



---

---

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**“CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E IMPORTANCIA  
ECONÓMICO-PETROLERA DE LAS MINICUENCAS  
Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA SALINA”**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA:**

**CHRISTOPHER PEÑA ALONZO**

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



**MÉXICO, D. F.**

**NOVIEMBRE 2015**



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.

Este trabajo fue elaborado con el apoyo del grupo de trabajo “Exploración y Explotación Petrolera” de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería, UNAM, bajo la coordinación del Ing. Javier Arellano Gil.

*Dedicatoria*

*A mi madre Adriana M. Alonzo Zuñiga*

*A mi abuela Margarita Zuñiga Barajas*

*A mi hermano Kevin Hiram G. Alonzo*

*A mi alma mater la Universidad Nacional Autónoma de México*

## *Agradecimientos*

*A Dios, por permitirme llegar a este momento tan importante de mi vida.*

*A mi abuela, por darme educación, apoyo, cariño y valores.*

*A mi madre y hermano por ser mi motivos de superación, por su compañía y amor.*

*A mi tía Patricia, por su atención, apoyo incondicional y confianza en mí.*

*A mis amigos: Estrella, Goretti, Elaine, Memo, Santa, Rosa, Paris, Evelyn, Hatziry, Vanesa, Alma, Lucero, Raúl, Elena, Higríd, Shantal, Mauricio, Sunashi, Thiago, Marlene, Eddie, Alberto, Trinidad, Julio, Chantal, Andrés, Karen, Héctor, Ulises, Luis, Berenice, Diego y Brenda, que siempre estuvieron presentes en los momentos difíciles, alegres, de dicha y felicidad.*

*A mis sinodales: Ing. Javier Arellano Gil, Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Ing. José Luis Arcos Hernández, Ing. Alberto Arias Paz, M. en C. Iza Canales García.*

<b>Resumen</b>	<b>1</b>
<b>Abstract</b>	<b>3</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>5</b>
1.1. Objetivos	6
1.2. Metas.	6
1.3. Tectónica de placas	6
1.3.1. Límites de placas	7
1.3.2. Límites divergentes	8
1.3.3. Límites convergentes	8
1.3.4. Límites transformantes y zonas de fractura	8
1.4. Cuencas sedimentarias	9
1.4.1. Mecanismos de subsidencia	9
1.4.2. Cuencas depositacionales (pre, sin y post)	9
1.4.4. Clasificación tectónica de las cuencas sedimentarias	12
1.5. Minicuenas	16
1.5.1. Definición de minicuenca	16
1.5.2. Antecedentes	16
1.5.3. Importancia económica	17
1.5.4. Ubicación Mundial de las principales minicuenas	19
<b>2. Propiedades de la sal</b>	<b>21</b>
2.1. Aspectos generales	21
2.1.1. Minerales evaporíticos	21
2.1.1.1. Yeso y Anhidrita	22
2.1.1.2. Halita	23
2.1.1.3. Otros minerales evaporíticos	24
2.2. Ambientes de formación	24
2.2.1. Evaporitas continentales	24
2.2.1.1 Depósitos lagunares	26
2.2.1.2. Depósitos fluviales	30
2.2.1.3. Otros depósitos	32
2.2.2. Evaporitas marinas	35
2.2.2.1. Cuenca cerrada	35
2.2.2.2. Cuenca marina aislada poco profunda	38
2.2.2.3. Aguas profundas y cuencas profundas	39
2.2.2.4. Agua somera y cuenca profunda	41
2.2.2.5. Grandes depósitos de sal	41
<b>3. Tectónica salina</b>	<b>44</b>
3.1. Elementos de la tectónica salina	45
3.1.1. Sobrecubierta	45
3.1.2. Sal madre o fuente	45
3.1.3. Sustrato	45
3.1.4. Cubierta	45
3.1.5. Capa precinemática	45
3.1.6. Capa sincinemática	46
3.1.7. Capa postcinemática	46
3.2. Mecanismos en la deformación de la sal	46
3.2.1. Halotectónica extensional	47
3.2.2. Halotectónica compresional	47

3.2.3. Halokinesis	47
3.2.4. Flotación	47
3.2.5. Carga diferencial	47
3.2.6. Expansión por gravedad	48
3.2.7. Convección termal	48
3.2.8. Reducción de la sal	48
3.2.9. Retroceso de la sal	48
3.2.10. Soldadura de la sal	49
3.3. Estructuras Salinas	49
3.3.1. Estructuras salinas no diapíricas	49
3.3.1.1. Ondulaciones de sal	50
3.3.1.2. Montículos de sal	50
3.3.1.3. Anticlinal de sal	51
3.3.1.4. Almohadillas de sal	51
3.3.1.5. Domos de sal	51
3.3.2. Estructuras salinas diapíricas	53
3.3.2.1. Pared de sal	53
3.3.2.2. Tronco de sal	54
3.3.2.3. Diapiro de sal	54
3.3.2.4. Canopies (Toldos)	58
3.3.2.5. Lengüeta de sal	60
3.3.3. Deformación de las capas y láminas de sal	60
<b>4. Minicuenas</b>	<b>62</b>
4.1. Concepto de minicuenca	62
4.2. Subsistencia	63
4.2.1. Subsistencia por diferencia de densidades	64
4.2.2. Acortamiento por diapirismo	65
4.2.3. Caída extensional diapíricas	67
4.2.4. Abatimiento de la topografía Salina	68
4.2.5. Modificación de la topografía debido a la carga sedimentaria	69
4.2.6. Deformación salina	71
4.3. Secuencias Halocinéticas	72
<b>5. Ejemplos de yacimientos en minicuenas y en estructuras salinas</b>	<b>76</b>
5.1. Ejemplos de México.	76
5.1.1. Ejemplos en la Provincia del Sureste	79
5.1.1.1. Amoca	79
5.1.1.2. Campo Rabasa	81
5.1.1.3. Campo Nelash	83
5.1.1.4. Campo Miztón	85
5.1.1.5. Campo Tsimin	88
5.1.2. Ejemplos de el Golfo de México profundo	90
5.1.2.1. Campo Tamil.	90
5.1.2.2. Campo Exploratus.	92
5.2. Ejemplos de Mundo	94
5.2.1. Cuenca de Sverdrup, Canadá	95
5.2.2. Cuenca Paradox, EUA.	96
5.2.3. Minicuenas del Golfo de México	97
5.2.4. Cuencas de sal del Aptiano de Brasil	99
5.2.5. Cuenca salina de Zechstein, Alemania	100
5.2.6. Cuenca Precaspian, Russia-Kazakstán	101

<b>6. Importancia económico-petrolera</b>	<b>102</b>
6.1. Demanda mundial de energía	102
6.2. Declive de los grandes campos	105
6.3. Áreas de interés económico en la industria petrolera	107
<b>7. Conclusiones.</b>	<b>121</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>125</b>



## Resumen

Una secuencia de evaporitas es un conjunto de rocas sedimentarias que se forman a partir de la precipitación química de sales disueltas en cuerpos de agua como resultado de la evaporación y reacciones químicas asociadas; estas rocas llegan a tener diversas funciones, una de ellas es como roca sello dentro del sistema petrolero, ya que constituyen sellos verticales y sellos horizontales de excelente calidad que contribuyen a que ocurra la acumulación de los hidrocarburos, además ayudan como camino en la propagación vertical y lateral de las vías de migración de los hidrocarburos y como una fuerza activa de empuje tectónico que origina deformación y por lo tanto formación de trampas petroleras. El término tectónica salina se refiere a cualquier deformación tectónica, la cual ocurre cuando se movilizan cuerpos de sal u otras evaporitas en el subsuelo. La sal, bajo condiciones estándar, tiene una densidad que no aumenta significativamente cuando se incrementa la presión por sobrepeso en sepultamiento profundo en una cuenca sedimentaria, sin embargo, la sal se deforma en el campo dúctil cuando es sometida a diferentes esfuerzos, e inclusive por la misma presión hidrostática y litostática. La sal para mantener su equilibrio isostático ante los esfuerzos presentes, inicia su movimiento ascendente fluyendo por los lugares de menor presión y mayor debilidad, plegando las rocas que la cubren para formar domos (anticlinales salinos) o bien rompiéndolas para originar las estructuras diapíricas, los canopies o toldos y diques, entre otras estructuras salinas.

Una de las principales estructuras asociadas a la tectónica salina son las minicuenas, las cuales, se forman en la parte superior de un manto salino; algunas minicuenas comienzan como lentes, posteriormente algunos sectores se profundizan formando depresiones topográficas que son susceptibles de rellenarse de sedimentos terrígenos; en general su tamaño varía de 10 a 40 km de ancho y en algunos casos pueden contener yacimientos petroleros en los acuñamientos que se forman por el depósito de rocas terrígenas en el entorno de los diapiros. Cuando el espesor de relleno de una minicuenca supera los 1.5 km, se incrementa su densidad, se compacta y se produce su hundimiento, haciendo que la sal diapírica fluya a su alrededor. El proceso de compresión inducido por gravedad pliega la secuencia sedimentaria superior iniciando la formación de minicuenas. El relieve estructural formado, es una depresión topográfica local, que influye en el desplazamiento y acumulación de sedimentos terrígenos. Una minicuenca descansa comúnmente sobre secuencias sedimentarias terrígenas, en lugar de hacerlo sobre la sal móvil desplazada. Los esquemas de subsidencia de minicuenas, adelgazamiento y aglutinamiento de las estructuras salinas pueden llegar a ser muy complejos.

Una de las formas para identificar a las estructuras salinas y a las minicuenas es por medio de secciones sísmicas (2d y 3d), las cuales se generan en el proceso de exploración petrolera. Gracias a estas secciones sísmicas, se tiene conocimiento de la presencia de diversas estructuras salinas, así como de minicuenas en diversas cuencas del mundo como ocurre en el Golfo México, en las cuales, en algunos casos son importantes productoras de hidrocarburos; en el mundo existen cerca de 84 provincias salinas, de las cuales, aproximadamente un 64% son productoras. La Región Petrolera del Golfo de México cuenta con una historia geológica compleja que define las características distintivas de sus 6 provincias. Las rocas de basamento del Golfo de México están constituidas por corteza oceánica flanqueada por corteza continental atenuada, arquitectura que se originó del Triásico Tardío al Neocomiano durante la ruptura de la Pangea, a medida que África-América

del Sur se separaba de América del Norte. El Golfo de México está dividido en cuatro tipos de corteza: la corteza continental, corteza continental transicional gruesa, corteza continental transicional delgada y corteza oceánica. El tipo de corteza, su evolución y los eventos de sedimentación, han controlado las diferentes tasas de subsidencia, flujo de calor y los estilos de deformación en el Golfo de México, siendo uno de los factores importantes, la acumulación y posterior deformación de la sal depositada durante el Calloviano. La extensa zona con depósito de sal fue segmentada durante la etapa de generación de corteza oceánica, quedando dos grandes áreas salinas conocidas como la Sal Louann y la Sal del Istmo, límites que se han modificado por la deformación posterior a su depósito. Para el Jurásico Tardío en la cuenca se acumularon secuencias carbonatadas y siliciclásticas hacia los bordes, mientras que hacia el centro de la cuenca prevalecieron ambientes de mar abierto, donde se depositaron calizas arcillosas y lutitas. A finales del Jurásico Tardío una transgresión marina estableció ambientes de cuenca euxínica donde se depositaron calizas arcillosas y lutitas calcáreas ricas en materia orgánica. Para el Cretácico, se generaron condiciones de cuenca abierta donde se depositaron carbonatos arcillosos de cuenca en el sector profundo del Golfo. Con un cambio del régimen sedimentario en el Cenozoico, la cuenca comenzó a recibir sedimentación siliciclástica que se depositó en facies de canales y abanicos de piso de cuenca durante el Eoceno al Mioceno tardío y hasta el Plioceno (en las provincias de Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado Catemaco y la parte suroeste de la cuenca Salina del Istmo). La estratigrafía de la cuenca profunda del Golfo de México comprende dos tipos de cortezas, en el centro rocas de probable edad Jurásico Tardío sobreyacen una corteza oceánica, mientras que hacia los márgenes del bloque Yucatán y Norteamérica, rocas evaporíticas y lechos rojos cubren una corteza continental adelgazada.

Los ejemplos de yacimientos petroleros en México relacionados con estructuras salinas, descritos en este trabajo son: Amoca-1, Rabasa-101, Nelash-1, Mitzón-1, Tsimin-1, Tamil-1 y Exploratus-1. Por otra parte, algunas de las principales cuencas salinas en el mundo mencionadas en este trabajo, que cuentan con la presencia de minicuencas, son la Cuenca de Sverdrup en Canadá, la Cuenca Paradox en EUA, minicuencas en el Golfo de México en el área de Estados Unidos de América, las Cuencas de sal del Aptiano en Brasil y La cuenca de Precaspian en Russia. La exploración petrolera tiene gran potencial en las provincias salinas y en sus minicuencas asociadas, como ocurre en México donde se tienen muy importantes oportunidades potenciales para realizar exploración y explotación petrolera; siendo las más importantes la provincia del Sureste y la provincia del Golfo profundo, considerando que en ambas, se cuenta con la presencia de yacimientos petroleros asociados cuerpos salinos y a minicuencas.

## Abstract

An evaporite sequence is a sequence of sedimentary rocks that are formed from chemical precipitation of dissolved salts in water bodies as a result of evaporation and associated chemical reactions; these rocks can have various functions, one of which is as caprock in the oil system as a vertical and horizontal good quality seals that contribute to the accumulation of hydrocarbons and also as an active force of tectonic thrust which causes deformation. The salt tectonics term refers to any tectonic deformation, which occurs when bodies of salt or other evaporites are mobilized in the subsurface. Salt, under standard conditions, has a density which does not significantly increase when the pressure is increased by overweight deep burial in a sedimentary basin, however, the salt is deformed in ductile field when is subjected to various stresses, and even by the same hydrostatic and lithostatic pressure. Salt to maintain its isostatic equilibrium to the present stresses, starts flowing upwards to places of lower pressure, folding the cover rocks to form domes or breaking them to originate diapiric structures, canopies and dams, among others.

One of the major structures associated with salt tectonics are the minibasins, which are formed on top of a saline mantle; some minibasins begin as lenses, then some sectors sinks forming topographic depressions that are likely to be filled with terrigenous sediments; generally ranging in size from 10 to 40 km wide and in some cases may contain oil deposits in the engagements formed by deposition of terrigenous rocks in the vicinity of diapirs. When the thickness of a minibasin filler exceeds 1.5 km, its density increases, producing its compactation and sinking, causing diapiric salt flows around it. The compression stress process induced by gravity folds the sedimentary film forming minibasins. The formed structural relief is a local topographic depression, which influences the movement and accumulation of terrigenous sediments. A minibasin commonly rests on terrigenous sedimentary sequences, rather than on the moving salt displaced. The subsidence schemes of minibasins, thinning and clumping of the salt structures can be very complex.

One way to identify the salt structures and minibasins is through seismic sections (2d and 3d), which are generated in the process of oil exploration. Thanks to these seismic sections, it is aware of the presence of various salt structures as well as minibasins in various basins of the world as well as in the Gulf of Mexico, where in some cases they are important producers of hydrocarbons; worldwide there are about 84 saline provinces, of which about 64% are considered as hydrocarbons producers. The Gulf of México Oil Province has a complex geological background that defines the 6 different provinces features. The basement rocks of the Gulf of Mexico are composed of oceanic crust flanked by attenuated continental crust, architecture originated from Late Triassic to Neocomian during the breakup of Pangea, as South-Africa and South-America were separated from North America. The Gulf of Mexico is divided into four types of crust: continental crust, transitional thick continental crust, thin transitional continental and oceanic crust. The types of crust, its evolution and sedimentation events have controlled different rates of subsidence, heat flow and deformation styles in the Gulf of Mexico, being one important factor the salt deposited during the Callovian. The large area with salt deposit was segmented during the step of oceanic crust generation, resulting two areas known as Salt of Louann and Salina del Istmo, whose limits have been modified by the deformation after its deposit. For the Late Jurassic, carbonated and siliciclastic sequences were trapped to the edges, while to the center of the basin prevailed offshore environments

where argillaceous limestones were deposited. For the Late Jurassic, marine transgression established a non oxygenated basin environment, where argillaceous limestone and calcareous shales rich in organic matter were deposited. For the Cretaceous, basin clay carbonates were deposited in the deep Gulf sector. With a change in the Cenozoic sedimentary regime, the basin began receiving siliciclastic sedimentation that was deposited in channel facies and basin floor fans during the late Eocene-Miocene to Pleistocene (in the provinces of Salina de Bravo, Cinturon Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón plegado de Catemaco, and the southwestern part of the Salina del Istmo). The stratigraphy of the deep gulf basin covers two types of crust, rocks of the Late Jurassic age in the center overlying oceanic crust, while in block of Yucatan and North America, evaporite rocks and red beds covers a thinned continental crust.

Examples of oil fields in Mexico related to salt structures described in this paper are: Amoca-1, Rabasa-101, Nelash-1, Mitzón-1, Tsimin-1, Tamil-1 and Exploratus-1. Moreover, some of the major salt basins in the world mentioned in this work, with the presence of minibasins are Sverdrup Basin in Canada, the Paradox Basin in the US, Minibasins in the Gulf of Mexico (in the USA area), Aptian salt Basins in Brazil and Precaspian Basin in Russia. Oil exploration has great potential in the salt provinces and their associated minibasins, potential opportunities in Mexico for oil exploration and exploitation are mainly in “Provincia del Sureste” and the province “Golfo de México Profundo, considering that both has the presence of oil reserves associated with salt bodies and minibasins.

## 1. Introducción

En los últimos años ha crecido el interés en explorar y descubrir nuevos yacimientos de hidrocarburos ya que se ha incrementado significativamente la demanda de energía a nivel mundial. En México existen distintas provincias geológicas que cuentan con potencial petrolífero, las cuales comparten varios aspectos tectónicos, estratigráficos, estructurales y geoquímicos; esto debido a la relación que tienen con la evolución del Paleo Golfo de México. Las diferencias entre las cuencas sedimentarias productoras de hidrocarburos radican en su naturaleza sedimentaria, en los eventos tectónicos involucrados, así como de la historia del sepultamiento o de intemperismo - erosión que las han afectado.

Una cuenca sedimentaria se define como un área de topografía negativa en las que los sedimentos se acumulan, se litifican y se conservan por largos períodos de tiempo geológico (Einsle, 1992). En algunas cuencas ocurren depósitos salinos estratificados, los cuales se depositan a poca profundidad y reciben un aporte continuo de agua de mar (que contenga una carga de minerales disueltos ricos en sales), se acumulan en zonas con un clima cálido y árido; el resultado es una serie de procesos que junto con las condiciones ambientales resulta en lo que se le conoce como un depósito salino (Bryant *et al*, 2012).

Existen yacimientos petrolíferos que están asociados a eventos de deformación de la sal (tectónica salina), lo que los hace de gran importancia para estudiar su origen y entender los procesos que dieron lugar a las diferentes estructuras asociadas a la sal, así como a la acumulación de petróleo en las mismas; lo anterior lleva a la necesidad de abordar el concepto de minicuenas, que está estrechamente vinculado con la tectónica salina y que tienen relevancia en el ámbito de exploración y explotación petrolera. Conociendo el origen, evolución y las características de las minicuenas, se puede obtener información de utilidad para sustentar los proyectos de inversión en exploración y explotación de hidrocarburos.

## 1.1. Objetivos

- Analizar y describir las características de la sal acumulada en grandes espesores en cuencas sedimentarias, así como los mecanismos de deformación y las secuencias sedimentarias asociadas con interés económico- petrolero.
- Analizar y describir el concepto de minicuevas, los mecanismos que las producen, sus relaciones estratigráficas y el sistema petrolero relacionado.

## 1.2. Metas.

- Contar con una fuente de consulta actualizada en español, de las características de las cuencas asociadas a tectónica salina y de las minicuevas, para alumnos y profesionales interesados en el tema.
- Proporcionar ejemplos de yacimientos asociados a tectónica salina y a minicuevas en México y en el mundo, así como documentar la importancia económico-petrolera en México de los yacimientos petroleros asociados.

## 1.3. Tectónica de placas

El interior de la Tierra está compuesto por un número determinado de zonas composicionales y reológicas. Las principales zonas composicionales corresponden con la corteza, el manto y el núcleo. Mientras que las zonas reológicas de la Tierra se divide internamente en litósfera, astenosfera, mesósfera y endosfera. En la figura 1.1 se muestran las diferentes perspectivas de las capas de la Tierra; los bloques del diagrama situados encima de la sección transversal, muestran una perspectiva aumentada de la porción más externa de la Tierra.

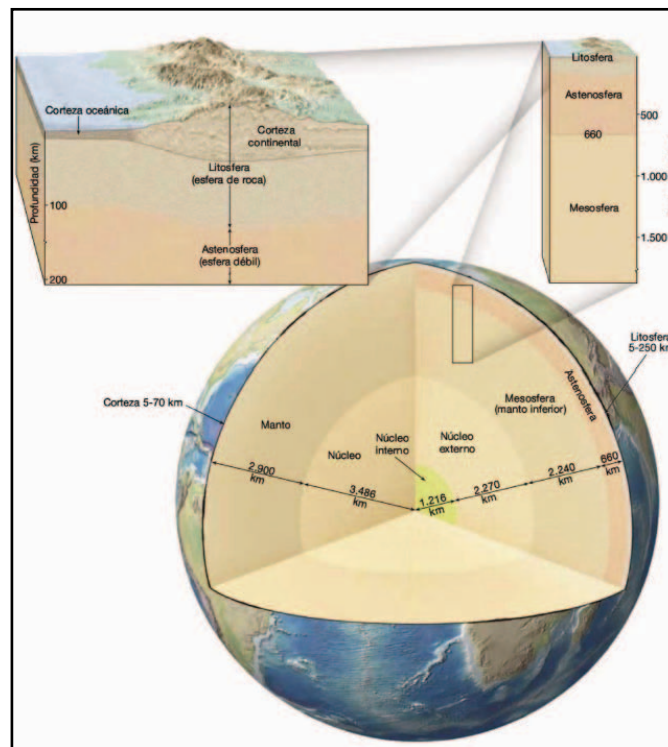


Figura 1.1. Diferentes perspectivas de la estructura en capas de la Tierra (Tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

La teoría de la tectónica de placas establece que numerosas placas primarias y secundarias contenidas en la litosfera (fig.1.2), las que se deslizan unas respecto de otras gracias a la convección y flujo de material dúctil caliente presente en el manto, que es la capa inferior a la litosfera. La corteza terrestre está dividida en corteza continental y corteza oceánica. La corteza continental tiene una composición mayoritariamente granítica mientras que la oceánica es basáltica, siendo así también más densa. Con el paso del tiempo los movimientos de las placas tectónicas han generado pequeños y grandes continentes, así como también los han separado y unido (Bryant *et al*, 2012).

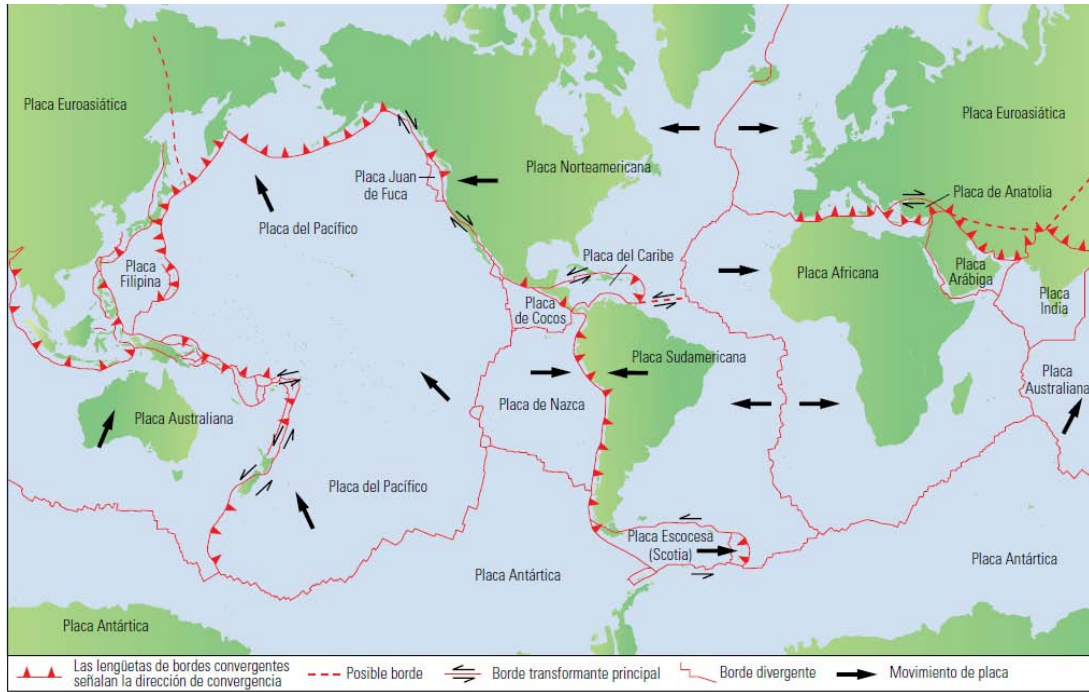


Figura 1.2. Principales placas tectónicas en el mundo (Tomado de Bryant *et al*, 2012).

### 1.3.1. Límites de placas

La interacción entre las placas tectónicas genera tres tipos diferentes de bordes o límites: convergentes o compresionales; transformantes o de desplazamiento de rumbo; y divergentes o de extensión (Fig. 1.3), (Bryant *et al*, 2012). El resultado de la interacción de las placas tectónicas genera en sus límites la actividad volcánica, sísmica y orogénica (Wicander y Monroe, 1999).

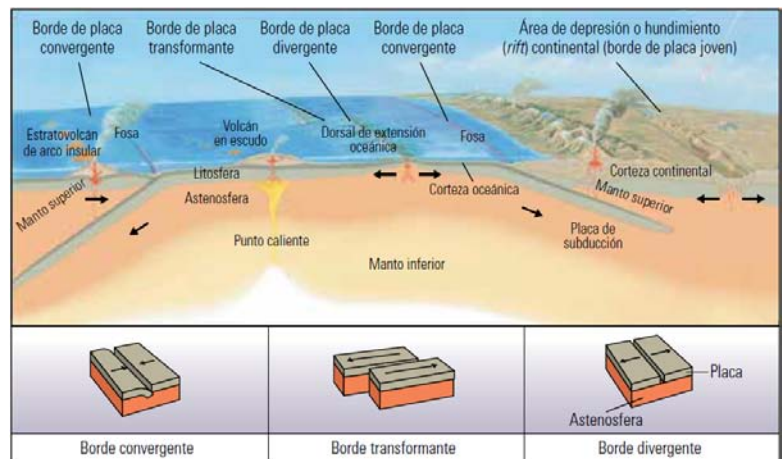


Figura 1.3. Bordes de las placas tectónicas (Tomado de Bryant *et al*, 2012).

### 1.3.2. Límites divergentes

Los límites de placa divergente también conocidos como dorsales en expansión, se presentan en donde las placas se separan generando nueva litosfera oceánica entre ellas. En los límites divergentes la corteza se adelgaza y se fractura a medida que el magma asciende a la superficie y las placas se separan. El magma derivado de la fusión parcial del manto fluye por las fracturas verticales y hacia afuera del piso marino, generando así después de varias inyecciones del mismo, enfriamiento y solidificación del magma, teniendo como resultado la configuración de una nueva corteza oceánica, registrando así la intensidad y orientación del campo magnético presente en ese momento. Los límites divergentes también están presentes bajo los continentes durante los primeros estadios de ruptura continental (rifting), (Wicander y Monroe, 1999).

### 1.3.3. Límites convergentes

La corteza formada en los límites de placa divergentes es por lo general destruida y reciclada, esto ocurre en los límites de placa convergente, que se ubica en los límites de dos placas que colisionan; una de ellas se subduce debajo de la otra para así ser reabsorbida en la astenosfera. Los límites de placa convergentes se caracterizan por la deformación, vulcanismo, orogenias, metamorfismo, actividad sísmica y actividad hidrotermal que favorece la formación de yacimientos minerales. Existen tres tipos de límites de placa convergentes: oceánico-oceánico, oceánico-continental y continental-continental (Wicander y Monroe, 1999).

### 1.3.4. Límites transformantes y zonas de fractura

Los límites transformantes se presentan a lo largo de discontinuidades estructurales en el piso oceánico conocidas como fallas transformantes, en donde las placas se deslizan una al lado de otra de forma paralela a la dirección del movimiento de las mismas (Fig. 1.4). La mayoría de las fallas transformantes conectan dos segmentos dorsales oceánicos, dorsales con fosas y fosas con otras fosas. Las fallas transformantes en su mayoría se hallan en la corteza oceánica y están marcadas por zonas de fractura definidas, aunque también pueden extenderse adentro de los continentes (Wicander y Monroe, 1999).

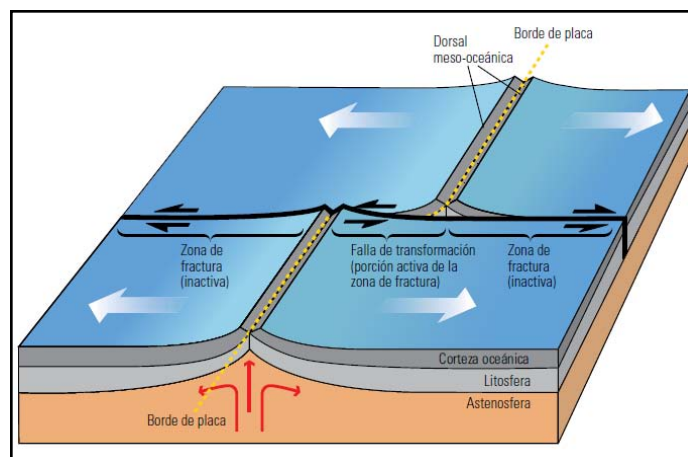


Figura 1.4. Límite transformante y zonas de fractura (Tomado de Bryant *et al*, 2012).



## **1.4. Cuencas sedimentarias**

Las cuencas sedimentarias son todas aquellas áreas de topografía negativa en las que los sedimentos pueden acumularse con un espesor considerable y son conservados por largos períodos de tiempo geológico (Einsele, 1992). Son regiones donde ocurrió subsidencia prolongada en la superficie de la Tierra (en ocasiones con morfología de plana) y actúan como zonas de acumulación de sedimentos.

### **1.4.1. Mecanismos de subsidencia**

La subsidencia es un progresivo hundimiento de una superficie que se da principalmente en la litosfera debido a diferentes mecanismos asociados a la tectónica, a los efectos de gravedad y por cambios en la temperatura. El término de subsidencia total se refiere al hundimiento real de un punto de una cuenca, simultáneo al depósito, durante un intervalo de tiempo. La subsidencia total se divide en 3 principales fracciones: la primera fracción se llama subsidencia tectónica (subsidencia primaria), esta es ocasionada por factores tectónicos como hundimiento producido por fallas, estiramiento, movimientos transcurrentes, etc. La segunda fracción se conoce como subsidencia térmica (subsidencia primaria) y esta se debe a los cambios de temperatura en niveles bajos de la corteza y por el efecto de reajustes isostáticos (cambios en la densidad). La tercera forma es la subsidencia de carga, esta última es la fracción de la subsidencia total que esta la inducida por la carga los sedimentos depositados, se le considera como una subsidencia secundaria porque siempre se superpone a cualquiera de las otras dos, o a la acción combinada de ambas, amplificando los efectos de las mismas (Vera-Torres, J.A., 1994). Los mecanismos de subsidencia están mayormente relacionados con las propiedades y el comportamiento de la litósfera, donde ocurren procesos de deformación en el campo frágil con condiciones térmicamente frías (Allen & Allen, 2005). La génesis y el desarrollo de las cuencas sedimentarias se enmarcan en la dinámica de la tectónica global.

### **1.4.2. Cuencas depositacionales (pre, sin y post)**

La actividad tectónica y los procesos sedimentarios pueden actuar de tres diferentes maneras y estas son usadas para distinguir los diferentes tipos de cuencas sedimentarias.

#### **Cuencas pre-depositacionales.**

La depositación de los sedimentos ocurre de manera anterior a los movimientos tectónicos que forman la estructura de la cuenca, por lo que hay poca relación entre el transporte, distribución, facies de estos sedimentos y la evolución de la estructura final de la cuenca. Sin embargo, no se puede excluir la relación que pudiese haber entre la fase de hundimiento sin-depositacional y el proceso de formación de la cuenca posterior (Einsele, G., 1992).

## Cuencas sin-depositacionales.

La acumulación del sedimento es afectada por los movimientos tectónicos sin-depositacionales. Si la tasa de sedimentación es suficientemente alta para compensar el hundimiento, permanecerán sin cambios el transporte sedimentario y la facies asociadas, pero el espesor de los sedimentos en determinados intervalos de tiempo puede variar (Einsele, G., 1992).

## Cuencas post-depositacionales.

Los rápidos movimientos tectónicos preceden a una significativa acumulación de sedimentos y crean una cuenca, una depresión topográfica, que se llena después por sedimentos post-tectónicos. La profundidad del agua en la cuenca disminuye con el tiempo, aunque pudiese ocurrir subsidencia sin-depositacional debido a la carga de sedimentos. El transporte de sedimentos, así como el desarrollo de facies verticales y laterales está relacionado sustancialmente por la morfología de la cuenca. En algunos casos puede haber transiciones entre estos tipos de cuencas y cuencas con sedimentos pre-tectónicos, así como sin-tectónicos o post-tectónicos (Einsele, G., 1992).

La figura 1.5 muestra un ejemplo representativo de cada una de los tipos de depositación en una cuenca: en el apartado "a", se muestra una cuenca post-depositacional creada por movimientos tectónicos después de la depositación de una capa de sedimentos lacustres y fluviales, en la cual el relleno joven sin-tectónico de la cuenca fue removido por la erosión; en lo correspondiente a "b", se representa una cuenca en la que los movimientos tectónicos sin-depositacionales controlaron el espesor de sedimentos fluviales y marinos (someros) y por consiguiente generaron una estructura de tipo relleno de cuenca; en el segmento "c" se muestra como la tectónica pre-depositacional creó una cuenca profunda, la cual fue rellenada por sedimentos post-tectónicos. La geometría de la primera cuenca, pudo ser derivada de las direcciones del transporte y la distribución de las facies.

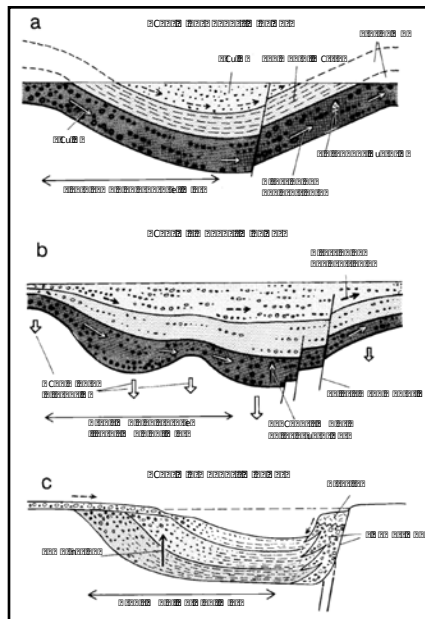


Figura 1.5. Representación de las cuencas post-depositacionales, sin-depositacionales y pre-depositacionales (Modificado de Einsele, G., 1992).

### 1.4.3. Tipos de cuencas sedimentarias

Desde el punto de vista tectónico, la dinámica de las cuencas sedimentarias es considerada como un proceso esencial de la subsidencia, la que puede ser generada por los siguientes procesos (Ingersoll, 2012):

1. Un adelgazamiento en la corteza.
2. Un aumento en la densidad de esta corteza con respecto a la corteza contigua.
3. Por un decaimiento en la temperatura después de un evento con altas temperaturas.
4. Un largo periodo de sedimentación.
5. Flujo de calor astenosférico.
6. Eventos de tensión en la litósfera.
5. En los denominados “puntos calientes” se puede generar subsidencia cortical.

Desde el punto de vista de procesos litosféricos, hay dos grupos principales de cuencas: la primera se debe a la extensión litosférica y la segunda a la flexión de la litósfera continental y oceánica (Allen & Allen, 2005), sin embargo, podemos tener una gran variedad de tipos de cuenca de acuerdo a los mecanismos de subsidencia asociados y a las condiciones Tectónicas, por lo que la frecuencia de cada uno de los tipos es variable (Fig. 1.6).

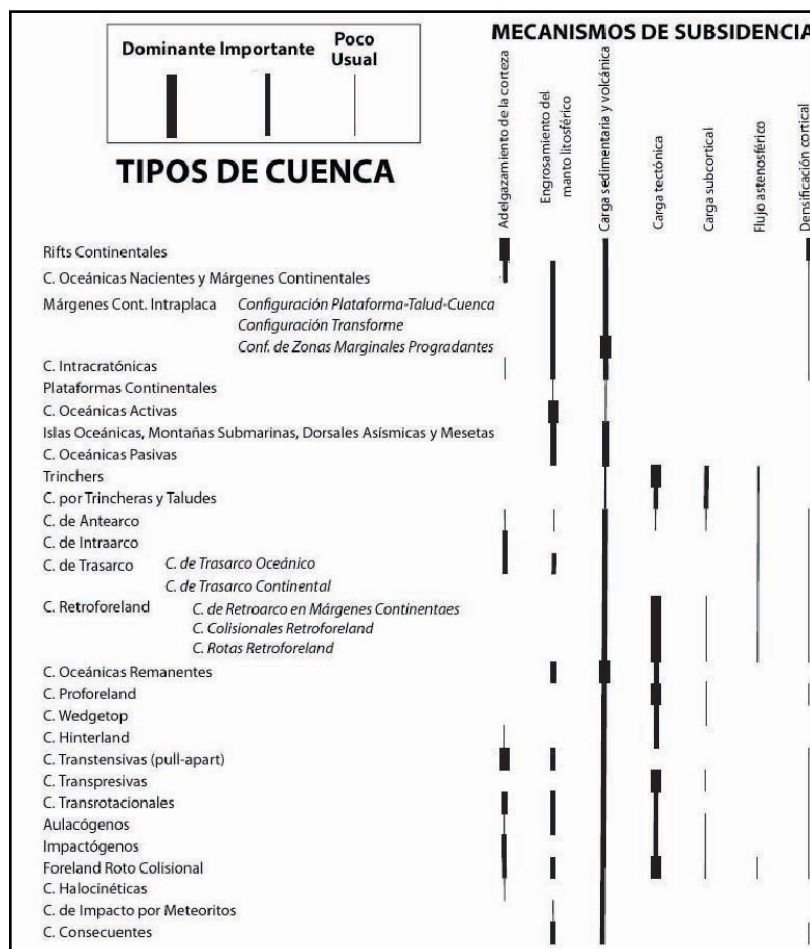


Figura 1.6. Diferentes tipos de cuenca asociados a los diferentes mecanismos de subsidencia (Modificado de Ingersoll, 2012).

#### 1.4.4. Clasificación tectónica de las cuencas sedimentarias

Una de las maneras más acertadas de clasificar las cuencas sedimentarias para consideraciones petroleras se logra basándose en los procesos e interacciones de la Tectónica de Placas, ya que los movimientos de placas, acortamiento y estiramiento de la corteza terrestre, ajustes isostáticos, cambios dinámicos del manto y procesos superficiales (entre otros) influyen en la formación de cuencas sedimentarias (Meyer *et al*, 2007).

El criterio de clasificación para cuencas sedimentarias se define de acuerdo al límite de placas más cercano, la proximidad a los límites de placas y al tipo de secuencia estratigráfica. Con base a los dos primeros podemos saber si tiene un marco divergente, intraplaca, convergente, transforme, híbrido o mixto (Tabla 1.1). Con cada una de estas categorías podemos tener variaciones dependiendo el tipo de sustrato (oceánico, transicional, continental, o corteza alóctona), así como su posición estructural, aporte de sedimento y espacio de acomodo (Dickinson, 1974).

Clasificación de cuencas de acuerdo al límite tectónico al que se asocia			
Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo actual	Ejemplo antiguo
<b>Marco tectónico Divergente</b>			
<b>Margen divergente o extensional asociado a fallas normales</b>			
Rift continental ('continental rift')	Rifts dentro de la corteza continental, usualmente asociados con magmatismo bimodal	Rift de Río Grande	Proterozoico, Rift Keweenawano
Cuenca oceánica naciente y márgenes continentales ('nascentocean basins and continental margins')	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y flanqueadas por márgenes continentales de rifts jóvenes	Mar Rojo	Jurásico del este de Groenlandia Paleo-Golfo de México, Triásico - Jurásico Medio
<b>Marco tectónico Intraplaca</b>			
<b>Márgenes continentales intraplaca (intraplate continental margins)</b>			
<i>Configuración Plataforma-talud-cuenca (Shelf-slope-rise)</i>	Márgenes maduros de apertura continental de intraplaca con bordes de plataforma cerca de los límites entre la corteza continental y oceánica	Costa este de EUA	Paleozoico temprano de EUA y la Cordillera Canadiense
<i>Configuración Transforme ('transform configuration')</i>	Márgenes continentales intraplaca que se originan a lo largo de fallas transformantes entre dos placas	Costa Sur del Oeste de África	Precámbrico-Paleozoico temprano de Alabama-Oklahoma
<i>Configuración de zonas marginales progradantes ('embankment configuration')</i>	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre la corteza oceánica	Costa del Golfo del Río Misisipi	Paleozoico temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses (?)

Cuencas intracratónicas ('intracratonic basins')	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por rifts fósiles	Cuenca de Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan
Plataformas continentales ('continental platforms')	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria	Mar Barents	Paleozoico medio del continente norteamericano
Cuencas oceánicas activas ('active ocean basins')	Cuencas en las que su piso está constituido por corteza oceánica formada en límites de placa divergentes activos que no están relacionados con sistemas de arco-trinchera	Océano Pacífico	Varios complejos ofiolíticos (?)
Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas, y mesetas ('oceanic islands, seamounts, aseismic ridges, and plateaus')	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos intraoceánicos con la excepción de sistemas arco-trinchera	Montañas submarinas de Emperador-Hawái	Complejo Volcánico Mesozoico de Snow Mountain (Complejo Franciscano del norte de California)
Cuencas oceánicas pasivas o estables ('dormant ocean basins')	Cuencas que su piso está compuesto por corteza oceánica que no sufre extensión ni subducción	Golfo de México	Cuenca Paleozoica Tarim (China) (?)
<b>Marco tectónico Convergente</b>			
<b>Margen convergente asociado a fallas inversas o de cabalgadura</b>			
Trincheras ('trenches')	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica	Trinchera de Chile	Isla Shumagin, Cretácico (Sur de Alaska)
Cuenca por trincheras y taludes ('trench-slope basins')	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción	Trinchera Centroamericana	Placa Cambria, Cretácico (Centro de California)
Cuenca de antearco ('forearc basin')	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, Cretácico (California)
<b>Cuencas de intraarco (intraarc basins)</b>			
Cuencas de intraarco oceánico ('oceanic intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánico, que incluyen actividad volcánica	Arco IzuBonin	Copper Hill, Complejo Gopher Ridge (Jurásico, California)
Cuencas de intraarco continental ('continental intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas con margen de arco continental, que incluyen actividad volcánica	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada, Jurásico temprano (este de California)
<b>Cuencas de trasarco (backarc basins)</b>			
Cuencas de trasarco oceánico ('oceanic backarc basins')	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos (incluyendo cuencas de interarco entre arcos activos y remanentes)	Trasarco Marianas	Ofiolita Josephine, Jurásico (norte de California)

Cuencas de trasarco continental ('continental backarcbasins')	Cuencas continentales detrás de arcos de margen continental sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda	Triásico tardío-Jurásico temprano de la Cordillera de EUA
<b>Cuencas foreland</b>			
<b>(Cuencas formadas frente a una cadena montañosa y un cratón adyacente)</b>			
<b>Cuencas retroforeland (Cuencas situadas detrás del arco)</b>			
Cuencas de retroarco en márgenes continentales ('retroarcforelandbasins')	Cuencas de antepaís en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera	Piedemonte Andino	Antepaís Sevier Cretácico de la Cordillera de EUA
Cuencas colisionales retroforeland ('collisionalretroforelandbasins')	Cuencas de antepaís formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales (pueden tener precursores de retroarco)	Cuenca Oeste de Tarim (China)	Cuenca de Ordos, Triásico-Jurásico (China)
Cuencas rotas retroforeland ('broken-retroforelandbasins')	Cuencas formadas junto con levantamientos con núcleo de basamento en marcos retroforeland	Cuencas de las Sierras Pampeanas (Argentina)	Cuencas Laramide de la Cordillera de EUA, Cretácico Tardío-Paleógeno
Cuencas proforeland ('proforelandbasins')	Cuencas de antepaís situada en el arco externo del orógeno, formadas en corteza continental, que es parte de la placa subducida durante la colisión continental y/o de arco	Golfo Pérsico	Cuenca Suiza Molasse, Cenozoico Medio Cuenca de Chicontepec, Paleoceno- Eoceno
Cuencas oceánicas remanentes ('remnant-oceanicbasins')	Cuencas oceánicas en contracción entre márgenes continentales colisionales y/o sistemas de arco-trinchera, y finalmente subducida o deformada con cinturones de sutura	Bahía de Bengal	Cuenca Ouachita, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas wedgetop ('wedgetopbasins')	Cuencas formadas y desplazadas en zonas de empuje	Cuenca Peshawar (Pakistán)	Apeninos, Neogeno (Italia)
Cuencas hinterland ('hinterlandbasins')	Cuencas formadas en corteza continental gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland	Meseta de Altiplano (Bolivia)	Cuenca de Zhada, Neógeno (Tibet)
<b>Marco tectónico Transformante</b>			
<b>Margen asociado a fallas transformes de desplazamiento lateral</b>			

Cuencas transtensivas pull-apart ('transtensionalbasins')	Cuencas formadas por extensión a lo largo de las curvas (zonas de transferencia) de las fallas con saltos hacia la dirección del echado	Mar muerto	Cuenca de Magdalena, Carbonífero (Golfo de Saint Lawrence)
Cuencas transpresivas ('transpressionalbasins')	Cuencas formadas por acortamiento a lo largo de curvas (zonas de transferencia) donde cambia el rumbo de las fallas	Cuenca de Santa Barbara, California	Cuenca Dorsal Mioceno, California
Cuencas transrotacionales ('transrotationalbasins')	Cuencas formadas por rotación de los bloques de la corteza alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales	Antearco del Oeste Aleutiano (?)	Cuenca Miocena de Los Ángeles (Cuenca Topanga), California
<b>Sistemas Híbridos</b>			
<b>Asociados a distintos aspectos estructurales</b>			
Aulacógenos ('aulacogens')	Rifts fósiles reactivados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Paleozoico, Oklahoma Cuenca de Huayacocotla, México, Jurásico Inferior - Medio
Impactógenos ('impactogens')	Rifts continentales recién formados con ángulos altos respecto a los cinturones orogénicos, sin una historia preorogénica (en contraste con los aulacógenos)	Rift Baikal (distal), Siberia	Graben Rhine (proximal), Europa
Foreland roto colisional ('collisional broken foreland')	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones	Cuenca Qaidam, China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la Cordillera de EUA, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas halocinéticas ('halokinetic basins')	Cuencas formadas debido a la deformación de cuerpos salinos, más comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforelands	Mini cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas de impacto por meteoritos ('bolide basins')	Depresiones en la superficie de la Tierra, resultado de impactos extraterrestres	Cráter Meteor, Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas consecuentes ('successor basins')	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de la actividad tectónica orogénica	Cuenca Sur, Arizona	Cuenca Sustut (?), Paleógeno, Columbia Británica

Tabla 1.1. Clasificación de cuencas de acuerdo al límite tectónico al que se asocia con ejemplos antiguos y actuales (Modificada de Ingersoll, 2012).

## **1.5. Minicuenas**

### **1.5.1. Definición de minicuenca**

Una minicuenca es una estructura formada en la parte superior de un manto salino (en el fondo marino), algunas comienzan como lentes, y luego se profundizan formando depresiones topográficas rellenas de sedimentos de 10 a 40 km de ancho. Una vez que el espesor de una minicuenca supera los 1.5 km, su densidad compactada es suficiente para producir su hundimiento, haciendo que la sal diapírica fluya a su alrededor. El proceso de compresión inducido por gravedad pliega la película sedimentaria e inicia la formación de las minicuenas. El esquema de sedimentación controla dónde es mayor la subsidencia y de ese modo moldea el tope de los domos y diapiros salinos. Este relieve estructural crea la batimetría local, que constituye la principal influencia con respecto a dónde se desplaza y dónde se acumula el sedimento terrígeno.

En estos eventos la tectónica salina y la sedimentación se afectan mutuamente, ya que, el sedimento se abre camino hacia abajo, por el Talud Continental, siguiendo un trayecto sinuoso creado por las minicuenas parcialmente fusionadas, a la vez que evita las flexiones presentes sobre las estructuras salinas. Algunos trayectos terminan en forma de lengüetas temporales o permanentes, donde el sedimento es atrapado en minicuenas. Las minicuenas continúan hundiéndose hasta que toda la sal infrayacente es expulsada lateralmente, formando una estructura salina amalgamada cuando los sedimentos, que antes se encontraban por encima y por debajo de la sal, se agrupan durante su expulsión. Una minicuenca descansa sobre el sedimento inflexible en lugar de hacerlo sobre la sal móvil desplazada, y los esquemas de subsidencia de minicuenas, adelgazamiento y aglutinamiento de las estructuras salinas pueden llegar a ser muy complejos (Dribus *et al*, 2008).

