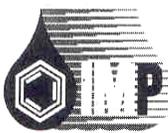
Observaciones: No presenta foraminíferos bentónicos (en contraste con las láminas anteriores) ni ooides.

Los bioclastos no se encuentran orientados.

APÉNDICE B

INFORME (LAIMR)

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO

	INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO LAAI 150301 LABORATORIO DE ANALISIS INTEGRAL DE MUESTRAS DE ROCA	 *CALIDAD INTERNA, PROYECCIÓN GLOBAL*
---	---	---

INFORME DE ENSAYOS		
CLAVE: S – 150301 - 014	FECHA: 31-Ene-07	HOJA 1 DE 2

DATOS DEL SOLICITANTE	
SOLICITANTE: Dr. Pedro Anguiano Rojas	
PROYECTO: D.00377.02.002	
UBICACIÓN: Edif. 5 Cub. 007	TEL: 9175 6392

Se recibieron siete muestras irregulares para determinarles porosidad y presión capilar, la relación de las muestras recibidas y su estado al cortarlas se muestra en la Tabla 1.

De las muestras irregulares recibidas se cortaron pequeños trozos de roca para construir cuerpos geométricos dándoles forma de paralelepípedos y de esta manera obtener el volumen bruto de roca, conociendo este parámetro se utilizó un Porosímetro que utiliza el principio de la Ley de Boyle, para conocer su volumen de grano y de esta manera calcular su porosidad.

Los cuerpos geométricos se muestran mediante fotografías de las Figuras 1 a la 6

En la Tabla 2 se muestran los resultados de porosidad obtenidos a condiciones de laboratorio.

La Presión Capilar se obtuvo con una celda en la que se inyecta mercurio a diferentes presiones para obtener de esta manera una curva completa.

En la Tablas 3 y 4 se muestran los datos de Presión vs. Saturación de las muestras PG7 y Peñuela 1, en donde se puede observar que fue muy poco el mercurio que admitieron las muestras, derivado del carácter compacto de las mismas y por ende a su baja permeabilidad. En las Figuras 7 y 8 se puede observar el comportamiento de las muestras al inyectarles mercurio.

OBSERVACIONES:	
DOCUMENTOS QUE SE ANEXAN:	
REALIZO LA PRUEBA:	RESPONSABLE DE LABORATORIO
Ing. Alfonso Ortiz Díaz	Ing. Alfonso Ortiz Díaz

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio
 Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba
 El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.
 PROCESO PS-LA PROPORCIONAR SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
 Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
 Col. San Bartolo Atepehuacán,
 MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

	INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO LAAI 150301 LABORATORIO DE ANALISIS INTEGRAL DE MUESTRAS DE ROCA	 "CALIDAD INTERNA, PROYECCIÓN GLOBAL"
--	---	---

INFORME DE ENSAYOS		
CLAVE: S – 150301 - 013	FECHA:	HOJA 2 DE 2

TABLA 1

RELACIÓN DE MUESTRAS RECIBIDAS Y SU ESTADO AL CORTE

MUESTRA	ESTADO AL CORTE
PEÑUELA 2	PARALELEPÍPEDO
P.G. 7	PARALELEPÍPEDO
RL	PARALELEPÍPEDO
N-9	PARALELEPÍPEDO
B-2	ROTA AL CORTE
PEÑUELA 1	PARALELEPÍPEDO
PEÑUELA 4	PARALELEPÍPEDO

TABLA 2

RESULTADOS DE POROSIDAD

MUESTRA	IDENTIFICACIÓN DEL LAIMR	POROSIDAD (%)
P. G. 7	1	6.0
PEÑUELA 2	2	2.3
RL	3	1.8
N-9	4	2.0
PEÑUELA 4	5	2.4
PEÑUELA 1	6	2.7

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio

Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba

El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.

PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

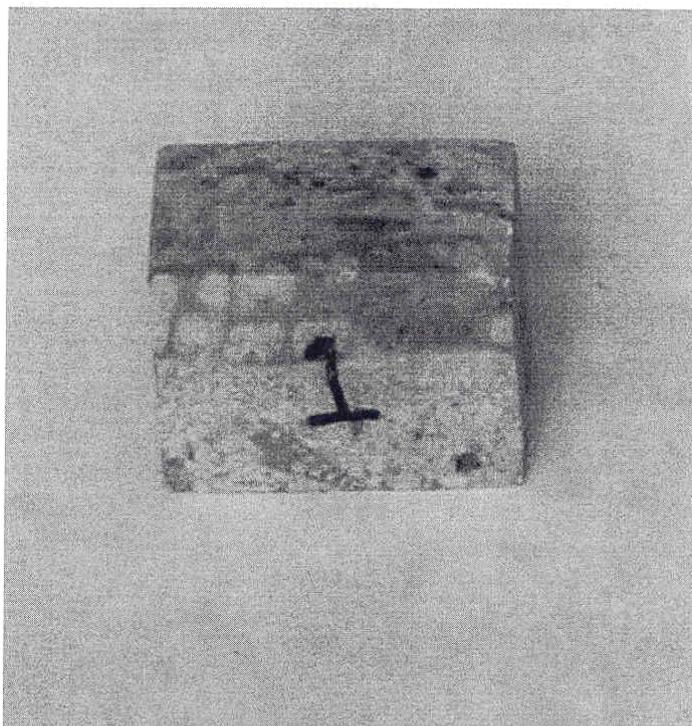
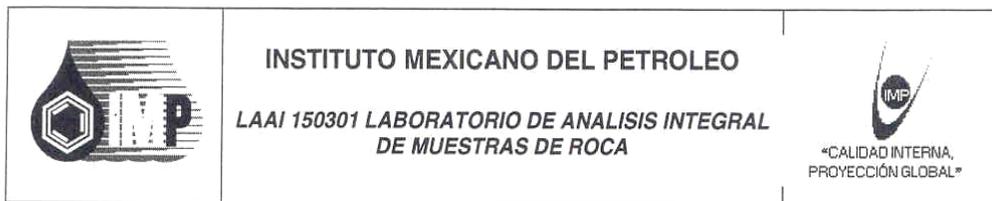


FIG. 1 MUESTRA P. G. 7

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio

Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba

El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.

PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

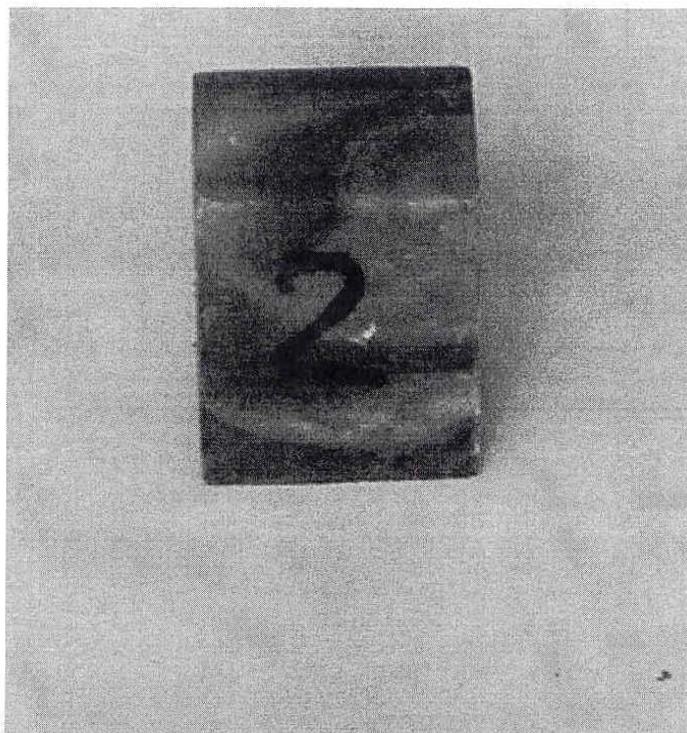
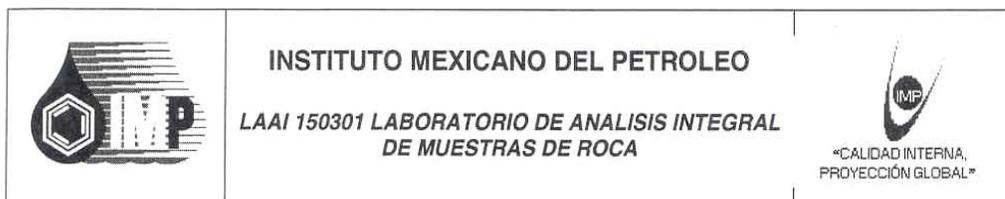


FIG. 2 MUESTRA PAÑUELA 2

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio
Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba
El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.
PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

