

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

CARACTERIZACIÓN DE LA ROCA ALMACÉN DEL JURÁSICO SUPERIOR KIMMERIDGIANO, MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DEL MODELO PETROFÍSICO Y SEDIMENTARIO DE UN CAMPO EN LA CUENCA DEL SURESTE.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA

PRESENTA

MARGARITA ISABEL ARIAS VÁZQUEZ

DIRECTOR DE TESIS

M.C NOÉ SANTILLÁN PIÑA

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Agradecimientos.

A la Universidad Autónoma de México ya que durante este largo trayecto en mi vida he aprendido a desarrollarme personalmente así como profesionalmente.

Al Ing. Oscar Moran Ochoa Líder del Grupo Multidisciplinario de Especialistas Técnicos de Diseño de Proyectos del Activo de Producción Litoral de Tabasco Tsimin Xux, por la oportunidad que me brindó para lograr este trabajo.

Al Ing. Sergio Vázquez Nolasco por su paciencia, tiempo, dedicación y profesionalismo, así como cada uno de los conocimientos nuevos que me brindo durante varios meses para así poder concluir este trabajo.

Al M.C. Noé Santillán Piña por aceptarme como su tesista, por ofrecerme parte de su tiempo durante varios meses, en los cuales su orientación fue muy valiosa para poder cumplir mi meta.

A la Ing. Diana Alejandra Arias Vázquez por la confianza, tiempo y apoyo que recibo siempre de ti y demostrarme ¡Cuando se quiere, se puede!

Al Ing. Gerardo Martínez González por su tiempo apoyo y palabras de aliento.

A mis padres que son el principal motor para que esta meta se pudiera cumplir, ya que fueron el sustento de cada uno de los logros que he tenido en la vida.

A mi tía, hermano y sobrino por hacer cada uno de mis días mejor.

INDICE

	Página
<i>Resumen</i>	5
<i>Capítulo I. Generalidades</i>	6
1.1 Introducción.....	7
1.2 Objetivo	8
1.3 Metodología de trabajo	8
1.4 Localización del área de estudio.....	12
1.5 Trabajos Previos.....	13
<i>Capítulo II. Marco Geológico Chiapas-Tabasco</i>	14
2.1 Sedimentología y Estratigrafía	16
2.2 Marco tectónico.....	28
<i>Capítulo III. Sistema Petrolero de la cuenca Salina del Istmo</i>	31
3.1 Roca generadora.....	33
3.2 Roca almacenadora.....	34
3.3 Roca sello.....	34
3.4 Trampas.....	35
3.4 Migración y Sincronía.....	35

<i>Capítulo IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.....</i>	<i>37</i>
4.1 Modelo Sedimentario	38
4.1.1 Columna litológica.....	38
4.1.2 Facies sedimentarias.....	50
4.1.3 Petrografía y diagénesis.....	52
4.1.4 Secciones geológicas.....	77
4.2 Modelo Petrofísico.....	81
4.2.1 Registros geofísicos.....	84
4.2.2 Evaluación petrofísica de los pozos del campo.....	90
4.3 Integración del modelo sedimentario y petrofísico.....	129
Conclusiones.....	164
Bibliografía.....	168

Resumen.

El campo Zapato pertenece geológicamente a las Cuencas del Sureste en la subprovincia Salina del Istmo; se encuentra al noroeste de la Terminal marítima Dos bocas, Paraíso Tabasco. Su formación se asocia a la apertura del Golfo de México, en la cual durante diferentes etapas se observó el depósito de sedimentos a través del tiempo geológico en diferentes ambientes.

Mediante análisis petrográficos así como de registros geofísicos de pozos se sabe que el campo Zapato está constituido principalmente por rocas carbonatadas a nivel Kimmeridgiano asociadas a ambientes de alta energía correspondientes a zonas levantadas por efecto de la sal; se observaron procesos diagenéticos en las muestras de canal ayudando en la caracterización de la roca almacén del Kimmeridgiano clasificándola como una de las mejores al presentar altas porosidades y microfracturas originadas por eventos tectónicos, permitiendo que el hidrocarburo pueda fluir por ellas.

La roca almacenadora de hidrocarburo del Kimmeridgiano son rocas altamente carbonatadas con porosidad intercrystalina por dolomitización, ligeramente incrementada por microfracturamiento y porosidad intergranular por disolución en áreas donde se desarrolló un ambiente somero con granos oncolíticos y estromatolíticos.

CAPITULO I. Generalidades.

1.1 Introducción.

Cualquier acción que un ingeniero emprenda con relación a un yacimiento, requiere poseer una idea o modelo claro de cómo es el yacimiento. Mientras más realista sea el modelo, mayores son las probabilidades de éxito. Los ingenieros geólogos se inclinan a pensar en términos de estratigrafía y estructuras, mientras que los ingenieros especializados en petrofísica se preocupan más por las propiedades petrofísicas y de los fluidos.

La clave para obtener un modelo conceptual del yacimiento, es la integración de la información geológica y los datos petrofísicos numéricos, ya que los datos geológicos contienen información tridimensional (3D) que se complementan los datos petrofísicos.

Un modelo geológico está basado en la identificación, caracterización, integración e interpretación de datos; que son un compendio de las características y propiedades estáticas del yacimiento. Consta de la geología estructural, los procesos sedimentarios-estratigráficos litológicos. Uno de los objetivos del modelo geológico es determinar la heterogeneidad del yacimiento e identificar su influencia en las propiedades petrofísicas de las rocas, y en las características que tendrá el flujo de fluidos al momento de la producción de hidrocarburos.

Por su parte, “el modelo petrofísico es el procedimiento utilizado para interpretar datos petrofísicos (usualmente de registros adquiridos con herramientas operadas con cable)” (Schlumberger, 2015.); como caracterizar las propiedades físicas de las rocas mediante la integración del entorno geológico, perfiles de pozos, análisis de muestras de roca y sus fluidos e historias de producción. Los modelos petrofísicos representan un conjunto de ecuaciones, algoritmos u otros procesos matemáticos, los cuales a menudo poseen múltiples cálculos, como por ejemplo:

- *El volumen de arcillas.
- *La porosidad efectiva.
- *La saturación de agua.
- *La permeabilidad.

El modelo se calibra utilizando datos de núcleos de producción, de pruebas y otros conjuntos de datos. Existen muchos paquetes de software listos para ser utilizados y asociados con el análisis de registros geofísicos. La construcción de modelos petrofísicos está dirigida a los datos disponibles y la naturaleza del problema a resolver.

1.2 Objetivo.

Aplicar la metodología establecida en la industria petrolera para la caracterización de la roca almacenadora del Kimmeridgiano, mediante el estudio de secciones delgadas de muestras de canal, núcleos, y el apoyo de registros geofísicos de pozos, de un campo en la cuenca del Sureste de México.

1.3 Metodología de trabajo.

Dentro de un estudio de caracterización inicial de yacimientos, una parte esencial es la integración del modelo geológico al modelo petrofísico, ya que con esto se define con la mayor certidumbre posible, un modelo geológico integral que esté sustentado tanto por datos geológicos, como de ingeniería.

Las heterogeneidades presentes en un yacimiento deben de ser caracterizadas, ya que estas influyen en la recuperación de hidrocarburos. Las diferencias entre yacimientos son producto de tres tipos de eventos geológicos: procesos sedimentarios, esfuerzos mecánicos y evolución diagenética; induciendo éstos a tres tipos de heterogeneidades: estratigráficas, sedimentarias-diagenéticas, tectono-estructurales.

Un estudio de caracterización de yacimientos, se usa a diferentes escalas de observación e intervienen diferentes disciplinas. Un yacimiento puede parecer homogéneo si se ignoran las heterogeneidades dentro de él; esta relativa homogeneidad está siempre relacionada a la escala del estudio y al diagnóstico de la herramienta utilizada. Podemos decir entonces que, hay diferentes niveles de heterogeneidades, de tal forma que, tenemos heterogeneidades a nivel microscópico (grano y láminas delgadas), a nivel mesoscópico (capas), a nivel macroscópico (formación) y a nivel megascópico (campo).

Ninguna herramienta por sí sola, puede revelar las heterogeneidades en 3D con la suficiente resolución y rango de investigación, por tal motivo, para la realización de un estudio de caracterización es indispensable un equipo multidisciplinario, ya que en el estudio, se manejan diferentes áreas de especialidad.

La extrapolación de la información adquirida a una cierta escala y transportada a otra escala, requiere de un buen razonamiento, buenos conceptos y una buena metodología. Las referencias para los modelos geológicos conceptuales son estratigráficas, sedimentarias y estructurales, y los resultados deben ser comparados con diferentes tipos de técnicas

Considerando los aspectos previamente descritos, se desprende lo que llamamos caracterización estática de yacimientos, que se define como la interrelación de disciplinas aplicadas a la descripción y arquitectura externa e interna de un yacimiento, y estima el volumen y distribución de los hidrocarburos dentro del marco geológico. Si se habla de la arquitectura externa, nos referimos a la forma y dimensiones de la envolvente del yacimiento; si se habla de la arquitectura interna, estamos hablando de las diversas propiedades petrofísicas que componen el yacimiento, entre las que tenemos, la porosidad y la permeabilidad, entre otras propiedades.

La integración de los datos juega un papel muy importante en la caracterización de yacimientos. El objetivo primordial lo podemos subdividir en dos fases:

- Una es alinear los datos de manera coherente, estos serían datos provenientes de diversas fuentes, de diferentes tipos (geofísicos, geológicos y petrofísicos), de diferentes escalas (desde tapones hasta el yacimiento total), y datos que van desde 1D hasta 3D.
- La otra fase, es fortalecer la interpretación y reducir la incertidumbre sobre la imagen real de los yacimientos.

Tomando en cuenta lo anterior, la figura 2 describe la metodología y el flujo general de trabajo empleado en la integración de un modelo petrofísico y sedimentario, en el área de estudio.

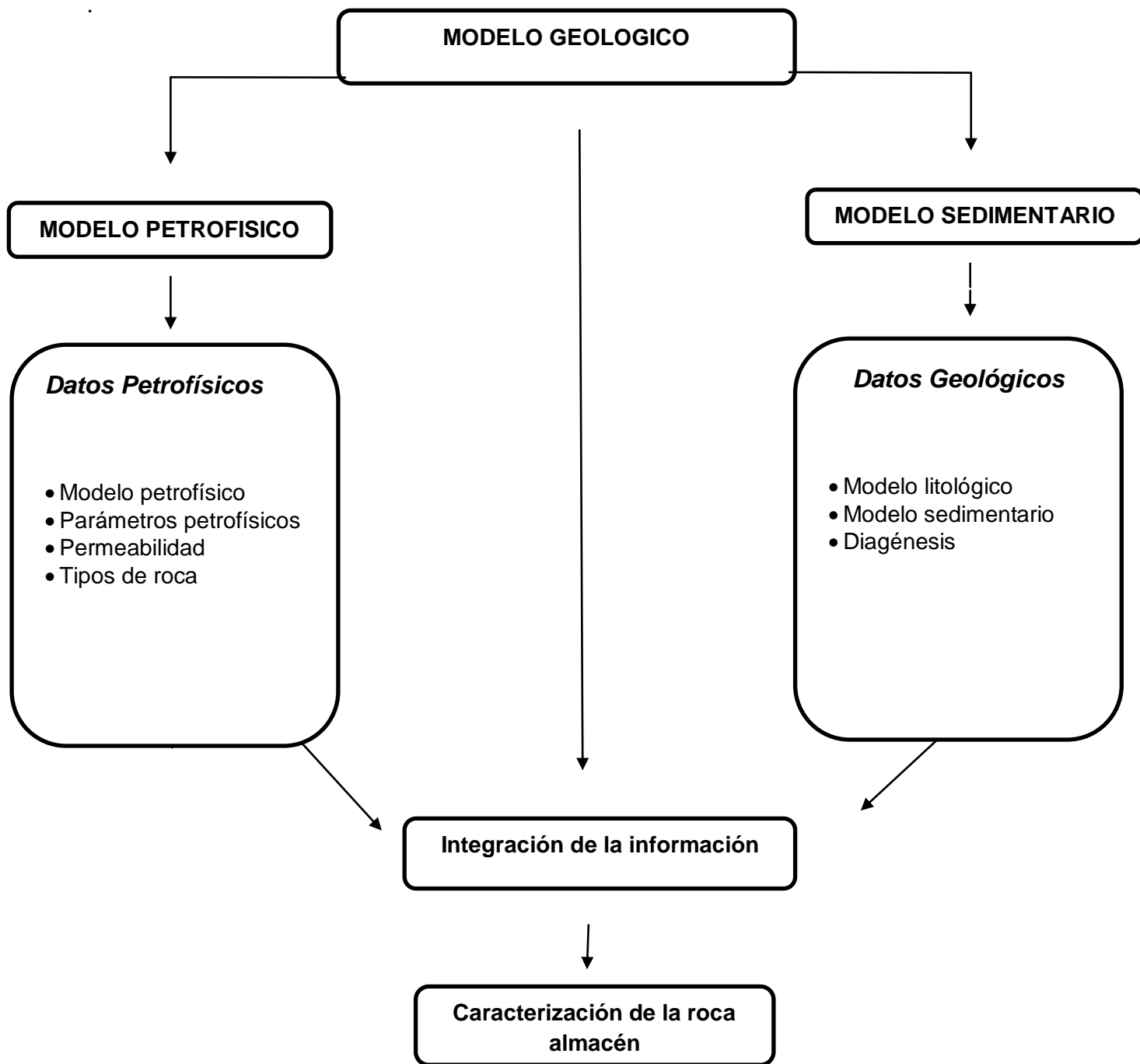


Figura 2. Metodología utilizada para este trabajo (Modificado de PEMEX, 2015).

1.3 Localización del área de estudio.

La zona de estudio se encuentra en las Cuencas del Sureste (en la subprovincia Salina del Istmo) localizada en aguas territoriales del Golfo de México, frente a las costas del Estado de Tabasco, sobre la plataforma continental, con tirantes de agua promedio de 30 metros. Se encuentra al noroeste de la terminal marítima de Dos Bocas, Paraíso Tabasco (Figura3).

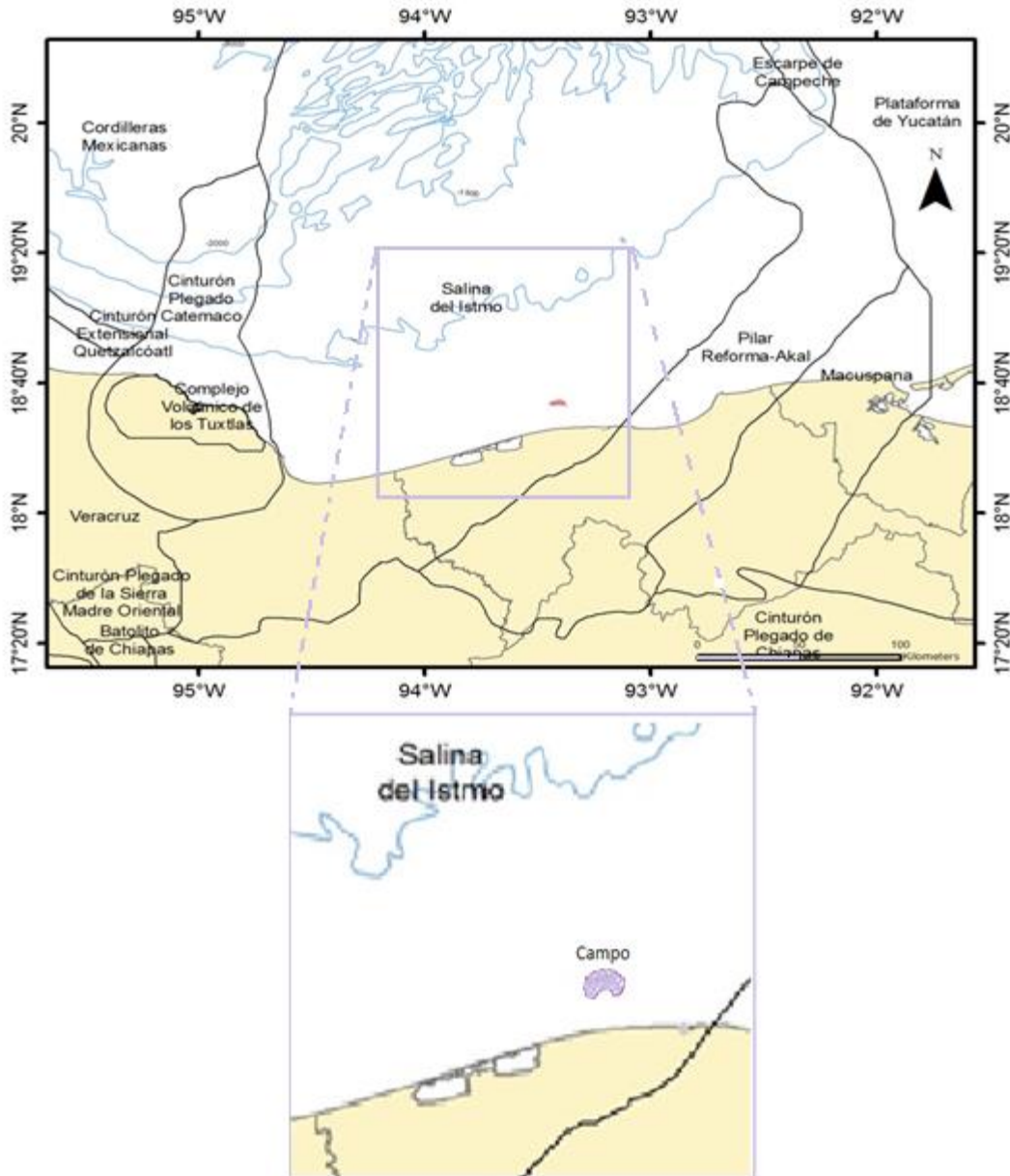


Figura 3. Mapa de localización del área de estudio en la subprovincia Salina del Istmo, Golfo de México (Tomado de PEMEX, 2015).

1.5 Trabajos Previos.

Los trabajos que existen del área fueron realizados principalmente por PEMEX para poder tener información de la Cuenca Salina del Istmo donde se localiza el campo de nuestro interés, pero existen algunos artículos en donde se habla acerca de la evolución tectónica y geológica de la cuenca, así como de características principales de campo; los cuales se enuncian a continuación.

Padilla y Sánchez (2007), en el artículo *“Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México”*, presenta un análisis desde el contexto regional del Golfo de México que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de la Pangea, así como su sedimentología, su geología estructural y todos los factores que dieron consigo el cambio de posición de la masa de sal que generó nuevos depocentros y minicuenas, controlados por fallas con vergencia hacia las partes más profundas del Golfo de México y por fallas antitéticas regionales, que limitan las Cuencas del Sureste.

PEMEX (2013), en su trabajo *“Provincia petrolera sureste (Salina del istmo, Reforma-Akal y Macuspana)”* nos da un panorama regional de las cuencas del sureste, ya que proporciona desde el marco tectónico de la zona, la sedimentología, estratigrafía, su geología estructural, hasta las edades con columnas estratigráficas, así como los sistemas petroleros de acuerdo a sus componentes esenciales.

Schlumberger (2009), en su publicación WEC *“Descubra el Yacimiento”*, en capítulo II *“Provincias petroleras de México”*, expone el trabajo de los últimos 70 años realizado por Petróleos Mexicanos quien ha explorado el territorio mexicano y definido las principales provincias geológicas con potencial petrolífero, habiendo establecido producción comercial de hidrocarburos en seis de ellas: Cuenca de Sabinas-Península de Tamaulipas, Cuenca de Burgos, Cuenca Tampico-Misantla, Cuenca de Veracruz (incluye el frente tectónico de calizas plegadas y sepultadas por sedimentos cenozoicos), Cuencas del Sureste y Cuenca del Golfo de México Profundo; en este libro se dan todos los datos geológicos, sedimentarios, estructurales que se requieren para saber la historia evolutiva y geológica de cada una de las cuencas con potencial petrolífero de México.

CAPITULO II. Marco geológico Chiapas- Tabasco.

El área Chiapas-Tabasco comprende desde el oriente del Istmo de Tehuantepec, al occidente de la Península de Yucatán, incluyendo parte del área marina meridional del Golfo de México, aproximadamente entre las coordenadas geográficas 91° a 95° de longitud oeste y de 16° a 20° de latitud norte. El área antes indicada incluye las Cuencas del Sureste (Comalcalco- Salina del Istmo y Macuspana), así como la cadena plegada de la Sierra de Chiapas- Reforma-Akal (Padilla y Sánchez, 2007).

A continuación se exponen los principales aspectos sedimentológicos, estratigráficos y estructurales de la cuenca Salina del Istmo donde se encuentra localizado el campo de estudio (Figura 4).

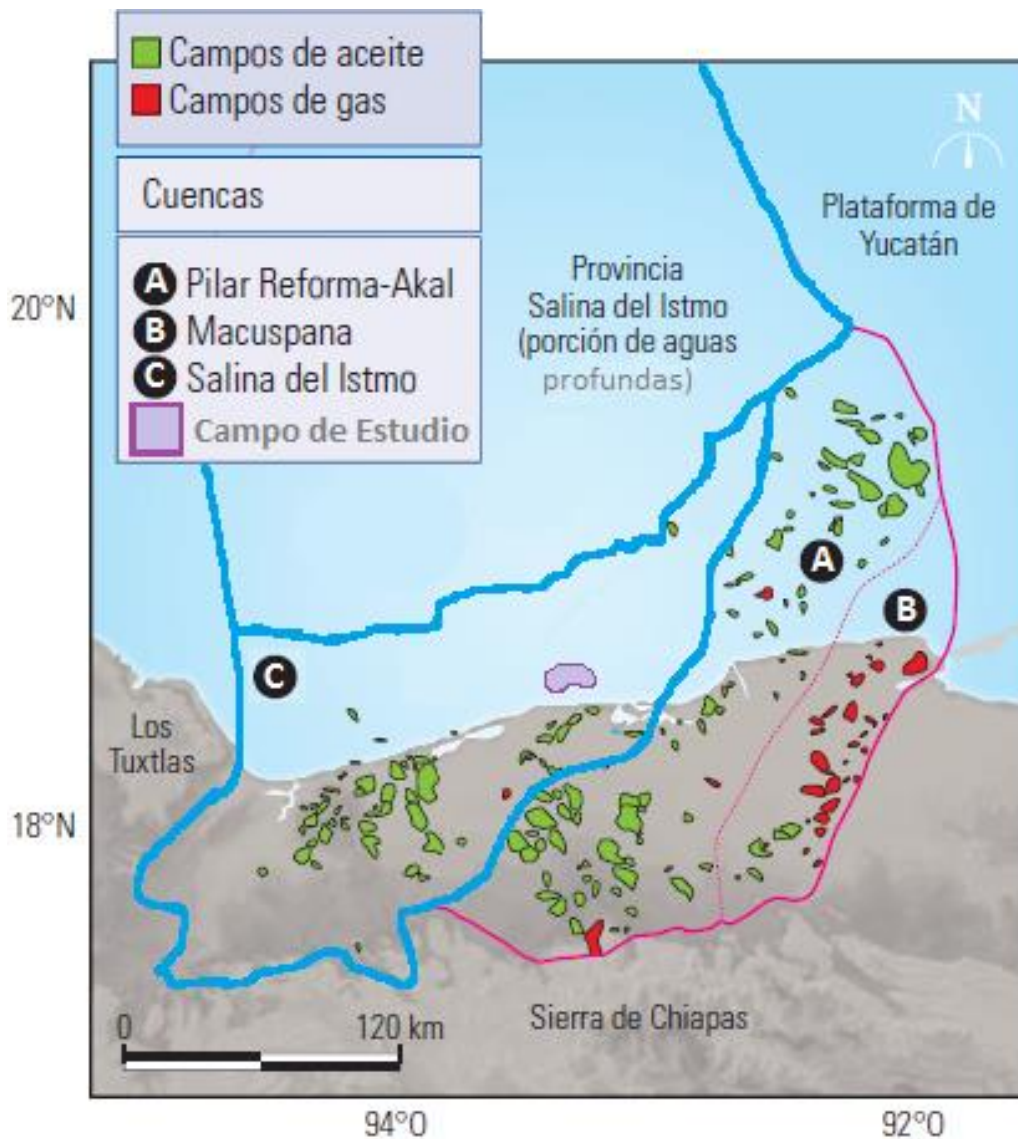


Figura 4. Provincia Petrolera Sureste, campo de estudio en la subprovincia Salina del istmo (Tomado de PEMEX, 2013).

2.1 Sedimentología y Estratigrafía.

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

Triásico Tardío y Jurásico Temprano.

Los depósitos sedimentarios inician con una secuencia de terrígenos continentales (areniscas, lutitas y conglomerados) de la Formación Todos Santos derivados de la erosión del basamento y rocas volcánicas depositadas en *grabens*.

Jurásico Medio (Calloviano).

Sobre estas rocas clásticas se acumularon gruesos depósitos de sal producto de la evaporación de agua de mar, con anhidritas y secuencias terrígenas hacia las partes expuestas. Sobre la sal se establecen en esta provincia condiciones marinas normales.

Jurásico Medio-Jurásico Superior (Calloviano-principios del Oxfordiano).

Se compone de calizas carbonosas de cuenca, calizas de rampa externa, *grainstones* oolíticos de rampa interna que pasan transicionalmente hacia la Sierra de Chiapas y hacia la Plataforma de Yucatán a sedimentos siliciclásticos y evaporíticos costeros y continentales del Grupo Ek-Balam y de la Formación San Ricardo. Los *grainstones* oolíticos oxfordianos no solo se restringen a la rampa interna sino que también se desarrollan alrededor de levantamientos diapíricos incipientes de la sal subyacente en la rampa media y externa.

Jurásico Superior (Kimmeridgiano).

Las condiciones de rampa presentes en el Oxfordiano prevalecieron durante el Kimmeridgiano, permitiendo el depósito de la Formación Akimpech.

Jurásico Superior (Tithoniano).

A finales del Kimmeridgiano y a principios del Tithoniano se produce una transgresión que hace retroceder las facies someras de rampas carbonatadas y los clásticos continentales de la Formación Todos Santos hacia el sur y hacia el este de la provincia. Predominando durante este periodo el depósito de *calizas* arcillo-carbonosas y capas de lutitas calcáreas negras que constituyen la principal roca generadora de la provincia. Hacia las partes altas, bordeando las zonas emergidas, se presentan facies de dolomías, *grainstones* oolíticos, evaporitas, areniscas arcillosas en la zona que ahora corresponde a la Sierra de Chiapas.

Cretácico Inferior (Neocomiano).

Las condiciones cambian a cuenca abierta, donde un sistema progradante favoreció que fuera cubierta casi toda la provincia por calizas dolomíticas de facies someras y calizas arcillosas pelágicas en el extremo norte. Durante este tiempo comienza el desarrollo de la plataforma de Artesa-Mundo Nuevo.

Cretácico Inferior (Barremiano).

Para este tiempo el comportamiento se vuelve retrogradante, depositándose anhidritas y dolomías de la Formación Cobán sobre clásticos continentales de la Formación Todos Santos en la Sierra de Chiapas y culminando con una máxima inundación a finales del *Aptiano*, cuando se depositaron en la provincia calizas arcillosas y lutitas.

(Albiano).

Se reestablece en la mayor parte de la provincia la sedimentación marina carbonatada somera, depositándose las calizas y dolomías con intercalaciones de lutitas y bentonita de las formaciones Akal y Sierra Madre. Hacia las partes más profundas en el norte, se depositan calizas pelágicas arcillosas con bandas de pedernal.

(Finales del Cenomaniano).

Se inicia una transgresión que culmina en el *Turoniano* con el ahogamiento de grandes áreas de las plataformas preexistentes y el depósito de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de aguas profundas sobre las calizas de agua somera. Sin embargo, en la parte sur y sureste de la provincia así como en la plataforma Artesa-Mundo Nuevo el depósito de calizas de agua somera continuó hasta el Cretácico Superior (*Santoniano*).

Cretácico Superior (Maastrichtiano).

Se depositaron calizas bentoníticas e intercalaciones de lutitas equivalentes a las formaciones San Felipe y Méndez, y de la Formación Jolpabuchil en las partes profundas al norte, brechas carbonatadas de la Formación Chac a lo largo del talud de la plataforma y calizas de plataforma de la Formación Angostura hacia el sur y oriente.

Cretácico Superior.

Se depositó un grueso paquete de brechas carbonatadas con clastos de calizas someras en el frente a lo largo del talud. Estas rocas constituyen los principales yacimientos en el campo Cantarell y han sido denominados como Formación Cantarell por (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001). Una teoría alternativa establece que estos depósitos fueron originados principalmente por el impacto que creó el Cráter de Chicxulub en el límite Cretácico-Paleógeno y que provocó el colapso del margen occidental de la Plataforma de Yucatán. Hacia las partes internas de plataforma también se depositaron sobre las calizas de la Formación Angostura brechas carbonatadas de la parte inferior de la Formación Soyaló del Paleoceno. Las brechas fueron cubiertas por calizas arcillosas y lutitas de aguas profundas de la Formación Abkatún en la parte marina, así como por limolitas, lutitas y capas de brechas carbonatadas de la Formación Soyaló del Paleoceno hacia el sur.

Paleógeno (Paleoceno).

La sedimentación en la provincia pasó a ser predominantemente siliciclástica debido a los efectos laramídicos.

Paleógeno (Eoceno).

Se depositaron conglomerados aluviales y fluviales en las partes proximales de la parte sur que pasaban transicionalmente a ambientes deltáicos, costeros y de plataforma siliciclástica hacia el norte, con el desarrollo de algunos crecimientos arrecifales de parche y sedimentación de aguas profundas más al norte.

Paleógeno (Eoceno Tardío y Oligoceno).

Disminuye la actividad tectónica y el aporte siliciclástico, y se establecen condiciones carbonatadas en las partes más someras hacia el sur de la provincia. La distribución y acumulación de los sedimentos siliciclásticos derivados del sur empieza a ser controlada por la deformación salina, sobre todo en la parte noroeste de la provincia en donde se presentan ambientes de aguas profundas. En la zona correspondiente a la plataforma de Yucatán predominó la sedimentación carbonatada durante todo el Paleógeno.

Neógeno (Mioceno).

Inicio la deformación Chiapaneca que provocó levantamiento y erosión con el consecuente incremento del influjo terrígeno y la progradación de los sistemas de plataforma desde el sur dando lugar al depósito de areniscas y lutitas bentónicas.

Neógeno (Mioceno Medio).

Con la transtensión producida por la deformación Chiapaneca, se dio lugar a la formación de la Cuenca de Macuspana donde se favoreció la acumulación de un gran espesor de areniscas y limolitas de facies de plataforma y complejos deltaicos dominados por oleaje, progradantes hacia el noroeste. El depósito de estos sedimentos estuvo influenciado por el fallamiento lístrico, la evacuación de arcillas oligocénicas y por esfuerzos compresivos que produjeron la inversión de las fallas lístricas. El evento Chiapaneco (orogenia Chiapaneca) en la cuenca Salina del Istmo y Provincia Salina del Golfo Sur se manifestó con la formación de pliegues de orientación noreste-suroeste de los cinturones plegados de Catemaco, Agua Dulce y Marbella y eventos de evacuación de sal desde el extremo sur hacia el norte.

Mioceno Tardío.

Continuó el depósito de areniscas y limolitas en facies de plataforma con un patrón general progradante hacia el norte y noroeste, sobre el área del Pilar Reforma-Akal y hacia la parte norte de la Cuenca Salina del Istmo, en donde se desarrollaron sistemas de talud y cuenca cuya sedimentación y distribución estuvo influenciada por el relieve submarino producido de la tectónica salina.

Neógeno (Plioceno).

Se produjo un evento transgresivo que depositó rocas arcillosas que funcionan como sello. Posteriormente se restableció la sedimentación de plataforma en la Cuenca de Macuspana pero ahora desde el oeste, siendo afectada por una serie de fallas lístricas con echado al sureste. En periodos de nivel base bajo (*lowstands*), se formaron algunos valles de incisión por el que el sedimento fue transportado hacia las partes más profundas hacia el oeste y noreste, y depositado como abanicos submarinos en agua profunda que se originó como producto de la evacuación de sal y arcilla. La acumulación y progradación de sedimentos provenientes del sur provocó la evacuación de sal y el colapso gravitacional hacia el noroeste a lo largo de la Falla de Comalcalco, dando lugar a la formación de la cuenca del mismo nombre. En esta cuenca se acumuló un grueso paquete del Plioceno a medida que el sistema de plataforma clástica progradó hacia el norte. Estas areniscas fueron depositadas en ambientes de plataforma en la parte sur (área terrestre y parte de la plataforma continental actual) y como sistemas turbidíticos de ambientes profundos en la parte norte.

Cuaternario (Plioceno Tardío y Pleistoceno).

Se depositaron sedimentos de plataforma en el área correspondiente a la actual plataforma continental, y sistemas de talud y cuenca de aguas profundas más hacia el norte, afectados por fallas de crecimiento y tectónica salina.

Al igual que en la Provincia de Veracruz, en la del Sureste se ha utilizado una subdivisión litoestratigráfica para el Eoceno-Plioceno que incluye las formaciones Conglomerado Uzpanapa, Lutitas y Conglomerados Nanchital, La Laja, Depósito, Encanto, Concepción Inferior y Superior, Filisola, Paraje Solo, Agueguexquite y Cedral cuyos rangos de edad se han modificado conforme avanza su conocimiento (Figura 5).

CAPITULO II. Marco geológico Chiapas- Tabasco.

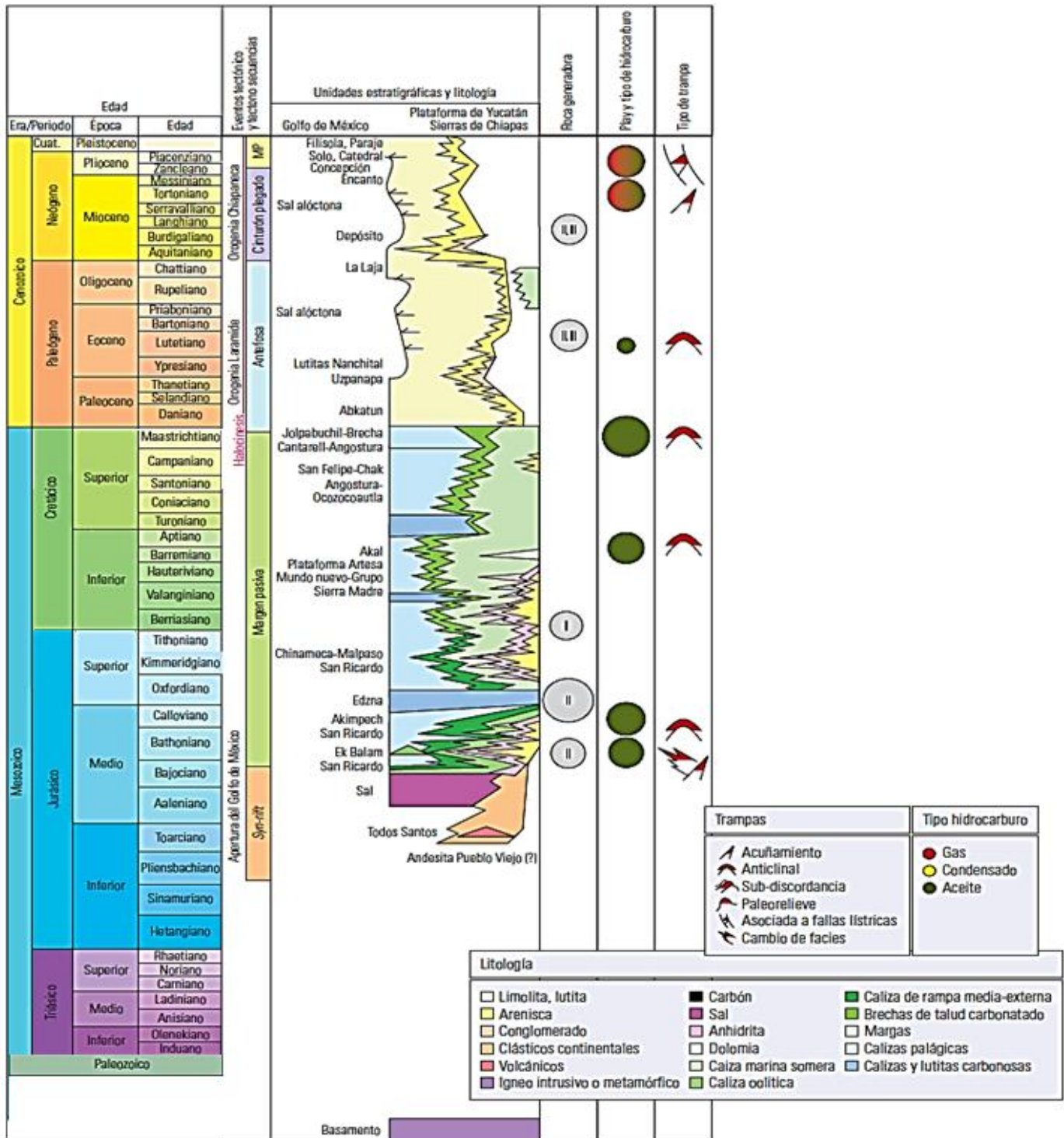


Figura 5. Columna estratigráfica de la Provincia Sureste (Modificada de Schlumberger, 2009).

A continuación se describen en orden cronológico, las principales características de cada una de las unidades litoestratigráficas presentes en la cuenca Salina del Istmo (Figura 6).

Jurásico Superior Kimmeridgiano

Consta de intercalaciones de mudstone y wackestone de pellets y ooides, stomiosphaeridos y pelecípodos crema, gris verdoso y gris oscuro, microlaminar, en partes recristalizado, microfracturas selladas con calcita, con pobre impregnación de aceite con escasos pellets, con pirita diseminada.

Jurásico Superior Tithoniano

Se compone de capas delgadas de mudstone y wackestone de calpionéllidos, crassicolarias y radiolarios calcificados gris claro, café oscuro y negro, arcilloso, semicompacto, parcialmente recristalizado; con laminaciones de lutita bituminosa negra. Se observan estilolitas horizontales de amplitud media, en partes selladas con calcita, materia orgánica y pirita. Con regular porosidad en fracturas, algunas selladas con calcita y arcilla.

Cretácico Inferior

La parte superior con intercalaciones de mudstone a wackestone de nannocónidos gris claro y café claro, en partes de aspecto cretoso, compacto, con porosidad secundaria en microfracturas; y de mudstone gris oscuro a negro, compacto, arcilloso; laminaciones de lutita bituminosa negra, dura y calcárea.

Albiano-Cenomaniano.

La parte superior presenta mudstone a wackestone de foraminíferos café oscuro y café claro, compacto, con porosidad secundaria en microfracturas orientadas en varias direcciones, con pobre impregnación de aceite y fluorescencia amarillo claro; mudstone gris oscuro a negro, arcilloso, compacto, con porosidad secundaria en microfracturas; con pedernal gris oscuro.

Cretácico Superior

Litológicamente consta de intercalaciones de mudstone blanco a crema, compacto; mudstone a wackestone de foraminíferos café claro, compacto, bentonítico, con pirita asociada a microflujos de materia orgánica, porosidad secundaria en microfracturas en varias direcciones, algunas selladas con calcita; y de mudstone gris oscuro a negro, arcilloso, compacto, con porosidad secundaria en microfracturas, nódulos de pedernal gris claro.

Paleoceno Superior

Constituido por lutita bentonítica gris claro y gris verdoso, calcárea, dura a semidura.

Eoceno Inferior

Los estratos de esta edad se encuentran constituidos por lutita calcárea gris claro a gris oscuro, ocasionalmente café claro y café rojizo, calcárea, en partes gradúa a marga, dura a semidura; delgados horizontes de lutita bentonítica gris claro y gris verdoso, semidura; delgados horizontes de mudstone blanco a crema, compacto.

Eoceno Medio

Consta de lutita bentonítica gris verdoso y gris claro, en partes gris oscuro, suave a semidura, calcárea; delgados horizontes de mudstone blanco, compacto, sin porosidad observable; mudstone bentonítico gris claro a gris verdoso

Eoceno Superior

Consta de lutita bentonítica, gris claro a gris oscuro, suave a semidura y calcárea; delgados horizontes de mudstone blanco, compacto y de mudstone bentonítico gris claro a gris verdoso, sin porosidad observable

Olioceno Inferior

Compuesta por lutita bentonítica gris verdoso y gris claro a gris oscuro, suave a semidura, calcárea; con capas delgadas de mudstone blanco, compacto y pirita diseminada.

Olioceno Médio

Litológicamente se encuentra constituido por lutita bentonítica gris verdoso y gris claro, en partes gris oscuro, suave a semidura, calcárea; delgados horizontes de mudstone blanco, compacto, sin porosidad observable.

Olioceno Superior

Consta de lutita bentonítica gris verdoso y gris claro, suave a semidura, calcárea; delgadas capas de mudstone bentonítico, gris claro a gris verdoso.

Mioceno Inferior

Se constituye por lutita gris claro, en partes gris oscuro, semidura, ligeramente arenosa y calcárea, esporádicos horizontes de arenisca de cuarzo gris claro, de grano fino a medio, subredondeado a subanguloso, regularmente consolidada con cemento arcillo-calcáreo, con porosidad primaria intergranular y delgadas capas de calizas.

Mioceno Medio

Litológicamente consta de lutita gris claro, suave a semidura, ligeramente calcárea, en partes bentonítica y arenosa, con arenisca de cuarzo gris claro, regularmente consolidada con matriz arcillosa y cemento calcáreo, de grano fino a medio, subredondeado a subanguloso, regularmente clasificado, con porosidad primaria intergranular y delgadas capas de mudstone crema, cretoso, escasa pirita diseminada.

Mioceno Superior

Consta de lutita gris claro y gris verdoso, suave y semidura, ligeramente calcárea, en partes arenosa, con pirita diseminada; arenisca gris claro y gris oscuro, de grano fino a medio, subanguloso a subredondeado, semidura, regularmente cementada en material arcillo-calcáreo, con porosidad primaria intergranular; con flujos de arena de cuarzo blanco, grano fino y medio, granos subangulosos a subredondeados.

Plioceno Inferior

Consta de lutita arenosa gris oscuro, semidura a dura, ligeramente calcárea; con flujos de arena de cuarzo blanco y ámbar, de grano fino a medio, subanguloso a subredondeado, regular a mal clasificado.

Plioceno Medio

Constituido por lutita gris claro a gris verdoso, semidura a dura, ligeramente arenosa y calcárea, pirita diseminada; con arena de cuarzo blanco y ámbar, grano fino a medio, subanguloso a subredondeado, regular a mal clasificado.

Plioceno Superior

Constituido por lutita arenosa gris claro a gris verdoso, suave a semidura, ligeramente calcárea; con algunas intercalaciones de arena de cuarzo blanco, translúcido y ámbar de grano fino a medio, subredondeado a subanguloso, regularmente clasificado, con restos de moluscos.

Reciente Pleistoceno

Constituido por arena de cuarzo de grano fino a grueso, blanco, ámbar y translúcido, subredondeado y esporádicas intercalaciones delgadas de lutita gris claro a gris verdoso, suave, ligeramente calcárea, con abundantes fragmentos de moluscos.

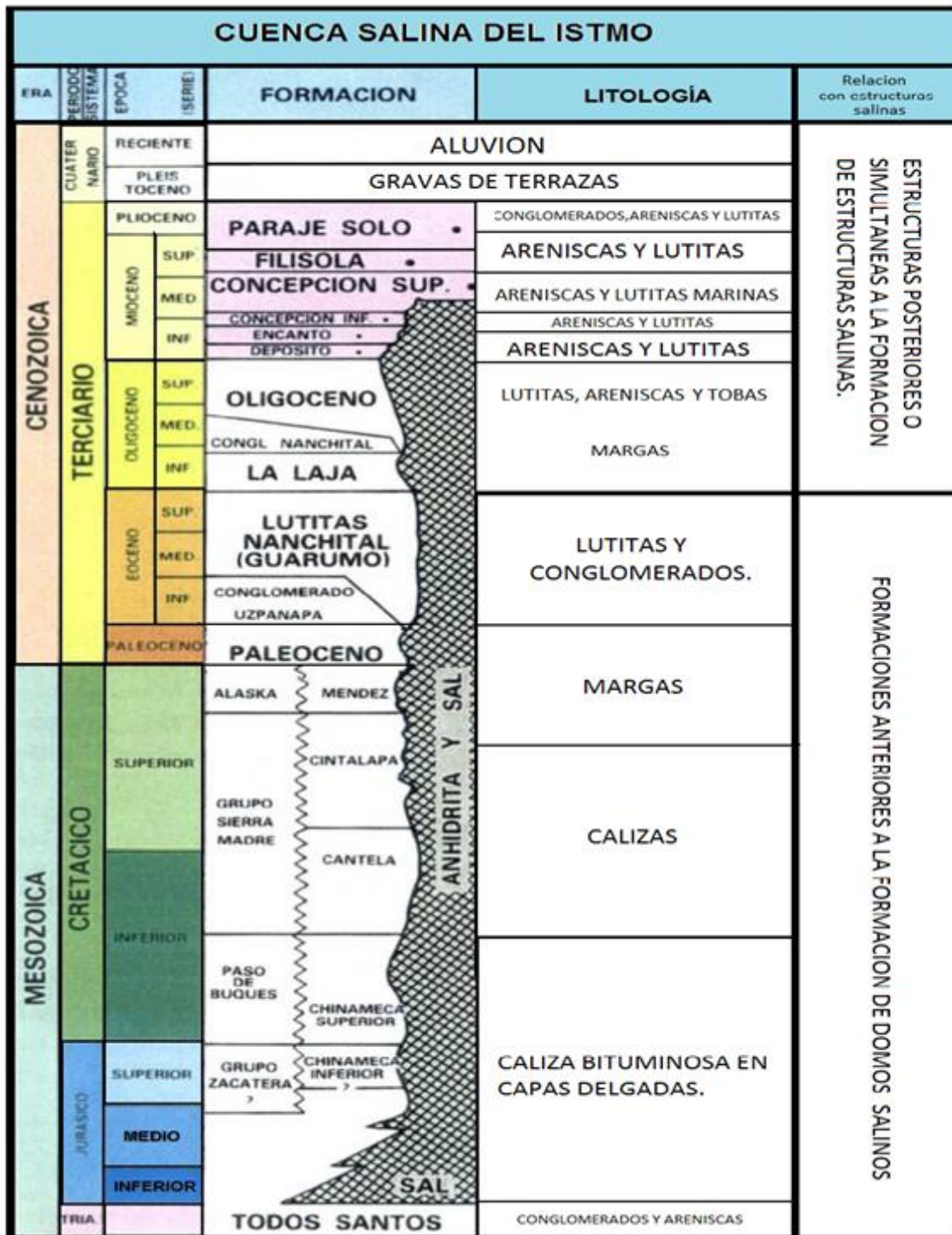


Figura 6. Columna estratigráfica de la cuenca Salina del Istmo. (Modificada de Schlumberger, 1984).

2.3 Marco Tectónico.

La Provincia del Sureste limita al occidente con la Cuenca de Veracruz, al sur con el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra de Chiapas, al oriente con la Plataforma de Yucatán y al norte se extiende como la porción de aguas profundas de la Provincia Salina del Istmo.

Con la apertura del Golfo de México en el Triásico tardío-Jurásico temprano, esta provincia inicia una etapa de *rift* que creó una serie de *horsts* y *grabens* y que culminó a finales del Jurásico Medio, pasando a una etapa de deriva hasta principios del Cretácico temprano. Durante esta etapa el bloque Yucatán incluyendo al área de la Sonda de Campeche, se desplazó rotando en contra de las manecillas del reloj hasta alcanzar su posición actual en el Jurásico tardío.

Al igual que las demás provincias que circundan el Golfo de México, desde el inicio de la etapa de deriva a principios del Jurásico tardío y durante el Cretácico, esta región se comporta como una margen pasiva. Desde finales del Cretácico hasta el Oligoceno, conforme el bloque Chortis se desplazó hacia el sureste a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic, posteriormente ocurrió una fase de deformación compresiva equivalente en parte a la Orogenia Laramide afectó el sur de la provincia produciendo plegamientos suaves en las rocas jurásicas y cretácicas de la Sierra de Chiapas. La carga tectónica produjo una antefosa hacia el noreste del cinturón de pliegues y transpresión en la parte sur de la provincia. Durante el Oligoceno tardío se presenta un período de quietud tectónica al disminuir el movimiento relativo de las placa Norteamericana y Caribeña. Durante el Mioceno, al continuar el desplazamiento del Bloque Chortis hacia el este y establecerse el centro de expansión de Cocos sobre la Trinchera Mesoamericana al sur de México, se produjo la deformación Chiapaneca. Este evento produjo deformación por desplazamiento lateral izquierdo y reactivó el cinturón de pliegues y fallas de la Sierra de Chiapas.

En la Cuenca del Sureste este evento se manifiesta principalmente por una compresión con tendencia hacia el noreste que creó pliegues de orientación noroeste-sureste en rocas mesozoicas y del paleógeno del Pilar Reforma-Akal. A principios del Mioceno medio, por efectos de transtensión producida a lo largo del límite con la plataforma de Yucatán inició la formación de la Cuenca de Macuspana. Es probable que los cinturones plegados de Catemaco, Agua Dulce y Marbella conformados por pliegues del Mioceno medio de orientación noreste-suroeste hayan sido producidos en parte para compensar la apertura de la Cuenca de Macuspana. Posteriormente, en el Plioceno, inicia el colapso gravitacional hacia el noroeste y la evacuación de sal, lo que dio lugar a la formación de la Cuenca de Comalcalco y acentuó la Cuenca de Macuspana. Este régimen distensivo continúa en la actualidad.

Con base en su evolución tectónica y características actuales la Provincia del Sureste se subdivide en subprovincias cada una con estilos estructurales propios (Figura 7).

- *Salina del Istmo*

Tiene continuación hacia aguas profundas del Golfo de México hacia el norte, limita al sur con la Sierra de Chiapas, al oeste con la Falla del Istmo que la separa de la Cuenca de Veracruz y al este con la Falla de Comalcalco que la separa del Pilar Reforma-Akal o Provincia Mesozoica Chiapas-Tabasco. Incluye la subcuenca de Comalcalco en su parte sureste. Estructuralmente se caracteriza por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de cuencas por evacuación de sal y colapso gravitacional, tales como la Cuenca de Comalcalco, y minicuenas desarrolladas por la evacuación de sal en las que los sedimentos cenozoicos conforman sinclinales. Las rocas mesozoicas y paleógenas presentan pliegues y cabalgaduras con dirección noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste mientras que en el Cenozoico se presentan fallas lítricas con inclinación al noroeste y fallas lítricas contra-regionales con inclinación al sureste (Oviedo-Pérez, 1998; Gómez-Cabrera, 2003; Robles-Nolasco et al., 2004; Soto-Cuervo et al., 2004; Cruz et al., 2010).

- *Pilar Reforma-Akal*

Esta ubicado entre la Falla de Comalcalco al oeste-noroeste y la Falla de Frontera al este sureste, limitando al sur con la Sierra de Chiapas y al noreste con las cuencas de Comalcalco y Le-Akach; al sureste con la Cuenca de Macuspana y al noreste con la Plataforma de Yucatán. Se caracteriza por pliegues y cabalgaduras de edad mioceno-pleiocénica y orientación noroeste-sureste que afectan rocas mesozoicas y del Paleógeno, generalmente con una ligera curvatura cóncava hacia el suroeste, con niveles de despegue en horizontes arcillosos y evaporíticos del Oxfordiano y Calloviano y vergencia hacia el noreste. Los pliegues están localmente afectados por almohadillas y diapiros de sal, fallas normales con caída al este y oeste y lítricas con inclinación al noroeste y orientación norte-sur y noreste-suroeste del Plioceno. (Ángeles-Aquino et al., 1994; Aquino et al., 2003; González et al., 2004; Martínez-Kemp et al., 2005^a; Cruz et al., 2010).