### **1.5.2. Antecedentes**

En los últimos veinte años el estudio de las minicuenas ha aumentado significativamente, ya que tienen una gran importancia en el ámbito petrolero, esto se debe a los descubrimientos de múltiples yacimientos de hidrocarburos en este tipo de estructuras, como lo son los que se encuentran presentes en la parte porción norte y suroeste del Golfo de México (Holman y Robertson, 1994). El concepto de minicuenca fue publicado por primera vez en 1989 por Worrall y Snelson, no obstante, ellos reconocieron que el concepto ya existía tiempo atrás. Se cree que Lehner en 1969, fue el primero en ilustrar minicuenas sinclinales en cuerpos delgados de sal para el Golfo de México. Desde entonces las minicuenas se han descrito en cuencas salinas del Aptiano en Brasil por Demercian y colaboradores (1993), en África por Duval y colaboradores (1992) y en algunos otros trabajos más.

Debido a su ocurrencia, las minicuenas han sido mejor estudiadas en la parte norte del Golfo de México, como lo es en el trabajo de Dribus y colaboradores en el 2008, sin embargo, el estudio y entendimiento de las minicuenas es todo un reto, ya que el modelado de las cuencas subsidentes involucra muchas variables, como el flujo de calor, magnetismo, metamorfismo, tectónica, fuerzas axiales, heterogeneidad de la corteza, espesor inicial de la corteza, deformación, densidad de la estructura, estructura termal en el manto, reología del manto, efectos dinámicos del flujo del manto, entre otras (Allen y Allen, 2005).



### 1.5.3. Importancia económica

En la industria del petróleo, la generación de valor de un proyecto de inversión inicia con las actividades de exploración, donde los principales productos son la cuantificación de los recursos prospectivos petroleros, así como la incorporación de reservas. En México, desde los inicios de la industria petrolera, las actividades de exploración han evolucionado aplicando métodos y tecnologías de vanguardia, en un entorno de altibajos en las inversiones. Estas actividades han permitido descubrir reservas por más de 93,500 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (MMbpce) y a la fecha se han estimado recursos prospectivos petroleros del orden de 50,500 MMbpce (Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

El reto de la industria petrolera nacional es mantener al menos los niveles de producción actuales. Por eso es que es necesario asegurar la incorporación de reservas, para lo cual se requiere incrementar y continuar enfocando las inversiones, principalmente en las Cuencas del Sureste y el Golfo de México profundo, ya que contienen en conjunto el 90% de los recursos prospectivos totales del país (Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

A las Provincias petroleras del sureste, se les considera como las más importantes productoras de aceite del país, ya que su producción diaria ha sido y es la más importante del país, alcanzando su máximo histórico de más de 4,000 MMbpce por día en el año 2004, donde más de la mitad provenía del campo super gigante Cantarell. La producción acumulada de la provincia es de 31,229 millones de barriles de aceite y 41.2 MMMMpc de gas y las reservas remanentes y recursos prospectivos son de 23,785 y 18,100 MMbpce, respectivamente (Escalera- Alcocer, J.A. 2010). La figura 1.7 muestra la incorporación de reservas 1P, 2P y 3P totales de la Provincia del Sureste del año 2000 al 2014.

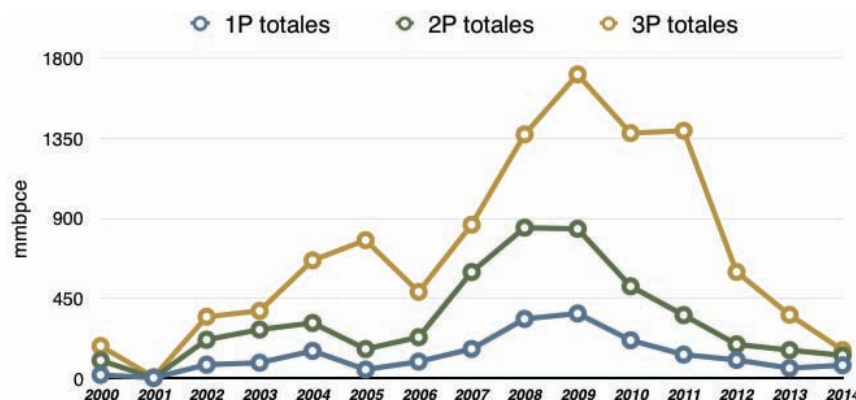


Figura 1.7. Historia de Incorporación de reservas 1P, 2P y 3P totales de la cuenca del Sureste del 2000 al 2014 (Datos tomados de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004 al 2014).

Las provincias del Sureste corresponden con La Cuenca de Macuspana, El Pilar Reforma-Akal y la Provincia salina del Istmo; ésta última se caracteriza por la presencia de sal que se dispone en forma de diapiros, paredes, lengüetas y canopies (toldos) de sal que afectan la columna suprayacente y cuya evacuación dio lugar a la formación de cuencas, tales como la cuenca de Comalcalco, y algunas minicuevas. Sus hidrocarburos se encuentran principalmente en areniscas en trampas estructurales, estratigráficas y combinadas asociadas a la tectónica salina (Oviedo, 1998; Gómez, 2003; Robles et al., 2004; Soto et al., 2004).

Otra gran cuenca que nos muestra una gran importancia económica petrolera en México, es la del Golfo de México profundo, ésta se ha subdividido en 7 provincias geológicas, con base en sus características geológicas, estas son: la Provincia Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Salina del Istmo (porción de aguas profundas), el Cinturón Plegado Catemaco, Escarpe de Campeche y Abisal del Golfo de México (Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

La Provincia Salina del Bravo está dominada por la presencia de mantos tabulares de sal, canopies (toldos) y diapiros. En la parte occidental se presenta una franja caracterizada por la evacuación de arcilla a manera de diapiros y paredes, desarrollando minicuevas entre ellos. Las Interpretaciones de los métodos potenciales y de análisis de velocidades de detalle, sugieren que estas minicuevas están gobernadas por diapirismo salino y arcilloso. El Cinturón Plegado Perdido (ubicado al oriente), fue originado por emplazamiento de sal y deslizamiento gravitacional sobre la cima de sal, teniendo como resultado estructuras que están nucleadas por sal, con formas alargadas y muy grandes (más de 40 km).

La provincia Salina del Istmo (porción de aguas profundas), está afectada por el desplazamiento de sal en forma de diapiros, capas interestratificadas y canopies (toldos) que han creado un gran número de estructuras que constituyen grandes oportunidades exploratorias, cuyos hidrocarburos esperados son principalmente gas, aceite ligero y pesado, en función de la madurez de las rocas generadoras (Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

Por otra parte, en la porción Abisal del Golfo de México, se tiene conocimiento que las rocas generadoras están en condiciones de generar hidrocarburos gaseosos, sobre todo en la parte centro-occidental del Golfo, en la parte norte y sureste están en condiciones de generar hidrocarburos líquidos; también se tienen franjas inmaduras en una gran área de la porción oriental. Las reservas 3P de la provincia ascendieron a 542 MMbpce (al 1 de enero de 2010), mientras que los recursos prospectivos a 29.5 MMMbpce (Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

La importancia económica petrolera radica en que las provincias del sureste en su conjunto son las más importantes productoras de aceite del país. Las Cuencas del Sureste y el Golfo de México profundo son las provincias que contienen en conjunto el 90% de los recursos prospectivos totales del país (Escalera- Alcocer, J.A. 2010) y que muchas de esas sub-provincias cuentan con características asociadas a la tectónica salina y a minicuevas, que es parte del interés de estudio del presente trabajo.

#### 1.5.4. Ubicación Mundial de las principales minicuenas

Existen diversos trabajos sobre minicuenas y sobre su importancia económico-petrolero. A continuación se enuncian las principales minicuenas a nivel mundial, junto con los trabajos en los que se hablan de ellas (Hudec, M.R., et al, 2009):

Cuenca de Sverdrup, Canadá, mencionada en el trabajo de Jackson and Harrison 2006.

Cuenas Marítimas Canadienses, mencionadas en los trabajos de Balkwill and Legall, 1989; Shimeld, 2004, entre otros.

Cuenca Paradox, EUA, mencionada en los trabajos de Hudec and May, 1998; Prochnow et al., 2005, 2006; Matthews et al., 2007, entre otros.

Minicuenas del Golfo de México, (México y Estados Unidos), mencionadas en los trabajos de Lehner, 1969; Seglund, 1974; Spindler, 1977; Bouma et al., 1978; Humphris, 1978, 1979; Bouma, 1982; Diegel et al., 1995; Prather et al., 1998; Rowan and Weimer, 1998; Beaubouef and Friedmann, 2000; Prather, 2000; Winker and Booth, 2000; Lamb et al., 2006, entre otros.

Cuenas de sal del Aptiano de Brasil, mencionadas en los trabajos de Demercian et al., 1993; Cobbold et al., 1995; Roberts et al., 2004, entre otros.

Cuenca salina de Zechstein, Alemania, mencionada en los trabajos de Stewart and Clark, 1999; Baldschuhn et al., 2001; Mohr et al., 2005, entre otros.

La cuenca de Precaspian, Russia-Kazakstán, mencionada en los trabajos de Barde et al., 2002; Volozh et al., 2003; Ismail-Zadeh et al., 2004, entre otros.

Cuenas del Mar Rojo, mencionada en el trabajo de Heaton et al., 1995.

Oeste de África, mencionada en los trabajos de Duval et al., 1992; Marton et al., 2000; Hudec and Jackson, 2004, entre otros.

Cuenas Salinas mesozoicas de el noroeste de África, mencionada por Tari et al., 2003.

Flinders Ranges, Australia, Mencionada en los trabajos de Dyson, 1999; Rowan and Vendeville, 2006, entre otros.

Las minicuenas enunciadas anteriormente están contenidas en grandes provincias salinas alrededor del mundo. La figura 1.8 muestra un mapa con la distribución global de estructuras salinas, en el cual, sólo se muestran cuenas salinas con una deformación considerablemente grande para ser valorada por perfiles sísmicos. las provincias salinas mostradas en la figura, se clasifican a continuación de acuerdo a su producción según la AAPG:

Gigantes: 2-Sverdrup, 4-Jeanne d'Arc, 5-Grand Banks, 10-Paradox, 11-East Texas, 12-North Louisiana, 14-Gulf Coast, 18-Salinas, 22-Zapaquira, 31-Cabinda, 32-Gabon, 47-Aquitaine, 55-Southern North Sea, 56-Northwest German, 57-Northern North Sea, 58-Tromso, 61-Dnepr- Donetz, 62-North Caspian, 64-Tadjik, 68-Zagros, 70-Suez, 71-Arabian, 72-Red Sea East, 74-Oman.

Sub-gigantes: 6-Scotian, 13-Mississippi, 16-Sabinas, 19-Petenchiapas, 23-Takutu, 25-Oriente-Ucayali, 26-Esperito Santo, 27-Campos-Santos, 30-Kwanza, 39-Essaouira, 40-Atlas, 41-Pelagian, 46-Catabrian, 49-Ionian, 50-South Adriatic, 51-Carpathian, 52-Transylvanian, 63-Great Kavir, 77- Bohai Bay, 79-Bonaparte, 80-Canning, 81-Amadeus.

No productivas: 1-Chukchi, 3-Moncton, 7-Georges Bank, 8-Baltimore Canyon, 9-Carolina, 15-South texas, 17-Sigsbee, 20-Cuban, 21-Haitian, 24-Barreirinhas, 28-Atacama, 29-Neuquen, 33-Liberia, 34-Senegal, 35-Comoros, 36-West somali, 37-Danakil, 38-Red Sea West, 42-Algerian-Alboran, 43-Balearic, 44-Ebro, 45-Jaca, 48-Levantine, 53-Ligurian, 54-Rhodanian, 59-Nordkapp, 60-Yenisey-Khatanga, 65-Tabriz, 66-Yazd-Kalut, 67-North-Kerman, 69-Dead Sea, 73- Hadhramaut, 75-Salt Range, 76-Qaidam, 78-Jiangnan, 82-Woolnough, 83-Officer, 84-Flinders.

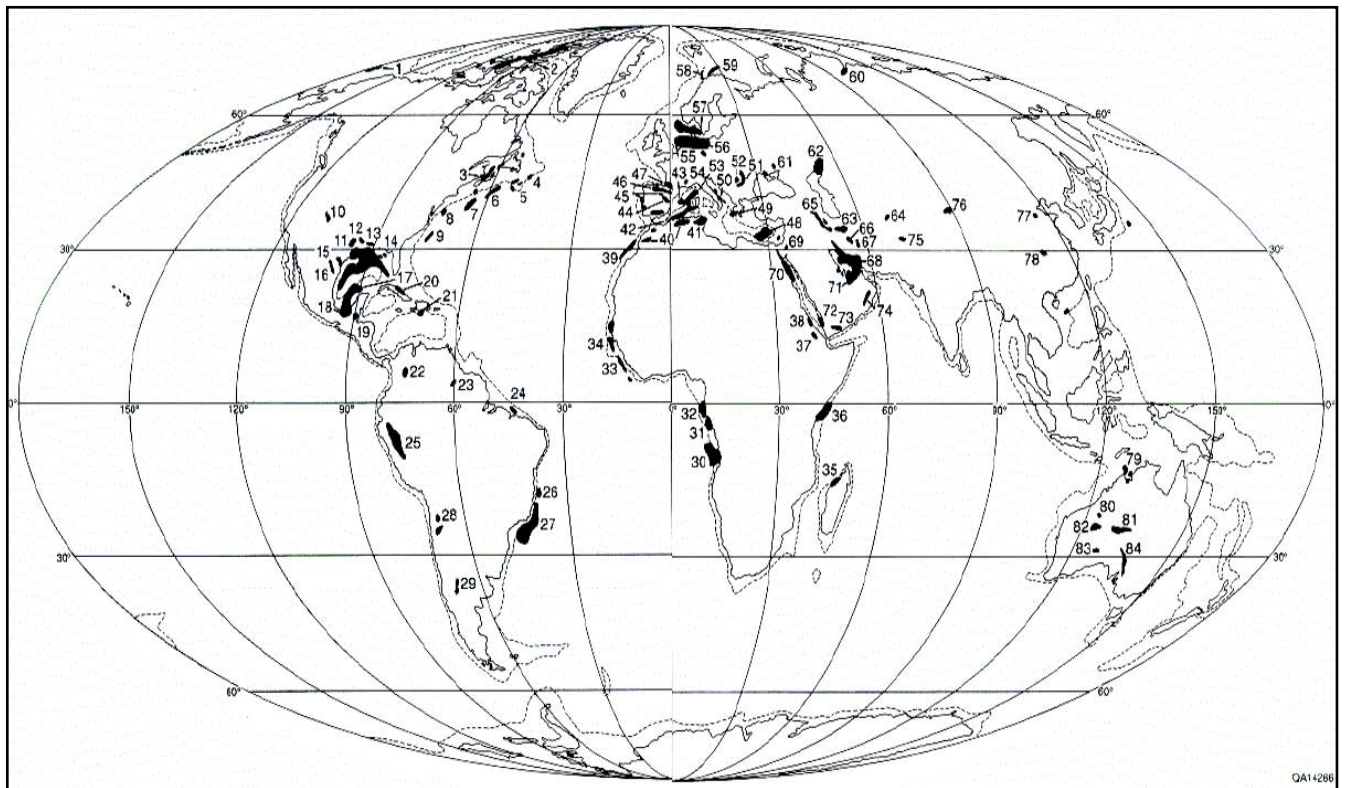


Figura 1.8. Distribución global de estructuras salinas (tomada de Jackson and Talbot, 1991).

## 2. Propiedades de la sal

### 2.1. Aspectos generales

Una roca evaporita es una roca sedimentaria que se forma a partir de la precipitación química de sales disueltas en cuerpos de agua de mar (evaporitas marinas) o lagos (evaporitas no marinas), como resultado de la evaporación (Hardie, 1996). La formación de estas rocas, así como de los minerales que las contienen se puede formar bajo los siguientes escenarios:

- Por evaporización parcial o completa del agua de mar en cuencas marinas con circulación restringida .
- Por una alta tasa de evaporación en lagos.
- A través de la evaporación debida a la precipitación estacional, generada en depresiones topográficas sin salidas (playas, lagos, etc).
- En los perfiles de suelo o sedimentos arenosos, debida a la evaporización del agua subterránea.
- En áreas árticas, debido a la sublimación del hielo y el congelamiento del agua marina.
- A través de la solución y precipitación de sales en depósitos evaporíticos antiguos, entre otros (Bjørlykke, 2011).

#### 2.1.1. Minerales evaporíticos

Una evaporita está compuesta por uno a más minerales evaporíticos, en su composición se incluyen a las sales de sodio, potasio, calcio, magnesio, cloruro, sulfato, iones de carbonato, bicarbonato, e inclusive carbonatos alcalinotérreos. En la tabla 2.1, se muestran los principales minerales presentes en una evaporita con su respectiva formula química.

Mineral	Formula	Mineral	Formula
Anhidrita	CaSO <sub>4</sub>	Leonita	MgSO <sub>4</sub> .K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .4H <sub>2</sub> O
Antarcticita (glaserita)	CaCl <sub>2</sub> .6H <sub>2</sub> O	Loewita	2MgSO <sub>4</sub> .2Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .5H <sub>2</sub> O
Aphthitalita	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .(Na,K)SO <sub>4</sub>	Mg-Calcita**	(Mgx,Ca1-x)CO <sub>3</sub>
Aragonita**	CaCO <sub>3</sub>	Magnesita**	MgCO <sub>3</sub>
Bassanita	CaSO <sub>4</sub> .1/2 H <sub>2</sub> O	Mirabilita	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .10H <sub>2</sub> O
Bischofita	MgCl <sub>2</sub> . 6H <sub>2</sub> O	Nahcolita	NaHCO <sub>3</sub>
Bloedita (astrakanita)	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . MgSO <sub>4</sub> . 4H <sub>2</sub> O	Natron	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .10H <sub>2</sub> O
Burkeita	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .2Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Pentahidrita	CaCO <sub>3</sub> . 5H <sub>2</sub> O
Calcita**	CaCO <sub>3</sub>	Pirssonita	CaCO <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .2 H <sub>2</sub> O
Carnalita	MgCl <sub>2</sub> .KCl. 6H <sub>2</sub> O	Polihalita	2CaCO <sub>3</sub> .MgSO <sub>4</sub> .K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . H <sub>2</sub> O
Dolomita**	Ca(1+x) Mg(1-x) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Rinneita	FeCl <sub>2</sub> .NaCl.3KCl
Epsomita	MgSO <sub>4</sub> . 7H <sub>2</sub> O	Sanderita	MgSO <sub>4</sub> . 2H <sub>2</sub> O
Gaylusita	CaCO <sub>3</sub> .Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .5H <sub>2</sub> O	Schornita (picromerita)	MgSO <sub>4</sub> .K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .6H <sub>2</sub> O
Glauberita	CaSO <sub>4</sub> .Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Shortita	2CaCO <sub>3</sub> .Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
Halita	NaCl	Silvita	KCl
Hanksita	9Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .2Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .KCl	Singenita	CaSO <sub>4</sub> . K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . H <sub>2</sub> O
Hexahidrita	MgSO <sub>4</sub> .6H <sub>2</sub> O	Tachihidrita	CaCl <sub>2</sub> .2MgCl <sub>2</sub> .12H <sub>2</sub> O
Ikaita**	CaCO <sub>3</sub> .6H <sub>2</sub> O	Ternadita	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
Kainita	4MgSO <sub>4</sub> .4KCl.11H <sub>2</sub> O	Termonatrita	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> . H <sub>2</sub> O
Kieserita	MgSO <sub>4</sub> . H <sub>2</sub> O	Trona	NaHCO <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
Langbeinita	2MgSO <sub>4</sub> .K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Van'thoffita	MgSO <sub>4</sub> .3Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
Leonhardtita	MgSO <sub>4</sub> . 4H <sub>2</sub> O	Yeso	CaSO <sub>4</sub> . 2H <sub>2</sub> O

Tabla 2.1. Minerales evaporíticos (\*\*Carbonatos alcalinotérreos menos salinos y carbonatos evaporíticos) (Tomada de Warren, 1999).

En promedio, el agua de mar contiene 35 partes por millón de iones disueltos, principalmente de sodio, sulfato, magnesio, calcio, potasio y cloro (Figura 2.1). La química del agua de un lago es variable, a menudo con los mismos iones principales pero en diferentes proporciones. La combinación de los aniones y cationes dentro de los minerales, se produce a medida de la concentración y saturación del agua con respecto a un compuesto en particular (Nichols, 2010). Los elementos menos solubles son los que precipitan primero, así que el carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) es el primero en precipitar del agua marina, seguido por el sulfato de calcio ( $\text{CaSO}_4$ ) y el cloruro de sodio ( $\text{NaCl}$ ), (Nichols, 2010).

● Mg 2+ ● SO4 2- ● Na + ● Cl - ● otros

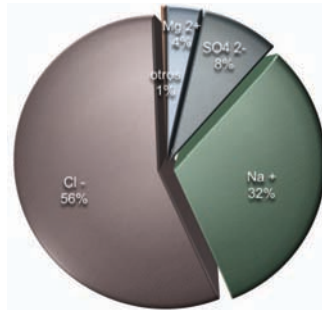


Figura 2.1. Proporción porcentual de los principales iones en agua marina (Modificado de Krauskopf, 1979).

La densidad promedio del agua de mar es de 1.024, la precipitación de los sólidos disueltos inicia cuando cambia la densidad de la siguiente manera:

Densidad	g/cm <sup>3</sup>
Carbonato de Calcio	1.040
Sulfato de Calcio	1.118
Halita	1.215
Sales potásico-magnésicas	1.400

### 2.1.1.1. Yeso y Anhidrita

Dos de los minerales evaporíticos que llegan a estar presentes de forma común en las rocas sedimentarias químicas, son el yeso y la anhidrita. El sulfato de calcio " $\text{CaSO}_4$ " (anhidrita), es precipitado del agua de mar una vez que la evaporación ha concentrado el agua a 19% de su volumen original, también se forma por precipitación directa en costas áridas o como resultado de la alteración de yeso por sepultamiento (Nichols, 2010). El yeso es la forma hidratada del mineral ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), este se presenta en cristales alargados de selenita cuando se precipita fuera del agua (yeso primario), si se forma como resultado de la rehidratación de anhidrita, presenta una forma cristalina en nódulos de alabastro. El yeso puede producirse también en forma fibrosa en vetas secundarias (Mancilla, 1995).

En campo el yeso se distingue fácilmente a partir de minerales de carbonato de calcio, porque es más suave (dureza 2, se rayan con facilidad con una uña) y no reacciona con ácido clorhídrico (HCl) diluido; se puede distinguir de la halita por no tener un sabor salado. Bajo el microscopio, se puede diferenciar al yeso de la anhidrita ya que los cristales de yeso tienen un relieve bajo, el clivaje es generalmente bien desarrollado y los colores de

birrefringencia son grises de bajo orden. La anhidrita tiene alto relieve, los colores de birrefringencia son moderados pero de orden superior (Kerr, 1965).

### 2.1.1.2. Halita

La halita (NaCl) precipita del agua de mar una vez que se ha concentrado a 9.5% de su volumen original, puede ocurrir forma de bandas gruesas cristalinas o en cristales individuales de simetría cúbica. La alta solubilidad del cloruro de sodio indica que sólo se conserva en las rocas que no tienen presencia de agua. Al cloruro de sodio se le conoce con algunos nombres específicos como halita, sal de roca, sal gema y sal fósil. En la naturaleza la sal raramente es pura, aunque puede llegar a contener hasta un 99.9% de NaCl en su composición. Las impurezas son muy habituales en la halita y pueden ser de carbonato, sulfato cálcico, algunos minerales de la arcilla (como la caolinita) y muy pequeñas cantidades de otros minerales (pirita, cuarzo, limonita, hematita, hauerita, azufre, celestita, marcasita, barita, magnesita, danburita o boracita). El contenido total de insolubles en la halita puede variar entre 1 y 4% en peso, aunque en ocasiones llega hasta el 10% (Rubio, 1997).

La prueba más simple para confirmar la presencia de este mineral en campo es por el sabor (salado), el único mineral que podría ser confundido con halita es silvita (KCl), sin embargo, este mineral de cloruro de potasio tiene un sabor más amargo. La halita es un mineral blando (dureza 2.5, un poco más que el yeso) de color blanco o incoloro. Al ser un mineral del sistema cristalino cubico tiene propiedades ópticas distintivas (isotrópico) y sus cristales pueden mostrar un fuerte clivaje. En la tabla 2.2 se muestran las principales características ópticas del yeso, anhidrita y halita, mismas que permiten diferenciarlos a unos de otros en lámina delgada (Kerr, 1965).

	Sistema Cristalino	Color	Forma	Exfoliación	Relieve	Birrefringencia	Extinción	Maclado	Figura de interferencia
<b>Yeso</b>	Monoclínico.	Incoloro en sección delgada.	Generalmente se presenta el yeso en agregados anhédricos a subhédricos y con frecuencia de grano desigual. A veces muestra una estructura fibrosa.	Perfecta en una dirección (010), imperfecta paralela a (100) y (111).	Bajo, n ligeramente < balsamo.	Bastante débil. El color de interferencia más alto es blanco o amarillo. Las secciones con el más alto color de interferencia no muestran generalmente ninguna exfoliación.	Paralela a la exfoliación preferente en las secciones normalmente a (010).	La macla polisintética, que frecuentemente se encuentran en las secciones delgadas del yeso, es producida por el calentamiento de la sección.	La figura de interferencia es biaxica positiva con un ángulo axial moderado. El plano axial es (010). Las secciones paralelas a (010) dan una "figura relampagueante".
<b>Anhidrita</b>	Rómbico.	Incolora en sección delgada.	Generalmente de agregados finos a de grano medio o cristales anhédricos a subhédricos. Los cristales euhédricos son raros. También se encuentra como inclusiones en la halita.	En tres direcciones perpendiculares entre si y paralelas a (100), (010) y (001). También puede mostrar participación paralela a (101), que es debida al maclado.	Moderado, n > balsamo. Algunas secciones muestran un ligero cambio en el relieve cuando se gira la platina.	Fuerte. Los colores de interferencia son de orden verde de tercer orden.	Paralela a las trazas de la exfoliación.	La macla polisintética con (101) como plano de macla es habitual. La macla laminar se ve mejor en la cara (010) y forma un ángulo de 42° y 48° con las trazas de la exfoliación.	Los fragmentos exfoliados y secciones paralelas a (100) dan una figura de interferencia biaxica positiva con un ángulo axial moderado. El plano axial es (010).
<b>Halita</b>	Isométrico	Incolora, pero puede tener inclusiones	Generalmente, aparece en cristales anhédricos.	Cubica perfecta.	Muy bajo, n aproximadamente igual al del balsamo o al aceite de clavo.	Nula. Obscurece entre nicoles cruzados. La halita procedente de			

Tabla 2.2. Principales propiedades ópticas del yeso, anhidrita y halita (Kerr, 1965).

### **2.1.1.3. Otros minerales evaporíticos**

La evaporación del agua de mar también puede producir otros minerales evaporíticos que rara vez se encuentran en grandes cantidades, pero pueden ser económicamente importantes. En particular, el cloruro de potasio o silvita (KCl), se produce asociado con la halita y se interpreta como el producto de la evaporación extrema de las aguas marinas. Sin embargo, la evaporación de aguas marinas actuales, dan como resultado sulfato de magnesio (MgSO<sub>4</sub>) en lugar de Silvita, lo cual habla de cambios en la composición química del agua de mar a lo largo de cientos de millones de años (Hardie 1996). Las variaciones en las aguas meteóricas (escorrentía de Tierra) y aguas hidrotermales (ventilas de dorsales oceánicas) son la razón principal de estas variaciones en la química del agua, que sea a favor de la precipitación de KCl o MgSO<sub>4</sub> (Nichols, 2010).

Los lagos generalmente contienen a los mismos iones disueltos que el agua de mar, pero en diferentes proporciones, y esto se traduce a minerales evaporíticos acordes a la química de los lagos. La mayoría de estos minerales son, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos de sodio y de magnesio tales como trona (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.NaHCO<sub>3</sub>.2H<sub>2</sub>O), mirabilita (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.10H<sub>2</sub>O) y epsomita (MgSO<sub>4</sub>.7H<sub>2</sub>O). Dichos minerales son relativamente blandos, y solubles en agua (Nichols, 2010).

## **2.2. Ambientes de formación**

Mucho de lo que sabemos acerca de las facies sedimentarias antiguas y sus ambientes de depositación, es derivado del estudio de ambientes sedimentarios modernos (Melvin, 1991). La mayoría de las evaporitas antiguas se interpretan como precipitados marinos que fueron formados por la evaporación del agua de mar, posiblemente contaminada por aguas meteóricas, subterráneas o hidrotermales. Se interpreta que sólo el agua de mar puede suministrar cantidades necesarias de sales que constituyen secuencias salinas de gran espesor y gran extensiones área, en cambio los depósitos de evaporitas no marinos son invariablemente pequeños y difieren en su composición de los depósitos de evaporitas marinas (Hardie, 1984).

### **2.2.1. Evaporitas continentales**

Los depósitos de evaporitas no marinas (continentales), son comunes en las cuencas modernas cerradas y áridas. La distinción de estas evaporitas puede ser complicada por la posible intercalación que se da entre depósitos no marinos con los depósitos salinos de costas marinas y por la mezcla de aguas marinas y no marinas en lagos costeros aislados (Melvin, 1991).

La mayoría de las evaporitas no marinas o continentales ocurren en depósitos de los lagos salinos o facies asociadas. El término de lago salino incluye a los lagos perennes, lagos efímeros, lagos de playa, salinas, salares, plumas de sal, sabkhas y otros términos usados para referirse a las áreas que retienen intermitentemente cuerpos de agua (Melvin, 1991).

Las acumulaciones gruesas de evaporitas no marinas pueden formarse cuando la tasa de evaporación excede el flujo de entrada, el cual se acumula en una cuenca cerrada o en una cuenca con salida restringida (Langbein, 1961). Los solutos son introducidos por los ríos,



arroyos, manantiales, aguas subterráneas, el agua de lluvia y por el viento. Las condiciones de las cuencas cerradas pueden ocurrir en múltiples formas (Melvin, 1991):

- En cuencas tectónicas (fallas relacionadas con cuencas intramontañosas y zonas intracratones hundidas estructuralmente).
- Depresión interdunal (Mar de arena).
- Huecos de deflación eólica.
- Canales fluviales o valles glaciales bloqueados o abandonados.
- Cráteres volcánicos o por impacto de meteoritos.
- Combinaciones de dos o más de los anteriores.

Los subambientes deposicionales de las evaporitas no marinas se pueden dividir en depósitos lacustres, depósitos fluviales y otros depósitos. En la figura 2.2 se aprecia la ocurrencia de evaporitas continentales a nivel mundial.

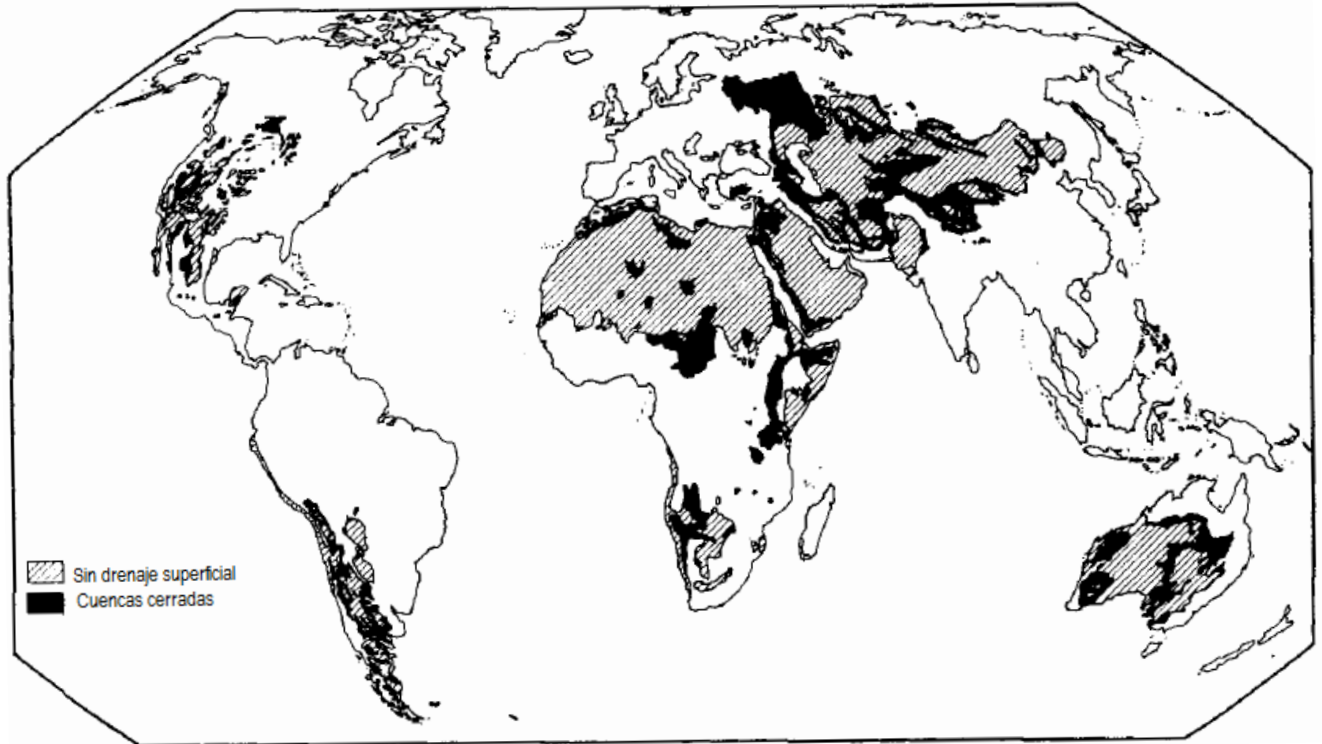


Figura 2.2. Distribución de la ocurrencia de evaporitas continentales en el mundo (sin Antártica),(modificada de Melvin 1991).

### **2.2.1.1 Depósitos lagunares**

Los depósitos lagunares están relacionados a los subambientes de lagos salinos perennes, salares, sabkhas y subambientes de líneas de costa. Las evaporitas lagunares y los depósitos asociados presentan variaciones en su profundidad, haciéndolos también de gran importancia económica.

#### **Lagunas salinas perennes**

Contienen salmueras permanentes que persisten durante decenas de miles de años, requieren una entrada de flujo importante, como arroyos perennes, ríos y un drenaje cerrado que permita que se concentren los solutos. La evaporación concentra las sales en el agua de entrada de la salmuera, que finalmente llega a la saturación con respecto a minerales salinos, posteriormente ocurre la precipitación.

Las lagunas salinas perennes pueden tener una estratificación por densidad y puede dar lugar a un lago heliotermal. La acción del oleaje puede destruir la estratificación, especialmente en lagunas someras, pero en lagunas profundas esta estratificación puede permanecer por largos periodos de tiempo. La mayoría de las lagunas salinas perennes se estratifican con una salmuera más densa en la parte inferior, como lo es el Mar Muerto y que es la única laguna profunda que actualmente está precipitando evaporitas (Neev y Emery, 1967).

Las evaporitas de las lagunas salinas perennes pueden consistir en cristales que se precipitan en la interfaz aire-agua y se hunden al fondo de la salmuera, cúmulos que precipitan en el fondo de la salmuera, evaporitas detríticas o crecimiento de cristales dentro de los sedimentos (Melvin, 1991).

#### **Salar**

Es una laguna superficial que se caracteriza porque en su interior se acumulan sedimentos de sal, las cuales precipitan por la evaporación. En estas áreas subyacen estratificaciones de sal, en depresiones formadas por graben salinos que característicamente ocupan las zonas más bajas del drenaje cerrado. Estos salares varían de tamaño pudiendo ser menores a 1 km<sup>2</sup> o de hasta miles de kilómetros cuadrados (Salar de Uyuni en Bolivia), (Rettig et al., 1980).

Los depósitos evaporíticos presentes son estratificados, separados uno de otro por capas de lodo, comúnmente compuestos de halita pero también puede estar compuesto de trona (Eugster, 1970), yeso (Stoertz & Erickson, 1974), mirabilita, epsomita o bloedita (Nesbitt, 1974), y tenardita (Jones, 1965).

El ciclo del salar describe la formación de estratos de halita intercaladas con estratos de lodo, el ciclo consta de una etapa de anegación, una etapa de lago salino y una etapa de desecación (Lowenstein & Hardie, 1985). La repetición del ciclo del salar produce depósitos de estratos delgados de sal. Las capas de cristales de evaporitas están separados por cristales ricos en lodo, películas delgadas de materia orgánicas y /o superficies de disolución. Los límites entre las capas pueden ser planos o muy irregulares dependiendo del grado y la forma de disolución durante las etapas de inundación (Casas y Lowenstein, 1989).

En la figura 2.3 se observan las tres etapas del ciclo de un salar, así como la formación de estratos de halita en intercalación con estratos de lodo asociados.

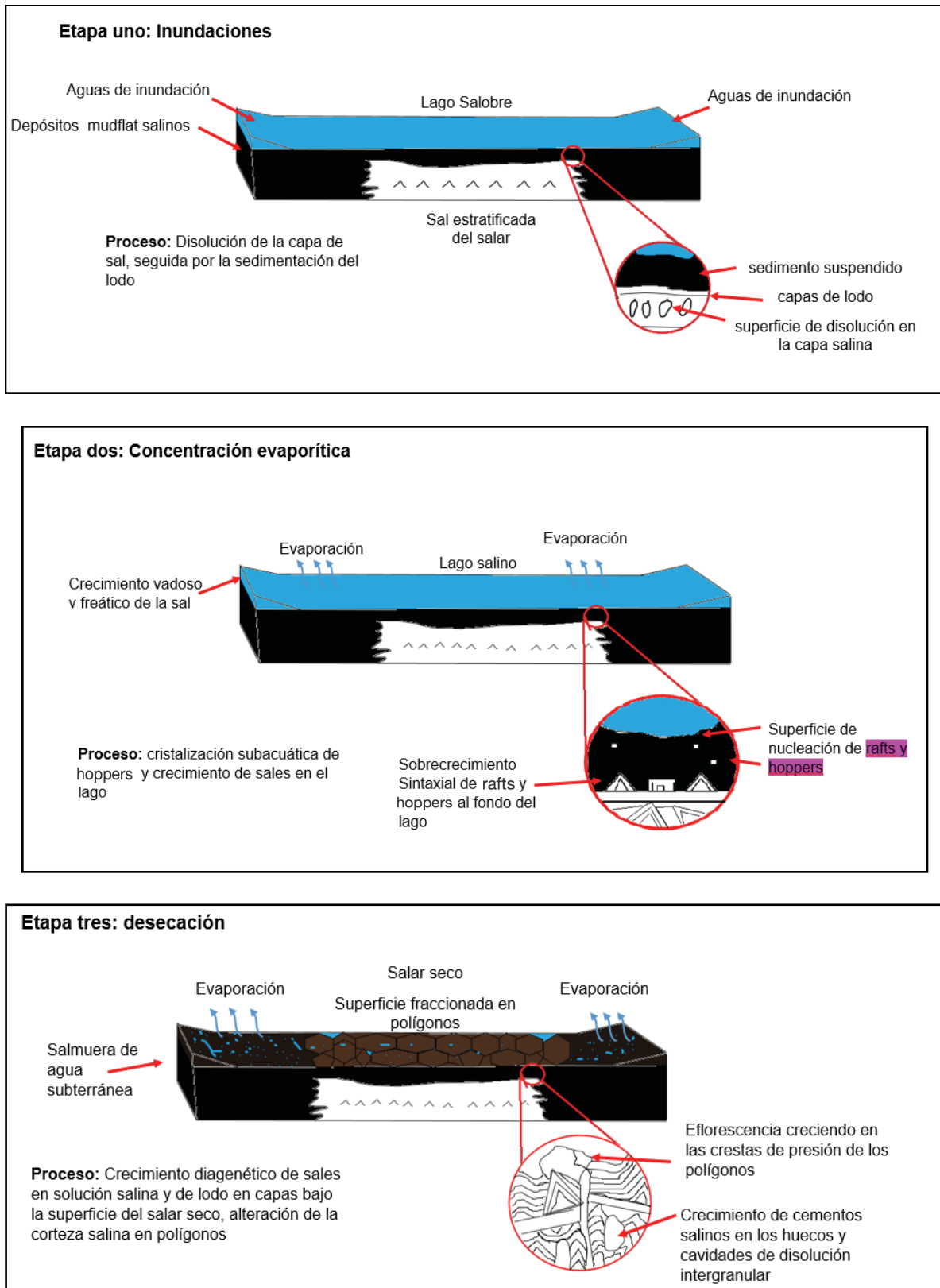


Figura 2.3 Ciclo del salar (Modificado de Lowenstein y Hardie 1985)

## **Los sabkhas**

Son franjas estrechas o amplias áreas de sedimento de grano fino, marginales a lagunas perennes y a salares. Los depósitos consisten en arcilla plástica húmeda para concretar lodo arenoso en el que se intrasedimentan con evaporitas con sal y yeso que se forman a partir de salmueras subterráneas. La sedimentación es el resultado de una combinación de procesos fluviales, lagunares y eólicos. Los tipos de minerales evaporíticos formados dependen de la etapa de evolución química de la salmuera subterránea, el hundimiento de la salmuera superficial, y de la mezcla de la salmuera superficial y la subterránea (Melvin, 1991).

El agua subterránea en el sabkha evoluciona en conjunto con el salar o la laguna salina perenne adyacente. Los minerales más solubles se producen hacia la parte central más baja de la marisma (Jones, 1965; Hardie, 1968), ésta zonación es atribuida a los gradientes de concentración de las aguas subterráneas producidos por la evaporación progresiva y la mezcla de las aguas subterráneas con la salmuera superficial (Hardie, 1968).

Los minerales evaporíticos en los sedimentos se producen en capas, cristales aislados y agregados de cristales. Los cristales son euhedrales distribuidos aleatoriamente con núcleos fangosos que se forman en lodo de salmuera saturada en los márgenes del salar y de lagos salinos perennes (Neev y Emery, 1967).

El tamaño y la mineralogía de los cristales de yeso los hacen fácilmente solubles en el agua subterránea subsaturada, de modo que aparentemente, no se conservan. Los minerales relativamente insolubles, como el yeso, pueden estar parcialmente conservados cuando se sepultan, por lo que se intercalan con capas deformadas de fragmentos de cristales del tamaño de arenas. El registro sedimentario de las acumulaciones ricas en yeso incluyen a la deformación de los estratos y la interacción de la superficie irregular con la sedimentación eólica, fluvial, y lacustre. En la mayor parte del sabkha se produce junto con el yeso lodo arcilloso masivo, poroso y pobremente clasificado. Este sedimento es al parecer el material eólico de grano fino que se adhiere a la superficie de las capas previamente depositas. La porosidad del sedimento refleja la porosidad original de la corteza, así como los moldes formados a partir de la disolución de minerales evaporíticos (Smoot y Castens, 1982).

## **Los esteros secos**

Son planicies expuestas, subaéreas, de sedimentos de grano fino producidos por procesos de desecación. Los esteros secos pueden tener de frontera un ambiente de sabkha o una laguna salina perenne. Comúnmente también ocupan la totalidad del fondo de una cuenca cerrada donde son llamados claypans (capa endurecida de arcilla). El nivel freático en esteros secos es demasiado profundo para la formación y preservación de cantidades significativas de evaporitas. De acuerdo a Melvin (1991), existen tres principales factores formadores de esteros secos, los cuales son:

- 1) Exposición subaérea del fondo de lagunas perennes.
- 2) Sedimentación lenta de esteros.
- 3) Sedimentación rápida de esteros.

La característica más notable en los esteros secos es la superficie agrietada que resulta de la repetición del humedecimiento y secado. Estas grietas definen polígonos que varían en tamaño, desde centímetro hasta polígonos gigantes de decenas de metros. Las grietas de desecación son complicadas, dentadas o sinuosas características que pueden bifurcarse y pueden contener múltiples sedimentos de relleno (Smoot, 1981).

El sedimento contiene características diagnóstico de deposición bajo condiciones lacustres, pero posteriormente ha sido modificado por procesos de erosión subaérea. Las repetidas inundaciones y desecaciones de la superficie, normalmente seca del estero, producen una serie de grietas poligonales superpuestas que se combinan con las grietas laminadas, y el brechamiento de los sedimentos (Longwell, 1928; Motts, 1969). Los sedimentos antiguos de lagos pueden modificarse por la bioturbación, incluyendo burrows y raíces, y por el crecimiento de una capa delgada de yeso. Estas superficies de estero seco son esencialmente suelos desérticos poco desarrollados superpuestos sobre antiguos depósitos lacustres (Birkeland, 1974). La sedimentación lenta de los esteros secos produce superficies duras de sedimentos que yacen sobre un lodo masivo vesicular cortado por numerosas grietas rellenas de limo y arcilla. Las vesículas son de tamaño milímetros, cavidades esféricas a ovales son comúnmente conectados por delgadas grietas horizontales y verticales formadas durante el secado. Las vesículas se forman en el sedimento por el aire atrapado en la suspensión de agua-lodo, durante las inundaciones (Deelman, 1972).

Los sedimentos transportados y agradados lentamente en esteros secos se depositan típicamente como capas milimétricas de limo y arcilla que se reducen en su mayoría por el viento después del secado (Young y Evans, 1986). La mayor parte del sedimento se acumula en grietas abiertas. Más tarde, cuando la superficie se seca, un nuevo conjunto de grietas se forman y éstas se convierten en el nuevo lugar de la acumulación de sedimentos. De esta manera, lodo masivo se produce por la acumulación desigual de sedimentos finos.

La rápida agradación consiste en láminas delgadas de sedimentos con estructuras correspondientes a la depositación de sedimentos en un cuerpo permanente de agua o de un flujo intermitente (sheeflod). Los Sheetfloods son depósitos delgados, discontinuos, que constituyen lentes graduados de arena que rellenan depresiones irregulares por erosión. Las capas de arena pueden ser ricas en intraclastos de lodo, derivados por la erosión de superficies de lodo desecado. Láminas continuas de lodo arcilloso comúnmente limitan las capas de arena. Cuando los sheetfloods se cruzan con la expansión de las aguas del lago durante las inundaciones, se forman láminas graduadas de lodo-arenoso con arcilla.

Las evaporitas en esteros secos se limitan a eflorescencias suaves que crecen sobre o cerca de cristales euhedrales. Las acumulaciones eflorescentes crecen principalmente dentro de grietas y texturas fenestralas en el lodo en cúmulos de arena y de limos (pellets). La textura de la superficie se llama terreno autocreciente (Neal, 1968). Los pellets son fácilmente erosionados por la deflación del viento (Young & Evans, 1986) y se pueden depositar como arcilla en dunas. El reciclaje de las partículas transportadas por el viento debido a la percolación del agua de lluvia a través de los sedimentos de esteros secos, seguido por la evaporación, también pueden producir cristales intrasedimentos de evaporitas.

## **Los depósitos de línea de costa**

Están presentes en las márgenes de las lagunas perennes y efímeras, incluyen a los deltas, playas, puntas, barras, plataformas y montículos de carbonato. Las estructuras sedimentarias y formas de depósitos de la línea de costa en lagos salinos son comúnmente idénticas a las de los depósitos litorales marinos.

## **Los depósitos deltaicos**

Se forman cuando los ríos intersecan la margen de un lago o de un océano. Los sedimentos se depositan rápidamente cuando la corriente o flujo se desaceleran en el agua. La arcilla puede depositarse rápidamente debido a la floculación cuando el agua dulce se cruza con una laguna salina (Hyne et al., 1979). En los entornos de clima árido, los deltas de grano grueso son comunes. El término delta en abanico se ha utilizado para describir deltas donde predominan sedimentos de grano grueso en una variedad de entornos (McPherson et al., 1987). Las evaporitas comúnmente no están presentes en los depósitos deltaicos de las lagunas salinas. Dónde actualmente, tienen características similares a las de las lagunas salinas perennes poco profundos y en Sabkhas (Melvin, 1991).

### **2.2.1.2. Depósitos fluviales**

En los depósitos fluviales se incluyen a los subambientes de abanicos aluviales, corrientes efímeras y corrientes perennes. Las evaporitas no marinas en depósitos fluviales modernos son generalmente poco relevantes, excepto donde los sistemas fluviales se cruzan con los sistemas lacustres evaporíticos, o donde se desarrollan suelos salinos. Las condiciones áridas o semiáridas son necesarias para producir evaporitas y controlar los tipos de depósitos fluviales asociados. La mayoría de la sedimentación fluvial ocurre durante las inundaciones repentinas de corta duración (Melvin, 1991).

Existen tres variedades de depósitos fluviales que son: los abanicos aluviales; corrientes efímeras y corrientes perennes. Cada una de estas puede ser el estilo dominante de depositación fluvial en emplazamientos de evaporitas no marinas, aunque también puede existir una combinación de las tres (Melvin, 1991).