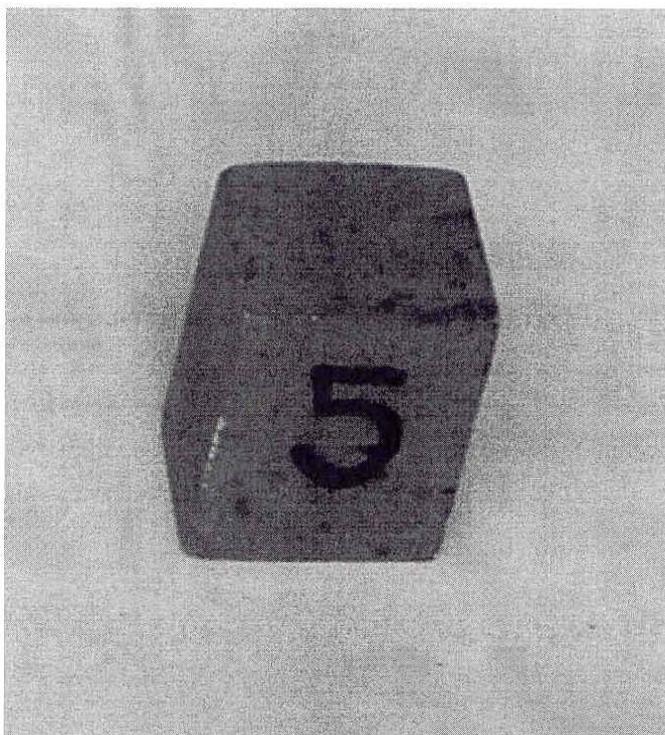
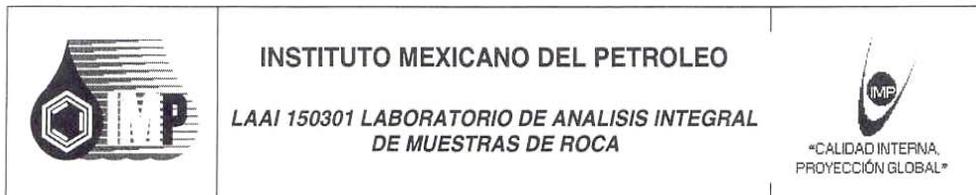
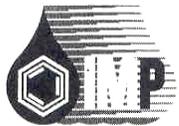


FIG. 5 MUESTRA PEÑUELA 4

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio
Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba
El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.
PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

	<p>INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO LAAI 150301 LABORATORIO DE ANALISIS INTEGRAL DE MUESTRAS DE ROCA</p>	 <p>*CALIDAD INTERNA, PROYECCIÓN GLOBAL*</p>
---	---	--

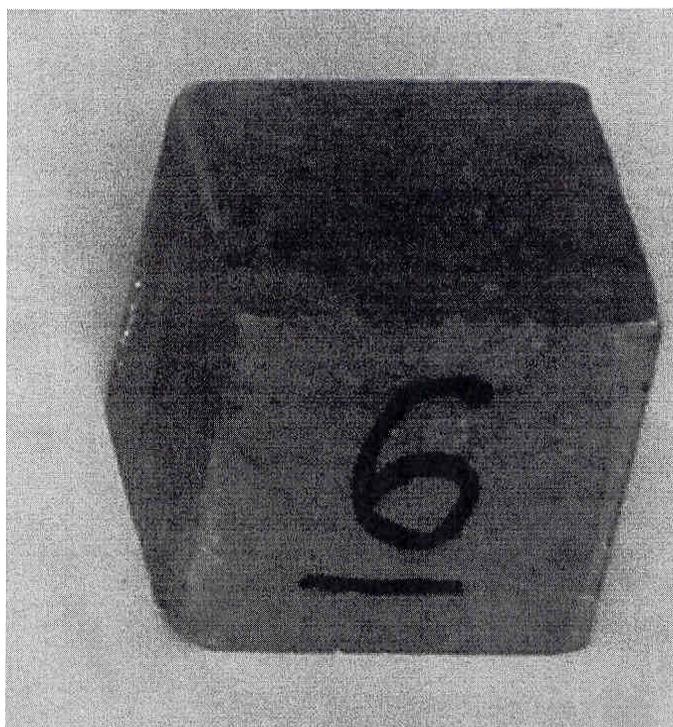


FIG. 6 MUESTRA PEÑUELA 1

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio
Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba
El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.
PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