- *Macuspana*

Está limitado este-noreste por la Falla de Macuspana que la separa de la Plataforma de Yucatán, al oeste-noroeste por la Falla Frontera que la separa del Pilar Reforma-Akal y al sur por la Sierra de Chiapas. Esta subprovincia se caracteriza por fallas lítricas del Mioceno-Plioceno temprano de orientación noreste-suroeste e inclinación al noroeste con anticlinales de *roll-over* asociados a la evacuación de arcillas del Oligoceno y sal en la porción marina, fallas lítricas del Plioceno tardío-Pleistoceno con orientación noreste-suroeste e inclinación hacia el sureste y anticlinales alongados y apretados asociados a la inversión de las fallas lítricas miocénicas durante el Mioceno medio-tardío y Plio-Pleistoceno (Ángeles-Aquino et al., 1994; Aquino et al., 2003; González et al., 2004; Martínez-Kemp et al., 2005^a; Cruz et al., 2010)

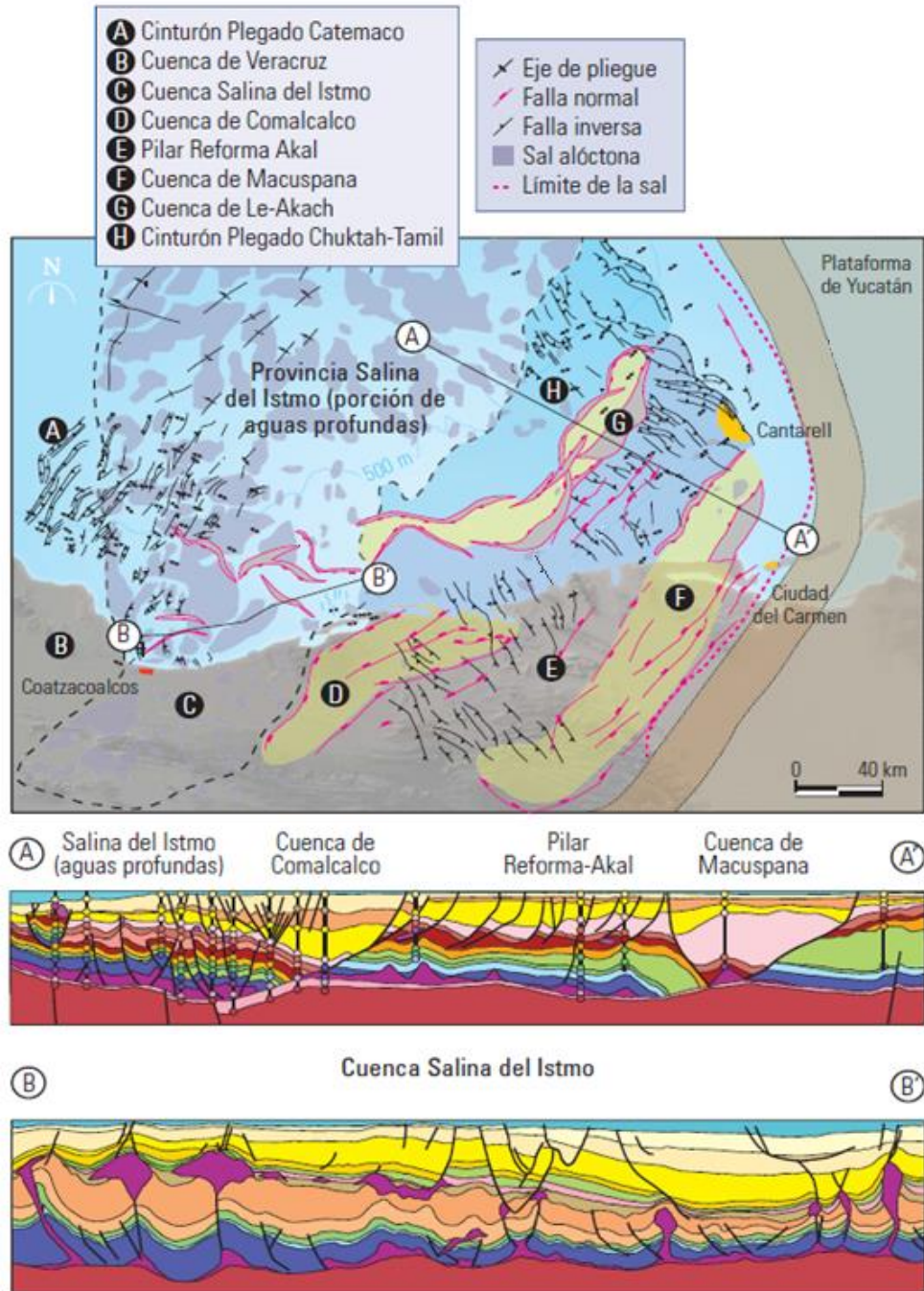


Figura 7. Secciones estructurales a través de la provincia del Sureste mostrando el estilo estructural de cada subprovincia. (Modificada de Robles-Nolasco, 2006; Robles-Nolasco et al., 2008 y Reyes et al., 2002).

CAPITULO III. Sistema Petrolero de la Cuenca Salina del Istmo.

El sistema petrolero es considerado la base para el análisis detallado de los factores geológicos que afectan la formación de un yacimiento petrolero. Dicho sistema se encuentra integrado por elementos y procesos geológicos de la siguiente manera:

- Roca generadora.
- Roca almacenadora.
- Roca sello.
- Migración.
- Entrampamiento (Trampa petrolera)

Para que se lleve a cabo la generación de hidrocarburos, se necesita que estos elementos y procesos geológicos estén correlacionados en tiempo y espacio, lo que se conoce como sincronía (Figura 8).

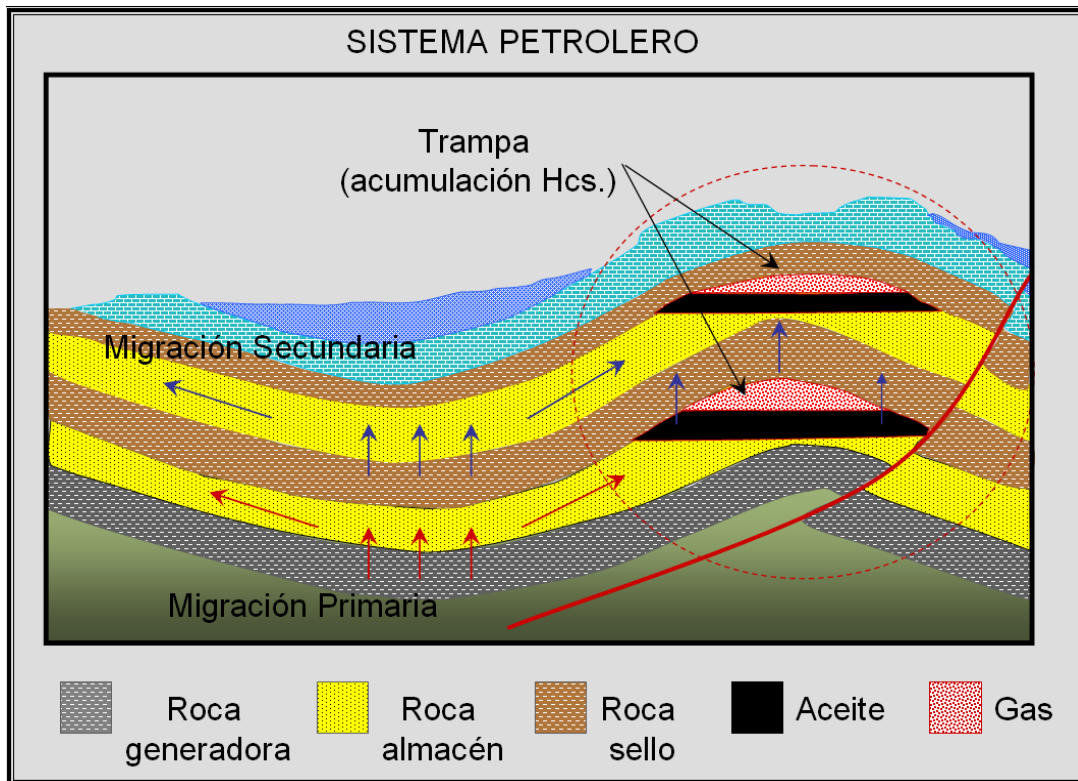


Figura 8. Elementos y procesos que integran el sistema petrolero.

El sistema petrolero en la cuenca Salina del Istmo, se encuentra representado de la siguiente manera: roca generadora del Tithoniano constituidas de *calizas arcillosas y lutitas calcáreas*; roca almacenadora constituida de *packstone y grainstone de ooides y mudstone wackestone dolomitizado*; roca sello constituida por una secuencia calcáreo-arcillosa, también se constituye por *capas de lutitas negras bituminosas que alternan mudstone-wackestone*; la migración en diferentes niveles estratigráficos desde el Jurásico Superior; las trampas son del *tipo estructural* y ocurrió sincronía.

3.1 Roca generadora

La principal *roca generadora* corresponde al *Tithoniano*, los que contienen materia orgánica tipo II, con una riqueza que varía entre 4 y 15% hacia las áreas inmaduras, mientras que la riqueza residual conocida en el subsuelo oscila entre 0.5 y 6% de COT; están constituidas de *calizas arcillosas y lutitas calcáreas* las cuales son las responsables de la generación de los hidrocarburos almacenados en diferentes niveles estratigráficos como lo son el Kimmeridgiano, Cretácico, Eoceno, Mioceno y Plioceno; esto está claramente comprobado por la correlación positiva de los biomarcadores entre los extractos de roca generadora y los fluidos, por lo que los sistemas petroleros asociados a esta fuente de generación han sido clasificados como conocidos (Mello et al., 1994 Guzmán et al., 1995, Clara et al., 2006).

Durante el Tithoniano se manifiesta una marcada elevación generalizada del nivel del mar o fase de inundación, por lo que se desarrolla el depósito de una secuencia arcillo-calcárea; prevaleciendo las condiciones para la formación de capas de lutitas negras carbonatadas con importantes cantidades de materia orgánica. En estas condiciones, los ambientes sedimentarios fueron profundos y adecuados para la preservación de los materiales orgánicos depositados. Las rocas del Tithoniano reflejan una evolución de condiciones de rampa interna a rampa externa y cuenca, estableciéndose condiciones favorables para la preservación de la materia orgánica, relacionadas con una transgresión marina.

3.2 Roca almacenadora.

La roca almacén del Kimmeridgiano está representada por facies de packstone-grainstone de ooides (facies de banco oolítico), dolomías con sombras de ooides y mudstone-wackestone dolomitizado, con porosidades que varían de 4 a 12 % y espesores que van de 25 a 300 m; además al occidente está representada por facies de wackestone a packstone de peloides e intraclastos ligeramente dolomitizados con intercalaciones de lutitas, con espesores delgados de 22 a 30 m, que corresponden a flujos turbidíticos de frente de banco.

Desde el punto de vista paleogeográfico, a través de estudios sedimentológicos, se interpreta la existencia de una rampa kimmeridgiana, en la que se desarrollaron acumulaciones de calcarenitas (grainstone a packstone de oolitas, bioclastos y peloides), en alineamientos NNE-SSW, posiblemente paralelos a la línea de costa antigua. Los cuerpos calcareníticos están separados entre sí por calizas lodosas, en ocasiones intercaladas con anhidritas, que revelan condiciones de laguna evaporítica.

En algunas partes del área, la dolomitización es otro factor que influye además de las áreas afectadas por fracturamiento. De acuerdo a los estudios de distribución de las dolomías en el Kimmeridgiano, este fenómeno diagenético es más severo hacia las partes donde las rocas se encuentran más profundas, mientras que se atenúan hacia donde la unidad estratigráfica se presenta con un relieve más alto actualmente.

3.3 Roca sello

La roca sello está compuesta por la secuencia litológica del Tithoniano, descrita como una secuencia arcillo-calcárea, constituida por calizas arcillosas, mudstone-wackestone en ocasiones de bioclastos e intraclastos, parcialmente dolomitizado, con intercalaciones de lutitas negras bituminosas, ligeramente calcáreas y en partes carbonosas. Se encuentra ampliamente distribuida en toda el área de estudio y tiene un espesor promedio de 200 m.

3.4 Trampas.

Los yacimientos mesozoicos, se encuentran gobernados por elementos paleogeográficos, diagenéticos y estructurales que determinan la extensión y efectividad de las trampas, por lo que es necesario precisar aquí, aspectos de esos fenómenos para comprender su complejidad y variabilidad.

Estructuralmente, toda la secuencia mesozoica y parte de las rocas del Paleógeno se encuentran afectadas por los efectos comprensivos del Mioceno medio, que provocaron la formación de estructuras plegadas y afalladas con orientación NW-SE. La geometría de las estructuras, está fuertemente relacionada con la presencia de sal, que funcionó como despegue inferior y ocasionalmente se presenta en el núcleo de los anticlinales. La intensidad del plegamiento y desorganización de las estructuras, depende fundamentalmente de la cantidad de sal involucrada en la estructuración.

Los factores mencionados anteriormente, han provocado que en el área se presenten trampas combinadas en las que se conjugan los siguientes factores para la definición de sus cierres:

- Pliegues por expulsión (pop-up) y pliegues amplios de cierre contra falla o paredes de sal, armados en paquetes calcareníticos o dolomitizados en el extremo suroriental del área.
- Pliegues angostos contra falla, en paquetes calcareníticos o dolomías fracturadas.
- Domos fragmentados por inflación de sal armados en calcarenitas y dolomías.

3.4 Migración y Sincronía.

El diagrama de eventos de los sistemas petroleros Tithoniano-Kimmeridgiano-Cretácico-Paleógeno-Neógeno muestra como los procesos y elementos esenciales tuvieron lugar en el tiempo, en ella se incluye la edad geológica para cada uno de ellos así como el tiempo en que ocurren los procesos de generación-migración-acumulación y preservación de los hidrocarburos, además, el momento crítico indica cuando se dieron las condiciones más favorables para que ocurriera el proceso de generación-migración-acumulación de hidrocarburos.

De acuerdo con el diagrama la generación de aceite y gas se observa desde el Paleógeno (Oligoceno) 25.3 Ma hasta el Cuaternario (Pleistoceno), la expulsión se presenta a los 7.5 Ma en el Mioceno tardío, el momento crítico se presenta en este mismo tiempo (Figura 9).

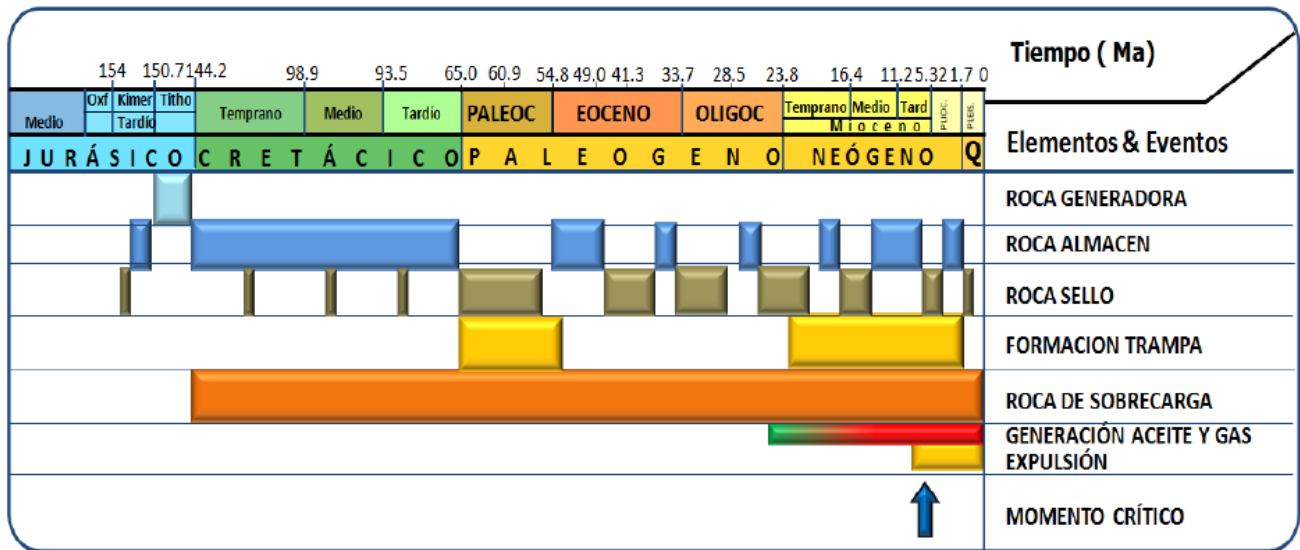


Figura 9. Diagrama de eventos de los sistemas petroleros Tithoniano Kimmeridgiano-Cretácico-Paleógeno-Neógeno (Tomado de PEMEX, 2013)

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la Cuenca Salina del Istmo.

4.1 Modelo sedimentario.

Es una herramienta que sirve para caracterizar en un primer paso un ambiente de depósito, con base en cierta asociación de estructuras sedimentarias y litofacies. El campo de estudio por consideraciones de confidencialidad con PEMEX, se nombrara campo Zapato al igual que cada uno de los pozos con su respectiva numeración contenidos dentro del mismo.

4.1.1 Columna litológica.

En el área de estudio la secuencia estratigráfica del Jurásico Superior Kimmeridgiano, se dividió en cuatro unidades con base a marcas eléctricas y a la litología cortada por los pozos perforados en este campo; aquí no se atravesó la columna del Kimmeridgiano por lo que las unidades en las que se dividió se nombraron de la cima a la base (profundidad total del pozo).

El Jurásico Superior Kimmeridgiano en el campo Zapato, se identificó en seis pozos, los cuales son: Zapato -1, Zapato-DL1, Zapato-11, Zapato-31, Zapato- 32 y Zapato-101. Las cuatro unidades en que se dividió al Jurásico Superior Kimmeridgiano se identificaron solamente en los pozos: Zapato-11 (la Unidad JSK-U4 solamente toco 5 metros de una secuencia de terrígenos) y Zapato-DL1.

La Unidad JSK-U1 se considera la cima del Kimmeridgiano y se encuentra subyaciendo concordantemente a la secuencia arcillo-carbonatada y bituminosa del Jurásico Superior Tithoniano; la Unidad JSK-U4 se interpreta en este estudio como la unidad que delimita a la secuencia carbonatada y dolomitizada de la secuencia del Kimmeridgiano y que corresponde a las Unidades JSK-U1, JSK-U2 y JSK-U3.

A continuación se mencionaran las diferentes litologías encontradas en las unidades en las que se le ha dividido al Kimmeridgiano, y sus respectivos cambios de facies dentro del área de estudio.

UNIDAD 1

- JSK-U1

Cima del Kimmeridgiano, su litología corresponde principalmente a packstone de oncolitos y estromatolitos con porciones dolomitizadas con ligeras variaciones. El pozo Zapato-31 está constituido litológicamente por grainstone de estromatolitos y probables oncolitos, la alta porosidad por disolución entre los granos se encuentra ocupada por hidrocarburos (Figura 10).

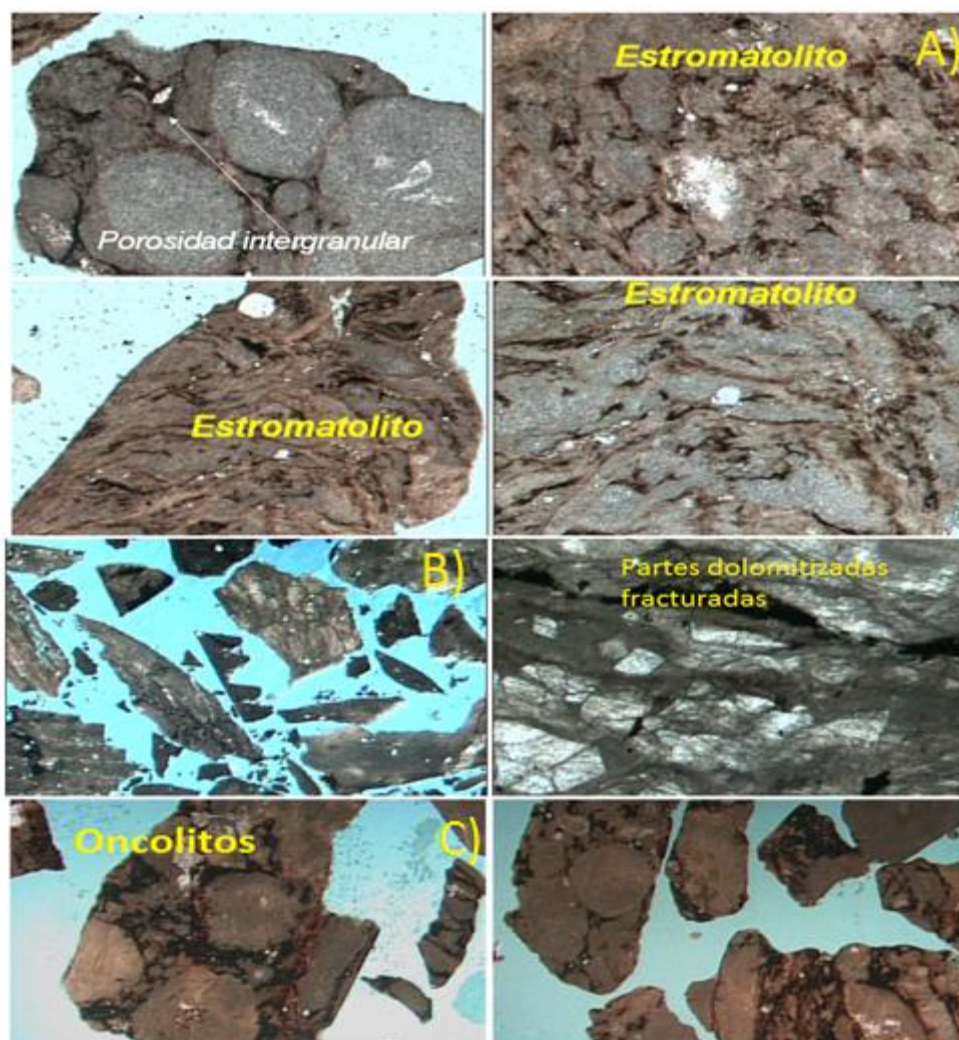


Figura 10.-Fotografías que muestran litologías de grainstone de estromatolitos y oncolitos, la alta porosidad por disolución entre los granos se encuentra con hidrocarburos, las porciones dolomitizadas presentan fracturamiento (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Packstone de oncolitos con porosidad intergranular con hidrocarburos, se observan probables estromatolitos con escaso contenido de limo.
- B) Mudstone-wackestone de oncolitos fracturado con hidrocarburos en microfracturas y porosidad intergranular, escasa anhidrita en fracturas y dolomita meso macrocristalina parcialmente.
- C) Packstone de oncolitos con dolomitización incipiente (rombos aislados de dolomita) con hidrocarburos en microfracturas y porosidad intergranular se presenta anhidrita inyectada.

El horizonte dolomitizado que se presenta en la unidad JSK-U1, se muestra en la base de esta unidad en el Pozo Zapato-101, en esta porción del campo se observa un ligero cambio litológico debido a una transgresión marina en la región (Figura 12).

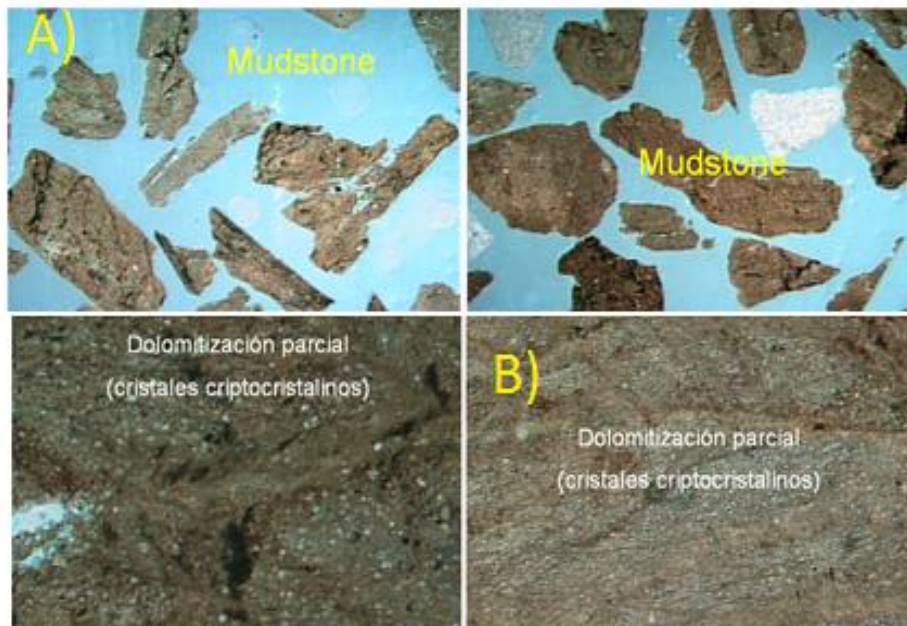


Figura 12.- Mudstone parcialmente dolomitizado, encontrado en el Pozo Zapato-101 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Mudstone recristalizado dolomitizado (criptocristalino), trazas de dolomía mesocristalina y de estromalitos.
- B) Mudstone recristalizado dolomitizado (rombos de dolomita criptocristalinos), se observa un ligero contenido de hidrocarburos en porosidad intercristalina y microfracturas, así como mudstone limoarenoso.

En el área del pozo Zapato-DL1 en la unidad JSK-U1, se encuentra hacia la cima un grainstone de oncolitos e intraclastos (Figura 13).

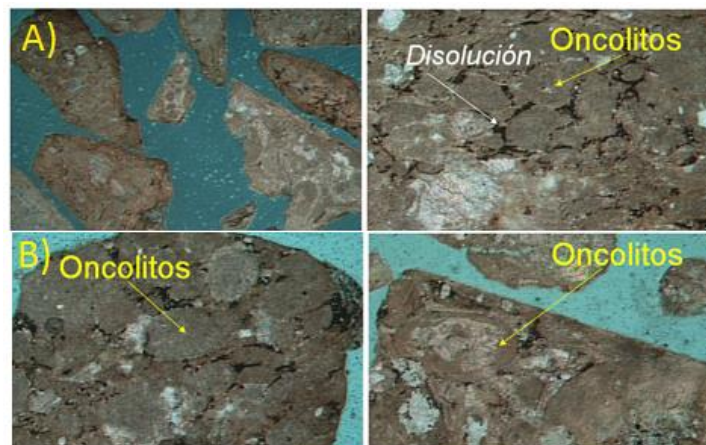
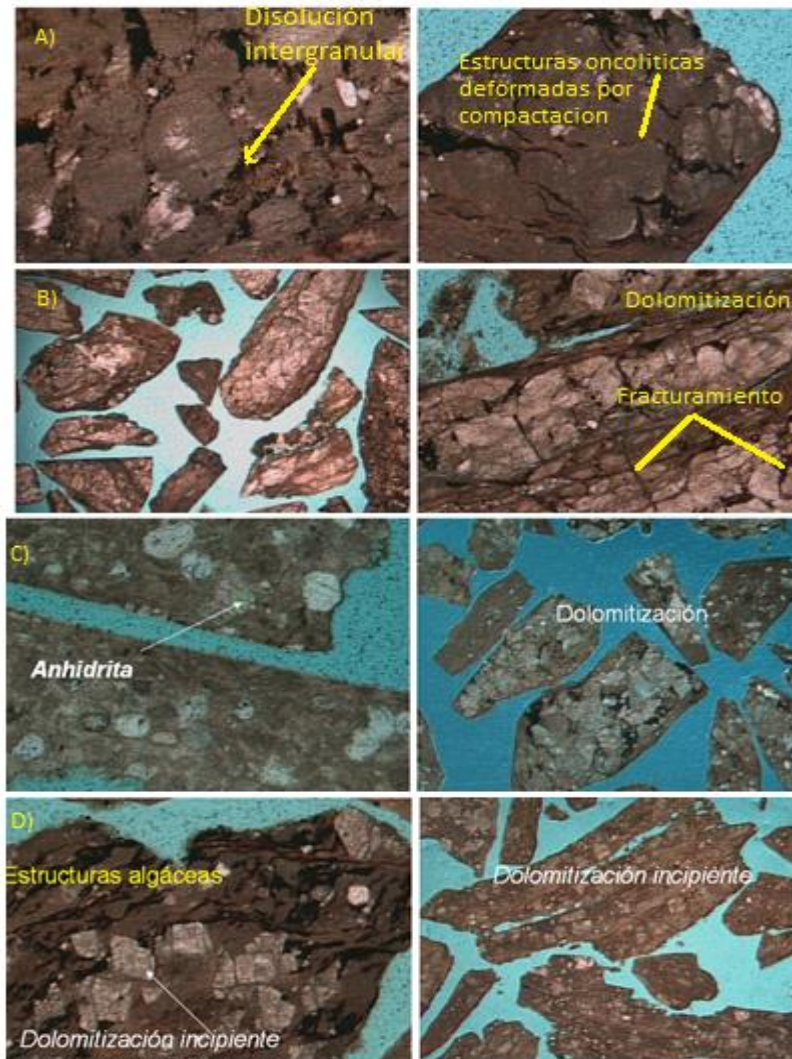


Figura 13.- Grainstone de oncolitos, encontrado en el Pozo Zapato-DL1 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Grainstone de oncolitos recristalizado con hidrocarburos en microfracturas y porosidad intergranular.
- B) Grainstone de oncolitos con cementante de calcita, con hidrocarburos en porosidad intergranular y microfracturas escasas.

El pozo Zapato-11 está constituido de grainstone de oncolitos y estromatolitos con intercalaciones de dolomías, la porosidad alta con hidrocarburos se encuentra principalmente en microfracturas dentro de las dolomías y por disolución en el grainstone (Figura 14).



- A) Grainstone de oncolitos con hidrocarburos intergranularmente, estromatolitos dolomía micro-mesocristalina con hidrocarburos. En cavidades por disolución a través de microfracturas.
- B) Dolomía mesocristalina con hidrocarburos en cavidades por disolución a través de microfracturas.
- C) Dolomía microcristalina con hidrocarburos en cavidades de disolución y packstone de intraclastos (estructuras oncolíticas) con ligero contenido de hidrocarburos en cavidades de disolución.
- D) Mudstone parcialmente dolomitizado (micro-mesocristalino) con hidrocarburos en cavidades por disolución a través de microfracturas.

El pozo Zapato-32 se vió afectada por una falla, en donde la litología está constituida principalmente por una dolomía intensamente fracturada con presencia de hidrocarburos (Figura 15).

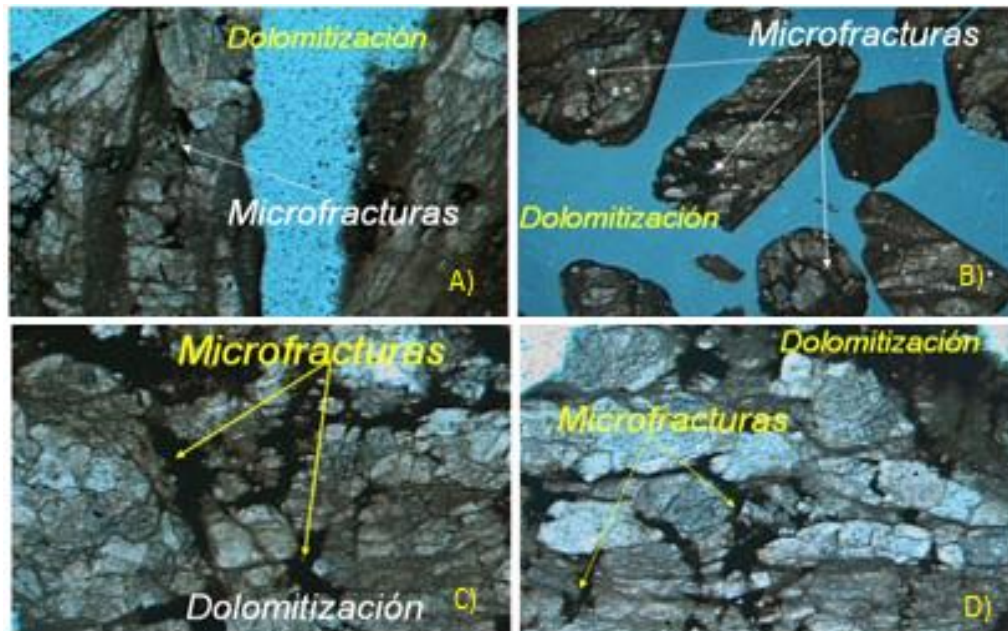


Figura 15.- Mudstone dolomitizado con dolomías fracturadas con hidrocarburo, encontrado en el pozo Zapato-32 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Mudstone dolomitizado y trazas de mudstone limo-arenoso, contenido de hidrocarburos en microfracturas.
- B) Mudstone dolomitizado (dolomía mesocristalina fracturada, con hidrocarburos en microfracturas).
- C) Ampliación de la imagen B, para poder visualizar las microfracturas detalladamente.
- D) Mudstone dolomitizado ligeramente limoso con hidrocarburos en porosidad de microfracturas, cristales de anhidrita asociados a la dolomita.

De acuerdo con la litología que se encontró en la unidad JSK-U1 se pueden interpretar las facies para esta unidad.

En el área donde se desarrollaron los oncolitos y estromatolitos se interpretan facies de supramarea, esto se debe a que el área se sometió a un levantamiento durante el Kimmeridgiano por el empuje de la sal, estas facies presentan un cambio hacia el área del pozo Zapato-101.

UNIDAD 2

- JSK-U2

Litológicamente está constituida por estructuras algáceas principalmente estromatolitos y oncolitos, como se muestra dentro de la columna del pozo Zapato-31; entre estas estructuras se observa probable contenido de hidrocarburos o materia bituminosa, también observamos algunas estructuras oncolíticas deformadas por compactación temprana.

La deformación de estas estructuras algáceas es debido al proceso de compactación y cuando estas carpetas de algas son removidas por la alta energía ocasiona que se formen pequeñas estructuras circulares que se denomina estructuras oncolíticas (Figura 16).

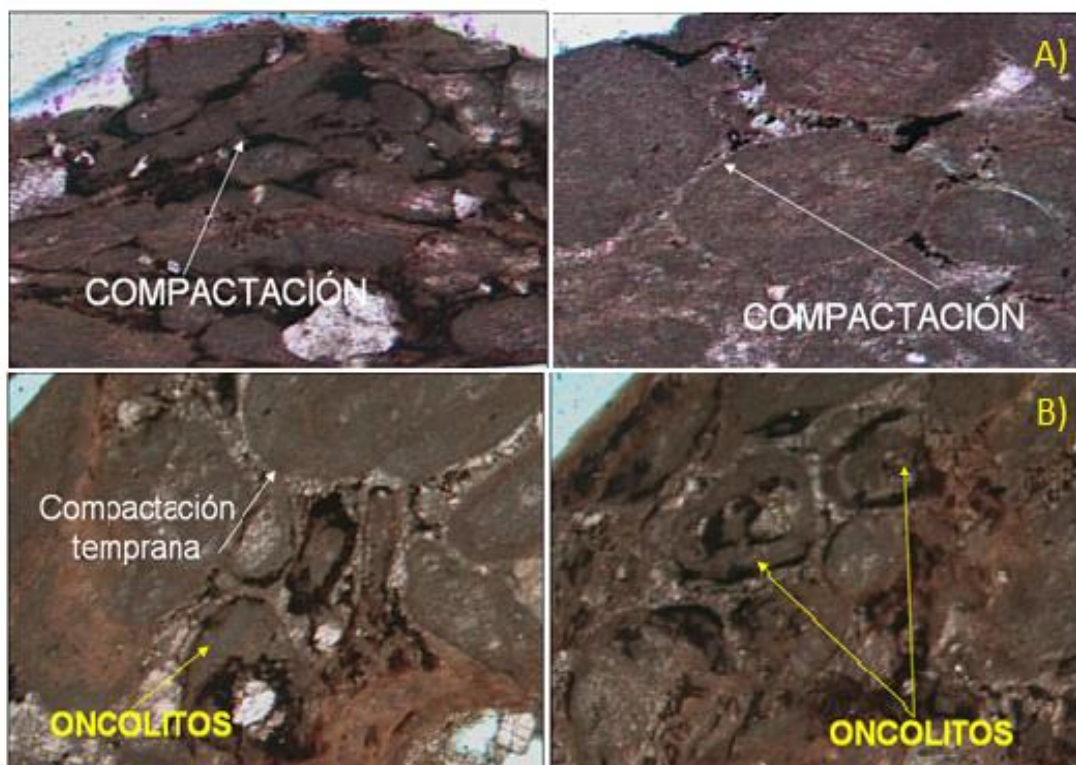


Figura 16.- Estructuras oncolíticas deformadas por compactación temprana dentro de la Unidad JSK-U2 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) *Mudstone limoso, mudstone recristalizado criptocristalino y packstone de oncolitos con hidrocarburos, en porosidad intergranular, ligeramente limo arenoso.*
- B) *Packstone de oncolitos con hidrocarburos en porosidad intergranular y en microfracturas con dolomitización incipiente a parcial.*

Esta unidad JSK-U2 no se vio muy afectada por procesos de dolomitización, este proceso solo se ve en los sedimentos de la columna del pozo Zapato-DL1 (Figura 17) y en la base del pozo Zapato-31 (Figura 18).

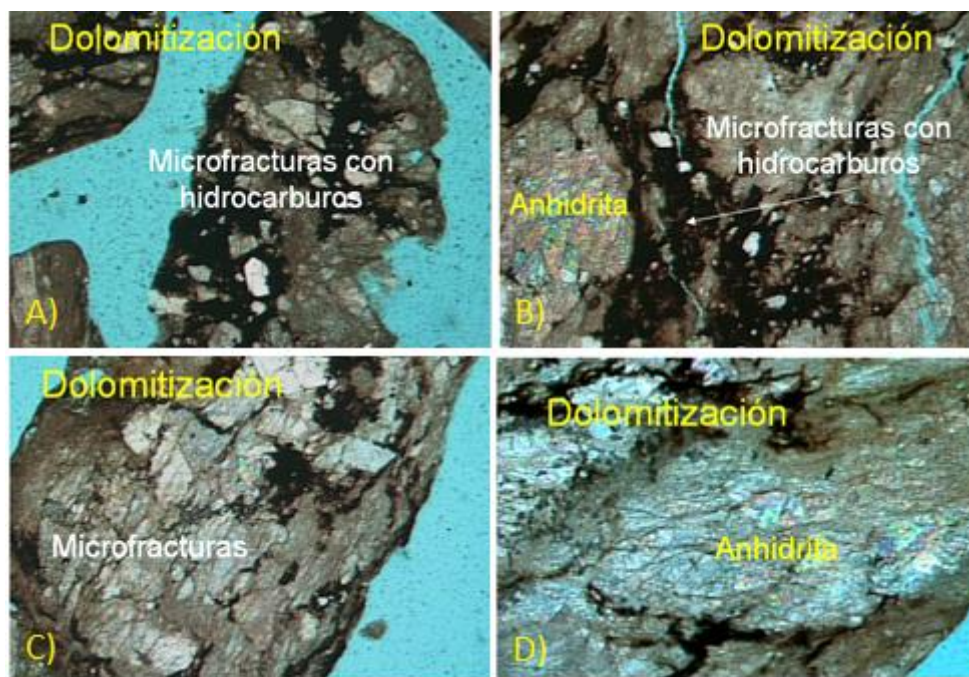


Figura 17.-La secuencia de rocas de interés del pozo Zapato-DL1 se encontró afectada principalmente por el proceso diagenético de dolomitización, observe el intenso fracturamiento durante un evento tectónico tardío contemporáneo con la migración de hidrocarburos (Tomado de PEMEX, 2015).

A) Mudstone parcialmente dolomitizado con cristales de anhidrita fracturado con hidrocarburos en microfracturas y cavidades de disolución, se tienen escasos fragmentos de dolomía con sombras de oncolitos.

B) Mudstone parcialmente dolomitizado con cristales de anhidrita asociados, fracturado y con hidrocarburos en microfracturas.

C) Mudstone parcialmente dolomitización con hidrocarburos en fracturas, se tienen microfracturas amplias por disolución. Asociada a la dolomita se presentan cristales de anhidrita.

D) Mudstone parcialmente dolomitizado (Dolomía mesocristalino) con asociaciones de cristales de anhidrita, se tiene microfracturas con hidrocarburos.

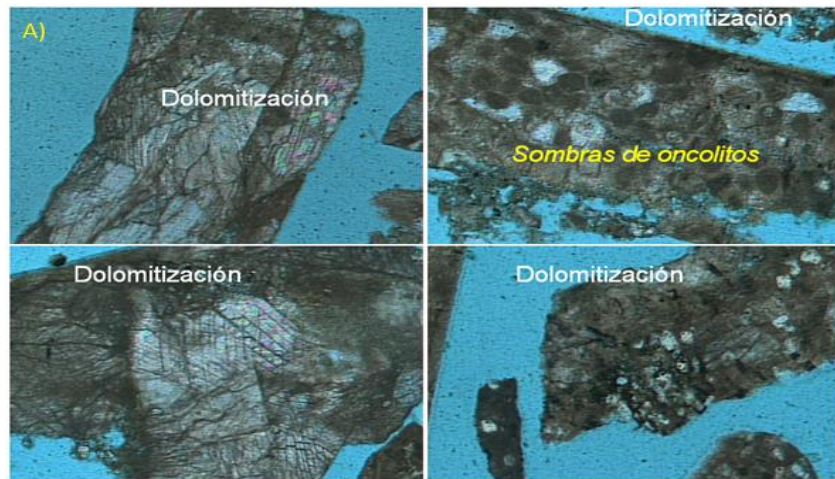


Figura 18.- La dolomitización que presenta el pozo Zapato-31 afecta la parte inferior de la Unidad JSK-U2 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Mudstone limo-arenoso y trazas de packstone de oncolitos y peletoides con recristalización y ligero contenido de hidrocarburos.

Finalmente se determinó que existe la presencia de un horizonte limo-arenoso en la columna del pozo Zapato-101 (Figura 19).

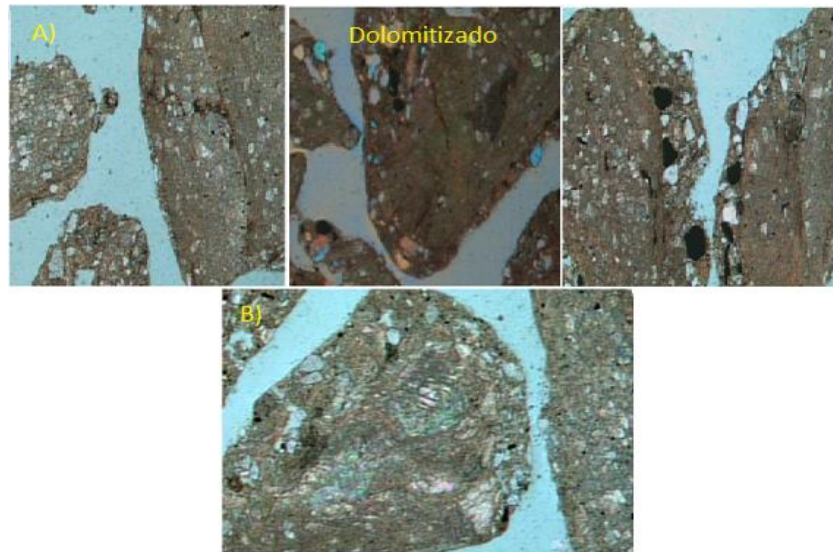


Figura 19.- Litologías del pozo Zapato-101 donde se observa un pequeño horizonte limo-arenoso dentro de la Unidad JSK-U2. (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Packstone de oncolitos, parcialmente dolomitizado, mudstone recristalizado con incipiente dolomitización (dolomita micro-mesocristalina) con escasas microfracturas con hidrocarburos y escaso mudstone limo-arenoso.
B) Mudstone recristalizado con incipiente a parcial dolomitización (criptocristalina-microcristalina), en partes limo arenoso como pequeñas intercalaciones dentro del mudstone dolomitizado.

Es probable que este mismo horizonte se presente en el resto de los pozos, sin embargo se puede inferir con los datos del Pozo Zapato-31 a la profundidad de 5970 m, de acuerdo a la litología encontrada durante el estudio petrográfico, que estén asociados estos terrígenos con litofacies de packstone de peloides y oncolitos (Figura 20).

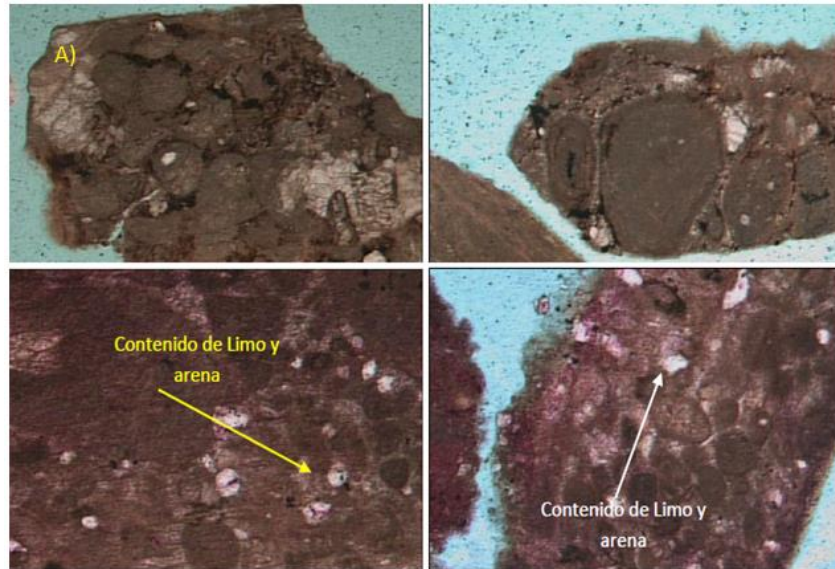


Figura 20.- Horizonte limo-arenoso identificado en el pozo Zapato-31 (Tomado de PEMEX, 2015).

A) Packstone de oncolitos con hidrocarburos en porosidad intergranular.

La Unidad JSK-U2 se vió afectada por el proceso de dolomitización que se presentó en el área del pozo Zapato-DL1 y en parte del Pozo Zapato-31, por lo que se infiere que a pesar del extenso desarrollo de granos de estructura algáceas (oncolitos y estromatolitos), la parte más somera presenta altas concentraciones de iones de magnesio y estas se localizan hacia el bloque donde se tiene los pozos mencionados.

UNIDAD 3

- JSK-U3

Esta unidad atravesó únicamente en el pozo Zapato-11 y Zapato DL1 constituidos por un paquete de dolomías mesocristalinas fracturadas con escasas sombras de granos (Figura 21), los cuales no es fácil de identificar como ooides u oncolitos; también se presentan cristales de anhidrita asociados a las dolomitas (Figura 22).

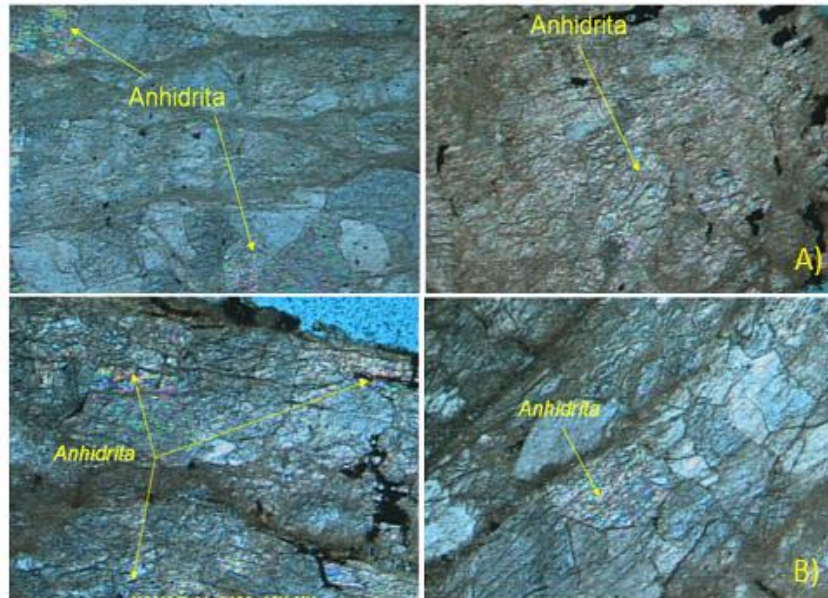


Figura 21.-Presencia de anhidrita en las unidades de roca cortadas en el pozo Zapato-11 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado (Dolomía mesocrystalina) con hidrocarburos en microfracturas, en partes se presenta limoso; se tienen escasos fragmentos de dolomías con oncolitos.
- B) Mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado y (Dolomía micro-mesocrystalina) con hidrocarburos en microfracturas cristales de anhidrita.

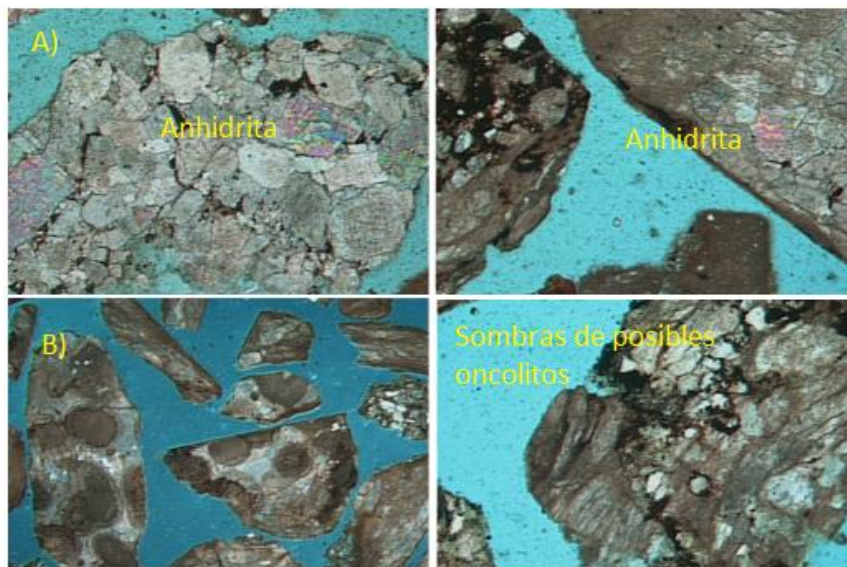


Figura 22.- En el pozo Zapato-DL1 el proceso de dolomitización afectó la textura original de la roca provocando que se perdiera, dejando al descubierto algunas sombras de posibles oncolitos (Tomado de PEMEX, 2015).

La Unidad JSK-U3 con base en los datos de granos observados, se infiere que el ambiente de depósito se originó en condiciones someras de alta energía, y la porción donde se localiza el pozo Zapato-DL1 debió tener un contenido importante de carbonatos para que así se originara el proceso de dolomitización. Por otra parte la ligera transgresión marina por efecto de depresión que se interpretó en el mapa de distribución de bancos oolíticos; se originó debido a las intrusionas salinas que se encuentra en nuestro campo de estudio.

UNIDAD 4

- JSK-U4

Esta unidad presenta intercalaciones de terrígenos del tamaño de arena entre los horizontes de wackestone de peloides y estromatolitos como se encontró en la parte basal de la columna litológica del pozo Zapato-11 (Figura 23); aquí se cortaron aproximadamente unos 5 m de esta litología. Es probable que para este tiempo se haya tenido una plataforma somera en forma de rampa con influencia de terrígenos hacia esta porción.

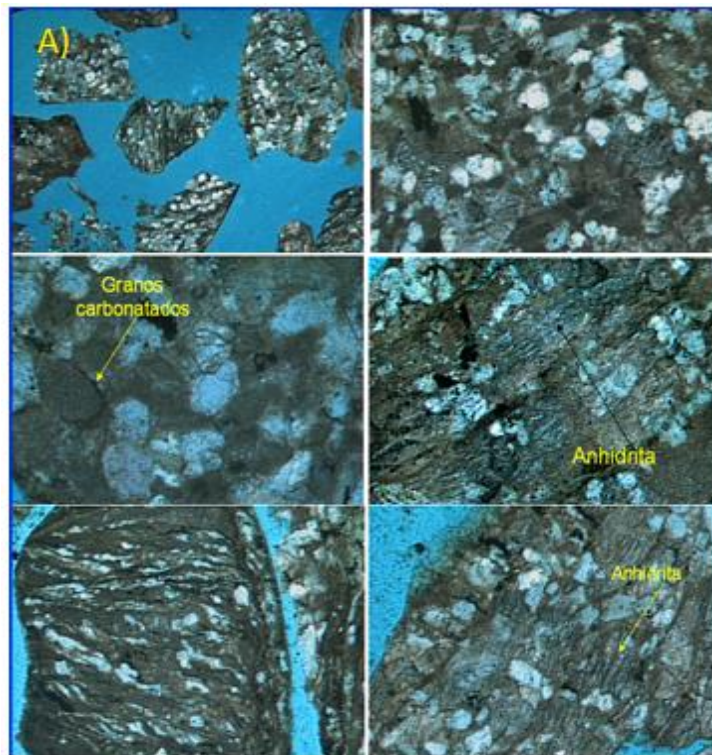


Figura 23.- Terrígenos dentro de litofacies de wackestone de la columna del pozo Zapato-11 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) Intercalaciones de terrígenos del tamaño de la arena entre los horizontes de wackestone de peloides y estromatolitos en la unidad JSK-U4 considerada como la base de la secuencia carbonatada del Kimmeridgiano.