### **Abanicos aluviales**

Son conos de inyección de sedimentos de grano grueso, cuyos drenajes se extienden radialmente desde la salida de cañones en los frentes de montaña. Son comúnmente asociados con evaporitas no marinas, debido a procesos tectónicos que producen cuencas hidrológicamente cerradas (Nemec y Steel, 1984). Los abanicos aluviales se vuelven de grano más fino a medida que se alejan de la salida del cañón, ya que irradian del frente de montaña cambiando de depósitos dominados por cantos rodados a depósitos dominados por arena, en distancias típicamente menores a unas decenas de kilómetros. Los abanicos aluviales se dividen en tres partes (Figura 2.5):

1. **Ápice del abanico:** Con canales que vienen de la desembocadura del cañón.
2. **Abanico medio:** Cuando los flujos rompen los canales.
3. **Superficie radial:** Donde la pendiente del abanico disminuye y los canales son poco profundos y complejamente trenzados.

Más allá del pie de algunos abanicos aluviales, los canales pueden desaparecer en una llanura arenosa llamada plataforma mareal arenosa (Hardie, 1973). Desde el punto de vista morfológico, los sistemas de abanicos aluviales pueden ser divididos en tres unidades:

1. Abanico proximal: Es la porción del sistema que se encuentra más cercana al alto morfológico, presenta los gradientes de inclinación más altos y los sedimentos que se depositan son principalmente los más gruesos.
2. Abanico medio: En esta parte se tienen gradientes de inclinación menores en el talud y los canales tienden a ser mucho más someros que en el abanico proximal, dando como consecuencia que los sedimentos sean de tamaño intermedio.
3. Abanico Distante: También se le conoce como la base del abanico. Se distingue por presentar los gradientes de inclinación más bajos del sistema, una sedimentación muy fina, y la ausencia de canales bien desarrollados.

La deposición de evaporitas sobre abanicos aluviales se restringe en gran parte al frente del abanico y la plataforma mareal arenosa, excepto para el desarrollo del suelo salino que puede ocurrir en cualquier parte de la superficie. Las evaporitas se forman en depósitos distales del abanico, son principalmente cortezas eflorescentes finas. La figura 2.4 muestra las partes principales de los abanicos aluviales (ápice del abanico, abanico medio y superficie radial), de lado izquierdo y las unidades morfológicas de los abanicos aluviales junto con sus características sedimentológicas.

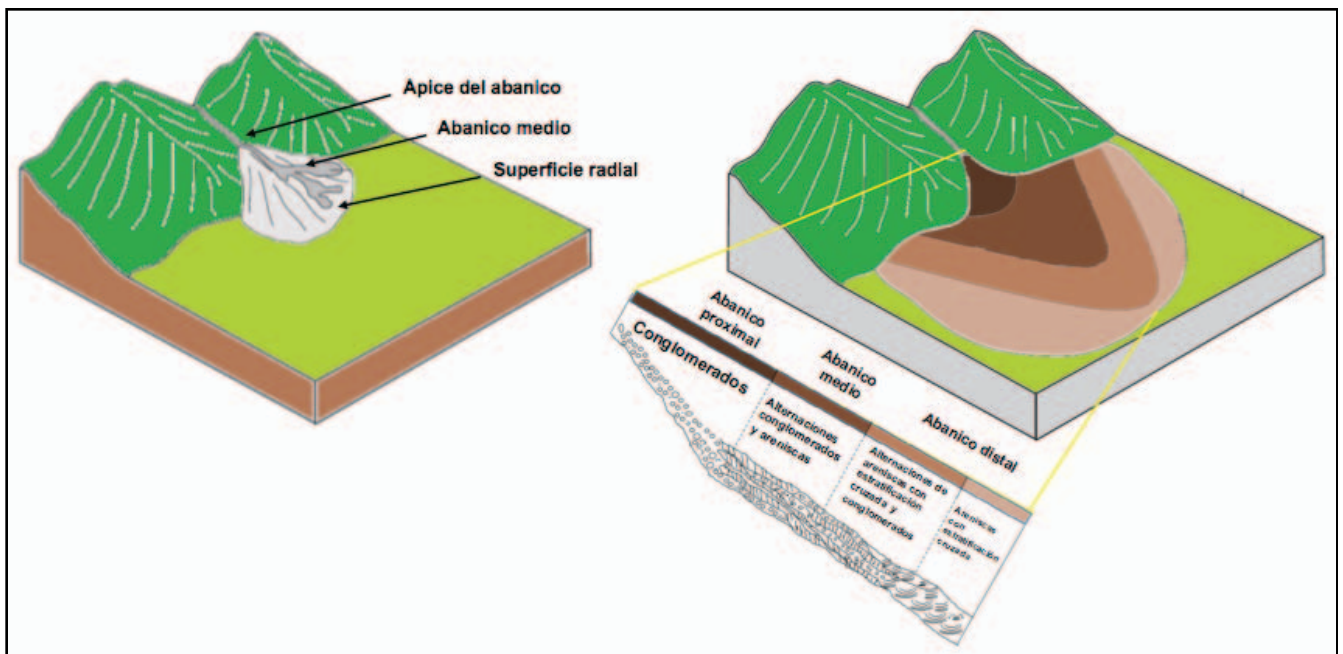


Figura 2.4 Partes principales de los abanicos aluviales y unidades morfológicas de los abanicos aluviales (Modificado de Nichols, 2010).

## **Corrientes efímeras**

Son sistemas de canales de ríos secos que se inundan intermitentemente en la temporada de lluvias. Las corrientes efímeras no se emiten desde un frente de montaña e incluso pueden pasar a través de varias cadenas montañosas (Nanson et al., 1986). Los sistemas de corrientes efímeras pequeñas son asociadas con evaporitas no marinas (Eugster, 1980). La mayoría de sistemas de corrientes efímeras consisten en canales amplios y barras.

## **Corrientes perennes**

Las corrientes perennes asociadas con evaporitas no marinas son casi exclusivamente alogénicas (Cooke y Warren, 1973), lo que significa que las fuentes de agua se encuentran fuera de la zona árida. Los ríos perennes pueden fluir desde las áreas montañosas adyacentes en las cuencas en forma de abanico, (como el Río del Oso “Bear River”, Río Weber “Weber River” y Río Jordan “JordanRiver”, que fluyen de las Montañas de Wasatch hasta el Gran Lago Salado).

La mayoría de corrientes perennes son de bajo gradiente y con meandros cuando entran las áreas de formación de evaporitas aunque algunos ríos están trenzados o anastomosados. La precipitación de las evaporitas se puede dar en meandros abandonados (Wasson, 1983) o por la formación de suelos salinos por procesos de inundación.

### **2.2.1.3. Otros depósitos**

En otros depósitos entran los subambientes eólicos (dunas y capas de arena), manantiales y suelos salinos (Melvin, 1991). Los depósitos fluviales y lacustres suelen dominar los ambientes de evaporitas no marinas, aunque éstas también se pueden presentar en significativas acumulaciones de depósitos eólicos y manantiales. En algunos casos, los depósitos eólicos dominan el registro sedimentario.

## **Campos de dunas eólicas**

Los sub-ambientes de campos de dunas eólicas, se componen en su mayoría de arena procedente de depósitos expuestos fluviales o de esteros. Los grandes campos de dunas denominados mares de arena o “erg”, son un paisaje de amplias áreas de bajo relieve, donde la deflación de sedimentos es un proceso importante para la formación de cuencas, que comúnmente se forman en áreas de interdunas. En las zonas montañosas, los campos de dunas son más pequeños y se limitan a la base de los abanicos aluviales. Por lo general se encuentran cerca de los extremos de las cuencas, debido a los patrones de circulación del viento a través de los valles estrechos. Las capas de arena eólicas son zonas de arena de bajo relieve comúnmente adyacentes a los campos de dunas (Kocurek y Nielson, 1986).

Las áreas de interdunas son sitios de erosión por la deflación o áreas de acumulación de sedimentos, pueden tener agua estancada o el nivel freático cercano a la superficie. Dentro de los grandes mares de arena, las zonas interdunares pueden cubrir áreas considerables. Los depósitos de deflación interdunares comúnmente consisten en guijarros superpuestos en superficies erosivas en forma de canal. Los depósitos interdunares se dividen en: depósitos interdunares secos, que son similares a depósitos de Sandsheet, pero son menos generalizados; y depósitos interdunares húmedos, estos pueden formar lagos relativamente



profundos, estanques intermitentes, o áreas húmedas cerca del nivel freático. Cuando la salinidad es baja, las áreas interdunares húmedas se convierten en lugares de abundante crecimiento de plantas y los depósitos presentan una fuerte bioturbación. Las evaporitas se desarrollan en las áreas interdunares como placas salinas y cristales intrasedimento. Estos depósitos incluyen cristales euhedrales formados a partir de salmuera de aguas subterráneas, la mayoría comúnmente como crecimientos poikiliticos encajonados en granos de arena (Ahlbrandt y Fryberger, 1981). Los depósitos eólicos de dunas pueden consistir casi enteramente de sedimentos provenientes de esteros adyacentes. Las dunas son ricas en yeso, pudiendo tener hasta un 98% del mismo. En la figura 2.5 se muestra la relación entre dunas eólicas, capas delgadas de arena (sand sheet) y lagos salinos (sabkha) en el Mar Jaffura, al norte de África.

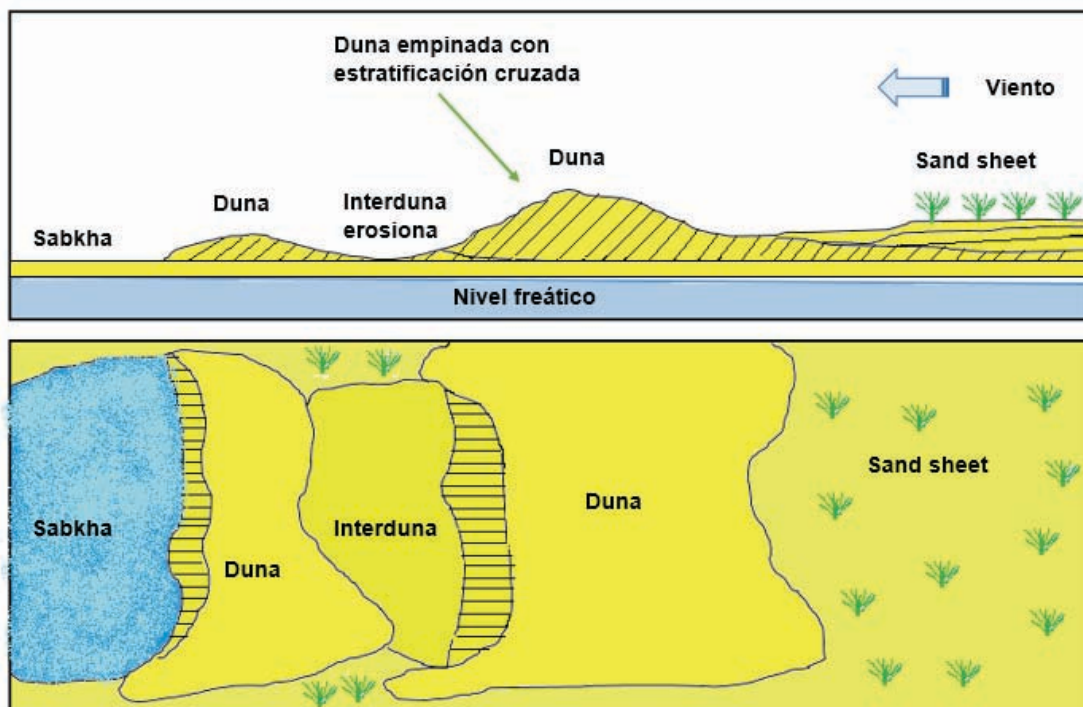


Figura 2.5 Representación de los elementos eólicos y sus relaciones del Mar Jaffura al norte de África (Modificado de Fryherger et al., 1983).

## Los manantiales

Se forman donde el agua subterránea fluye hacia arriba debido a la presión hidrostática a lo largo de fallas, a lo largo del margen de una lente de salmuera, o a lo largo de las fronteras entre los sedimentos o rocas con diferentes permeabilidades, teniendo así, manantiales generados por sistemas de flujo o inclusive por actividad hidrotermal. Los manantiales pueden ser una fuente importante de solutos para salmueras lacustres (Lowenstein et al., 1989), su composición química refleja la trayectoria de flujo, por ejemplo, los manantiales fríos comúnmente surgen cerca de los ápices de los abanicos aluviales (Slack, 1967) y los manantiales calientes y ácidos, suben a lo largo de fallas que se pueden derivar de las aguas hidrotermales profundas reaccionando con la roca madre o con la disolución de evaporitas más antiguas.

Los manantiales pueden formar lagos locales o pantanos, alimentar pequeños arroyos, filtrarse directamente en los sedimentos superficiales, o entrar directamente en un lago. En cada caso, los depósitos serán diferentes en función de si el agua de manantial se enfría o se calienta, desgasifica, se mezcla con agua de la superficie, se evapora, o reacciona con el sedimento. Los depósitos más comunes y fácilmente reconocibles de manantiales son los que se componen de travertino que se componen de carbonatos alcalinotérreos compuestas en su mayoría de calcita baja en Mg (Shearman, 1978). El travertino es un carbonato compacto que consiste en bandas de cristales fibrosos o micrita (McGannon, 1975).

## **Suelos salinos**

Se forman en regiones áridas y semiáridas, donde los sedimentos presentes pueden ser saturados con agua y luego sujetos a periodos de desecación. (Sleeman, 1963). Los suelos característicos comúnmente ligados a ambientes áridos, son la silcreta y el caliche. La silcreta se produce como grandes cuerpos tabulares de sedimentos cementados o reemplazos de carbonato, a menudo es asociado con depósitos de evaporitas (Summerfield, 1983), pero también puede ocurrir en climas húmedos y tropicales. El origen de muchas silcretas está en duda y algunos pueden ser depósitos de agua subterránea mezclada con salmuera otros procedentes de manantiales. El caliche o calcreta es un depósito de carbonato que se produce como agregados microcristalinos diseminados, concreciones nodulares a pisolíticas, y placas masivas a laminadas (Gile et al. 1966).

Las grandes cantidades de sedimentos y solutos son introducidos a suelos desérticos por el viento. Estos depósitos pueden ser transportados desde la superficie en el suelo por percolación del agua de lluvia o el agua de los lagos temporales. Las partículas de arcilla transportados por poros y fracturas, forman revestimientos llamados cutanes; la acumulación de estas arcillas conduce a la formación de horizontes argílicos. Los solutos transportados por el agua que se filtra pueden ser suficientemente concentrados para formar minerales salinos. La mayoría de los minerales solubles se eliminan de la superficie, y se concentran a niveles menores, mientras que minerales menos solubles pueden llegar a saturar el agua de los poros en niveles superficiales (Drever & Smith, 1977).

Si los solutos transportados por el aire son abundantes y las precipitaciones son poco frecuentes, un perfil vertical de evaporitas puede ser formado, con las sales más solubles a mayor profundidad. De acuerdo a Melvin (1991), los suelos evaporíticos pueden ser distinguidos de los sabkha y de los salares de la siguiente manera:

1. Los minerales evaporíticos no muestran variación vertical en forma y tamaño.
2. Los minerales evaporíticos pueden presentarse con estructuras de raíz y los minerales reflejan una menor salinidad del agua subterránea.
3. Las capas evaporíticas pueden cortar unidades estratigráficas y ocurren dentro de facies fluviales porque su distribución está relacionada a la superficie topografía y no con el nivel freático.

En la figura 2.6 se muestra un perfil esquemático de un típico suelo salino, en el cual se observa la secuencia vertical en donde está presente la calcita y el yeso encima de la halita.

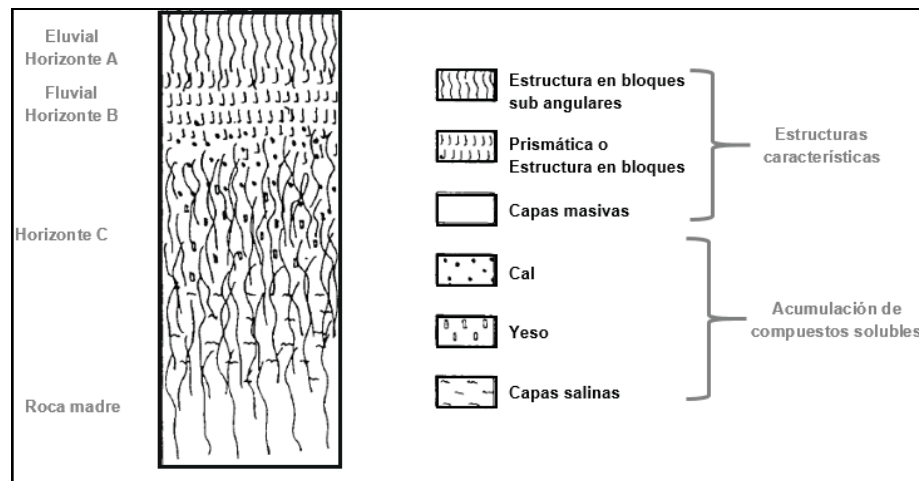


Figura 2.6 Perfil vertical en suelos salinos (espesor de 1 metro), (Modificado de Dan, 1973).

## 2.2.2. Evaporitas marinas

Las cuencas de evaporitas marinas se producen en todos los océanos del mundo, sus edades oscilan entre el Neoproterozoico al Neógeno (Warren, 2009). Todas estas sucesiones de evaporitas precipitan a través de la evaporación de grandes volúmenes de agua, la que se filtra en depresiones hidrográficamente aisladas. La mineralogía en las cuencas evaporíticas más grandes de todo el mundo (Gigantes salinos) está dominada por halita (mega-halita) y/o anhidrita (mega-sulfato), junto con cantidades variables de carbonatos evaporíticos y sales de potasio. Los volúmenes de borato, sulfato de sodio y carbonato de sodio son menores e insignificantes en estas masas de sal. Los prodigiosos volúmenes de sales de evaporitas en estas enormes cuencas requieren una fuente de salmuera que sólo puede ser suministrada a través de conexiones a un gran cantidad de agua de mar rica en NaCl (Warren, 2009).

Los siguientes modelos para el ambiente de depósito de evaporitas marinas tienen en común que la cuenca sedimentaria se encuentra en una zona árida a semiárida por lo que pierde más agua por evaporación y recibe menos por precipitación y aporte de ríos. En consecuencia, los antiguos depósitos de sal son importantes marcadores paleoclimáticos, indicando zonas áridas, normalmente de latitudes bajas.

### 2.2.2.1. Cuenca cerrada

En una cuenca cerrada se considera que el contenido de sal es igual al contenido de agua de mar normal, y no existe entrada ni salida de agua de mar. Partiendo de que la cuenca se llenó con 100 unidades de volumen, durante la primera etapa de su desarrollo, el volumen de agua se reduce a aproximadamente 30 unidades y su densidad se eleva a  $1.126 \text{ g/cm}^3$ . A lo largo de este período se deposita una pequeña cantidad (aproximadamente 0.3% del contenido total de sal) de carbonato biogénico, y más tarde precipita aragonita. Tras la extracción de Ca, la relación Mg / Ca desarrolla un incremento de agua hipersalina, esto favorece la transformación diagenética temprana de aragonito y calcita a dolomita.

En una segunda etapa, el volumen de la salmuera se reduce de 30 unidades a 10 unidades de volumen (densidad  $1.214 \text{ g/cm}^3$ ) por un descenso evaporativo, en estas condiciones se precipita yeso (3.5 % del contenido total de sal). La formación de anhidrita en condiciones normales de temperatura ( $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ) es posible sólo en la parte final de este periodo, cuando la concentración de la salmuera casi ha alcanzado la saturación de halita.

Durante la tercera etapa de desarrollo, cuando el volumen de salmuera cae por debajo de 10 unidades, es cuando ocurre la mayor depositación de la sal de roca (halita). Sobre todo, los cristales comienzan a crecer en la interfaz aire-agua antes de que se asienten a través de la columna de agua. La precipitación de algunas anhidritas puede continuar, especialmente en invierno o durante períodos de dilución temporal de la salmuera provocada por entradas efímeras de agua dulce.

La etapa final de esta "concentración de la salmuera estática" comienza con un volumen de aproximadamente 6 unidades (densidad de  $1.257 \text{ g/cm}^3$ ) y se caracteriza, además de que continúan las precipitaciones halita, por la depositación de cloruros y sulfatos de K y Mg (18% del contenido total de sal del agua de mar original). La halita constituye aproximadamente el 78% del total de las sales precipitadas.

La distribución espacial de las diferentes sales refleja el descenso evaporítico. Los carbonatos, comparativamente poco solubles y los sulfatos de calcio ocupan el margen de la misma, mientras que las sales más solubles se encuentran en el centro de la cuenca. Tal distribución de facies se conoce como un patrón de ojo de buey. En la figura 2.7 se muestra la representación de una cuenca cerrada con concentración de agua de mar, mostrando diferentes proporciones de sales precipitadas bajo diferentes porcentajes de volumen de agua.

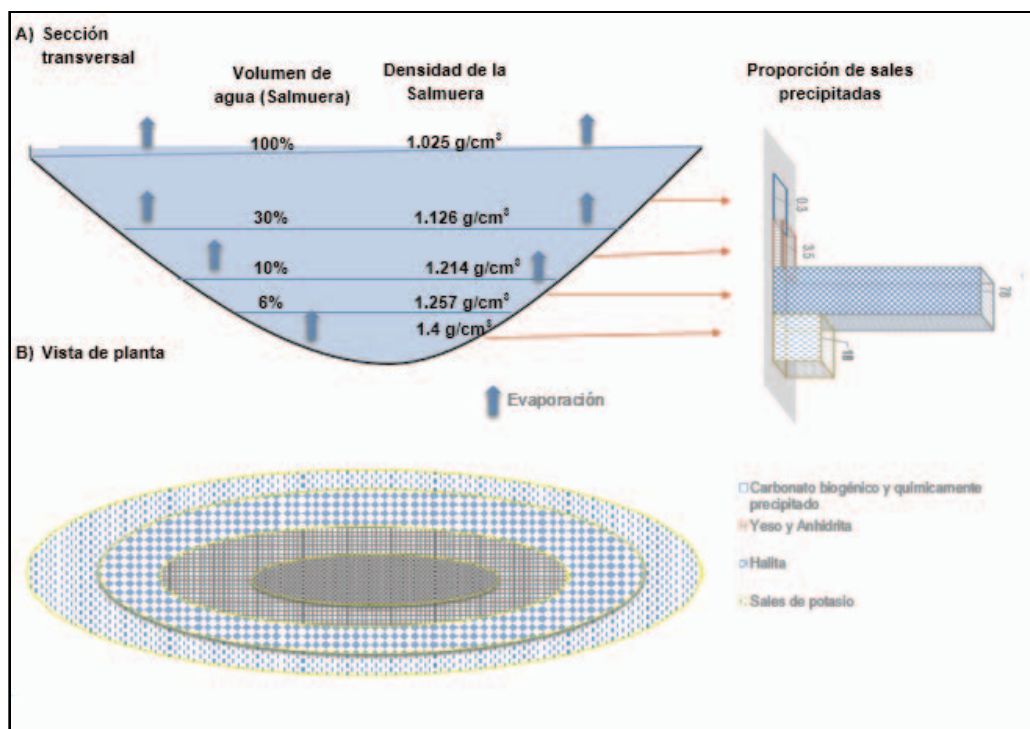


Figura 2.7. Representación de un depósito de evaporitas marinas en cuenca cerrada (Modificado de Einsele, 1991).

En la Figura 2.8 se muestra la distribución de las principales cuencas donde se han acumulado grandes volúmenes de halita a través del tiempo, las cuales son las siguientes: 1. Abenaki (N. Escocia); 2. Adavale; 3. Cinturón plegado Adelaide; 4. Foredeep Adriaco-Albanes; 5. Cuenca Amadeus; 6. Cuenca Amadeus (Chandler); 7. Amazonas; 8. Andina; 9. Andina; 10. Apeninos; 11. Apalaches; 12. Aquitania; 13. Cuenca Arábica (Gotnia Salina); 14. Cuenca Arábica (Hith Salina); 15. Cuenca Arábica (Ormuz central de Arabia); 16. Cuenca Arábica (Ormuz región del Golfo); 17. Cuenca Arábica (región de Ormuz-Kerman); 18. Atlas (Argelia y Túnez); 19. Atlas (Marruecos); 20. Cañón Baltimore; 21. Berrechid; 22. Cuenca Bética-Guadalquivir; 23. Cuenca del Bohai; 24. Bonaparte (Petrel); 25. Cuenca Aptiano brasileño (Camamu); 26. Cuenca Aptiano brasileño (Campos-Santos); 27. Cuenca Aptiano brasileño (Ceara); 28. Cuenca Aptiano brasileño (Cumuruxatiba); 29. Cuenca Aptiano brasileño (Sergipe-Alagoas); 30. Cankiri-Corum; 31. Cuenca Canning; 32. Pirineos Cantábrico-Oeste; 33. Cuenca Carnarvon (Yaringa); 34. foredeep Cárpatos; 35. Cuenca Carson (Grand Banks); 36.-Chu Sarysu (Devónico); 37.-Chu Sarysu (Pérmico); 38.-Cicilia Latania; 39. Cubana; 40. Danakil; 41. Mar Muerto; 42. Dniepr-Donets; 43. Dniepr-Donets; 44. Alpes orientales; 45. Cuenca del Ebro; 46. Cuenca Pass flamenca (Grand Banks); 47. Banco Georges; 48. Cuenca del Río Verde; 49. Golfo de México (Norte; la costa del Golfo); 50. Golfo de México (sur; Salina-Sigsbee); 51. Haltenbanken; 52.-Haymana Polatli; 53. Cuenca Holbrook; 54. Cuenca Herradura (Grand Banks); 55. Bahía de Hudson; 56. Jónico; 57. Jeanne d'Arc Cuenca (Grand Banks); 58. Cuenca Jianghan; 59. Jura / Rhodanian; 60. Katanga; 61. Cuenca Khorat; 62. KuqaForeland (Cuenca del Tarim); 63. Cuenca La Popa (Monterrey); 64. Lusitanian; 65. Cuenca Mackenzie; 66. Maestrat; 67. Cuenca Majunga; 68. Cuenca Mandawa; 69.-Al Ma'ribJawf / Shabwah (Hadramaut); 70. Cuenca Marítimos; 71.-Mediterráneo Occidental; 72. Mediterráneo-Adriático; 73. Cuenca Mediterráneo-Andros; 74.-Cuenca Mediterráneo-Cretean; 75. Cuenca mediterránea-Samotracia; 76. Mediterráneo-Tirreno; 77.-Mediterráneo central; 78.-Mediterráneo Oriental; 79.-mediterránea de Sicilia; 80. Cuenca Michigan; 81. Moesian; 82. Cuenca del río Moose; 83. Cuenca Neuquina; 84. Cuenca Nordkapp; 85. Cuenca Oficial; 86. Depresión Olduvai; 87. Omán (Cuenca salina Fahud); 88. Omán (Salina Ghaba). 89. Omán (Cuenca salina Ghudun); 90. Omán (Cuenca salina al Sur de Omán); 91. Cuenca Oriente-Ucayali (Pucara); 92. Graben Orfeo; 93. Palmyra; 94. Cuenca Paradox; 95. Islas Parry Cinturón Plegado; 96. Cuenca Precaspian; 97. Cuenca Pripyat; 98. Cuenca Qaidam; 99. Qom-Kalut; 100. Mar Rojo (Norte); 101. Mar Rojo (del Sur); 102. Cuenca salina Rot; 103. Cuenca Ruvuma; 104. Cuenca de Sabinas; 105. Cuenca Sachun; 106. Cuenca del Salar 118 (Grand Banks); 107. sal Range (Ormuz-Punjab región); 108. Sal Range (KohatPlateau); 109. Saltville 119 (Appalachian); 110. Cuenca Scotian; 111. Siberia, Medio; 112. SirjanTrough; 113. Solimoes; 114. SomaliaKenya; 115. Cuenca Whale Sur (Grand Banks); 116. 120 Cuenca Sverdrup (EllefRingnes-NW Ellesmere); 117. Cuenca Sverdrup (MelvilleIs); 118. Cuenca Salina Tabriz; 119. Cuenca Tadjik; 120. Cuenca Salina Takutu; 121. Transilvania; 122. Cuenca Tromso; 123. EE.UU. Midcontinent; 124. África occidental (Angola-Gabón); 125. África Occidental (Gambia-Guine Bissau); 126. África Occidental (Mauritania-Senegal); 127. África Occidental (Marruecos-S España.); 128. Oeste de Canadá (Cuenca Alberta); 129. Cuenca Whale (Grand Banks); 130. Cuenca Williston; 131. Zagros (Cuenca mesopotámica); 132. Zagros (Cuenca mesopotámica); 133. Zechstein (noroeste de Europa); 134. Zechstein (onshore Reino Unido); y 135. Cuenca Zipaquirá



Figura 2.8. Distribución de las cuencas de halita a través del tiempo, no ilustra la mayor parte de los sistemas de sulfato de calcio dominante en el Medio Oriente. (Tomada de Warren, 2009).

### 2.2.2.2. Cuenca marina aislada poco profunda

Las cuencas marinas aisladas poco profundas en general se encuentran conectadas con el mar abierto por una pequeña apertura. La reducción del nivel de agua por la intensa evaporación conduce a la afluencia de las aguas del mar abierto. La concentración y la densidad de esta agua salada aumentan hacia el lado de Tierra de la cuenca y hace que el agua superficial se hunda y el flujo vuelva al mar como flujo inferior. En consecuencia, las sales se transportan de forma continua dentro y fuera de la cuenca, pero ya que la afluencia de sales es mayor que su reflujó, parte de las sales se pueden precipitar en la cuenca. Tal situación corresponde con un "sistema de depositación dinámica de evaporitas". El tipo de sales precipitadas depende de la concentración de sal que se alcanza en diferentes partes de la cuenca. Si la entrada de la laguna es relativamente grande, el cambio de agua, entre el mar abierto y la laguna es poco obstaculizado, por lo que la concentración de sales en la cuenca permanece baja. Con la disminución del flujo de entrada, la concentración de sal en la cuenca aumenta. Por lo tanto, una cierta abertura en conjunto con el área de superficie de la cuenca puede, causar una concentración de salmuera, lo que conduce a la precipitación de yeso en gran parte de la cuenca, pero aún no la cristalización de halita (Lucia 1972). Bajo estas condiciones, el NaCl es devuelto por reflujó hacia el mar abierto antes de que llegue a la saturación. Tal situación puede mantenerse durante largos períodos de tiempo y por lo tanto permite la depositación de gruesas capas de yeso o de anhidrita.

En consecuencia, la cuenca puede experimentar diferentes etapas de desarrollo. Puede comenzar con la depositación preferencial de carbonato de calcio seguido de yeso y anhidrita; Posteriormente se alcanza la etapa de halita y finalmente también se precipitan los cloruros y los sulfatos de K y Mg. Sin embargo, en contraste con el modelo de cuenca cerrada, el espesor o el volumen de estas diferentes evaporitas ya no es una función de la composición normal del agua de mar; más bien depende de la duración de una determinada

etapa de depositación de las evaporitas y de la subsistencia de las cuencas. Particularmente en cuencas poco profundas, la concentración de la salmuera también puede cambiar lateralmente y tener mayor concentración en dirección hacia la zona del continente. En consecuencia, diferentes secuencias de evaporitas se puede formar de forma simultánea (Figura 2.11), es decir, precipitar carbonatos cerca de la entrada de la cuenca, mientras que la sal de roca y, posiblemente, sales de K y Mg se depositan en el extremo, hacia la Tierra. Una distribución de tales facies se denomina "patrón de lágrima". Los ciclos en los depósitos de cuencas marinas aisladas pueden estar relacionados con las fluctuaciones globales del nivel del mar o a la tectónica local que afectan la anchura y profundidad de la conexión al mar abierto. La materia orgánica entra en la cuenca durante períodos de baja salinidad por lo que, pueden acumularse entre los depósitos de cuenca y preservarse cuando la salinidad aumenta debido a que las cuencas hipersalinas son anóxicas (Nichols, 2010).

La cuenca también se puede separar del mar abierto por una barra arenosa o borde subaéreo permeable (Figura. 2.9). El descenso evaporativo del nivel hidrostático subterráneo en la cuenca hace que el agua de mar se filtre bajo la superficie en la cuenca y la salmuera, más densa, regresa al océano. Debido a la entrada y reflujo restringido, este sistema crea una situación de transición entre una cuenca cerrada y una restringida; la sal será halita predominantemente. La subsidencia tectónica es lenta y se ve reforzada por el efecto isostático de los depósitos de sal que se acumulan rápidamente en la parte superior de la corteza continental. Además, el hundimiento diferencial dentro de la cuenca puede provocar variaciones laterales en el espesor de evaporitas (Einsele, 1991).

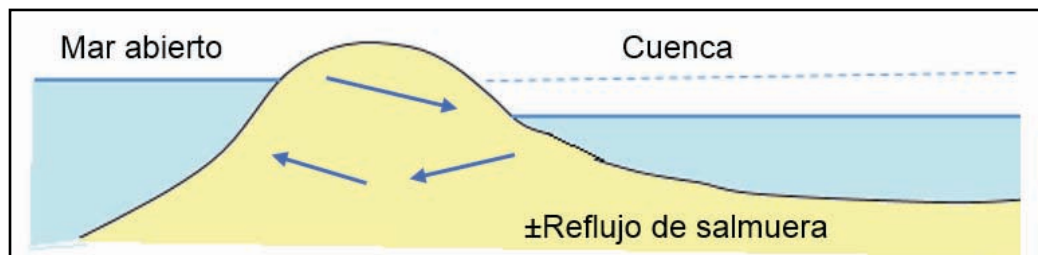


Figura 2.9. Modelo de una cuenca con filtraciones (Modificado de Einsele, 1991).

### 2.2.2.3. Aguas profundas y cuencas profundas

Este modelo explica una rápida depositación de secuencias evaporíticas muy gruesas sin que ocurra subsidencia sinsedimentaria (Schmalz, 1969). Consta de tres etapas, la primera se debe a una reducción de la apertura que comunica a mar abierto, por lo que la antigua circulación del agua origina la depositación marina normal de sedimentos siliciclásticos y biogénicos en la cuenca profunda adyacente, la que posteriormente es sustituida por un sistema de circulación restringido a la capa superior del agua (Figura 2.10). En esta etapa, la parte inferior del agua ya ha alcanzado una densidad más alta (1.07 a 1.08 g/cm<sup>3</sup>) que las aguas superficiales, donde continúa la producción de fitoplancton. Las aguas profundas estancadas favorecen el desarrollo de las condiciones euxínicas y la depositación de margas bituminosas o calizas (Schmalz, 1969).

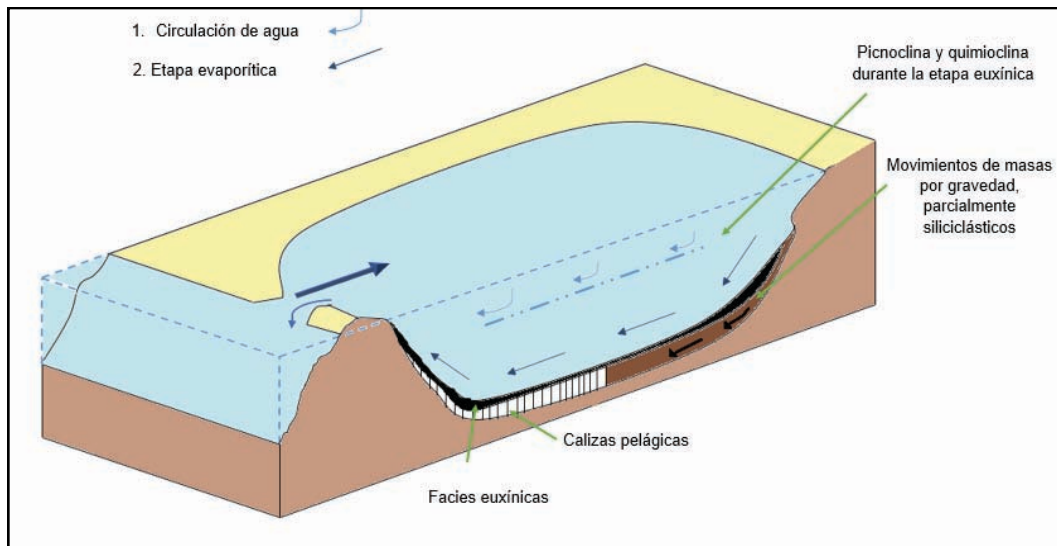


Figura 2.10. Perfil de una cuenca profunda (Modificado de Einsele, 1991).

Etapa dos. En esta etapa, se origina un estrechamiento adicional o adelgazamiento del canal comunicador por lo que la salmuera aumenta en densidad, al comienzo de este proceso, se precipita yeso y halita en la superficie del agua y se vuelve a disolver cuando se hunde en aguas más profundas menos concentradas (Schmalz, 1969).

Etapa tres. Los minerales predominantes de halita, yeso, y algunos carbonatos se depositan rápidamente y más o menos al mismo tiempo, generando facies de sucesión, con un patrón de depositación conocido como modelo de lágrima (Figura 2.11); posteriormente la cuenca se llena parcialmente, las salmueras residuales ocupan los estanques más pequeños, y se forma halita en la parte superior (Schmalz, 1969).

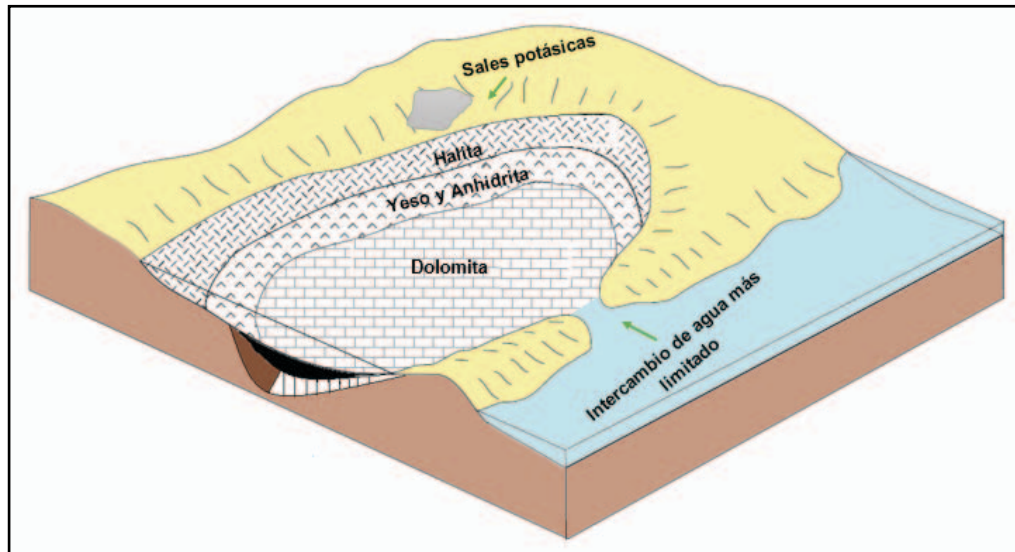


Figura 2.11. Modelo de una cuenca profunda (facies de sucesión), patrón conocido como modelo de lágrima (Modificado de Nichols, 2010).



#### 2.2.2.4. Agua somera y cuenca profunda

Varios depósitos de sal, que muy probablemente fueron formados en cuencas profundas, muestran claramente la evidencia que se formaron en esas condiciones e incluso en entornos sabkha (Figura 2.12). Estos hechos se explican por dos procesos relacionados: (1) el descenso evaporativo del nivel hidrostático subterráneo, después de que la salmuera ya había alcanzado un nivel de concentración relativamente alto, y (2) el cierre de la barrera al océano. La filtración por debajo de la barrera o efectos indirectos episódicos que pueden suministrar agua de mar, además de un poco de agua dulce a la cuenca. Con el fin de iniciar la precipitación de halita, el nivel del agua debe caer muy por debajo del nivel original, y las etapas finales de precipitaciones ocurren bajo condiciones de playa y sabkha. La distribución en planta de los depósitos de sal, tiene una distribución similar al patrón de ojo de buey.

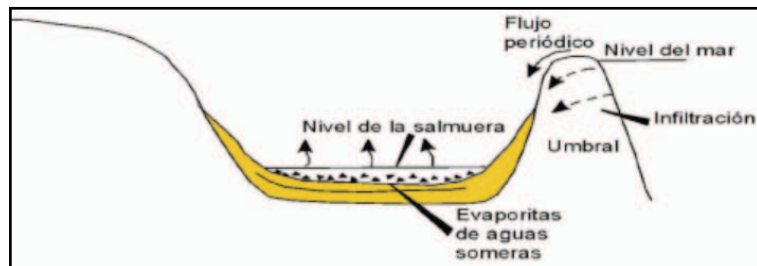


Figura 2.12. Modelo de agua somera y cuenca profunda (Modificada de Kendall, 1984).

#### 2.2.2.5. Grandes depósitos de sal

El desarrollo de una cuenca que da lugar a los depósitos gigantes de secuencia salinas se simplifica de la siguiente manera (Einsele, 1991):

Cuenca de drenaje desértico: Ocurre cuando la cuenca está separada del mar por una isla barrera y recibe poco sedimento debido al clima árido y bajo relieve en su área de drenaje. Si esta situación persiste por un período de tiempo prolongado, el suelo de la cuenca del desierto baja sustancialmente el nivel del mar (de decenas a cientos de metros), incluso bajo condiciones de subsidencia lenta. Puede ocurrir los siguientes escenarios:

a) Inundaciones por el mar: Durante una fase en el que el nivel del mar se encuentra elevado, toda la cuenca se inunda y se establece un sistema de flujo y reflujo; Ocurre intercambio en grandes volúmenes de agua entre el océano y el mar interior. Los sedimentos marinos y la fauna (incluyendo carbonato pelágico) se distribuyen por toda la cuenca. En partes superficiales de la cuenca, se pueden depositar carbonatos de plataforma e incluso evaporitas de laguna y sabkha. Los márgenes de plataforma y crestas submarinas y altas, son los sitios preferenciales de crecimiento del arrecife algal en aguas cálidas. En la figura 2.13 se muestra un modelo del complejo de una cuenca de grandes dimensiones con evaporitas, donde ocurren inundaciones de larga duración, por lo que se forman drenajes dentro de la cuenca. Al acumularse sedimentos en la zona de inundación que contienen fauna marina, estos se acumulan e incrementan la salinidad, pudiendo así comenzar la deposición de evaporitas.

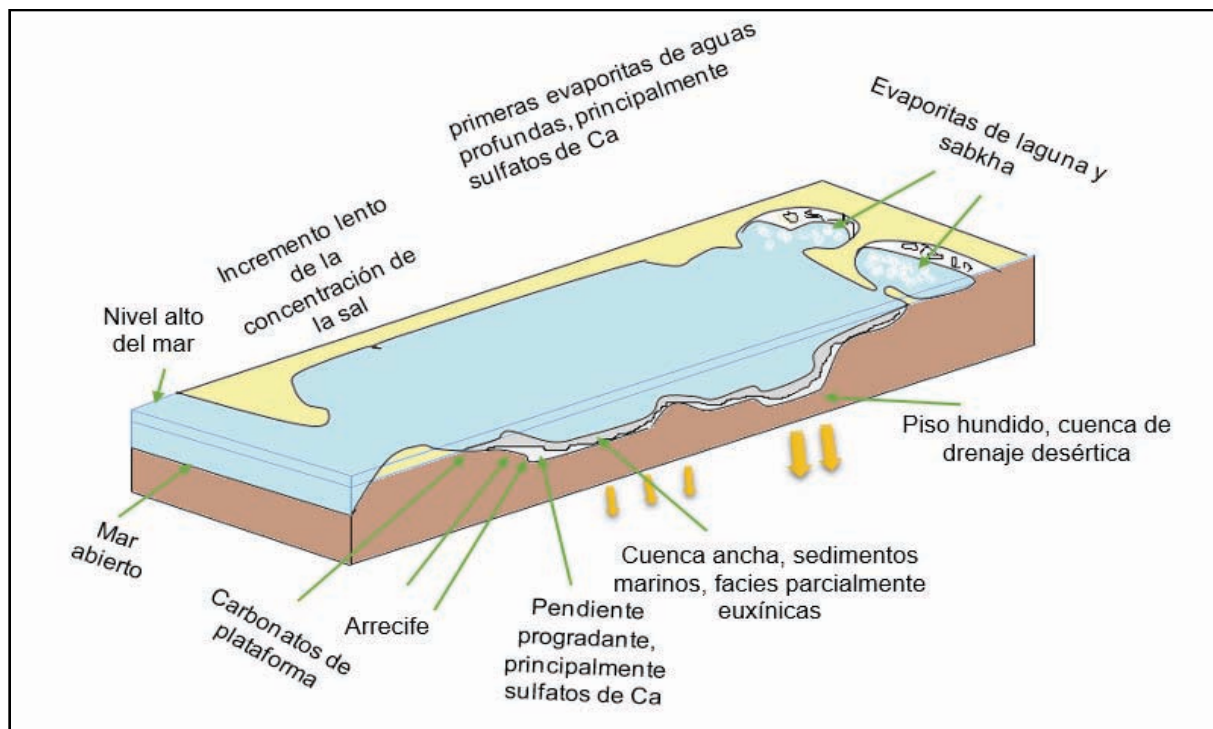


Figura 2.13. Modelo del complejo de una cuenca grande de evaporitas (Modificado de Einsele, 1991).

b) El comienzo del descenso del nivel del mar: cuando en el transcurso del tiempo ocurre un descenso del nivel medio del mar en un océano vecino, la concentración de sal en el mar interior comienza a aumentar siendo ligeramente hipersalino en las aguas profundas, iniciando la precipitación de sal en algunas partes de la cuenca (Figura 2.11). Durante este período también ocurre la depositación de lutitas negras bituminosas.

La extensión lateral y el límite superior del oxígeno en el agua del fondo disminuye acumulándose sedimentos bioturbados sobre el margen cuenca y en topografías altas, posteriormente ocurre la acumulación de carbonato de calcio en aguas poco profundas, el yeso se precipita en partes de plataformas estables, en zonas de bajas pendientes (a menudo en forma de gruesas capas masivas), y en lo más profundo de la cuenca (frecuentemente en forma de varvas delgadas). Las aguas marginales más cálidas y altamente más concentradas tienden a acelerar la precipitación y cementación de sales, por lo tanto, producen evaporitas en horizontes más gruesos en las partes poco profundas de la cuenca que en la cuenca, central más profunda.

Si continúa la caída del nivel del mar, se reduce aún más el intercambio de agua entre el océano y la cuenca adyacente, hasta que la conexión es completamente interrumpida (Figura 2.14), en estos casos la inmigración de fauna marina se termina y los carbonatos marginales son sometidos a karstificación. Las evaporitas lagunares y de sabkha que se formaron anteriormente, son parcialmente lixiviadas y sus sales son transportadas por la escorrentía superficial y las aguas subterráneas dentro de la cuenca. Durante esta fase, la mayor parte de halita se deposita rápidamente en aguas profundas; se puede alternar con capas delgadas de anhidrita que indica las variaciones climáticas menores, incluyendo varvas anuales. Las evaporitas pueden alcanzar espesores considerables en los centros de cuenca, porque (1) solo cubren algunas partes de la cuenca total y (2) la salmuera ya estaba muy

concentrada antes de la evaporación. En general las zonas marginales de la cuenca exhiben evaporitas lagunares y de sabkha. La cuenca principal puede subdividirse en varias subcuencas con diferentes concentraciones donde se acumula sales con espesores no uniformes. En relación con el régimen hidrológico de la cuenca, esta puede finalmente secarse excepto para algunas lagunas salinas.

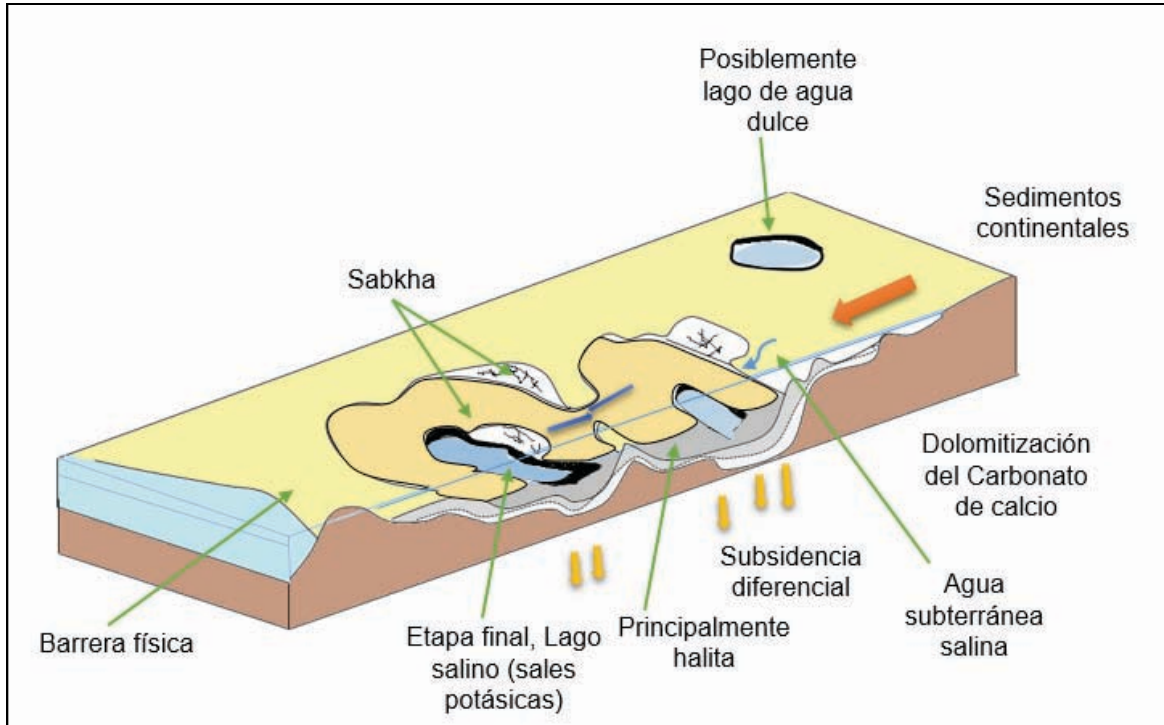


Figura 2.14 Modelo del complejo de una cuenca grande de evaporitas (Modificado de Einsele, 1991).