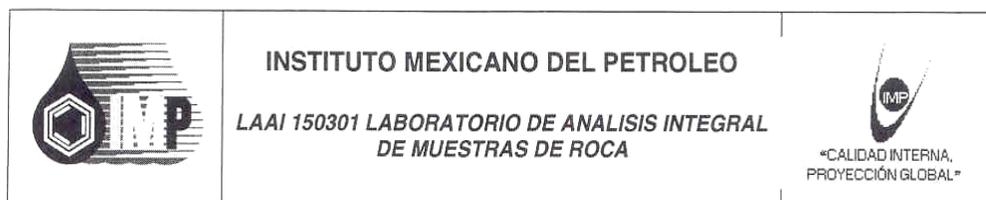


TABLA 3

DATOS DE PRESIÓN CAPILAR vs. SATURACIÓN
Muestra P.G. 7

PRESIÓN CAPILAR (Kg/cm2)	SATURACIÓN (Fracc.)
0.162	0.9857
0.370	0.9852
0.590	0.9849
0.790	0.9844
1.000	0.9798
1.210	0.9794
1.410	0.9794
1.620	0.9783
1.830	0.9772
2.030	0.9772
2.290	0.9741
3.290	0.9722
4.290	0.9671
5.290	0.9671
5.790	0.9658
10.790	0.9658
15.790	0.9653
20.790	0.9638
25.790	0.9624
30.790	0.9620

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio

Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba

El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.

PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
 SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
 Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
 Col. San Bartolo Atepehuacán,
 MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

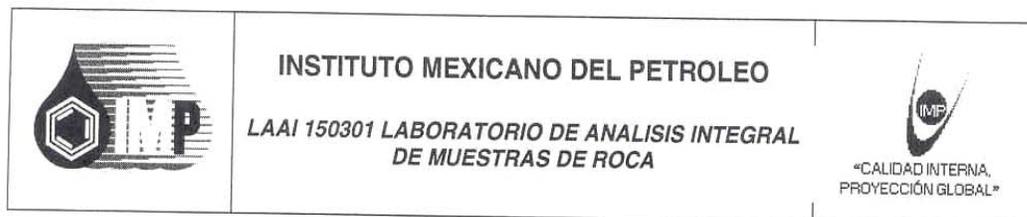


TABLA 4
DATOS DE PRESIÓN CAPILAR vs. SATURACIÓN
Muestra Peñuela 1

PRESIÓN CAPILAR (Kg/cm²)	SATURACIÓN (Fracc.)
0.162	0.9265
0.370	0.9176
0.590	0.9118
0.790	0.9029
1.000	0.9000
1.210	0.900
1.410	0.8971
1.620	0.8941
1.830	0.8912
2.030	0.8912
2.290	0.8853
3.290	0.8765
4.290	0.8530
5.290	0.8383
5.790	0.8353
10.790	0.8324

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio

Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba

El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.

PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
 SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
 Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
 Col. San Bartolo Atepehuacán,
 MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

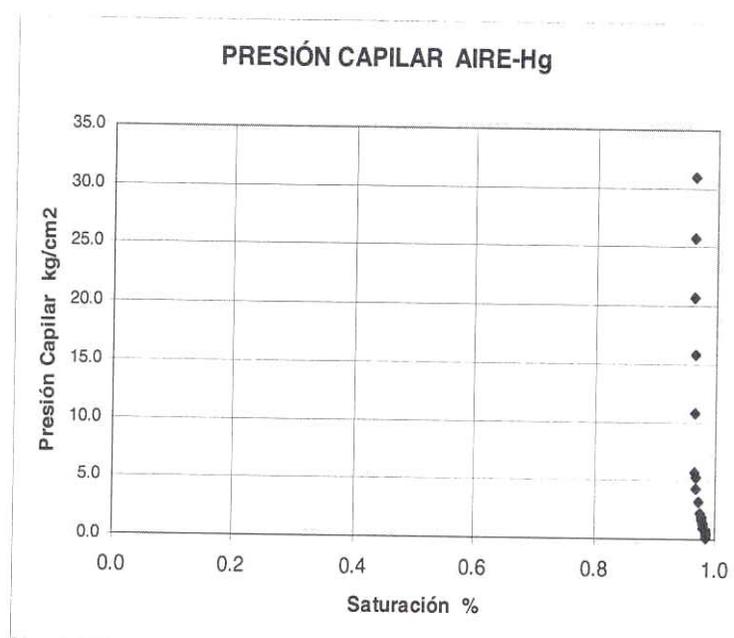
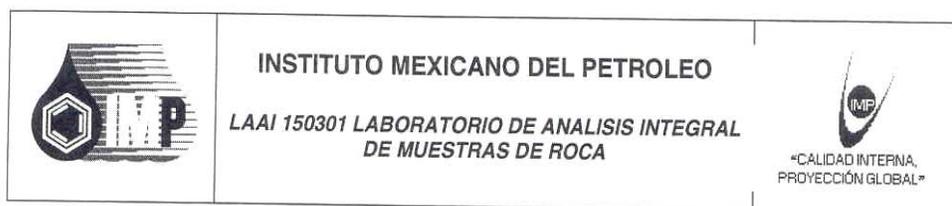