Cabe hacer notar que a la profundidad de 5935 m, en el pozo Zapato-DL1 (Figura 24), se encontró también influencia de terrígenos como los del pozo Zapato-11 (Figura 23), y que probablemente correspondan a esta unidad, sin embargo no se cuenta con el registro de este pozo para su correlación con el pozo Zapato-11.

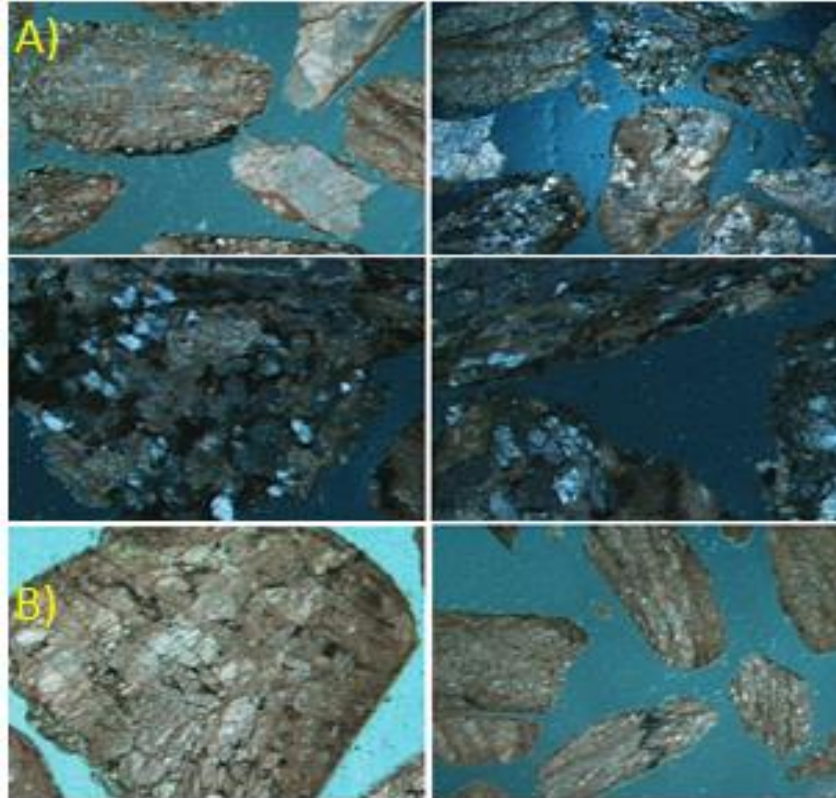


Figura 24.- Terrígenos dentro de la columna del pozo Zapato-DL1 (Tomado de PEMEX, 2015).

- A) *Mudstone parcialmente dolomitizado con hidrocarburos en microfracturas y mudstone limo-arenoso; se tienen cristales de anhidrita asociados con la dolomita.*
- B) *Mudstone parcialmente dolomitizado con anhidrita asociada a la dolomita como al fracturamiento; contenido de hidrocarburos en microfracturas.*

4.1.2 Facies sedimentarias.

Las facies del Jurásico Superior Kimmeridgiano corresponden a facies de supramarea. El área de estudio no pertenece a estructuras donde se pudieron desarrollar bancos oolíticos sino a estructuras aisladas levantadas por el empuje salino en donde únicamente se desarrollan estructuras oncolíticas y estromatolíticas con algunos cuerpos intercalados de dolomías con asociaciones de evaporitas (Figura 25).

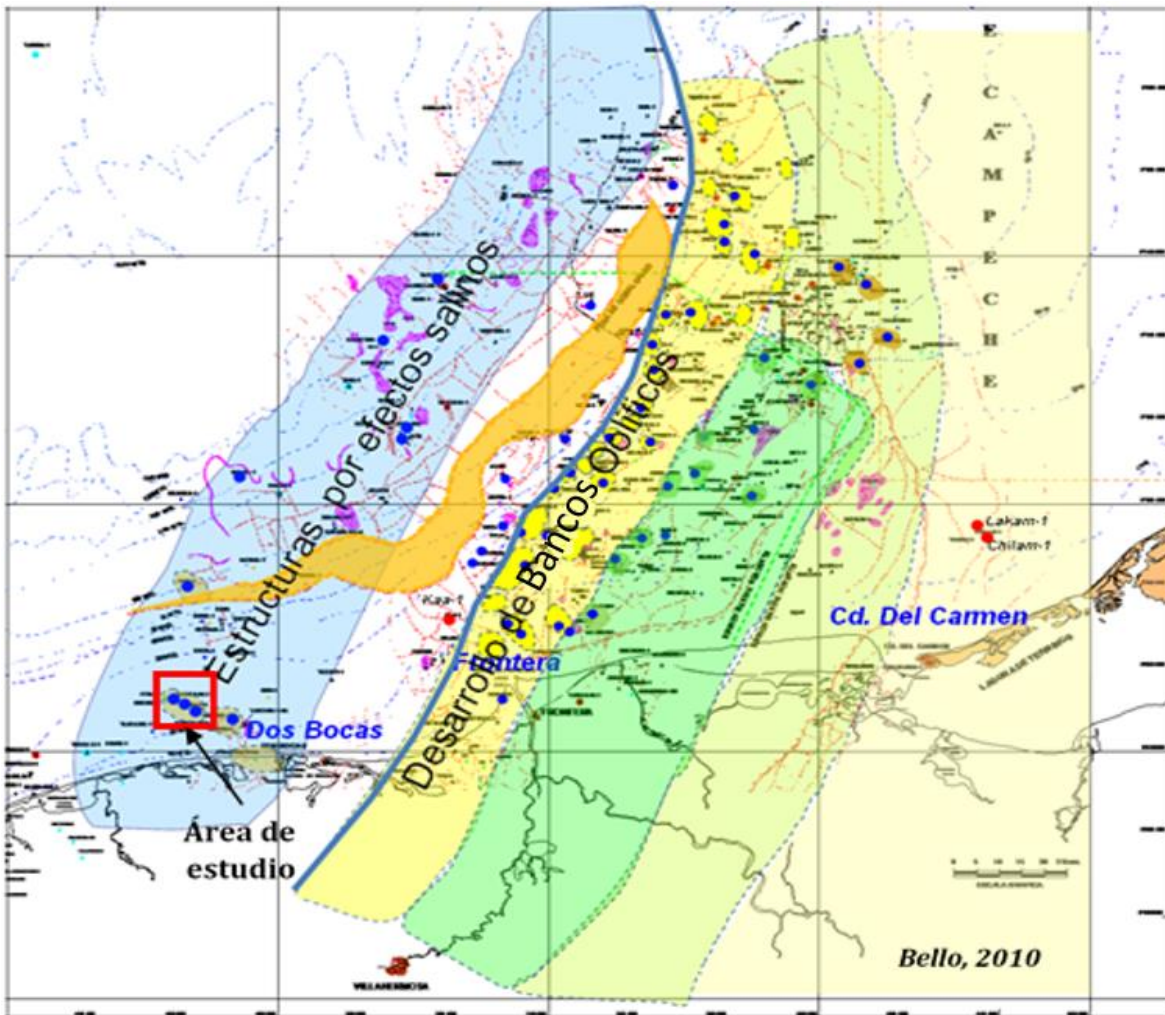


Figura 25.- Jurásico Superior Kimmeridgiano en la región marina de Campeche (Tomado de Bello, 2010).

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

Los oncolitos son estructuras orgánicas formadas por carpetas algáceas (Figura 26). Los estromatolitos algáceos (cianobacterias) presentan laminación combinada que ocurre principalmente en sedimentos de supramarea hasta plataforma interna (Figura 27).

En condiciones de alta energía las facies de supra-intermarea, originan con las carpetas algáceas estructuras oncolíticas de formas irregulares, en la mayoría de los casos se les encuentra con asociaciones de granos de cuarzos dentro de su estructura.



Figura 26.- Estructuras orgánicas.

A) Oncolitos en afloramiento.



Figura 27.- Estructuras orgánicas.

B) Lamina delgada con oncolitos y recubrimiento estromatolítico.

4.1.3 Petrografía y diagénesis.

El término diagénesis fue empleado por primera vez por Von Gumbel en 1868 (Corrales *et al.* 1977) y acuñado por Walther, 1893 (Wolf y Chilingarian, 1976), al referirse a los cambios físico-químicos que sufren los sedimentos durante el sepultamiento hasta su litificación, en condiciones bajas de temperatura y presión, conservando aun así o siendo discernibles las características texturales, estructurales y mineralógicas primarias, a pesar de que éstas últimas hayan sufrido procesos de recristalización, reemplazamiento o disolución parcial.

Sin embargo no se tiene una definición aceptada universalmente del término diagénesis; muchos geólogos la describen como "todos los procesos ocurridos entre la depositación y metamorfismo" (Larsen y Chilingar, 1979).

Así mismo, según Chilingar, Bissell y Wolf (1979) se tienen varios factores que influyen en la diagénesis de sedimentos carbonatados:

- Factores geográficos (ejemplo: clima, humedad, lluvia, tipo de intemperismo, química del agua superficial).
- Factores geotectónicos (ejemplo: grado de erosión y acumulación, morfología costera, emersión y subsidencia, provincia tectónica en particular).
- Posición geomorfológica (ejemplo: sedimentos lagunares y cuenca, velocidad de corriente, tamaño de la partícula, clasificación y dispersión de los sedimentos).
- Factores geoquímicos en sentido regional (ejemplo: hipersalino, marino normal, gases y fluidos volcánicos).

- Grado de acumulación del sedimento (ejemplo: halmirólisis, transferencia iónica, preservación de materia orgánica, zonación bioquímica).
- Composición inicial de los sedimentos (ejemplo: aragonito, calcita de bajo y alto magnesio, isótopos y contenido de elementos traza).
- Tamaño del grano (ejemplo: contenido de materia orgánica, número de bacterias, grado de difusión).
- Pureza de los sedimentos (ejemplo: porcentaje de arcilla y materia orgánica, cambio iónico entre las arcillas y los fluidos intersticiales).
- Porosidad efectiva entre los sedimentos (ejemplo: primaria, inducida por fracturamiento, cavernas).
- Fluidos y gases intersticiales (ejemplo: composición, tipo de flujo, cambios iónicos)
- Condiciones fisicoquímicas (ejemplo: pH, Eh, presión parcial de gases, contenido de CO₂).
- Historia diagenética previa del sedimento (ejemplo: expulsión previa de elementos traza).

Entre tanto, los procesos y productos de diagénesis que alteran y modifican a las calizas se han dividido de la siguiente manera, según los mismos autores:

- a) Procesos físico-químicos: solución, corrosión, lixiviación, oxidación, reducción, reprecipitación, inversión, recristalización, cementación, disolución, autigénesis, sobrecrecimiento, reemplazamiento, sedimentación química interna, agregación y acreción.
- b) Procesos bioquímicos y orgánicos: acreción y agregación, micritización, corrosión, mezcla de sedimentos, bioturbación, burbujas de gas.
- c) Procesos físicos: compactación, desecación, contracción, deformación penecontemporánea interna y corrosión, y sedimentación mecánica interna.

Chilingar (1979) menciona que muchos de los procesos anteriormente citados son comúnmente considerados singenéticos, sin embargo, como pueden ocurrir dentro de los sedimentos y alterar e influir directamente a la diagénesis, los postulan como parte de ella.

Fairbridge (1983) menciona que la diagénesis comienza en el momento en que una partícula sedimentaria yace en el fondo del mar.

Siever, 1959 divide a la diagénesis en temprana, media y tardía, sin embargo Fairbridge (1983) considera que para mayor claridad es preferible emplear con "diagénesis" los prefijos "sin", "ana" y "epi", así las tres fases han sido nombradas de la siguiente manera (Figura 28):

- Sindiagénesis o etapa de sedimentación en sepultamiento depositacional temprano.
- Anadiagénesis o de maduración-compactación, con sepultamiento profundo.
- Epiadiagénesis o etapa de emersión pre-erosiva.

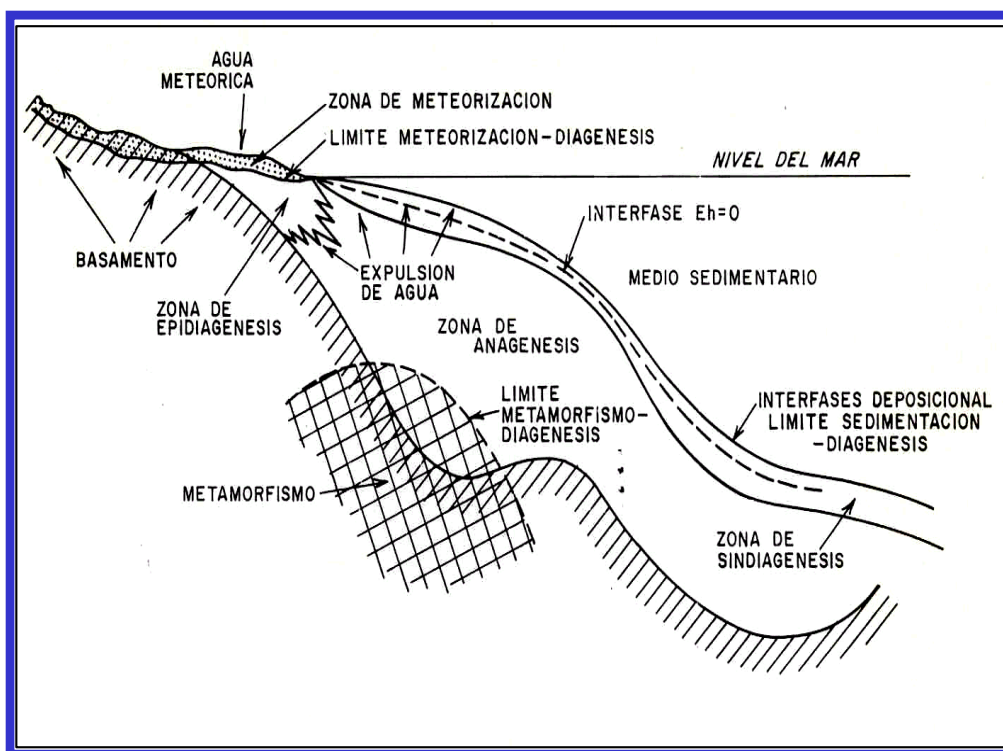


Fig. 1. Límites y zonas de la Diagénesis basado en Fairbridge, 1967 y Dynoyer de Segonzac, 1969 (in: Corrales, et al. 1977)

Los controles en la diagénesis incluyen: mineralogía, tamaño de grano y textura, materia orgánica, kerógeno e hidrocarburos, cementación temprana y dolomitización, química del agua en los poros, porosidad y permeabilidad. Otros controles son la temperatura, la presión, el tiempo y el flujo de fluidos (Figura 29).

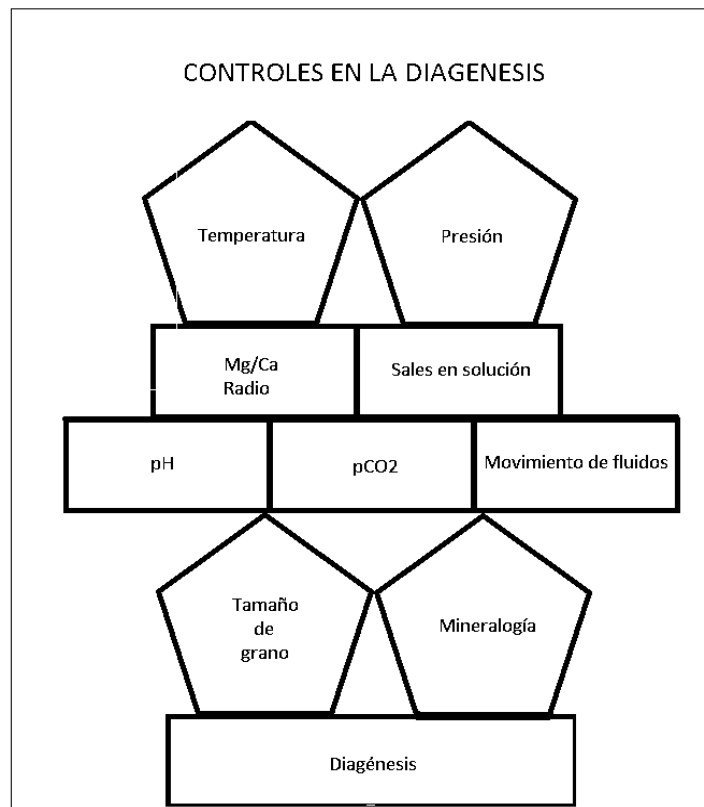


Figura 29.- Controles en la diagénesis de carbonatos (Modificado de Longman, 1982).

La complejidad de este término se ve reflejada por el hecho de que se han descrito hasta 30 procesos diagenéticos diferentes en la literatura existente (Krumbein, 1942); sin embargo, la mayoría de los autores consideran seis procesos como los representativos de este fenómeno, estos son: Compactación, Cementación, Recristalización, Reemplazamiento (Dolomitización, Silicificación), Disolución y Autigénesis.

1.-Compactacion:

Es la reducción de volumen del sedimento, (ya sea detritos, minerales, aloquímico u ortoquímico). Se refiere a los procesos químicos o mecánicos que son provocados por la sobrecarga de los sedimentos durante el sepultamiento y el incremento de la presión y la temperatura.

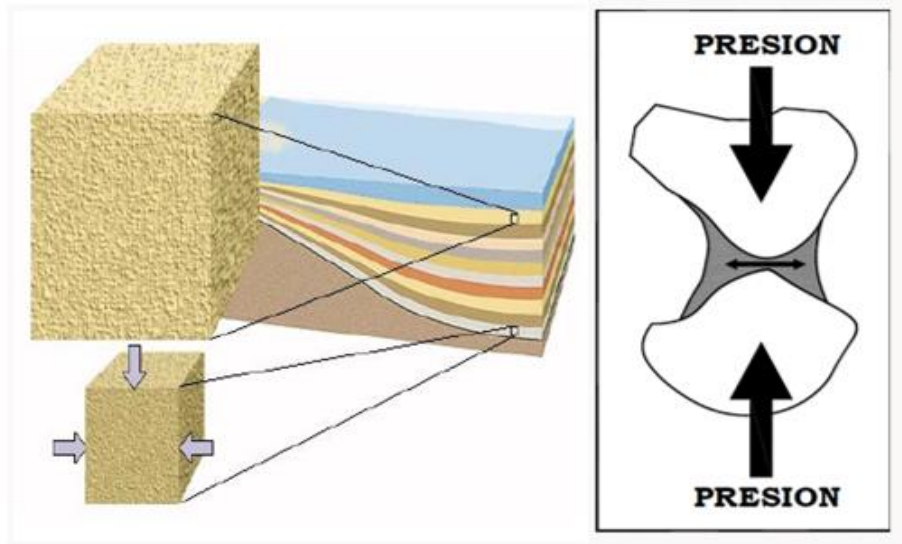


Figura 30.- Compactación de los sedimentos debido a la presión ejercida dependiendo la posición en la que se encuentre dentro de la columna (Tomado de Geociencias PEMEX, 2015).

La compactación química da lugar a estilolitas y fracturas de disolución cuando el sepultamiento excede más allá de cientos de metros.

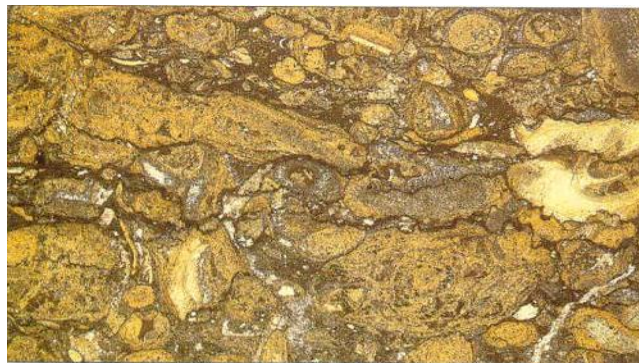


Figura 31.- La compactación ha provocado que los granos hayan sido disueltos a lo largo de líneas regulares conocidas como estilolitas (Jurásico Medio de Marruecos) (Tomado de Geociencias PEMEX, 2015).

Muchos carbonatos pierden su porosidad original como resultado de la compactación durante el sepultamiento. Los efectos de compactación son más fuertes en las rocas en el cual los cementos tempranos, tales como marinos y meteóricos, son pobremente desarrollados o ausentes.

2.- Cementación

Relleno de espacios porosos de origen primario y secundario; es uno de los cambios diagenéticos más comunes y produce la rigidez de un sedimento, uniendo a las partículas unas con otras.

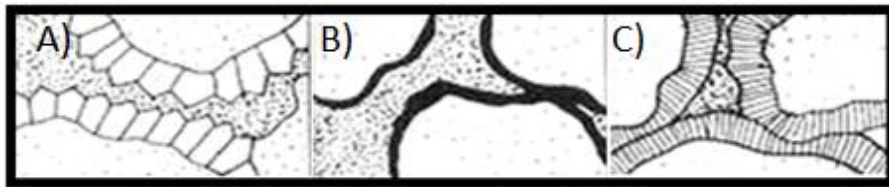


Figura 32.- Tipos de cementos (Tomado de Geociencias PEMEX,2015).

A) Columnar; B) Micrítico; C) Acicular.

La cementación puede ocurrir simultáneamente con la sedimentación, bien el cemento puede ser introducido en un tiempo posterior. Los materiales cementantes más comunes son:

- Dolomita ($MgCa (CO)_2$)
- Calcita ($CaCO_3$)
- Sílice (SiO_2)
- Óxidos de hierro (Fe_2O_3)
- Siderita (Fe_2CO_3).

Este fenómeno es uno de los cambios diagenéticos más comunes. Se efectúa cuando se deposita cemento en los intersticios de los sedimentos. El cementante puede derivarse de la roca misma o de las soluciones que pasan a través de ella.

La cementación puede ser contemporánea al depósito o posterior al mismo, los principales minerales que actúan como cementante son la sílice (en forma de cuarzo) y la calcita (cemento espático). Como resultado de este proceso se reduce la porosidad.

3.- Recristalización.

Cambio en forma y tamaño de los cristales de un mineral dado, sin que cambie la composición química. Este proceso significa el cambio de una morfología más inestable hacia otras más estables.

Ejemplo: Cambio de Aragonito a Calcita.

4.- Reemplazamiento (Dolomitización, Silicificación)

Reemplazamiento de un mineral por otro como dolomita por calcita denominado dolomitización, donde los cristales de Dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ reemplazan carbonato de calcio (CaCO_3) (Figura 33).



Figura 33.- Dolomitización

En este proceso un nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original, sin cambio de volumen, y pueden tomar la forma del mineral reemplazado (pseudomorfo).

- Anhidrita por yeso producto de la deshidratación
- Feldespato por caolinita
- Serpentina por olivino
- Cuarzo por calcita

5.-Disolución

Son procesos de disolución selectiva dentro del sedimento, como elementos constitutivos particulares a lo largo de los planos de estratificación. Disolución de los granos, determinada por composición del grano y química del agua de saturación (pH, acidez y CO₂). Durante la disolución se forma porosidad secundaria que es importante para los yacimientos de hidrocarburos.

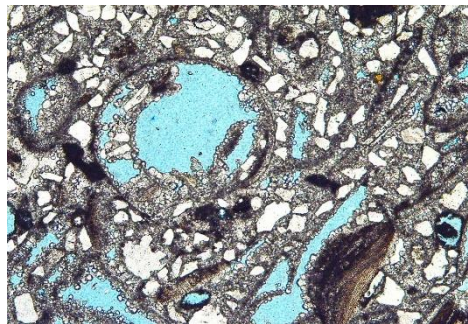


Figura 34.- Disolución selectiva de determinados componentes como: granos esqueléticos (conchas de moluscos), granos no esqueléticos (oolitos) o cristales (dolomita, evaporitas, etc.).

6.-Autigénesis.

Formación de nuevos minerales durante o después de la depositación, los que se denominan autógenos. Estos son: cuarzos, carbonatos, feldespatos, etc.

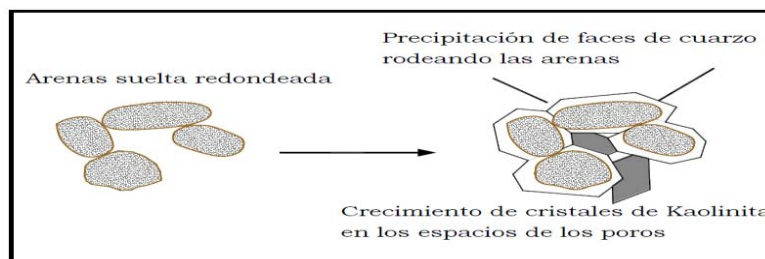


Figura 35.- Precipitación de nuevos minerales entre arena suelta.

Para este trabajo el área de estudio presentó pocos procesos diagenéticos que afectaron a las rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano, los cuales se mencionaran conforme a las unidades lito-estratigráficas en las que se dividió la columna litológica.

UNIDAD JSK-U1

Los principales procesos diagenéticos que se identificaron en la unidad JSK-U1 corresponden al de compactación temprana, dolomitización y el de disolución (Figuras 36, 37, 38 y 39).

El proceso diagenético de compactación afecto a los sedimentos de la unidad JSK-U1, se originó durante una etapa diagenética temprana; este proceso ocasionó que los granos oncolíticos se deformaran por el peso de la columna litostática durante el sepultamiento, se considera que la *compactación* de las estructuras oncolíticas sufrieron deformación durante su depositación cuando aún no se habían litificado.

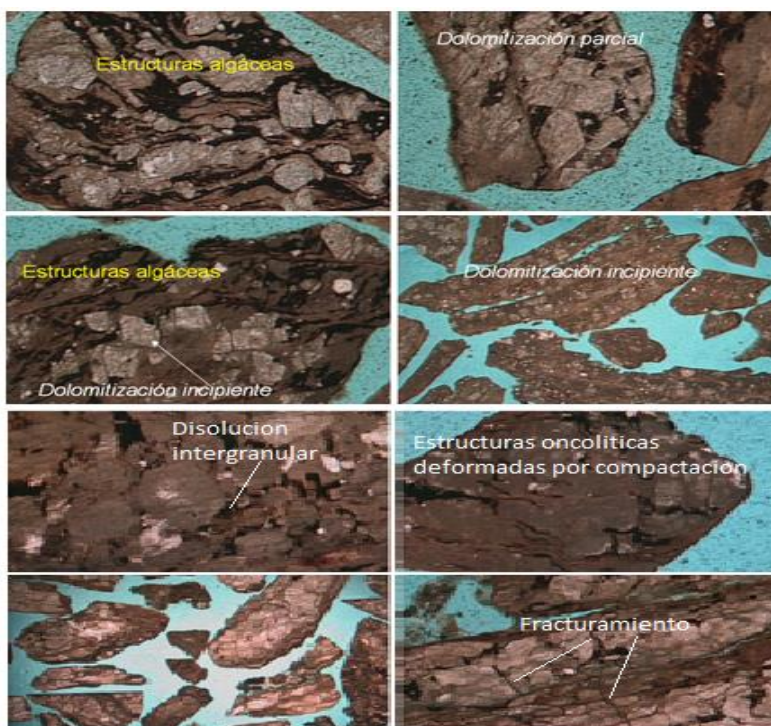


Figura 36.- Procesos diagenéticos de compactación temprana entre los oncolitos y de dolomitización durante una etapa intermedia post litificación, obsérvese el intenso fracturamiento en la dolomía.

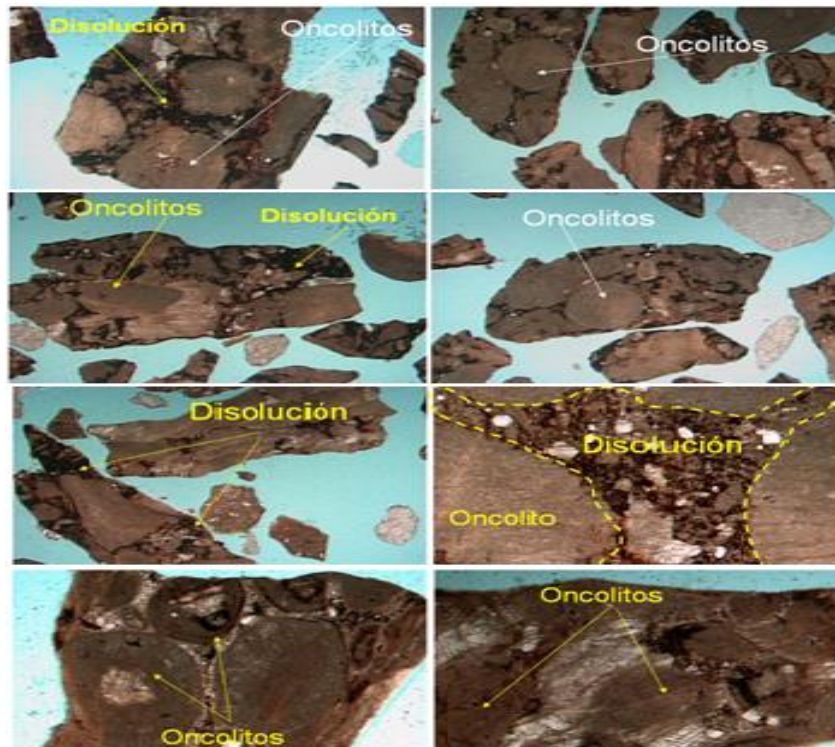


Figura 37.- Se observa que debido a el proceso diagenético de compactación temprana algunos de los oncolitos se encuentran deformados, posteriormente en una etapa diagenética tardía ocurrió el de disolución.

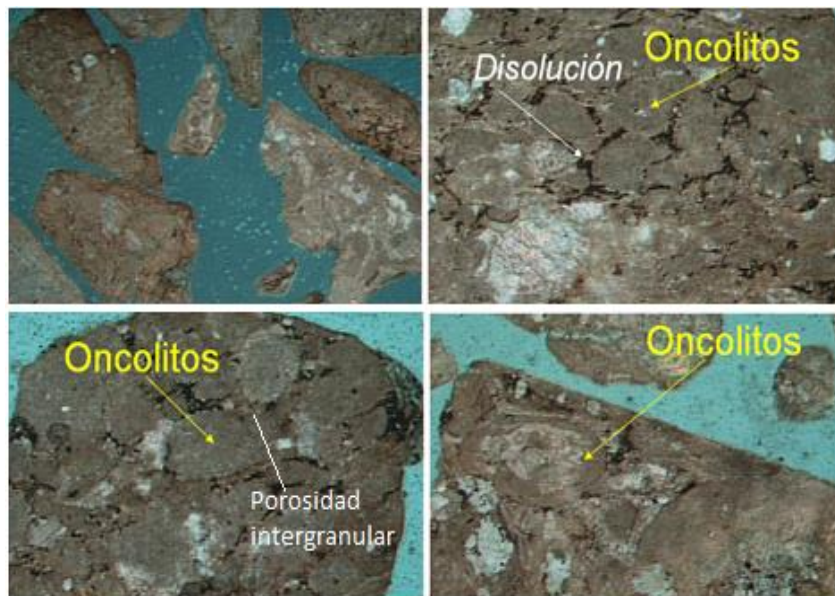


Figura 38.- El proceso diagenético en etapa temprana que afecto a los granos oncolíticos desarrollados dentro de facies de supra-intermarea fue el de compactación, originando la deformación de los mismos, otro proceso diagenético que se presentó fue el de disolución el cual incrementó la porosidad intergranular.

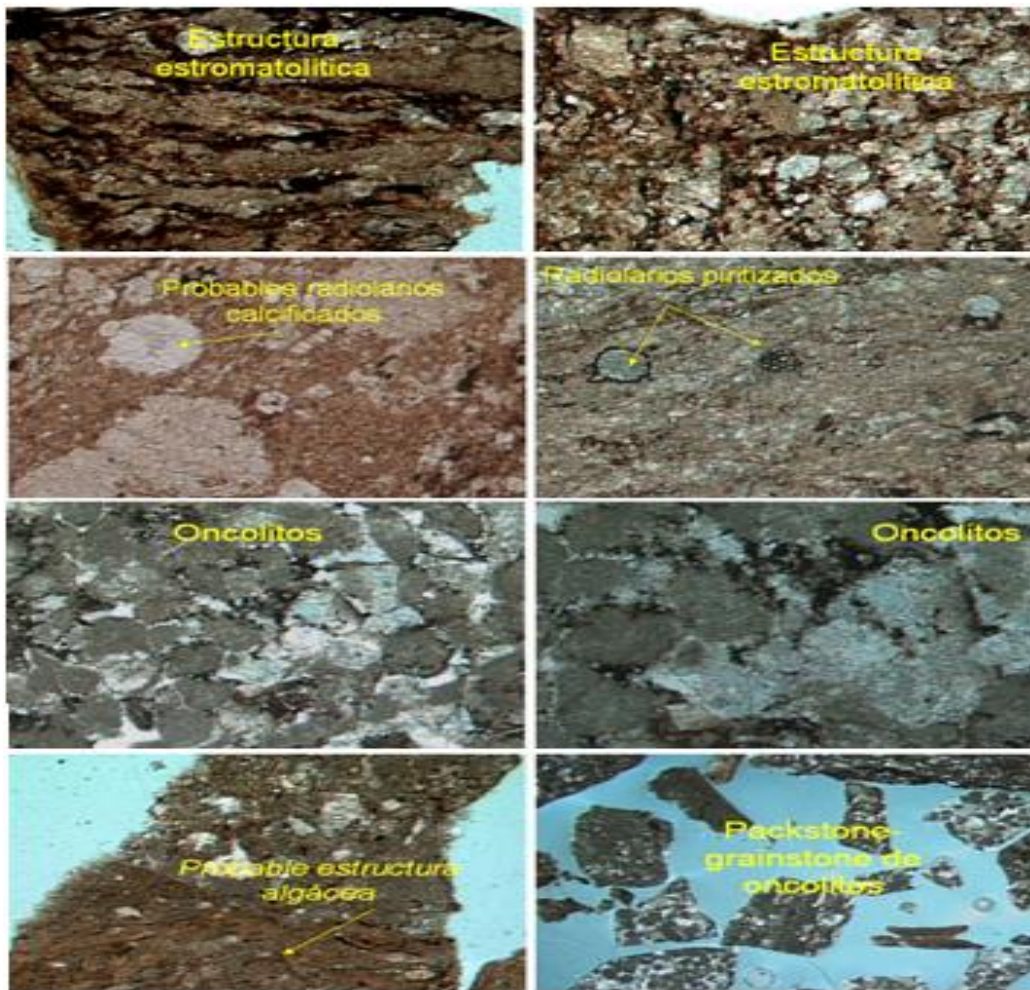


Figura 39.- Hacia el área del pozo Zapato-101 las condiciones se profundizan en la unidad JSK-U1 por lo que se desarrollaron cuerpos de estromatolitos, oncolitos y algunos radiolarios piritizados.

El proceso diagenético de compactación se originó en los sedimentos de la unidad JSK-U1, una disminución en la porosidad.

La dolomitización afectó a la unidad JSK-U1, proceso físico-químico que originó un reemplazamiento de los carbonatos, en la columna litológica del Jurásico Superior Kimmeridgiense, afectando principalmente a las unidades JSK-U1, JSK-U2 y JSK-U3 por ser los cuerpos más carbonatados, su principal desarrollo se tuvo hacia el campo Zapato ya que las facies dentro de este fueron siempre someras.

La columna del pozo Zapato-DL1 fue la más afectada por este proceso, sin embargo por si solo el proceso diagenético de dolomitización no generó porosidad intercrystalina, sin embargo el fracturamiento ocurrido durante un evento tectónico ocasionó que los horizontes dolomitizados se fracturaran dando así una buena porosidad en microfracturas, en la región de los pozos Zapato-DL1, Zapato-31 y Zapato-32 presentan alta porosidad dentro de los intervalos dolomitizados fracturados como vemos en las (Figuras 40 y 41).

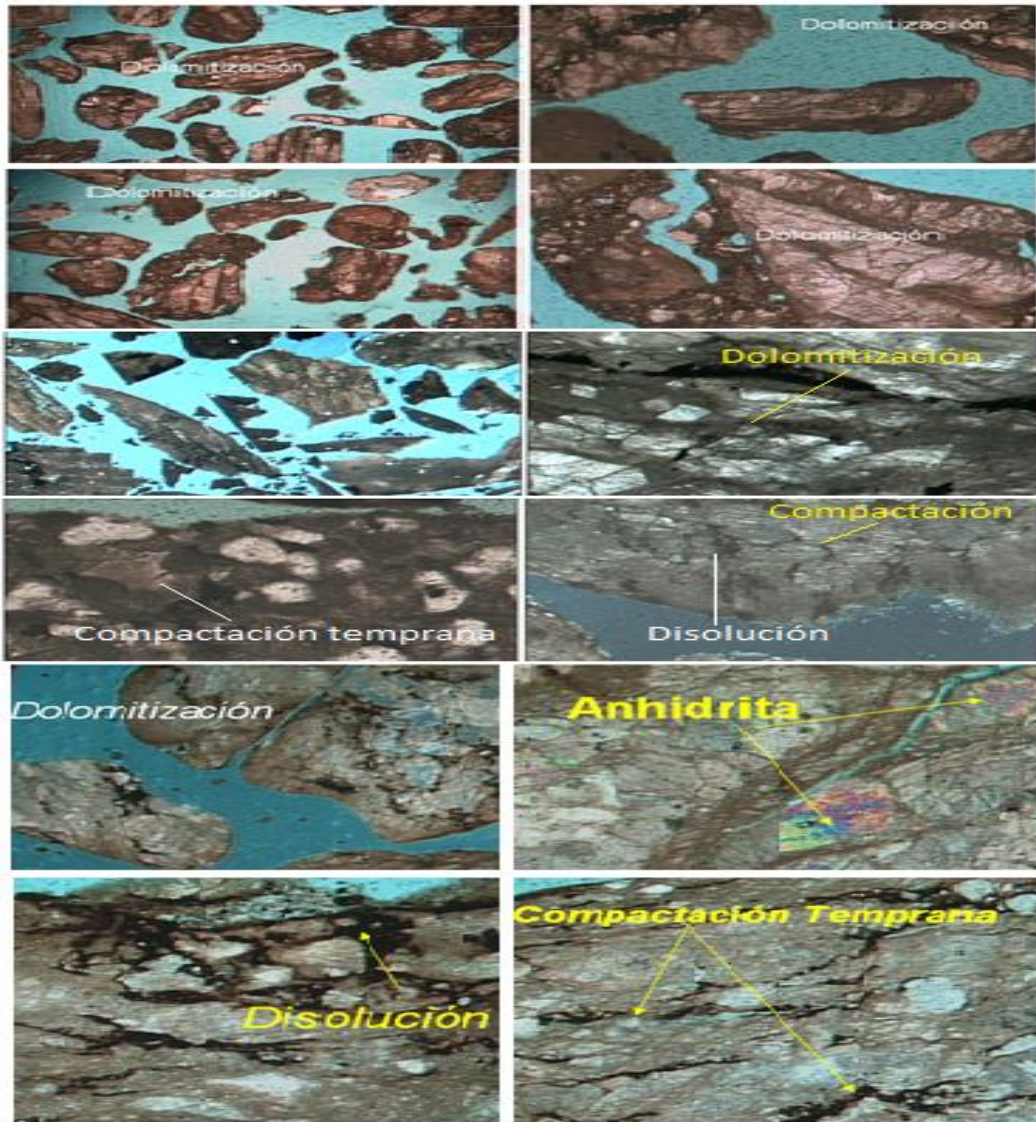


Figura 40.- Se encontró que el proceso de dolomitización no fue el principal proceso que originó porosidad en las rocas del Kimmeridgiano sino que corresponde al intenso fracturamiento que se originó durante un evento tectónico tardío.

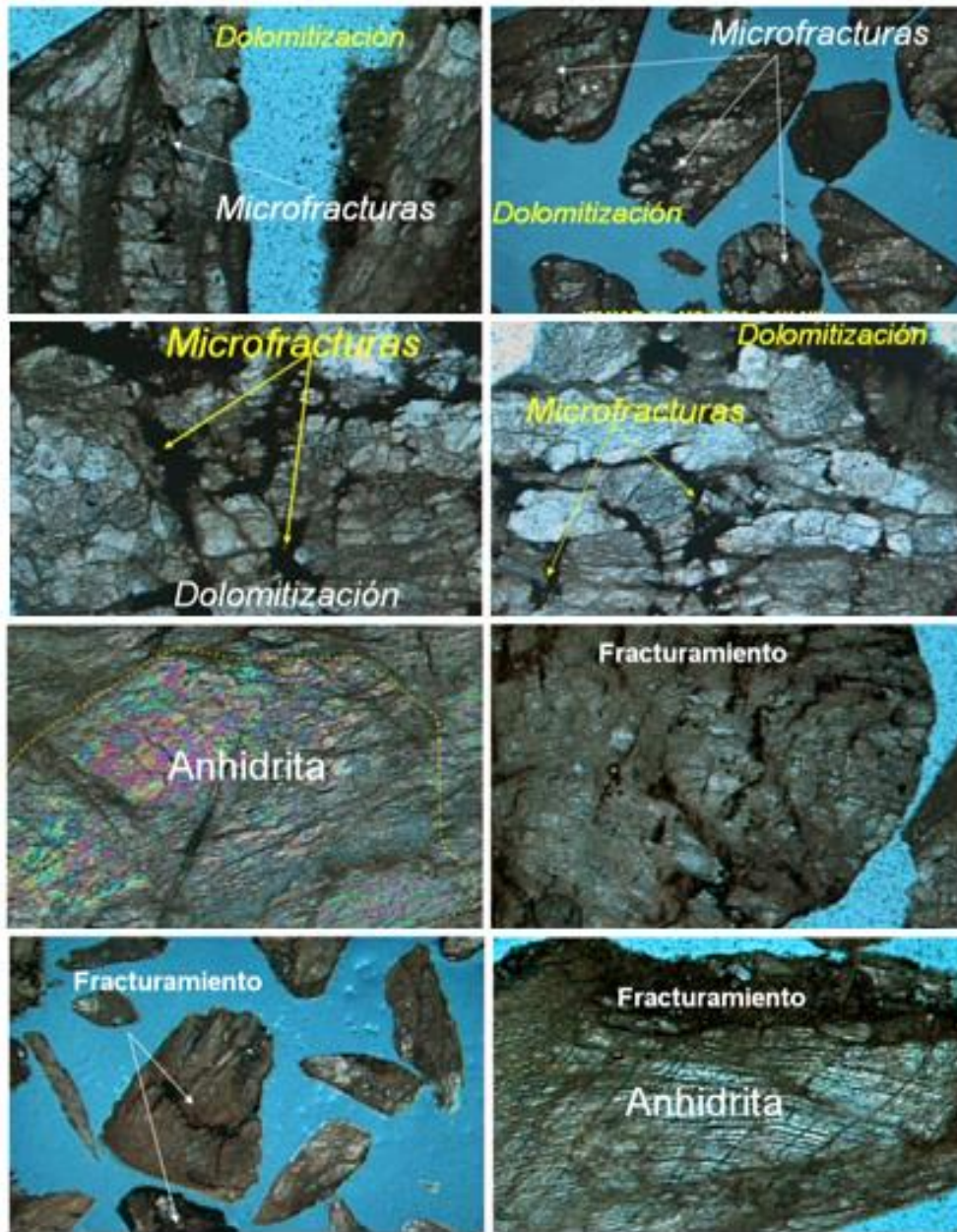


Figura 41.- Obsérvese el fuerte fracturamiento el cual incrementó la porosidad en las porciones dolomitizadas.

En dirección al pozo Zapato-1 se observa un ligero cambio en la litología dentro de la unidad JSK-U1. El proceso diagenético de dolomitización en el pozo Zapato-1 presenta bajo desarrollo encontrándose únicamente una dolomía micro-mesocristalina escasamente fracturada con hidrocarburos (Figura 42).

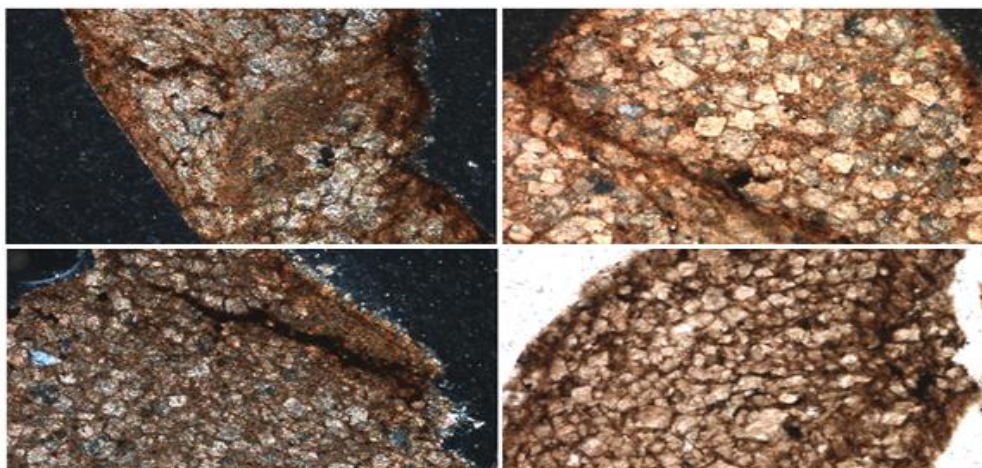


Figura 42.- El proceso de dolomitización en la Unidad JSK-U1 en el área del pozo Zapato-1 fue parcial y no se presenta buena porosidad por este proceso.

El proceso diagenético de dolomitización que se desarrolló en la unidad JSK-U1 se interpreta como un proceso que se originó durante una etapa diagenética intermedia durante el sepultamiento.

Posteriormente se mencionará el mecanismo mediante el cual las rocas de la unidad JSK-U1 sufrieron este reemplazamiento, otro proceso importante que originó porosidad en las rocas de esta unidad fue el de la disolución, proceso que ocasionó un incremento de la porosidad como se muestra en las Figuras 37, 38 y 39; este proceso físico-químico se originó durante una etapa diagenética tardía post- litificación. Los procesos que afectaron a los sedimentos y rocas de la unidad JSK-U1, fueron principalmente el de compactación, dolomitización y disolución, de estos únicamente dos de ellos son importantes por originar un incremento de la porosidad y estos procesos físico-químicos son el de dolomitización y disolución.

UNIDAD JSK-U2

En esta unidad se originaron prácticamente los mismos procesos diagenéticos que en la unidad JSK-U1 y son el de compactación, dolomitización y disolución y escasamente el de cementación.

La compactación de las estructuras orgánicas se considera como un proceso físico ocurrido durante el sepultamiento pre-litificación y por lo tanto dentro de una etapa diagenética temprana, En las Figuras 43, 44, 45 y 46 se presenta este fenómeno, cuyos granos principalmente oncolíticos se encuentran deformados como resultado de este fenómeno.

El proceso diagenético de cementación que se presentó en las microfacies de la unidad JSK-U2 es muy escaso, no afectó en gran forma a los sedimentos del Kimmeridgiano, En las Figuras 43 y 44 se aprecia este fenómeno, ocurrió durante el sepultamiento en una etapa temprana, el principal cementante corresponde a calcita espática.

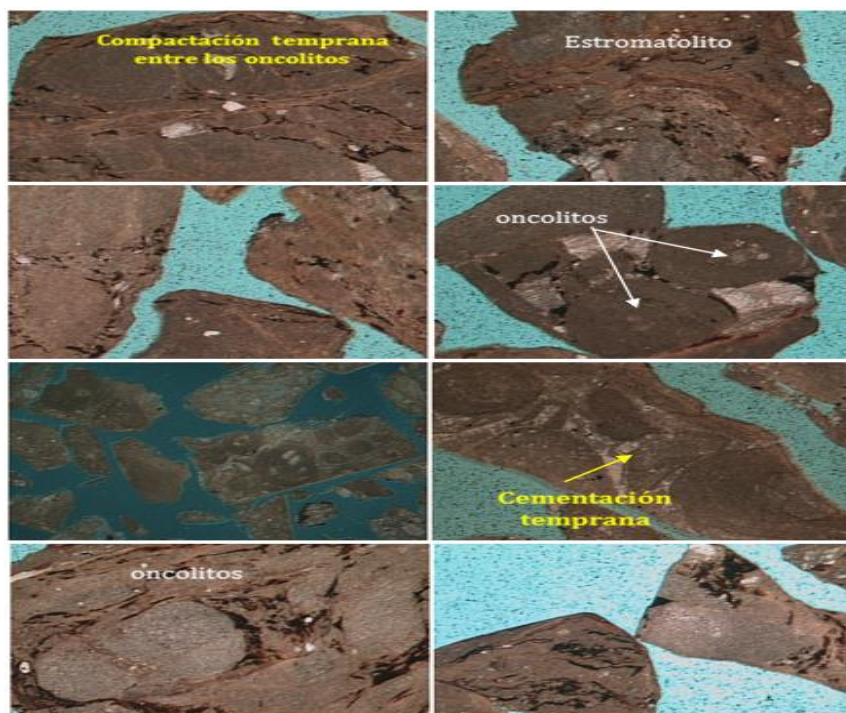


Figura 43.- Los procesos de compactación y cementaciones ocurridas durante una etapa diagenética temprana disminuyeron la porosidad en la unidad JSK-U2.

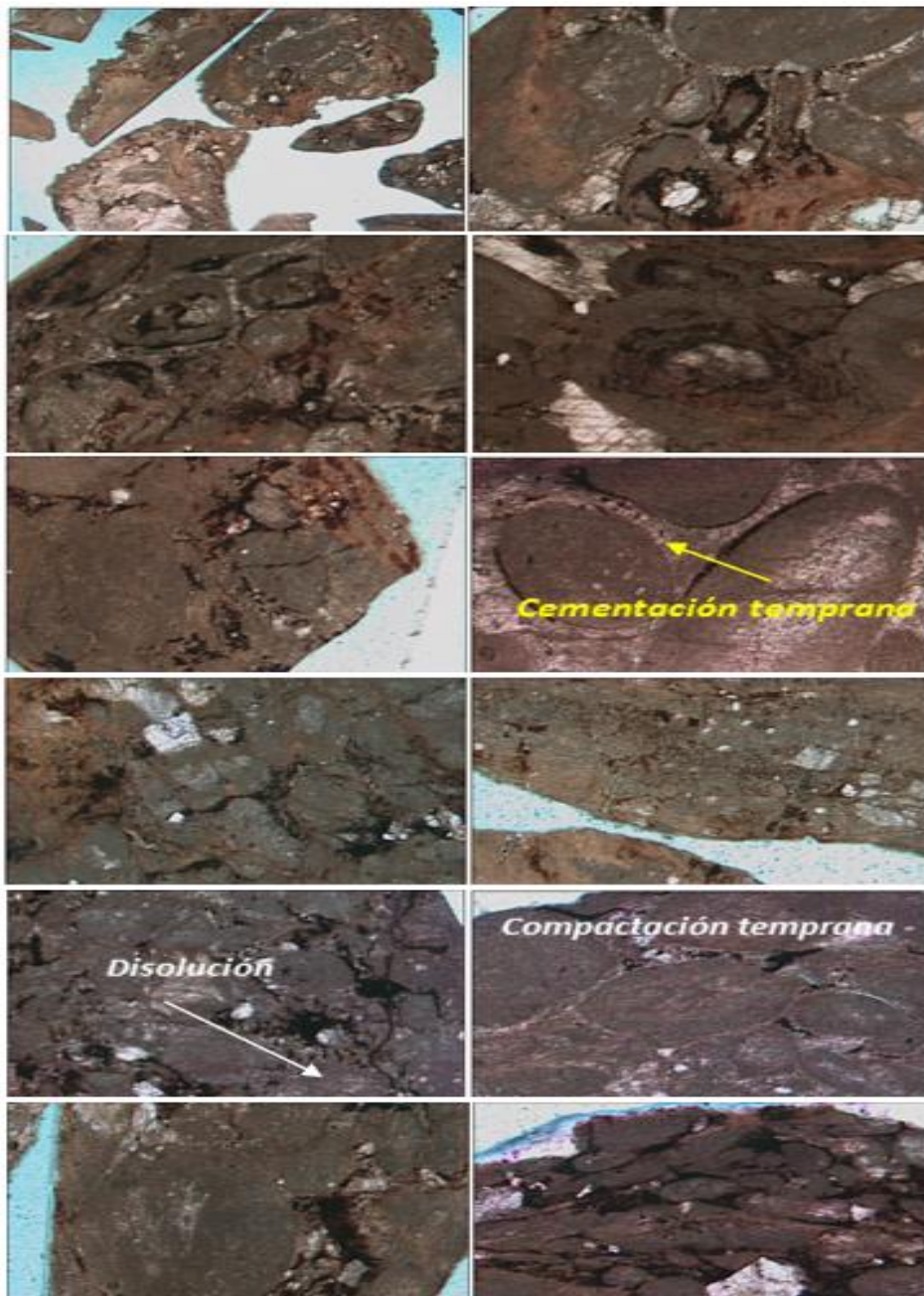


Figura 44.- En la unidad JSK-U2 se desarrollaron principalmente los procesos diagenéticos de compactación y cementación en una etapa temprana pre-litificación y el de disolución durante una etapa tardía.