Los enormes salares se cubren parcialmente por sedimentos delgados continentales y algunos depósitos de playas. Durante este período, el hundimiento impulsado por la carga adicional de la sal continúa, y se puede restablecer un nuevo ciclo, hasta que una pronunciada elevación del nivel del mar provoca una inundación adicional de la depresión y en el interior se inicia un nuevo ciclo de depositación de evaporitas. En la figura 2.14 se muestra un modelo del complejo de una cuenca de grandes dimensiones con depósitos de evaporitas, en donde la concentración de sal en el mar interior comienza a aumentar siendo ligeramente hipersalino en las aguas profundas.

### 3. Tectónica salina

El término sal desde el punto de vista estructural, hace referencia a el grupo de evaporitas y precipitados químicos, donde las características físicas de la sal de roca, su volumen y la cubierta sedimentaria, determinan la capacidad de habilidad salina para moverse en el subsuelo del área. La contribución de la sal en la exploración petrolera (como entrapamiento de aceite y gas), es que actúa como roca sello en el sistema petrolero. Existen otras aplicaciones de la sal como sello vertical y sello horizontal para la acumulación de los hidrocarburos, además ayuda como camino en la propagación vertical y lateral de las vías de migración de los hidrocarburos y como una fuerza activa de empuje tectónico y una fuerza pasiva separadora de niveles tectónicos (Rojas-Alcantara, C., 2010).

El término tectónica salina o halotectónica se refiere a cualquier deformación tectónica que ocurre cuando en el subsuelo se movilizan cuerpos de sal u otras evaporitas (Jackson y Talbot, 1986; en Jackson y Talbot, 1991). La teoría del flujo plástico se basa en la idea que, tanto los sedimentos como la sal se comportan como líquidos muy viscosos o como sustancias plásticas capaces de fluir. La sal, bajo condiciones estándar, tiene una densidad que no aumenta significativamente cuando se incrementa la presión por sobrepeso en sepultamiento profundo en una cuenca sedimentaria (Ortiz, 2004).

La sal se deforma en el campo dúctil cuando es sometida a diferentes esfuerzos, e inclusive por la misma presión hidrostática y litostática. La sal cuenta con una densidad de 2.1 a 2.2 g/Cm<sup>3</sup> y ésta varía muy poco si está en la superficie o a profundidad; la densidad de los sedimentos que cubren a la sal pueden variar notablemente, debido a los tipos de roca de la columna estratigráfica; en la superficie son sedimentos y tienen menor densidad que la sal, siendo de 1.7 a 2.0 g/Cm<sup>3</sup>, pero a profundidad por efecto de la diagénesis, se convierte en rocas que adquieren una mayor densidad que la sal, teniendo densidades de entre 2.4 hasta 2.8 g/Cm<sup>3</sup>; la sal para mantener su equilibrio isostático inicia su movimiento ascendente fluyendo por los lugares de menor presión y mayor debilidad; plegando en primer término, las rocas que la cubren para formar domos (anticlinales salinos) o bien rompiéndolas para originar las estructuras diapíricas, canipies (toldos) y diques, entre otros (Ortiz, 2004). En la figura 3.1, se observa la variación de densidad de sedimentos terrígenos a medida que aumenta la profundidad, comparada con la densidad de la sal que no cambia significativamente por la presión de sobrecarga.

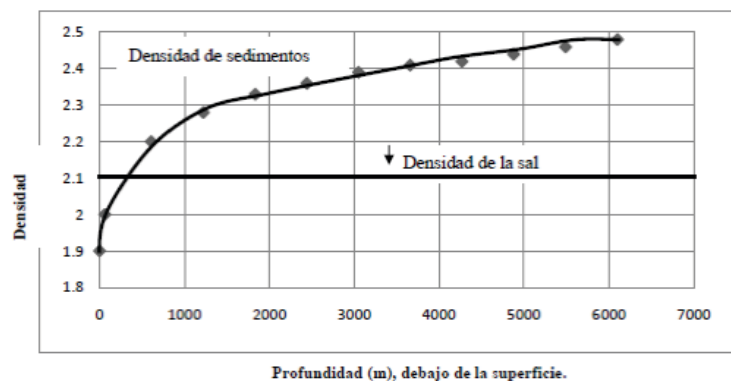


Figura 3.1. Variación en la densidad de la sal y sedimentos terrígenos a diferentes profundidades (Tomada de Rojas-Alcántara, 2010).

La formación de intrusiones salinas en función de la dirección del mayor desplazamiento , generan una serie de fallas, principalmente normales, en algunos casos fallas inversas e inclusive de de desplazamiento lateral. Estas estructuras son producidas por los esfuerzos verticales, en otros casos horizontales y por el asentamiento y el reacomodo de los bloques originado por el movimiento de la sal, llegando a ocasionar distorsión en los planos de estratificación (plegamiento). Los cuatro principales factores que influyen en el movimiento de la sal y el tipo de estructura resultante dependen de la resistencia o viscosidad de la sal, la composición y espesor de la capa original, la resistencia a la fractura de las rocas que las cubren (bajo esfuerzo cortante) y del contenido de agua en las capas de sal y en las rocas adyacentes (lubricación), (Ortiz, 2004).

### **3.1. Elementos de la tectónica salina**

Existen ciertos conceptos y parámetros básicos que ayudan al mejor entendimiento de la tectónica salina, los elementos y formas principales de la misma se abordan a continuación.

#### **3.1.1. Sobrecubierta**

La sobrecubierta, también conocida como “overburden” en inglés, incluye a los sedimentos depositados encima de la sal, este es un término usado con connotación estratigráfica y no estructural, donde en algunos casos la sal alóctona sobreyace localmente a su sobrecubierta como resultado de la deformación (Oviedo, 1996).

#### **3.1.2. Sal madre o fuente**

La sal madre o fuente (source layer o mother salt), es la capa que aporta la sal para el crecimiento de las estructuras salinas; la sal madre es un tipo particular de sustrato sedimentario evaporítico (Jackson & Talbot, 1991).

#### **3.1.3. Sustrato**

El sustrato (substratum), se refiere a la capa dúctil abajo de la sobrecubierta frágil que se encuentra por encima del estrato subsalino o basamento. El sustrato puede dar o no origen a estructuras ascendentes (Jackson & Talbot, 1991).

#### **3.1.4. Cubierta**

La cubierta (cover), es la pila sedimentaria completa encima del basamento que incluye tanto al sustrato (sal) como a la sobrecubierta (Oviedo, 1996).

#### **3.1.5. Capa precinemática**

La capa precinemática (prekinematic layer), es la capa (o capas) que fue depositada antes del inicio del flujo de la sal, estas mantienen por lo general espesores constantes (Rojas-Alcántara, 2010).

### 3.1.6. Capa sincinemática

La capa sincinemática (synkinematic layer), es la capa de sedimentos que fue depositada cuando la sal está fluyendo; es generalmente depositada sobre la capa precinemática, presenta engrosamiento local asociado a la remoción salina (cuencas de evacuación) o adelgazamiento hacia la parte frontal del horizonte salino (Jackson & Talbot, 1991).

### 3.1.7. Capa postcinemática

La capa postcinemática (postkinematic layer), es la capa que se deposita cuando ha cesado el flujo de la sal, la cual fue depositada sobre la capa sincinemática. Presentará estratificación horizontal y espesores constantes, cuando no ha sido afectado por un proceso de deformación posterior al flujo total de la sal (Jackson & Talbot, 1991). En la Figura 3.2 se muestran los elementos principales presentes en la halotectónica, así como el flujo sedimentario y dos procesos asociados (extensión y acortamiento) que pueden ocurrir de forma simultánea.

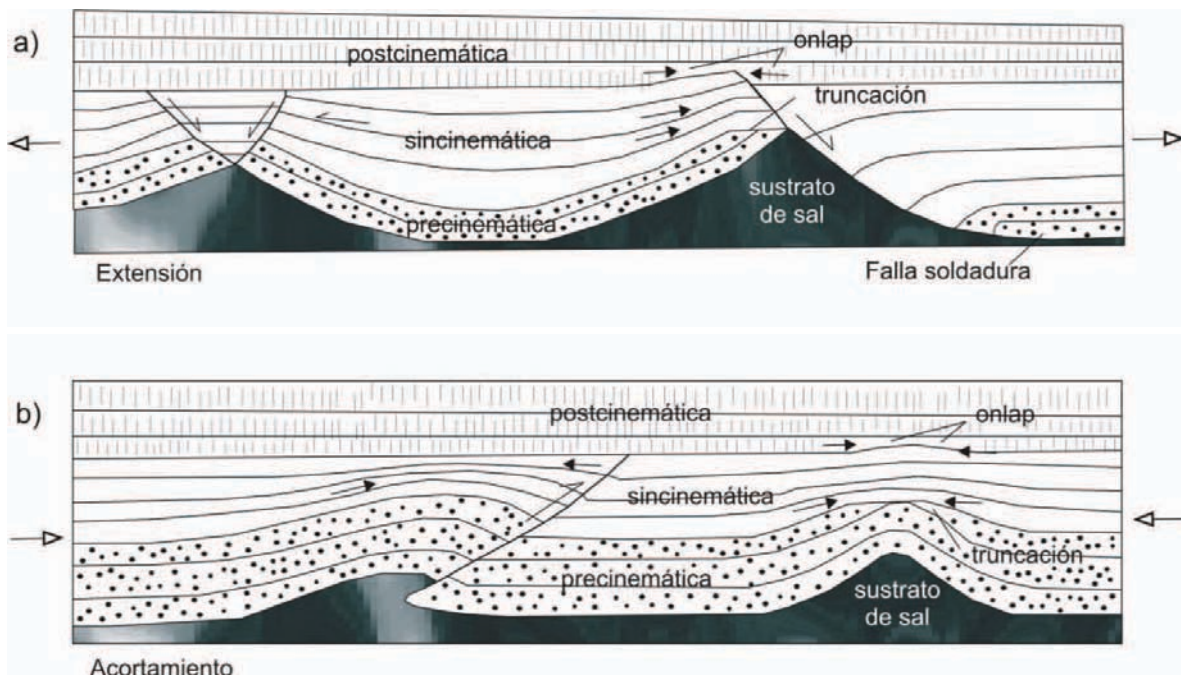


Figura 3.2. Representación de los elementos básicos de la tectónica salina (Flujo sedimentario; a) extensión, b) acortamiento), (Modificado de Jackson y Talbot, 1991).

## 3.2. Mecanismos en la deformación de la sal

De acuerdo a Jackson y Talbot, 1991, el principal mecanismo elemental por el cual la sal fluye, es el efecto puro de la gravedad o cuando el esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) es vertical y todos los esfuerzos laterales son iguales a la presión litostática. La halotectónica se refiere a la deformación tectónica cuando el sustrato involucra a la sal u otras evaporitas, y esta incluye a los mecanismos mencionados a continuación (Jackson y Talbot, 1986; en Jackson y Talbot, 1991).

### **3.2.1. Halotectónica extensional**

La Halotectónica extensional ocurre cuando  $\sigma_1$  es vertical y  $\sigma_3$  es horizontal (o paralelo al talud) y menor que el esfuerzo litostático. Este tipo de tectónica salina está invariablemente asociado con el desarrollo regional de fallas normales, tanto en la sobrecubierta como en la cubierta (Rojas-Alcántara, 2010).

### **3.2.2. Halotectónica compresional**

La halotectónica compresional ocurre cuando  $\sigma_1$  es horizontal, ya sea que  $\sigma_3$  sea vertical y genere acortamiento o que  $\sigma_2$  sea vertical y genere transpresión. Este estado de esfuerzos afectando a la sal puede dar origen a acortamiento regional afectando sólo a la cubierta sedimentaria o puede involucrar al basamento; como resultado se generan pliegues y fallas inversas (Rojas-Alcántara, 2010).

### **3.2.3. Halokinesis**

La halokinesis se produce por tres procesos generales: (1) flujo por gravedad, similar al movimiento glacial; (2) empuje, asociado con la tectónica de colisión; y (3) diapirismo, más comúnmente atribuido a los efectos complementarios de carga de sedimento y las diferencias en la flotabilidad. Los depósitos salinos uniformes del subsuelo, de grandes espesores y extensiones, son transformados por halokinesis, en estructuras muy irregulares y comúnmente aisladas. Estas estructuras son el resultado de procesos tectónicos y nanotectónicos (Jenion 1986). En la halokinesis se incluyen a los mecanismos que a continuación se mencionan.

### **3.2.4. Flotación**

La flotación (buoyancy), está relacionada a la tendencia que tiene la sobrecubierta a hundirse en una capa de sal menos densa. La flotación es gobernada por los gradientes laterales de presión causados por el relieve estructural en la parte superior de la sal madre. Existe un punto a profundidad en el cual, la sal empieza a flotar y los diapiros se expanden rápidamente, esto se debe a que la densidad de la sobrecubierta es igual a la de la sal (nivel neutral de flotabilidad). La profundidad se ubica entre los 450 y 900 m bajo condiciones normales de compactación, y a 1,500 m, donde se tienen cuerpos arcillosos sin compactar (presión de poro alta); las profundidades pueden variar de cuenca a cuenca (Rojas-Alcántara, 2010).

### **3.2.5. Carga diferencial**

La carga diferencial o “differential loading”, está asociada a la formación de gradientes laterales de presión, causados por la variación lateral en espesor tanto de la sal como de la sobrecubierta y por la densidad de la sobrecubierta. Estas variaciones pueden estar asociadas a aspectos sedimentológicos (diferencia de espesor en abanicos, deltas o lóbulos, que da lugar a diferentes densidades en la sobrecubierta y en el peso que esta ejerce sobre la sal) o estructurales (por adelgazamiento causado por expansión o engrosamiento en fallas de crecimiento). Este mecanismo no requiere de inversión de densidades o sepultamiento de

la sal por debajo del nivel de flotación para funcionar (Jackson y Talbot, 1991), dado que la sal se mueve de las zonas de mayor presión hacia las zonas de menor presión y el flujo depende de la relación de viscosidades entre la sobrecubierta y la sal (Basurto, 1992; Rojas-Alcántara, 2010).

### **3.2.6. Expansión por gravedad**

La expansión por gravedad (gravity spreading), está asociada al colapso vertical y expansión lateral de la sal y la sobrecubierta, ya que su propio peso en presencia de una superficie inclinada, permite que la fuerza de gravedad se transforme en un esfuerzo de cizalla pendiente abajo del talud, provocando la expansión. La base de la sal puede ser horizontal o inclinada ligeramente en sentido opuesto a la superficie de deslizamiento. Este mecanismo se asocia con el origen, expansión y a la inyección lateral de los canopies (toldos) salinos (Rojas-Alcántara, 2010).

### **3.2.7. Convección termal**

La convección termal (thermal convection), está asociada al ascenso de la sal caliente en estado subsólido y al hundimiento de la sal fría, esto se debe al gradiente termal entre la base y la cima de la sal (efecto de la alta conductividad térmica de la sal), produciendo como consecuencia, corrientes de convección. La convección es promovida por el incremento del espesor de la capa de sal, la densidad, el gradiente de temperatura y la expansividad termal, la disminución de la viscosidad y la difusividad termal. La convección termal es teóricamente posible en capas de sal con espesores mayores a los 2.9 km, con una viscosidad menor de  $10^{16}$  Pa y un gradiente geotérmico de  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Rojas-Alcántara, 2010).

Existen dos términos específicos relacionados a la pérdida progresiva de sal, los cuales se enuncian a continuación (Jackson y Talbot, 1991):

### **3.2.8. Reducción de la sal**

La reducción de la sal (salt reduction), se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, dando como resultado un cambio notable en secciones en el área de la sal, esta reducción se debe a los siguientes factores (Rojas-Alcántara, 2010):

- 1) Pérdida de volumen por disolución.
- 2) Flujo de volumen constante hacia afuera de la capa original, incluyendo esparcimiento a lo largo de un desprendimiento.
- 3) Flujo de volumen constante dentro de una capa que resulta en un engrosamiento de la misma.

### **3.2.9. Retroceso de la sal**

El retroceso de la sal o evacuación de la sal (salt withdrawal), se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, sin grandes cambios, visto en sección, en el área de la sal. La evacuación de sal es un proceso bien conocido para explicar la inversión estructural (anticlinales tipo tortuga) asociada con diapirismo. El proceso de migración de la sal desde



los flancos de una almohadilla salina (salt pillow), hasta su núcleo en un diapiro o el flujo de sal a lo largo de una pared de sal (salt wall) hasta las culminaciones locales que evolucionan a troncos de sal (salt stocks) son ejemplos de este proceso (Rojas-Alcántara, 2010).

### 3.2.10. Soldadura de la sal

El proceso de reducción del espesor de la sal culmina con la formación de soldaduras de sal o “salt welds”; por lo que una soldadura de sal se refiere a la superficie o zona separada originalmente por sal alóctana. La soldadura es una estructura de sal negativa que resulta del retiro completo o parcial de la intervención de la sal. La soldadura puede consistir en pseudomorfos de halita, brechas insolubles o sal muy fina (difíciles de identificar por reflexión sísmica). La soldadura no siempre está marcada por una discordancia estructural y llega a presentar una inversión estructural superpuesta (Rojas-Alcántara, 2010).

### 3.3. Estructuras Salinas

Existen diferentes tipos de estructuras salinas, de las cuales un gran número de ellas han sido mapeadas debido a que han sido expuestas en superficie; otras han sido caracterizadas por la información obtenida de pozos y por la interpretación sísmica. Las estructuras salinas pueden clasificarse en estructuras lineales, las cuales incluyen a las ondulaciones salinas, anticlinales salinos, paredes de sal; y en estructuras circulares, entre las que se encuentran las almohadillas salinas, cúpulas de sal y domos de sal, entre otras (Fossen, 2010). En la figura 3.3 se muestran las morfología mas comunes de las estructuras salinas, teniendo a las estructuras lineales del lado izquierdo y las estructuras circulares de lado derecho (el grado de madurez aumenta al centro).

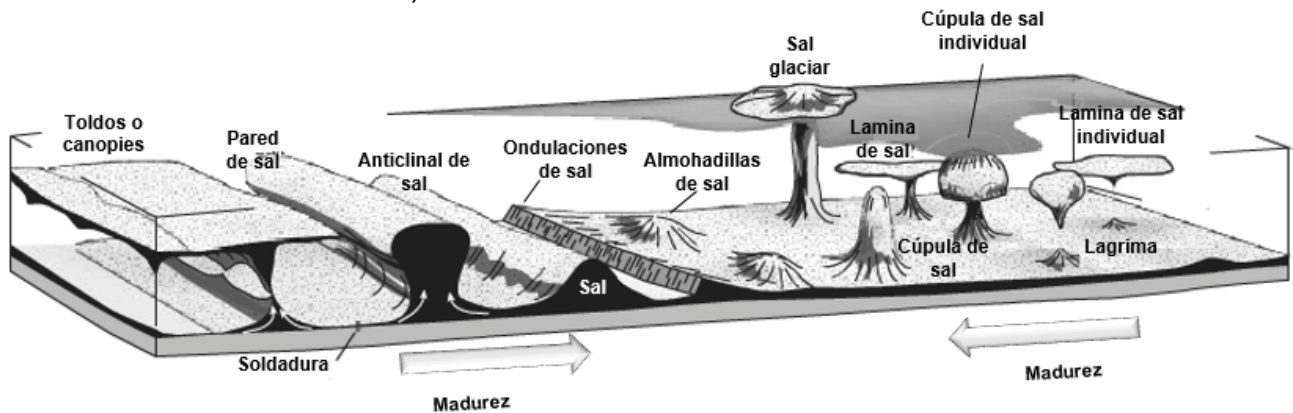


Figura 3.3. Estructuras salinas (Modificado de Fossen, 2010).

#### 3.3.1. Estructuras salinas no diapíricas

Las estructuras salinas no diapíricas corresponden a las estructuras lineales, estas de enuncian y describen a continuación.

### 3.3.1.1. Ondulaciones de sal

Esta tipo de estructura salina tiene una baja amplitud de onda, es asimétrica, está formada por un flanco de larga pendiente, con echado suave concordante y está en contacto estratigráfico con la cubierta; presenta un flanco más corto inclinado, que normalmente exhibe contacto por falla normal producida por la sobrecubierta (Figura 3.4). Estas estructuras tienen forma elongada, bajo relieve, arregladas en hileras paralelas a la margen basal, pueden alcanzar dimensiones de hasta 1 km de la base a la cima, con longitudes de decenas de kilómetros y ancho de hasta 10 km. Las ondulaciones de sal son evidencia de la extensión regional de la cubierta sedimentaria en dirección perpendicular al rumbo. Se desarrollan en la parte superior de las cuencas de margen pasivo, en donde los espesores de la sal son delgados, aunque mayores a los 100 m. Su mecanismo de deformación es un proceso combinado de halotectónica extensional y halokinesis por carga diferencial (Rojas-Alcántara, 2010).



Figura 3.4. Ondulaciones de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.1.2. Montículos de sal

Los montículos de sal se forman en las primeras etapas del movimiento de la sal, generando pequeñas protuberancias sobre la interfase sal-sedimentos; estas crecen a diferentes velocidades en donde las más rápidas son las que prevalecen. La longitud depende del espesor relativo y la viscosidad de las dos capas. Tienen secciones transversales simétricas con una base plana y una cima arqueada de pendientes suaves y amplitud de 0.1 a 0.5 km (Figura 3.5). Durante la primer etapa, los espacios entre ellos se rellenan de sedimentos de diferente densidad; forman depresiones circulares en su proceso de evolución, por lo que, se genera una imagen inversa de los montículos. El mecanismo asociado a esta estructura es la halokinesis por flotación (Rojas-Alcántara, 2010).

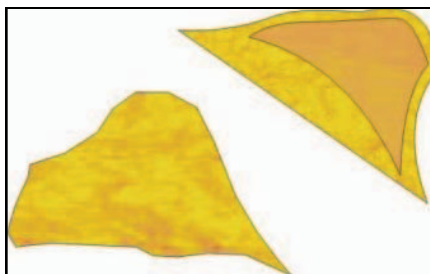


Figura 3.5. Montículo de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.1.3. Anticlinal de sal

Un anticlinal de sal es una estructura salinas en forma elongada de un cuerpo ascendente de sal, que tiene una sobrecarga concordante (Figura 3.6), (Rojas-Alcántara, 2010).



Figura 3.6. Anticlinal de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.1.4. Almohadillas de sal

Es una estructura de forma subcircular que se originó por un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecubierta concordante. Cuando los montículos exceden la altura de 0.5 a 2.5 km, se contraen para angostarse y elevarse, formando así domos o almohadillas; estas incrementan sus pendientes hacia los flancos, tienen aproximadamente 10 km de longitud en promedio, vista en planta son circulares o elípticas, las bases son subplanares (Figura 3.7), (Basurto, 1992). El mecanismo de formación asociado es la halokinesis por carga diferencial (Rojas-Alcántara, 2010).

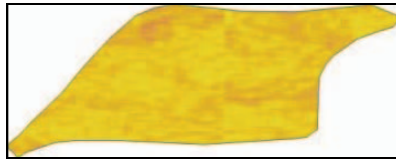


Figura 3.7. Almohadilla de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.1.5. Domos de sal

Un domo de sal o "salt dome", es un término genérico impreciso para referirse a un cuerpo ascendente de sal de forma cóncava y que incluye un núcleo salino y la sobrecarga normalmente deformada que le rodea (Figura 3.8) . Un domo es un cuerpo que se formó por el movimiento vertical de la sal, es de sección circular o bien sensiblemente elíptica, que ha deformado a la secuencia sedimentaria superior sin intrusión (Rojas-Alcántara, 2010).



Figura 3.8. Domo de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

En la figura 3.9, se muestran las etapas de crecimiento de un domo y un diapiro de sal, del lado izquierdo se muestra un domo que no tiene tanta fuerza de penetración y de lado derecho se muestra un diapiro favorecido por fallamiento, lo que hace que tenga una penetración más efectiva (Halbouty, 1979).

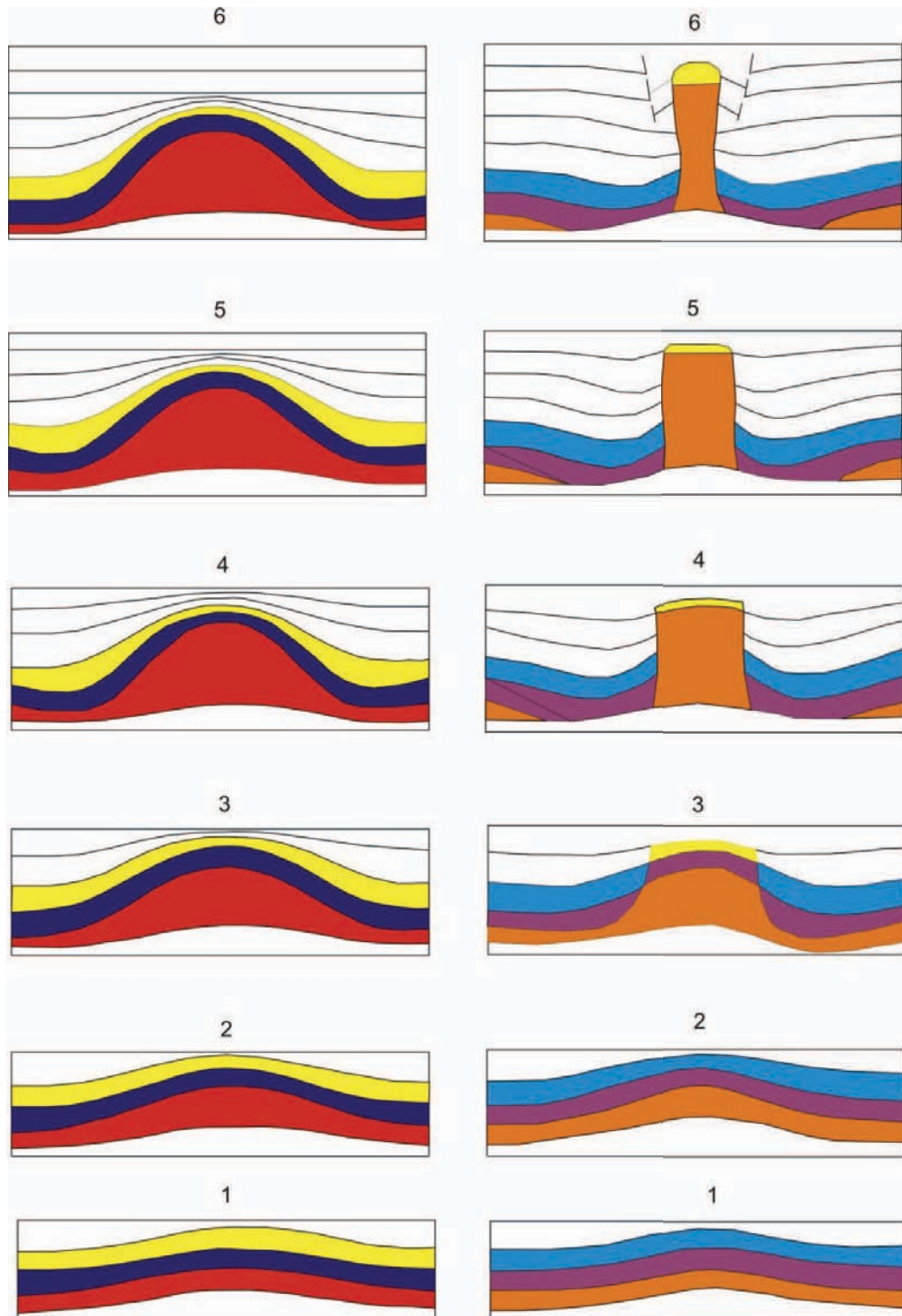


Figura 3.9. Etapas de crecimiento de un domo y un diapiro de sal (tomado de Halbouty, 1979).

Los domos y diapiros pueden clasificarse de acuerdo con la profundidad a que se encuentra su cima, en:

- a) Domos o diapiros someros de penetración, se ubican entre la superficie y los primeros 600 m de profundidad.
- a) Domos o diapiros intermedios, se encuentran entre los 600 m y los 1,800 m de profundidad.
- b) Domos o diapiros profundos, se encuentran a más de 1,800 m de profundidad.

También es posible clasificar a los domos de sal de acuerdo con la edad en que se formaron, esta clasificación los considera como:

- a) Jóvenes: caracterizados por anticlinales y domos bajos, en los cuales hay núcleos de sal; en este caso la deformación es pequeña.
- b) Maduros: los núcleos de sal se transforman en cuerpos de paredes verticales sobre los cuales se tiene un casquete rocoso (cap rock).
- c) Viejos: Se han formado asociados a un espeso casquete rocoso que por lo general presenta una saliente; presentan un volumen importante de brecha de disolución a lo largo de las paredes. Los sedimentos adyacentes están muy fracturados y fallados; en general presentan un borde bien definido de sinclinal que rodea al domo (Rojas-Alcántara, 2010).

### 3.3.2. Estructuras salinas diapíricas

Existen estructuras salinas que se generan cuando la sal intrusión en la secuencia sedimentaria, estas estructuras se mencionarán a continuación.

#### 3.3.2.1. Pared de sal

Se le llama pared de sal a la estructura salina intrusiva de forma elongada con una amplitud mayor que los domos. Corresponde a un cuerpo diapirico salino ascendente, que comúnmente forma hileras sinuosas y paralelas (Figura 3.10). Estas estructuras se desarrollan primordialmente en los depocentros de la cuenca sedimentaria y alcanzan desniveles de 5 km y longitudes variables, que pueden ser superiores a los 20 km. Es el resultado de una intensa sedimentación sobre las capas de sal y se desarrollan rápidamente por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y flotación (Basurto, 1992; Rojas-Alcántara, 2010).



Figura 3.10. Pared de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.2.2. Tronco de sal

Un tronco de sal es un diapiro salino en forma de enchufe, el cual tiene una forma subcircular en vista de planta (Figura 3.11). Está compuesto por tres partes: El tallo (stem), es la parte más delgada, localizado abajo del bulbo del diapiro; la raíz (root), es la base del tallo; y el bulbo (bulb), que es la porción superior del diapiro. La forma del bulbo está controlada por el contraste de viscosidad y madurez estructural, estos pueden evolucionar hasta formar canopies (toldos), (Jackson y Talbot, 1986). Se desarrollan primordialmente en los depocentros de la cuenca, alcanzan alturas de 5 km y longitudes mayores a 20km. Esta estructura es producida por una intensa sedimentación sobre las capas de sal, se desarrollan rápidamente por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y flotación (Basurto, 1992; Rojas-Alcántara, 2010).



Figura 3.11. Tronco de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.2.3. Diapiro de sal

El diapirismo se define como una masa salina que se desplaza ascendentemente, intrusionando y desplazando a los estratos suprayacentes (Figura 3.12.), llevándose a cabo por la diferencia de densidades entre ambos; sin embargo, su tamaño y complejidad geométrica - estructural varían desarrollando una amplia variedad de estilos complejos. El diapirismo es comúnmente interpretado en términos de tres mecanismos: diapirismo reactivo, diapirismo activo, y diapirismo pasivo. Mientras que el crecimiento diapirico puede ser separado en: diapirismo extensional, amplificación contraccional, y emplazamiento de sal alóctona (Rojas-Alcántara, 2010).

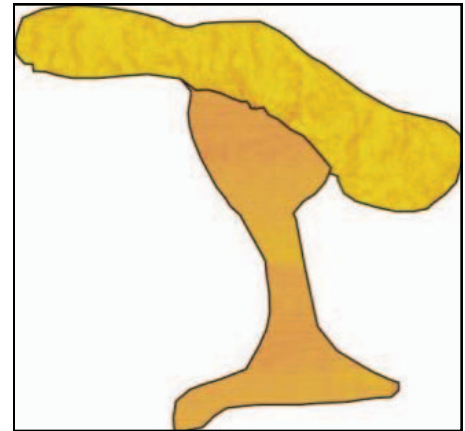


Figura 3.12. Diapiro de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

## Diapirismo reactivo

Es un diapiro que se forma en respuesta a la fractura o fallas producidas por la sobrecarga. Se ha demostrado mediante experimentos que los diapiros preferentemente se forman a partir de la parte inferior de grabens. La fuerza que impulsa este proceso, es la carga diferencial impuesta por el graben. El diapirismo reactivo puede ocurrir incluso si la densidad de la sobrecarga es igual o menor que la de la sal subyacente (Vendeville & Jackson, 1992). En la figura 3.13, se muestra el desarrollo de un diapiro reactivo, en donde se aprecia la reacción al debilitamiento y adelgazamiento de sobrecargar por fallamiento normal que usa extensión.

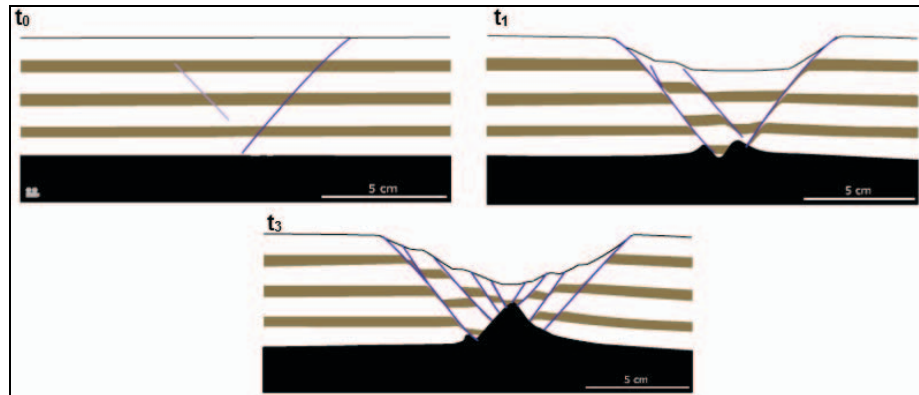


Figura 3.13. Desarrollo de un diapiro reactivo (Modificado de Vendeville & Jackson, 1992).

El diapirismo reactivo requiere extensión regional, la cual es responsable del tamaño (altura y extensión) del diapiro. Si la tasa de extensión es alta, la viscosidad de la sal podría limitar la tasa del crecimiento diapírico (Vendeville & Jackson, 1992).

## Diapirismo activo

Una vez que el diapirismo reactivo ah alcanzado un nivel poco profundo, puede forzar su camino a la superficie, esta vez impulsado por la flotabilidad (Vendeville & Jackson, 1992). En la figura 3.14, se muestra el desarrollo de un diapiro activo, en el cual el movimiento es impulsado por la flotabilidad de la sal.

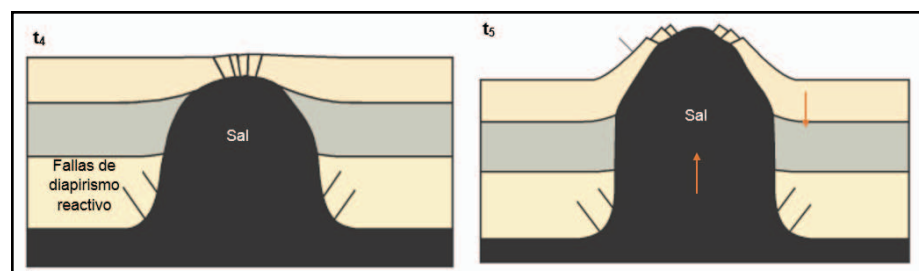


Figura 3.14. Desarrollo de un diapiro activo (Modificado de Vendeville & Jackson, 1992).

El diapirismo activo en una zona sujeta a extensión es controlado por la flotabilidad, donde la roca de arriba es más densa que la sal. Por otra parte, el diapirismo en contracción es controlado por el desplazamiento de carga (acortamiento), (Vendeville & Jackson, 1992).

## Diapirismo pasivo

Una vez que un diapiro activo ha alcanzado la superficie de la Tierra, puede permanecer pasivamente en o muy cerca de la superficie y crecer en altura conforme los sedimentos se depositan alrededor de sus flancos. Los capas de sedimentos se engrosan incrementando la carga en las capas de sal, causando que se exprima la sal en el diapiro, de modo que el diapiro se mantiene en o cerca de la superficie. Este mecanismo también se llama *downbuilding*, porque la pila sedimentaria circundante, se acumula abajo y alrededor del diapiro (Vendeville & Jackson, 1992).

En la figura 3.15, se muestran los tipos de diapirismo pasivo: en el apartado A) se muestra un diapirismo salino principal, que es cuando el crecimiento salino mantiene el equilibrio con la sedimentación; en el apartado B) se muestra un diapirismo pasivo, cuando la sedimentación es más rápida que la tasa de crecimiento del diapiro; el diapirismo termina cuando el suministro de sal termina o cuando el diapiro es enterrado a profundidad; y en apartado C) se muestra un diapirismo pasivo, cuando la sedimentación es más lenta que la tasa de crecimiento del diapiro.

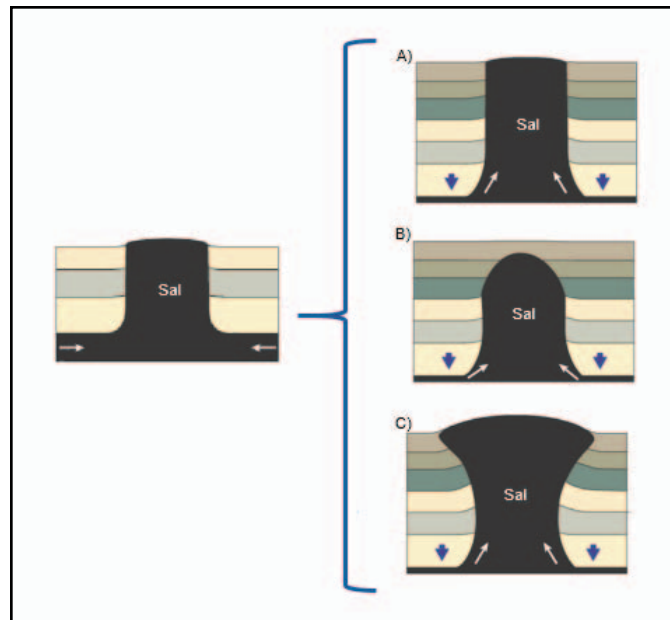


Figura 3.15. Tipos de diapirismo pasivo (Modificado de Vendeville & Jackson, 1992).

## Diapirismo extensional con aumento en la altura

Los diapiros de este tipo se forman en regiones sujetas a deformación por extensión, donde las fallas normales tienen tres funciones principales: 1) mecánicamente debilitan el bloque de techo, 2) adelgazan el bloque de techo, y con ello crean una diferencia de carga, y 3) Originan un espacio de acomodación para el diapiro.

En extensión, los diapiros comienzan como respuesta a las fallas de normales y se adelgazan como un diapiro reactivo. El aumento diapírico activo comienza cuando el bloque de techo está suficientemente debilitado por fracturamiento y la sal es menos densa que su sobrecarga. Después continúa el diapirismo pasivo con o sin la extensión en curso (Vendeville & Jackson, 1992). En la figura 3.16, se muestra el diapirismo asociado a deformación por extensión: Los diapiros comienzan a crecer como respuesta al movimiento de las fallas normales y se adelgazan como un diapiro reactivo. El aumento diapírico activo comienza cuando el techo está suficientemente debilitado por fallamiento y la sal es menos densa que su sobrecarga; después continúa el diapirismo pasivo con o sin la extensión en curso.



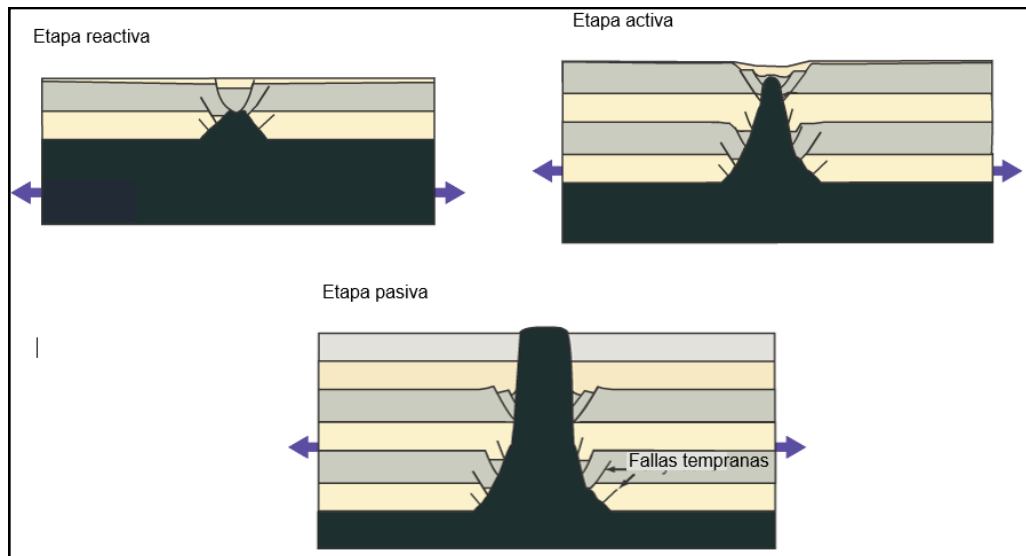


Figura 3.16. Diapirismo extensional (Tomado de Vendeville & Jackson, 1992).

### Diapirismo extensional con colapso

Los diapiros formados en zonas de extensión pueden colapsar, y formar una minicuenca en la parte superior de la estructura salina. La estructura salina se colapsa cuando crece de forma lenta y mantiene sincronía con la extensión. Las razones para que ocurra esto pueden ser: 1) El suministro de sal se reduce o se termina, 2) La tasa de extensión se incrementa. Hay un balance entre la tasa de extensión y la tasa de crecimiento de las estructuras salinas, la que depende del flujo y de la disponibilidad de sal. En algún momento la capa de sal que da origen al diapiro se adelgaza, al punto que flujo de sal se vuelve más lento. Eventualmente la parte superior e inferior presenta un contacto cercano, que da lugar a una soldadura salina (Vendeville & Jackson, 1992). En la figura 3.17, se muestra un diapirismo extensional con colapso, en el cual debido al colapso se forma una minicuenca en la parte superior de la estructura salina.

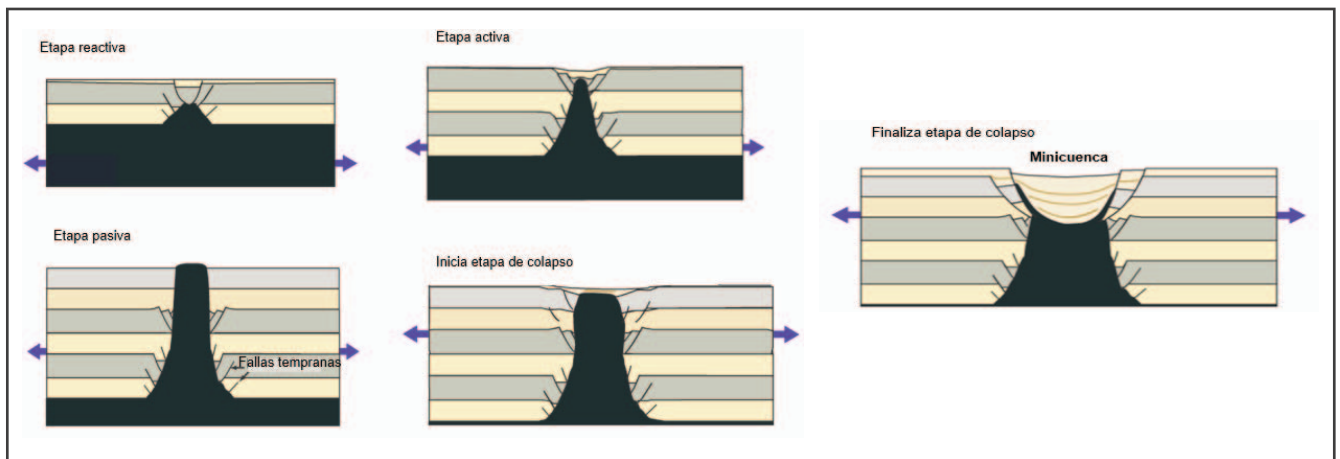


Figura 3.17. Diapirismo extensional con colapso (Tomado de Vendeville & Jackson, 1992).

## Compresión contraccional

En general los diapiros se desarrollan "desde cero" en las zonas de contracción regional, sin embargo, los diapiros ya establecidos pueden ser fácilmente modificados por la contracción regional. La contracción comprime diapiros existentes, provocando la amplificación y extrusión de sal de forma local, tomando en cuenta que la contracción puede comprimir la sal, cambiando su posición estratigráfica (Hudec & Jackson, 2009). En la figura 3.18, se muestra el desarrollo de una estructura salina por contracción regional, la sal fluye entre los estratos y se comprime, en este caso se forma una estructura de lágrima.

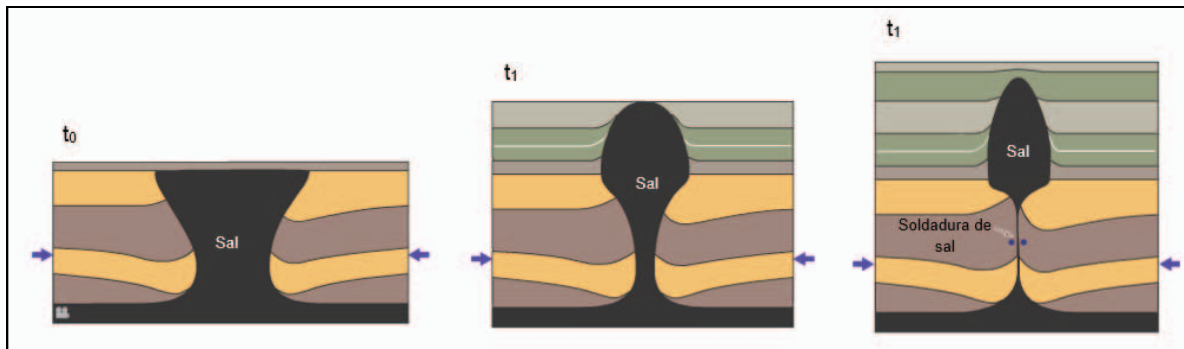


Figura 3.18. Desarrollo de una estructura salina por contracción regional (Modificado de Hudec & Jackson, 2009).

### 3.3.2.4. Canopies (Toldos)

Un canopy o toldo, es una estructura diapírica compleja compuesta de estructuras diapíricas, formada por coalescencia parcial o completa de diapiro o por capas de sal. Estos cuerpos se unen a lo largo de las suturas de sal y pueden o no, estar conectados a su capa de origen por tallos alimentadores (Figura 3.19).



Figura 3.19. Toldo de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991)

Los canopies (toldos) pueden clasificarse de acuerdo a sus componentes en (Jackson y Talbot, 1987):

- a) Salt-stock canopy: son aquellas formadas por coalescencia de troncos de sal.
- b) Salt-wall canopy: son aquellas formadas por la coalescencia de paredes de sal.
- c) Salt-tongue canopy: son aquellas formadas por coalescencia de lengüetas salinas.

Las capas de sal pueden abrirse y fluir lateralmente como si estuvieran deformándose, en estas capas pueden unirse en la vecindad a otra capa de sal, éstas crean colectivamente un

canopie (toldo) de sal. Asociados a los canopies (toldos), se desarrollan dos tipos de sinclinales, los cuales difieren en su tamaño, forma y geometría (Rojas-Alcántara, 2010).

Una sutura de sal (salt suture o collision zone) representa la unión entre estructuras salinas individuales que han coalescido lateralmente para formar canopies (toldos) de sal. Un Glaciar de sal (salt glacier o namakier), es una extrusión de sal en forma de sábana que fluye desde un diapiro expuesto y se expande en condiciones subaéreas o subacuosas (Rojas-Alcántara, 2010).