FIG. 7 PRESIÓN CAPILAR AIRE-MERCURIO MUESTRA PG 7

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio
 Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba
 El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.
 PROCESO PS-LA PROPORCIONAR
 SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
 Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
 Col. San Bartolo Atepehuacán,
 MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

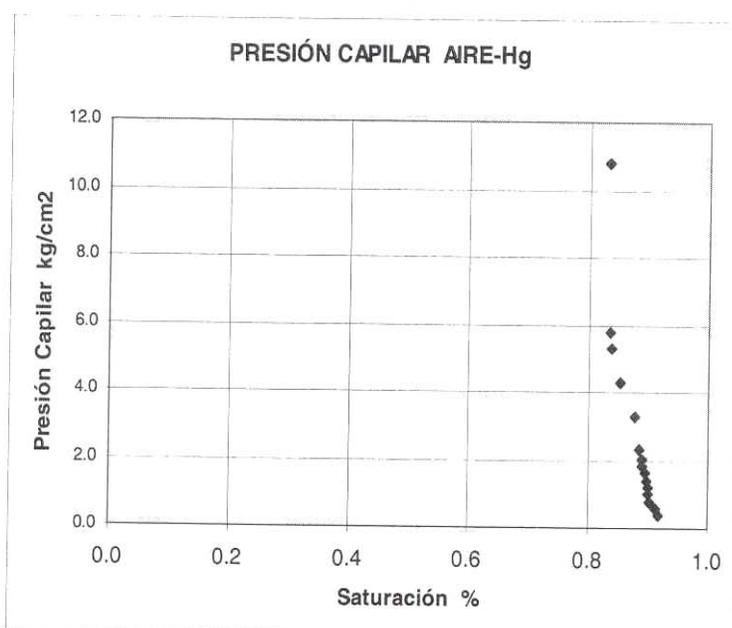
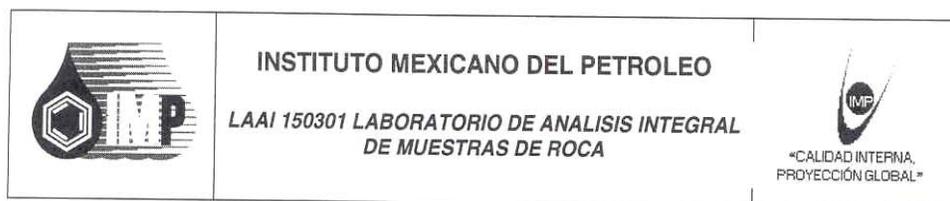


FIG. 8 PRESIÓN CAPILAR AIRE-MERCURIO MUESTRA PEÑUELA 1

Este informe no debe ser reproducido, excepto en su totalidad, sin la autorización por escrito del laboratorio

Este informe solo afecta a las muestras reportadas y sometidas a prueba

El laboratorio esta en la mejor disposición de recibir comentarios o sugerencias del servicio proporcionado.