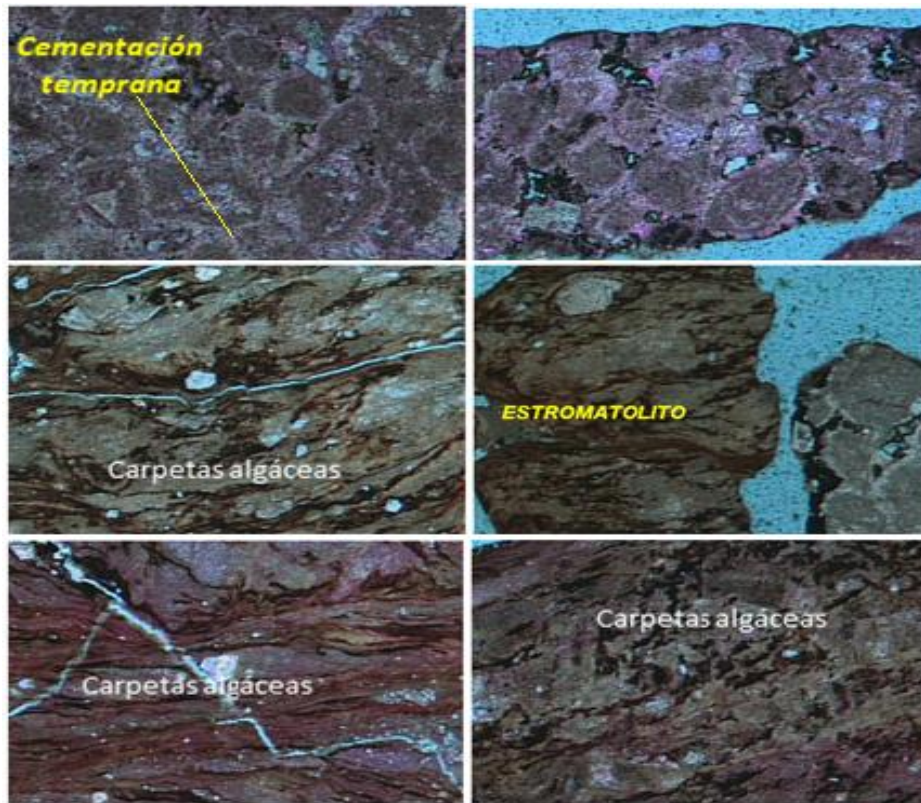


Figura 45.- El proceso diagenético de cementación ocurrido durante una etapa temprana, ocasionó una disminución en la porosidad.

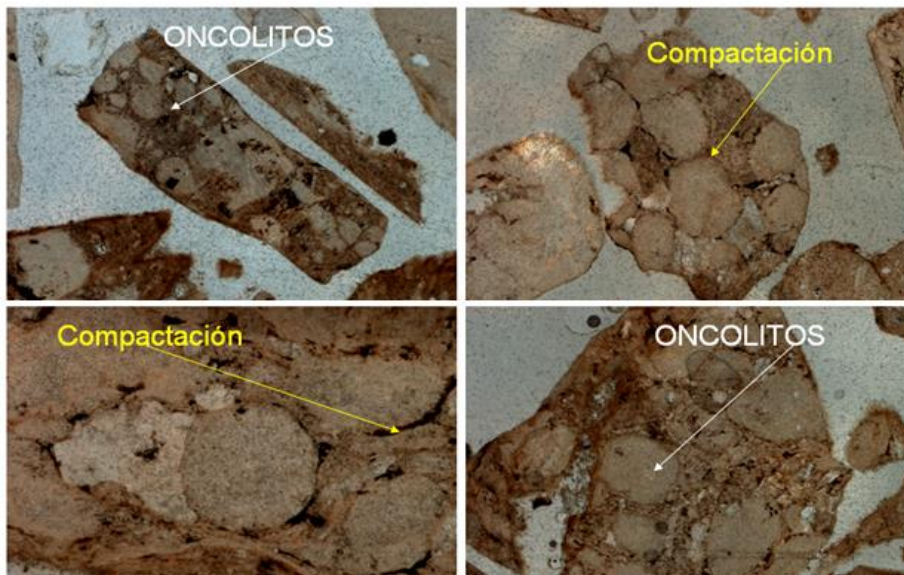


Figura 46.- El proceso diagenético de compactación que se originó durante una etapa temprana originó ligera deformación de los granos y una disminución de la porosidad.

El proceso diagenético de dolomitización afectó a toda la unidad JSK-U2 en el pozo Zapato-DL1 y de manera parcial en el pozo Zapato-31, esto ocurrió hacia la base de la unidad.

Las rocas de la unidad JSK-U2 en el área del pozo Zapato-DL1 sufrieron el proceso de dolomitización muy severo lo que hace que no se observe ningún rasgo textural en esta unidad, aunado al proceso de dolomitización ocurrió un evento tectónico que originó un fuerte fracturamiento ocasionando un incremento de la porosidad (Figura 47).

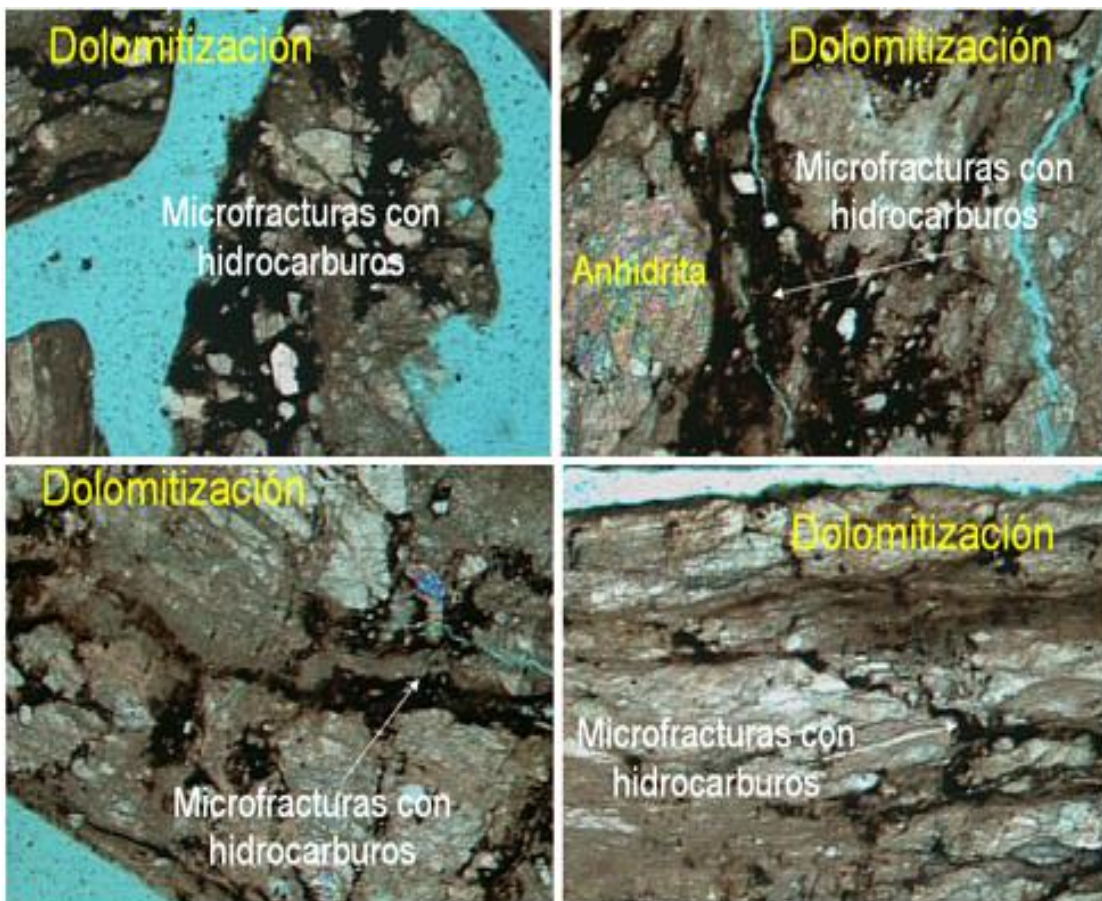


Figura 47.- Proceso diagenético de dolomitización que ocurrió durante el sepultamiento en una etapa intermedia post-litificación y posterior a este proceso se desarrolló un intenso fracturamiento durante un evento tectónico tardío, contemporáneo a la migración de hidrocarburos.

El proceso de dolomitización en la unidad JSK-U2 en la columna litológica del pozo Zapato-31 solamente se desarrolló hacia la parte medio-inferior de la unidad, aquí el proceso también fue riguroso sin embargo se observan rasgos de la roca original (Figura 48).

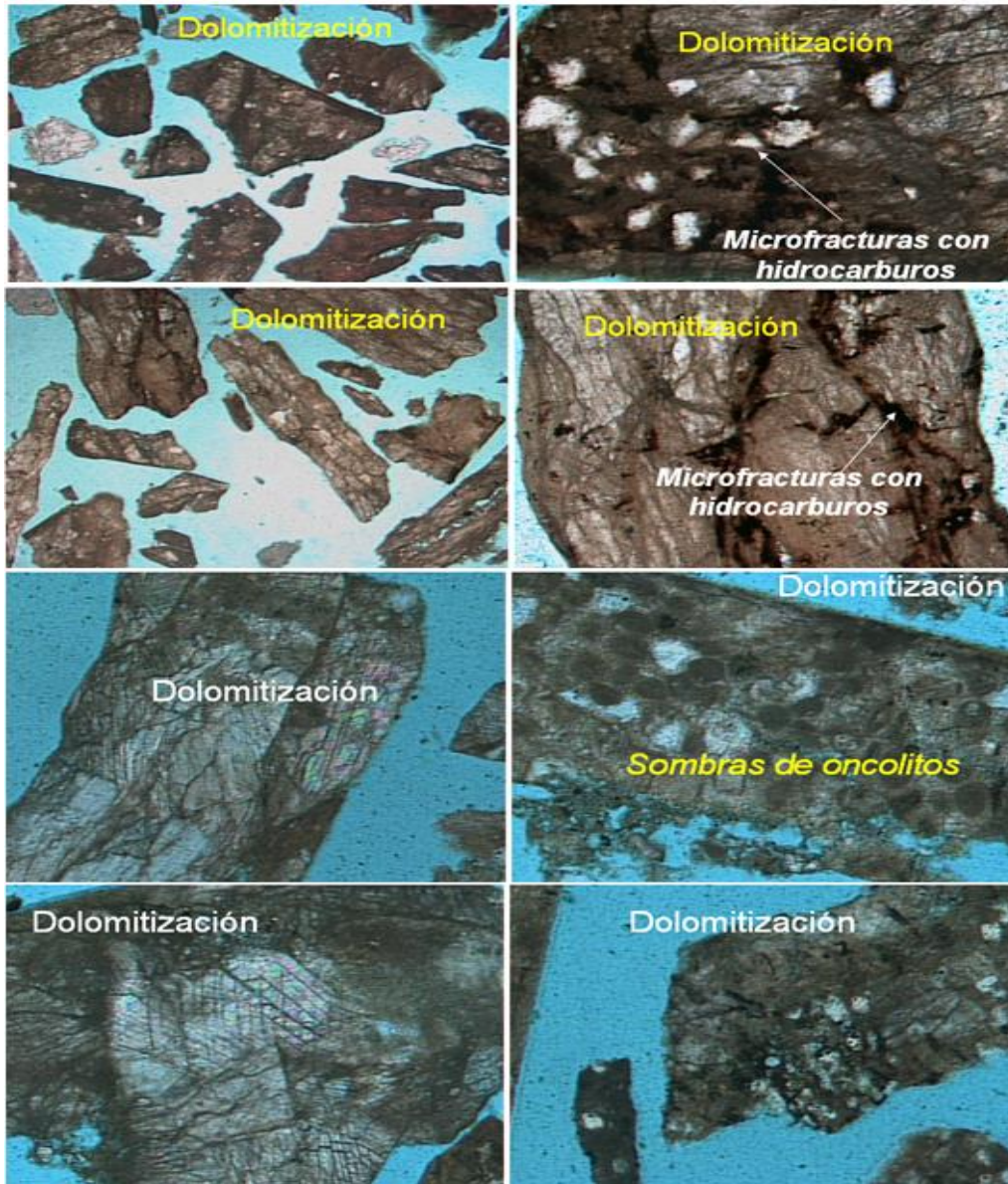


Figura 48.- El proceso diagenético de dolomitización en la unidad JSK-U2 afecto intensamente el área de los pozos Zapato-DL1 y Zapato-31, aunque en este último se observan algunos rasgos texturales de la roca original.

UNIDAD JSK-U3

El principal proceso diagenético que se originó en la unidad JSK-U3 fue el de dolomitización dentro de la parte superior del campo Zapato, en donde se encuentran los pozos Zapato-DL1 y Zapato-11 que son los que atravesaron esta unidad. La dolomía en el pozo Zapato-11 se haya con ligeras asociaciones de anhidrita (Figura 49), por haberse originado en condiciones someras en facies de supramarea.

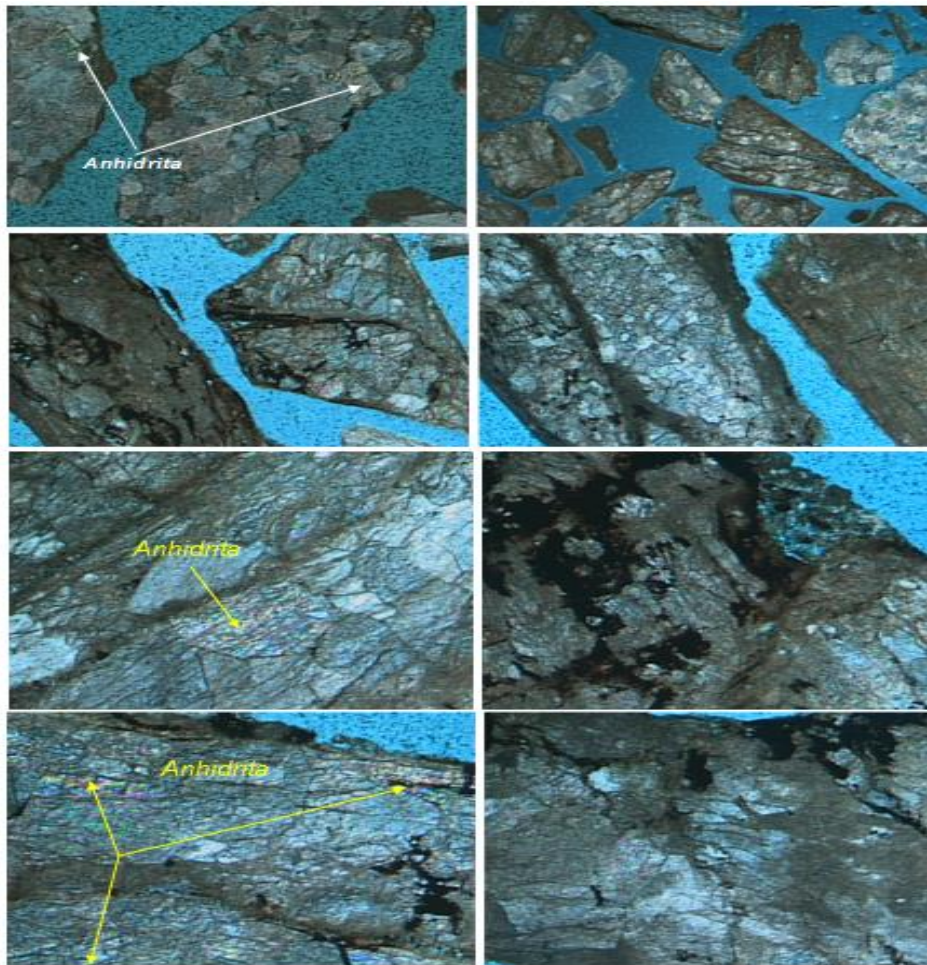


Figura 49.- Proceso diagenético de dolomitización en la unidad JSK-U3 dentro de la columna del pozo Zapato-11, en donde la dolomita se encuentra asociada con cristales de anhidrita.

A pesar del intenso desarrollo del proceso de dolomitización en casi toda la columna del pozo Zapato-DL1, se presentan algunas sombras de aloquímicos en las dolomías de la unidad JSK-U3 de este pozo (Figura 50).

El intenso fracturamiento ocurrido en el campo Zapato originó que las dolomías de la unidad JSK-U3 se convirtieran en excelentes rocas almacenadoras de hidrocarburos, obsérvese en las Figuras 49 y 50 como las microfracturas se encuentran selladas con hidrocarburos.

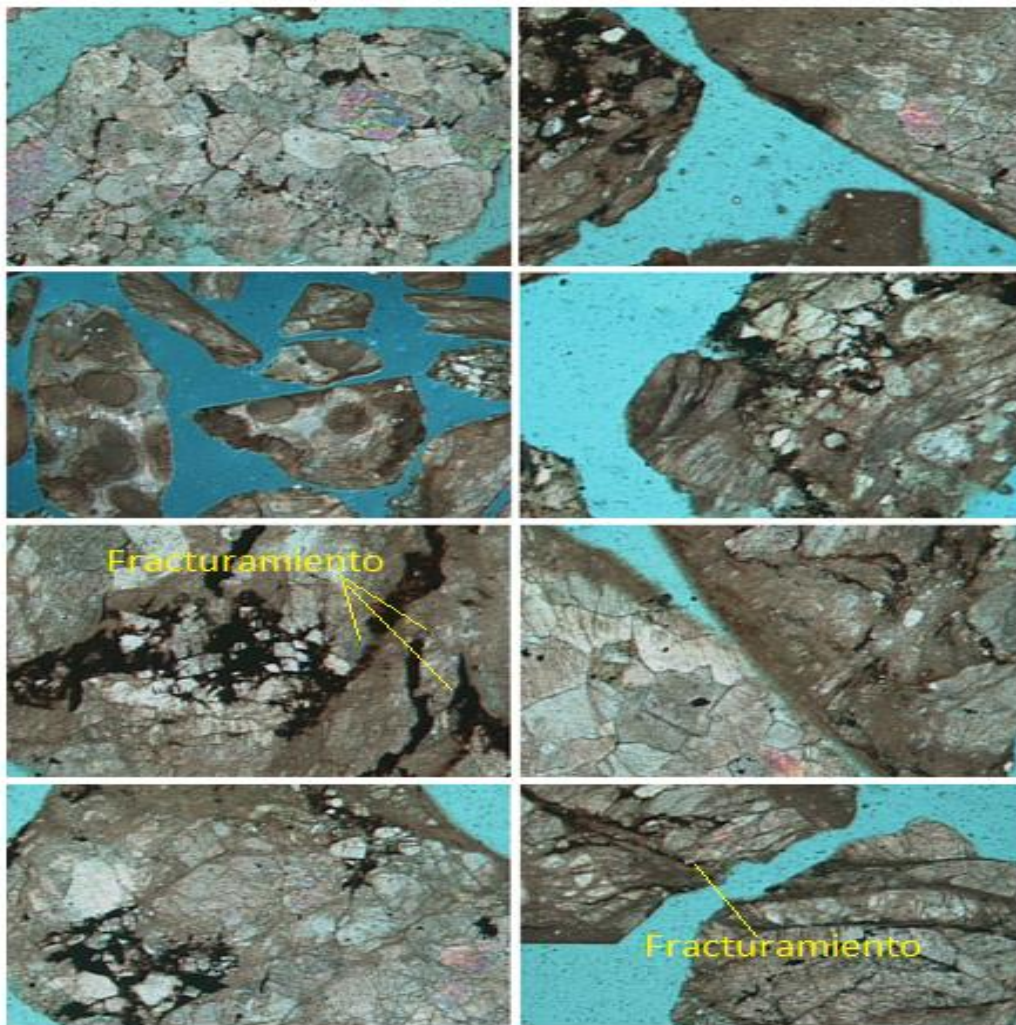


Figura 50.- Cementación temprana que se llevó a cabo en la unidad JSK-U3 en el pozo Zapato-DL1, donde además se tienen fracturas rellenas de hidrocarburos.

UNIDAD JSK-U4

En esta unidad el único proceso diagenético que se observó mediante el estudio petrográfico es el de la dolomitización; este proceso solo se presenta en el área del pozo Zapato-DL1 donde toda la columna se encontró dolomitizada; litológicamente la unidad JSK-U4 está constituida por mudstone con escasos peloides e intercalaciones de mudstone limo-arenoso; se interpreta que los cuerpos de mudstone con escasos granos que presentan contenido de limo y arena en el pozo Zapato-DL1 corresponden al mismo cuerpo que se tocó durante la perforación en el pozo Zapato-11 (Figura 51).

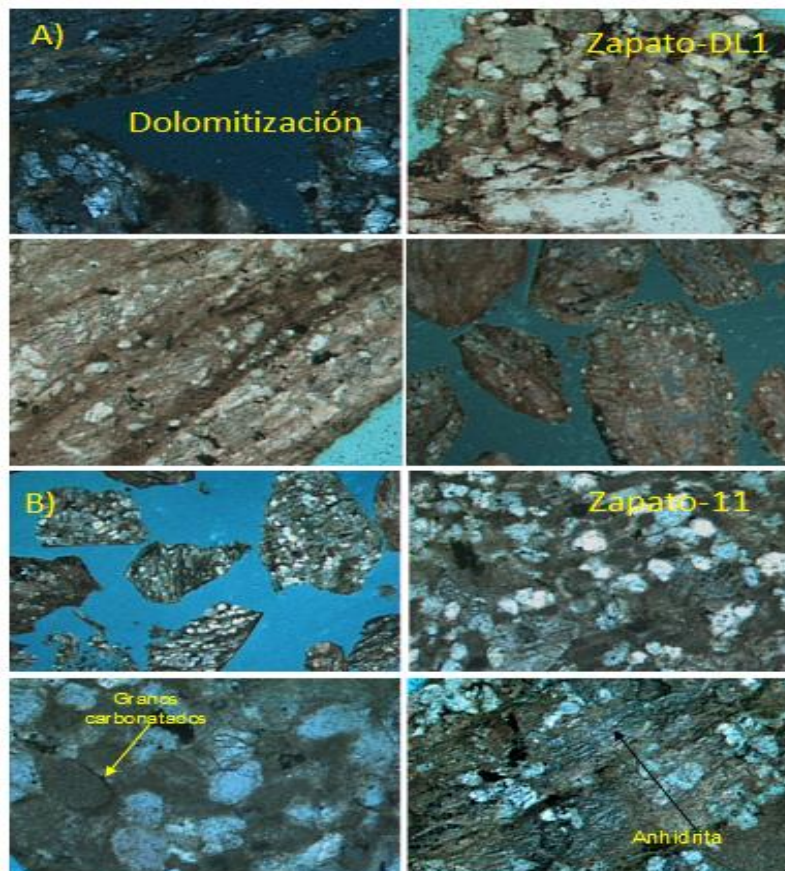


Figura 51.- El único proceso diagenético que afectó a las rocas de la unidad JSK-U4 en el área de estudio, fue el de dolomitización que se presentó en la columna del pozo Zapato-DL1.

Existen varios modelos para explicar la presencia del proceso diagenético de dolomitización en rocas carbonatadas, Morrow (1988), sin embargo, el más apropiado para que se originara el reemplazamiento de los carbonatos en las facies de supramarea, es el modelo de mezcla de aguas.

En el modelo de mezclado de aguas, la dolomitización ocurre dentro de la zona de mezcla de aguas subterránea dulce con agua de mar freática. Los iones de Mg^{2+} para la dolomitización son derivados primariamente del agua de mar y el mecanismo de activación es la circulación continua de agua de mar inducida por el flujo de agua subterránea dulce. La disolución de las soluciones salinas causa la precipitación lenta, la cual favorece a la precipitación de dolomita y la alta concentración de CO_3^{2-} ; en muchas aguas subterráneas continentales diluidas puede también promover la precipitación de dolomita.

En la Figura 52 se presenta un modelo esquemático para explicar el reemplazamiento de los carbonatos por los iones de Mg^{2+} principalmente en el área del campo Zapato; debido al empuje salino se presentó una pequeña isla la cual se encontraba circundada por agua marina y la mezcla de esta con la de lluvia ocasionó un enriquecimiento de iones de Mg^{2+} originándose así el proceso de dolomitización; es probable que existieran pequeñas fluctuaciones en el nivel del mar ocasionando que durante el depósito de la unidad JSK-U2 se reduzca la zona de dolomitización y prevalezcan condiciones de alta energía, lo que ocasionó mayor desarrollo de estructuras oncolíticas y carpetas algáceas y estructuras estromatolíticas.

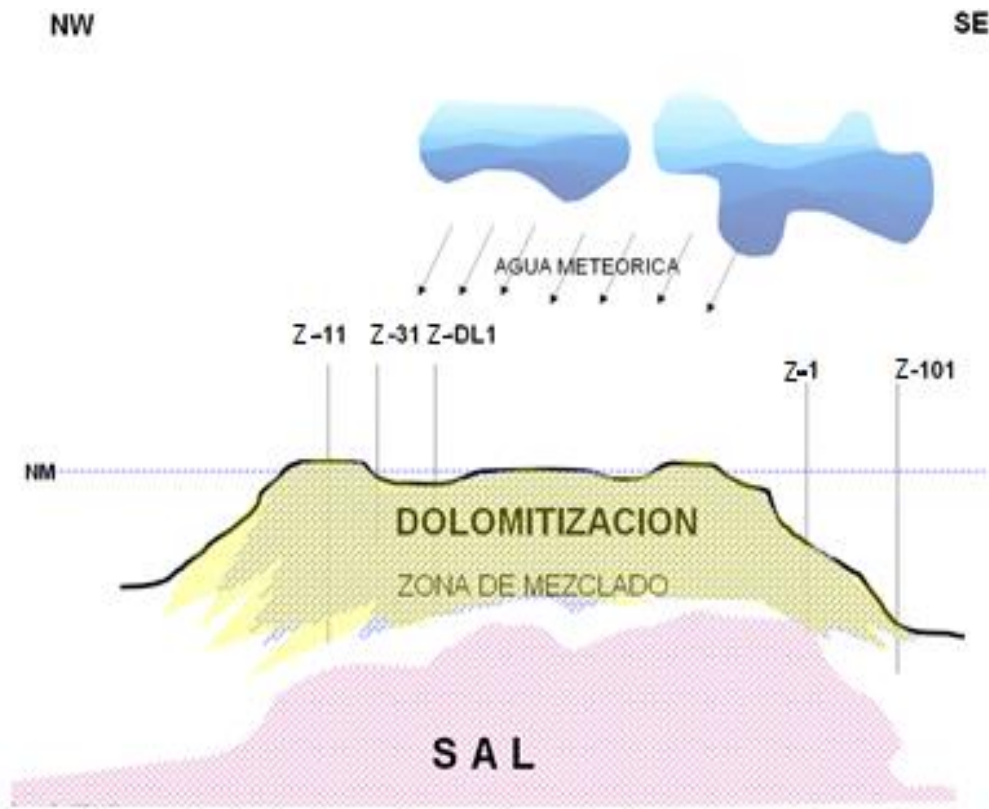


Figura 52.- Modelo esquemático para dar una explicación sobre el proceso de dolomitización ocurrido en las rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano dentro del campo Zapato; se infiere que el empuje de la sal Pre-Jurásica ocasionó una área levantada como una pequeña isla donde se originaron granos de oncolitos y estromatolitos y debido al mezclado de aguas meteóricas y marinas incrementaron los iones de Mg (Tomado de Bello, 2010).

En la Figura 53 se presenta la paragénesis de los procesos diagenéticos que se originaron durante la depositación de los sedimentos (pre-litificación) y posteriormente a la litificación (post-litificación) y las diferentes etapas en las que se desarrollaron cada uno de ellos, afectando a las diferentes unidades en las que se dividió el Kimmeridgiano.







PROCESOS DIAGENETICOS	ETAPAS DIAGENETICAS KIMMERIDGIANO		
	TEMPRANA	INTERMEDIA	TARDIA
COMPACTACION			
CEMENTACION			
DOLOMITIZACION			
DISOLUCIÓN			
FRACTURAMIENTO			
MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS			

Figura 53.- Paragénesis de la secuencia del Kimmeridgiano en el área del campo Zapato.

4.1.4 Secciones geológicas.

Las secuencias del Kimmeridgiano, se identificaron en siete pozos: Zapato-1, Zapato-DL1, Zapato-11, Zapato-31, Zapato-32, Zapato-22 y Zapato-3.

Para poder establecer una correlación de la unidad litoestratigráfica del Kimmeridgiano en el área de estudio se trazaron tres secciones, las secciones A-A' con dirección NW-SE, B-B' con dirección SW-NE y la sección C-C' con dirección NW-SE (Figura 54).

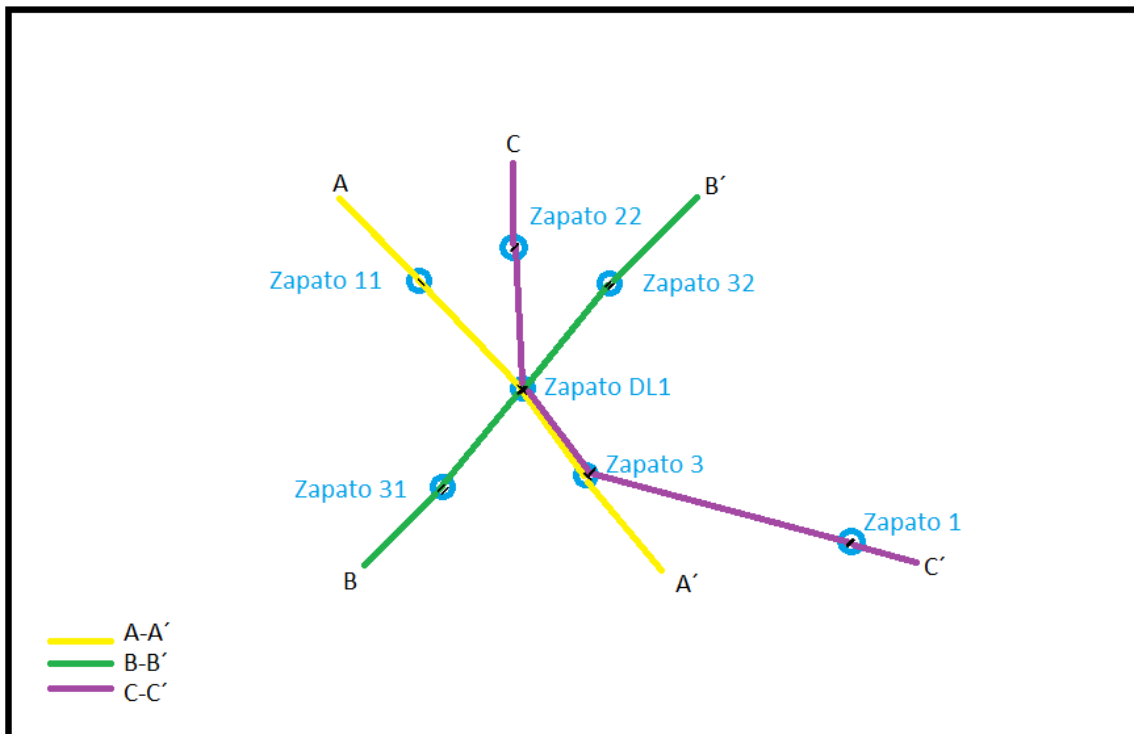


Figura 54.- Localización de las secciones para el Jurásico Superior Kimmeridgiano en el campo Zapato.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

La sección de correlación estratigráfica A-A' (Figura 55), se construyó mediante los pozos Zapato-11, Zapato-DL1 y Zapato-3; ésta sección presenta una dirección NW-SE (Figura 56).

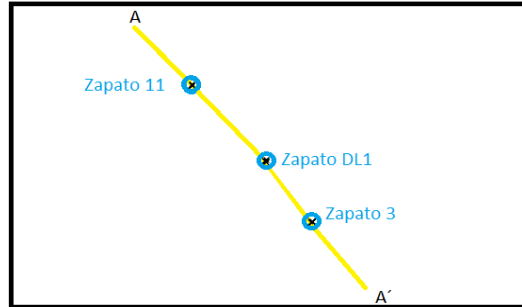


Figura 55.- Sección A-A'

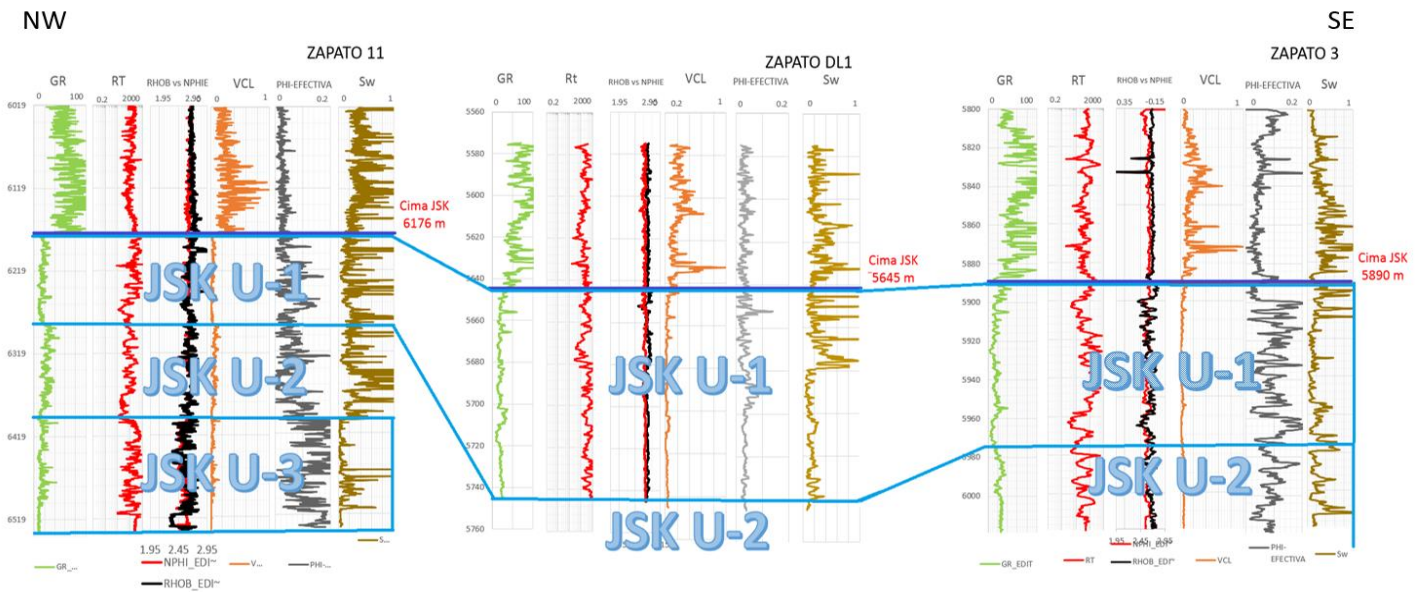


Figura 56.- Sección de correlación estratigráfica A-A' en la cual se presentan las unidades en las que se dividió al Kimmeridgiano en el área del campo Zapato (Tomado de PEMEX, 2015).

Con base a los registros de pozos en esta sección se dividió al JSK en tres unidades determinadas únicamente en el pozo Zapato-11, se identificaron también por litología y marcas eléctricas las tres, pero la unidad JSK-U4 solamente tocó 5 metros de una secuencia de terrígenos; en los pozos Zapato-DL1 y Zapato-3, se definieron también por marcas eléctricas las dos primeras unidades.

La unidad JSK-U1 se considera la cima del JSK, se encuentra subyaciendo concordantemente a la secuencia arcillo-carbonatada y bituminosa del JST; la unidad JSK-U4 se interpreta en este estudio como la unidad que delimita a la secuencia carbonatada y dolomitizada de la secuencia del Kimmeridgiano.

La sección de correlación estratigráfica B-B' (Figura 57), se construyó mediante los pozos Zapato-31, Zapato-DL1 y Zapato-32; ésta sección presenta una dirección SW-NE (Figura 58).

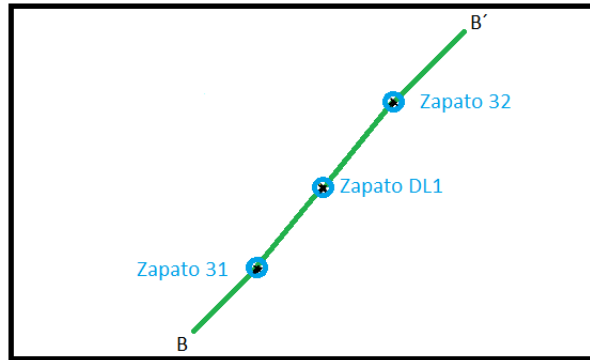


Figura 57.- Sección B-B'

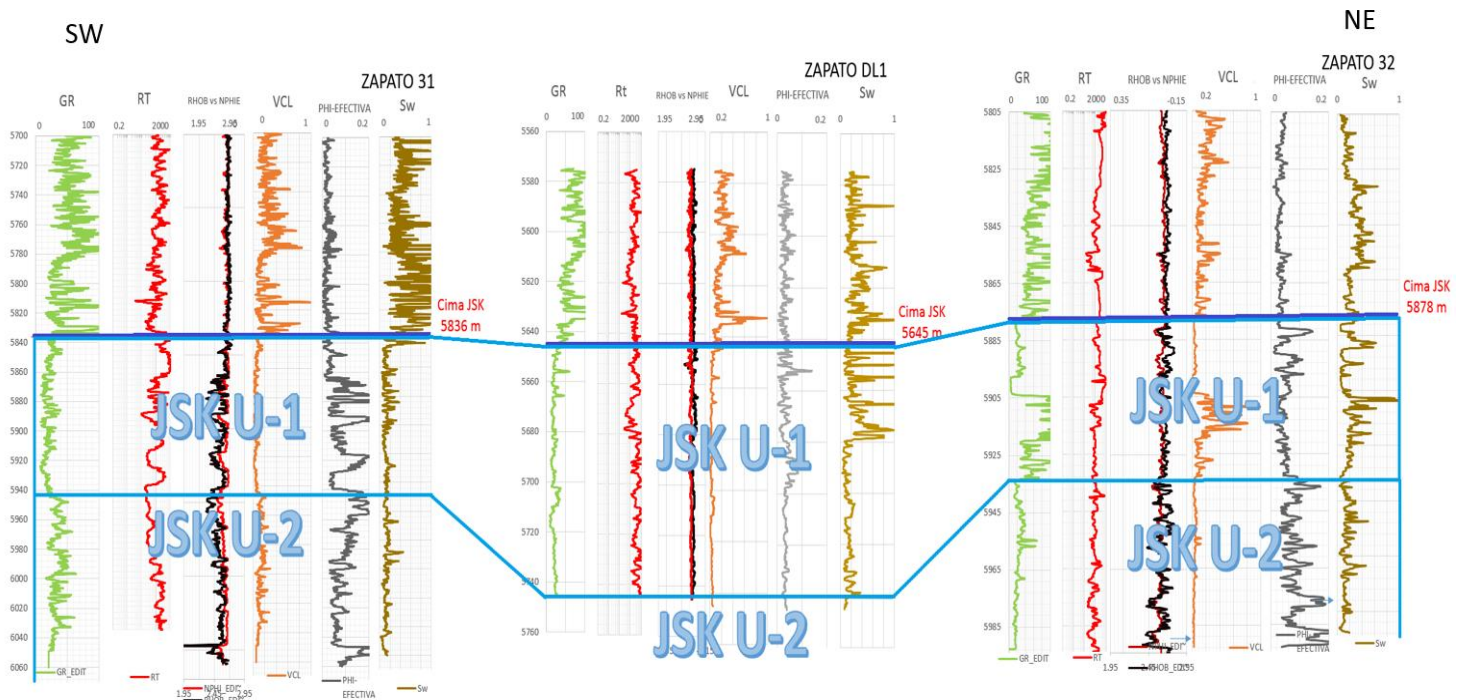


Figura 58.- Sección de correlación estratigráfica B-B' en la cual se presentan las unidades en las que se dividió al Kimmeridgiano en el área del campo Zapato (Tomado de PEMEX, 2015).

Aquí las dos unidades en que se dividió al JSK, se tienen claramente en los pozos Zapato-31, Zapato-DL1 y Zapato-32; se infieren por la presencia de packstone de oncolitos y estromatolitos con porciones dolomitizadas para la unidad JSK U-1, mientras que la unidad JSK U-2 está constituida por estructuras algáceas principalmente estromatolitos, sin embargo, en el pozo Zapato-DL1 no se cuenta con todos los registros eléctricos debido a un accidente mecánico por lo que queda inferida la parte faltante con ayuda de las muestras de canal y núcleos, ya que la secuencia se halla dolomitizada.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

La sección de correlación estratigráfica C-C' (Figura 59), se construyó mediante los pozos Zapato-22, Zapato-DL1, Zapato-3 y Zapato-1 esta sección presenta una dirección NW-SE (Figura 60).

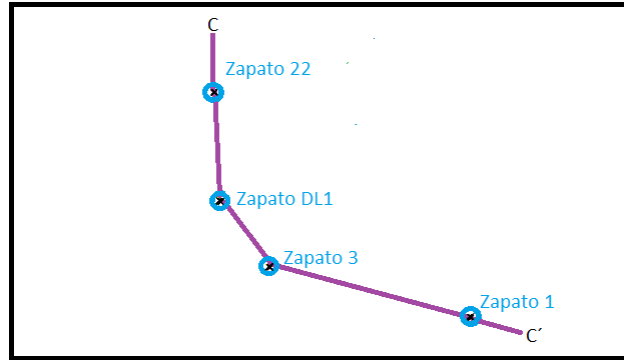


Figura 59.- Sección C-C'

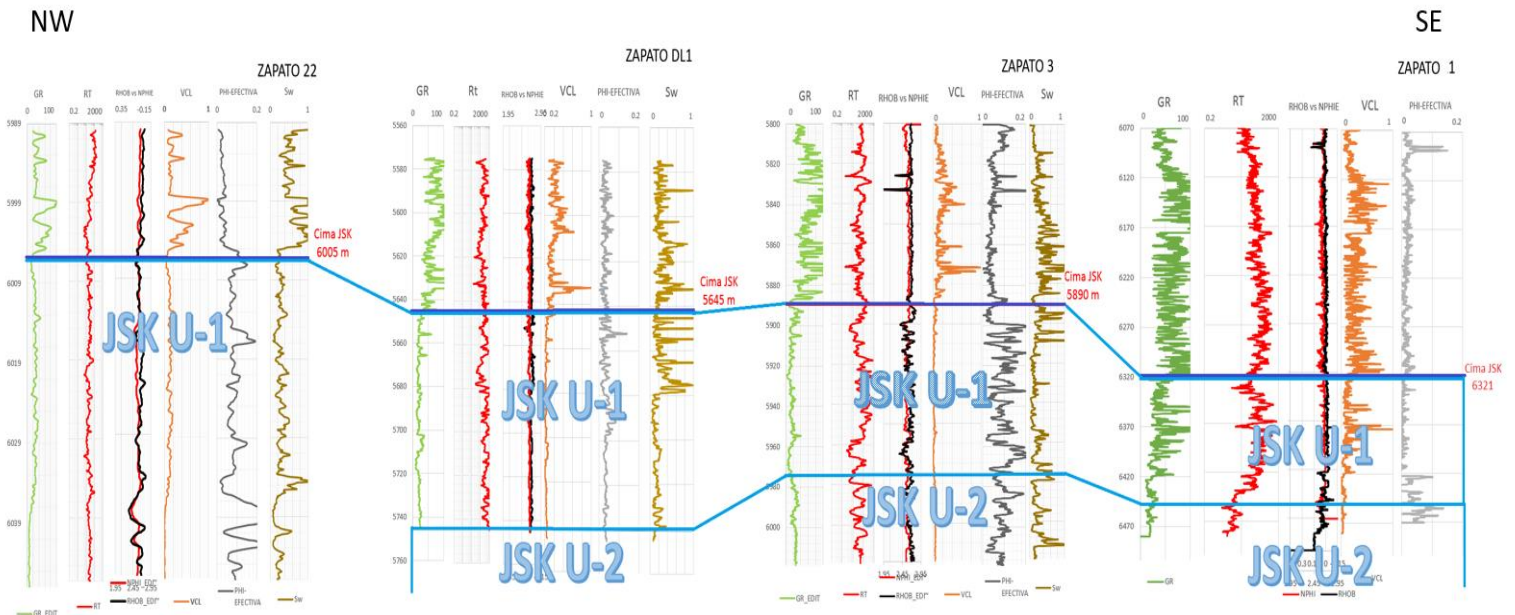


Figura 60.- Sección de correlación estratigráfica C-C' en la cual se presentan las unidades en las que se dividió al Kimmeridgiano en el área del campo Zapato (Tomado de PEMEX, 2015).

En esta sección se presentan dos de las cuatro unidades en las que se dividió al JSK, con la excepción de que el pozo Zapato-22 solo presenta la unidad JSK-U1, presentándose de igual manera en los pozos Zapato-DL1, Zapato-3 y Zapato-1; está constituida por packstone de oncolitos y estromatolitos con porciones dolomitizadas con ligeras variaciones hacia el pozo Zapato-1.

La unidad JSK U-2 se encontró en los pozos Zapato-DL1, Zapato-3 y Zapato-1 constituida por estructuras algáceas principalmente estromatolitos; para compensar la falta de toma del registro por un accidente mecánico en el pozo Zapato-DL1 nos apoyamos en las muestras de canal y núcleos.

4.2 Modelo Petrofísico.

Consiste en la interpretación cuantitativa de los registros geofísicos de pozo para determinar las características principales de las rocas del yacimiento como: porosidad (Φ), volumen de arcilla (Vcl), permeabilidad (K) y saturación de agua (S_w).

Porosidad (\emptyset).

Es una de las propiedades más importantes de las rocas, ya que es el espacio disponible para el almacenamiento de fluidos en este caso agua o aceite. Se define como la relación que existe entre el volumen de poros de la roca y el volumen total de la roca.

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

Donde:

\emptyset = Porosidad

V_p = Es el volumen de poros, ocupado por fluidos (agua, aceite y gas)

V_t = Es el volumen total de la roca (sólidos y fluidos)

Esto se puede ejemplificar de la siguiente manera, en una porción de formación (roca) existe otra porción que presenta porosidad, definida de diferentes maneras como:

Porosidad efectiva (\emptyset_e) es el porcentaje de poros interconectados en una roca, descarta la porosidad no efectiva, los poros aislados y el volumen de los poros ocupado por el agua adsorbida en los minerales de arcilla u otros granos; por lo tanto la porosidad total es el volumen poral total por unidad de volumen de roca (Figura 61).

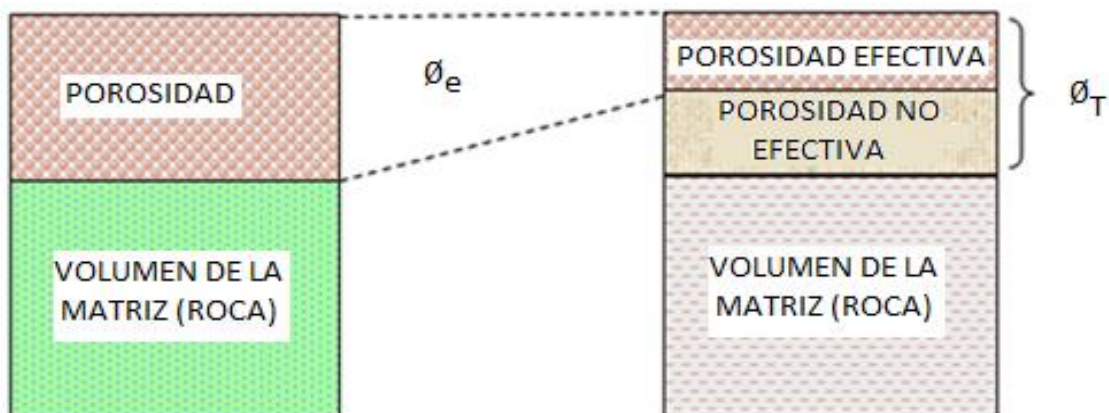


Figura 61.- Esquema donde se representa la porosidad en una unidad de volumen de roca.

Permeabilidad (K).

Es una propiedad del medio poroso que mide la capacidad y habilidad de la formación (roca) para transmitir fluidos (Figura 62).

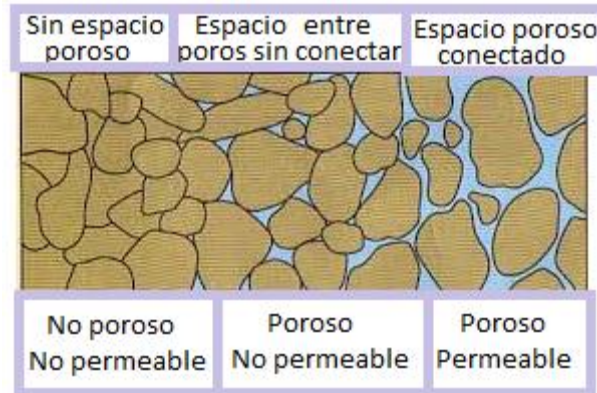


Figura 62.- Permeabilidad de acuerdo al espacio entre poros.

Volumen de arcilla (Vcl).

El volumen de arcilla se representa como el porcentaje de arcilla presente en una formación.

Saturación de fluidos (S)

La saturación cuantifica la cantidad de fluidos que se encuentran contenidos en el espacio poroso. La saturación se define como la fracción o porcentaje del volumen de poros ocupado por un fluido en particular, pueden ser agua, gas o aceite.

$$\text{Saturación de un fluido} = \frac{\text{Volumen del fluido}}{\text{Volumen total de poros}}$$

De la ecuación anterior se derivan las ecuaciones para cada fluido:

- Agua

$$S_w = \frac{\text{Volumen de agua}}{\text{Volumen total de poros}}$$

- Aceite

$$S_o = \frac{\text{Volumen de aceite}}{\text{Volumen total de poros}}$$

- Gas

$$S_g = \frac{\text{Volumen de gas}}{\text{Volumen total de poros}}$$

La saturación se puede ejemplificar mediante una unidad de formación (roca) (Figura 63); donde cierto porcentaje corresponde a un volumen poroso con contenido de fluido, en la figura se observan saturaciones de hidrocarburo y agua. A su vez la porosidad está definida por el contenido de dos fluidos que nos arrojará las saturaciones pertinentes: Saturación de agua (S_w) y Saturación de aceite (S_o), el aceite es el fluido de interés económico en el yacimiento, así que al realizar los cálculos se obtiene (S_w) como se expresan en fracción la suma de las dos saturación es igual a una unidad, por lo tanto $S_o = (1 - S_w)$.