En la Figura 3.20, se muestran los principales elementos que componen a las estructuras salinas, en donde el grado de coalescencia o fusión, aumenta hacia el frente de cada secuencia deformada. Los tres tipos principales de canopies (toldos) de sal son formados por la coalescencia de troncos de sal en el apartado "a", por paredes de sal en el apartado "b" y por lengüetas de sal en el apartado "c". Las suturas entre las estructuras salinas coalescentes pueden ser identificadas por lentes de rocas locales alojados entre la sal, por sinclinales y por pares de anticlinales apretados localizados en la secuencia sedimentaria superior hacia los márgenes de las capas salinas que se juntan. Las suturas en los canopies (toldos) que se forman por coalescencia de paredes de sal adquieren orientaciones perpendiculares a la dirección principal de expansión, mientras que las suturas en los canopies (toldos) de sal formadas por coalescencia de lengüetas de sal son paralelas a la dirección principal de extensión y al límite frontal en forma de lóbulo de la intrusión salina (Rojas-Alcántara, 2010).

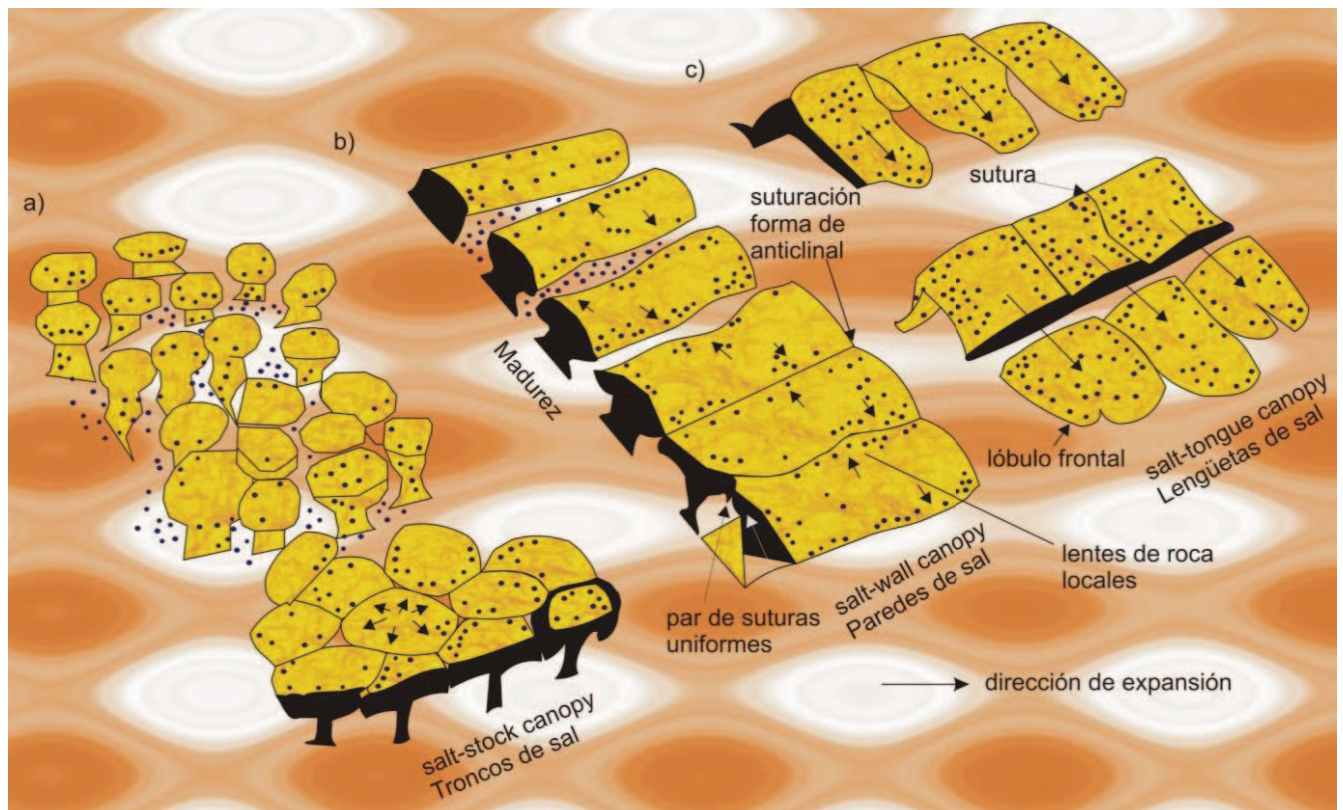


Figura 3.20. Representación de los tres tipos principales de canopies (toldos), por coalescencia de troncos, paredes y lengüetas de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.2.5. Lengüeta de sal

Si un flujo lateral de sal es de decenas de kilómetros en niveles muy someros, y en una dirección preferencial, se formará una estructura llamada lengüeta de sal (Figura 3.21). Una lengüeta de sal es una especie de sábana salina asimétrica, alimentada por un conducto individual que se expande en una dirección preferencial a sectores de menor presión. Las sábanas salinas individuales llegan a ser de hasta 80 km de longitud como máximo y 7 km de espesor, adquiriendo por lo general una forma de cuña (Jackson y Talbot, 1989). Si un flujo lateral de sal es bidireccional, entonces se formará por coalescencia de flujos los llamados "canopies" (Jackson y Talbot, 1989), o glaciario de sal "namakiers" (Jackson y Talbot, 1986).

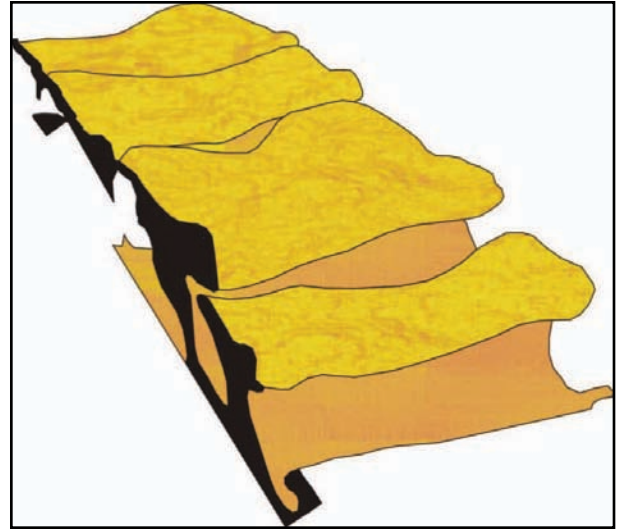


Figura 3.21. Lengüeta de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

### 3.3.3. Deformación de las capas y láminas de sal

Las láminas de sal forman cuando ésta se emplaza en algunos huecos o discontinuidades como fallas, fracturas o discordancias, adquiriendo diversas formas (Jackson, et. al., 1994). Si la sal no es desplazada suficientemente desde el borde, ésta llega a ser aislada en pequeños cuerpos residuales y la estructura resultante recibe el nombre de "capa segmentada de falla". Cada estructura residual de la sal está típicamente distribuida en la base de la pared de una falla normal o está separada desde la vecindad por un sinclinal; cada pared residual está asociada a los planos de fallas, las cuales son normalmente lítricas. El patrón de esas fallas encima de la sal puede sugerir indicios de que las fallas continúan debajo de la sal (León, 2001).

Si la sal es movilizada completamente desde los márgenes, se forma un sistema de escalonamiento regional; los estratos que se encuentran encima de la lámina de sal disminuyen su espesor desde un escalón plano poco profundo a lo largo del espesor decreciente de la sal. Con el movimiento de la sal en láminas, es posible que se formen dos estructuras (laminares siguiendo fallas segmentadas y el escalonamiento de sistemas regionales), las cuales son cuerpos aglutinados que fueron evacuados por el proceso de tectónica sedimentaria; los fragmentos de sedimentos son acumulados encima de la sal evacuada. Éstas terminaciones son desarrolladas pasivamente por un flujo lateral de la sal progradante, por lo que son empujadas hacia fuera y se depositan nuevos sedimentos en el borde principal; si el borde principal de la lámina de sal llega a sepultarse, los diversos mecanismos van a permitir que la sal principal se rompa periódicamente a través del techo de los sedimentos y emerja hacia la superficie.

El punto donde un horizonte sedimentario subyace, es truncado por una capa de sal intrusiva, este corte marca la posición del borde principal de la lámina de la sal en un tiempo cercano que corresponde a la edad del horizonte truncado. Si el mismo horizonte es truncado por el contacto del corte superior (o pared caída), cada corte marca los puntos de referencia para la reconstrucción, debido a que el corte bajo no se mueve lateralmente mientras que la lámina de sal avanza. Una capa de sal confinada, puede romper, ir creciendo y levantando posteriormente el techo sedimentario para formar un escarpe en el piso marino; la elevación del techo se adelgaza por la erosión y por la extensión debido a la inclinación y al hundimiento del escalón escarpado (León, 2001; Rojas-Alcántara, 2010). Una lámina de sal es un término amplio, no genético que puede ser definida como cualquier estructura de sal alóctona cuya anchura es varias veces mayor que su espesor máximo. Por lo tanto, puede incluir lengüetas de sal, lacolitos de sal y umbrales de sal (Figura 3.22).

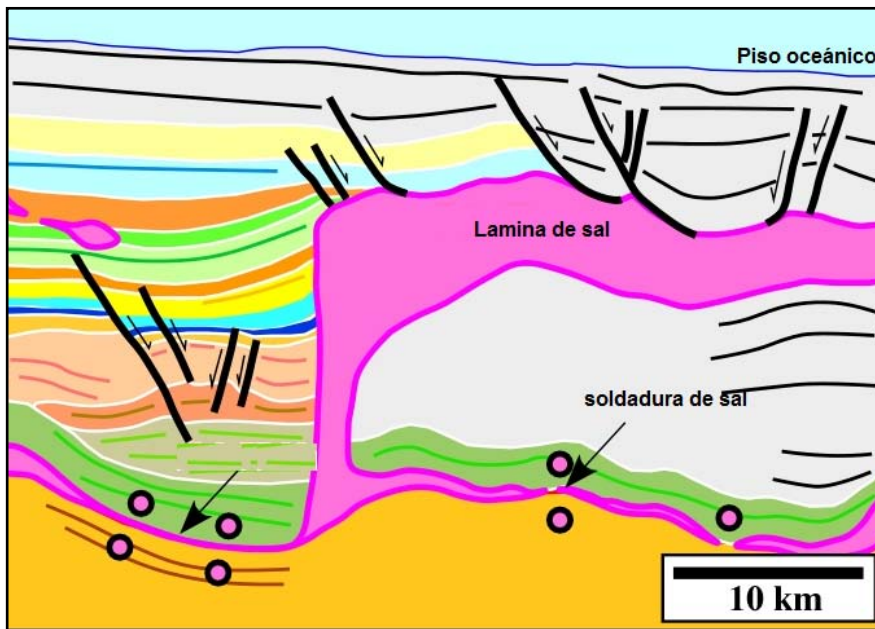


Figura 3.22. Lámina de sal (Modificada de Cramez, 2006).

## 4. Minicuecas

En este capítulo se abordará el concepto de minicueca, así como cada uno de sus elementos y procesos que permiten caracterizarla.

### 4.1. Concepto de minicueca

Una minicueca es una estructura formada en la parte superior de un manto salino (en el fondo marino), algunas comienzan como lentes, posteriormente algunos sectores se profundizan formando depresiones topográficas que son susceptibles de rellenarse de sedimentos; en general tamaño varía de 10 a 40 km de ancho. Cuando el espesor de una minicueca supera los 1.5 km, su densidad compactada produce su hundimiento, haciendo que la sal diapírica fluya a su alrededor. El proceso de compresión inducido por gravedad pliega la película sedimentaria iniciando la formación de minicuecas. Por medio del esquema de sedimentación, se moldea el tope de los domos y diapiros salinos, ya que controla dónde es mayor la subsidencia. El relieve estructural formado, crea la batimetría local, que influye en el desplazamiento y acumulación del sedimento terrígeno.

Una minicueca descansa sobre el sedimento inflexible en lugar de hacerlo sobre la sal móvil desplazada, y los esquemas de subsidencia de minicuecas, adelgazamiento y aglutinamiento de las estructuras salinas pueden llegar a ser muy complejos (Dribus *et al.*, 2008). En la figura 4.1 se muestra una sección sísmica en donde se aprecia la subsidencia de una minicueca asociada a un estrato grueso de sal alóctona.

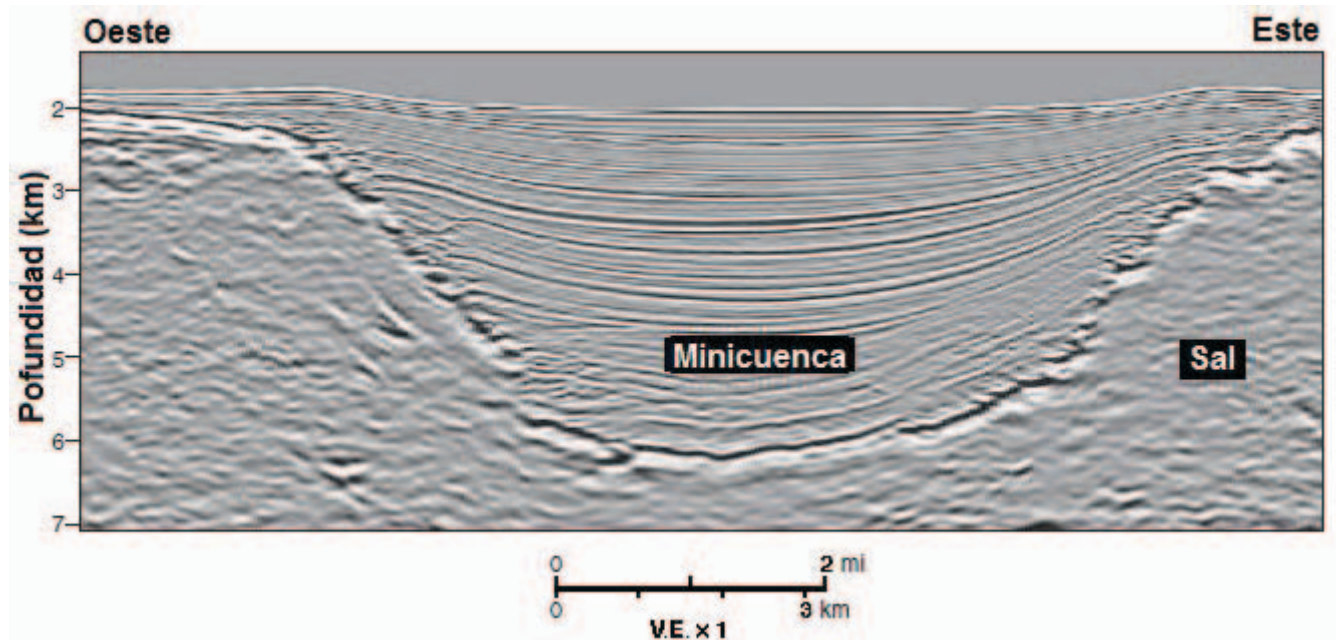


Figura 4.1. Sección sísmica de una minicueca (modificado de Hudec et al., 2009).

## 4.2. Subsistencia

Se dice que una minicuenca presenta subsistencia cuando la densidad promedio del relleno es mayor que la densidad de la sal (figura 4.2 A), de tal forma que se acumulan nuevos volúmenes de sedimentos en la depresión, permitiendo un mayor y progresivo hundimiento de la minicuenca. Una vez que la densidad promedio del relleno de la minicuenca es menor que la de la sal (figura 4.2 B), la minicuenca “flota” en equilibrio estático hasta ser colmatada. El hundimiento de una minicuenca no puede efectuarse hasta que el promedio del relleno sea más denso que la sal, sin embargo, la mayoría de las rocas siliciclásticas no se compactan a esas densidades hasta que los sedimentos acumulados se encuentren en el subsuelo a 2, 300 metros; paradójicamente el espesor diferencial en la mayoría de las minicuevas sugiere que empezaron a hundirse al acumularse algunos cientos de metros de sedimentos, esto debido a que el Golfo de México ha mostrado subsistencia continua en el Cenozoico (Venegas-Mora R., 2010).

La figura 4.2 muestra un esquema representativo del modelo de subsistencia de una minicuenca por acción de diferencia de densidades, donde  $\rho$  es la densidad. En el apartado (A), los sedimentos son más densos que la sal, el equilibrio estático produce una depresión batimétrica en el centro de la minicuenca. Por otro parte en el apartado (B), los sedimentos son menos densos que la sal, el equilibrio produce un relieve positivo por encima de la minicuenca (Hudec et al., 2009).

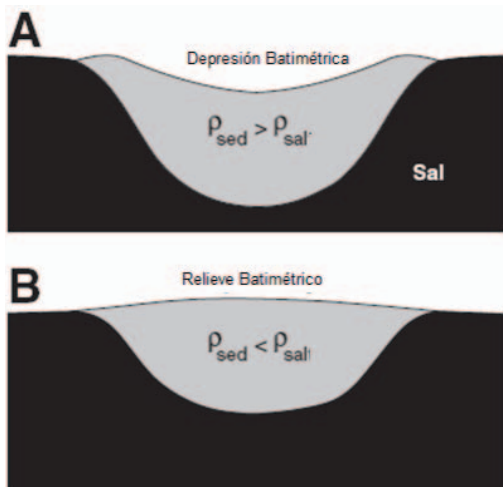


Figura 4.2. Modelo de subsistencia de una minicuenca por acción de diferencia de densidades (Modificado de Hudec et al., 2009).

La figura 4.3 muestra las secciones transversales idealizadas de una minicuenca. El apartado (A) corresponde con el caso más simple en el cual se expone a una minicuenca rodeada de sal sin relieve batimétrico y el apartado (B) es más realista, mostrando los diapiros que se encuentran sepultados por debajo del sedimento (Hudec et al., 2009).

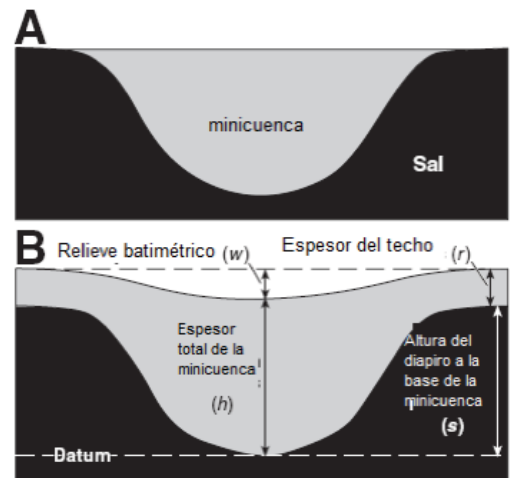


Figura 4.3. Secciones transversales idealizadas de una minicuenca (modificado de Hudec et al., 2009).

### 4.2.1. Subsistencia por diferencia de densidades

Uno de los cinco posibles mecanismos que describen la subsistencia de minicuenas, es la subsistencia por diferencia de densidades, este mecanismo es de suma importancia en minicuenas maduras, donde la parte de mayor espesor debe tener la más alta densidad promedio, puesto que contiene los sedimentos más profundos y compactados. Este depocentro se hunde más rápido que en los alrededores si el mecanismo de subsistencia por diferencia de densidades se encuentra presente, de esta manera, esta área seguirá siendo el depocentro mientras que la minicuenca continúe evolucionando. El depocentro no deberá cambiar lateralmente hasta que el fondo de la minicuenca toque la base de la sal, si existiera un cambio en dicho depocentro, podría pensarse que otro mecanismo de subsistencia influyó en el desarrollo de la minicuenca (Venegas-Mora R., 2010).

Cuando una minicuenca se encuentra flotando en equilibrio estático, ésta debe tener límites bien definidos debido a variaciones laterales en la densidad promedio, ya que cerca de los límites de la misma los sedimentos tienen una menor densidad que la sal, por lo que la minicuenca “flota”. Por otra parte, en el centro de la minicuenca los sedimentos tienen una mayor densidad por lo que la minicuenca se hunde (Venegas-Mora R., 2010).

La batimetría de la cuenca depende solamente del espesor y densidad de las columnas sedimentaria. De acuerdo con Hudec et. al. 1999, existen tres criterios para reconocer la subsistencia de minicuenas debido a diferencias de densidades en sistemas siliciclásticos: (1) Depocentros apilados verticalmente en la parte con mayor espesor de la minicuenca, (2) Límites batimétricamente definidos acuñándose a los flancos, y (3) Espesor de al menos 2, 300 metros en el centro de la minicuenca.

La figura 4.4 muestra un esquema del levantamiento de las fronteras de una minicuenca, asumiendo que el equilibrio estático de ésta depende puramente del espesor y la densidad masas desacopladas. Las masas de sal junto con las de sedimento y el agua son compensadas en cuanto a la profundidad por debajo de la minicuenca (Hudec et al., 2009).

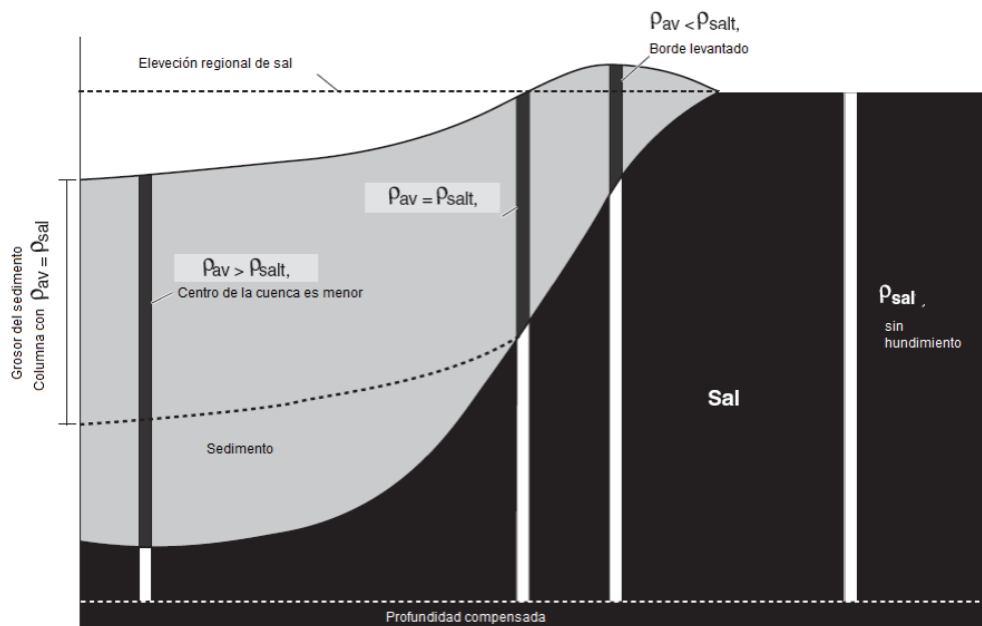


Figura 4.4. Esquema del levantamiento de las fronteras de una minicuenca (Modificado de Hudec et al., 2009).



## 4.2.2. Acortamiento por diapirismo

El concepto de acortamiento por diapirismo fue propuesto por Humphris (1978), que de acuerdo con este autor, las minicuenas presentan una reducción de área debido al movimiento de la sal, desde una posición con mayor relieve hacia una con menor relieve, lo cual propicia el incremento en el tamaño de los diapiros, consecuentemente estos provocaban la separación de las minicuenas. Rowan en 2002, afirmó que este tipo de flujo de sal producía un acortamiento en el área de la cuenca y un aumento de volumen en el diapiro. Este tipo de relieve ocasiona que durante el acortamiento, causado por el crecimiento de diapiros se de el mayor desnivel (depresión) que por la misma subsidencia de la minicuenca.

En la figura 4.5 se muestran dos modelos en los cuales se interpretan los efectos que tienen el acortamiento y extensión sobre las minicuenas cuando los sedimentos son más densos que la sal. En el apartado (A) se observa un acortamiento, en donde una minicuenca que inicialmente contaba con 80 m de relieve positivo se convirtió en una depresión batimétrica cuando una masa salina aumentó su volumen durante un proceso de acortamiento. En contraste, en el apartado (B) se muestra una minicuenca que inicialmente presentaba 200 m de relieve negativo, el cual sufrió una inversión tectónica convirtiéndolo en positivo después de que una masa salina se adelgazara durante un periodo de extensión (Hudec et al., 2009).

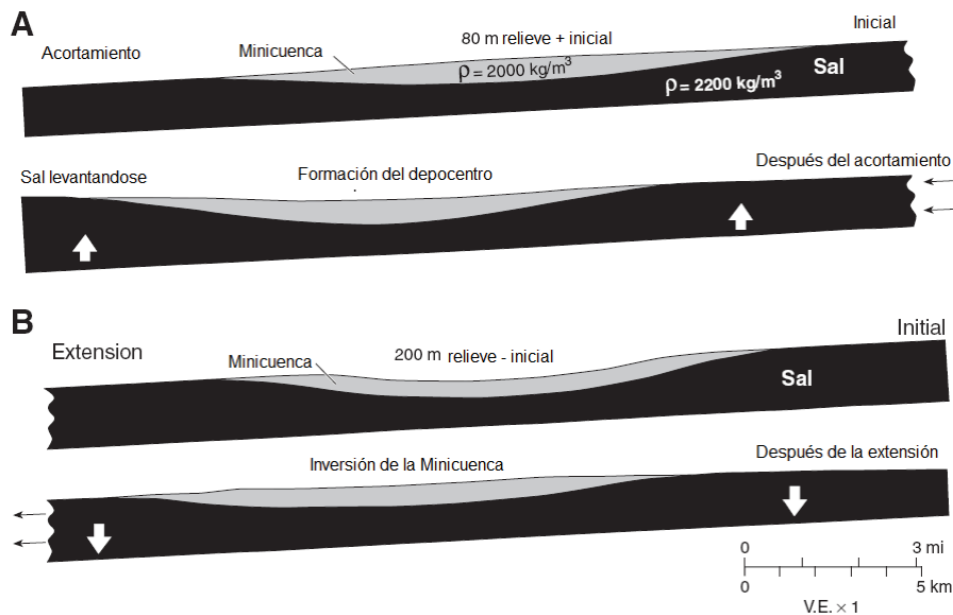


Figura 4.5. Modelos de elemento finito, efectos del acortamiento y extensión sobre las minicuenas con sedimentos son más densos que la sal (Modificado de Hudec et al., 2009).

Cuando una minicuenca sufre de acortamiento, permite que las masas de sal y diapiros intrusionen en mayor proporción que en minicuenas adyacentes en las que no sucede este fenómeno. Si el diapiro crece a la misma velocidad del equilibrio estático, la minicuenca presentará una depresión batimétrica, incluso si fuera menos densa que la sal. La sal que se encuentra debajo de la minicuenca no siempre es expulsada durante este proceso, por lo que en este caso no presentará subsidencia. Sin embargo, el crecimiento de diapiros adyacentes, permitirá que las minicuenas se comporten como depocentros.

En la figura 4.6 se muestran 3 diagramas esquemáticos que explican cómo afecta el acortamiento y la extensión a una minicuenca. En el apartado (A) se muestra la configuración inicial sin sufrir alguno de los fenómenos, teniendo así en el apartado (B) los efectos producidos por el acortamiento, en donde el horizonte de sal se acorta y eleva; y en el apartado (C) se muestra la configuración después de la extensión, en donde la sal entra en extensión y se hunde.

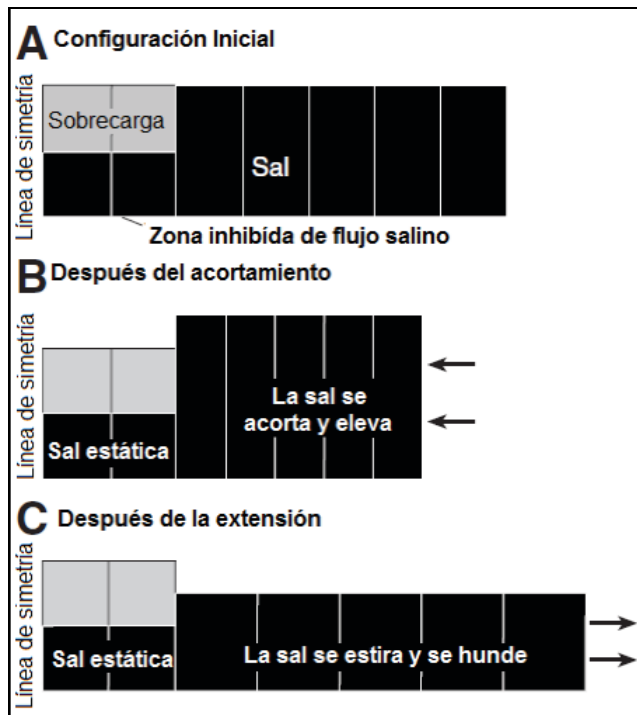


Figura 4.6. Diagramas esquemáticos de acortamiento y extensión de una minicuenca (Hudec et al., 2009).

Durante el acortamiento, los diapiros localizados en lados opuestos de la minicuenca aumentarán su volumen en diferentes proporciones, inclinando la minicuenca; esta inclinación cambia el relieve, modificando abruptamente el depocentro de la misma. Este cambio en el depocentro permite que los diapiros intrusiven a mayor velocidad durante la evolución de las minicuevas y también controlen el patrón de acortamiento a través del tiempo (Hudec et al., 2009).

De acuerdo con Hudec (2009), durante etapas tempranas de su evolución, los sedimentos de la minicuenca se encuentran semiconsolidados, por lo que rápidamente responderán a la compresión, además que debido a la gran tasa de sedimentación, estos son incapaces de expulsar líquidos durante el proceso de sepultamiento y posterior litificación, lo que genera presiones anormales entre minicuevas adicionales al acortamiento.

La figura 4.7 muestran secciones esquemáticas transversales en donde se aprecia la respuesta batimétrica a diferentes estilos de acortamiento. En el apartado (A) se observa una intra-cuenca que divide la minicuenca en dos subcuenca; en el (B) se tiene que causa del acortamiento e intrusión de diapiros en los extremos de la minicuenca, se genera un sinclinal simétrico; por otro lado en el apartado en (C), se tiene que debido al acortamiento desigual y la elevación de diapiros en ambos lados de la minicuenca, se produce un sinclinal asimétrico y por ultimo en el (D), después de que el acortamiento termina, los flancos se alzan formando bordes prominentes así como el sistema alcanza equilibrio gravitacional. Posteriormente nuevos sedimentos se depositan en los alrededores de estos bordes, resultando en un depocentro más estrecho que su predecesor (Hudec et al., 2009).

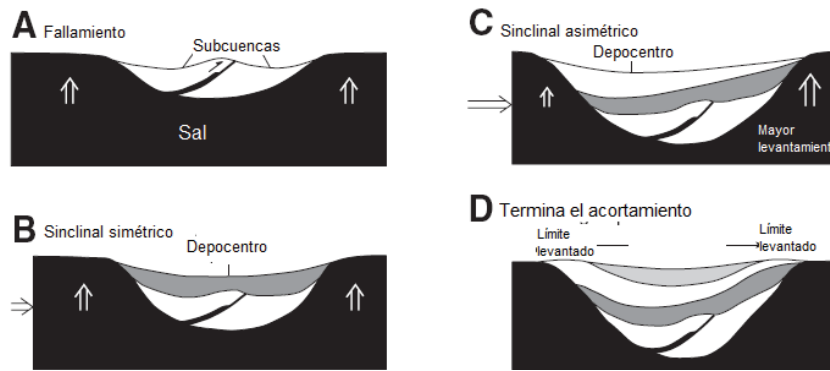


Figura 4.7. Secciones esquemáticas transversales de respuesta batimétrica a diferentes estilos de acortamiento (Modificado de Hudec et al., 2009).

Cuando el acortamiento ha finalizado, el sistema se reajusta al equilibrio; si el espesor de la minicuenca es suficiente durante el acortamiento, entonces ésta continuará subsidiendo por el mecanismo de diferencia de densidades. En el caso de que la minicuenca es muy delgada y ligera para presentar subsidencia gravitacional, entonces dejará de hundirse, pudiendo llegar a presentar un relieve positivo invirtiendo la flexión batimétrica; el relieve positivo sobre el centro de la minicuenca indica que este mecanismo de subsidencia inicial ha dejado de operar.

### 4.2.3. Caída extensional diapíricas

Gracias a la interpretación de secciones sísmicas, se sabe que el acortamiento de la sal alrededor de las minicuevas puede generar un aumento en el volumen de la masa diapírica, por lo que, una minicuenca que se encuentra “flotando” puede hundirse y convertirse en una depresión batimétrica. De tal manera, cuando ocurre extensión regional, puede generar el efecto contrario: los diapiros cerca de una minicuenca son alargados, obligándolos a subsidiar, dejando la minicuenca como un relieve positivo. La tendencia para subsidiar de los diapiros adyacentes a la minicuenca durante la extensión, sugiere que no favorecen la formación de ésta, sin embargo, la extensión puede formar minicuevas por encima de los diapiros subsidentes (Vendeville y Jackson, 1992).

Mientras que las paredes del diapiro se separan durante la extensión, la cresta desciende si el suministro de sal se termina. Una caída extensional requiere del alargamiento de toda la estructura salina y no sólo la separación por encima de ésta; en estos casos el colapso del diapiro extensional forma una minicuenca por encima de la sal, sin importar la densidad de cualquier estrato sedimentario presente. Las características que permiten reconocer una caída extensional diapírica (Vendeville y Jackson, 1992), son principalmente las siguientes:

- 1) Se localiza en una provincia donde existe deformación con extensión.
- 2) Existen fallas extensionales que se encuentran a lo largo de la estructura salina.
- 3) Se forman acuñamientos residuales de sal en los flancos de la minicuenca.
- 4) La ocurrencia de minicuevas es por encima de pendientes en la base de sal alóctona.

La figura 4.8 muestra un esquema de secciones transversales en las que se observa la formación de una minicuenca por caída extensional de un diapiro. Cuando un diapiro se ensancha disminuye la cresta si el suministro de nueva sal proveniente de la fuente es más lento que el del volumen del diapiro (Hudec et al., 1995).

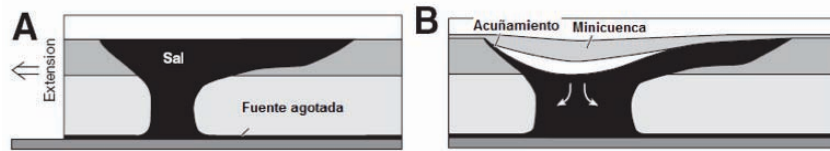


Figura 4.8. Esquema de la formación de una minicuenca por caída extensional de un diapiro (Modificado de Hudec et al., 2009).

#### 4.2.4. Abatimiento de la topografía Salina

Mientras surge el emplazamiento de un estrato de sal alóctona, el flujo vertical de la sal forma un relieve positivo en la superficie, el cual, es creado por la presión dinámica de la sal en movimiento que se comporta como una fuente viscosa y se esparce por densidad llevándola hacia zonas de menor oposición. La masa salina sobresaliente minimiza la depositación de sedimentos encima de este estrato, sin embargo, una vez que el flujo de sal cesa, el relieve salino rápidamente se abate debido a esparcimiento por diferencia de densidades. Entonces la sal fluye hasta encontrarse en su más estable forma: un estrato amplio, delgado y estrecho (Talbot, 1998).

La masa de sal se mueve debido a la pendiente permitiendo que exista una depresión y que nuevos sedimentos se coloquen por encima de ésta. El depósito de sedimentos en la minicuenca aumentará la subsidencia sin importar la densidad de éstos. Debido a que el proceso requiere de una pendiente considerable, éste ocurrirá en conjunto con la modificación de la topografía a causa de la carga sedimentaria. La figura 4.9 muestra un esquema, de como el abatimiento de la topografía salina por encima de un estrato salino inicia la formación de una minicuenca. En el apartado (A) se aprecia que durante el flujo ascendente de la sal, se tiene un soporte dinámico desde la fuente, el cual mantiene la parte superior del cuerpo salino por encima de la superficie de los sedimentos regionales; en la sección (B), después de que el suministro de sal se termina, la topografía de sal se abate por esparcimiento gravitacional y en el apartado (C), los sedimentos pueden rellenar esta minicuenca, amplificando la subsidencia (Hudec et. al. 2009).

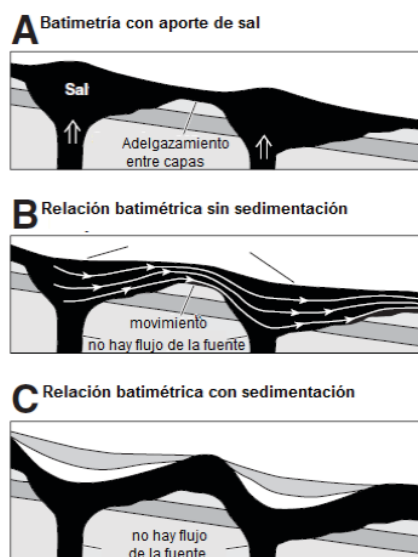


Figura 4.9. Esquema de la formación de una minicuenca a partir del abatimiento de la topografía salina por encima de un estrato salino (Modificado de Hudec et al., 2009).

Para un canopie compuesto por la coalición de dos o más diapiros, la batimetría es más compleja que para un sólo horizonte de sal, después de que el ascenso de la sal termina, ésta fluye pendiente abajo dentro del canopie. El flujo de la sal es mayor en las áreas más gruesas, donde el hundimiento de ésta es proporcionalmente menor. Las áreas más delgadas actúan como puntos de restricción para el flujo de la sal, causando el engrosamiento de éstas. Como resultado se crean depresiones en las áreas más gruesas y relieves positivos en las áreas más delgadas.

La figura 4.10 muestra cómo el abatimiento de la topografía salina por encima de un canopie crea depresiones, permitiendo la formación de minicuevas. En el apartado (A), durante el flujo ascendente de la sal, un soporte dinámico desde la fuente, mantiene la parte superior del cuerpo salino por encima de la superficie de los sedimentos regionales; en el apartado (B), después de que el suministro de sal se termina, la topografía de sal se abate por esparcimiento gravitacional. La sal fluye cuesta abajo hasta formar una configuración estable gravitacionalmente hablando. El flujo volumétrico de sal es más rápido donde la sal es más gruesa y viceversa. por último en la sección (C), los sedimentos pueden rellenar estas minicuevas, amplificando el hundimiento (Hudec et al., 2009).

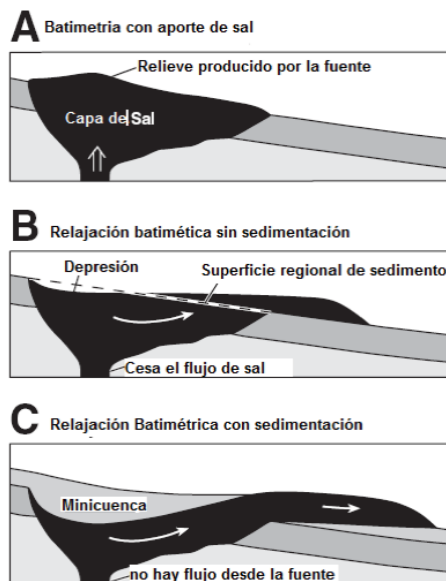


Figura 4.10. Esquemas de formación de minicuevas por abatimiento de la topografía salina (depresiones), (modificado de Hudec et. al., 2009).

Los sedimentos tienden a formar sinclinales con marcados depocentros (minicuevas). Los Sinclinales con base en estructuras salinas son importantes para el reconocimiento del abatimiento de la topografía salina, pudiendo indicar caída extensional diapírica (Venegas-Mora R., 2010).

#### 4.2.5. Modificación de la topografía debido a la carga sedimentaria

La modificación de la topografía debido a la carga sedimentaria fue primeramente propuesta por Rettger, 1935. Jackson y Talbot (1986), aplicaron este concepto a la tectónica salina, destacando que la carga sedimentaria puede llevar a la subsidencia de minicuevas, inclusive sin la existencia de una inversión de densidades.

Los relieves positivos en la superficie del sedimento pueden proveer cierta carga diferencial provocando subsidencia en las minicuevas. La yuxtaposición lateral del sedimento y agua o aire, con grandes diferencias de densidades provee una enorme fuerza que impulsa el movimiento de la sal. Comúnmente se reconocen dos tipos de modificaciones por carga sedimentaria:

- 1) En primer lugar los sedimentos se depositan en un extremo del cuerpo salino, permitiendo que esta sección sedimentaria se hunda en la sal (figura 4.11), formando una minicueva. Este proceso puede combinarse con el abatimiento de la topografía salina.
- 2) Un sistema de transporte de sedimentos crea un relieve positivo, el cual se engrosará y compactará, eventualmente se alcanza un punto en el cual el efecto de subsidencia por diferencia de densidades tendrá efecto.

En una minicueva cuya topografía se modifica a causa de la carga sedimentaria, la batimetría esta en función del índice de subsidencia, aporte sedimentario y geometría del sistema de transporte de éste. Eventualmente, la minicueva crece y se compacta al grado en que la subsidencia por diferencia de densidades se vuelve posible. Los aspectos más característicos en una minicueva formada por la modificación de la topografía debido a la carga sedimentaria son que se localizan en una pendiente continental y que durante su formación tuvieron diferentes depocentros (Venegas-Mora R., 2010).

En la figura 4.11 se tienen 4 secciones esquemáticas transversales que muestran el mecanismo de formación de minicuevas a causa de la carga sedimentaria. En el apartado (A), se muestran a los sedimentos que se depositan encima de un cuerpo salino, los cuales contienen aire y agua, y por lo tanto menos densos; en (B) se muestra como la carga sedimentaria empieza a subsidir creando espacio para más sedimento; en el apartado (C), la sal expulsada debido al hundimiento permite la formación de la minicueva y por ultimo la sección (D), muestra como el proceso continúa hasta que la carga sedimentaria alcanza la base del cuerpo salino (Hudec et al., 2009).

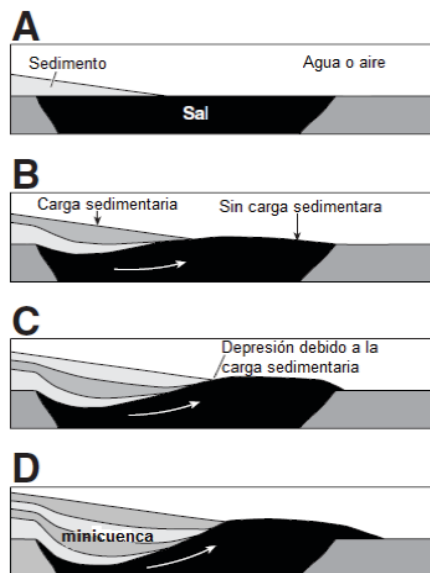


Figura 4.11. Secciones esquemáticas transversales que muestran el mecanismo de formación de minicuevas a causa de la carga sedimentaria (Modificado de Hudec et al., 2009).

#### 4.2.6. Deformación salina

De acuerdo con Los modelos de fallamiento normal subsalino de Vendeville et al, 1995, se sabe que la deformación subsalina puede modificar la cima del cuerpo salino si éste es delgado o si la deformación es más rápida que el índice de flujo salino. Las depresiones producidas por la deformación subsalina pueden ser rellenadas con sedimento iniciando así el desarrollo de minicuevas. Posteriormente a la deformación subsalina termina, la minicueva podría invertirse si el promedio de densidades del relleno es menor que el de la sal, aunque otra posibilidad es que la minicueva continúe subsidiando si la densidad promedio excede la de la sal. Este tipo de minicuevas son comunes sobre sal autóctona en terrenos fallados desde el basamento, sin embargo, algunas de las minicuevas en el Golfo de México sobreyacen a sinclinales subsalinos, sugiriendo que el movimiento del estrato salino los provocó.

La batimetría por encima de la estructura subsalina depende principalmente del índice de deformación subsalina y del espesor del estrato salino (Vendeville et al, 1995). Una lenta deformación por debajo de un estrato delgado salino producirá un relieve en la cima de la sal, ya que el flujo de esta cuenta con el tiempo necesario para ajustarse a la deformación. Por otra parte, si se presenta una rápida deformación o una capa muy delgada de sal, se generarán mecánicamente un par de estructuras subsalinas (Venegas-Mora R., 2010).

La figura 4.12 muestra secciones transversales de la formación de minicuevas a causa de deformación subsalina. En (A) se muestra una minicueva por encima de una falla normal subsalina y en (B) una minicueva por encima de sinclinales subsalinos. Cabe mencionar que si la deformación subsalina crea una depresión estructural más rápido de lo que puede fluir dentro de ésta, por lo que se forma una depresión batimétrica; la insipiente minicueva se amplificará con la carga de sedimentos que recibe posteriormente (Hudec et al., 2009).

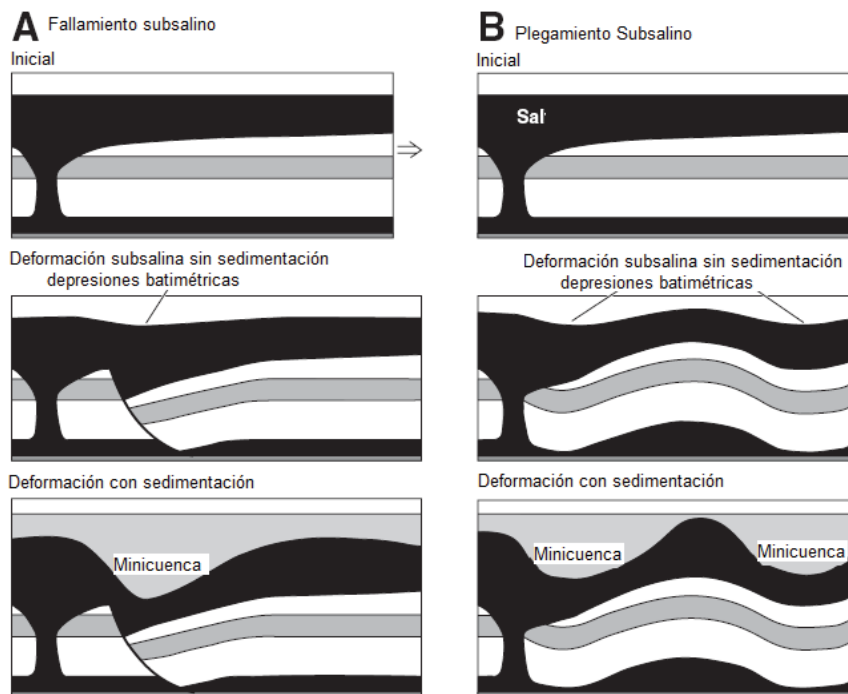


Figura 4.12. Secciones transversales de la formación de minicuevas a causa de deformación subsalina (Modificado de Hudec et al., 2009).

### 4.3. Secuencias Halocinéticas

La exploración sísmica permite determinar la forma y disposición de las diferentes unidades litológicas que se encuentran a profundidad, mediante la detección de ondas acústicas, producidas por una fuente artificial, propagadas a través del subsuelo, que se detectan en la superficie tras reflejarse o refractarse usando sensores (geófonos). Existen programas que permiten la representación gráfica de la información recolectada para así obtener imágenes en dos o tres dimensiones, para finalmente realizar una interpretación de los cuerpos porosos almacenadores de hidrocarburos y de los cuerpos adyacentes que puedan construir los sellos de los yacimientos de aceite y/o gas. A continuación se muestran imágenes de secuencias halocinéticas en dos dimensiones, en los que se aprecian diferentes minicuecas y se enuncian sus características:

En la figura 4.13 se muestran dos ejemplos de patrones de relleno en una minicuenca, se observa que la traza del depocentro conecta la parte más gruesa de cada paquete sedimentario. En el apartado (A) los depocentros se encuentran apilados por encima de la parte más gruesa de la minicuenca, donde la subsidencia se debió a la diferencia de densidades entre la sal y el sedimento. En el apartado (B) se puede observar la secuencia de migración temporal del depocentro, sugiriendo que la subsistencia fue controlada por otro mecanismo (Hudec et al., 2009).

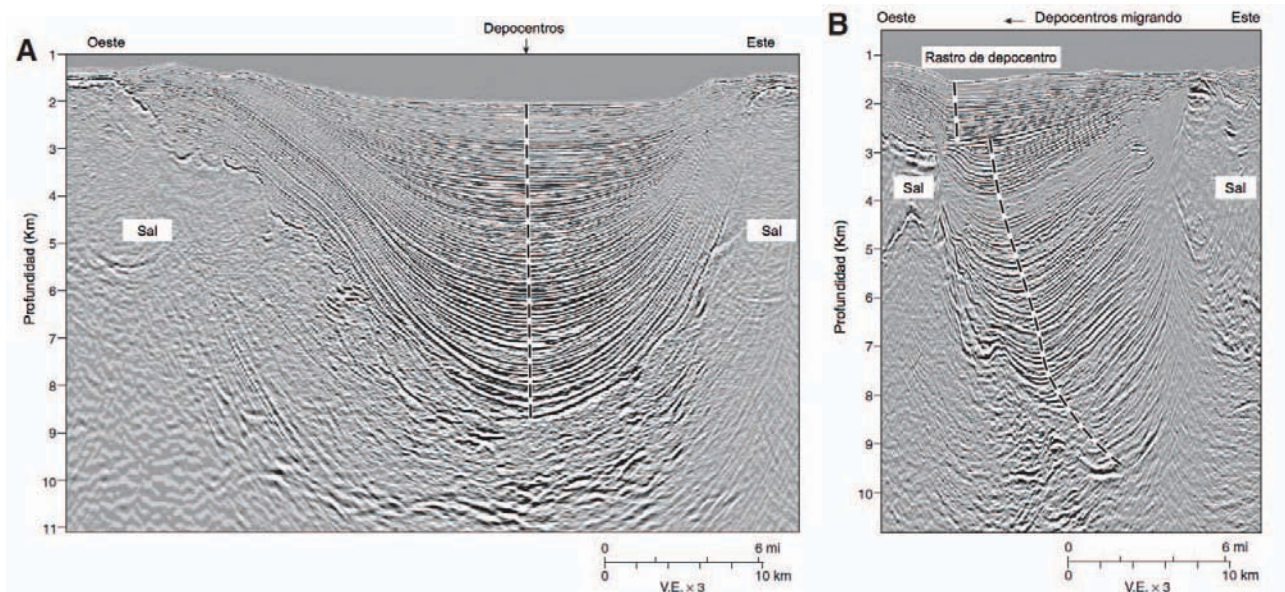


Figura 4.13. Ejemplos de patrones de relleno en una minicuenca (Modificado de Hudec et al., 2009).