PROCESO PS-LA PROPORCIONAR SOLUCIONES DE LABORATORIO

INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Eje Central Lázaro Cárdenas Norte No. 152
Col. San Bartolo Atepehuacán,
MEXICO, D.F. C.P. 07730

PS-LA-F15 Rev. 4 PS-LA-04-01-01

BIBLIOGRAFIA

- Adkins, (1925), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- Bassiouni Z., (1994), **Theory, measurement and interpretation of well logs**, Ed. Richardson, TX. Henry L. Doherty, Memorial Fondo f AIME, Society of Petroleum Engineers.
- Benavides, G. L., (1956), **Notas sobre la Geología Petrolera en México**. XX Congreso Geológico Internacional, Simposium sobre yacimientos de petróleo y gas, Tomo III, p. 351-562. *Original no consultado*.
- Bonet, F., (1969), **Microfacies Cretácicas de la Región Córdoba Orizaba**, Seminario sobre exploración Petrolera IMP. Inédito. *Original no consultado*.
- Böse, E., (1899), **Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México**, Boletín 13, Instituto Geológico de México. *Original no consultado*.
- Burkhardt, C., (1930), **Etude Synthetique sur de Mesozoique Mexicain**, Mem. Soc. Paleont. Suisse, Vols. 49 y 50. *Original no consultado*.
- Carrillo-Bravo, J., (1961), **Geología del Anticlinorio de Huizachal – Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamps**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, p. 1- 98. *Original no consultado*.
- Castillo, T. C., (1655), **Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol III (5-6) pp. 175-212. *Original no consultado*.
- Chávez, C. G., (2005), **Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México**. Tesis de Doctorado, Geología Estructural y Tectónica, Instituto de Geología, UNAM.
- Chitale, V., Escamilla, G., Saldungaray, P., Nieto, F., Dubost, F., (2006), **“Carbonate petrophysics using advanced technologies”**, Halliburton Logging Services & Schulmberger Oilfield Services; Short Course SPWLA 2006, Veracruz México.
- Cole, W. S., (1928), **A foraminiferal faunal from the Chapopote Formation in Mexico**, Bull of American Pal. Vol. 14, No. 53. *Original no consultado*.
- COREMI, (1994), **Monografía Geológico Minera del Estado de Veracruz**, Consejo de Recursos Minerales, Coordinación general de Minería, SECOFI, 1ª edición, México.

- Dickinson, W., Lawton, T., (2001), **Carboniferous and cretaceous assembly and fragmentation of Mexico**, Geological Society of America Bulletin, v.113, n. 9, p. 1142 – 1160. *Original no consultado*.
- Dumble, E. T., (1918), **Geology of the Northern end of Tampico Embayment Area**. Proc. Calif. Acad. Sci. Ser. 4, Vol. 8, p. 113-156. *Original no consultado*.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G., Marte, R., (2000), “**Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México**”; Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 53, 2000, p. 1 – 26.
- Erben, H. K., (1956), **El Jurásico Medio y el Calloviano de México**; Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Monografía, 144 p. *Original no consultado*
- Ferket, H., Ortuño Arzate, S., Roure, F., 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 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.
- Gibson, (1935), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- González-García, Holguín-Quiñones, (1991), **Las Rocas Generadoras de México**, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín 42, 1, 9 – 22.
- González, A., (1976), **Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores**, II Simposium de geología del subsistema, Superintendencia General de Exploración, Poza Rica Ver.
- Grimdale, (1933), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- Handschy, T., Sëller, G., Smith, K., (1987), “**The Ouachita system in the Northern Mexico**”, Tectonics, v. 6, p 323 -330. *Original no consultado*.
- Hidalgo-Caraveo, F., (2006), **El sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz**, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM. Inédito.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., (1948), **Stratigraphic Relations of certain Jurassic Formations in Eastern Mexico**, Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 32 (9): 1750-1761. *Original no consultado*.
- INEGI (2005), **www.inegi.gob.mx** .