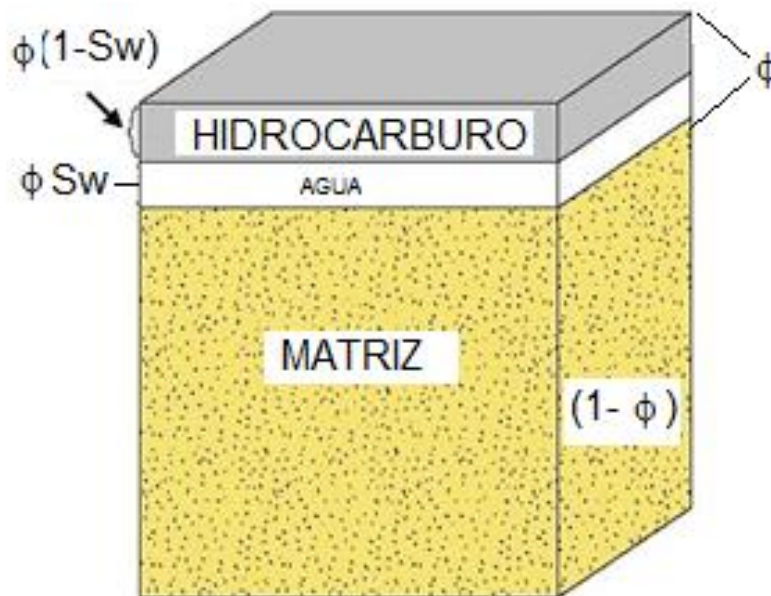


Figura 63.- Esquema representando las porciones de saturaciones en un volumen de roca (Tomado de Castrejón, 2015).

4.2.1 Registros geofísicos.

Registro rayos gamma naturales (GR).

Se basa en la medición de la radiactividad de las rocas y/o formaciones en un pozo, producto de la desintegración natural existente de pequeñas cantidades de elementos radiactivos. Todas las formaciones muestran contenidos variables de material radiactivo dependiendo de sus características individuales.

Tiene la particular de ser tomado tanto en pozos abiertos o entubados, con cualquier lodo de perforación y en combinación con otros registros. Generalmente, la curva de GR es presentada, con escalas de 0 a 100 o de 0 a 150 API.

En formaciones sedimentarias, el registro refleja el contenido de arcilla de las formaciones, ya que los minerales arcillosos contienen una mayor cantidad de material radiactivo tendiendo a concentrarse en lutitas y arcillas, a diferencia de las arenas, areniscas y calizas. En formaciones limpias se observa un nivel bajo de radiactividad, a menos que contaminantes radiactivos estén presentes o que las aguas de formación tengan sales radiactivas disueltas.

Principio de medición.

Para medir los rayos gamma las sondas tienen un detector del tipo contadores de centelleo. Los rayos gamma chocan con el detector ocasionando un centelleo que excita un fotocátodo, cada fotón de luz libera electrones, éstos son acelerados en un campo eléctrico y producen una corriente proporcional a la energía incidente. Este registro responde a los rayos gamma producidos en el proceso de decaimiento radiactivo que ocurre naturalmente en los minerales que componen la roca. La radioactividad natural de las formaciones proviene de los siguientes tres elementos presentes en las rocas: uranio (U), torio (Th) y potasio (K). El decaimiento de estos elementos genera la emisión continua de rayos gamma naturales, los que pueden penetrar varias pulgadas de roca y también pueden ser medidos utilizando un detector adecuado dentro del pozo. Este detector genera un pulso eléctrico por cada rayo gamma observado. El parámetro registrado es el número de pulsos por segundo registrados por el detector.

Aplicaciones:

- Indicador de arcillosidad.
- Detección y evaluación de minerales radiactivos como potasio y uranio.
- Correlación entre pozos.

Registro de resistividad (Rt).

La resistividad es una propiedad física de las rocas importante en la evaluación de formaciones por medio de registros eléctricos, al igual que la conductividad. La resistividad se define como la resistencia de la formación al paso de una corriente eléctrica, medida con una herramienta de resistividad; mientras que la conductividad es la habilidad de la formación para conducir una corriente eléctrica, medida con una herramienta de inducción. La electricidad puede pasar a través de una formación debido al agua conductiva que contenga dicha formación.

La resistividad de una formación depende de:

- La resistividad del agua de formación.
- La cantidad de agua presente.
- La geometría estructural de los pozos.

Principio de medición:

Los registros eléctricos se miden mediante una herramienta eléctrica que cuenta con un sistema de electrodos que son introducidos a un pozo, generando con ello una corriente eléctrica a través de una fuente (A), creando de esta manera esferas equipotenciales centradas en la fuente, y que con el lodo de perforación actuando como conductor, se pueda distribuir la corriente entre los electrodos y las formaciones. Lo que medirán finalmente los electrodos será el voltaje a una distancia dada de la fuente, la cual dependerá del espaciamiento entre la emisión y los electrodos, y de la resistividad de la formación entre los 2 electrodos, lo que irá correspondiendo proporcionalmente a la resistividad de las formaciones (Figura 64).

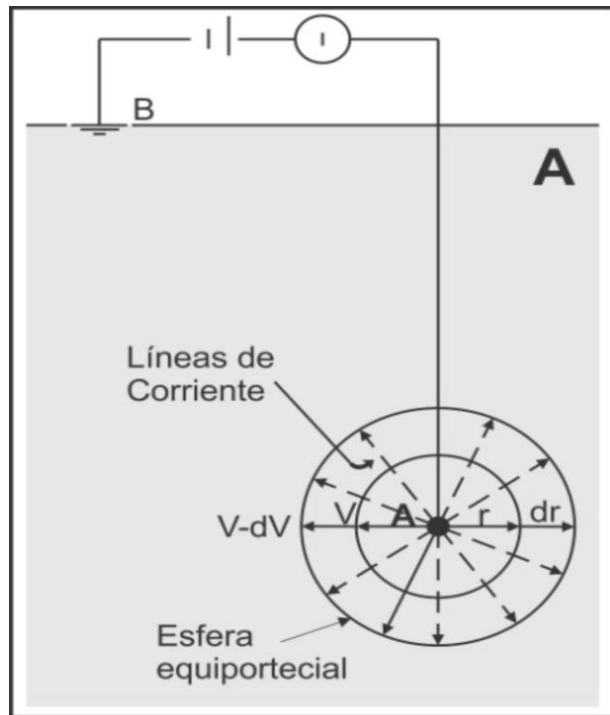


Figura 64.- Esquema del principio de medición de un registro eléctrico (Tomado de Castrejón ,2015).

Este tipo de registro solo es posible obtenerlo en agujeros abiertos y con un lodo conductor, obteniéndose así valores altamente variables en las resistividades de las formaciones dependiendo del tipo de roca y los fluidos que tenga. La unidad utilizada para denotar los valores de resistividad es $\text{ohm} \cdot \text{m}$ y para la conductividad la unidad usada es mho . Los valores de resistividad se grafican en escala logarítmica de $0.2 - 2000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ (para Mesozoico).

Aplicaciones:

- Determinación de zonas con hidrocarburos.
- Determinación de contactos agua-hidrocarburos.
- Correlación entre pozos.

Registro de densidad (RHOB)

El registro de densidad es una herramienta que permite obtener la porosidad de las formaciones directamente a partir de la densidad total de las rocas. Los valores de densidad de la roca incluyendo la matriz sólida (minerales que forman la roca) y el volumen de fluidos libres encerrados en los poros. La densidad es medida en g/cm^3 ; los registros son presentados en una escala lineal entre 1.95 y 2.95 g/cm^3 (para el Mesozoico).

Principio de medición.

Una fuente radioactiva, que se aplica a la pared del agujero en un cartucho deslizable, emite a la formación rayos gamma de mediana energía. Se puede considerar a estos rayos gamma (fotones) como partículas de alta velocidad que chocan con los electrones en la formación. Con cada choque, los rayos gamma pierden algo de su energía aunque no toda la cede al electrón y continúan con energía disminuida. Esta clase de interacción se conoce como efecto Compton (Figura 65). Los rayos gamma dispersos que llegan al detector, que está a una distancia fija de la fuente, se cuentan para indicar la densidad de la formación.

El número de colisiones en el efecto Compton está directamente relacionado con el número de electrones de la formación.

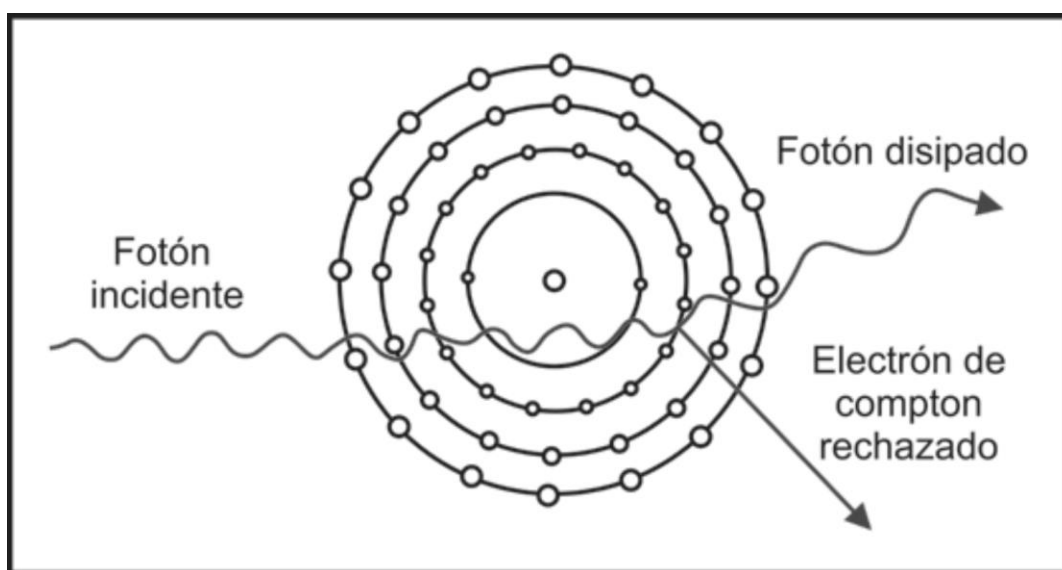


Figura 65.- Esquema que representa el efecto Compton (Modificado de Schlumberger, 2008).

Aplicaciones

- Identificación de minerales en depósitos de evaporitas.
- Detección de gas, determinación de la densidad de los hidrocarburos.
- Evaluación de arenas con arcilla y de litologías complejas
- Determinación de producción de lutitas con contenido de aceite
- Cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánica de las rocas.

Registro de Neutrón (NPHI).

Se utiliza principalmente para delinear formaciones porosas y para determinar su porosidad. Responde principalmente a la cantidad de hidrógeno en la formación. Por lo tanto, en formaciones limpias cuyos poros estén saturados con agua o aceite, el registro refleja la cantidad de porosidad saturada del fluido.

Las zonas con gas con frecuencia pueden identificarse al comparar el registro de neutrones con otro registro de porosidad o con un análisis de muestras. Una combinación del registro de neutrones con uno o más registros de porosidad, proporciona valores de porosidad e identificación de litología aún más exactos, incluso una evaluación del contenido de arcilla.

Principio de medición.

Los neutrones son partículas eléctricamente neutras; cada una tiene una masa casi idéntica a la masa de un átomo de hidrógeno. Una fuente radioactiva en la sonda emite constantemente neutrones de alta energía (rápidos). Estos neutrones chocan con los núcleos de los materiales de la formación considerándose como colisiones elásticas de "bolas de billar". Con cada colisión, el neutrón pierde algo de su energía.

La cantidad de energía pérdida por colisión depende de la masa relativa del un núcleo con el que choca el neutrón. La mayor pérdida de energía ocurre cuando el neutrón golpea un núcleo con una masa prácticamente igual, es decir, un núcleo de hidrógeno. Las colisiones con núcleos pesados no desaceleran mucho al neutrón. Por lo tanto la desaceleración de neutrones depende en gran parte de la cantidad de hidrógeno de la formación (Figura 66).

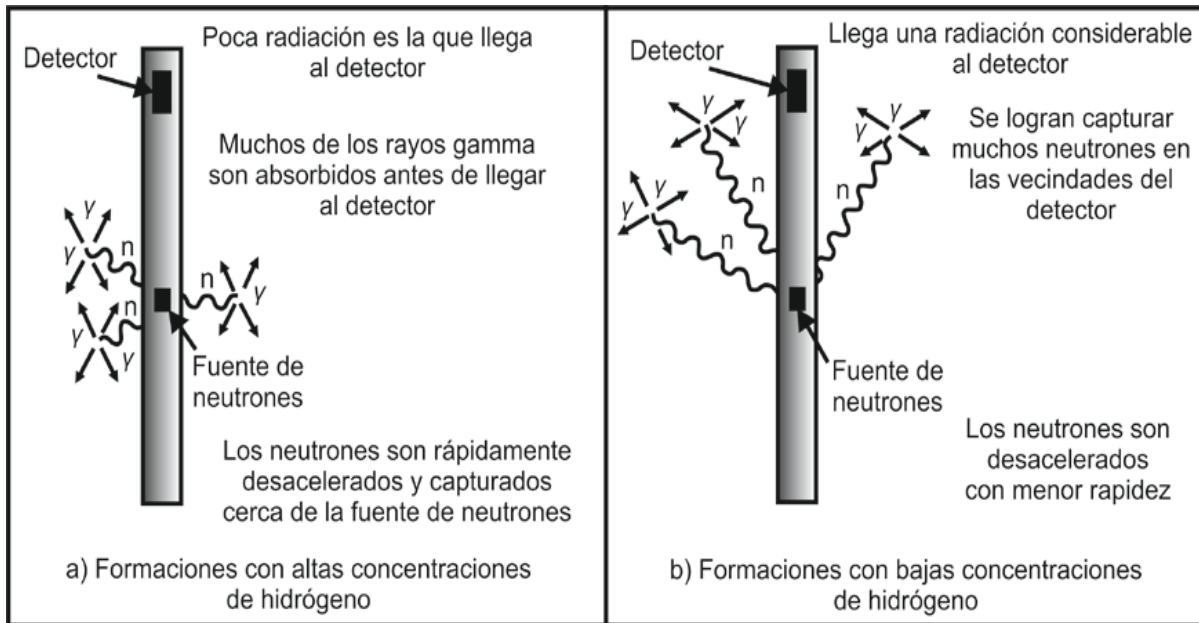


Figura 66.- Esquemas que ejemplifica la relación que existe entre la concentración de hidrógeno que puedan tener las formaciones y el número de conteos obtenido por el o los detectores (Tomado de Castrejón ,2015).

Aplicaciones:

- Determinación de la porosidad.
- Identificación de litología.
- Análisis del contenido de arcilla.
- Detección de gas.
- Tipo de fluidos.

4.2.2 Evaluación petrofísica de los pozos del campo.

La evaluación petrofísica fue realizada utilizando los registros geofísicos de pozos disponibles para determinar las propiedades de la roca, así como el contenido de fluidos.

Para la realización de una evaluación petrofísica básica, se requiere de información directa de los registros geofísicos de pozo como son los datos de las curvas: (GR) Rayos gamma, (RT) Resistividad, (NPHI) Neutrón y (RHOB) Densidad. Los datos de los registros geofísicos se proporcionaron previamente editados, lo que quiere decir que se realizaron las correcciones ambientales pertinentes en cada caso.

Posteriormente se realiza el cálculo de nuevas curvas mediante las ecuaciones de los parámetros petrofísicos para nuestro análisis, como son:

- *Cálculo de volumen de arcilla a partir de GR.*

Primero se calcula el índice de arcillosidad (I_{sh}):

$$I_{sh} = \frac{GR \log - GR \min}{GR \max - GR \min}$$

Donde:

$GR \log$ = Rayos gamma leído.

$GR \min$ = Rayos gamma mínimo.

$GR \max$ = Rayos gamma máximo.

Después se calcula el volumen de arcilla (V_{cl}) a partir del índice de arcillosidad (I_{sh}) mediante la ecuación de Larionov (1969) para rocas antiguas:

$$V_{cl} = 0.33(2^{I_{sh*2}} - 1)$$

- *Cálculo de porosidad densidad Φ_D , mediante la densidad medida (ρ_b).*

$$\Phi_D = \frac{\rho_b m_a - \rho_b}{\rho_b m_a - \rho_b f}$$

Donde:

$\rho_b m_a$ = caliza = 2.71 gr/cc; al ser nuestro campo de estudio carbonatos se utiliza esta densidad de matriz.

$\rho_b f$ = 1.1 gr/cc, nuestro fluido es salado y por lo tanto se usa esta densidad.

- *Cálculo de porosidad total (Φ_T).*

Mediante dos curvas de porosidad como Φ_D (densidad) y Φ_N (neutrón), se puede obtener Φ_T con la siguiente ecuación:

$$\Phi_T = \frac{(\Phi_D + \Phi_N)}{2}$$

Donde:

Φ_D = Curva calculada porosidad densidad.

Φ_N = Curva del registro neutrón.

- *Cálculo de porosidad efectiva (Φ_e).*

Se puede calcular por la siguiente ecuación:

$$\Phi_e = \Phi_T * (1 - V_{cl})$$

Donde:

Φ_T = curva calculada porosidad total.

Vcl= curva calculada volumen de arcilla.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

- *Cálculo de saturación de agua (Sw).*

Mediante la ecuación de Archie

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

Donde:

a = Factor de tortuosidad

m = Exponente de cementación

n = Exponente de saturación

R_t = Curva del registro de resistividad.

ϕ^m = Curva calculada ϕe porosidad efectiva.

R_w = Resistividad del agua de formación.

Al estar compuesto de carbonatos nuestro campo de estudio, los valores de a, m y n son los siguientes:

	Factor de tortuosidad	Exponente de cementación	Exponente de saturación
	a	m	n
Carbonatos	1	2	2

Considerando que esto sucede en un medio homogéneo.

Para obtener el valor de la resistividad del agua de formación (Rw) se consideró la salinidad de 140,000 ppm y una temperatura de 145 °C, con el siguiente gráfico (Figura 67).

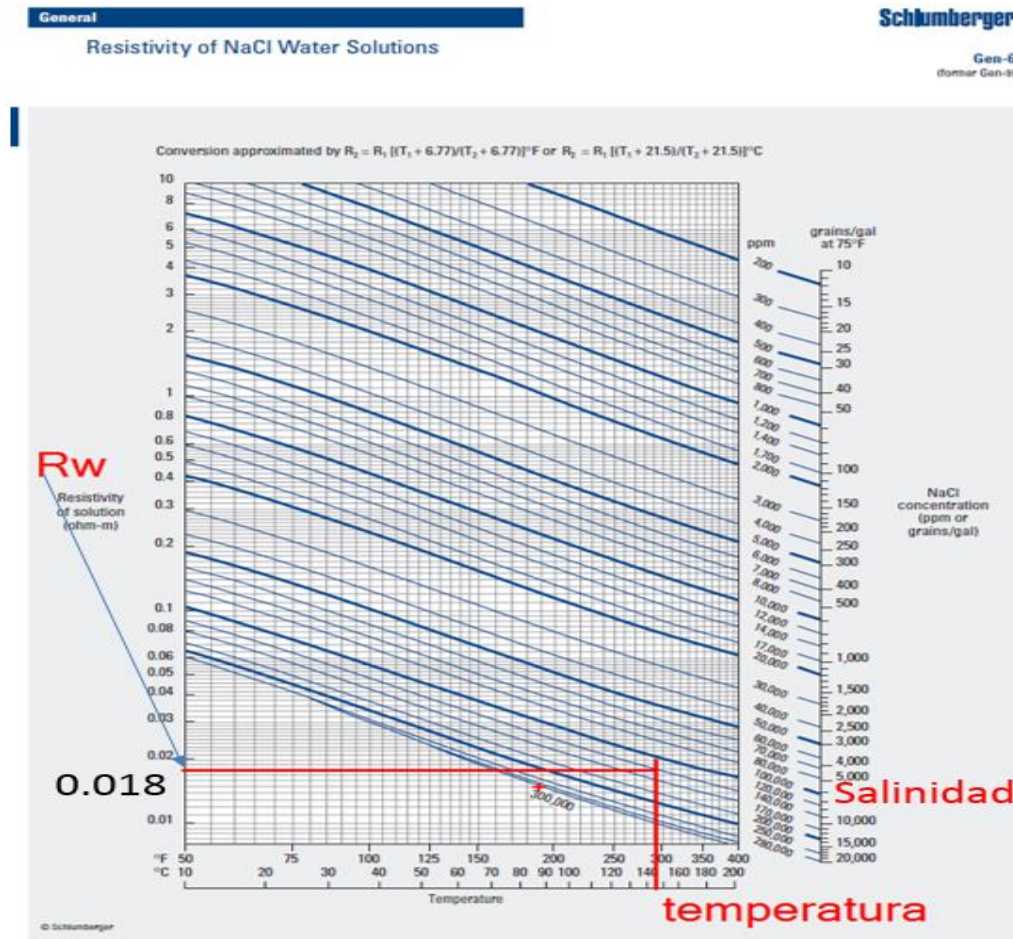


Figura 67.- Calculo de Rw mediante salinidad y temperatura con la tabla de resistividad de soluciones de agua NaCl (Tomado de Schlumberger, 2009).

- Calculo de la permeabilidad (Timur-Coates)

$$K = \left(\left(\frac{\phi^{2.25}}{S_w} \right) * 100 \right)^2$$

Donde:

ϕ = Curva calculada ϕ e porosidad efectiva.

S_w = Curva calculada S_w saturación de agua.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

La evaluación petrofísica del campo Zapato se conforma por siete pozos, con diferentes profundidades (Tabla 1), cada uno de ellos con registros geofísicos con las curvas siguientes: (GR, Rt, RHOB Y NPHI) posteriormente se calcularon los parámetros siguientes: y las curvas calculadas (Ish, Vcl, ϕ_D , ϕ_T , ϕ_e , Sw y K).

A partir de los registros geofísicos en formato "las" se trabajaron en hojas de cálculo (Excel) para generar los gráficos correspondientes a cada curva de acuerdo a las profundidades y a cada una de las escalas adecuadas al registro o curva calculada. Las curvas calculadas presentan una escala en fracción de 0 a 1.

Pozo	Profundidad curvas graficadas (m)	Cima (JSK) (m)	Profundidad total (m)
Zapato 31	5700-6060	5836	6063
Zapato 3	5800-6020	5890	6032
Zapato 11	6020-6535	6176	6550
Zapato 13	5825-6092	5950	6090
Zapato 22	5989-6047	6005	6050
Zapato 32	5805-5992	5878	6010
Zapato DL1	5574-5745	5645	5980

Tabla 1.- Pozos a profundidades graficadas y totales, así como con cimas del JSK.

El análisis se centra en la interpretación de litologías mediante la información arrojada por el registro geofísico de pozo, así como la información recabada mediante la recuperación de muestras de canal y núcleos.

Cada gráfico consta de 6 carriles, correspondientes a tres curvas tomadas directamente del registro y a tres curvas calculadas.

Carril 1: Corresponde a la curva de rayos gamma (GR), la cual presenta una escala de 0 a 100 unidades API, en la que se refleja que tan limpia o sucia puede estar la formación con la presencia de arcillas en la misma.

Carril 2: Corresponde a la curva de resistividad (R_t), la cual se presenta en una escala logarítmica de 0.2-2000 en ohm.m, en la que se interpreta de acuerdo a los fluidos presentes en la formación.

Carril 3: Corresponde a las curvas densidad (RHOB) y neutrón (NPHI) en una escala de 1.95-2.95 gr/cc para poder interpretar las litologías presentes.

Los carriles 4, 5 y 6 presentan las curvas calculadas volumen de arcillosidad (Vcl), porosidad efectiva (ϕ_e) y saturación de agua (S_w), éstas se grafican a una escala de 0 a 1 en manera fraccionaria. Los valores altos orientados hacia la derecha de la curva y valores menores hacia la izquierda de la curva.

Análisis de los registros geofísicos por pozo.

Del pozo Zapato 31 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 5700 a 6060 m, mostrando a 5836 m la cima del Jurásico Superior Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6063 m (Figura 68).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 5700 a 5836 m en donde se observa la presencia de arcilla, mientras que los valores menores se presentan en un intervalo de 5840 a 5944 m orientados a la izquierda del gráfico, mientras que en 5945 a 6050 m los valores aumentan un poco orientándose a la mitad del gráfico, considerándose un intervalo limpio al no presentar valores altos.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados como se observa en el carril 3 en las siguientes profundidades: 5850, 5885, 5890, 5910, 5925, 5945 y 6010 m.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver que en el intervalo de 5700 a 5836 m los valores van aumentando continuamente reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 5839 a 6060 m, donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5700 a 5839 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 5843 a 6055 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo de 5700 a 5843 m; podría decirse que las arcillas contenidas en este intervalo se encuentran saturadas de agua y expansibles, mientras que en el intervalo de 5852 a 6060 m se encuentra libre de arcilla.

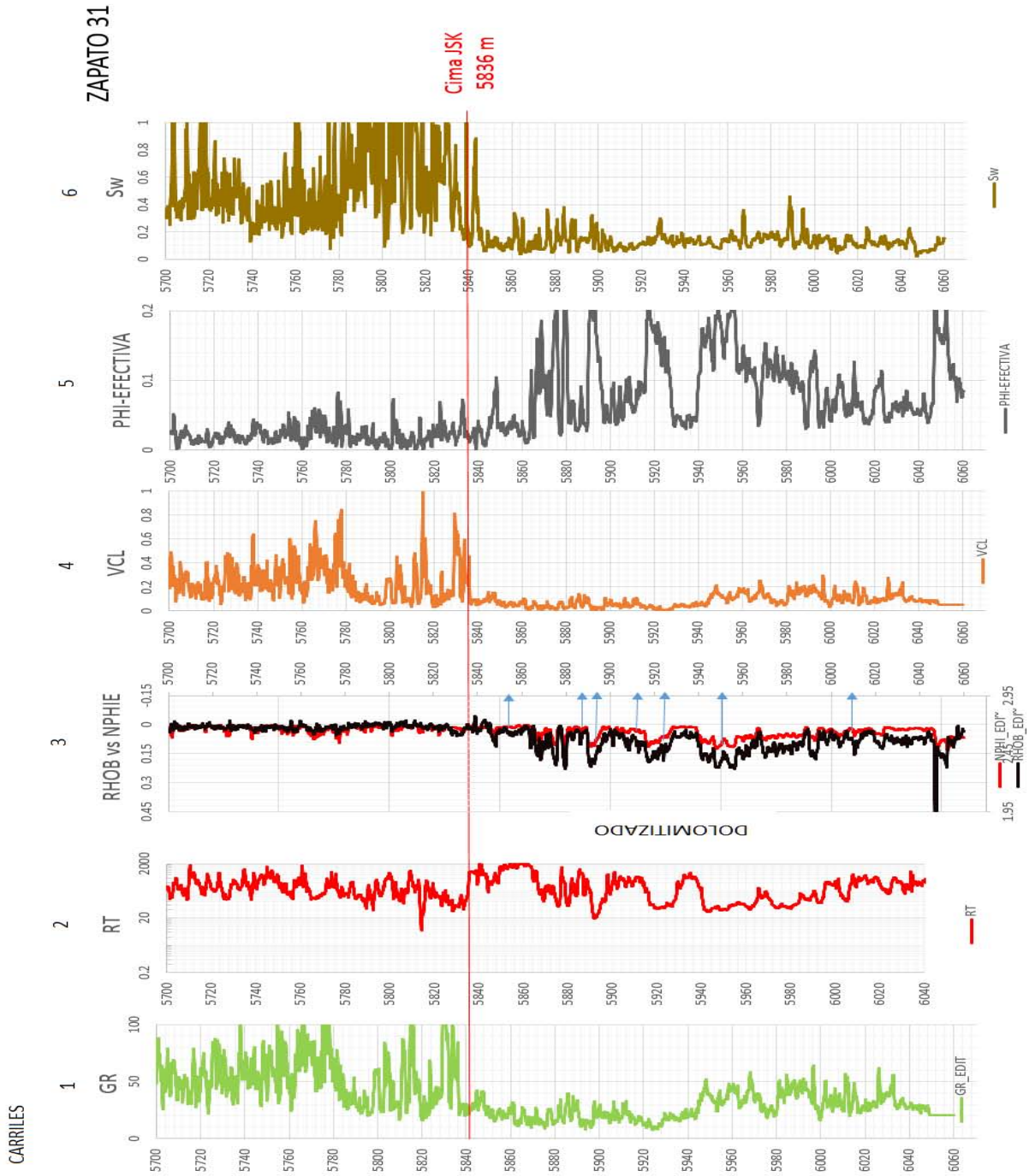


Figura 68.- Registró geofísico del pozo Zapato-31.

Del pozo Zapato 3 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 5800-6020 m, mostrando a 5890 m la cima del Jurásico Superior Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6032 m (Figura 69).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 5700 a 5890 m en donde se observa la presencia de arcilla, mientras que los valores menores se presentan en un intervalo de 5893 a 6020 m orientados a la izquierda del gráfico, interpretados como una zona limpia.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados, como se observa en el carril 3 en las siguientes profundidades: 5901, 5904, 5925, 5950, 5990 m.

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6020 m, por lo que para completar el intervalo de 6020 a 6030 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

A los 6030 m se tomó la muestra que corresponde wackestone de intraclastos tabulares de dolomía microcristalina.

A los 6032 m se tomó la muestra la que corresponde wackestone de intraclastos tabulares de dolomía microcristalina.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver que en el intervalo de 5800 a 5890 m los valores van aumentando continuamente, reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 5891 a 6020 m, donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5800 a 5890 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 5897 a 6020 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo de 5800 a 5908 m; podría decirse que las arcillas contenidas en este intervalo se encuentran saturadas de agua y expansibles, mientras que en el intervalo de 5911 a 6020 m se encuentra libre de arcilla.

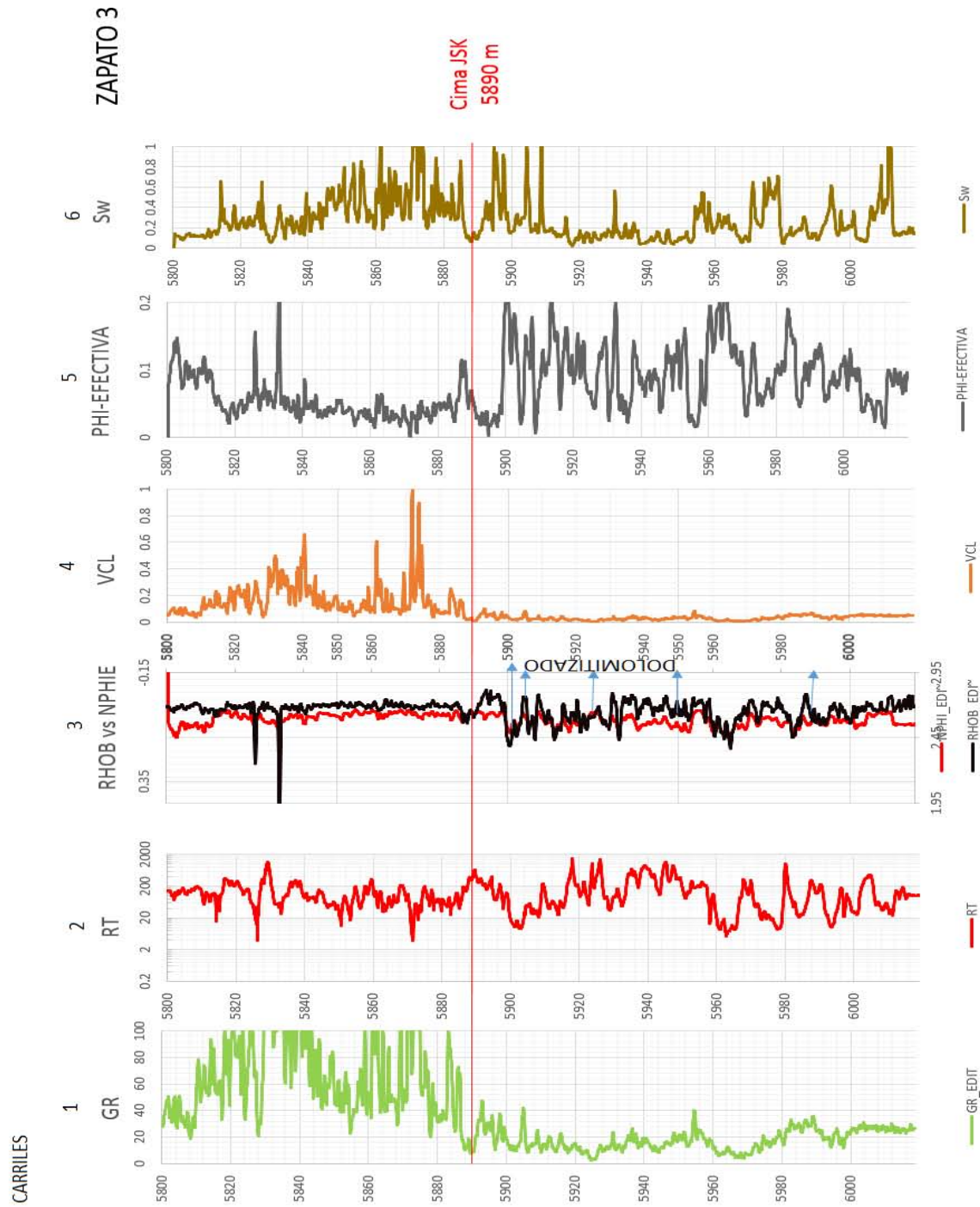


Figura 69.- Registró geofísico del pozo Zapato-3.

Del pozo Zapato 11 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 6020-6535 m, mostrando a 6176 m la cima del Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6550 m (Figura 70).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 6019 a 6175 m en donde se observa la presencia de arcilla, mientras que los valores menores se presentan en un intervalo de 6177 a 6535 m orientados a la izquierda del gráfico, interpretados como una zona limpia.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados, como se observa en el carril 3 en las siguientes profundidades: 6510m a 6515m, 6515m a 6535 m.

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6535 m, por lo que para completar el intervalo de 6535 a 6550 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

De los 6535 a 6540 m. se encontró mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado con dolomías mesocristalinas.

De los 6540 a 6545 m. se encontró mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

De los 6545 a 6550 m. se encontró mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver que en el intervalo de 6020 a 6176 m los valores van aumentando continuamente, reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 6184 a 6020 m donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 6020 a 6176 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 6190 a 6535 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo completo del pozo, presentando altos valores.

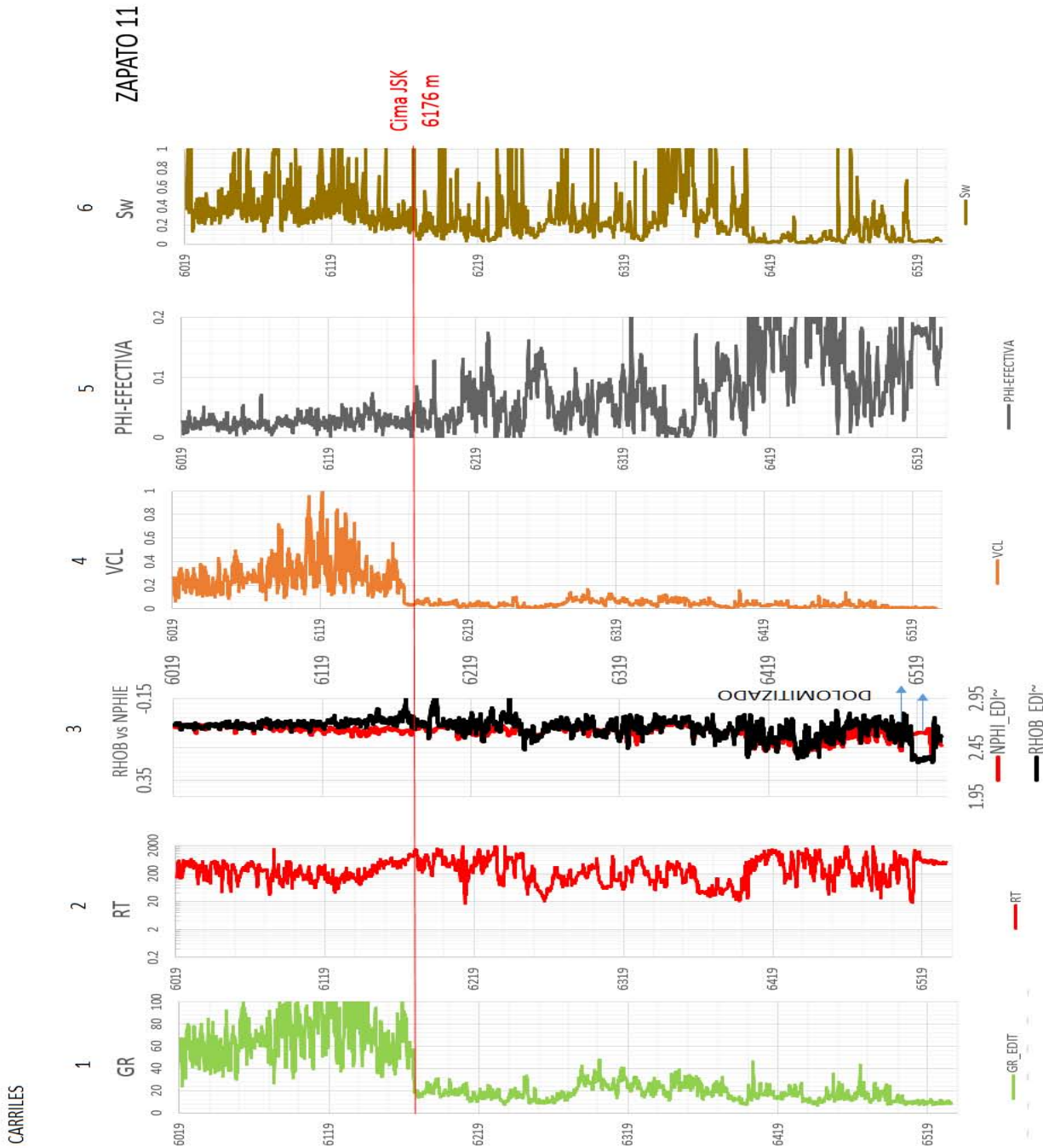


Figura 70.- Registró geofísico del pozo Zapato-11.

Del pozo Zapato 13 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 5825-6092 m, mostrando a 5950 m la cima del Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6090 m (Figura 71).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 5825 a 5948 m en donde se observa la presencia de arcilla, mientras que los valores menores se presentan en un intervalo de 5950 a 6092 m orientados a la izquierda del gráfico; se interpretan como una zona limpia.

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6535 m, sin observar intervalos dolomitizados, por lo que para completar el intervalo de 6535 a 6550 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

De los 6535 a 6540 m. se tiene mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado con dolomías mesocristalinas.

De los 6540 a 6545 m. se tiene mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

De los 6545 a 6550 m. se tiene mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver que en el intervalo de 5825 a 5948 m los valores van aumentando continuamente, reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 5950 a 6092 m, donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5878 a 5952 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 5955 a 6092 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo completo del pozo, presentando altos valores.

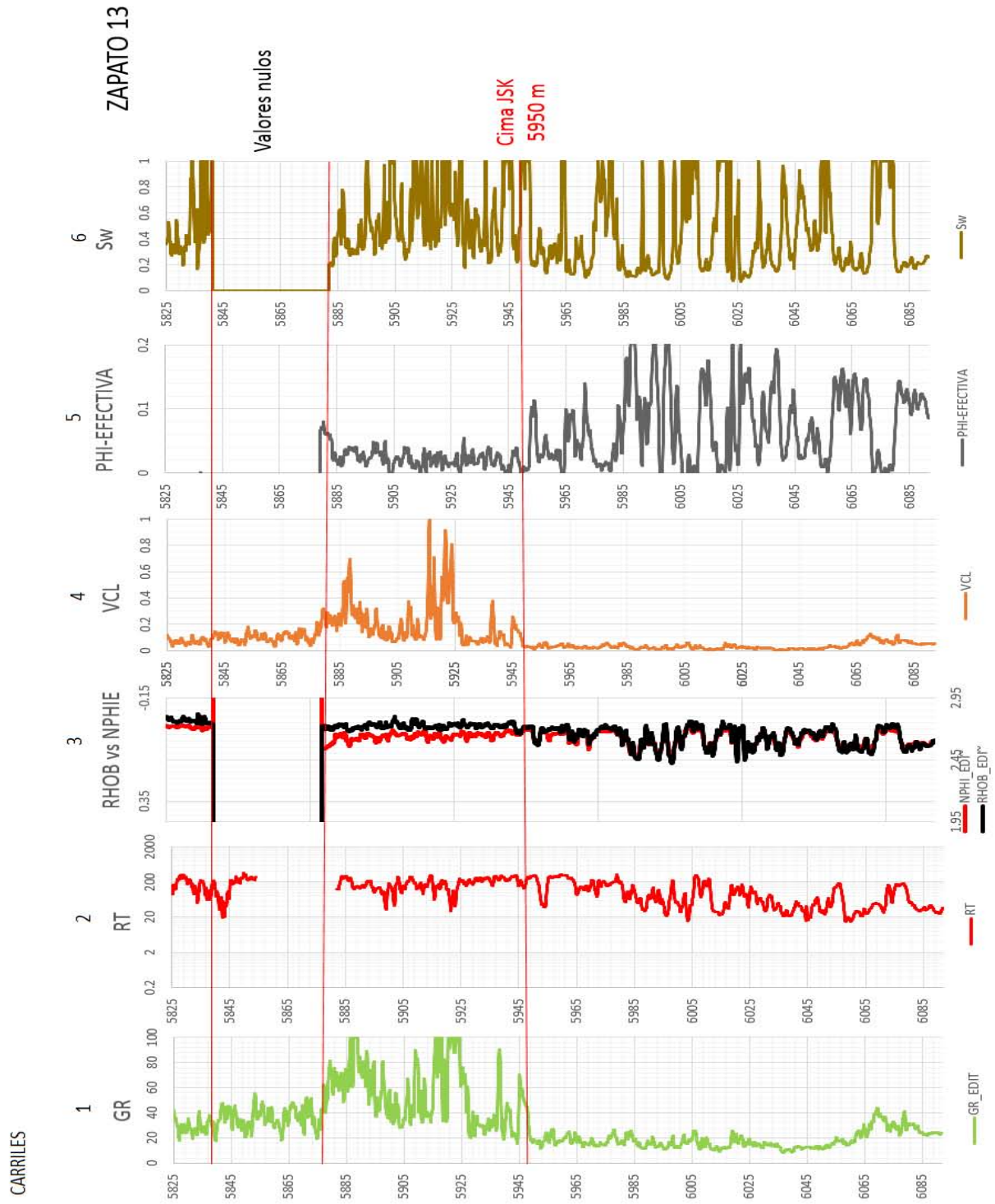


Figura 71.- Registró geofísico del pozo Zapato-13.

Del pozo Zapato 22 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 5989-6047 m, mostrando a 6005 m la cima del Jurásico Superior Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6050 m (Figura 72).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 5889 a 6005 m en donde se observa la presencia de arcilla, mientras que los valores menores se presentan en un intervalo de 6007 a 6047 m orientados a la izquierda del gráfico; se interpretan como una zona limpia.

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6047 m, sin observar intervalos dolomitizados, por lo que para completar el intervalo de 6047 a 6050 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

De los 6047 a 6050 m. se tiene mudstone café claro a gris claro, en partes parcialmente dolomitizado, con porosidad secundaria (microfracturas).

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver que en el intervalo de 5989 a 6005 m que los valores van aumentando continuamente, reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 6006 a 6047 m donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5990 a 6004 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 6005 a 6047 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo de 5989 a 6004 m, el agua disminuye considerablemente con respecto del intervalo arcilloso que se encuentra de 6006 a 6047 m.

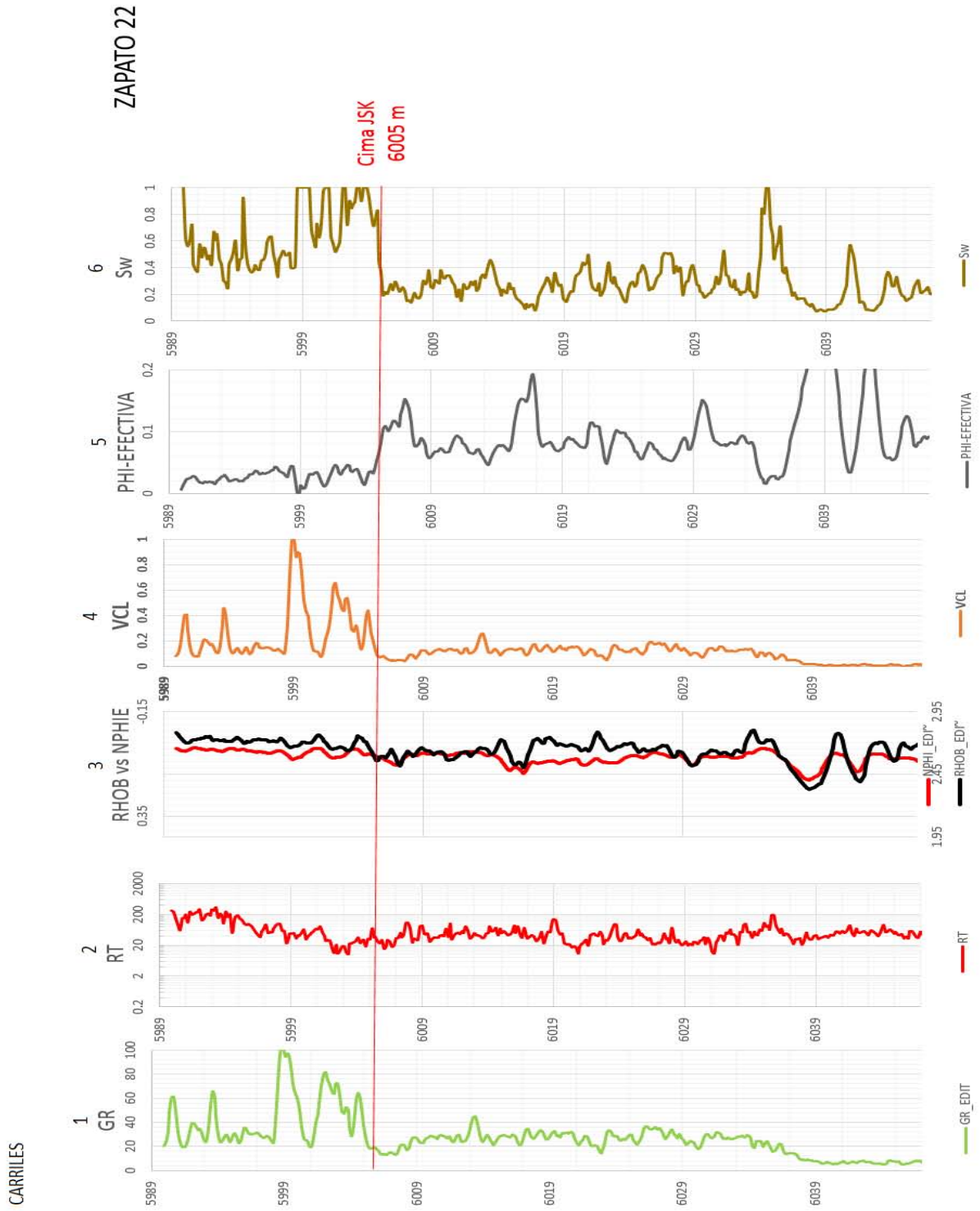


Figura 72.- Registró geofísico del pozo Zapato-22.

Del pozo Zapato 32 se obtuvo la siguiente información:

Este pozo presentó la toma de registros a la profundidad de 5805-5992 m, mostrando a 5878 m la cima del Jurásico Superior Kimmeridgiano y con una profundidad total del pozo de 6010 m (Figura 73).

Carril 1: La curva de rayos gamma presenta valores altos orientados hacia la derecha en un intervalo de 5805 a 5876 m en donde se observa la presencia de arcilla, posteriormente se observa un intervalo de 5880 a 5897 m con valores menores que se orientan a la izquierda, mostrando una zona limpia libre de arcilla; mientras que continuamente en el intervalo de 5904 a 5932 m los valores aumentan nuevamente mostrando una zona sucia con presencia de arcillas, continuamente se presenta una zona con valores menores en un intervalo de 5935 a 5992 m orientados a la izquierda del gráfico se interpretan como una zona limpia.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados como se observa en el carril 3 en las siguientes profundidades: 5850, 5860, 5980, 5995, 6000 m.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver en el intervalo de 5805 a 5876 m que los valores van aumentando continuamente reflejando un mayor contenido de arcilla; en el intervalo de 5880 a 5904 m disminuye sus valores presentando una zona más limpia que en el intervalo de 5905 a 5932 m donde los valores vuelven aumentar considerablemente para después disminuir y presentar una zona limpia de 5935 a 5992 m.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5805 a 5876 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 5880 a 5904 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla, continuamente de 5905 a 5932 m vuelve a disminuir el valor de porosidad y en el intervalo final de 5935 a 5992 m se ve que la porosidad es considerablemente alta marcando una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en los intervalos de 5805 a 5908 m y de 5905 a 5932 m; podría decirse que las arcillas contenidas en este intervalo se encuentran saturadas de agua y expansibles, mientras que en los intervalos de 5880 a 5904 m y de 5935 a 5992 m se encuentra con poca saturación de agua.

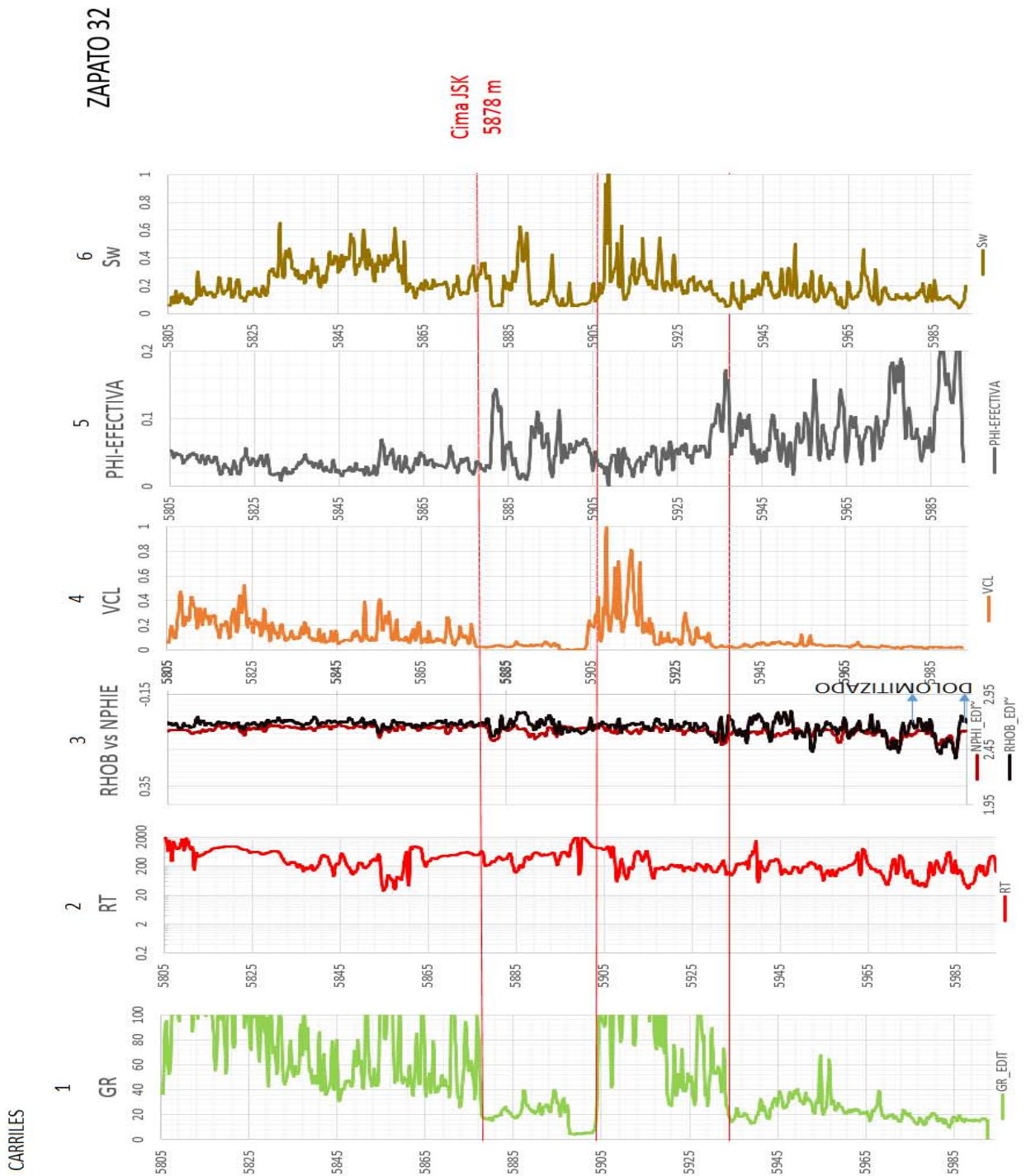


Figura 73.- Registró geofísico del pozo Zapato-32.