La figura 4.14 muestra secciones sísmicas de minicuevas con bordes levantados. En la figura (A) se observa como el ancho del borde va disminuyendo su grosor suavemente hacia afuera, por el contrario en la figura (B) se adelgaza bruscamente (Hudec et al., 2009).

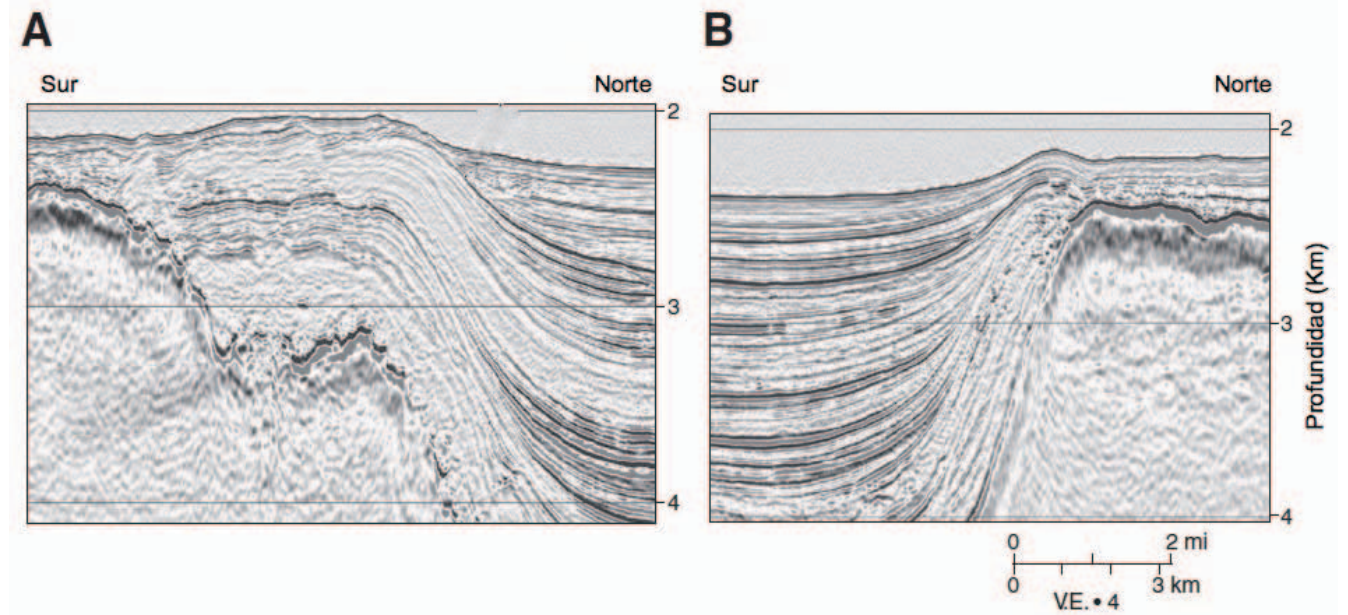


Figura 4.14. Secciones sísmicas que muestran minicuevas con bordes levantados (Modificado de Hudec et al., 2009).

En la figura 4.15 se muestran secciones sísmicas que muestran cambios abruptos en los depocentros de las minicuevas. En ambas imágenes A y B, los depocentros (flechas dobles) cambian abruptamente, lejos de la parte más gruesa de la minicueva (Hudec et al., 2009).

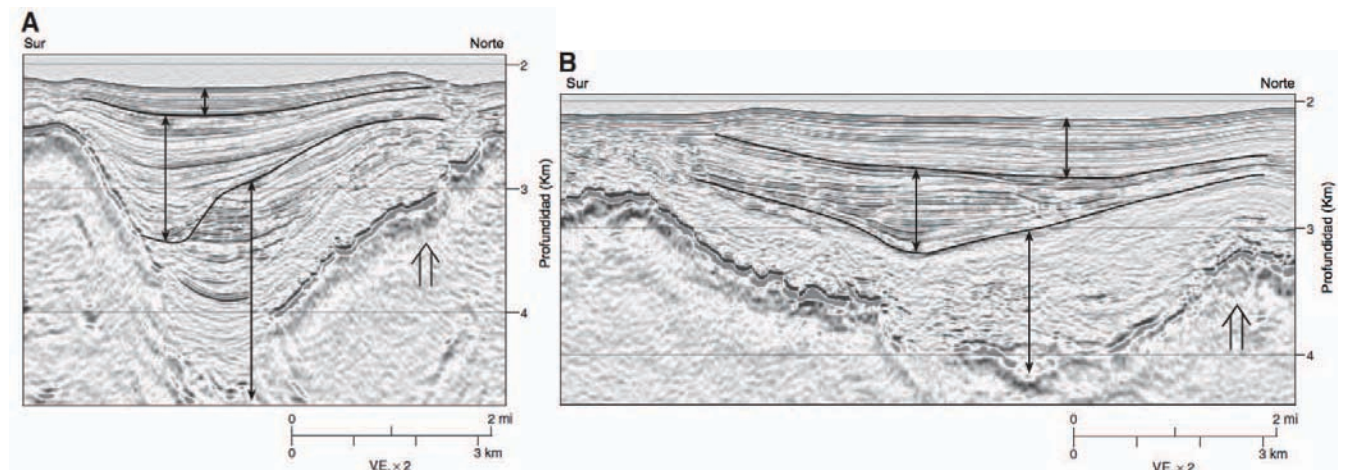


Figura 4.15 Secciones sísmicas que muestran con cambios abruptos en los depocentros ( Modificado de Hudec et al., 2009).

Las minicuenas raramente llegan a presentar fallas, puesto que como se ha mencionado, el sedimento posee mayor dureza que la sal alrededor de esta, por lo que se esperaría que la sal absorba la mayor cantidad de esfuerzo, sin embargo, en la figura 4.16 se muestran secciones sísmicas que tienen fallas inversas y que aunque el origen de estas fallas sea poco entendido, da evidencias de que ocurrió un acortamiento, de igual manera los anticlinales asimétricos en las figuras indican que hubo acción asociada a esfuerzos compresivos (Venegas-Mora R., 2010).

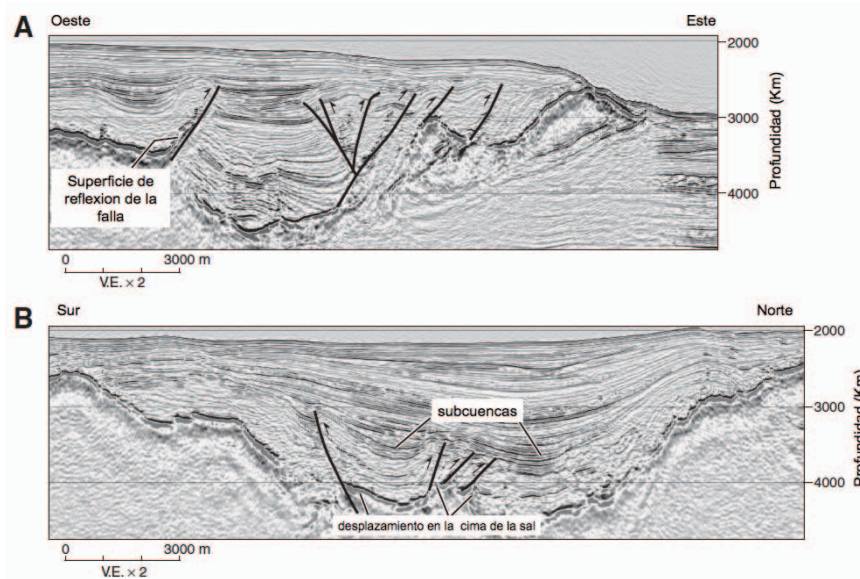


Figura 4.16. Secciones sísmicas que muestran fallas inversas en las minicuenas (Modificado de Hudec et al., 2009).

La figura 4.17 muestra secciones sísmicas de minicuenas invertidas. En ambos ejemplos las minicuenas son tan delgadas y poco compactadas, por lo que no pueden hundirse por densidad. La subsidencia previa fue probablemente causada por acortamiento (Hudec et al., 2009).

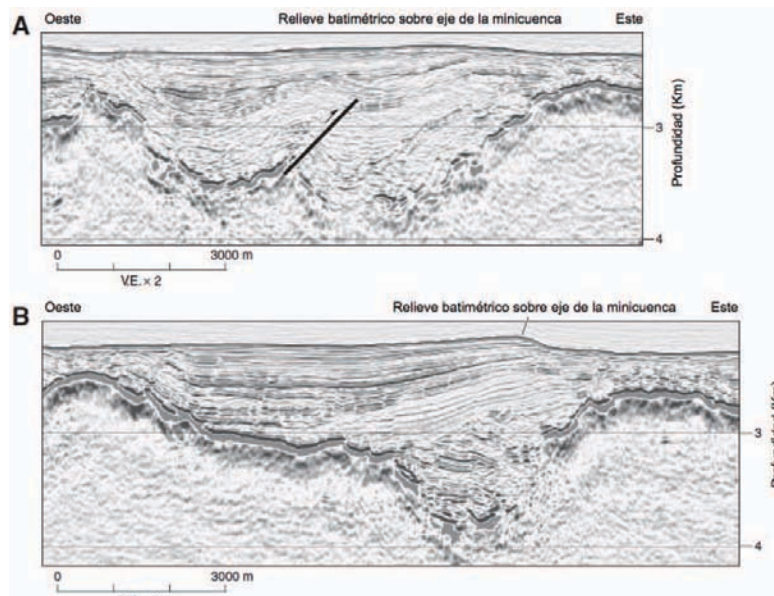


Figura 4.17. Secciones sísmicas de minicuenas invertidas (Modificado de Hudec et al., 2009).

Con ayuda de las herramientas de cómputo y con las nuevas técnicas de exploración, se pueden obtener imágenes en 3d que nos facilitan la exploración y explotación de los hidrocarburos. En la figura 4.18 se muestra una imagen batimétrica del domo salino de Sigsbee en el área marina de Brownsville, en Texas, está proyectada con dirección al este, hacia Nueva Orleans. El límite, pendiente abajo, de este domo salino se conoce como Escarpe de Sigsbee. La sal alóctona y su techo sedimentario delgado están avanzando hacia el sur por medio de las fallas inversas existentes en la base del escarpe. La superficie superior del manto salino se encuentra con numerosas depresiones que corresponden con minicuevas que se hunden en la sal (Dribus et al, 2008).

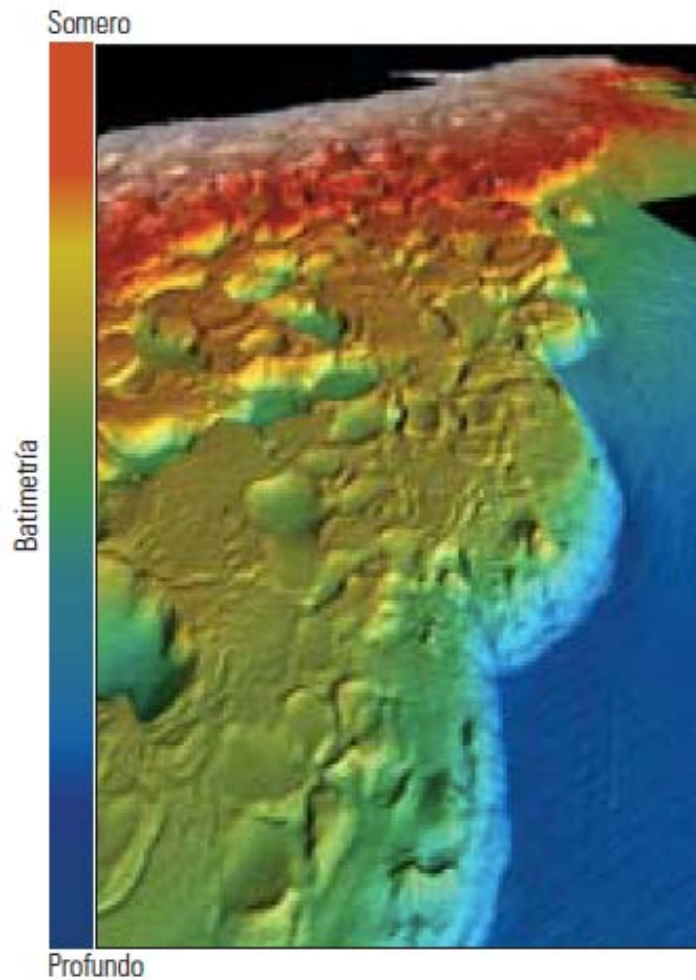


Figura 4.18. Imagen batimétrica del domo salino de Sigsbee, Texas, asociado a otras estructuras salinas que en conjunto constituyen minicuevas (tomada de Dribus et al, 2008).

## 5. Ejemplos de yacimientos en minicuenas y en estructuras salinas

En este capítulo se darán ejemplos de yacimientos petroleros relacionados a tectónica salina y a minicuenas en México y en el mundo.

### 5.1. Ejemplos de México.

En la industria del petróleo la generación de valor inicia con las actividades de exploración, en donde los principales productos son la cuantificación de los recursos prospectivos petroleros del país y la incorporación de reservas (Escalera- Alcocer, J.A. 2010). Gracias a las actividades de exploración, se cuenta con información de los campos y cuencas que presentaron actividad de tectónica salina, generando muchas de las estructuras salinas ya mencionadas, e inclusive minicuenas. En este apartado se mencionan yacimientos petroleros relacionados a estructuras salinas y a minicuenas, contenidos dentro de las Provincia Petrolera del Sureste y en el Golfo México Profundo (Figura 5.1).

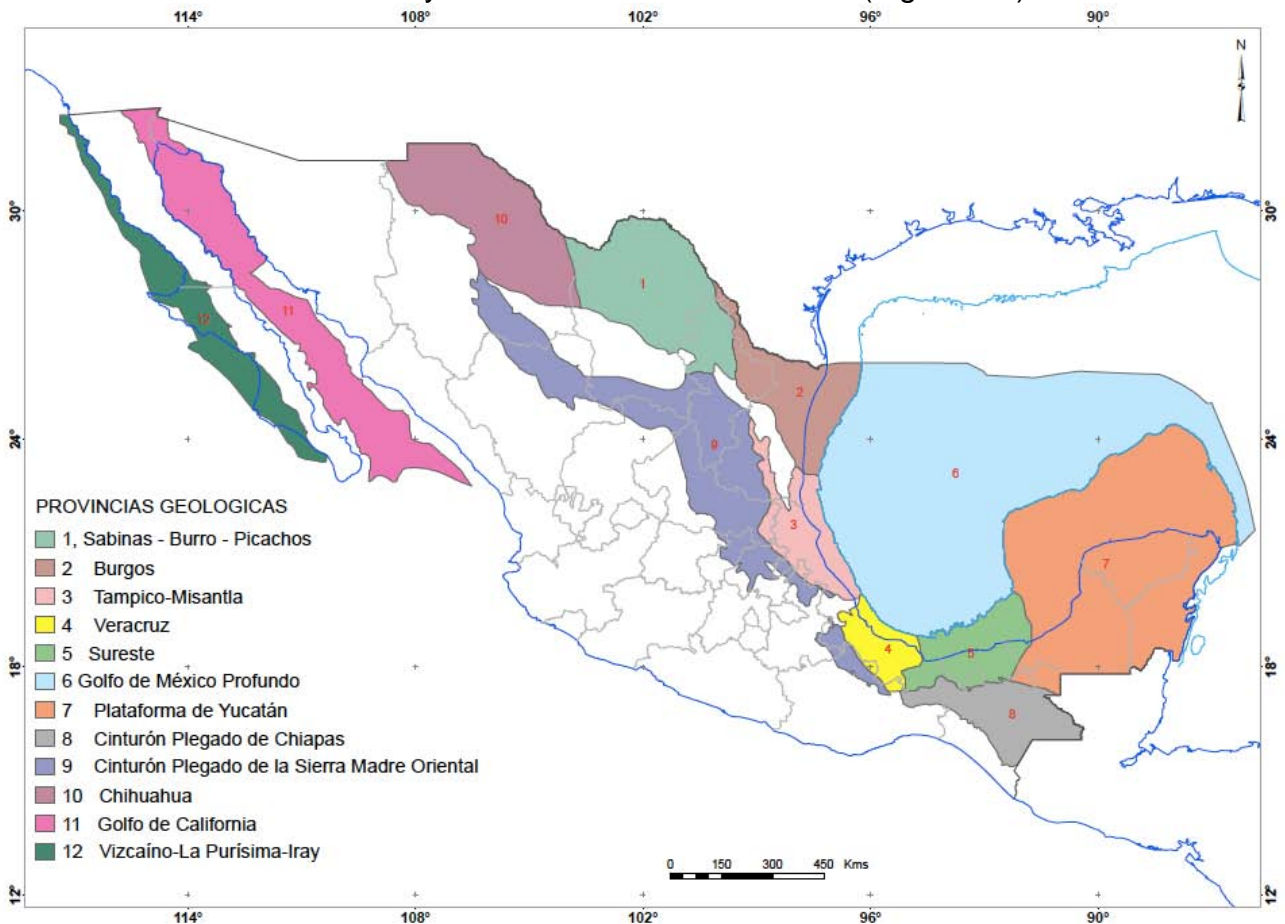


Figura 5.1. Provincias petroleras (tomado de Escalera- Alcocer, J.A. 2010).

La Provincia Petrolera del Sureste está localizada en la Planicie Costera del Golfo de México y la Plataforma Continental del sureste de México. Es la provincia petrolera más prolífica de aceite y gas del país, que incluye una porción terrestre y otra marina. La terrestre abarca el sur del estado de Veracruz, el norte del estado de Chiapas, casi todo el estado de Tabasco y el extremo sur-occidental del Estado de Campeche; la marina ocupa parte de la zona económica exclusiva en el Golfo de México, desde la isóbata de 500 m hasta la línea de

costa. La provincia limita al sur con el Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas, al oriente con la Plataforma de Yucatán, al occidente con el Complejo Volcánico de los Tuxtlas y la porción sur de la Cuenca de Veracruz y al norte con la extensión en aguas profundas de la Provincia Salina del Istmo, la Provincia Petrolera Sureste se subdivide en tres provincias geológicas con características bien definidas (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana), (Provincia Petrolera Sureste, PEMEX, 2013), (figura 5.2).

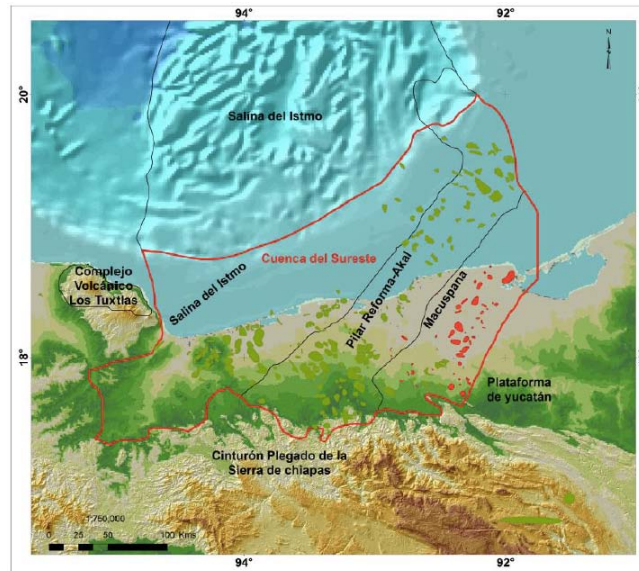


Figura 5.2. Ubicación de la Provincia Petrolera del Sureste (Tomado de Provincia Petrolera Sureste, PEMEX, 2013).

La Provincia Petrolera Golfo de México Profundo (PPGMP) corresponde a la porción central del Golfo, limitada por la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva de México en el Golfo de México. La Provincia se subdivide en seis provincias con características geológicas distintivas (Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado de Catemaco, Salina del Istmo y Abisal del Golfo de México ), (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, PEMEX, 2013), (Figura 5.3).

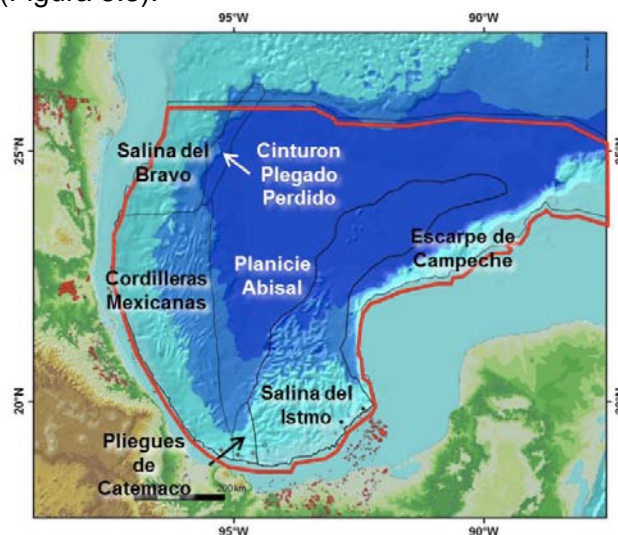


Figura 5.3. Ubicación de la Provincia Petrolera Golfo de México Profundo (Tomado de Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, PEMEX, 2013).

La provincia Salina del Istmo (Área continental), corresponde a la porción sur de la Provincia Salina del Istmo, abarca desde el frente de la Sierra de Chiapas en el sur hasta la isóbata de 500 m al norte, limitando al oeste con la Cuenca de Veracruz y al este con el Pilar Reforma-Akal (Fig. 5.4). Esta provincia incluye en su porción sureste a la sub-cuenca de Comalcalco, por su origen asociada a la carga de sedimentos y evacuación de sal. Caracterizada estructuralmente por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de cuencas por evacuación de sal (Comalcalco) y minicuenas entre cuerpos salinos. Las rocas mesozoicas y paleógenas están estructuradas ya sea por plegamiento y fallamiento con dirección noreste-suroeste y echado hacia el noroeste o por rotación de capas en los pedestales de los diapiros salinos; en el Terciario se presentan estructuras dómicas asociadas a masas salinas, fallas lístricas con inclinación al noroeste que afectan hasta el Mesozoico y fallas lístricas contra-regionales con inclinación al sureste (Provincia Petrolera Sureste, PEMEX, 2013).

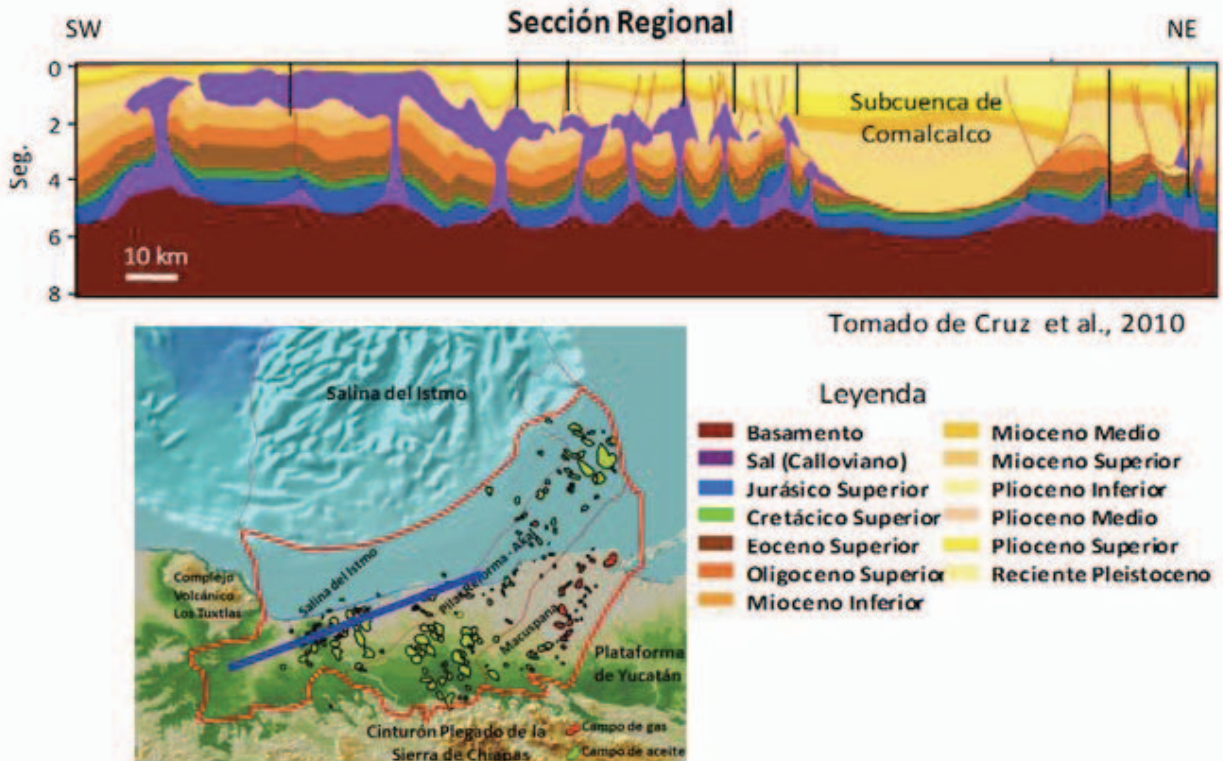


Figura 5.4. Ubicación y sección estructural tipo de la Provincia Salina del Istmo (Terrestre), (Tomado de Provincia Petrolera Sureste, PEMEX, 2013).

Salina del Istmo (Porción Marina), es la extensión hacia aguas profundas de la Provincia Salina del Istmo y se distribuye desde la isóbata de 500 m hasta la planicie abisal, es la contraparte sur de la Provincia Geológica Salina del Bravo (Figura 5.5). Se caracteriza por presentar diferentes estilos de tectónica salina, que en una dirección sur-sureste a norte-noroeste, evoluciona de diapiros comprimidos, algunos colapsados, que están conectados con la sal madre por su origen asociado a procesos de "downbuilding" y formación de minicuenas, a geometrías de toldos de sal alóctona emplazados cerca del fondo marino y estructuras contraccionales con inflación de sal. Estas estructuras corresponden al acomodo de la extensión gravitacional del Plioceno-Pleistoceno, presente en la Provincia Petrolera Sureste como un sistema ligado. Estas fases tectónicas generaron una estructuración continua, al menos, desde el Mioceno al Reciente, con la creación de un número considerable de oportunidades exploratorias asociadas a trampas combinadas y estructurales para el Terciario y Mesozoico. Se considera los hidrocarburos podrían estar atrapados en calizas mesozoicas fracturadas y areniscas turbidíticas terciarias de complejos de canales y abanicos submarinos depositados sobre límites de secuencia principalmente como sistemas de nivel bajo cuya distribución estuvo influenciada por la tectónica salina concentrando areniscas en minicuenas (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, PEMEX, 2013).

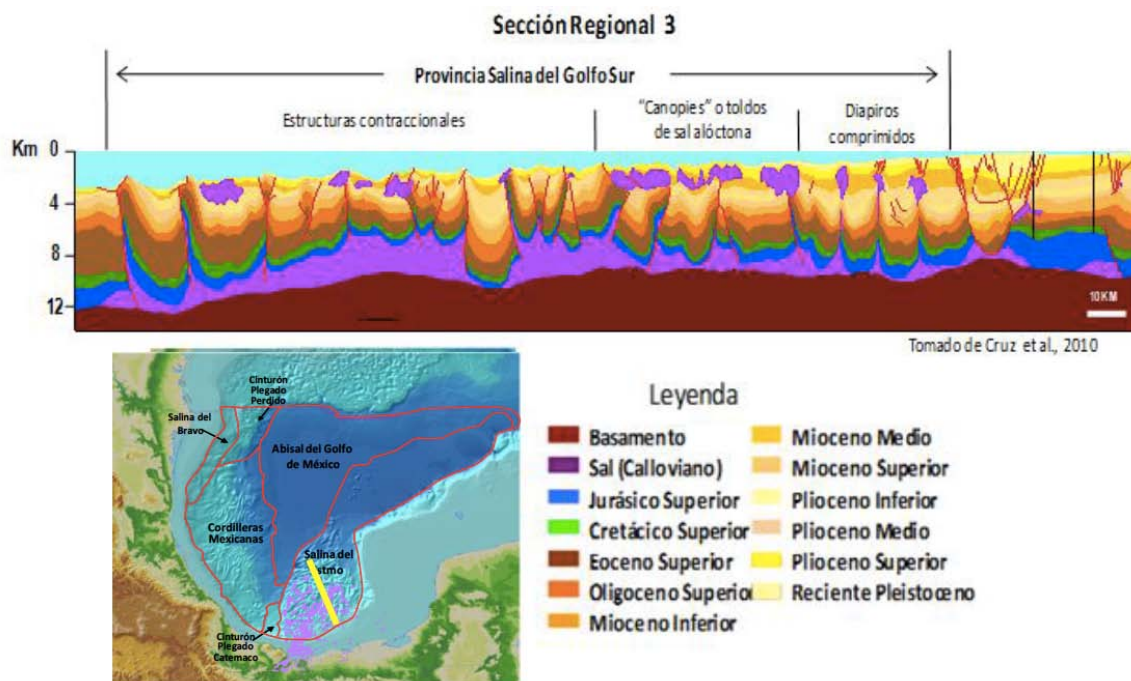


Figura 5.5. Ubicación y sección estructural tipo de la Provincia Salina del Istmo (Marina), (Tomado de Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, PEMEX, 2013).

## 5.1.1. Ejemplos en la Provincia del Sureste

### 5.1.1.1. Amoca

De acuerdo a *Las reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2004*, el pozo descubridor Amoca-1 se perforó en aguas territoriales del Golfo de México, alcanzando una profundidad de 4,000 metros verticales y resultando productor de aceite ligero. El objetivo fue evaluar el potencial de las rocas siliciclásticas del Cenozoico que producen en el campo terrestre Cinco Presidentes. En la figura 5.6 se muestra la localización del campo Amoca, en aguas territoriales del Golfo de México, frente a las costas del Estado de Tabasco



Figura 5.6. Ubicación del campo Amoca (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2004).

## Características geológicas.

La estructura corresponde a una minicuenca que se encuentra afectada por la intrusión de dos cuerpos salinos de grandes dimensiones, con una orientación preferencial Noroeste-Sureste, los que generaron una serie de fallas normales que afectan los diferentes niveles estratigráficos del cenozoico, dividiendo el campo en varios bloques. En la sección sísmica mostrada en la figura 5.7, se puede observar que el yacimiento se encuentra en una minicuenca, presentando a cada flanco estructuras salinas y acuíñamientos (Venegas-Mora R., 2010; Las reservas de hidrocarburos de México ,PEMEX, 2004).

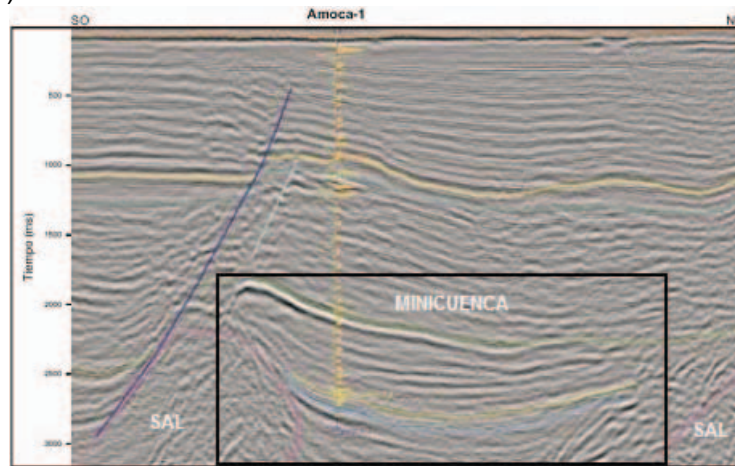


Figura 5.7. Sección sísmica de Amoca-1 (Modificado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2004).

## Estratigrafía

La columna geológica atravesada por el pozo descubridor Amoca-1 va del Plioceno al Reciente. La zona productora comprende cuerpos alternantes de areniscas y lutitas compactas, ligeramente calcáreas de edad Plioceno Superior e Inferior. La roca almacén está constituida por areniscas de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca de color gris claro, de grano medio a grueso, subredondeados y mal seleccionados. Los ambientes sedimentarios en que se depositaron los paquetes arenosos, corresponden a lóbulos de canal y barras transgresivas asociadas a un frente deltáico (Figura 5.8), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004).

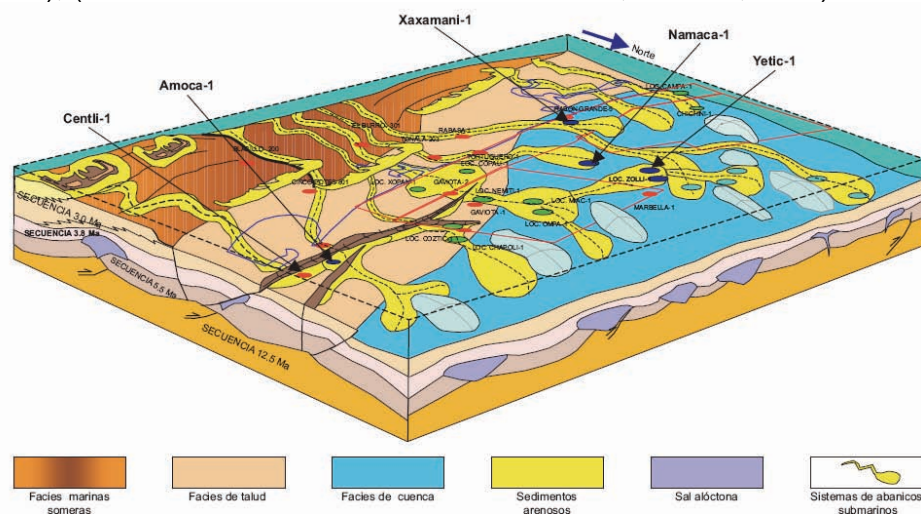


Figura 5.8. Modelo sedimentario del Plioceno Inferior-Medio (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2004).



## Sistema petrolero.

El intervalo productor más profundo corresponde a areniscas productoras del Play Cinco Presidentes que se acuñan contra la sal, afectadas por dos fallas normales paralelas entre sí, orientadas ligeramente hacia el Este-Oeste. Las fallas segmentan al campo en tres bloques, de los cuales el central es el más alto; el pozo Amoca-1 se ubica en el bloque bajo del Norte a profundidades de aproximadamente tres mil metros. La estructura se profundiza hacia el Noreste hasta alcanzar cotas de 3,850 m., mientras que en la porción Norte y Sur la estructura se profundiza hasta los 4,000 m. Las areniscas productoras más someras son genéticamente equivalentes a las areniscas productoras del Play Orca identificadas en el campo Cinco Presidentes. La principal roca generadora es de edad Jurásico Superior Tithoniano, la cual se conforma de materia orgánica en lutitas bituminosas de color negro y calizas arcillosas, de color gris oscuro con abundante materia orgánica, con distribución regional amplia y espesor mayor de 250 metros. El sello está constituido por lutitas equivalentes a la formación Concepción Superior. Adicionalmente, se tiene como sello las lutitas que se encuentran interestratificadas entre los cuerpos de arenas productoras. Los yacimientos están constituidos por areniscas de cuarzo, cuya porosidad varía de 18 a 27 por ciento y saturación de agua de 20 a 31 por ciento, en promedio. A partir de registros geofísicos de pozo se determinaron los intervalos productores de aceite y gas, donde se efectuaron pruebas de producción observándose producciones de aceite de 645 a 2,393 barriles por día, y de 0.25 a 1.2 millones de pies cúbicos de gas por día (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004).

## Reservas.

El volumen original 3P de aceite es 347.7 millones de barriles, en tanto las reservas originales de petróleo crudo equivalente 1P, 2P y 3P estimadas son de 29.2, 34.8 y 75.6 millones de barriles, respectivamente (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004).

### 5.1.1.2. Campo Rabasa

El campo Rabasa se ubica en el municipio de Agua Dulce, Veracruz (Figura 5.9), localizado a 25.4 kilómetros al Sureste de la ciudad de Coatzacoalcos, Ver., pertenece al Activo Integral Cinco Presidentes. El pozo descubridor fue el Rabasa-101 que resultó productor de aceite en sedimentos del Mioceno Inferior y Mioceno Medio (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).



Figura 5.9. Localización del pozo Rabasa-101 (Tomado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

## Características geológicas.

La estructura en la que se encuentran los yacimientos es un anticlinal afallado, truncada por cuerpos de sal hacia el Noreste y Suroeste, con echado general hacia el Occidente. Los yacimientos en el Mioceno Medio se encuentran afectados por una tectónica compresiva, que originó una zona de plegamiento hacia el Sureste y están afectados por dos fallas que limitan la estructura en esta dirección. En la sección sísmica de la figura 5.10 se puede observar la presencia de un canopie que se extiende a lo largo de todo el campo, además de un cuerpo salino que deformó el paquete sedimentario, acuñándolo en el flanco derecho. En el sector superior izquierdo se tiene la presencia de una minicuenca (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

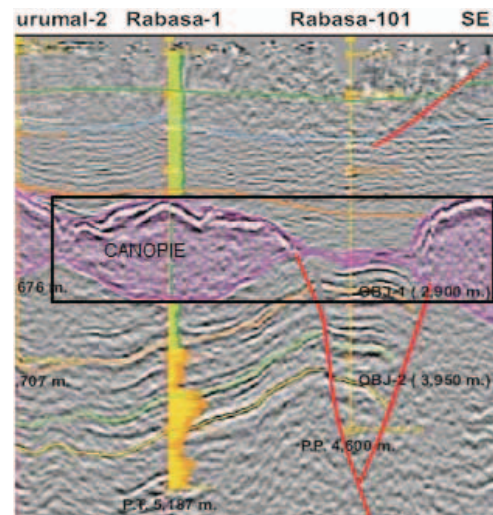


Figura 5.10. Sección sísmica del yacimiento Rabasa (Tomado de Venegas-Mora R., 2010).

El modelo sedimentario corresponde a depósitos de turbiditas que constituyen grandes paquetes de areniscas con delgadas intercalaciones de lutitas. La distribución es en el sentido del aporte, cuya dirección es de Sureste a Noroeste. Los depósitos finalmente forman un sistema complejo de canales y abanicos en el talud y piso de la cuenca, donde los cuerpos arenosos alcanzan el mayor espesor (Figura 5.11), (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

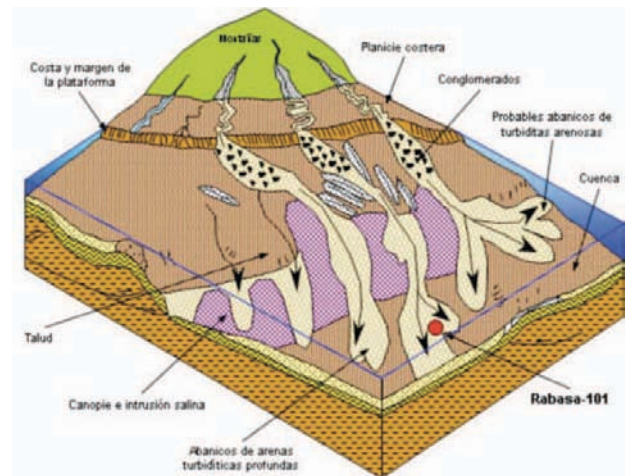


Figura 5.11. Modelo sedimentario establecido para el área del campo (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México* PEMEX, 2009).

## Sistema Petrolero.

La trampa corresponde a una estructura anticlinal con orientación Suroeste-Noreste y cierre en sus dos extremos. A nivel de los dos yacimientos, la estructura tiene cierre en sus flancos Norte y Sur, mientras que hacia el Oriente y Occidente presenta cierre contra la sal. Estos yacimientos se encuentran separados debido al fallamiento existente en esta zona; en ambos casos y aunque las trampas son de tipo combinado, la componente estratigráfica es el factor dominante que define los límites del yacimiento. La roca almacén está constituida por areniscas con líticos de cuarzo, fragmentos de roca, feldespatos y micas; el tamaño de grano

varía de medio a grueso y en ocasiones es conglomerática. El cementante es arcillo calcáreo, la clasificación es pobre a moderada y está poco consolidada; corresponde a un sistema de depósito de turbiditas que fueron deformadas por intrusiones salinas. La calidad y características de la roca almacén dependen de la morfología y distribución de los canales y abanicos. En esta cuenca, la roca generadora de hidrocarburos corresponde a sedimentos arcillo-calcáreos de edad Jurásico Superior Tithoniano. La calidad de la materia orgánica presente en el Tithoniano corresponde al Tipo II, presenta un estado de madurez avanzado, determinado mediante estudios geoquímicos de biomarcadores. La roca sello para esta zona son las lutitas del Mioceno Inferior que se encuentran intercaladas en la secuencia sedimentaria. Asimismo, se considera la presencia de un sello superior constituido por anhidrita hacia el Noreste del yacimiento. Los yacimientos están constituidos por areniscas de cuarzo, fragmentos de roca, feldespatos y micas. Las características petrofísicas muestran que las resistividades generalmente son bajas, en un rango de 2 a 4 ohms-metro con algunas variaciones de 20 ohms-metro. La porosidad varía desde 19 a 28 por ciento y la saturación de agua de 19 a 50 por ciento. El pozo terminado a nivel Mioceno Inferior, tuvo una producción inicial promedio diaria de 1,867 barriles de aceite de 27 grados API y 1.2 millones de pies cúbicos por día de gas (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

## Reservas.

El volumen original 3P de aceite es de 123.0 millones de barriles, en tanto las reservas originales 1P, 2P y 3P estimadas son de 3.7, 15.9 y 28.3 millones de barriles de petróleo crudo, respectivamente, las cuales agregando el gas asociado ascienden a 4.2, 18.3, y 32.6 MMBPCE, respectivamente (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

### 5.1.1.3. Campo Nelash

El campo se encuentra localizado a 6 kilómetros al Norte del poblado Francisco Rueda, municipio de Huimanguillo, Tabasco (Figura 5.12). El pozo descubridor fue el Nelash-1, el que se perforó a una profundidad de 4,803 metros con el objetivo de probar los desarrollos de areniscas del Plioceno Inferior, en condiciones y características similares a las productoras del pozo Tiumut-1 (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2007).



Figura 5.12. Ubicación del pozo Nelash-1 (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2007).

## Características geológicas.

El campo forma parte de una estructura homoclinal, segmentado por dos fallas normales que constituyen el cierre hacia el Norte y el Oriente de la estructura, hacia el poniente presenta cierre estructural debido al plegamiento. La estructuración es resultado de esfuerzos de una tectónica salina, que originó el Domo Salino Ogarrío (figura 5.13).

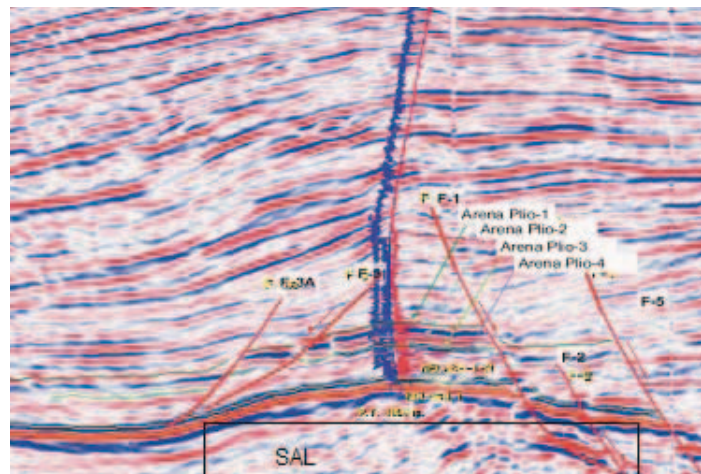


Figura 5.13. Sección sísmica del yacimiento Nelash donde se aprecia la deformación producida por la sal (Tomado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2007).

La secuencia sedimentaria relacionada con estos yacimientos corresponde a areniscas arcillosas de edad Plioceno Medio e Inferior, siendo los horizontes de mayor interés los denominadas Plio-1, Plio-2, Plio-3, Plio-4 y Plio-5, de facies turbidíticas de abanicos submarinos de pie de talud y piso de cuenca que constituyen a las rocas almacenadoras. La trampa tiene una fuerte componente estructural debido a que la deformación de las areniscas producidas por el movimiento de la sal, lo que causó plegamiento y fallamiento normal. La figura 5.14, corresponde con la porción Suroeste del homoclinal, donde se muestra que la trampa tiene un cierre por echado estructural (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2007).

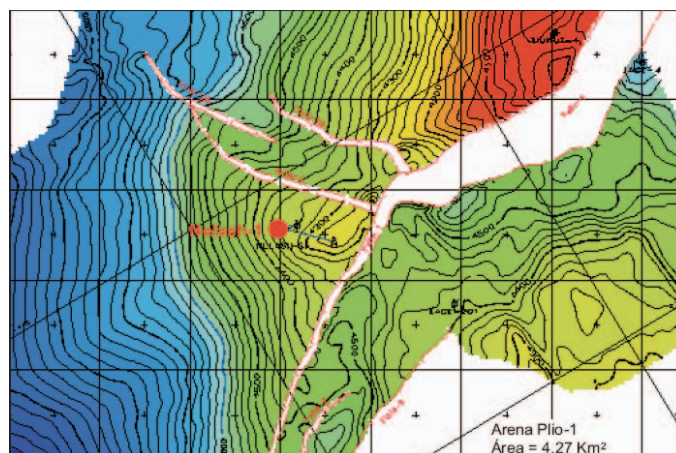


Figura 5.14. Configuración estructural del yacimiento Nelash (Tomado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2007).

El sello superior se compone por estratos arcillosos de la secuencia arcillo-arenosa del Plioceno Inferior y lateralmente el sello corresponde a las fallas F-1 y F-2. Se probaron 3 intervalos dentro de la secuencia del Plioceno Inferior. El primer intervalo denominado Plio-1 de 4,455-4,470 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 13 metros de espesor neto, porosidad de 14 por ciento y saturación de agua de 16 por ciento. Este intervalo resultó productor de aceite superligero de 42 grados API y gas, con un gasto de 354 barriles por día de aceite y 1.3 millones de pies cúbicos de gas por día. El segundo, denominado Plio-2 de 4,535-4,564 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 25 metros de espesor neto, porosidad de 11 por ciento y saturación de agua de 23 por ciento. Este intervalo resultó productor con un gasto de 502 barriles por día de aceite superligero de 39 grados API y 1.5 millones de pies cúbicos de gas. El tercero, denominado Plio-4 de 4,673-4,708 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 14 metros de espesor neto, porosidad de 10 por ciento y saturación de agua de 30 por ciento. La prueba de producción registró un gasto de 255 barriles por día de aceite superligero de 42 grados API y 0.5 millones de pies cúbicos de gas (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2007).

## Reservas.

Los yacimientos descubiertos por el pozo Nelash-1, incorporan un volumen original 3P de 130.3 millones de barriles de aceite y 382.2 miles de millones de pies cúbicos de gas natural. Las reservas de aceite en las categorías 1P, 2P y 3P son 5.6, 15.2 y 22.1 millones de barriles, respectivamente. En términos de gas, las reservas 1P, 2P y 3P ascienden a 16.4, 44.8 y 65.1 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas 3P de petróleo crudo equivalente estimadas corresponden a 40.2 millones de barriles (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2007).