- Jacobo, A. J., (1984), **Estudio Petrogenético del Basamento en el Distrito de Poza Rica**, proyecto C-2001, Subdirección de Tecnología de Exploración IMP.
- James, E., Henry, C., (1993), **Southeastern extend of the North America craton in Texas and Northern Chihuahua, as a revealed by lead isotope**, Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 116 – 126. *Original no consultado*.
- Jeffreys, (1910), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- Kennedy, M., C., (2002), **Solutions to problems in the analisis of well logs in carbonate rocks**, in M. Novell and N. Perkinson, eds., Geological applications of well logs: AAPG Methods in Exploration No. 13, p. 61 – 73.
- Lesnial, (1924), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- López Ramos. E., (1979), **Geología de México** Tomo III, 1ª edición, México.
- López Ramos. E., (1982), **Geología de México**, Tomo II, 3ª edición, México.
- Lozano-Romen, F., (1955), **Bosquejo geológico de la provincia del Papaloapan, estado de Veracruz, México**, en La Cuenca de Veracruz Papaloapan, publicación especial No 1, 50 aniversario, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1999, pags. 175 a 256.
- Martell Andrade, B., (2004), Apuntes de clase de Geología del Subsuelo, Facultad de Ingeniería UNAM. Inédito
- May, P., (1971), **Pattern of Triassic – Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents**, Geological Society of America Bulletin, v. 82. p. 1285 – 1292. *Original no consultado*.
- Mitsuru, I., McCormick, D., Mikalsen T., Nishi, M., Rasmus, J., Rolher, H., Tribe, I., (2003), **El auge de las imágenes de la pared de pozo**, Schlumberger, Oildfield Review, verano 2003. p. 24-39.
- Mena, R. E., (1962), **Geología y posibilidades petrolíferas del Jurásico Marino, en la Región de Córdoba Ver.** Bol. AMPG Vol XLV, No 3 y 4. *Original no consultado*.
- Meneses-Rocha, J., (1997), **Geologic Field Trip to Zongolica Fold and Thrust Belt**; Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Inédito.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1979), **La Evolución Tectónica Premisisipica del Sur de México**: V Simposio Evolución Tectónica de México. P. 27-29.

- Ortuño-Arzate, S., Ferket, M., Cacas, C., Swennwn, R., Roure, F., (2003), **Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Córdoba Platform and Veracruz Basin, eastern México**, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum Gulf of México and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 476 - 514. *Original no consultado*.
- PEMEX Exploración y Producción, IMP, **Análisis de cuencas Terciarias y Mesozoicas**.
- PEMEX Exploración y Producción, (1999), **Hydrocarbon reserves of México**, Vol. II, Mayor Oil and Gas Fields of México.
- Quinteros, C. J., Hernández M. J., (1989), **Informe final prospecto: El Tigre, detalle estratigráfico**, Petróleos Mexicanos, Zona Poza Rica, Superintendencia "A" Distrito de exploración Córdoba Veracruz. Inédito.
- Ríos Macbeth, F., (1952), **Estudio geológico de la región de los Tuxtlas** en "La Cuenca de Veracruz Papaloapan", publicación especial No 1, 50 aniversario, Asociación Mexicana de Geólogos petroleros, 1999, p. 63 a 155.
- Salas, G. P. y López Ramos, E., (1951), **Geología y Tectónica de la región de Macuspana, Tabasco y Parte Norte de Chiapas**. Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 3p. 3- 56. *Original no consultado*.
- Saldungaray, P., Escamilla, G., (2006), **Principles and applications of nuclear magnetic resonance in carbonate rocks**, Schlumberger Oilfield Services & Halliburton Drilling and Formation Evaluation; Short Course SPWLA 2006, Veracruz México.
- Sedlock, R., Ortega-Gutierrez, F., and Speed, R., (1993), **Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico**, Geological Society of America, Memoir 176.
- Seemes, (1921), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- Stabler C., (2006), **Characterization of Carbonate Reservoir Facies: Cretaceous Carbonate Outcrops of the Orizaba Area, Veracruz Basin México**; Field trip guide book, SPWLA International Convention, Veracruz México.
- Tarango, G., (1971), **Bosquejo geológico de las vecindades del área de la ciudad de Córdoba Ver.**, Memorias excursión geológica No. 2, PEMEX, Inédito. *Original no consultado*.
- Torres, P., Ruiz, J., Grajales, J., (1999), **A Permo -Triassic continental arc in eastern Mexico; Tectonic implications for reconstruction of Southern North America**, in Bartolini, C., Wilson, J., y Lawton, T., eds. *Mesozoic sedimentary and*

tectonic history of North central Mexico, Bolder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, p. 1 – 58. *Original no consultado.*

- Tragger, (1924), *Original no consultado*, citado en Hidalgo-Caraveo, (2006).
- Vázquez, C. E., (2001), **Sistemas petroleros de la Cuenca de Veracruz**, PEMEX exploración y Producción, Activo Integral Veracruz. *Original no consultado.*
- Viniegra-Osorio F., (1950), **Breve análisis geológico de la llamada Cuenca de Veracruz**, en “La Cuenca de Veracruz Papaloapan”, publicación especial No 1, 50 aniversario, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1999, p. 315 a 384.
- Viniegra-Osorio F., (1965), **Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz**, en “La Cuenca de Veracruz Papaloapan”, publicación especial No 1, 50 aniversario, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1999, p. 315 a 384.