El pozo Zapato DL1 contiene en términos generales un mudstone-wackestone constituido por una matriz micrítica arenosa.

En el carril 1, nuestra curva arroja la siguiente información: a la profundidad de 5575-5644 m los valores de la curva aumentan orientándose a la derecha, mientras que a la profundidad de 5648-5745 m disminuye su valores orientándolos a la izquierda; por lo tanto a valores altos mayor presencia de arcilla en la formación mientras que a valores bajos menor presencia de arcilla en la misma (Figura 74).

A la profundidad de 5645 m se considera la cima de Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), en donde de acuerdo al análisis realizado al carril 3, se interpretan zonas de posibles dolomías en las siguientes profundidades: 5665, 5679, 5701, 5709, 5715 y 5727 m. De acuerdo al estudio petrográfico y diagenético elaborado por (PEMEX), se seleccionó el intervalo 5605-5980 m correspondiente al Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK) el cual fue recuperado durante la perforación del pozo Zapato DL1.

Es importante mencionar que en este pozo se muestrearon dos núcleos durante el JSK:

- Núcleo 4 en el intervalo (5652-5661) m.
- Núcleo 5 en el intervalo (5815-5824) m.

Durante la toma de información de registros geofísicos en la última etapa perforada en el pozo Zapato DL1, debido a un accidente mecánico fue posible solamente tomar el registro de 5575-5745 m, faltando por registrar el intervalo que va de 5745-5980 m, donde 5980 m es la profundidad total del pozo.

En el carril tres el intervalo de 5665-5679 m muestra una posible zona de dolomías; al integrar el estudio petrográfico y diagenético se identifican dolomías meso-cristalinas con porosidad intercrystalina y procesos de disolución, así como el intervalo 5765-5770 m en donde se observa un wackestone con desarrollo de porosidad por procesos de disolución y fragmentos de dolomía con desarrollo de porosidad intercrystalina.

Con la ayuda de núcleos y muestras de canal fué posible seleccionar intervalos de interés donde no se cuenta con la información de registros como en los siguientes intervalos:

- 5825-5830 m
Presencia de dolomía meso-cristalina con desarrollo de porosidad intercristalina y procesos de disolución.
- 5835-5840 m
Wackestone parcialmente dolomitizado.
- 5855-5880
Dolomía meso-cristalina con desarrollo de porosidad tipo intercristalino y procesos de disolución.
- 5945-5970
Wackestone parcialmente dolomitizado.

Carril 4: En la curva de contenido de arcilla existente en la formación, se puede ver en el intervalo de 5575 a 5645 m que los valores van aumentando continuamente reflejando un mayor contenido de arcilla que en el intervalo de 5646 a 5740 m, donde los valores se mantienen bajos y por lo tanto libres de arcilla.

Carril 5: La curva de porosidad efectiva en el intervalo de 5575 a 5890 m se presenta baja, ya que la arcilla presente en esa zona ocupa todos los espacios de la roca, mientras que en el intervalo de 5897 a 6020 m aumenta sus valores y se observa que es una zona limpia libre de arcilla.

Carril 6: La curva de saturación de agua refleja la presencia de agua en el intervalo de 5575 a 5677 m; podría decirse que las arcillas contenidas en este intervalo se encuentran saturadas de agua y expansibles en una cierta porción de este intervalo de acuerdo con la curva de volumen de arcillosidad, mientras que en el intervalo de 5680 a 5740 m se encuentra libre de arcilla.

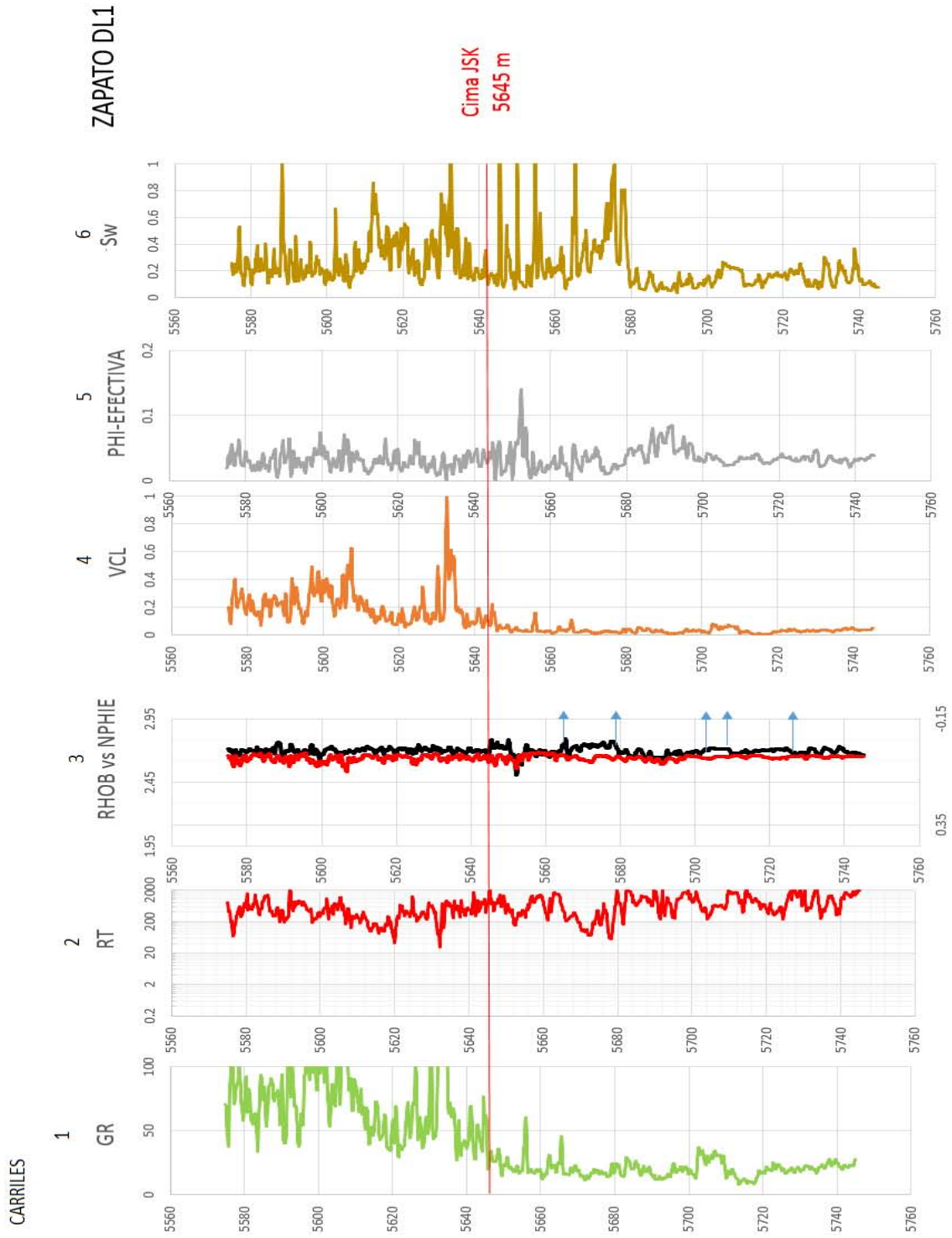


Figura 74.- Registró geofísico del pozo Zapato-32.

En el análisis de la evaluación de cada uno de los pozos se analizan los valores de densidad de la curva RHOB a diferentes profundidades, así como la porosidad que corresponde a cada lectura para relacionarlo con la calidad de roca existente.

Para observarlo más a detalle se realizó una estadística descriptiva de la curva RHOB (densidad) tomando como punto pivote el promedio por cada uno de los pozos.

<i>Pozo</i>	Promedio RHOB
<i>Zapato 31</i>	2.59
<i>Zapato 3</i>	2.66
<i>Zapato 11</i>	2.65
<i>Zapato 13</i>	2.67
<i>Zapato 22</i>	2.64
<i>Zapato 32</i>	2.59
<i>Zapato DL1</i>	2.69

Se trabajó con el valor de corte de 0.15 de volumen de arcilla (VCL) de cada pozo, el cual se obtuvo de los datos de la curva calculada VCL, puede expresarse de la manera siguiente:

Se ordenan los datos de la curva calculada VCL de menor a mayor, posteriormente se obtiene la sumatoria acumulativa de $\sum VCL_1 = (VCL_1)$, (VCL_1+VCL_2) , $(VCL_1+VCL_2+VCL_3)...$ $(VCL_1+VCL_2...+VCL_n)$ y finalmente se normalizan los datos de esta curva realizando nuevamente la sumatoria $\sum VCL_2$ y dividiéndola entre el total de la $\sum VCL_1$.

$$\sum VCL_2 = (VCL_1/VCL_1+VCL_2...+VCL_n), (VCL_1+VCL_2/VCL_1+VCL_2...+VCL_n), (VCL_1+VCL_2+VCL_3/VCL_1+VCL_2...+VCL_n)... (VCL_1+VCL_2...+VCL_n/VCL_1+VCL_2...+VCL_n)$$

Los datos se grafican en un formato (X, Y) con escalas de 0 a 1, donde el eje X son los datos de la curva calculada VCL y el eje Y es la curva normalizada $\sum VCL_2$ (Figura 75).

Se busca la zona de cambio de pendiente, para poder encontrar el valor de corte que será la intersección en el primer punto de cambio de pendiente a partir de origen. Como se muestra en la (Figura 75); el valor de corte seleccionado es de $VCL = 0.15$

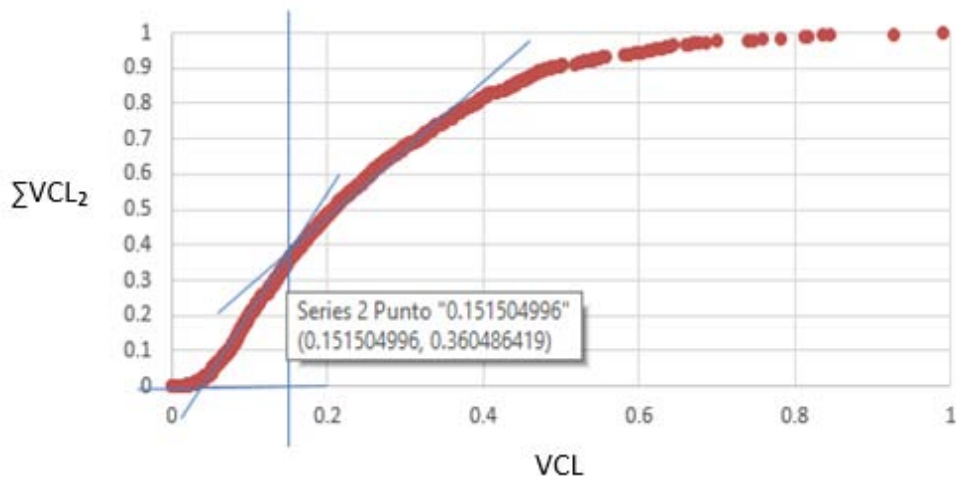


Figura 75.- Grafico ΣVCL_2 vs VCL , donde se muestra el valor de corte seleccionado.

Mediante los valores promedio de $RHOB$ y el valor de corte VCL de cada uno de los pozos, se realizaron dos filtros con la condición (mayor o igual que) y (menor o igual que); donde dependiendo del valor promedio que dio $RHOB$ por cada pozo y el valor de corte $VCL = 0.15$ para todos los pozos se hace el filtro bajo cada una de las condiciones.

El análisis se realiza de acuerdo a lo siguiente:

$RHOB$ y VCL son los datos de curvas calculadas, los cuales al ser filtrados mediante los valores antes mencionados nos proporciona las propiedades petrofísicas identificadas (Volumen de arcilla (VCL), Porosidad total ($PHIT$) y Porosidad efectiva ($PHIE$) mediante estadística descriptiva, se definen los valores promedio.

Interpretándose de la siguiente manera:

Pozo Zapato 31

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 31, se divide en dos zonas (Figura 76), una perteneciente al *Jurásico Superior Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.3, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

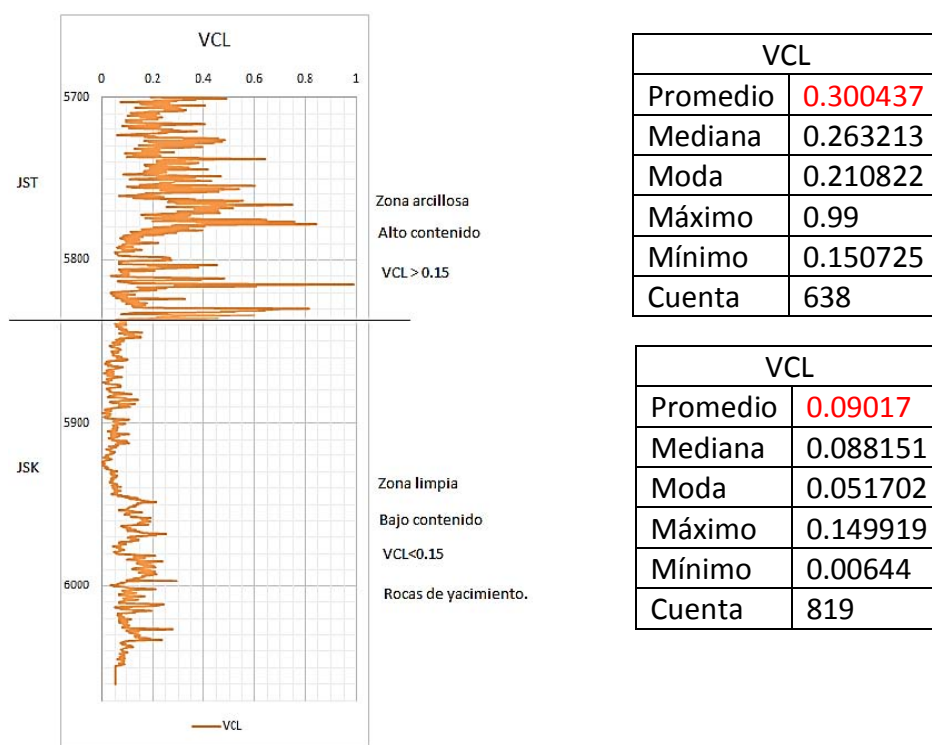
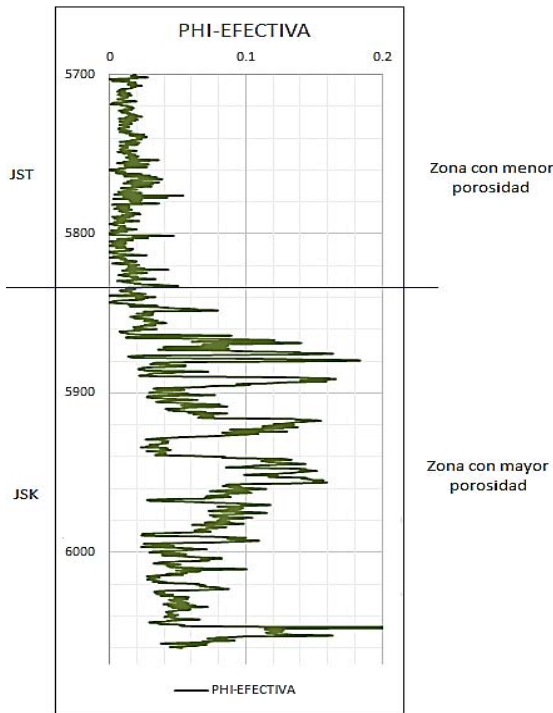


Figura 76.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-31.

La zona de interés pertenece al *Jurásico Superior Kimmeridgiano*, una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado un promedio de VCL igual a 0.09, donde el valor máximo fue de 0.15 y el mínimo de 0.006, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 31, se observa en la curva (PHI-EFFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 77), una perteneciente al *Jurásico Superior Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis $RHOB > 2.59$, obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.016 con un valor máximo de 0.065 y uno mínimo de 0.00014, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.



PHI-E	
Promedio	0.016459
Mediana	0.015143
Moda	-----
Máximo	0.064611
Mínimo	0.000145
Cuenta	638

PHI-T	
Promedio	0.024444
Mediana	0.022385
Moda	0.024698
Máximo	0.076752
Mínimo	0.000209
Cuenta	638

PHI-E	
Promedio	0.092495
Mediana	0.078139
Moda	-----
Máximo	0.371369
Mínimo	0.039964
Cuenta	819

PHI-T	
Promedio	0.10171
Mediana	0.085239
Moda	-----
Máximo	0.399411
Mínimo	0.043721
Cuenta	819

Figura 77.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-31.

La zona de interés pertenece al *Jurásico Superior Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis $RHOB < 2.59$ obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.092 con un valor máximo de 0.37 y uno mínimo de 0.040, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato 3

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 3, se divide en dos zonas (Figura 78), una perteneciente al *Jurásico Superior Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.28, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

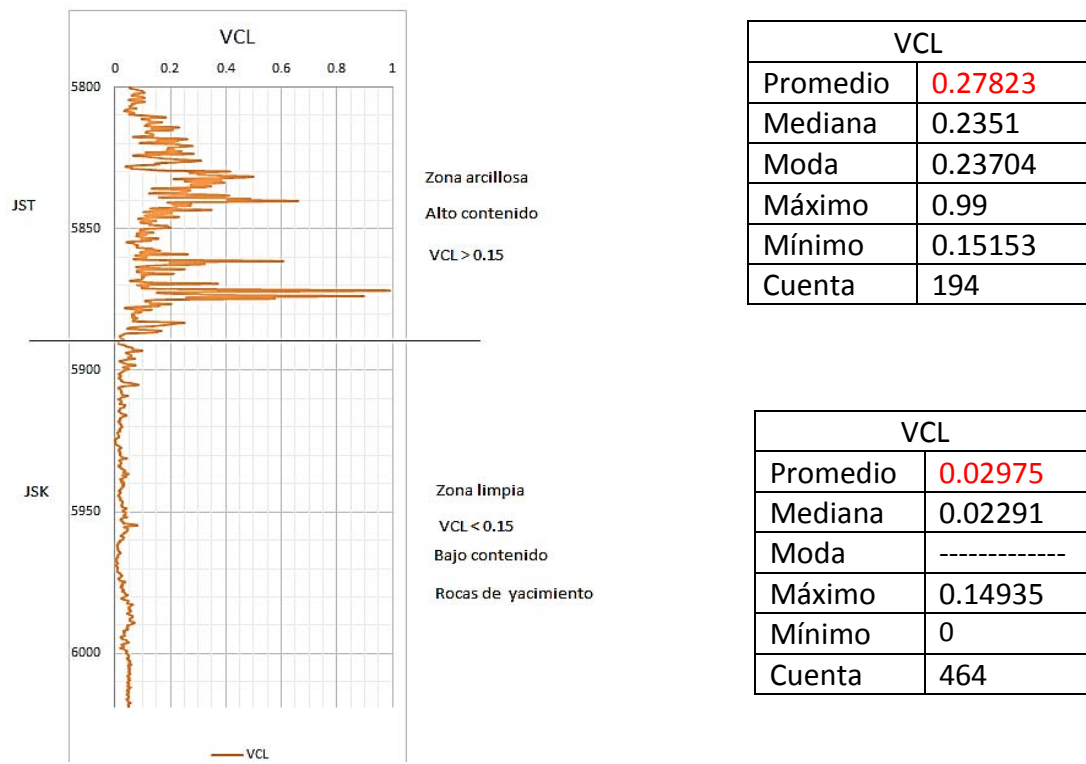


Figura 78.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-3.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano*, una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado un promedio de VCL igual a 0.030, donde el valor máximo fue de 0.15 y el mínimo de 0, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 3 ,se observa en la curva (PHI-EFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 79), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.66 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.023 con un valor máximo de 0.039 y uno mínimo de 0.0003, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

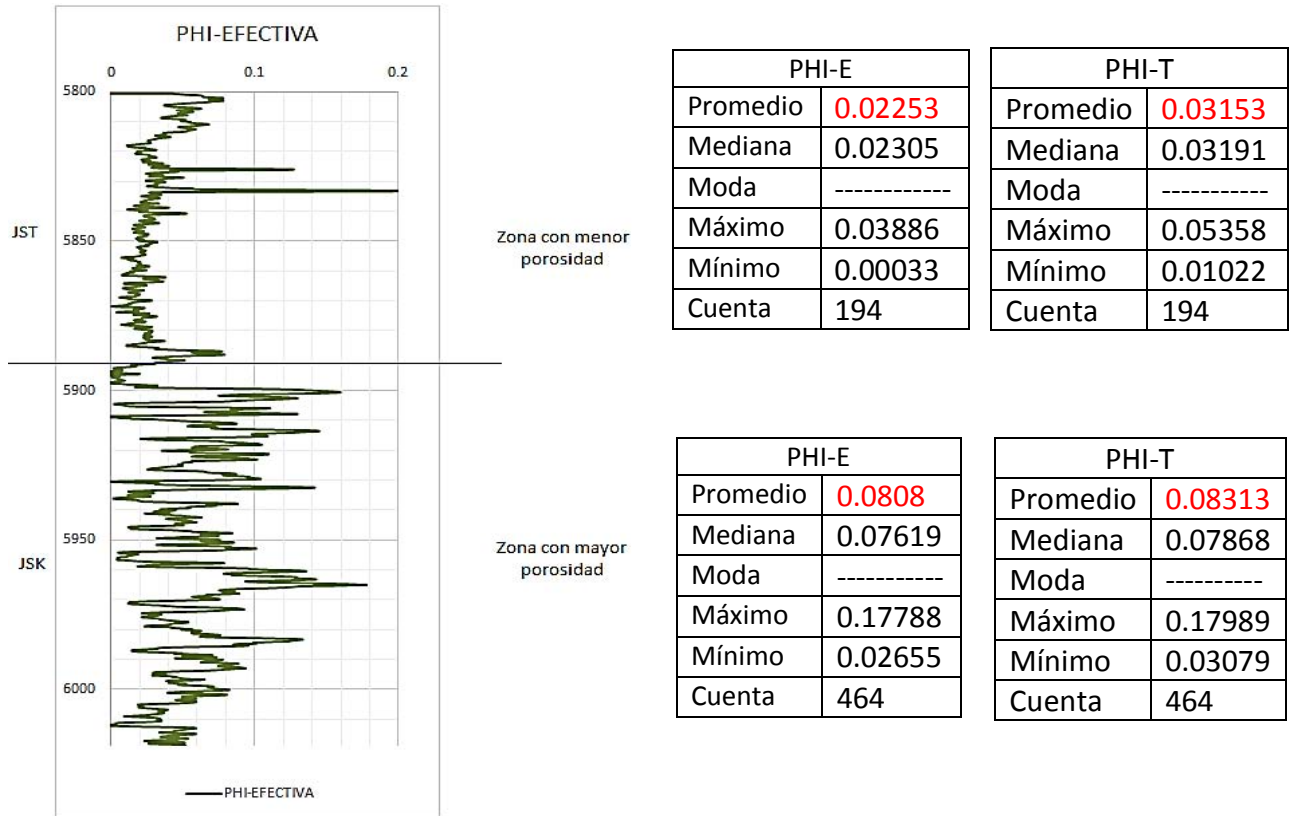


Figura 79.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-3.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.66 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.08 con un valor máximo de 0.18 y uno mínimo de 0.027, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato 11

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 11, se divide en dos zonas (Figura 80), una perteneciente al *Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniéndose como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.3, donde el valor máximo fue de 0.84 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

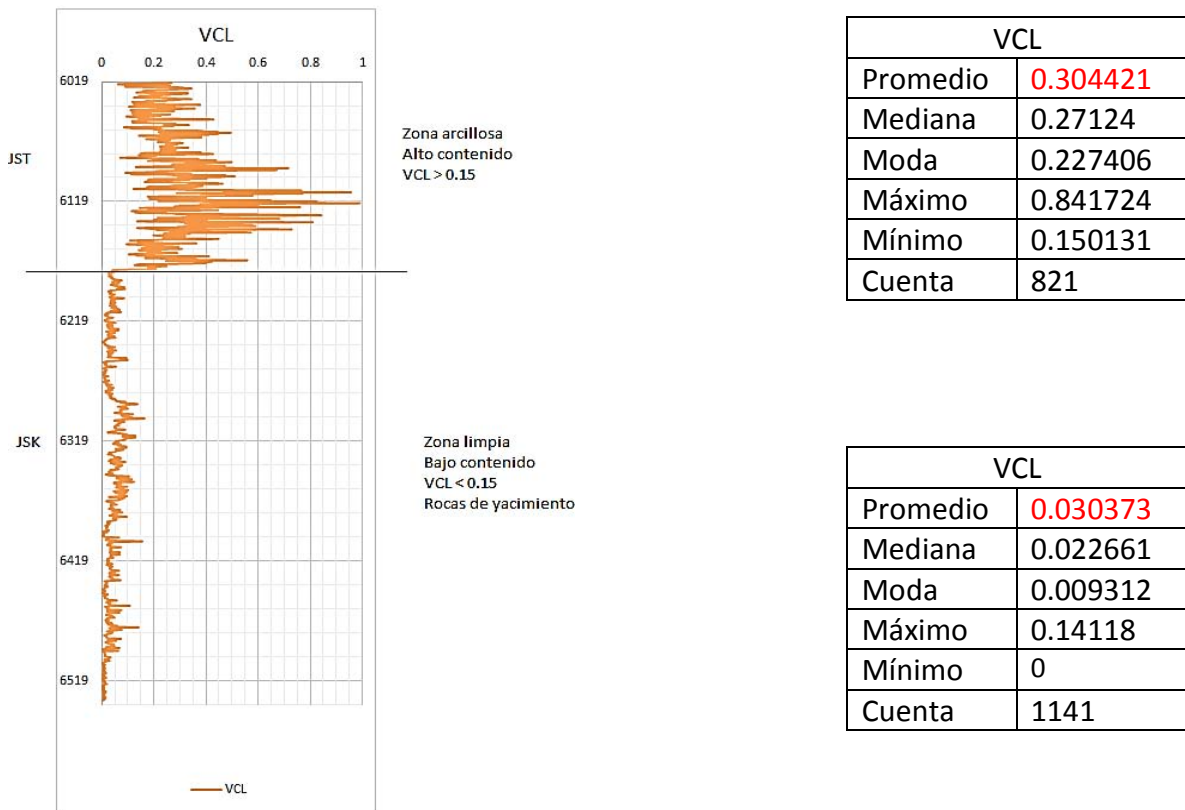


Figura 80.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-11.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano*, una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado un promedio de VCL igual a 0.03, donde el valor máximo fue de 0.14 y el mínimo de 0, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 11, se observa en la curva (PHI-EFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 81), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.65 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.014 con un valor máximo de 0.043 y uno mínimo de -0.044, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

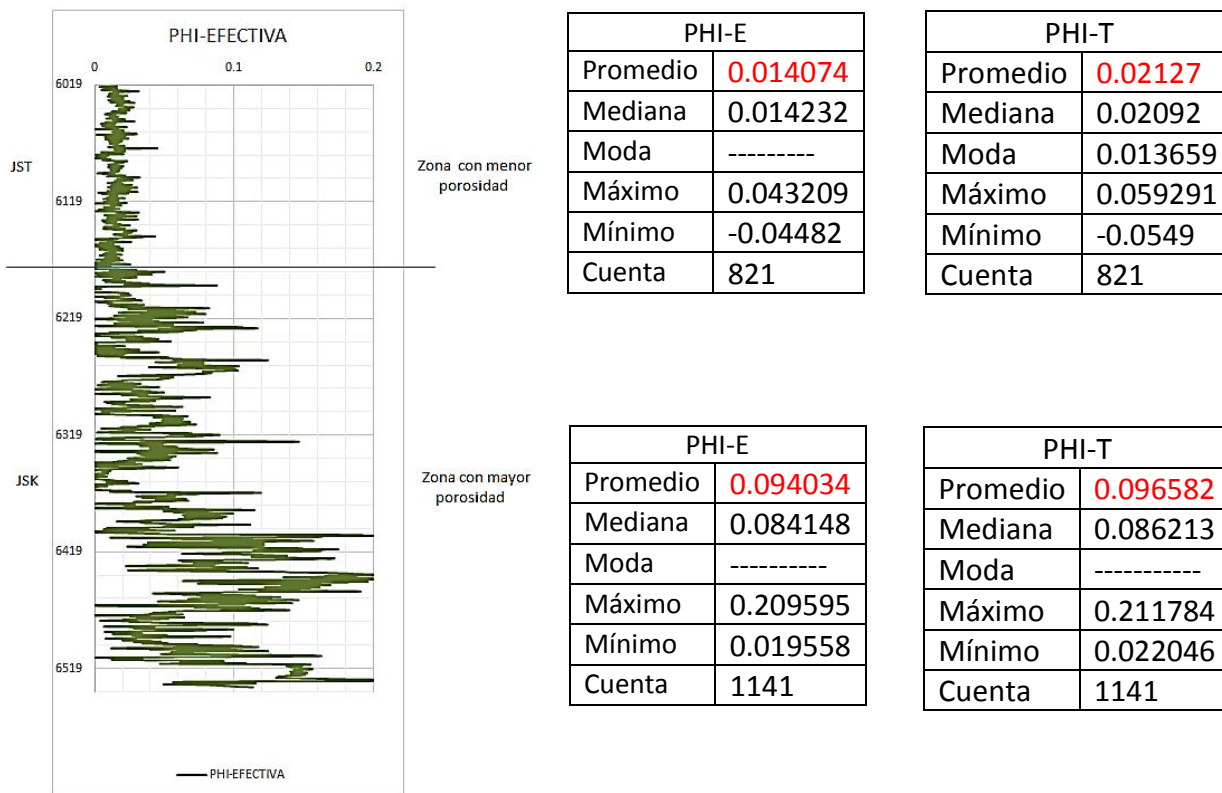


Figura 81.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-11.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.65 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.094 con un valor máximo de 0.21 y uno mínimo de 0.020, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato 13

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 13, se divide en dos zonas (Figura 82), una perteneciente al *Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.32, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

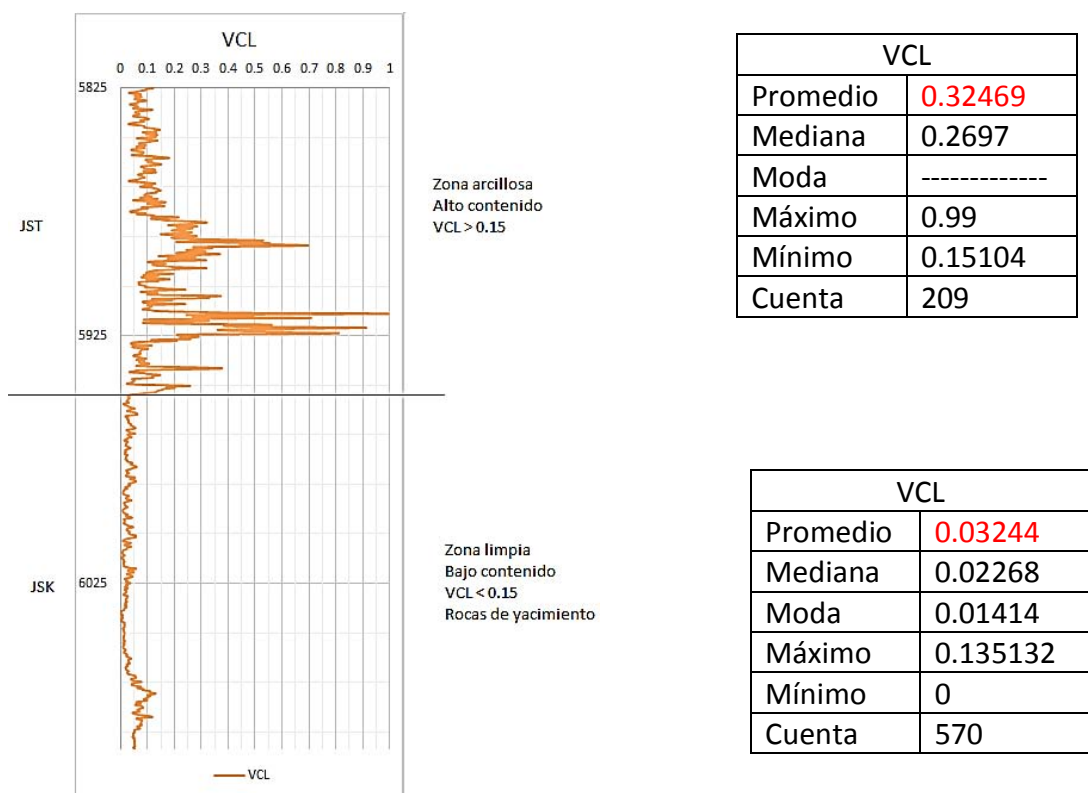


Figura 82.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-13.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* en una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado estadísticos un promedio de VCL igual a 0.03, donde el valor máximo fue de 0.13 y el mínimo de 0, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén se considera es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 13, se observa en la curva (PHI-EFFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 83), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.67 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.013 con un valor máximo de 4.100E-05 y uno mínimo de 4.1E-05, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

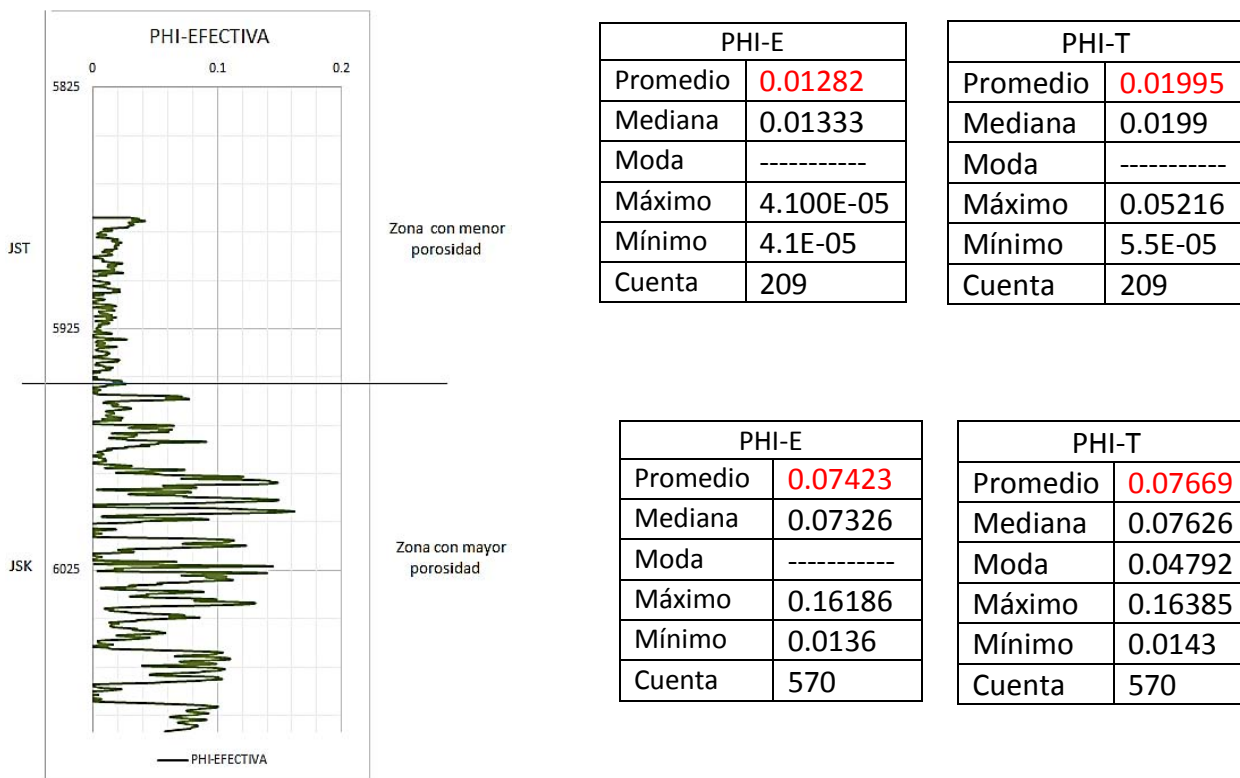


Figura 83.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-13.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.67 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.020 con un valor máximo de 0.05 y uno mínimo de 5.5E-05, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato 22

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 22, se divide en dos zonas (Figura 84), una perteneciente al *Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.33, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

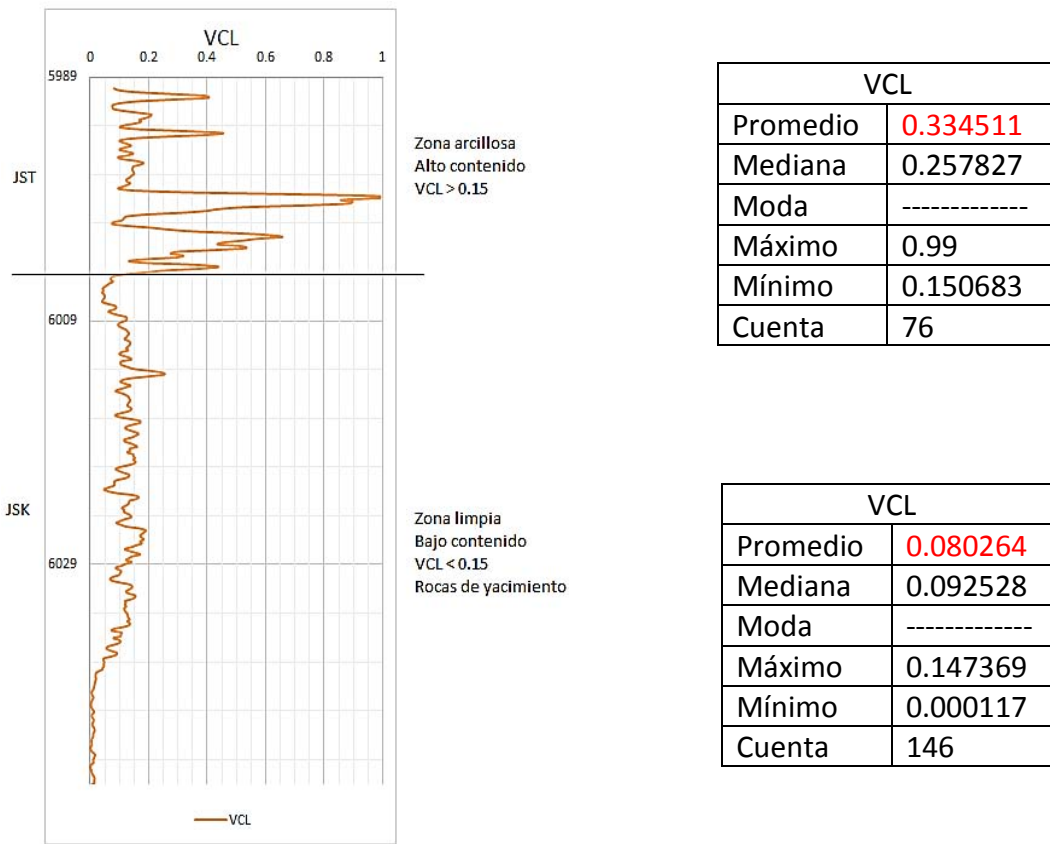


Figura 84.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-22.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano*, una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado un promedio de VCL igual a 0.08, donde el valor máximo fue de 0.15 y el mínimo de 0.0001, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 22 se observa en la curva (PHI-EFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 85), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.64 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.022 con un valor máximo de 0.058 y uno mínimo de 0.0005, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

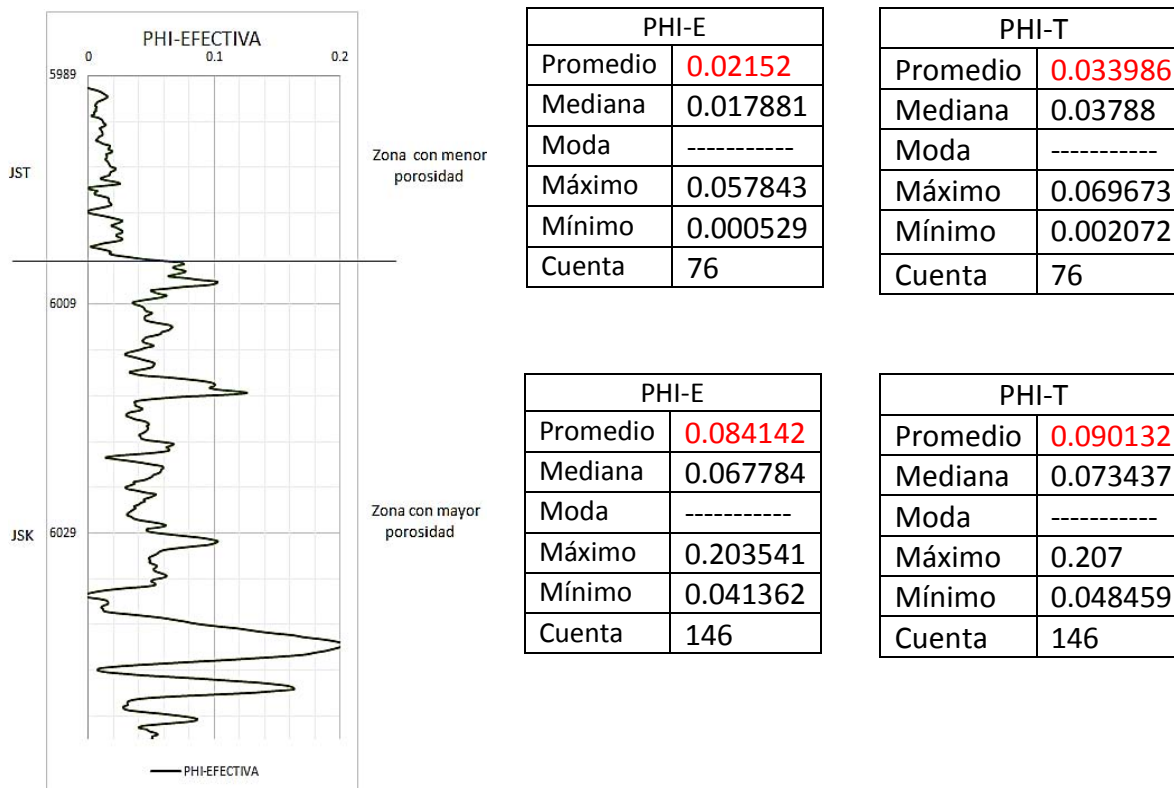


Figura 85.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-22.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.64 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.084 con un valor máximo de 0.20 y uno mínimo de 0.041, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato 32

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato 32, se divide en dos zonas (Figura 86), una perteneciente al *Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.28, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

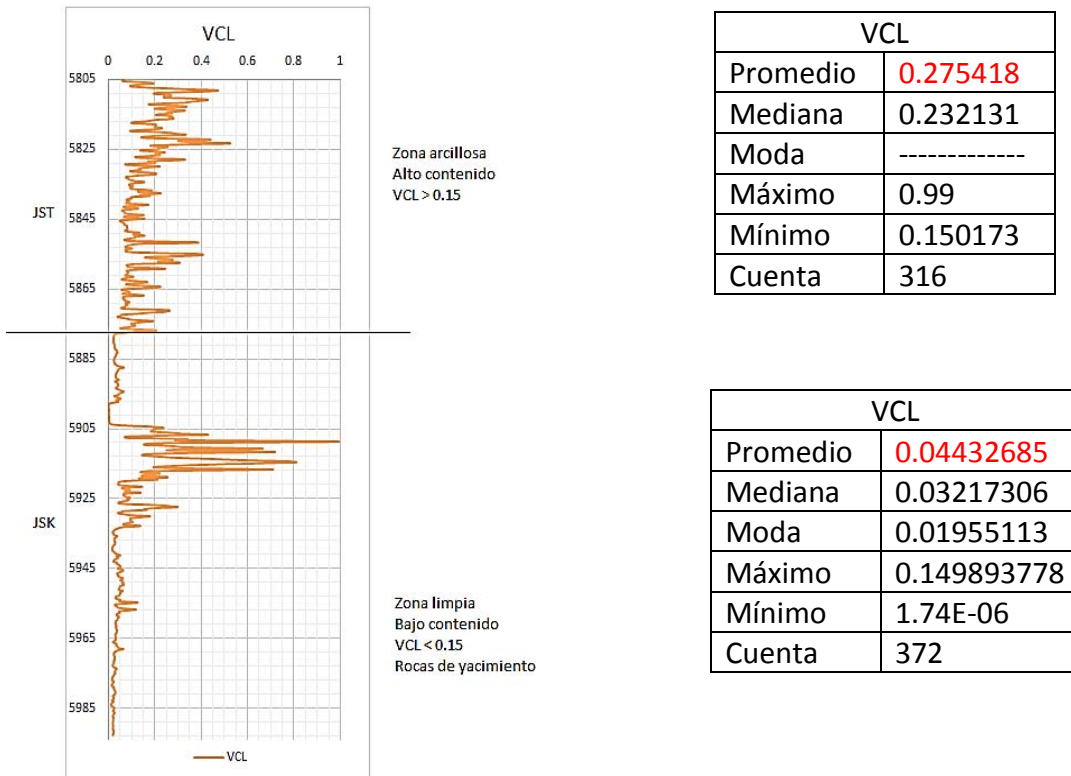


Figura 86.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-32.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano*, una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado estadísticos un promedio de VCL igual a 0.044, donde el valor máximo fue de 0.15 y el mínimo de 0.006, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato 32 se observa en la curva (PHI-EFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 87), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.59 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.023 con un valor máximo de 0.045 y uno mínimo de 0.0003, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

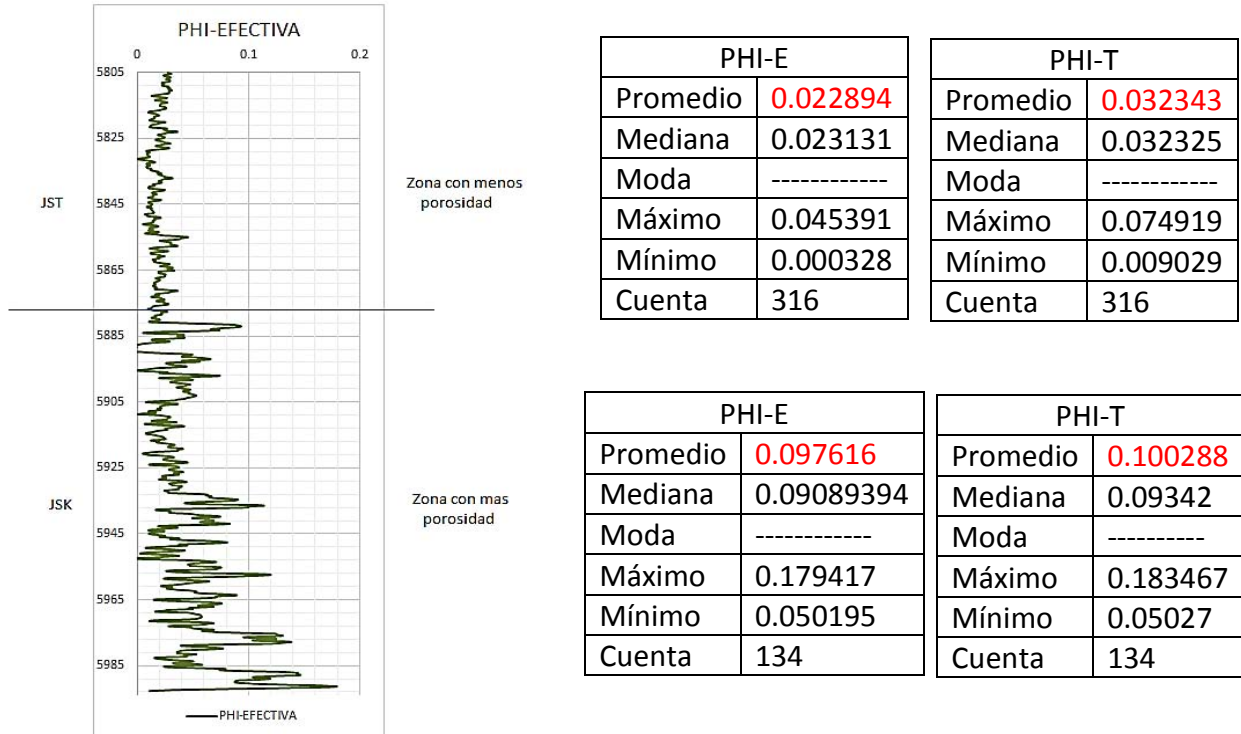
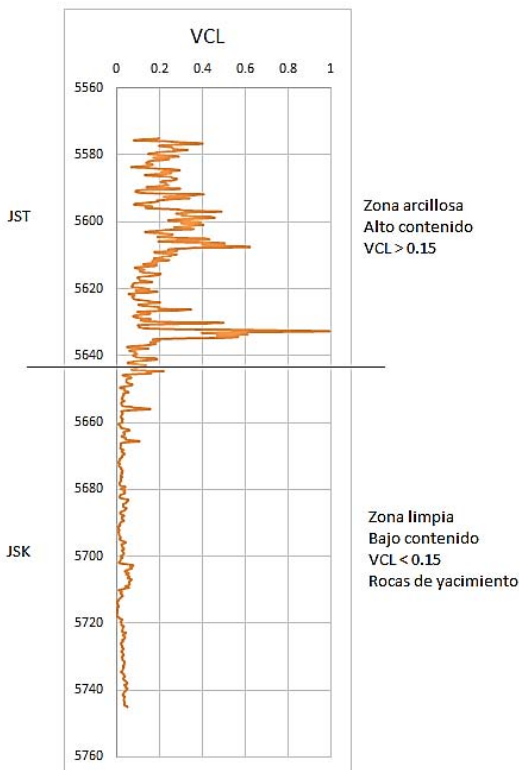


Figura 87.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-32.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.59 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.098 con un valor máximo de 0.18 y uno mínimo de 0.05, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Pozo Zapato DL1

El volumen de arcilla se observa en la curva VCL del pozo Zapato DL1, se divide en dos zonas (Figura 88), una perteneciente al *Tithoniano* donde el contenido de arcilla es elevado; se realizó el análisis $VCL > 0.15$ obteniendo como resultado un valor promedio de VCL igual a 0.27, donde el valor máximo fue de 0.99 y el mínimo de 0.15; esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es alto, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.



VCL	
Promedio	0.26839537
Mediana	0.22464632
Moda	-----
Máximo	0.99
Mínimo	0.15218575
Cuenta	143

VCL	
Promedio	0.04432685
Mediana	0.03217306
Moda	0.01955113
Máximo	0.149893778
Mínimo	1.74E-06
Cuenta	372

Figura 88.- Curva volumen de arcilla del pozo Zapato-DL1.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* en una zona limpia, libre de contenido de arcillas y donde se realizó el análisis $VCL < 0.15$ obteniendo como resultado un promedio de VCL igual a 0.044, donde el valor máximo fue de 0.15 y el mínimo de 0.006, esto nos indica que el contenido de arcilla en esta zona es bajo, por lo tanto la roca almacén es de buena calidad.

La porosidad efectiva que presenta el pozo Zapato DL1 se observa en la curva (PHI-EFECTIVA), se encuentra dividida en dos zonas (Figura 89), una perteneciente al *Tithoniano* donde la porosidad efectiva presenta valores bajos; se realizó el análisis RHOB > 2.69 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.011 con un valor máximo de 0.032 y uno mínimo de 0.00011, indicándonos que esta zona presenta una menor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de mala calidad.