### 5.1.1.4. Campo Miztón

El pozo Miztón-1 con el que se descubrió este campo petrolero, se localiza en aguas territoriales del Golfo de México, aproximadamente a 208 kilómetros al Suroeste de Ciudad del Carmen, Campeche, y a 61 kilómetros al Oeste de Paraíso, Tabasco (Figura 5.15). Las rocas almacenadoras son de edad Plioceno Medio, de las que se produce aceite y gas en un tirante de agua de 33 metros. Los yacimientos encontrados se encuentran en estructuras anticlinales con cierre propio en dos direcciones, limitada hacia el sur por un diapiro salino y en la porción Norte su cierre es por una falla (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

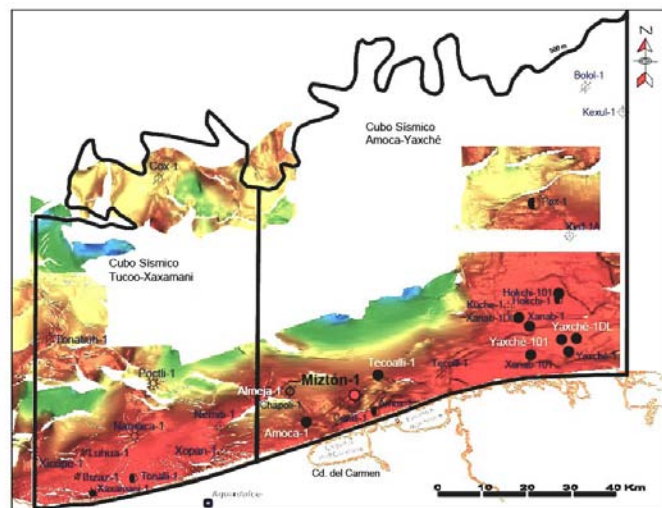


Figura 5.15. Ubicación del pozo Miztón-1 en la Cuenca Salina del Istmo (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## Geología estructural

El área se encuentra deformada por la tectónica salina y por la acción de esfuerzos verticales debidos a procesos gravitacionales (típicos de los márgenes continentales pasivos), por lo que hay presencia de fallas (figura 5.16). La estructura cortada por pozo Miztón-1 corresponde al flanco de una intrusión salina, la cual se movió ascendentemente por el plano de debilidad causado por la presencia de una falla lístrica. A su vez, las fallas normales en la porción Norte ocasionaron la ruptura de las secuencias durante el movimiento ascendente causado por la intrusión salina (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

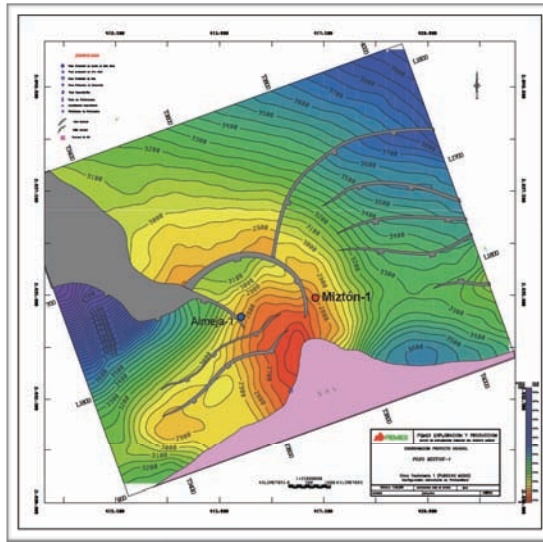


Figura 5.16. Configuración estructural a la cima del yacimiento Miztón-1 (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## Estratigrafía

Las columna estratigráfica que penetró el pozo Miztón-1, comprenden rocas sedimentarias que van en edad desde el Reciente-Pleistoceno al Plioceno Inferior (Figura 5.17), (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

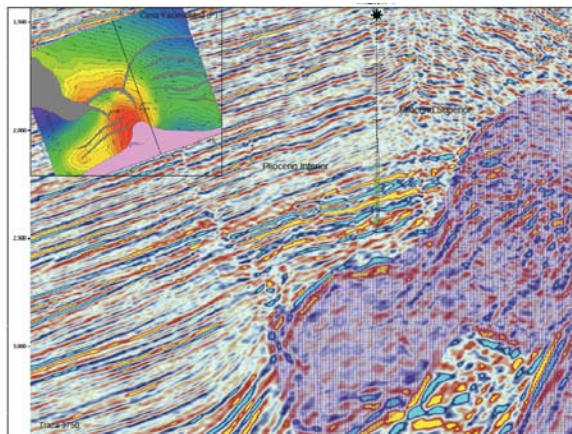


Figura 5.17. Sección sísmica a través del pozo Miztón-1 (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

El Plioceno Inferior está constituido por intercalaciones de arenisca de cuarzo gris claro, de grano fino a medio, regularmente clasificado en matriz arcillocalcárea. El Plioceno Medio está representado por intercalaciones de arenisca de cuarzo café claro de grano fino a medio, con buena porosidad primaria intergranular y lutita arenosa, ligeramente calcárea. En esta edad se encontró la roca almacenadora con buena impregnación de aceite. El Plioceno Inferior está representado por una arenisca de cuarzo blanco de grano fino a medio.

## **Sistema Petrolero**

El yacimiento está constituido por una trampa combinada, en una estructura anticlinal con componente estratigráfico, con cierre contra fallas normales en el flanco Norte y limitada hacia el Sur por un diapiro salino; en los flancos Suroeste y Noreste tiene cierre propio del plegamiento con echados suaves, el eje principal del pliegue está orientado sensiblemente Norte-Sur. Se han interpretado la presencia de cuerpos arenosos como rellenos de canales en dirección Sureste al Noroeste y barras costeras en dirección Suroeste al Noreste; su correlación con los datos de pozos próximos permiten ubicarlos con un alto grado de confianza. Las rocas que actúan como sello superior en el yacimiento 1, corresponden a intercalaciones de lutitas y limolitas de grano medio a grueso y el sello inferior son intercalaciones de limolitas y arenisca muy fina, limosa, con trazas de materia orgánica. Para el yacimiento 2, el sello superior está constituido por arenisca de grano muy fino, limosa compacta, granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos con materia orgánica, mal clasificada. La roca almacén del Plioceno Medio del yacimiento 1 está representado por una arenita lítica de grano medio y fino de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos; son granos angulosos, subangulosos y subredondeados, mal clasificados, con delgados horizontes limosos, con una porosidad y permeabilidad promedio en tapones de núcleos de 20 por ciento y 102 milidarcies, respectivamente. La roca almacén del yacimiento 2 está constituida principalmente por la litología que corresponde a una arenita lítica media y gruesa de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos; granos angulosos, subangulosos y subredondeados, mal clasificados en partes conglomerática, con una porosidad y permeabilidad promedio en tapones de núcleos de 24 por ciento y 2,025 milidarcies, respectivamente. En el pozo Miztón-1, mediante una prueba de presión producción con el análisis de registros geofísicos (modelo petrofísico), datos de ingeniería y los resultados del probador dinámico de formaciones, se identificaron dos yacimientos que tienen continuidad entre los dos agujeros; la prueba de presión producción se realizó en el Miztón-1 en el intervalo 2,948-2,968 metros resultando productor de aceite de 33 grados API, con un gasto de aceite de 3,512 barriles por día y un gasto de gas de 2.96 millones de pies cúbicos por día, una relación gas-aceite de 151 metros cúbicos por metro cúbico y presión en la cabeza de 1,399 libras por pulgada cuadrada por un estrangulador de 9/16 pulgadas. Como resultado de los modelos petrofísicos y aplicando los valores de corte, se obtuvieron los siguientes parámetros para el yacimiento 1: rangos de porosidades de 19.8 a 21.5 por ciento, saturación de agua de 29.7 a 38.2 por ciento, relación neto a bruto 83 a 72.4 por ciento. Para el yacimiento 2 tiene rangos de porosidades 19.1 a 19.9 por ciento, saturación de agua de 21.3 a 24 por ciento, relación neto a bruto 75.8 a 80.8 por ciento (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## Reservas

Los volumen originales totales (3P) estimados son 283.5 millones de barriles de aceite y 219.1miles de millones de pies cúbicos de gas. Para el caso de las reservas totales 3P se tienen 86.4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente que corresponden a 70.9 millones de barriles de aceite y 78.8 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas probadas y probables estimadas ascienden a 28.5 y 69.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

### 5.1.1.5. Campo Tsimin

El campo Tsimin, se ubica en aguas territoriales del Golfo de México, frente a las costas del municipio de Frontera, Tabasco; a 11 kilómetros de la costa en dirección Norte y 87 kilómetros al Noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche (5.18); que fue descubierto con la perforación del pozo Tsimin-1. Con relación a la Geología Estructural, el yacimiento está conformado por un anticlinal asimétrico, alargado, con orientación Noroeste-Sureste, el cual se formó durante la compresión del Mioceno, afectado al Norte y Oriente por un sistema de fallamiento inverso, constituyendo el bloque alto de la falla la estructura donde se perforó el pozo Tsimin-1 (figuras 5.18 y 5.19). El sistema de fallamiento compresivo esta asociado a una tectónica salina compleja, generó condiciones de sello favorables para el entrapamiento de hidrocarburos (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

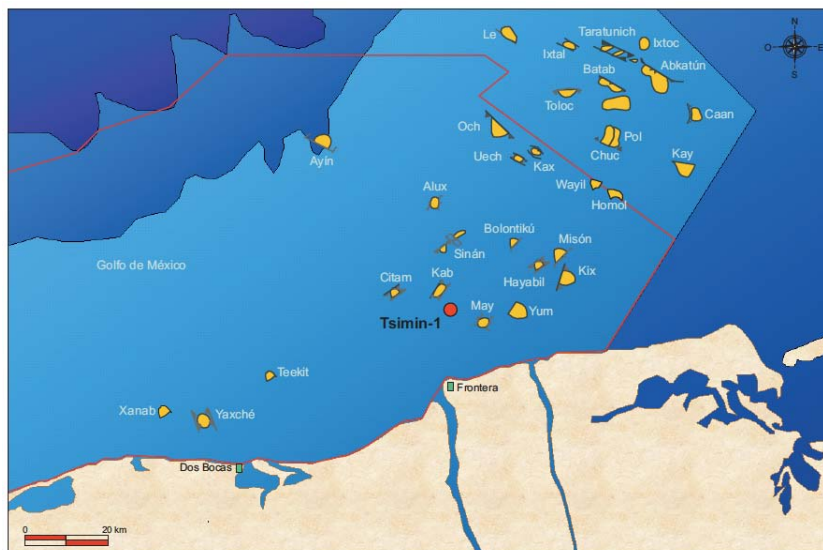


Figura 5.18. Localización del pozo Tsimin-1 (Tomado de *Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).



La figura 5.19 muestra la sección sísmica que pasa por el pozo Tsimin-1, también se observa la cima del horizonte Jurásico Superior Kimmeridgiano interrumpido por la presencia del diapiro salino.

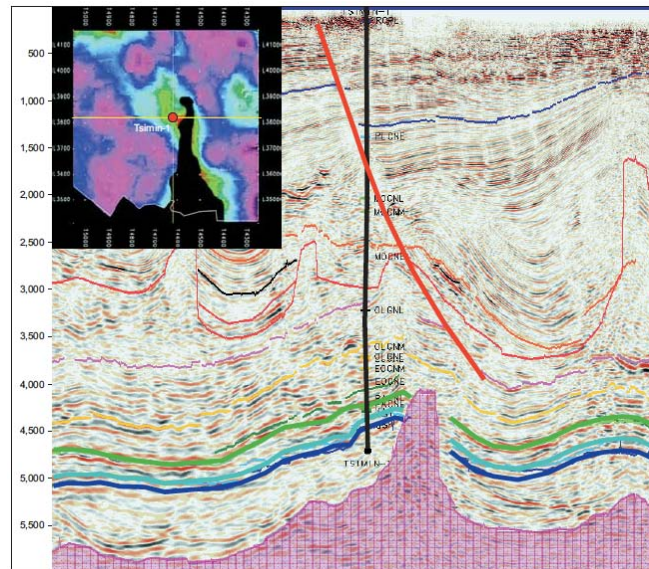


Figura 5.19. Sección sísmica del Tsimin-1 en la Cuenca Salina del Istmo (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

## Estratigrafía

La columna geológica atravesada por el pozo Tsimin-1, está constituida a nivel del Cenozoico por rocas siliciclásticas, intercalaciones de lutitas y areniscas, con algunas estratificaciones delgadas de mudstone dolomítico. Para el Tithoniano, se presentan intercalaciones de lutitas carbonosas con calizas arcillosas, en tanto que para el Kimmeridgiano se cuenta con mudstone dolomítico arcilloso y mudstone arenoso. El pozo alcanzó una profundidad total de 5,728 metros bajo el nivel del mar y sus cimas cronoestratigráficas se determinaron mediante el análisis de foraminíferos planctónicos, como fósiles índices obtenidos en las muestras de canal y núcleos (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

## Sistema petrolero

La trampa es de tipo estructural, formada por la intrusión de un gran diapir salino, con orientación Noreste-Suroeste. La intrusión salina afecta la parte más alta de la estructura y presenta una dirección de Norte a Sur. La principal roca almacén del yacimiento corresponde con el Jurásico Superior Kimmeridgiano, está constituida principalmente por mudstone y wackestone de intraclastos. La roca es de color café claro, parcialmente dolomitizada, compacta, con porosidad secundaria en microfracturas y cavidades de disolución, algunas rellenas de calcita y con aceite residual, presentando incluso trazas de pirita diseminada. Las rocas del Jurásico Superior Tithoniano, por su alto contenido de materia orgánica, son las responsables de la generación de los hidrocarburos del campo, y fueron depositadas en un ambiente sedimentario marino profundo. El sello lo constituyen las rocas del Jurásico Superior Tithoniano, compuesto de lutitas carbonosas, calizas arcillosas y mudstone dolomítico arcilloso (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

## Yacimiento

La parte superior del yacimiento está constituida por rocas carbonatadas y dolomitizadas, correspondientes a bancos oolíticos del Jurásico Superior Kimmeridgiano, ubicándose la cima del yacimiento a 5,215 metros bajo el nivel del mar y un cierre estructural a 5,630 metros, en rocas pertenecientes a facies lagunares. La prueba de producción realizada en el pozo registró producción de gas y condensado, con gastos iniciales de producción promedio diaria de 4,354 barriles de aceite y 13.8 millones de pies cúbicos de gas (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

## Reservas

Los volúmenes originales 3P estimados son 253.5 millones de barriles de aceite y 1,565.7 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas 3P se ubican en 109.4 millones de barriles de petróleo y 976.4 miles de millones de pies cúbicos de gas, que en conjunto equivalen a 307.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Las reservas probadas y probables estimadas ascienden a 117.7 y 54.7 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

### 5.1.2. Ejemplos de el Golfo de México profundo

#### 5.1.2.1. Campo Tamil.

Se localiza en aguas territoriales del Golfo de México, frente a los estados de Campeche y Tabasco, a 146 kilómetros al Noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche, y a 131.8 kilómetros al Noreste de Dos Bocas, Tabasco (Figura 5.20). Geológicamente se ubica en los límites de la Cuenca Salina del Istmo y la porción Noroccidental de la fosa de Comalcalco (*Las reservas de hidrocarburos*, PEMEX, 2009).

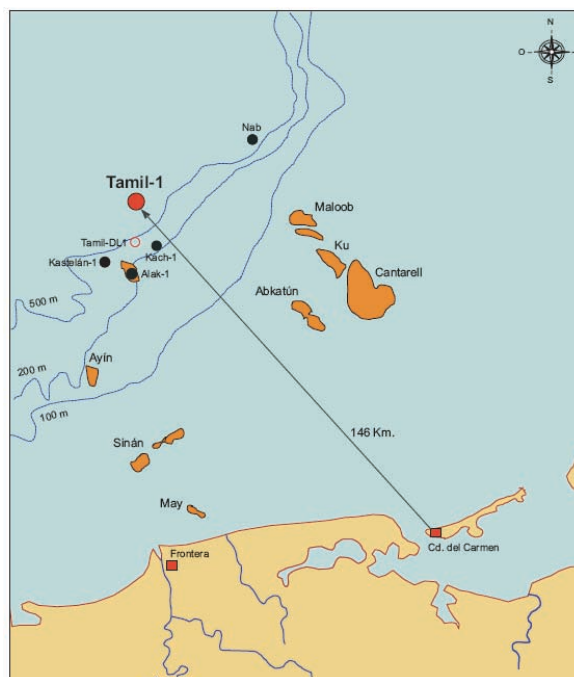


Figura 5.20. Ubicación del Pozo Tamil-1 (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2009).

## Características geológicas.

La estructura corresponde con un anticlinal alargado con orientación Noroeste a Sureste, limitado en todas direcciones por cierre contra fallamiento inverso (Figura 5.21). En el área existe una combinación de tectónica compresiva y indica que los altos estructurales contienen sal en su núcleo pero sin afectar a los horizontes interpretados correspondientes a objetivos mesozoicos. El yacimiento está constituido por rocas carbonatadas naturalmente fracturadas de edad Cretácico, encontrándose la cima del yacimiento a 2,747 metros y la base a 3,040 metros, la cual coincide con la cima del Jurásico Superior Tithoniano, mientras que el cierre estructural se ubicó a 4,050 metros. La continuidad del yacimiento, permite considerar una oportunidad atractiva para delimitar el yacimiento hacia el Sureste de la estructura (Venegas-Mora R., 2010; Las reservas de hidrocarburos de México ,PEMEX, 2009).

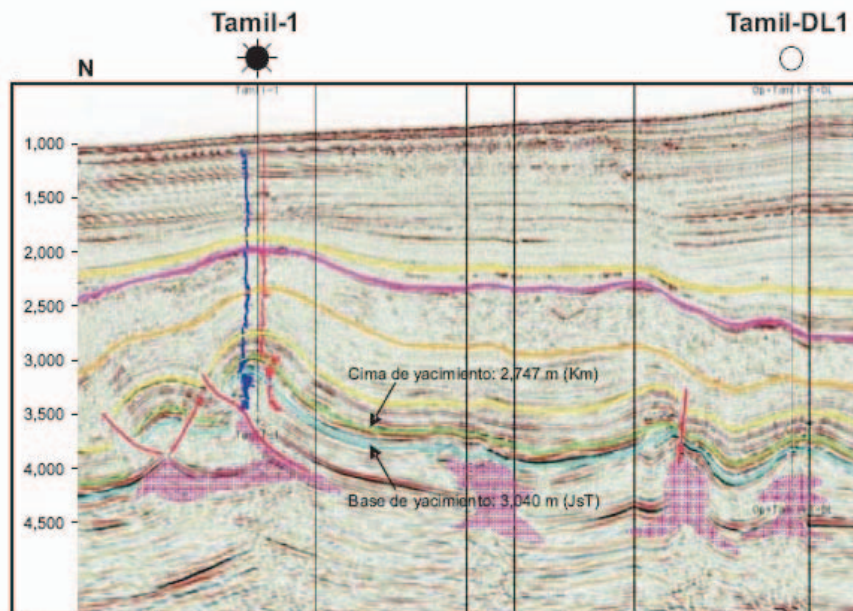


Figura 5.21. Sección sísmica del campo Tamil (Modificado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

## Estratigrafía.

La columna geológica atravesada por el pozo descubridor Tamil-1 comprende rocas de edad Reciente-Pleistoceno (terrágenas) hasta Jurásico Superior Oxfordiano (carbonatadas). El pozo alcanzó una profundidad total de 3,598 metros bajo el nivel del mar y sus cimas cronoestratigráficas se determinaron mediante el análisis de foraminíferos planctónicos índices en las muestras de canal y núcleos (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

## Sistema petrolero.

La roca almacenadora del yacimiento estudiada en los núcleos y por muestras de canal, está constituida principalmente por mudstone-wackestone naturalmente fracturados y con buena impregnación de aceite pesado, en partes arcilloso-bituminoso y parcialmente dolomitizado, con porosidad microcristalina y secundaria en fracturas, por disolución e intercristalina. Las fracturas generalmente se observan con ángulos mayores de 60 grados y con buena impregnación de aceite, en ocasiones selladas con calcita y/ o sílice; se presentan también bandas de pedernal y laminaciones de lutita bituminosa (Venegas-Mora R., 2010; Las reservas de hidrocarburos de México ,PEMEX, 2009).

## Recursos.

Los recursos estimados son superiores a 200 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (PEMEX, 2009). Existe un crecimiento de minicuenas dentro del campo Tamil deducido partir de secciones sísmicas (Figura 5.22), en las cuales el mecanismo de generación de éstas, fue el de subsidencia por diferencia de densidades, ya que el depocentro se encuentra bien localizado en la parte central de la minicuenca (Venegas-Mora R., 2010).

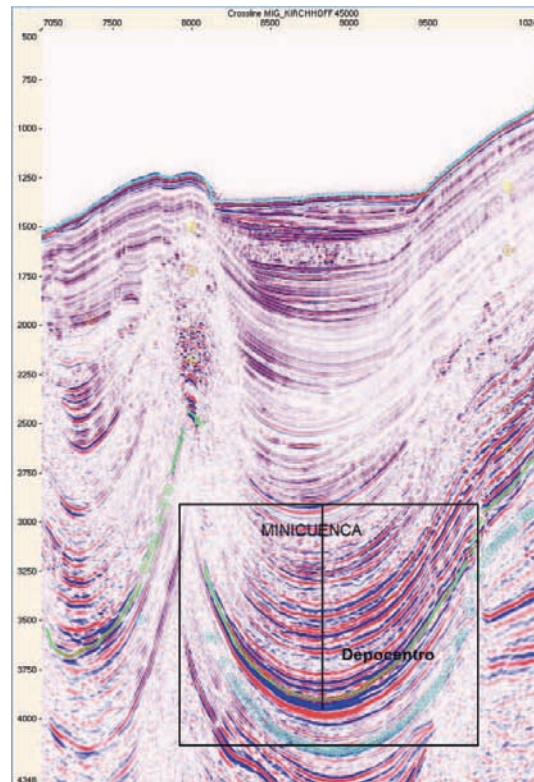


Figura 5.22. Crecimiento de minicuenas en el área (Tomado de Venegas-Mora R., 2010).

### 5.1.2.2. Campo Exploratus.

El campo se descubrió con la perforación del pozo Exploratus-1, que se sitúa dentro del proyecto Área Perdido, localizado en la zona económica exclusiva del Golfo de México frente a la costa Norte del estado de Tamaulipas, a 199 kilómetros de la línea de costa frente a la Cd. de Matamoros, Tamaulipas, a 24.2 kilómetros al Noroeste del pozo Trion-1 y dentro del tirante de aguas ultraprofundas (Figura 5.23). Geológicamente se ubica en la provincia del Cinturón Plegado Perdido (CPP), próximo al límite Oriental de la Provincia Salina Delta del Bravo. Entre los principales objetivos del pozo, está el de evaluar el play minicuenas, así como el de comprobar la continuidad del sistema petrolero del Cinturón Plegado Perdido en estructuras ubicadas en tirantes de agua mayores a 3,000 metros, con potencial de producir aceite ligero y gas húmedo (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014).

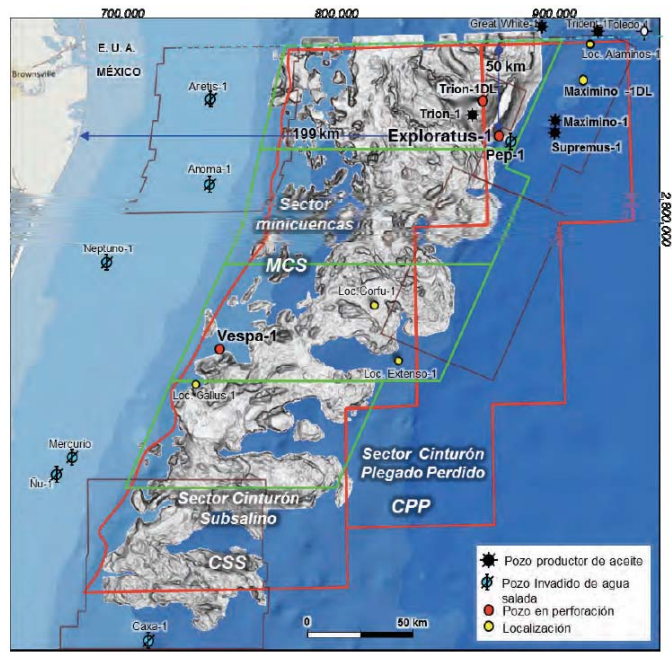


Figura 5.23. Ubicación del pozo Exploratus-1 (Tomado de Las reservas de hidrocarburos de México, 2014).

## Geología estructural

La estructura del yacimiento corresponde a un pliegue anticlinal expulsado con cierre en cuatro direcciones y orientación Noreste-Suroeste. Dicho pliegue se encuentra limitado por fallas inversas convergentes y su edad de deformación principal fue durante el Mioceno Temprano-Mioceno Medio. La columna estratigráfica que cortó el pozo está representada por secuencias terrígenas Cenozoicas, principalmente siliciclásticas que van desde el Eoceno Inferior Wilcox, hasta sedimentos del Reciente. Los depósitos se caracterizan por representar sistemas de abanicos turbidíticos de aguas profundas con aporte múltiple (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014). En la figura 5.24 se muestra una sección sísmica, en donde se aprecia la influencia de la sal alóctona y el frente de la sal que deformó las secuencias estratigráficas del área.

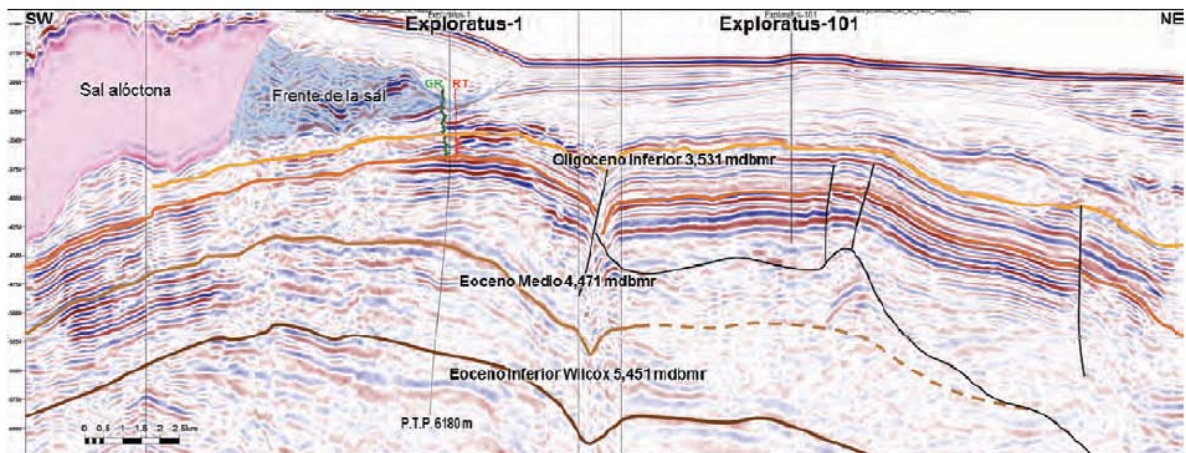


Figura 5.24. Sección sísmica del pozo Exploratus-1 con dirección Suroeste-Noreste (Tomado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014).

## **Sistema petrolero**

La roca almacén para los yacimientos de este campo, está representada en general, por una litarenita limosa de grano fino a medio y ocasionalmente grueso, de granos subangulosos a subredondeados mal clasificados. Presenta abundante porosidad intergranular, con trazas de porosidad intragranular en foraminíferos y en fragmentos de vidrio; con porosidad secundaria por disolución parcial de granos de carbonato de calcio, la calidad del yacimiento es buena. Se interpreta que rocas del Jurásico Tithoniano y Cretácico Turoniano, son las generadoras de hidrocarburos. Las trampas para estos yacimientos es de tipo combinada, representada por una estructura anticlinal asimétrica alargada con cierre en las cuatro direcciones y orientación Noreste-Suroeste. Esta trampa se encuentra limitada por fallas inversas convergentes y se encuentra rodeada regionalmente por cuerpos de sal autóctona y alóctona. El sello superior consiste de una secuencia principalmente arcillosa de edad Mioceno y parte tardía del Oligoceno; este paquete está representado por sedimentos arcillosos con intercalaciones de horizontes bentoníticos y ocasionales horizontes lutífico-arenosos. El frente de sal también puede actuar como sello debido a su presencia hacia la parte superior del Mioceno en parte de la estructura (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## **Yacimiento**

El pozo Exploratus-1 descubrió aceite y gas en dos yacimientos caracterizados por alternancias de areniscas turbidíticas de composición siliciclástica de edad Oligoceno Inferior, comprendidos dentro del intervalo 3,535-3,812 metros bajo mesa rotaria. Estos yacimientos presentan un espesor bruto de 133 metros y una porosidad promedio de 31 por ciento, con una saturación de agua del orden de 36 por ciento, para el yacimiento superior. En tanto que el espesor bruto del yacimiento inferior es de 127 metros, con una porosidad promedio de 26 por ciento y saturación de agua de 35 por ciento. Los aceites recuperados con los probadores dinámicos de formación tienen una densidad de 23 grados API para el yacimiento superior, en tanto que el segundo yacimiento es de gas y condensado (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## **Reservas**

La estimación de las reservas totales de los yacimientos descubiertos por el pozo son de 234.4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente en reservas 3P, de los cuales 91.8 millones de barriles corresponden al aceite y se tiene una reserva de 625.4 miles de millones de pies cúbicos de gas (*Las reservas de hidrocarburos de México*, PEMEX, 2014).

## **5.2. Ejemplos de Mundo**

En este apartado se enunciarán ejemplos representativos de cuencas en America, Europa, Africa, Asia y Oceania, que cuentan con estructuras relacionadas a la tectónica salina y que a su vez se caracterizan por la presencia de minicuenas.

### 5.2.1. Cuenca de Sverdrup, Canadá

La cuenca Sverdrup se ubica en la isla Axel Heiberg en el norte de Nunavut, Canada, en donde se encuentra expuesto el depocentro de la misma, con una columna estratigráfica que va del Carbonífero al Cenozoico. La isla de 370 km de longitud tiene el segundo lugar en concentración de diapiros de evaporitas expuestas. La estructura de la cuenca Sverdrup ha sido poco estudiada ya que su emplazamiento es muy remoto, con tan solo 1200 km de distancia del polo Norte. Al examinar la tectónica salina en el oeste de la isla, se puede encontrar una región de peculiar geología llamada “estructura de pared y cuenca” (Wall and basin structure, WABS). A primera vista esta región es similar a la combinación de minicuenas y canopies de la cuenca del Golfo de México, lo cual la hace de gran importancia para la evaluación de relaciones entre los campos, origen y evolución de minicuenas y capas de sal alóctonas expuestas (Jackson and Harrison 2006).

La región oeste-centro de la Isla, es una área única de tectónica salina, registrada por las variaciones de espesor estratigráficas desde el Triásico tardío hasta el Paleógeno. Ahí también se registraron fases de la tectónica salina del Mesozoico, las cuales son discordancias angulares debajo de la formación Awingak, Deer Bay, Isachsen y debajo de la formación Strand Bay del Paleoceno superior. Las discordancias se encuentran centradas en varios diapiros y se extienden hasta dos kilómetros de distancia, esas largas discordancias sugieren que ocurrió acortamiento regional en el cual el techo del diapiro fue abultado hacia arriba, aumentando el espesor de los estratos laterales. Las estructuras expuestas mayormente en las áreas WABS incluyen cuerpos diapíricos, paredes, soldaduras y minicuenas. Estas minicuenas y todos los diapiros dentro de el área WABS, son interpretadas como una cubierta de canopies salinos, alimentados por una característica capa autóctona delgada. Las minicuenas (WABS) se formaron y evolucionaron como la sal era expulsada del canopie por debajo de ellos en el post-Hauteriviano. La sal expulsada se levanto entre las minicuenas como diapiros de segunda generación, alimentadas por el canopie y formando parte del mismo sistema alóctono. Los diapiros a lo largo de los márgenes del área de WABS vinieron de sal autóctona como diapiros de primera generación. El canopie de Axel Heiberg es uno de los únicos tres canopies evaporíticos expuestos, cada uno revelado en un diferente nivel estructural: en su mayoría por encima del canopie (Axel Heiberg), a través de el canopie (Gran Kavir) y en su mayoría por debajo del canopie (Sivas), (Jackson and Harrison 2006). La figura 5.16 muestra la ubicación de la cuenca Sverdrup, mostrando diapiros de evaporitas en rojo y la distribución de los estratos del Carbonífero al Paleógeno (Mokka(M), Gibs (G), área de la Península Hvitland (HV), Isla Amund Ringnes y Lago Buchanan(BL)), Jackson and Harrison 2006).

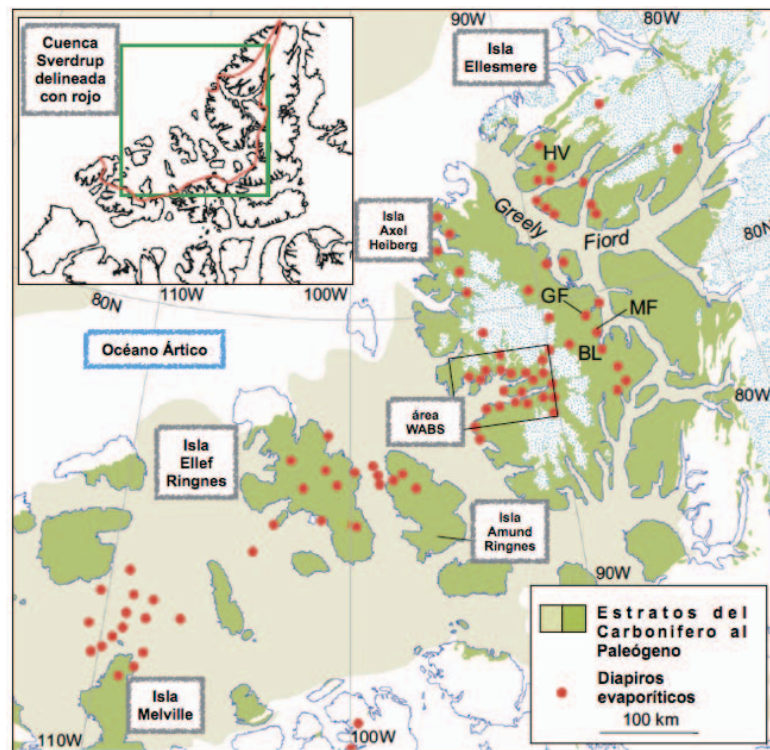


Figura 5.16. Ubicación de la cuenca Sverdrup (Modificado de Jackson and Harrison 2006).

### 5.2.2. Cuenca Paradox, EUA.

La Cuenca Paradox se ubica en el estado de Utah, Estados Unidos de America, la cual en la porción nor-oriental de la misma, existe un sinclinal de rumbo noroeste (Courthouse), producto de evacuación salina, éste se extiende por más de 50 km a lo largo de su echado, y forma la cuenca de evacuación entre los sistemas de falla Moab relacionados con sal al suroeste y la pared de sal Valle Salado-Cache al noreste. En la superficie, el sinclinal Courthouse parece simple, hundiendo suavemente hacia el noroeste con extremidades con echado del orden de  $15.6^\circ$ . Los datos sísmicos y de pozos revelan que después de la depositación de la sal en la formación de la Cuenca Paradox (Pensilvánico), los patrones de isopacas muestran que el sinclinal fue el sitio tope de sal (llamada pared sal Courthouse) durante gran parte del Pérmico. La pared del Courthouse tuvo la misma tendencia al noroeste como el presente sinclinal, y cubrió una amplia área, que abarca la ubicación del actual sinclinal Courthouse, así como el de Moab y Valle Salado-cache. Se interpreta que a finales del Pérmico, la cima de la pared de Courthouse comenzó a deformarse, formando una minicuenca (sinclinal Courthouse) a lo largo de su eje. Los flancos de la pared del Courthouse no estaban involucrados en el colapso, dejando hoy en día a las estructuras de Moab y Valle Salado-Cache como máximos relictos a cada lado de la nueva cuenca. Por tanto, el sinclinal Courthouse es en muchos aspectos un buen análogo estructural de las minicuecas del Golfo de México, que se forman por el hundimiento en secuencias de sal anteriormente formadas (Hudec y May, 1998). En la figura 5.17 se muestra la ubicación de la cuenca Paradox (Permo-Mississípico), el metano asociado a carbón y los límites del sistema petrolero total de la formación Paradox (TPS), así como los límites de la provincia de la cuenca Paradox. El polígono anaranjado limita la zona con presencia de capas de sal (Whidden, K.J., 2012).



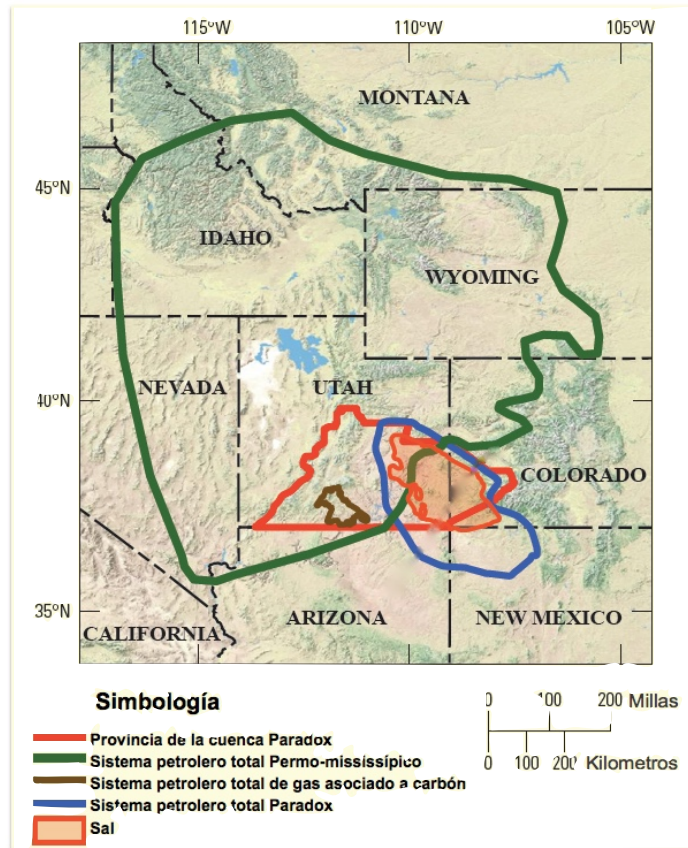


Figura 5.17. Ubicación de la cuenca Paradox, USA (modificado de Whidden, K.J., 2012).

### 5.2.3. Minicuenas del Golfo de México

El Golfo de México es una Megacuenca con múltiples eventos geológicos desde el Triásico al Reciente, en la que se produjo un corto episodio de expansión del fondo oceánico en el Triásico y Jurásico. La sal "Louann" del Jurásico medio, depositada durante el rifting, se movilizó en el Cenozoico medio y ha controlado la formación de muchas de las morfologías superficiales y a la estratigrafía de las minicuenas, así como máximos estructurales en el norte del Golfo. Una removilización ocurrió en el Plio-Pleistoceno, debido a la diferencia de carga de la plataforma al migrar los depocentros sedimentarios hacia atrás y adelante a través de la plataforma continental, en respuesta a los cambios en el nivel del mar. Mientras el nivel del mar permanecía bajo, los sedimentos pasaron de la plataforma continental hacia los deltas en el borde de la plataforma, los cuales canalizaron depósitos terrígenos en las cuencas y abanicos. La carga depositacional causó el flujo de la sal más viscoso, creando cuencas (donde la sal se había expulsado) y altos estructurales que rodean las cuencas (donde la sal fue desplazada y había subido). El gasto de masa durante los niveles bajos del mar, promovía el aumento de entrega de sedimentos, especialmente arenas, hacia los lugares más profundos de agua. Durante los niveles altos de mar, como en la configuración actual del Holoceno, los deltas retrocedieron, atrapando a la carga de sedimentos en una posición más cercana al continente (Hutchinson, D.R. et al, 2008).

El norte del Golfo de México es uno de los márgenes continentales más perforados en el mundo debido a su sistema petrolero de clase mundial. Las emanaciones superficiales de petróleo (chapoteras) y las burbujas de gas en la superficie del mar identificadas por una variedad de técnicas, son evidencia de que el sistema de petróleo también es permeable; la ocurrencia de hidratos de gas se ha vinculado a ubicaciones con filtraciones, donde las fallas a lo largo de los bordes de cuerpos de sal enterrados permiten su migración; se interpretan como los conductos que traen fluidos de hidrocarburos de zonas profundas hacia el piso marino. El gas termogénico y biogénico se han asociado con muestras de hidratos de gas del norte del Golfo (Hutchinson, D.R. et al, 2008). La figura 5.18 muestra la porción Noroeste del Golfo de México, donde se observa la distribución de la sal superficial (en negro), fallas (líneas) y pliegues profundos (líneas punteadas). En la figura 5.19 se muestra en el apartado (A), una imagen de las minicuenas en la plataforma norte del Golfo de México y en (B), una imagen aumentada de la anterior (Hutchinson, D.R. et al, 2008).

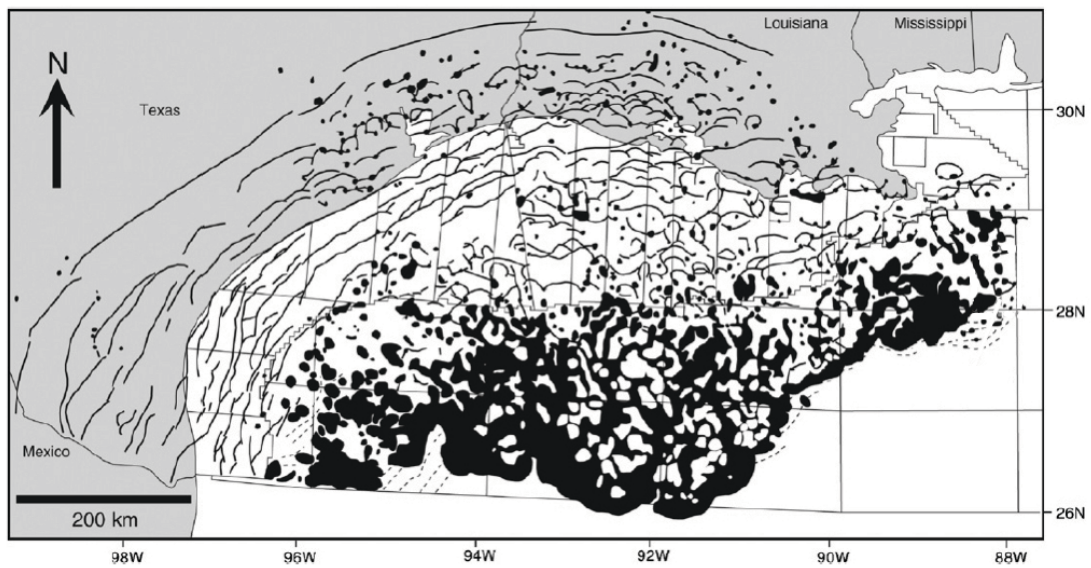


Figura 5.18. Ubicación del Golfo de México (Noroeste), (Modificado de Hutchinson, D.R. et al, 2008).

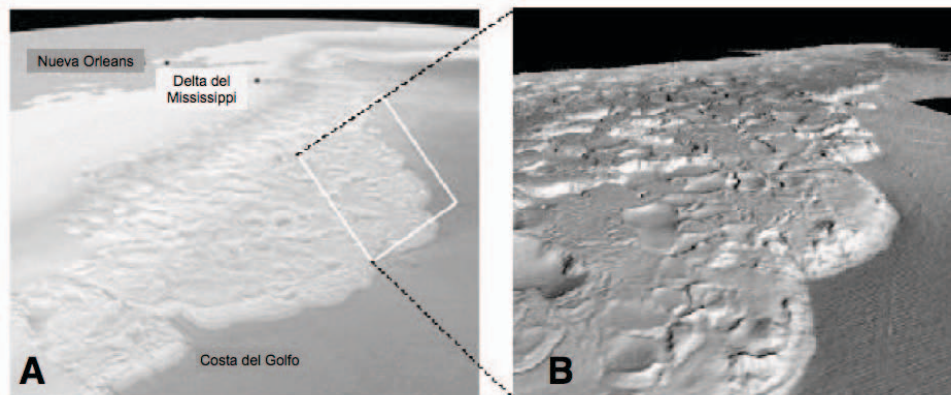


Figura 5.19. Minicuenas en el Norte de la plataforma del Golfo de México (Modificado de Violet, J., et al 2003).

## 5.2.4. Cuencas de sal del Aptiano de Brasil

Los márgenes del Atlántico de Brasil y África, han experimentado deformación poco profunda de la corteza desde el Cretácico cuando la sedimentación del rifting continental dió paso a la expansión del fondo oceánico y la apertura del Atlántico. Sin embargo, una provincia extensa de sal del Aptiano formó estructuras de capas finas en todo el Cretácico y Cenozoico. Existen grandes domos y diapiros salinos y zonas intermedias donde los sedimentos se han acumulado, expulsando la sal, en algunos lugares, también hay grandes deformaciones horizontales, atribuidas al deslizamiento gravitacional de la sal y sedimentos suprayacentes. Las áreas de las costas de Brasil, Campos y Santos, ofrecen espectaculares ejemplos de estructuras salinas. La estratigrafía sísmica y la tectónica de esta área, son particularmente bien conocidas, como resultado de varias décadas de exploración de hidrocarburos. El estilo de las estructuras salinas en las zonas de aguas poco profundas de las cuencas Campos y Santos se conoce desde hace muchos años; pero la reciente exploración en aguas más profundas y las técnicas modernas de procesamiento sísmico han puesto de manifiesto una mayor variedad de estilos estructurales, entre ellas, las minicuenas (Demercian et al., 1993). La figura 5.20 muestra un mapa batimétrico del área de Campos-Santos, en la margen del Atlántico de Brasil, se observa que Cabo Frío separa al área de Camps Norte del área de Santos Sur (Demercian et al., 1993).

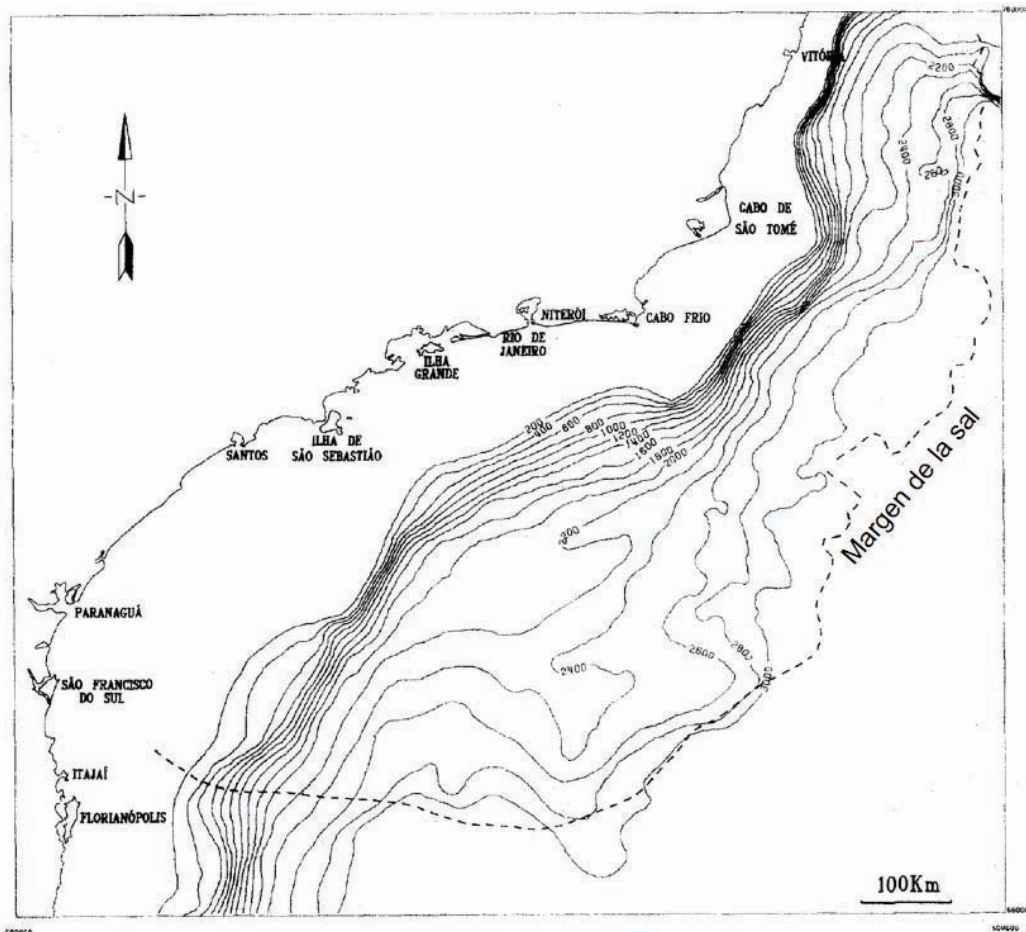


Figura 5.20. Ubicación y batimetría del área de Campos-Santos, Brazil (Modificado de Demercian et al., 1993).

### 5.2.5. Cuenca salina de Zechstein, Alemania

Una de las áreas clásicas con tectónica salina en Europa, es en el noroeste de la cuenca Alemana. En este caso, la sal móvil del Pérmico, formó un gran número de paredes de sal, diapiros y canopies durante largos períodos de actividad de tectónica salina. La cuenca central de Europa, es una zona clásica de tectónica de sal, que se caracteriza por la evolución estructural heterogénea e historia compleja del movimiento de sal. La primera fase de evolución de la tectónica salina comenzó con dos eventos principales de extensión NW-SE y rifting en el Triásico antes de la sedimentación “Bunter superior” y de “Muschelkalk superior”. El rifting fue acompañado primeramente por diapirismo de sal y un aumento del espesor sedimentario junto a la estructura de sal. Después de suministro de sal cesó hacia arriba de la estructura de sal, posteriormente una minicuenca creció en la zona inter-rift. Esta carga sedimentaria diferencial, causó el movimiento de sal y el crecimiento de una estructura de canopie hacia la cuenca. La segunda fase del movimiento de la sal fue iniciada por la formación de un graben de dirección NNW-SSE en medio de las facies de Keuper el cual desencadenó diapirismo reactivo, Con un importante avance del techo almohadillado y la extrusión de la sal. Los siguientes procesos se caracterizaron por cuñas sedimentarias con discordancias basales, estructuras sobrepuestas y extrusiones de sal que terminaron en el Jurásico. La tercera y última fase de la tectónica salina se activó en el Cretácico Tardío al Cenozoico Temprano por tectónica de compresión indicada por el aumento de sal y un pequeño acortamiento horizontal del diapiro (Mohr et al., 2005). La figura 5.21 muestra la ubicación de la parte central la Cuenca Pérmica sur y la distribución de los diapiros de sal y canopies. Las márgenes de la cuenca son marcadas por los cambios de facies de la secuencia Zechstein a carbonatos desde la plataforma (gris) hacia la base (gris claro), (Mohr et al., 2005).