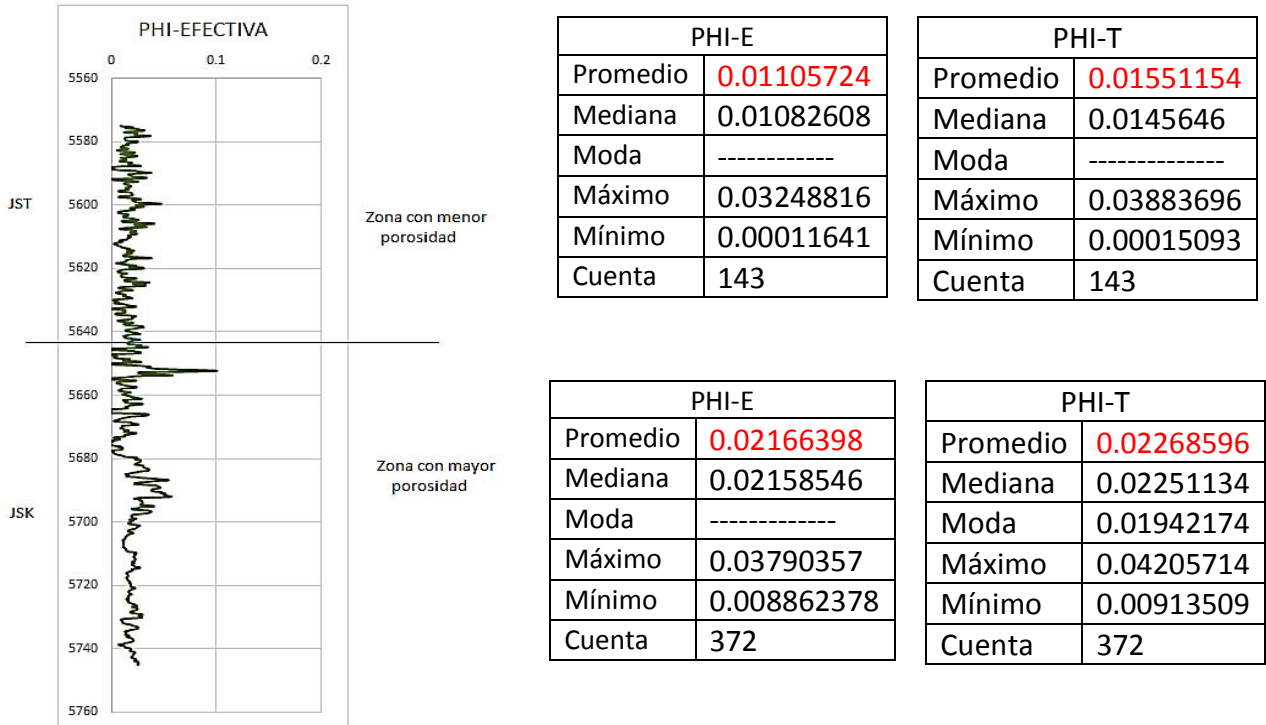


Figura 89.- Curva porosidad efectiva del pozo Zapato-DL1.

La zona de interés pertenece al *Kimmeridgiano* donde la porosidad efectiva presenta valores altos; se realizó el análisis RHOB < 2.69 obteniendo como resultado un valor promedio de porosidad efectiva igual a 0.022 con un valor máximo de 0.04 y uno mínimo de 0.008, indicándonos que esta zona presenta una mayor porosidad, por lo tanto la roca almacén se considera de buena calidad.

Resultados

De acuerdo con cada uno de los siete pozos del campo Zapato se realizó una tabla con los datos promedio de volumen de arcilla y porosidad efectiva, para poder visualizar la calidad de roca almacén que se presenta a nivel del Tithoniano.

Como se explicó anteriormente en cada uno de los pozos, se realizó un análisis con las siguientes condiciones:

- VCL > 0.15
- RHOB > Promedio RHOB

Pozos	Volumen de arcilla (VCL)	Porosidad efectiva (ϕ_e)
Zapato 31	0.300437096025423	0.0164588085173786
Zapato 3	0.278234268812077	0.0225316338294317
Zapato 11	0.304420503774544	0.0140737909563632
Zapato 13	0.324685330791345	0.0128200199839705
Zapato 22	0.334510582444309	0.0215199936675108
Zapato 32	0.275418459744374	0.0228944544358741
Zapato DL1	0.268395365313786	0.0110572435806568

Por el alto contenido de arcilla y la baja porosidad dentro de la columna del Tithoniano en cada uno de los pozos de estudio (Figura 90), la roca almacén se considera de mala calidad.

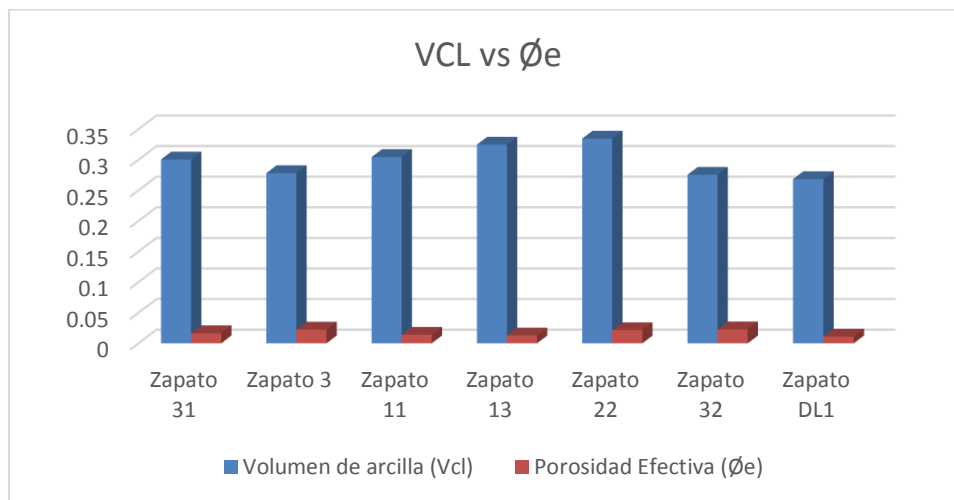


Figura 90.- Contenido de arcilla y porosidad efectiva presentes en los pozos de estudio, a nivel Jurásico Superior Tithoniano.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

La zona de interés se encuentra a nivel Kimmeridgiano, en donde de acuerdo con cada uno de los pozos se realizó una tabla con los datos promedio de volumen de arcilla y porosidad efectiva, para poder visualizar la calidad de roca almacén.

Como se explicó anteriormente en cada uno de los pozos, se realizó un análisis con las siguientes condiciones:

- VCL < 0.15
- RHOB < Promedio RHOB

Pozos	Volumen de arcilla (VCL)	Porosidad efectiva (ϕ_e)
Zapato 31	0.0901704606312775	0.0924954524549369
Zapato 3	0.0297496535439931	0.0808023934005538
Zapato 11	0.0303725412989166	0.0940338051056078
Zapato 13	0.0324411734731749	0.0742279579011701
Zapato 22	0.0802635780116616	0.0841417274315208
Zapato 32	0.028238390394707	0.0976155707530413
Zapato DL1	0.0443268498594499	0.0976155707530413

Por el bajo contenido de arcilla y su alta porosidad dentro de la columna del Kimmeridgiano en cada uno de los pozos de estudio (Figura 91), la roca almacén se considera de buena calidad.

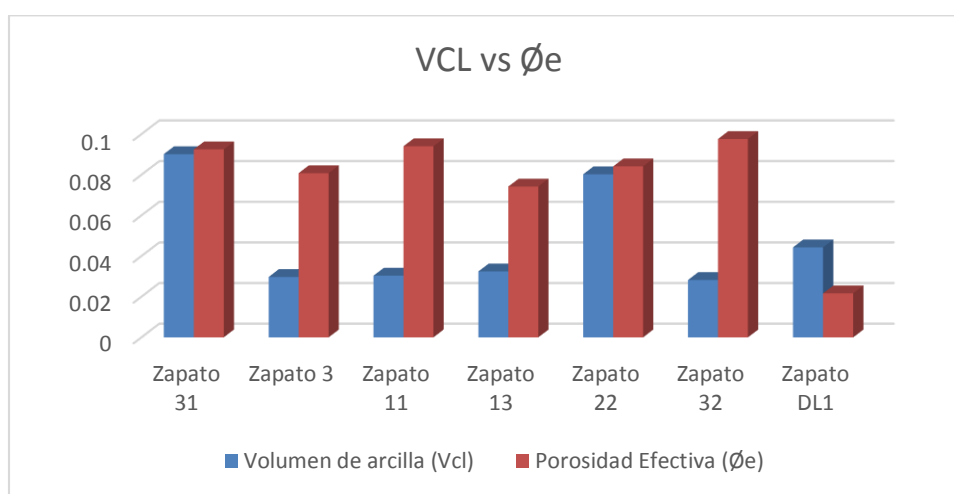


Figura 91.- Contenido de arcilla y porosidad efectiva presentes en los pozos de estudio, a nivel Jurásico Superior Kimmeridgiano.

4.2.3 Integración del modelo sedimentario y petrofísico.

Pozo Zapato-31.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados como se observa en las curvas RHOB vs NPHIE en las siguientes profundidades: 5850, 5885, 5890, 5910, 5925, 5945 y 6010 m (Figura 92).

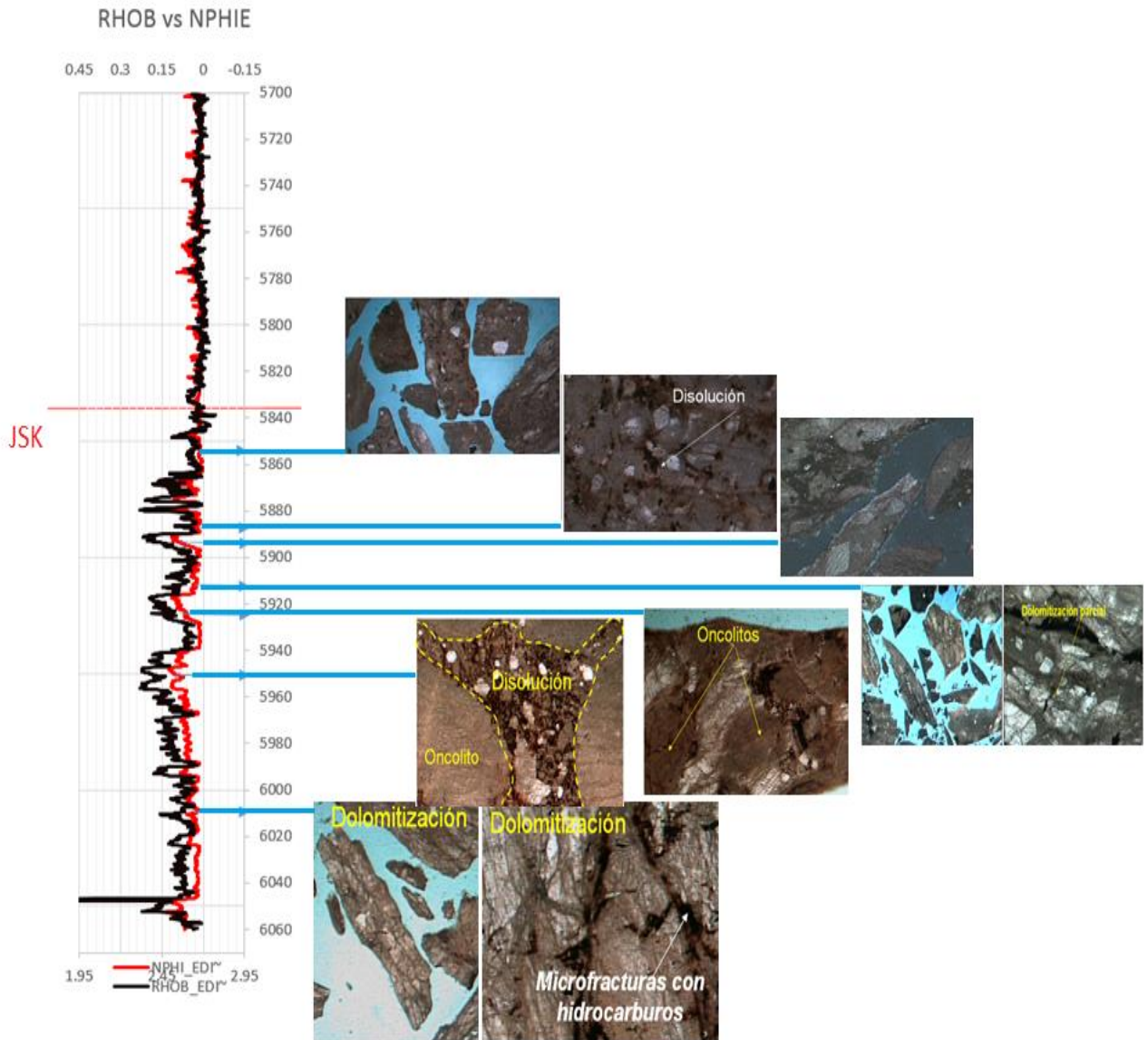


Figura 92.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE) contra muestras de canal, observándose intervalos dolomitizados.

Pozo Zapato-3.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados, como se observa en las curvas RHOB vs NPHIE en las siguientes profundidades: 5901, 5904, 5925, 5950, 5990 m (Figura 93).

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6020 m, por lo que para completar el intervalo de 6020 a 6030 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

A 6030 m se tiene la presencia de wackestone de intraclastos tabulares de dolomía microcristalina.

A 6032 m se tiene la presencia de wackestone de intraclastos tabulares de dolomía microcristalina.

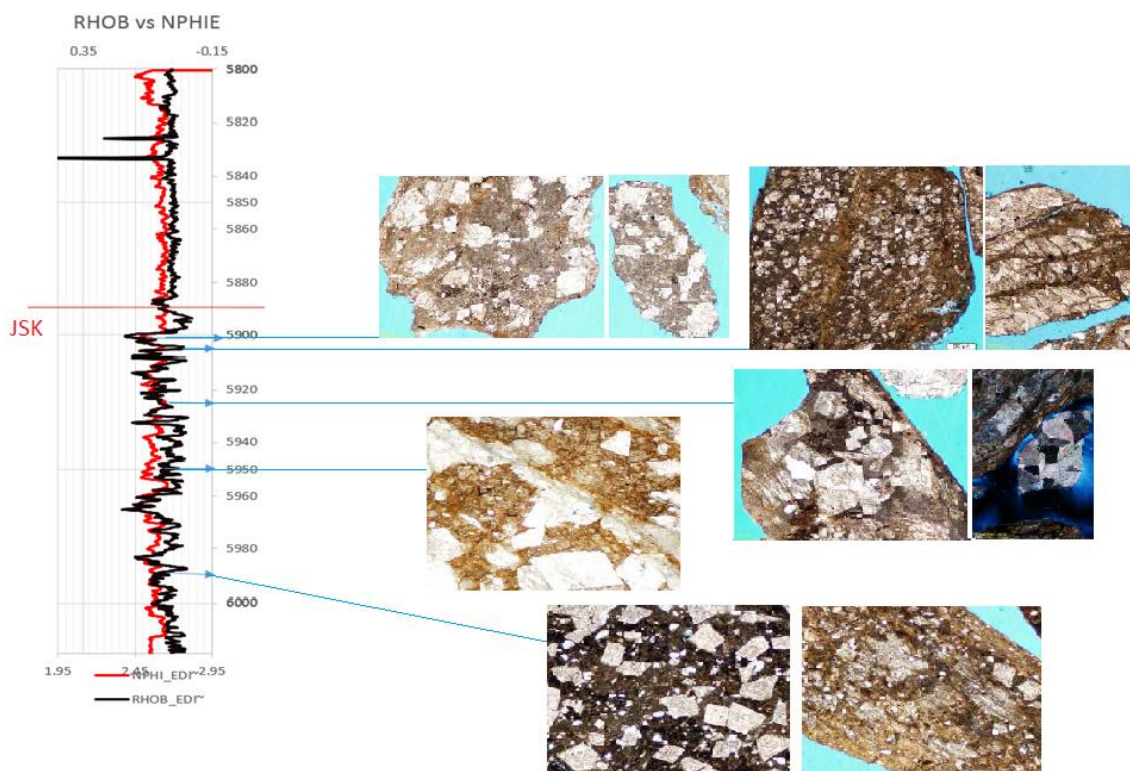


Figura 93.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE) contra muestras de canal, observándose intervalos dolomitizados.

Pozo Zapato-11.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados, como se observa en las curvas RHOB vs NPHIE en las siguientes profundidades: 6510m a 6515m, 6515m a 6535 m (Figura 94).

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6535 m, por lo que para completar el intervalo de 6535 a 6550 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal y núcleos

De 6535 a 6540 m. se tiene mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado con dolomías mesocristalinas.

De 6540 a 6545 m. se tiene mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

De 6545 a 6550m. se tiene mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

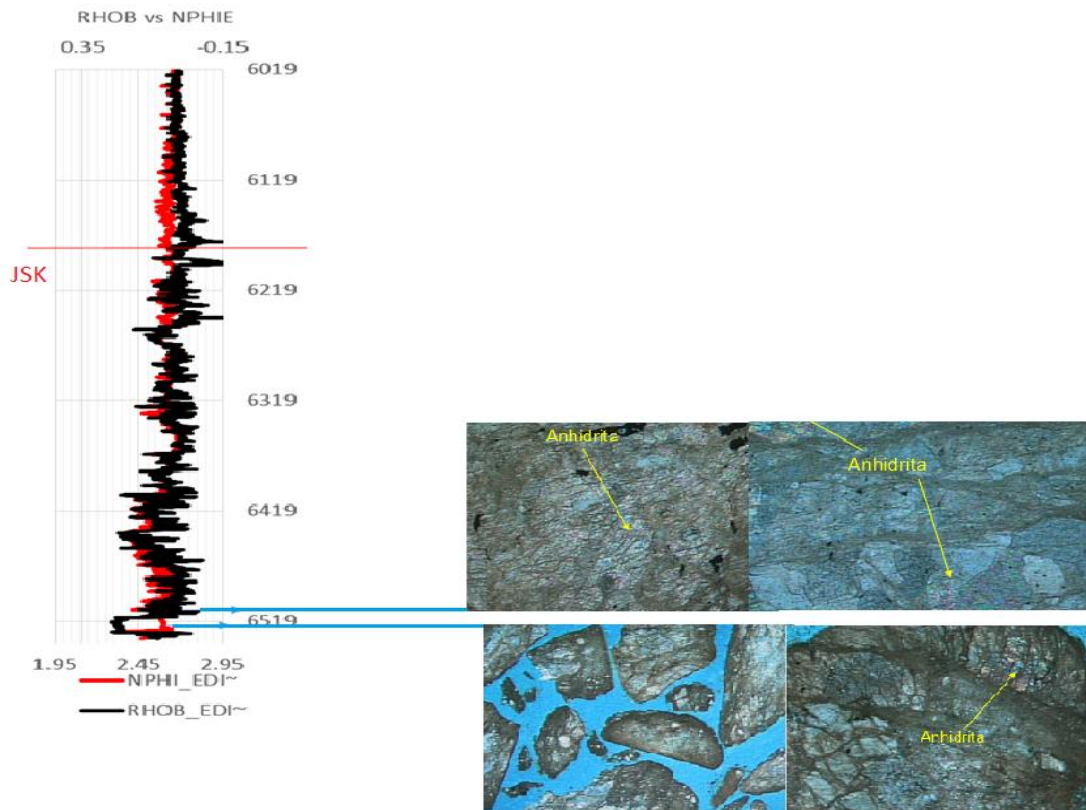


Figura 94.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE) contra muestras de canal, observándose intervalos dolomitizados.

Pozo Zapato-13.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos no se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados al observar las curvas RHOB vs NPHIE (Figura 95).

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6535 m, por lo que para completar el intervalo de 6535 a 6550 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal.

De 6535 a 6540 m. se compone de mudstone de incipiente a parcialmente dolomitizado con dolomías mesocristalinas.

De 6540 a 6545 m. se compone de mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.

De 6545 a 6550 m. se compone de mudstone limo-arenoso con oncolitos e incipiente dolomitización.



Figura 95.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE); ya que dentro del rango del registro graficado no se encontró dolomitización nos apoyamos en muestras de canal (desafortunadamente no se tienen fotos del informe petrográfico).

Pozo Zapato-22.

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos no se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados al observar las curvas RHOB vs NPHIE (Figura 96).

Los datos de la toma del registro geofísico solo se realizaron hasta 6047 m por lo que para completar el intervalo de 6047 a 6050 m se tomó la litología mediante las descripciones de muestras de canal y núcleos

6047 a 6050 m. se compone de mudstone café claro a gris claro, en partes parcialmente dolomitizado, con porosidad secundaria (microfracturas).



Figura 96.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE); ya que dentro del rango del registro graficado no se encontró dolomitización nos apoyamos en muestras de canal (desafortunadamente no se tienen fotos del informe petrográfico).

Pozo Zapato-32

De acuerdo a los análisis de estudios petrográficos y diagenéticos se pudo comprobar la existencia de intervalos dolomitizados como se observa las curvas RHOB vs NPHIE en las siguientes profundidades: 5850, 5860, 5980, 5995, 6000 m (Figura 97).

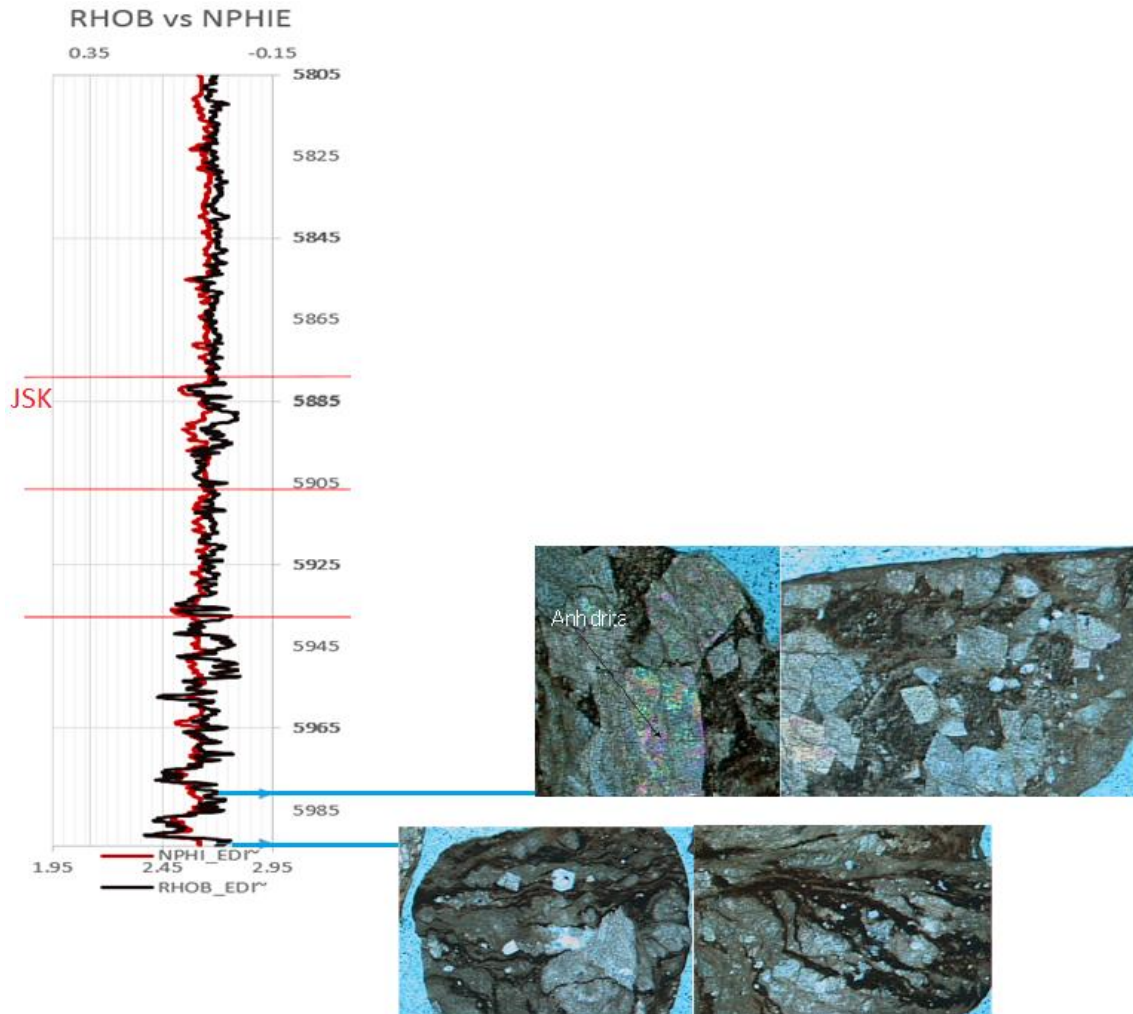


Figura 97.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE) contra muestras de canal, observándose intervalos dolomitizados.

Pozo Zapato-DL1.

De acuerdo al análisis realizado con los registros geofísicos en las curvas RHOB vs NPHIE, se interpretan zonas de posibles dolomías en las siguientes profundidades: 5665, 5679, 5701, 5709, 5715 y 5727 m. El estudio petrográfico y diagenético elaborado por (PEMEX), muestra el intervalo 5605-5980 m correspondiente al Kimmeridgiano (JSK), el cual fue recuperado durante la perforación del pozo Zapato DL1 (Figuras 98, 99).

Es importante mencionar que en este pozo se muestrearon dos núcleos durante el JSK:

- Núcleo 4 en el intervalo (5652-5661) m (Figura 98).

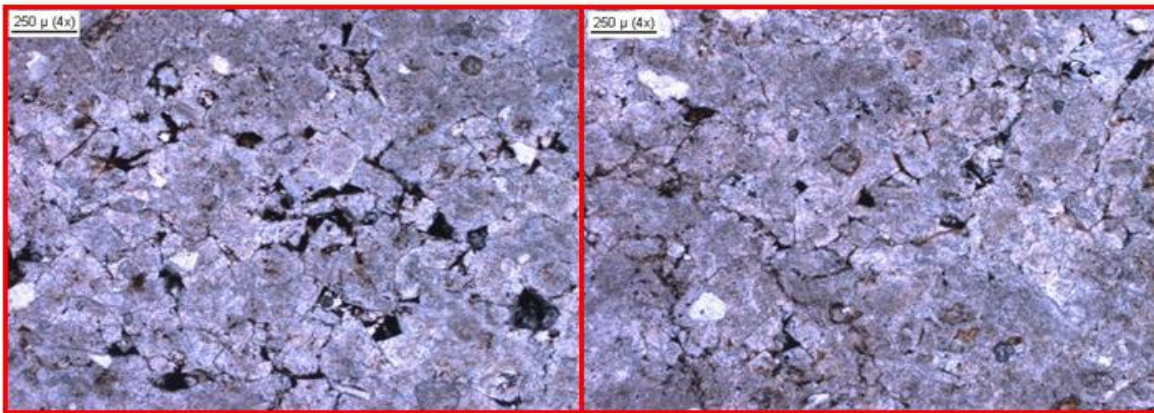


Figura 98.- Dolomía meso-macrocrystalina con desarrollo de cristales subhedrales de dolomita con contactos planares, porosidad intercrystalina con geometría tetrahedral con procesos de disolución asociados.

- Núcleo 5 en el intervalo (5815-5824) m (Figura 99).

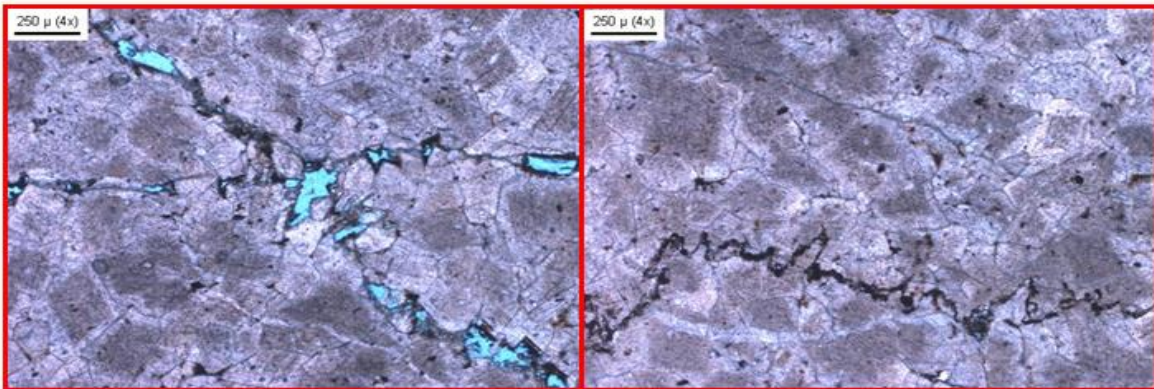


Figura 99.- Dolomía meso-macrocrystalina, presencia de porosidad intercrystalina con procesos de disolución y trazas de fracturas asociadas con impregnación de aceite residual.

Durante la toma de información de registros geofísicos en la última etapa perforada en el pozo Zapato DL1, debido a un accidente mecánico fue posible solamente tomar el registro de 5575-5745 m, faltando por registrar el intervalo que va de 5745-5980 m, donde 5980 m es la profundidad total del pozo.

En las curvas RHOB vs NPHIE el intervalo de 5665-5679 m muestra una posible zona de dolomías (Figura 104); al integrar el estudio petrográfico y diagenético se identifican dolomías meso-cristalinas con porosidad intercrystalina y procesos de disolución, así como el intervalo 5765-5770 m en donde se observa un wackestone con desarrollo de porosidad por procesos de disolución y fragmentos de dolomía con desarrollo de porosidad intercrystalina.

Con la ayuda de núcleos y muestras de canal es posible seleccionar intervalos de interés donde no se cuenta con la información de registros como en los siguientes intervalos: (Figuras 100 a 104).

- 5825-5830 m (Figura 100).

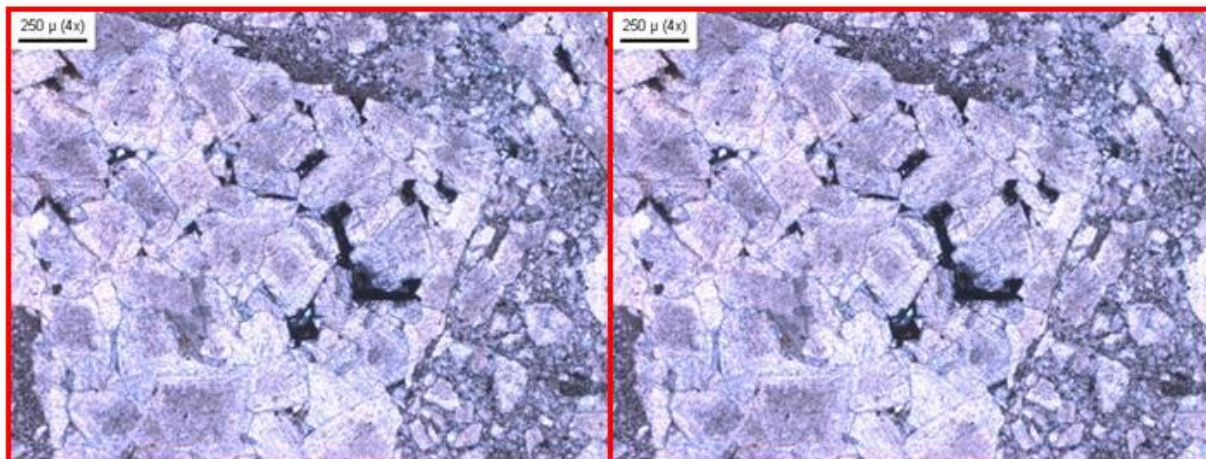


Figura 100.- Dolomía mesocristalina con desarrollo de porosidad intercrystalina y afectada por procesos de disolución.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

- 5835-5840 m (Figura 101).

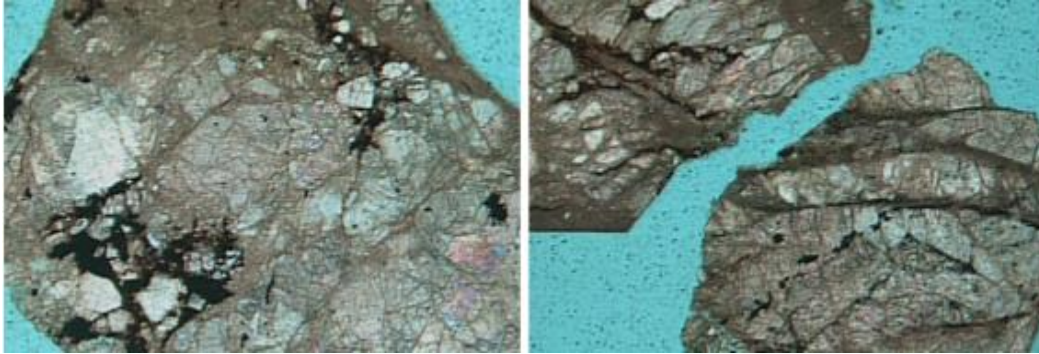


Figura 101.- Wackestone parcialmente dolomitizado.

- 5855-5880 m (Figura 102).

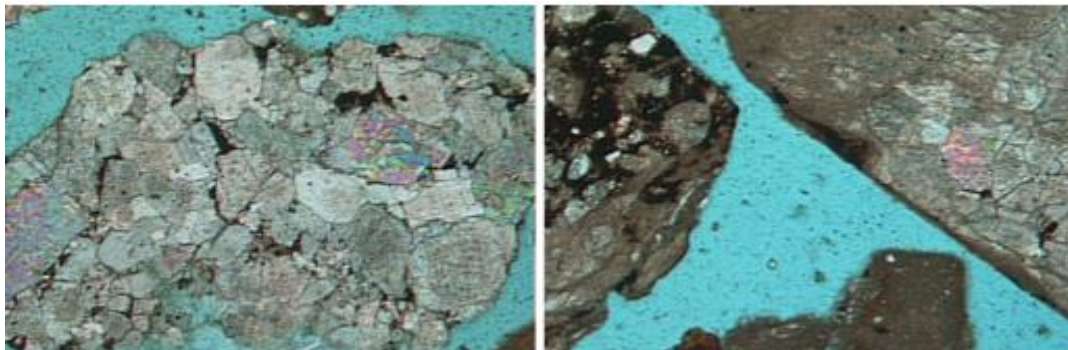


Figura 102.- Dolomía mesocrystalina con desarrollo de porosidad intercrystalina y afectada por procesos de disolución.

- 5945-5970 m (Figura 103).

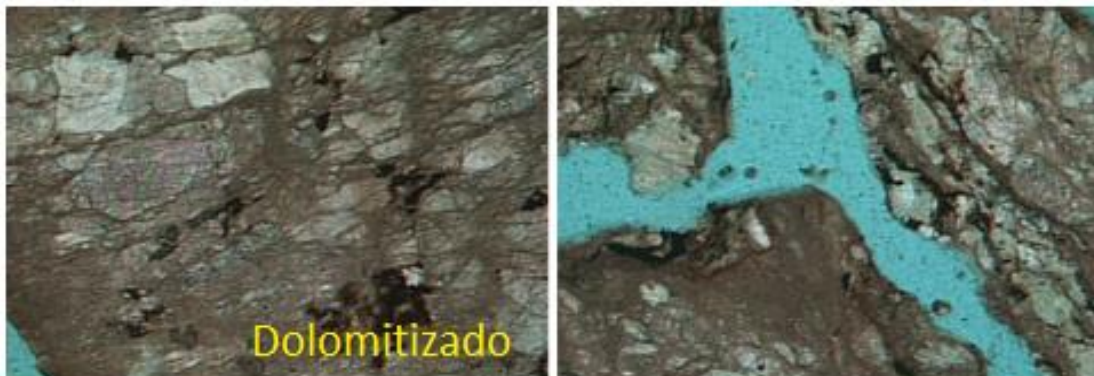


Figura 103.- Wackestone parcialmente dolomitizado.

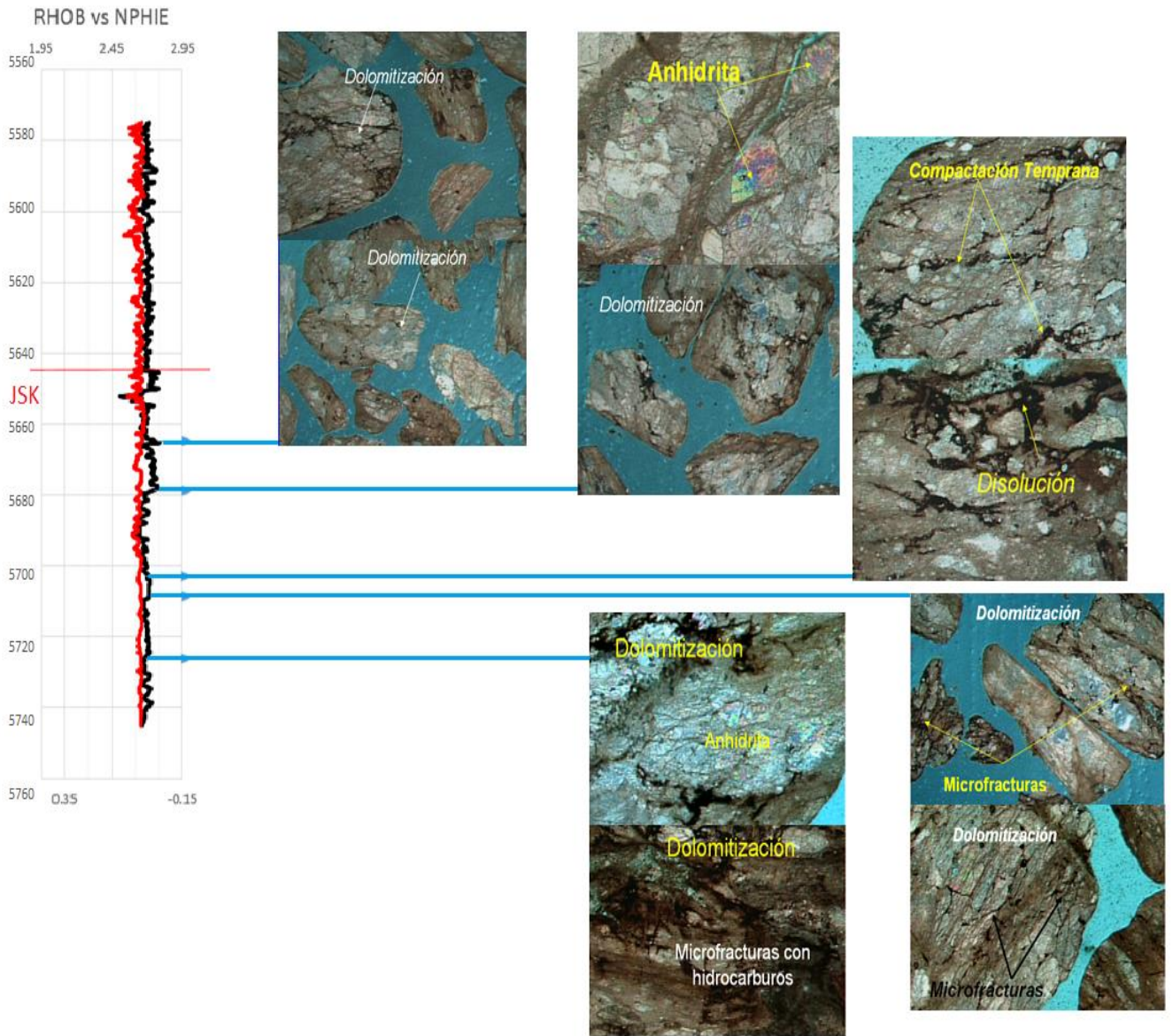


Figura 104.- Integración de datos: registro geofísico curvas (RHOB vs NPHIE) contra muestras de canal, observándose intervalos dolomitizados.

Tipos de roca.

Mediante análisis de las propiedades petrofísicas como permeabilidad y porosidad (efectiva), se identifican los principales tipos de roca. Un tipo corresponde a unidades de roca depositadas en condiciones similares que experimentaron procesos diagenéticos similares, dando como resultado una relación única de porosidad y permeabilidad (Gunter, 1997).

En general en el análisis de tipos de rocas petrofísicas se entienden las siguientes características:

Los tipos de roca se obtienen mediante análisis de núcleos y/o evaluación de los registros geofísicos. A partir de las curvas de porosidad y permeabilidad de los registros editados se realiza la gráfica de Winland (1972) y el resultado serán los tipos de roca.

Para determinar los tipos de roca se utiliza la ecuación de Winland (1972) donde se calcula el radio de garganta de poro (R35):

$$\text{Log } R35 = 0.732 + 0.588 * \text{Log}(K) - 0.864 * \text{Log}(\emptyset)$$

Donde:

R35 = Radio de garganta de poro correspondiente al 35 % de inyección de mercurio en una gráfica de presión capilar (micrones, μ).

K = Permeabilidad (mD).

\emptyset = Porosidad (%)

Para obtener la permeabilidad se despeja (K) de la ecuación de Winland (1972).

$$K = 10^{\frac{\text{Log}R35 + 0.864\text{Log}(\emptyset) - 0.732}{0.588}}$$

Donde:

Log (\emptyset) = Rangos de porosidad, para crear la gráfica de Winland

\emptyset	0.005	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0.20	0.30	0.40
-------------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Log (R35) = Valores de radio de garganta de poro, para crear la gráfica de Winland.

Log(R35)	0.1	0.5	2	10
----------	-----	-----	---	----

La tabla de valores queda de la siguiente manera donde se calculará la permeabilidad según sea el caso.

Log (R35)	0.1		0.5		2		10	
	\emptyset	K	\emptyset	K	\emptyset	K	\emptyset	K
	0.005	0.000409347	0.005	0.006321447	0.005	0.06679255	0.005	1.031460315
	0.01	0.001133501	0.01	0.017504361	0.01	0.184951482	0.01	2.856158555
	0.02	0.003138713	0.02	0.048470339	0.02	0.512138712	0.02	7.908827486
	0.03	0.005695055	0.03	0.087947277	0.03	0.929252943	0.03	14.35021614
	0.04	0.008691232	0.04	0.13421648	0.04	1.41813441	0.04	21.89988791
	0.05	0.012063678	0.05	0.186296301	0.05	1.968410991	0.05	30.39766878
	0.06	0.015769855	0.06	0.243529841	0.06	2.573141888	0.06	39.73637375
	0.07	0.019778734	0.07	0.305437937	0.07	3.227264254	0.07	49.83781857
	0.08	0.0240664	0.08	0.371651281	0.08	3.926875971	0.08	60.64174384
	0.09	0.028613701	0.09	0.441874078	0.09	4.668851648	0.09	72.09988495
	0.1	0.03340485	0.1	0.515862574	0.1	5.450615801	0.1	84.17246932
	0.2	0.092499485	0.2	1.428445945	0.2	15.09299264	0.2	233.0772351
	0.3	0.167836206	0.3	2.591851711	0.3	27.38556467	0.3	422.908289
	0.4	0.256135103	0.4	3.955429061	0.4	41.79315426	0.4	645.4010195

Con los valores de R35 se construye un gráfico cruzado de porosidad \emptyset vs permeabilidad K (Grafica de Winland) (Figura 105), con cuatro isolíneas de garganta de poro (μ) de 0.1, 0.5, 2 y 10 micras. Se grafica en escala horizontal (cartesiana) y en escala vertical (semilogarítmica), tomando los datos de la tabla anterior.

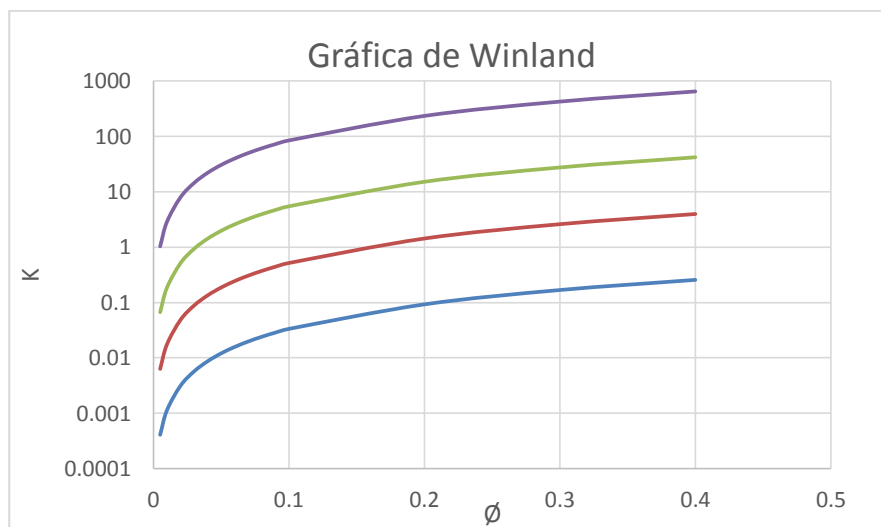


Figura 105.- Grafica de Winland.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

Los datos calculados de cada pozo: permeabilidad y porosidad, se trazarán en la gráfica de Winland para saber el tipo de roca contenida.

De acuerdo al gráfico: eje horizontal porosidad (ϕ) vs eje vertical permeabilidad (K), se clasifican 5 tipos de rocas; donde T5 es de baja calidad y T1 de mayor calidad (Figura 106).

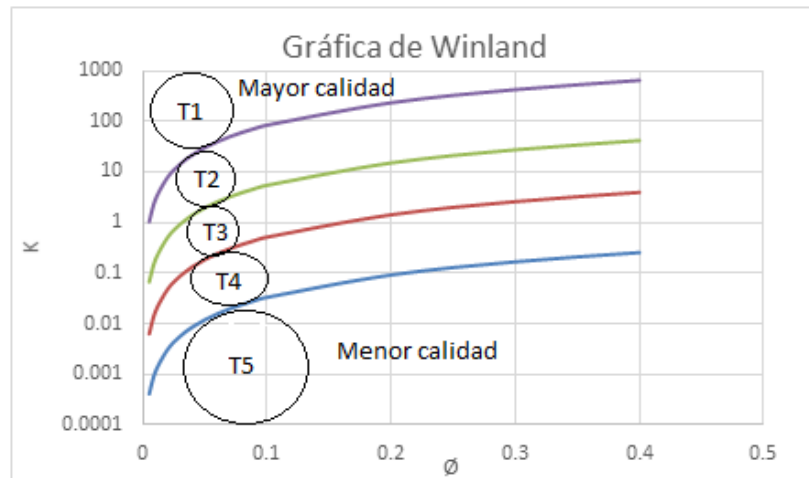


Figura 106.- Gráfica de Winland con la clasificación de cinco tipos de rocas, según sea el caso mayor o menor calidad.

Para poder observar la calidad de nuestro tipo de roca en cada uno de los pozos, se planteó una discretización de los datos graficados tanto de permeabilidad como porosidad con 4 ecuaciones obtenidas directamente de la gráfica de Winland. Para obtener la ecuación se dió formato a la línea de tendencia, que en este caso es cada una de las isólineas de garganta de poro mostrando en cada caso su ecuación en el gráfico proponiendo el ajuste de ley de potencias (Figura 107).

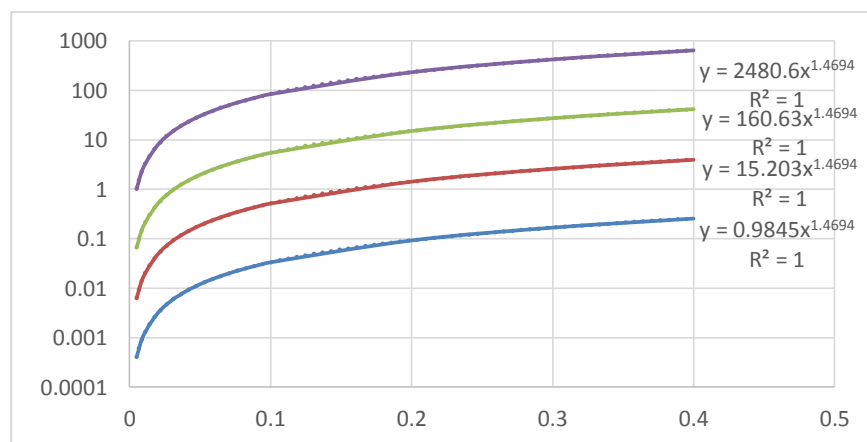


Figura 107.- Grafica de Winland con las cuatro ecuaciones propuestas por ley de potencias.

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

Posteriormente por medio de condicionantes se identificaría el algoritmo a utilizar para poder obtener la clasificación por tipo de roca, de la manera siguiente:

$$=SI(K > (2480.6 * (\phi^{1.4694})), 1, SI(K > (160.63 * (\phi^{1.4694})), 2, SI(K > (15.203 * (\phi^{1.4694})), 3, SI(K > (0.9845 * (\phi^{1.4694})), 4, 5)))$$

Donde:

K = permeabilidad, datos calculados por cada pozo.

ϕ = porosidad efectiva, datos calculados por cada pozo

Ajuste de ley de potencias.

$$Y = 2480.6x^{1.4694} \dots\dots\dots (1)$$

$$Y = 160.63x^{1.4694} \dots\dots\dots (2)$$

$$Y = 15.203x^{1.4694} \dots\dots\dots (3)$$

$$Y = 0.9845x^{1.4694} \dots\dots\dots (4)$$

Tipos de roca: 1, 2, 3, 4 y 5

Análisis estadístico por pozo.

Pozo Zapato 31.

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 31, presentando los cinco tipos de roca (Figura 108).

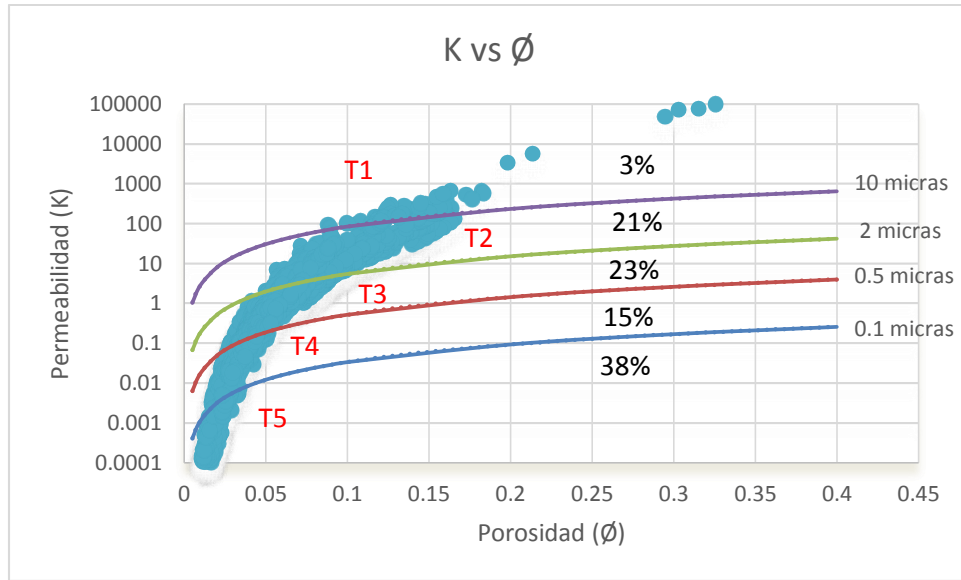


Figura 108.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato- 31.

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 2342 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	Ø
1	78	3.3	15
2	495	21.1	10
3	544	23.2	5.5
4	343	14.6	3
5	882	37.6	1.3

Los resultados petrofísicos de las rocas estudiadas a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 4070 mD y una porosidad promedio de 15 %, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 28 mD y una porosidad promedio de 10 %, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1.17 mD y una porosidad promedio de 5.5%, se considera de buena calidad aunque los valores disminuyan.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.04 mD y una porosidad promedio de 3%, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0004 mD y una porosidad promedio de 1.3%, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son muy bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 109) y en la gráfica de porosidad (Figura 110) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 108), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

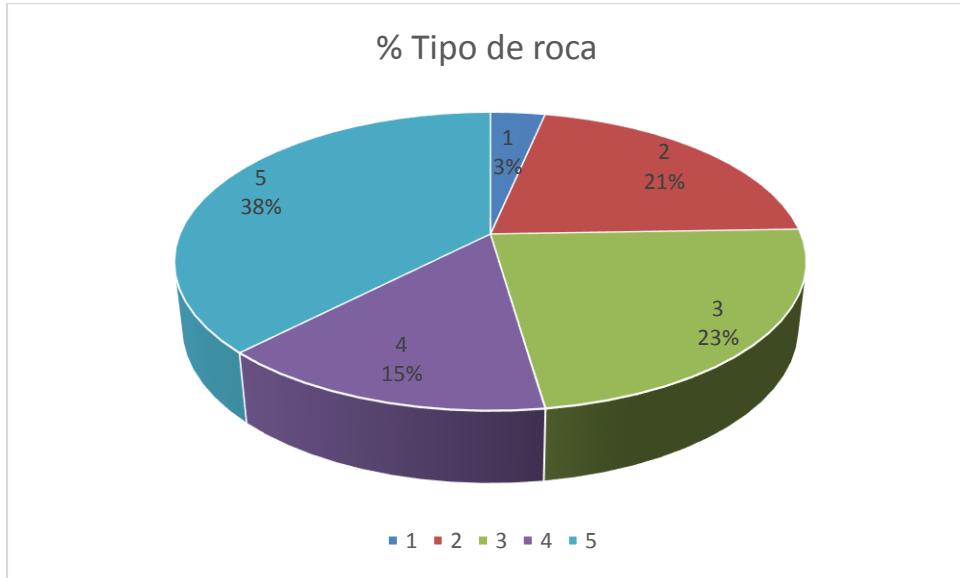


Figura 109.- Tipos de roca pozo Zapato-31.

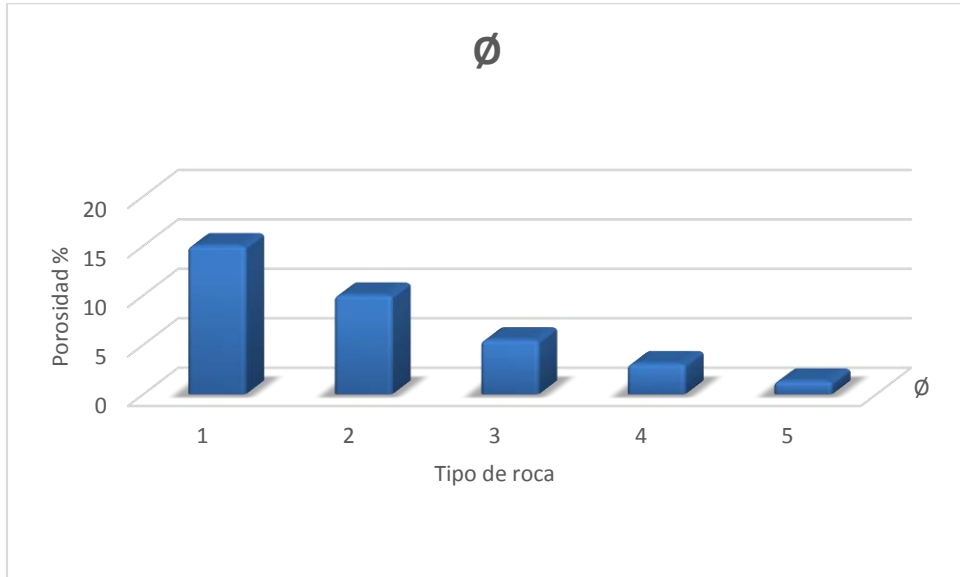


Figura 110.- Porosidad en el pozo Zapato-31.

Pozo Zapato 3

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 3, presentando los cinco tipos de roca (Figura 111).

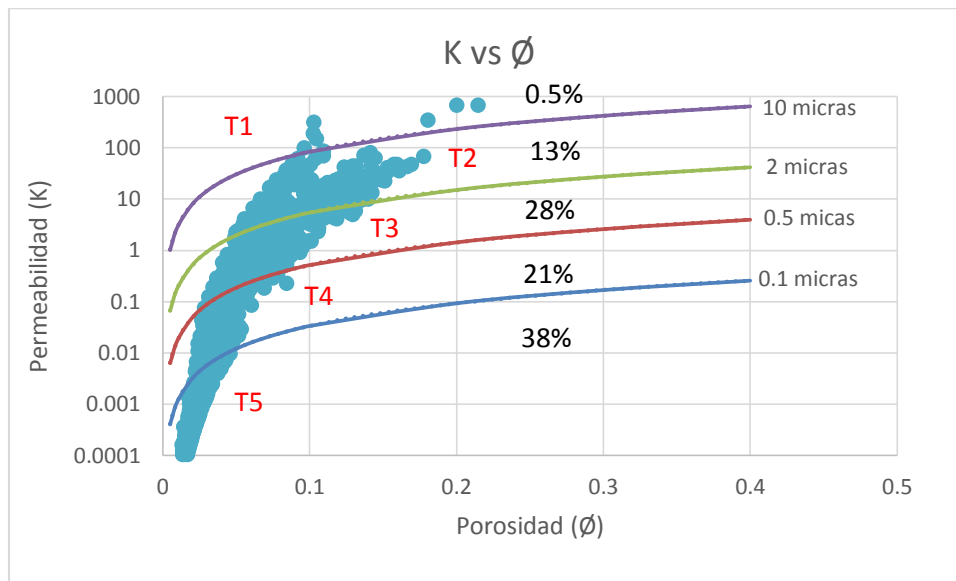


Figura 111.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato- 3

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 1428 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	ϕ
1	7	0.49	14.3
2	182	12.7	9.8
3	393	27.5	6.6
4	300	21	3.7
5	546	38.2	1.9

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 350 mD y una porosidad promedio de 14 %, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 17 mD y una porosidad promedio de 10%, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1.31 mD y una porosidad promedio de 7%, se considera de buena calidad aunque los valores ya no se observen muy altos.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.05 mD y una porosidad promedio de 3.7%, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad.

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.001mD y una porosidad promedio de 1.9%, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son muy bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 112) y en la gráfica de porosidad (Figura 113) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 111), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

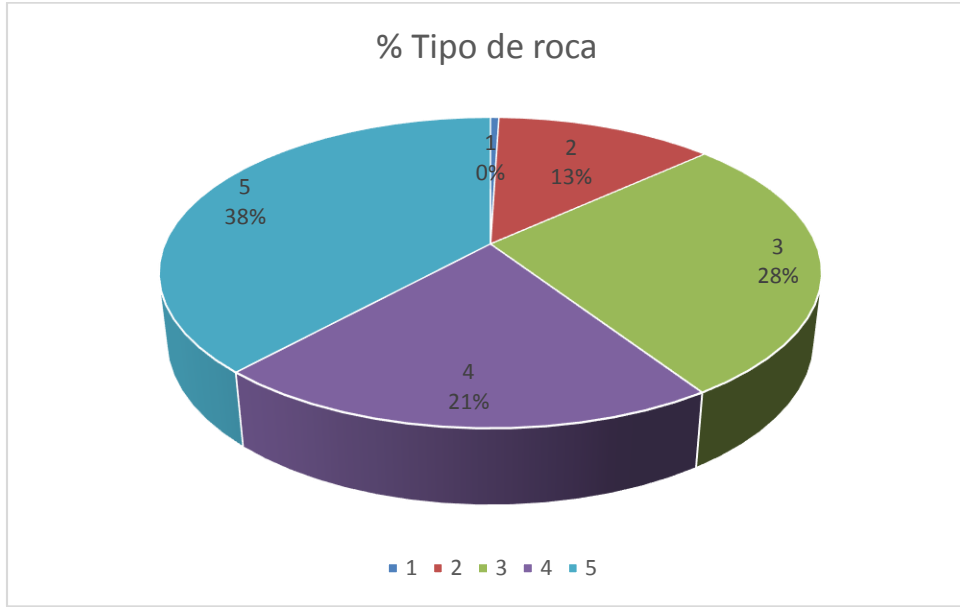


Figura 112.- Tipos de roca pozo Zapato-3.

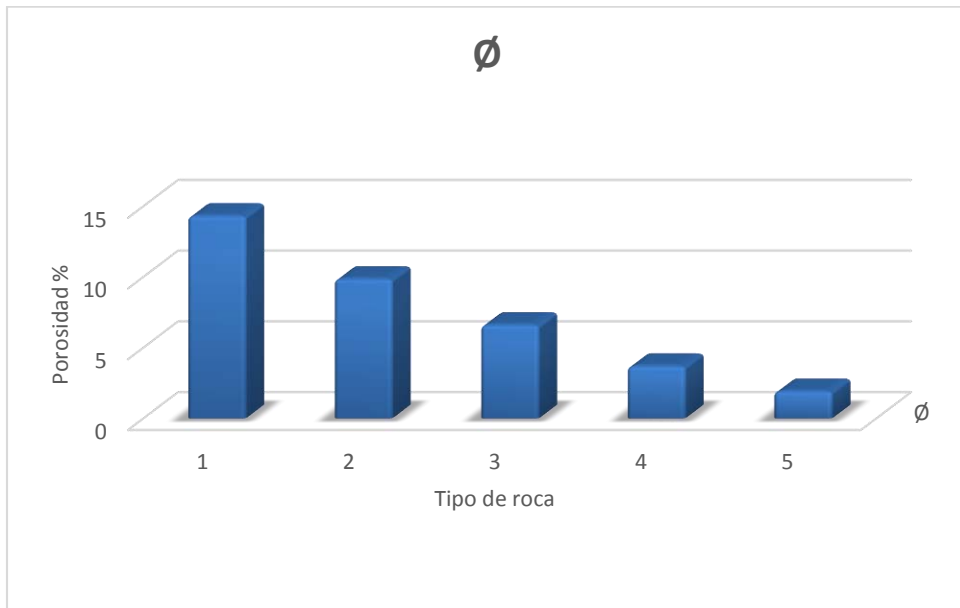


Figura 113.- Porosidad en el pozo Zapato-3

Pozo Zapato 11

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 11, presentando los cinco tipos de roca (Figura 114).

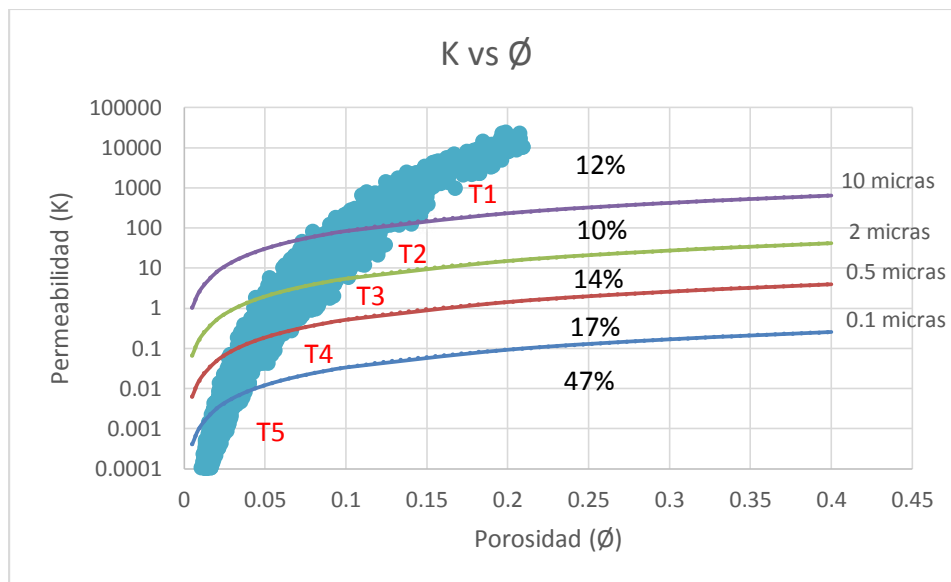


Figura 114.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato- 11.

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 3191 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	Ø
1	401	12	14.1
2	320	10	8.2
3	433	13.5	5.9
4	536	16.7	3.5
5	1501	47	1.4

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 2292 mD y una porosidad promedio de 14%, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 21 mD y una porosidad promedio de 8%, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1.06 mD y una porosidad promedio de 6%, se considera de buena calidad aunque los valores ya no se observen muy altos.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.05 mD y una porosidad promedio de 3.6%, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad.

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0006 mD y una porosidad promedio de 1.4%, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 115) y en la gráfica de porosidad (Figura 116) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 114), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

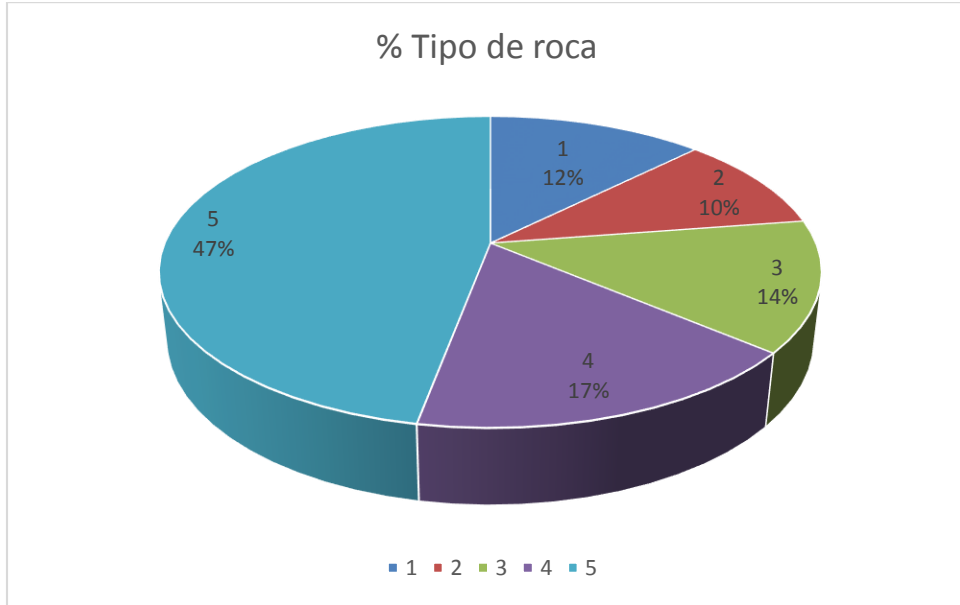


Figura 115.- Tipos de roca pozo Zapato-11.

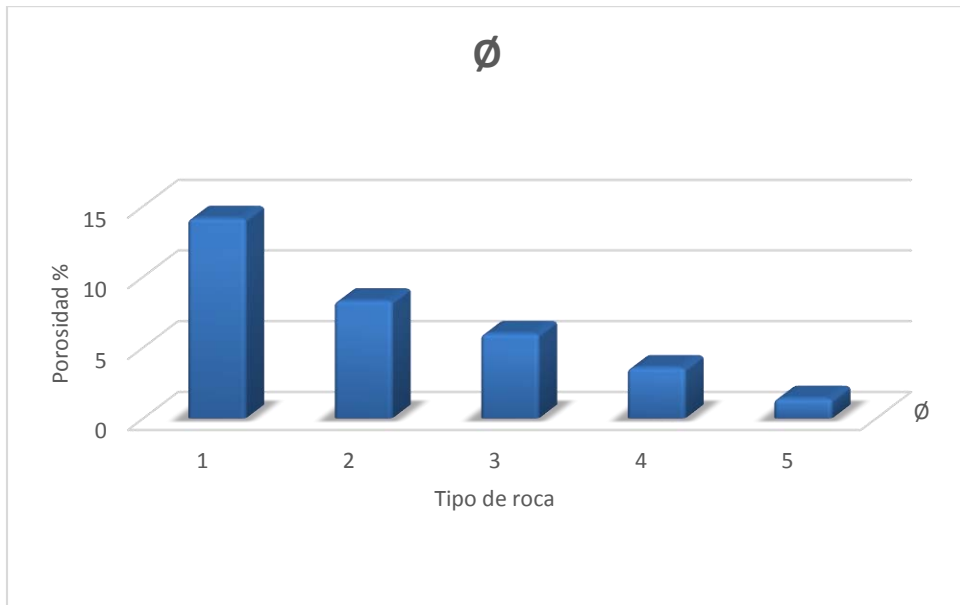


Figura 116.- Porosidad en el pozo Zapato-11.

Pozo 13

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 13, presentando los cinco tipos de roca (Figura 117).

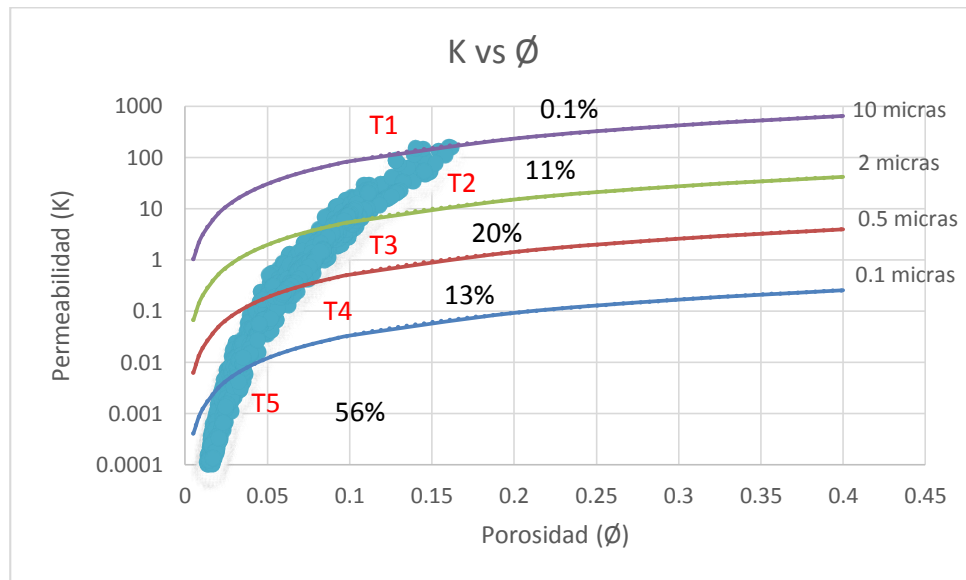


Figura 117.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato-13

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 1256 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	Ø
1	2	0.1	14.2
2	132	10.5	11.5
3	255	20.3	7.6
4	161	12.8	4.2
5	706	56.2	1.2

CAPITULO IV. Modelos geológicos de un campo en la cuenca Salina del Istmo.

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 151 mD y una porosidad promedio de 14 %, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 26 mD y una porosidad promedio de 11 %, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1.5 mD y una porosidad promedio de 7.6 %, se considera de buena calidad aunque los valores disminuyan.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.06 mD y una porosidad promedio de 4.2 %, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0004 mD y una porosidad promedio de 1.2%, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 118) y en la gráfica de porosidad (Figura 119) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 117), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

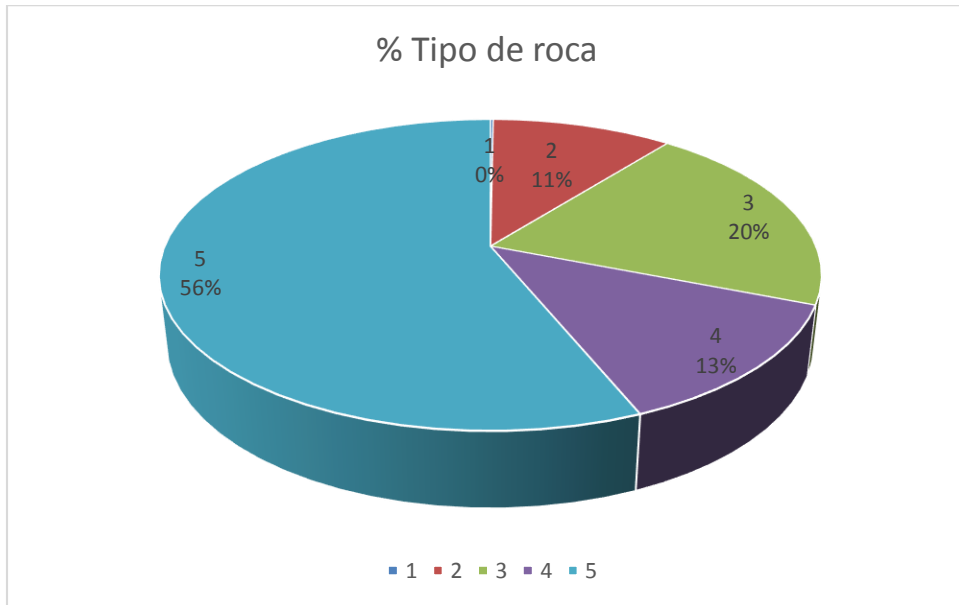


Figura 118.- Tipos de roca pozo Zapato-13.

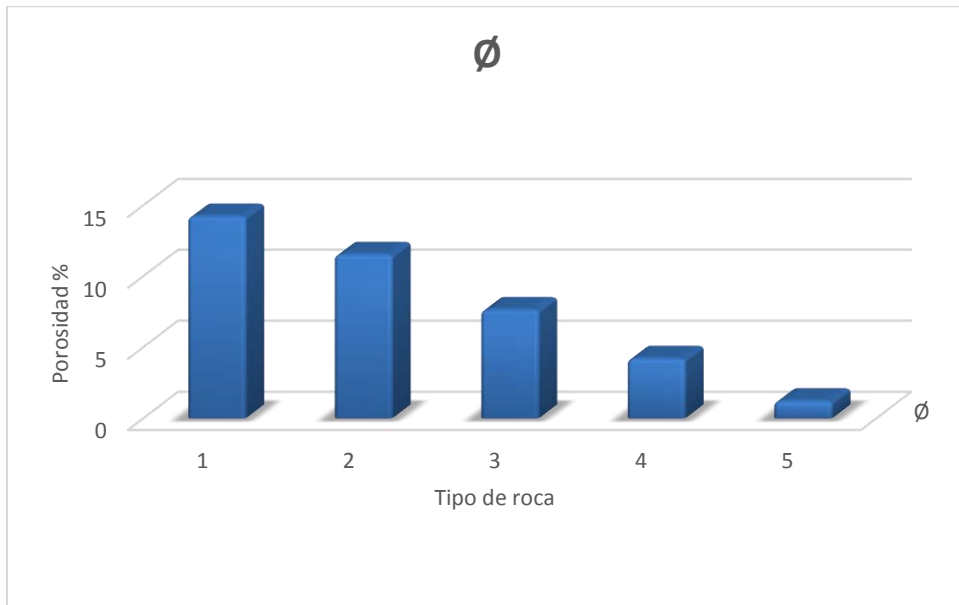


Figura 119.- Porosidad en el pozo Zapato-13.

Pozo zapato 22

En el gráfico de Winland donde se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 22, presentando los cinco tipos de roca (Figura 120).

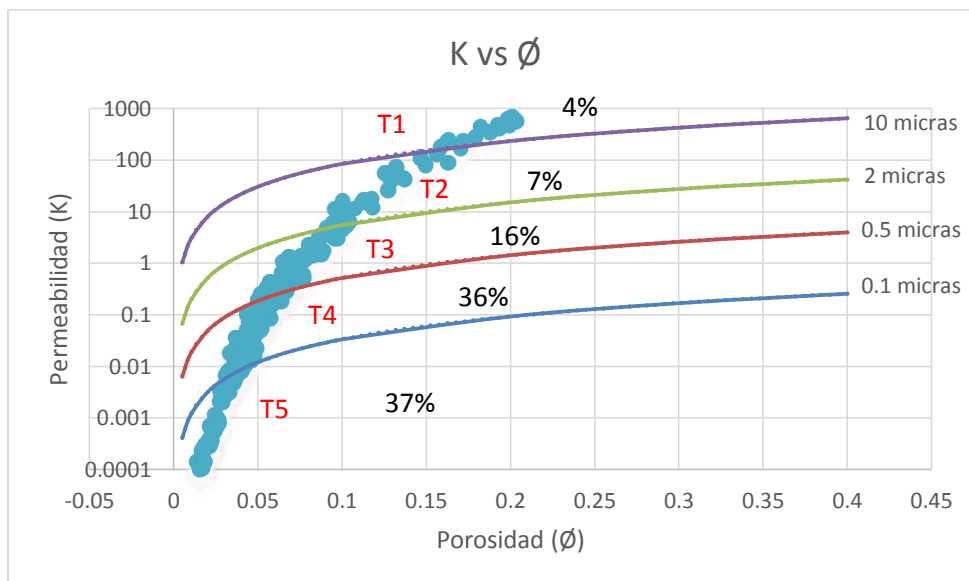


Figura 120.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato- 22

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 376 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	Ø
1	13	4	18.4
2	27	7.1	12.1
3	60	15.9	7.1
4	136	36.1	4.7
5	140	37.2	1.7

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 398 mD y una porosidad promedio de 18%, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 42 mD y una porosidad promedio de 12.17 %, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1.19 mD y una porosidad promedio de 7.2%, se considera de buena calidad aunque los valores ya no se observen muy altos.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.07 mD y una porosidad promedio de 4.7%, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0009 mD y una porosidad promedio de 1.7 %, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 121) y en la gráfica de porosidad (Figura 122) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 120), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

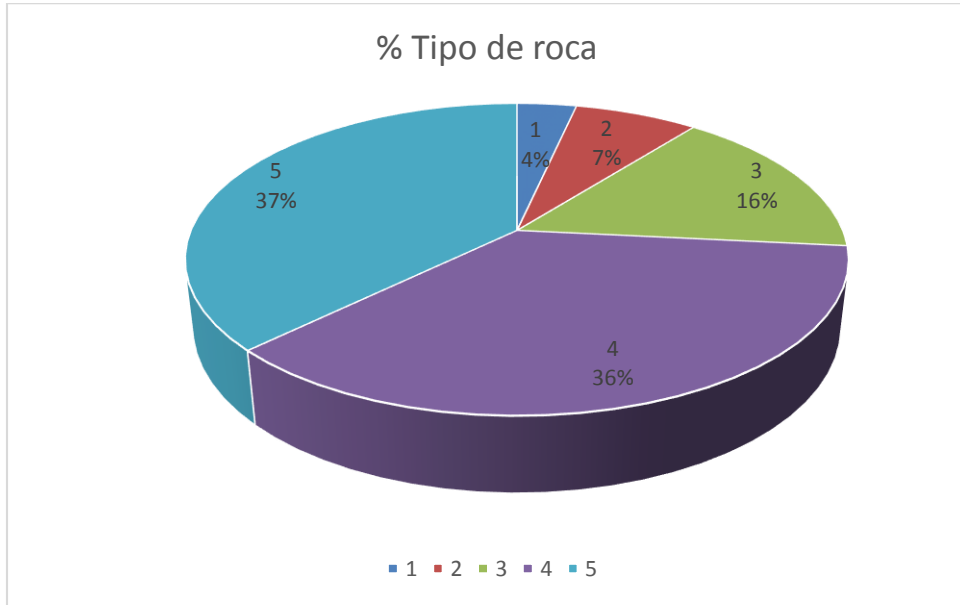


Figura 121.- Tipos de roca pozo Zapato-22.

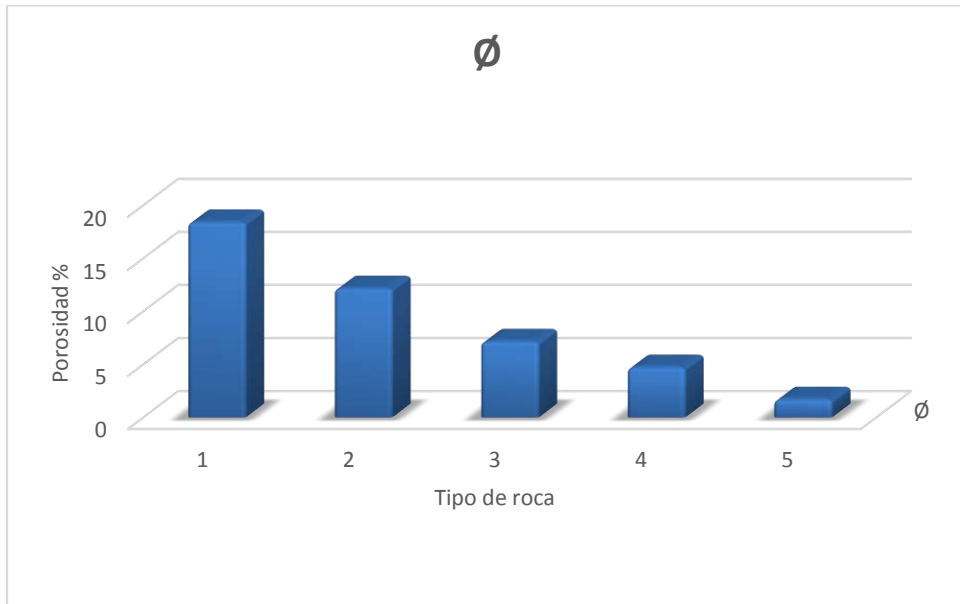


Figura 122.- Porosidad en el pozo Zapato-22.

Pozo zapato 32

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato 32, presentando los cinco tipos de roca (Figura 123).

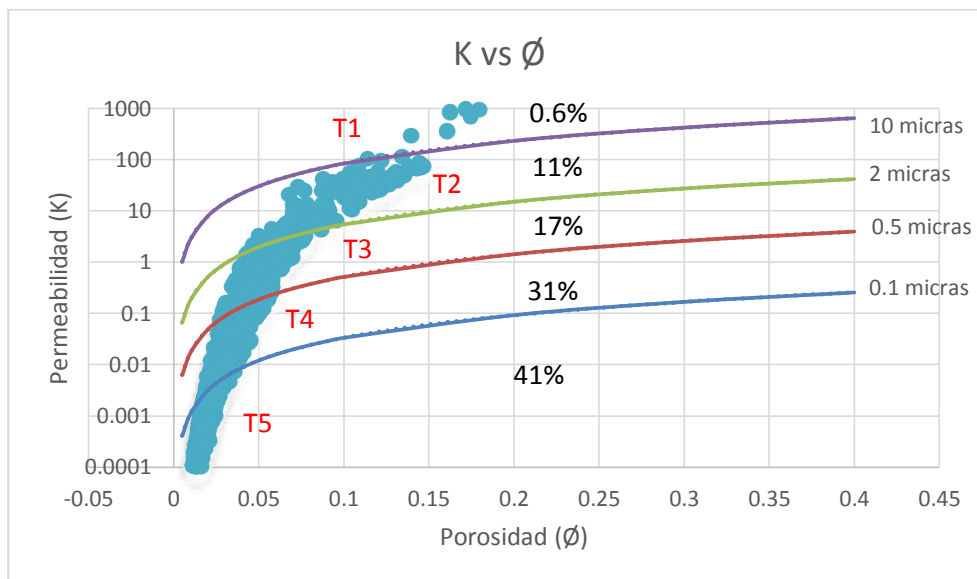


Figura 123.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato- 32.

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 1215 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	Ø
1	7	0.57	15.7
2	130	10.6	9.3
3	203	16.7	5.2
4	377	31	3
5	498	40.9	1.5

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 1: Con un diámetro de garganta de poro mayor a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 600 mD y una porosidad promedio de 15.7 %, se considera de buena calidad al presentar valores altos de porosidad así como permeabilidad.

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 23 mD y una porosidad promedio de 9.4 %, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 1 mD y una porosidad promedio de 5.2%, se considera de buena calidad aunque los valores disminuyan.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.03 mD y una porosidad promedio de 3.06 %, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0009 mD y una porosidad promedio de 1.6 %, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son muy bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 124) y en la gráfica de porosidad (Figura 125) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 123), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

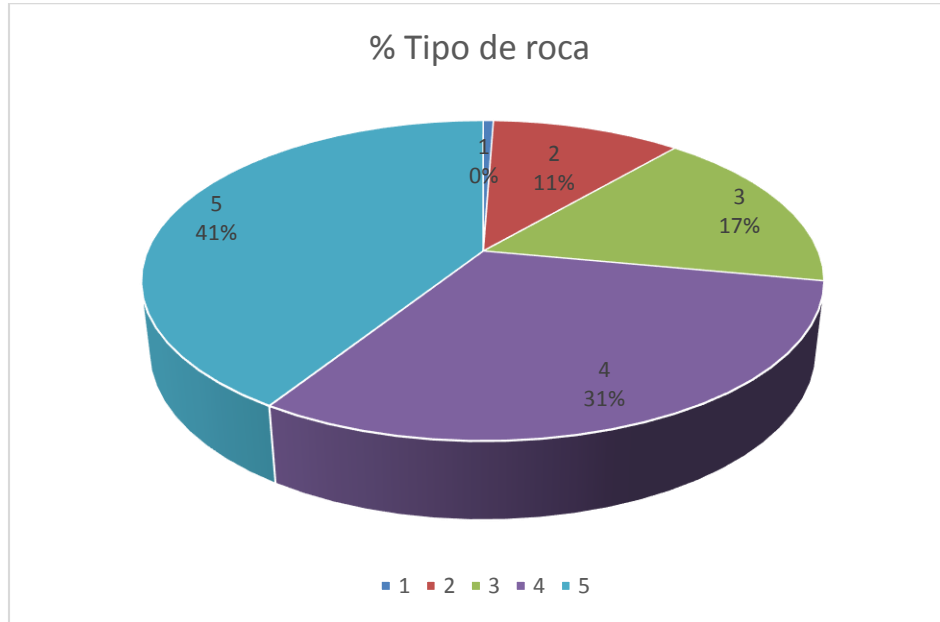


Figura 124.- Tipos de roca pozo Zapato-32.

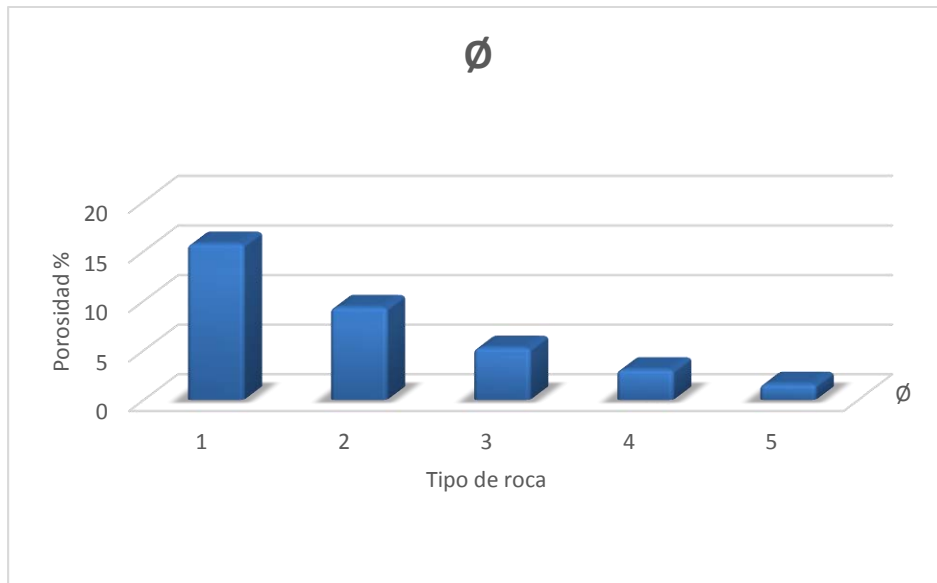


Figura 125.- Porosidad en el pozo Zapato-32.

Pozo Zapato DL1

En el gráfico de Winland, se observan los valores de permeabilidad contra porosidad del pozo zapato DL1, presentando solamente cuatro de los cinco tipos de roca (Figura 126).

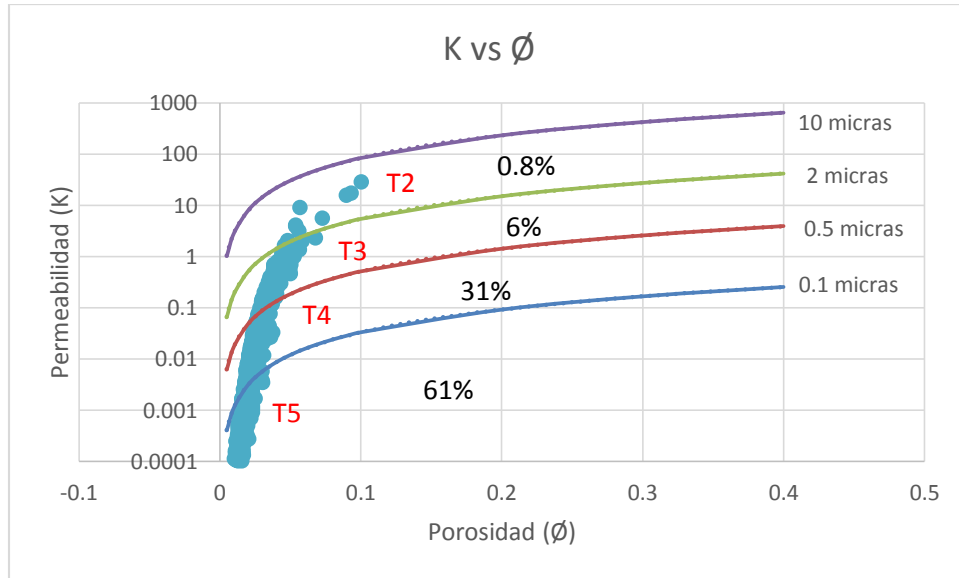


Figura 126.-Permeabilidad y porosidad del pozo Zapato-DL1.

Para tener el porcentaje de cada uno de los tipos de roca al igual que sus porosidades efectivas, se realizó un análisis de 1087 datos con los siguientes resultados:

Tipo de roca	Frecuencia	% Tipo de roca	ϕ	
1				
2	9	0.8	6.9	
3	70	6.4	4	
4	340	31.2	2.4	
5	668	61.4	1.3	

Los resultados petrofísicos de las rocas obtenidos a partir de registros geofísicos y sus características de porosidad, permeabilidad y diámetro de garganta de poro, se describen a continuación:

Tipo de roca 2: Con un diámetro de garganta de poro de 2 a 10 micras, con una permeabilidad promedio de 10 mD y una porosidad promedio de 7 %, se considera de buena calidad al presentar aun valores altos de porosidad y permeabilidad.

Tipo de roca 3: Con un diámetro de garganta de poro de 0.5 a 2 micras, con una permeabilidad promedio de 0.5 mD y una porosidad promedio de 4 %, se considera de buena calidad aunque los valores ya no se observen muy altos.

Tipo de roca 4: Con un diámetro de garganta de poro de 0.1 a 0.5 micras, con una permeabilidad promedio de 0.02 mD y una porosidad promedio de 2.4 %, considerando que los valores de permeabilidad y porosidad están disminuyendo representativamente, se considera de baja calidad

Tipo de roca 5: Con un diámetro de garganta de poro menores a 0.1 micras, con una permeabilidad promedio de 0.0006 mD y una porosidad promedio de 1.3%, considerando que los valores que se presentan tanto de porosidad como permeabilidad son bajos, se considera de baja calidad.

Los porcentajes correspondientes a cada tipo de roca así como de porosidad, se pueden observar en el gráfico de pastel (Figura 127) y en la gráfica de porosidad (Figura 128) de una manera más precisa, ya que la tendencia que sigue la curva de permeabilidad porosidad en el gráfico de Winland (Figura 126), presenta una frecuencia de datos diferentes en cada uno de los tipos de rocas, por lo que a simple vista no se podría calcular un porcentaje aproximado.

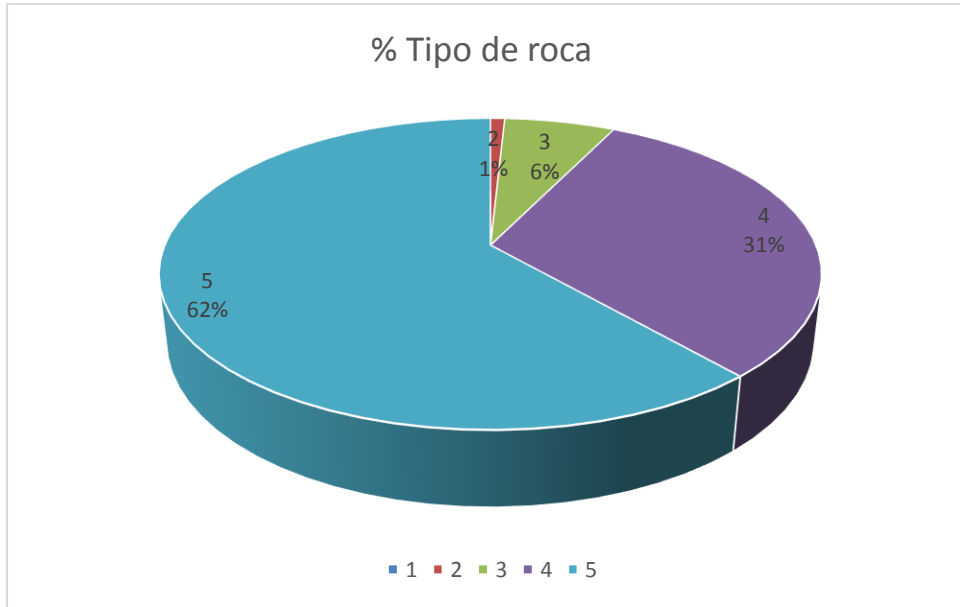


Figura 127.- Tipos de roca pozo Zapato-DL1.

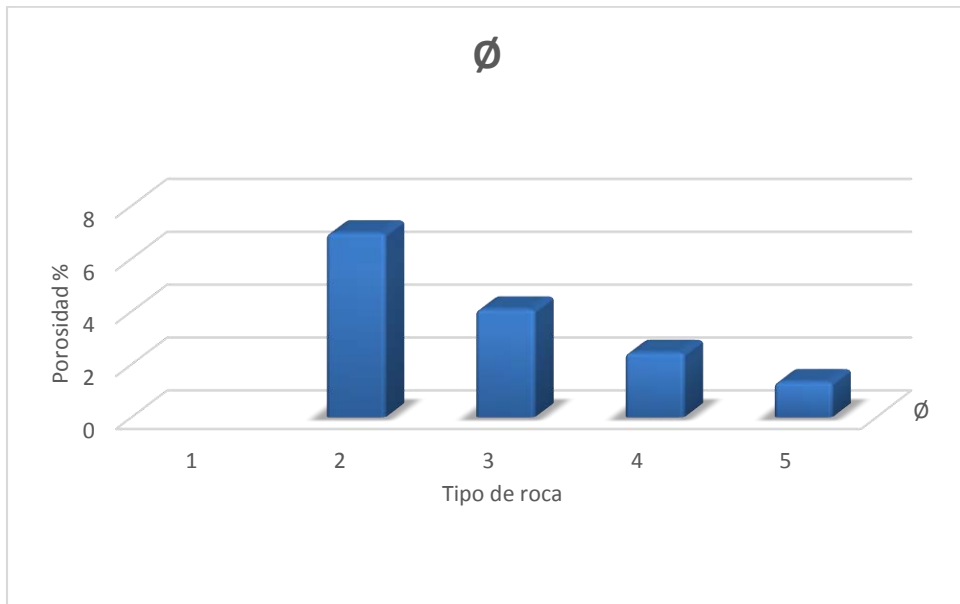


Figura 128.- Porosidad en el pozo Zapato-DL1.

Conclusiones.

Con la evaluación petrográfica y el análisis de registros geofísicos de pozos, tomando en cuenta el apoyo del estudio petrográfico de muestras de canal y núcleos, se determinó para el intervalo del Kimmeridgiano cuatro unidades litoestratigráficas, carbonatadas que se encuentran dentro de la zona donde se perforaron los pozos: Zapato-11, Zapato-DL1, Zapato-31 y Zapato-32; en la zona de plataforma interna (carbonatada-arcillosa) se perforaron los pozos: Zapato-1 y Zapato-101. Concluyendo que la unidad JSK-U1 corresponde a la cima del Kimmeridgiano siendo la unidad litoestratigráfica niveladora en el área de estudio y fuera de ella.

Las unidades JSK-U1, JSK-U2 y JSK-3 presentan un mayor contenido de carbonatos, por encontrarse en la parte del bloque levantado por la sal pre-jurásica, donde se desarrollaron granos carbonatados (sin llegar a ser oolitos) principalmente intraclastos, oncolitos y estromatolitos (material algáceo) en dirección a los pozos Zapato-1 y Zapato-101, donde las litofacies varían ligeramente de la base a la cima de la columna litológica a carbonatos ligeramente arcillosos sin influencia de granos carbonatados dentro de la unidad JSK-U1.

La parte transicional entre los terrígenos de la base del Jurásico Superior Kimmeridgiano y la carbonatada corresponde a la unidad JSK-U4.

Estratigráficamente las secuencias Kimmeridgiano se encuentra en concordancia con el Tithoniano en todos los pozos que lo cortaron; su base considerada como la unidad JSK-U4, se encuentra constituida por carbonatos con intercalaciones de limo y arena; esto en la región de los pozos Zapato-11 y Zapato-DL1 por lo que esta cuarta unidad presenta menor porcentaje en carbonatos y su ambiente se infiere es de plataforma en facies de intermarea.

Mediante el presente estudio se llegó a la conclusión que el desarrollo de los granos carbonatados está asociado a las porciones en donde se tienen condiciones de ambientes de alta energía correspondientes a áreas que se encuentran levantadas por efecto de la sal.

Los principales procesos diagenéticos que se interpretaron por el estudio petrográfico en muestras de canal fueron:

- Etapa temprana: cementación de granos carbonatados por calcita espática, compactación física de granos.
- Etapa intermedia: reemplazamiento (dolomitización y recrystalización) de la matriz micrítica.
- Etapa tardía: disolución dando como resultado un incremento en la porosidad y un mejor desarrollo en las rocas del yacimiento.

El proceso diagenético de compactación física en las rocas, se encontró ampliamente desarrollado en el área de los pozos Zapato-11, Zapato-31 y Zapato-32, en los cuales se desarrollaron cuerpos de granos carbonatados dentro de un ambiente de alta energía. La compactación de los granos carbonatados durante la etapa diagenética temprana de sepultamiento fue el principal proceso diagenético que afectó a las litofacies de grainstone de ooides que se desarrollaron, por encontrarse dentro de un ambiente en condiciones de alta energía en facies de supramarea.

El proceso diagenético de cementación temprana únicamente se observó en la región de los pozos Zapato-11, Zapato-DL1, Zapato-31 y Zapato-32 por encontrarse dentro del área donde el empuje de la sal pre-jurásica estuvo actuando durante el depósito de los sedimentos; este proceso se presenta en estos ambientes como cementante de los granos carbonatados originados por alta energía.

En el área de estudio se llevó a cabo dos periodos de cementación, cementación temprana entre los granos carbonatados en condiciones marinas someras por calcita fibrosa y el de cementación tardía por calcita en bloque y anhidrita principalmente rellenando fracturas.

El principal cementante de los granos carbonatados en los ambientes mencionados fue el de la calcita espática; este proceso ocasiona una reducción en la porosidad sea en una etapa temprana o tardía.

La compactación de los granos carbonatados principalmente oncolitos, originó la disminución de la porosidad primaria desarrollada en las facies de supramarea.

El proceso diagenético de dolomitización afectó principalmente a la porción donde se tuvo el desarrollo de granos carbonatados en un ambiente de alta energía, en facies de supramarea y corresponden al área de los pozos Zapato-11, Zapato-DL1, Zapato-31 y Zapato-32 principalmente, por ser un área con mayor porcentaje de contenido de carbonatos, en donde se desarrolló el ambiente de plataforma interna con facies de intermarea región de los pozos Zapato-1 y Zapato-101.

El pozo Zapato-DL1 presentó el mayor desarrollo de dolomitización de la zona, presentándose de manera incipiente y parcial en el resto del área que se mantuvo levantada durante el depósito de los sedimentos, presentándose como rombos de dolomita asociados con anhidrita.

El proceso de dolomitización en el ambiente sedimentario donde se desarrollaron los granos carbonatados (oncolitos y estromatolitos en facies de supramarea) se originó de acuerdo a los modelos de dolomitización de Morroy (1988) de mezclado de aguas.

El proceso diagenético de dolomitización que afectó a la columna litológica del Kimmeridgiano en un ambiente de alta energía, no originó alta porosidad intercrystalina, lo que sucedió en el área del campo Zapato fue un evento tectónico tardío que ocasionó un intenso fracturamiento desarrollando una serie de microfracturas que sirvieron como conductos de migración de los hidrocarburos y a su vez el proceso diagenético de disolución se presentó durante una etapa tardía posterior al de dolomitización incrementando la baja porosidad intercrystalina por reemplazamiento, formando pequeños vugulos. De todos los procesos diagenéticos que se presentaron en los diferentes ambientes de depósito, el de mayor importancia por incrementar la porosidad es el de disolución, la que se encuentra ligada principalmente a los ambientes de alta energía, donde se llevó a cabo el desarrollo de los granos carbonatados y por lo cual es donde la porosidad presenta su mayor incremento. Los procesos diagenéticos anteriormente mencionados se relacionan con la disminución o incremento de la porosidad.

La unidad JSK-U1, corresponde a la cima de la columna litológica del Kimmeridgiano, está constituida por una roca carbonatada que no está afectada en parte por el proceso diagenético de dolomitización, debido a que se tiene una ligera subsidencia ocasionada por una transgresión marina, presentando facies con un ligero contenido de material arcilloso debido a una transición con las facies del Tithoniano que no permitió este proceso diagenético.

Mediante los estudios petrográficos de las muestras de roca, se encontró que la dolomitización afectó principalmente las unidades JSK-U1 y JSK-3, ya que en ambas unidades se presentaron asociaciones de anhidrita por las condiciones del ambiente de alta energía y altas evaporaciones dentro de unas facies de supramarea por un levantamiento de la región ocasionada por efectos salinos.

La disolución surgió durante una etapa tardía y este proceso estuvo en parte asociado al microfracturamiento que se manifestó en el segundo evento tectónico en el área, el cual fue contemporáneo con la migración de hidrocarburos, desarrollándose en algunas porciones del área de estudio originando porosidad intergranular y en parte vugular al ocurrir la disolución de la matriz micrítica entre los granos carbonatados (principalmente oncolitos y estructuras algáceas las cuales corresponden a estromatolitos).

Mediante el análisis petrográfico se determinó que las mejores rocas almacenadoras corresponden al Kimmeridgiano a lo largo de toda su columna litológica, con alta porosidad intergranular e intercrystalina asociada principalmente a los procesos de disolución y dolomitización; se encuentran en parte conectados estos poros por microfracturas originadas durante eventos tectónicos.

Se determinó que las mejores rocas almacenadoras de hidrocarburos en las secuencias del Kimmeridgiano corresponden a las unidades litoestratigráficas JSK-U1, JSK-U2 y JSK-U3, principalmente por ser rocas altamente carbonatadas con porosidad intercrystalina por dolomitización, ligeramente incrementada por microfracturamiento y porosidad intergranular por disolución en áreas donde se desarrolló un ambiente somero con granos oncolíticos y estromatolíticos.

Bibliografía.

Lucia F.J. (2001). Integración de la información petrofísica y geológica: una tarea de petrofísicos.

Padilla y Sánchez R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. México DF. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

PEMEX. (2010). 2010 Las reservas de hidrocarburos de México. México DF. SENER (Secretaría de Energía).

Venegas Mora R. M (2010).Evaluación petrolera de la cuenca salina del istmo. México DF. Facultad de ingeniería, UNAM.

Rojas Alcántara C. (2010). Origen, evolución e importancia económica de la cuenca salina del istmo. México DF. Facultad de ingeniería, UNAM.

PEMEX (2013).Provincia petrolera sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana). México DF. PEMEX Exploración y producción.

Escalera Alcocer J.A. (2010). Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México. México DF.

Smithson T. (2013). Como se mide la porosidad. Volumen 24 no.3 traducido de Oilfield Review otoño 2012.

Schlumberger (2009). Descubra el yacimiento. Provincias petroleras de México. Capitulo II

Schlumberger (2009). Principios/Aplicaciones de la interpretación de registros.

PEMEX (2015) Informe final del estudio estratigráfico, sedimentario y diagenetico en las rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano en el área del campo Zapato.

Quilantan Pedraza A., y Reyes Sánchez M. A. (2011). Caracterización petrofísica de arenas del Neógeno en un pozo gasífero de la cuenca de Veracruz. México DF. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

Licitra D. T. (2011). Caracterización petrofísica de la formación Lajas en el yacimiento Lajas Tight Gas, a partir de la definición de tipos de rocas y unidades hidráulicas de flujo, área aguada Toledo-Sierra Barrosa cuenca Aneuquina.

PEMEX (2015). Informe diagenético de las rocas sedimentarias del Jurásico Superior Kimmeridgiano: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

Romero P., y Gómez N. (2004). Method for characterization of rock quality base on Winland-Pittman and Timur-Coates equations applied to NMR laboratory data.

PEMEX (2015). Informe estratigráfico de las rocas de Jurásico Superior-Kimmeridgiano: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

PEMEX (2015). Informe sedimentológico de las rocas de Jurásico Superior-Kimmeridgiano: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

Robles-Nolasco, J. (2006). Plays terciarios cuenca Salina del Istmo marina: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

Robles-Nolasco, J. et al, (2006). Análisis y evaluación de cuencas y sistemas petroleros región marina: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

Reyes-T. et al, (2002). Proyecto sistemas petroleros Campeche Poniente: Reporte interno, PEMEX Exploración y Producción.

Geociencias PEMEX (2015). Presentación diagénesis de las rocas sedimentarias.

Castrejón R (2015). Apuntes de la materia Petrofísica y registros geofísicos de pozos. Facultad de ingeniería, UNAM.