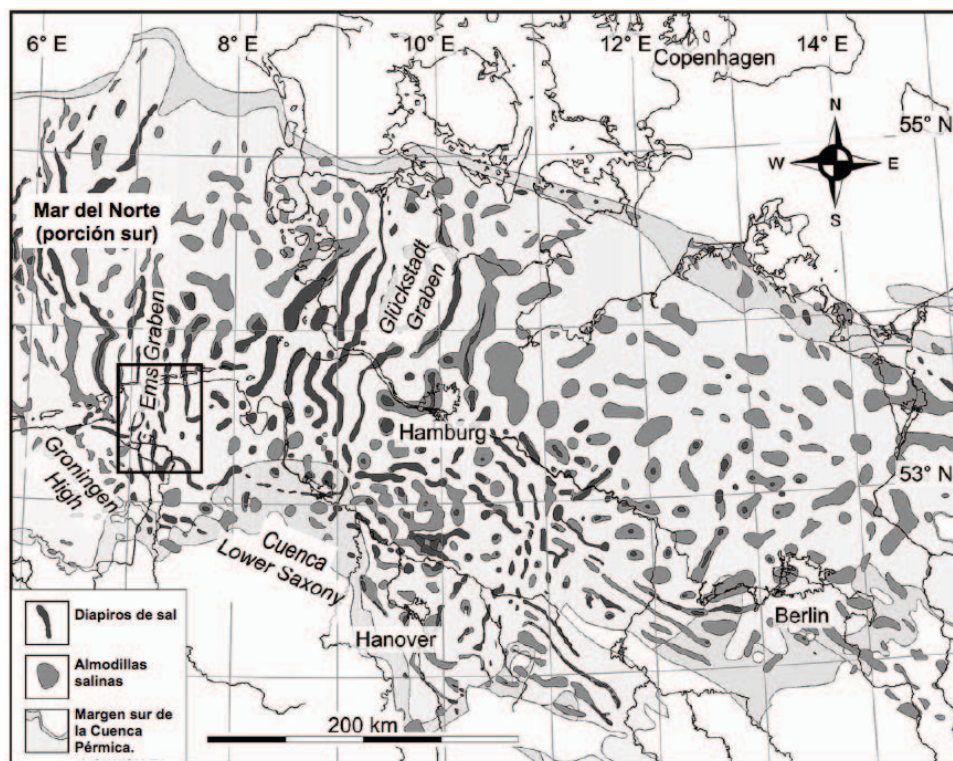


Figura 5.21. Ubicación de la parte central la Cuenca Pérmica Sur en Alemania (modificado de Mohr et al., 2005).

## 5.2.6. Cuenca Precaspian, Russia-Kazakstán

La cuenca Precaspian (también nombrada como la cuenca del Norte del Caspio), es una cuenca cratónica sedimentaria petrolera y gasífera ubicada en Asia central, con una superficie de 500,000 km<sup>2</sup> aproximadamente, está situada al norte del Mar Caspio y ha quedado atrapada en el borde sur-oriental de la frontera de la Plataforma Europea Este con el cierre del Océano de los Urales en el Carbonífero. La cuenca Precaspian ha sido importante a nivel mundial por su relación con estructuras salinas y minicuenas, así como por ser una cuenca sedimentaria con grandes reservas y producción petrolera, por lo que las estructuras salinas presentes en la cuenca Precaspian Oriental (unidades estructurales frontales del cinturón orogénico del Ural), han sido ampliamente investigadas. En los últimos años los objetivos de exploración de petróleo y de gas, han migrado hacia la parte marina de la cuenca Precaspian Sur, tales como el área sur de la Astrakhan y Aktyubinsk Paleohigh. Las actividades de exploración han confirmado la presencia del Cinturón Paleohigh en el sur de la Cuenca Precaspian, que cuenta con condiciones favorables para la acumulación de hidrocarburos. Varios campos gigantes o super gigantes se han encontrado en este cinturón estructural, como el campo petrolero Kashagan descubierto en 2001. En la actualidad, todavía hay varios bloques que se están estudiando en el Astrakhan y Aktyubinsk Paleohigh. Las estructuras salinas relacionadas son de suma importancia para la exploración de el petróleo y gas, sin embargo, las características estructurales de la sal en la parte sur de la cuenca Precaspian son medianamente conocidas, limitando en gran medida la comprensión y la historia de la acumulación de hidrocarburos en esta zona (Zhenyun Wu et al., 2015). La figura 5.22 muestra la ubicación de la cuenca Precaspian, ésta muestra zonas con diferentes formas de las estructuras de sal presentes; las zonas marcadas en el mapa son las siguientes: (R<sub>1</sub>) almohadas de sal del Kunguriano, (R<sub>2</sub>) paredes y domos en donde la halokinesis envuelve a la sal del Kunguriano y Kazaniano, (R<sub>3</sub>) ondulaciones, anticlinales y estructuras tipo “turtlebacks” del Kunguriano, (R<sub>4</sub>) paredes y domos salinos en donde la halokinesis envuelve a la sal del Kunguriano únicamente, (A) área de los diapiros salinos para fines del Pérmico y (B) área complicada por sal expuesta (ver Anexo 2) (Modificado de Ismail-Zadeh et al., 2004).

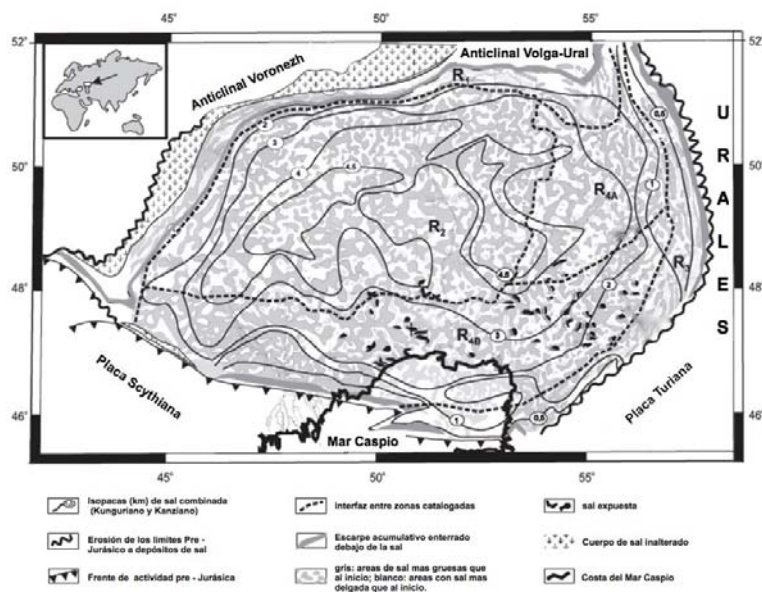


Figura 5.22. Ubicación de la cuenca Precaspian (Modificado de Ismail-Zadeh et al., 2004).

## 6. Importancia económico-petrolera

### 6.1. Demanda mundial de energía

El consumo de energía en el país y en el mundo ha aumentado significativamente en los últimos años, debido principalmente a el aumento de la población que demanda mayores cantidades de recursos energéticos; esto se relaciona directamente con un aumento en las necesidades económicas y sociales de la población mundial. La situación energética mundial actual es el resultado de la combinación de diversos cambios económicos, políticos, tecnológicos y sociales. En la Figura 6.1 se muestra la evolución de la demanda de energía primaria a nivel mundial, desde el año 2000, pasando por la actualidad, hasta una predicción para el año 2030.

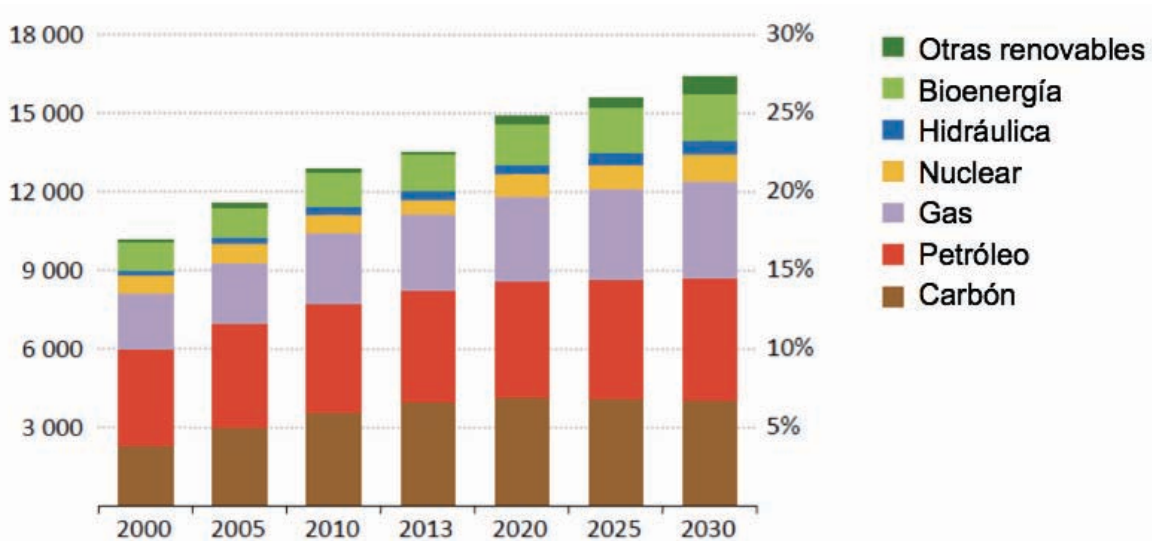


Figura 6.1. Demanda de Energía Primaria en el mundo (millones de toneladas de petróleo equivalente), (Modificado de AIE, 2015).

La industria energética mundial abarca diversas actividades secuenciales, desde la exploración y explotación de los yacimientos y localidades de los energéticos primarios como el carbón, gas natural, petróleo, uranio, recursos hidráulicos, geotérmicos y otros energéticos renovables (Pichs-Madruga R., 2006). El carbón es y será uno de los principales energéticos primarios que utilizará la humanidad a largo plazo, ya que las reservas son muy grandes en las principales regiones productoras y consumidoras del mundo. La Tabla 6.1 muestra un desglose de las reservas y recursos de carbón en el mundo, resaltando que las reservas de carbón a nivel mundial son de aproximadamente un billón de toneladas comercialmente explotables con la tecnología actual, equivalente a 404,531 Mtoe de energía primaria; la tasa de consumo anual es de 3,294 Mtoe por lo que alcanza para 123 años. El 88.2% de las reservas se encuentran en Asia-Pacífico, Norteamérica y Europa Oriental y Eurasia. Los recursos estimados totales son de 21.2 billones de toneladas, que alcanzan para 2,604 años a la tasa de consumo actual (Villanueva-Moreno, C., 2012).

	<b>Reservas</b>	<b>Recursos</b>
	10 <sup>3</sup> Mt	
Norte America	265	8,138
Asia - Pacífico	385	7,936
Europa Oriental y Eurasia	232	4,215
Europa	72	748
Africa	30	79
Latinoamérica	15	48
Medio Oriente	1	40
<b>Total mundial</b>	<b>1,000</b>	<b>21,204</b>
<b>Mtoe</b>	<b>404,531</b>	<b>8,577,670</b>
<b>año</b>	<b>123</b>	<b>2,604</b>

Tabla 6.1. Reservas y recursos mundial de carbón (10<sup>6</sup> Mt), (Modificado de Villanueva-Moreno, C., 2012).

El gas natural es un recurso energético bastante usado a nivel mundial, su utilización es principalmente como combustible en la industria, tanto como para uso residencial y comercial, como para el transporte. Su demanda ha crecido rápidamente en las últimas décadas, debido a que es un combustible más limpio que el combustible, el carbón y los productos petrolíferos. Las reservas probadas del gas natural a nivel mundial también son bastante grandes, del orden de 176 billones de metros cúbicos (10<sup>6</sup> Mm<sup>3</sup>), con un contenido energético de 197,123 Mtoe, que durará para aproximadamente 78 años a la tasa de consumo actual (Tabla 6.2). De las reservas de gas disponible, el 74.9% se concentra en el Medio Oriente y en Europa Oriental y Eurasia. Los recursos totales estimados son de aproximadamente 811 billones de metros cúbicos, que equivalen a 893,030 Mtoe de energía primaria y alcanzaría para 352 años con la tasa de consumo actual. Los recursos de gas considerados incluyen a otros volúmenes convencionales recuperables y recursos no convencionales potencialmente recuperables (metano en capas de carbón y gas de formaciones de baja permeabilidad). Los recursos totales de gas están dispersos en diversas regiones del mundo, ya que en el Medio Oriente y en Europa Oriental y Eurasia se concentran el 46.4%, en Norteamérica y Latinoamérica existe otro 25.8% y entre Asia-Pacífico, Europa y Africa se reparten el otro 27.9% (Villanueva-Moreno, C., 2012).

	<b>Reservas</b>	<b>Recursos</b>
	$10^6 \text{ Mm}^3$	
Norte América	4	136
Asia - Pacífico	16	116
Europa Oriental y Eurasia	58	235
Europa	5	44
Africa	13	66
Latinoamérica	7	73
Medio Oriente	76	141
<b>Total mundial</b>	<b>179</b>	<b>811</b>
<b>Mtoe</b>	<b>197,123</b>	<b>893,030</b>
<b>años</b>	<b>78</b>	<b>352</b>

Tabla 6.2. Reservas y recursos mundiales de gas (Modificado de Villanueva-Moreno, C., 2012).

Otro de los energéticos de gran relevancia en el mundo es el petróleo (hidrocarburos líquidos), sin embargo, este no tiene la misma magnitud que el carbón ya que se estima que el petróleo alcanzará para aproximadamente 50 años si fuera la única fuente de energía. El 83.9% de las reservas del petróleo se concentra en el Medio Oriente, Latinoamérica y Norteamérica. La tabla 6.3 muestra las reservas y recursos mundiales de petróleo, considerando que las reservas aproximadas de petróleo son de 1,395 miles de millones de barriles ( $10^3 \text{ Mbbbl}$ ), equivalente a 200,943 Mtoe de energía primaria. Los recursos totales estimados son del orden de 5,371 miles de millones de barriles, que equivalen a 773,457 Mtoe de energía primaria y alcanzaría para 194 años a la tasa de consumo actual. El 80.1% de los recursos están en Norteamérica, Medio Oriente, Europa Oriental y Eurasia, e incluyen volúmenes potencialmente recuperables de petróleo convencional así como petróleo no convencional principalmente el de aceite en lutitas (Villanueva-Moreno, C., 2012).



	<b>Reservas</b>	<b>Recursos</b>
	10 <sup>3</sup> Mbbl	
Norte America	195	2,111
Asia-Pacífico	28	123
Europa Oriental y Eurasia	84	1,038
Europa	0	78
Africa	112	201
Latinoamérica	223	670
Medio Oriente	1,395	5,371
<b>Total mundial</b>	<b>1,395</b>	<b>5,371</b>
<b>Mtoe</b>	<b>200,943</b>	<b>773,457</b>
<b>años</b>	<b>50</b>	<b>194</b>

Tabla 6.3. Reservas y recursos de petróleo a nivel mundial (Modificado de Villanueva-Moreno, C., 2012).

## 6.2. Declive de los grandes campos

La mayoría de los campos descubiertos hasta la fecha en el mundo ya han sido puestos en producción, se calcula que el 79% de las reservas mundiales de petróleo convencional se localizan en campos que ya están siendo explotados, y la mayoría están en la fase de declinación en su producción. Actualmente existen alrededor de 70,000 campos de petróleo en producción en todo el mundo, de los cuales la mayor parte del crudo proviene de un pequeño número de campos, en su mayoría gigantes y súper-gigantes, los que están localizados en el Oriente Medio y Asia. Los suministros mundiales de petróleo son dependientes de una cantidad reducida de campos gigantes y súper-gigantes que han venido siendo explotados durante décadas y a pesar de ello, la producción de dichos campos se ha mantenido en las últimas décadas. Alrededor de 110 campos producen más de 100,000 barriles diarios cada uno, representando, algo más del 15% de la producción mundial diaria, el porcentaje restante, proviene de varios campos pequeños con una producción inferior a 100,000 barriles por día en cada uno (Marzo, M., 2015).

Ourhoud en Argelia, Grane en Noruega, Girassol en Angola, Jubarte en Brasil y Xifeng en China, son cinco campos gigantes o súper gigantes, que han empezado a producir en la década de 2000 a 2010 y para el 2007 representaron algo más del 1% de la producción mundial. El Medio Oriente cuenta con un gran número de campos súper-gigantes y gigantes, y contiene una cuarta parte de todos los campos súper-gigantes y gigantes del mundo; su volumen promedio del total de las reservas, es el más alto de todas las regiones, situándose en torno a los 9,000 millones de barriles. Alrededor de tres cuartas partes de sus campos se localizan en tierra firme, ubicados principalmente en el Medio Oriente; otros campos importantes se ubican en Asia que en contraste con Europa que todos sus grandes campos

se encuentran en alta mar. Los campos súper-gigantes y gigantes representan la mayor parte de la producción en Oriente Medio, Rusia, la región del Caspio y en América Latina, y tienen un porcentaje más bajo en Asia, Europa y la región del Pacífico. América del Norte contabiliza alrededor de una cuarta parte del petróleo extraído en el mundo (aproximadamente el 13% de la producción) con tan solo un poco más de cincuenta campos súper-gigantes y gigantes (Marzo, M., 2015).

El factor de agotamiento (definido como el porcentaje de las reservas iniciales probadas y probables que ya han sido producidos) del conjunto de todos los campos actualmente en producción, es ligeramente superior para los campos súper-gigantes y gigantes. En todo el mundo, dichos campos presentan un factor de agotamiento promedio del 48%, y 47% para los campos grandes y pequeños. En América del Norte los factores de agotamiento son más altos, ya que la mayoría de los campos han sido explotados durante décadas, en comparación del Medio Oriente, donde el factor de agotamiento es más bajo (Marzo, M., 2015). La producción de un yacimiento petrolero pasa por las siguientes tres etapas:

- 1.- Una inicial de crecimiento, que coincide con la perforación y puesta en producción de nuevos pozos.
- 2.- Un período de estancamiento de la producción en la que ésta adopta por lo general un perfil plano, resultado del balance que se establece entre la entrada en funcionamiento de nuevos pozos y el declive extractivo experimentado por los antiguos.
- 3.- Una fase final de declive, durante la cual la producción cae poco a poco como resultado del decrecimiento de la presión en la roca almacén.

Los campos de petróleo rara vez muestran una trayectoria de producción regular y predecible ya que las rocas almacenadoras se comportan de manera variada durante las diferentes etapas de la vida de un campo. La tasa a la que disminuye la producción una vez que se ha superado la producción máxima, también llamada cenit de la producción, constituye un factor crítico para determinar la necesidad de disponer de una capacidad productiva adicional, ya sea mediante la puesta en producción de nuevos campos o el desarrollo intensivo de los existentes (Marzo, M., 2015).

Con base en un análisis exhaustivo de los datos de producción en algunos de los campos más grandes del mundo que ya han pasado su cenit de producción, la AIE concluye que la tasa de declinación observada o tasa anual acumulada de disminución de la producción en dos años consecutivos fue del 5.1%; este valor representa un promedio para el conjunto de todos los campos estudiados. Las tasas más bajas corresponden a los campos súper-gigantes que promedian un 3.4%, frente al 6.5% de los campos gigantes y el 10.4% de los campos grandes. Las tasas de declinación observadas varían notablemente según la región, en donde las más bajas se presentan en el Medio Oriente y las mayores en el Mar del Norte; en otras palabras, los campos localizados en el mar reflejan una tasa de declinación mayor en comparación de los campos ubicados en Tierra firme. En el 2007 se estudió la tasa de declive post-cenit a partir de el estudio de 580 campos (grandes), estos produjeron 40.5 millones de barriles diarios, cifra que equivale al 58% de la producción mundial, pese a que todos estos campos representan menos del 1% de los 70,000 campos actualmente en producción en el mundo. La tasa de declinación de los campos no incluidos puede ser en

promedio, al menos tan alta como la observada para los campos grandes estudiados o inclusive aún más. Asumiendo que los campos no incluidos en la base de datos tuvieran una tasa de declinación promedio igual a la de los campos catalogados como grandes, es decir del 10.4%, resultaría que la tasa mundial promedio de declinación post-cenit observada sería del 6.7% (Marzo, M., 2015).

La AIE define como tasa de declinación natural (o tasa de declinación subyacente), aquella correspondiente a la caída de la producción anual que hubiera tenido lugar si no hubiera sido corregida mediante un programa de inversiones en tecnología adecuado. El WEO 2008 calcula que la tasa anual promedio de declinación natural post-cenit para todo el mundo se sitúa en torno al 9%, porcentaje 2.3% mayor que la tasa de declinación observada, lo que significa que si no se hubiera invertido en los campos actualmente en explotación que han pasado su cenit, la caída de la producción hubiera sido aproximadamente un 30% más rápida. Las proyecciones del WEO 2008 asumen que en 2030 la tasa mundial promedio de declinación natural post-cenit será de 10%, lo que quiere decir que todas las regiones experimentarían una caída en el tamaño medio de los campos en producción, al mismo tiempo que en la mayoría de ellas se asistirá a un desplazamiento de la actividad desde zonas continentales hacia aguas marinas, por lo que se debe tener presente que mientras más tiempo se tardan las inversiones, mayores consecuencias se tendrán para la seguridad del suministro global de energía, por lo que es necesario tener planes de inversión oportunos para la exploración y explotación de recursos petroleros para así amortiguar los procesos de declinación de los campos (Marzo, M., 2015).

### 6.3. Áreas de interés económico en la industria petrolera

Como resultado de la necesidad de incrementar reservas, las compañías petroleras del mundo han puesto su ojos en los posibles yacimientos asociados a tectónica salina e inclusive a minicuenas. En menos de dos décadas, las secuencias salinas han cambiado de ser enemigo a ser amigo, a medida que se han estudiado las diversas estructuras asociadas, ya que estas forman buenos sellos para depósitos, guían la migración de hidrocarburos y facilitan la deformación de las rocas de su entorno, responsable de la formación de trampas estructurales y estratigráficas (Figura 6.4).

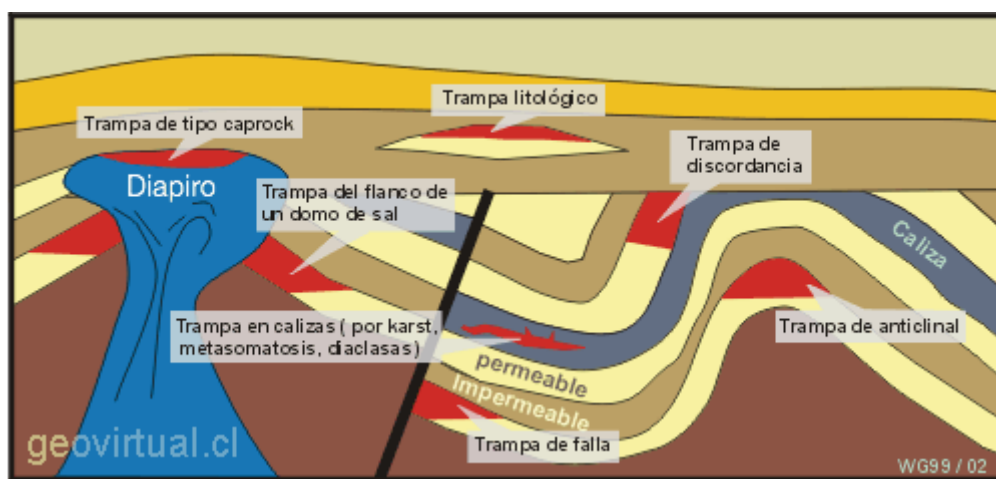


Figura 6.4. Esquema de las trampas petroleras influenciadas por tectónica salina (tomada de Griem, 2002).

Gran parte de los recursos petroleros en el mundo se localizan costa fuera, siendo muchos de estos asociados a estructuras salinas, tal es el caso de Brasil, México, EUA, África Occidental y Mar del Norte, siendo EUA y Brasil los países líderes en la investigación de este tipo de yacimientos (Baños-Torales y Sánchez-Ramos, 2009). Los yacimientos petroleros en el mundo relacionados a tectónica salina están contenidos en grandes provincias salinas, las cuales están clasificadas de acuerdo a su producción en campos gigantes, grandes (sub-gigantes) o inclusive en no productivos (AAPG, 1984). Aproximadamente el 28% de las provincias salinas más importantes del mundo son consideradas como campos petroleros productores gigantes, en los que se encuentran las Cuencas Sverdrup, Jeanne d'Arc, Grand Banks, Paradox, East Texas, Norte de Louisiana, Costa del Golfo, Salinas, Zapaquira, Cabinda, Gabon, Aquitaine, Northwest German, Mar del Norte, Tromso, Dnepr-Donetz, Caspio del Norte, Tadjik, Zagros, Suez, Arabian, Mar Rojo Este y Oman. Por otra parte, los campos grandes o sub-gigantes conforman cerca de un 26% de las provincias con tectónica salina, teniendo como ejemplos a la Cuenca Mississippi, Escocesa, Sabinas, Petenchiapas, Takutu, Oriente-Ucayali, Esperito Santo, Campos-Santos, Kwanza, Essaouira, Atlas, Pelagian, Catabrian, Ionian, South Adriatic, Carpathian, Transylvanian, Great Kavir, Bohai Bay, Bonaparte, Canning y Amadeus (Jackson and Talbot, 1991). Sin embargo se considera que, poco más del 45% de las provincias salinas en el mundo no son productivas, entre las que se encuentran la Cuenca Chukchi, Moncton, Georges Bank, Baltimore Canyon, Carolina, Sur de Texas, Sigsbee, Cuban, Haitiana, Barreirinhas, Atacama, Neuquen, Liberia, Senegal, Comoros, Oeste de somali, Danakil, Mar Rojo Oeste, Algerian-Alboran, Balearic, Ebro, Jaca, Levantine, Ligurian, Rhodanian, Nordkapp, Yenisey-Khatanga, Tabriz, Yazd-Kalut, North-Kerman, Dead Sea, Hadhramaut, Salt Range, Qaidam, Jianghan, Woolnough, Officer y Flinders (Jackson and Talbot, 1991).

El conocimiento adquirido en las provincias petroleras de México a través de más de un siglo de exploración, han permitido diseñar estrategias exploratorias para dar continuidad a la tarea de ubicar y extraer, con oportunidad y al menor costo, los hidrocarburos en México. El Programa Estratégico de Pemex Exploración y Producción (PEP) 2007-2015 se enfocó en la distribución de los recursos prospectivos concentrados en las Cuencas del Sureste y en la Cuenca del Golfo de México profundo. Esta iniciativa consideró acotar el área geográfica de los proyectos de exploración y focalizaron las inversiones en proyectos y áreas prioritarias, definiendo 26 proyectos, privilegiando la exploración por aceite (Figura 6.5), (Escalera-Alcocer, J.A., 2010).

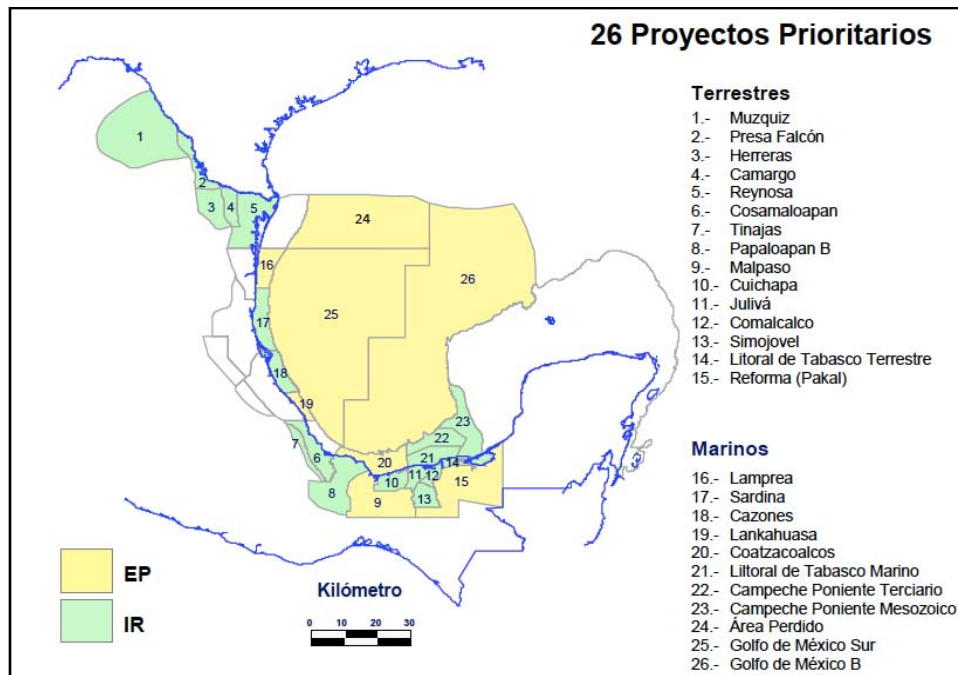


Figura 6.5. Proyectos prioritarios de evaluación del potencial e incorporación de reservas (Tomado de Escalera-Alcocer, J.A., 2010).

En los proyectos de evaluación del potencial, se definieron sectores prioritarios (Figura 6.6), de los cuales se privilegiaron aquellos con mayor probabilidad de reclasificar reservas posibles a probadas y probables, de preferencia cercanos a infraestructura y tomando en consideración el tipo de hidrocarburos y el tamaño del yacimiento (Escalera-Alcocer, J.A., 2010).

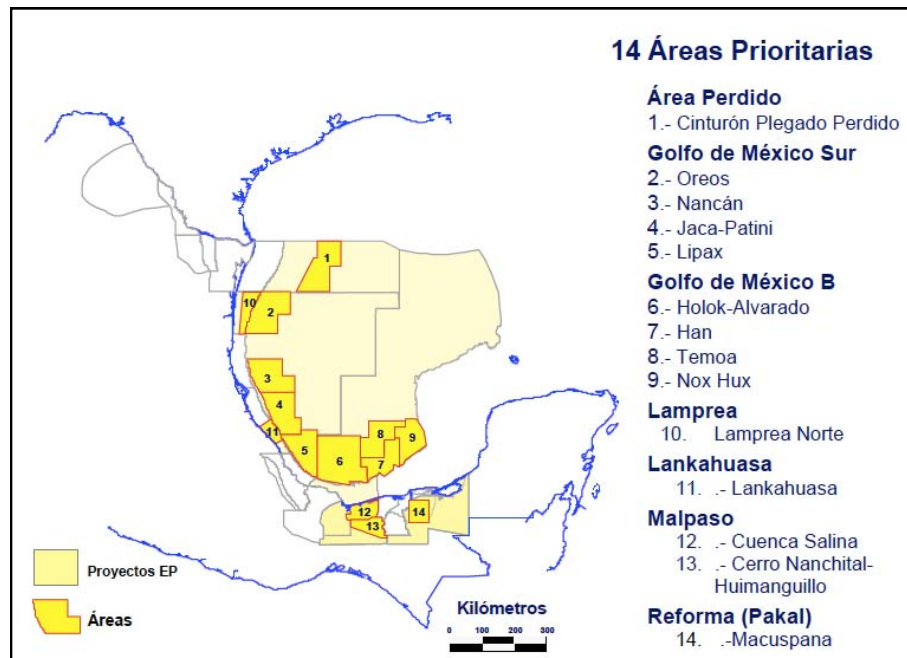


Figura 6.6. Distribución de las 14 áreas prioritarias en los proyectos de evaluación del potencial (periodo 2008-2012), (Escalera-Alcocer, J.A., 2010).

La manera más eficiente de fortalecer la exploración es aumentar la cantidad de oportunidades exploratorias a través de la obtención de información y mejorando el conocimiento del subsuelo, así como la optimización de herramientas y metodologías de evaluación que permitan darle mayor certidumbre. Con el fin de asegurar la incorporación de reservas de aceite, considerando que el 90% de los recursos prospectivos del país se ubican en el Golfo de México Profundo y las Cuencas del Sureste, se ha planteado un balance en las inversiones en estas áreas, privilegiando las inversiones en el corto y mediano plazo a las Cuencas del Sureste, tanto en su porción terrestre y en la plataforma continental, y en el largo plazo al Golfo de México profundo (Escalera- Alcocer, J.A., 2010).

En el Golfo de México profundo se establecieron como áreas de alto interés estratégico, los proyectos de evaluación del potencial en el Área Perdido, Golfo de México Sur y Golfo de México B (Figura 6.5), en el cual se elaboró un programa cuyo objetivo principal es el de evaluar y dar certidumbre al potencial petrolero, para identificar e incorporar reservas en el mediano plazo, por medio de evaluar el potencial, probar la presencia de los sistemas petroleros en las áreas prioritarias; se considera importante realizar estudios de modelado geológico-geoquímico (para predecir el tipo de hidrocarburos y jerarquizar las áreas), acelerar la adquisición de datos sísmicos y métodos potenciales, fortalecer las habilidades técnicas a lo largo de toda la cadena de valor (exploración, perforación, desarrollo y operación) y asegurar la disponibilidad de equipos de perforación con capacidad para operar en tirantes de agua entre 500 y 3000 m (Escalera- Alcocer, J.A., 2010). En el Golfo de México también existen yacimientos petroleros con historias geológicas relacionadas a tectónica salina. En los últimos diez años se han realizado trabajos exploratorios en el Golfo de México para evaluar su potencial petrolero, desde estudios regionales hasta la perforación de pozos exploratorios en áreas estratégicas, gracias a esto, se han identificado las provincias que contienen diversos cuerpos salinos y que por lo tanto nos muestran la existencia de tectónica salina (Provincia Petrolera Sureste , PEMEX, 2013).

La parte central de la Provincia Petrolera del Golfo de México Profundo está constituida por corteza oceánica, la cual está flanqueada por todos lados por corteza continental atenuada. Esta arquitectura de basamento se originó del Triásico Tardío al Neocomiano, durante la ruptura de la Pangea a medida que África-América del Sur se separaba de América del Norte. El tipo de corteza y su evolución es uno de los factores que junto con los eventos de mayor sedimentación han controlado las diferentes tasas de subsidencia y el flujo de calor en el Golfo de México; esto también tiene relación directa con la evolución de la madurez de la materia orgánica de las diferentes rocas generadoras presentes en esta provincia. Uno de los elementos importantes que impacta en el flujo de calor y en los estilos de deformación es la sal depositada en el Golfo de México durante el Calloviano, de acuerdo al modelo de evolución del Golfo de México la extensa zona con depósito de sal fue segmentada durante la etapa de generación de corteza oceánica quedando dos grandes áreas salinas conocidas como la Sal Louann y la Sal del Istmo (Figura 6.7), que han experimentado varias fases de deformación que causaron concentración y extensión por lo que las estructuras son complejas (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo , PEMEX, 2013).

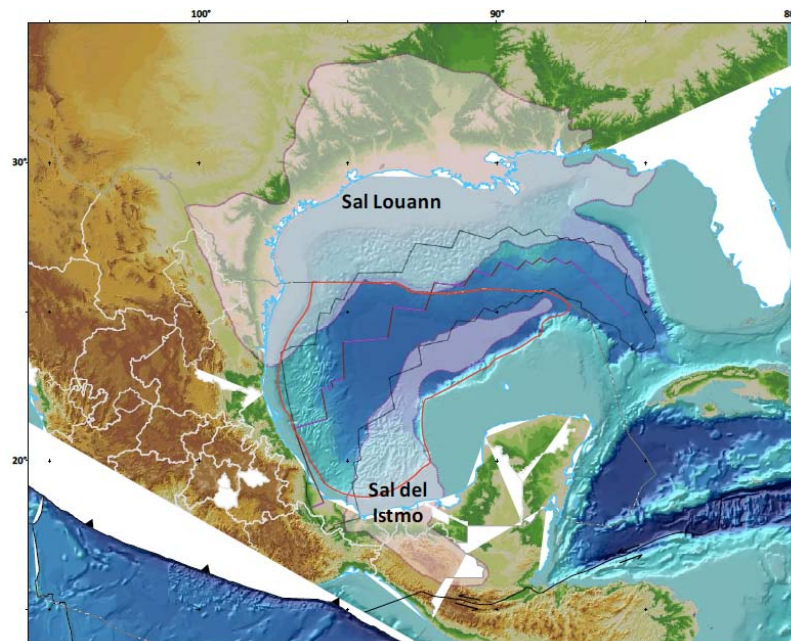


Figura 6.7. Distribución de los depósitos salinos y corteza oceánica en el Golfo de México (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, PEMEX, 2013).

En el sur del Golfo de México, se encuentra un área muy extensa con presencia de rocas evaporíticas (Baños-Torales y Sánchez-Ramos, 2009). La provincia Salina del Istmo contenida en la Provincia del Sureste, es una de las más representativas por sus características relacionadas a tectónica salina, ya que está caracterizada estructuralmente por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de cuencas por evacuación de sal denominadas minicuencas (Provincia Petrolera Sureste, Pemex, 2013). El área de la Cuenca Salina del Istmo es una zona productora de hidrocarburos por excelencia, cuenta con una extensión de alrededor de 15,300 kilómetros cuadrados, donde existe una gruesa secuencia sedimentaria siliciclástica intrusionada por sal, donde se produce aceite ligero principalmente a partir de plays que sobreyacen, terminan o subyacen contra la sal alóctona de edad Jurásico (Baños-Torales y Sánchez-Ramos, 2009).

La exploración Petrolera de la Cuenca Salina del Istmo inició en 1902 con la perforación del pozo Amesquite-I y en 1906 el pozo San Cristóbal descubre el primer campo; pero no es hasta 1910 con el descubrimiento del campo Ixhuatlán, que se inicia la producción de hidrocarburos. En los años sesentas del siglo pasado es descubierto el campo Cinco Presidentes y la producción alcanza los 150,000 b/d. Actualmente la producción promedio es de 40,000 b/d. El éxito exploratorio histórico de 35% ha permitido descubrir 55 campos en secuencias Cenozoicas que han acumulado una producción de 1,550 mmb, con un factor de recuperación promedio de 22% hasta los años noventas. En el área de la Cuenca Salina del Istmo, tanto la porción terrestre como marina, existe gran potencial para encontrar yacimientos petroleros, dado que existe la posibilidad de atravesar lengüetas o canopies de sal, evidencia que fue dada por los pozos Tonalá-902, Gurumal-2, Rabasa-1 y el pozo Sal Somera-1. Algunos de los campos presentes en esta provincia tienen una historia asociada a tectónica salina, como el yacimiento Timut, Rabasa, Nelash, Tecoalli, Lalai, Amoca, Xaxamani y Tamil entre otros (Venegas-Mora, 2010).

Otra de las provincias que están afectadas por la tectónica salina, además de la Provincia Salina del Istmo, es la Provincia Salina del Bravo, la cual se caracteriza por la presencia de mantos tabulares de sal, toldos y diapiros, evacuados desde el Oeste. En esta provincia se han realizado estudios de manifestaciones superficiales de hidrocarburos con muestreo de fondo marino, lo que indica la presencia de hidrocarburos líquidos que pueden estar migrando desde las areniscas turbidíticas Cenozoicas acumuladas en complejos de canales y abanicos submarinos, las cuales se encuentran conformando trampas estratigráficas, estructurales y combinadas tales como acuñamientos contra diapiros y estructuras tipo tortuga, entre otros (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo , PEMEX, 2013).

La Provincia Cinturón Plegado Perdido, se localiza al oriente de la Provincia Salina del Bravo, tiene área de 12,496 kilómetros cuadrados y cuenta con recursos medios del orden de 11,078 MMbpce, con una Pg de 28%. Esta provincia se caracteriza por presentar un estilo de pliegues y fallas inversas orientadas de suroeste a noreste, que despegan en la sal autóctona jurásica. Las trampas de este cinturón son grandes estructuras anticlinales nucleadas por sal, alargadas y apretadas. El cinturón de pliegues se extiende hacia la parte estadounidense del Golfo de México, en donde se han realizado varios descubrimientos importantes de aceite entre los que se encuentran Baha, Trident, Great White, Tobago, Silvertip y Tiger. En México se ha confirmado la existencia de yacimientos de aceite en el pozo Trión-1 (2012), en el pozo Maximino-1 (2013) y en el pozo Supremus-1 (2012), (Provincia Petrolera Golfo de México Profundo , PEMEX, 2013). En la figura 6.8 se observa la ubicación de la provincia Cinturón Plegado Perdido delimitada con un polígono rojo, así como la localización de los pozos petroleros; también se indican las oportunidades y la cobertura sísmica en 3D (PEP, PEMEX, 2012).

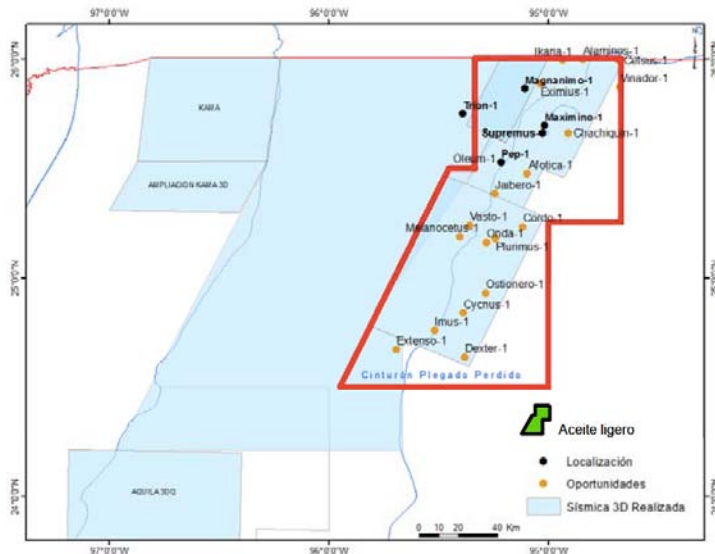


Figura 6.8. Ubicación de La Provincia Cinturón Plegado Perdido (Tomado de PEP, PEMEX, 2012).

El área donde se ubica el Cinturón Subsalino tiene un área aproximada de 14,288 kilómetros cuadrados, cuenta con la presencia de hidrocarburos de tipo aceite ligero y gas; el nivel de conocimiento relativo de esta área es bajo, los recursos medios son del orden de 5,900 MMbpce, con una Pg de 18%. La figura 6.9 muestra la ubicación del área del Cinturón Subsalino delimitada con un polígono rojo, así como la localización de los pozos petroleros, las oportunidades y la cobertura sísmica en 3D (PEP, PEMEX, 2012).



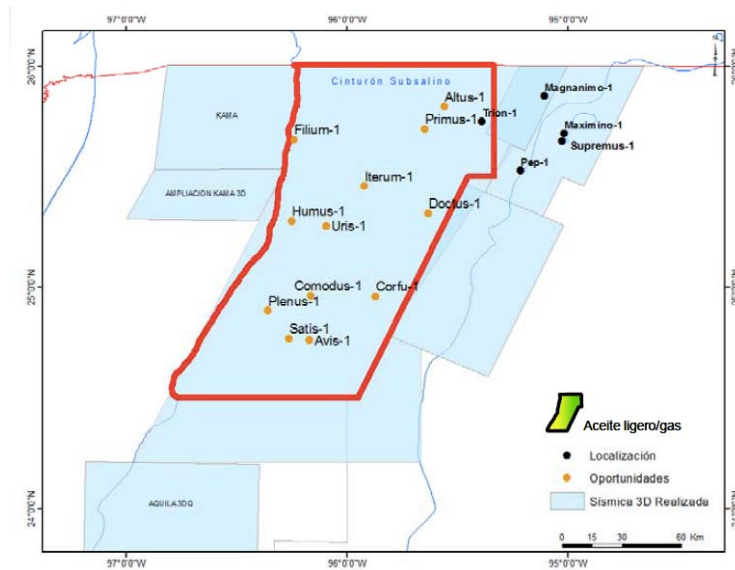


Figura 6.9. Ubicación del Área de Cinturón Subsalino (Tomado de PEP, PEMEX, 2012).

El play minicuecas está ubicado en el Golfo de México Profundo, se han observado las anomalías de amplitud, las cuales podrían estar asociadas a areniscas turbidíticas apiladas del Oligoceno y Mioceno. El muestreo de fondo marino realizado en el área de las minicuecas ha recuperado núcleos saturados de aceite. En la porción estadounidense los análogos indican que áreas entre 10 y 20 km<sup>2</sup> han acumulado más de 700 MMbpce (PEP, PEMEX, 2012). En la figura 6.10 se puede observar el play hipotético minicuecas, el cual está dividido, mostrando el predominio de gas y aceite.

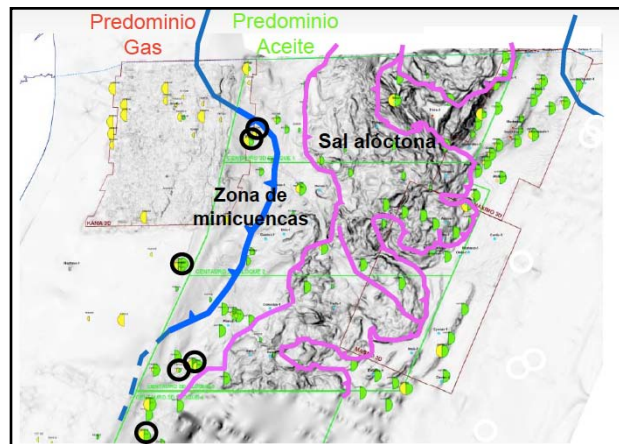


Figura 6.10. Mapa estructural del Play hipotético minicuecas (Tomado de PEP, PEMEX, 2012).

El Área de Holok, está subdividida en Holok Occidental y Holok Oriental, su área total es de 24,100 kilómetros cuadrados, con un nivel de conocimiento relativo medio. Los recursos estimados son del orden de 12,644 MMbpce, con Pg de 22%. En esta área es importante interpretar y corroborar la distribución de las secuencias estratigráficas, la calidad de la roca almacenadora y tipo de hidrocarburo, en particular en HOlok Oriental se debe adicionalmente mejorar la imagen subsalina. En la figura 6.11 se muestra la ubicación del Área de Holok delimitada con un polígono rojo, así como la localización de los pozos petroleros, las oportunidades y la cobertura sísmica en 3D (PEP, PEMEX, 2012).

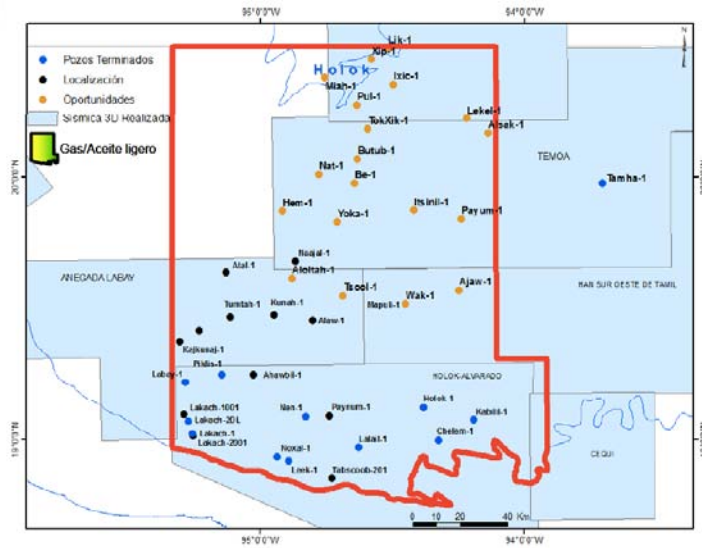


Figura 6.11. Ubicación del Área de Holok (Tomado de PEP, PEMEX, 2012).

Las actividades a realizar en el Golfo de México Profundo para acelerar su evaluación económico-petrolera involucran: Confirmar la extensión de los plays del Paleógeno en las provincias del Cinturón Plegado Perdido y Salina del Bravo, además de evaluar el potencial de los plays mesozoicos; continuar la evaluación de los plays Cenozoicos y Mesozoicos en la Provincia Salina del Istmo; Evaluar los plays mesozoicos en la porción occidental del Golfo de México Profundo; y terminar de cuantificar el potencial de la provincia gasífera ubicada al sur de las Cordilleras Mexicanas y en el Cinturón Plegado de Catemaco. Las áreas de mejores de oportunidad petrolera actuales en México corresponden a el Cinturón Plegado Perdido, área del Cinturón Subsaliño, Play hipotético minicuenas, área Holok, área Holok Occidental y área Holok Occidental sub-área Kunah-Yoka (PEP, PEMEX, 2012). La figura 6.12 muestra la distribución de los recursos petroleros en las áreas prioritarias del Golfo de México (PEP, PEMEX, 2012).

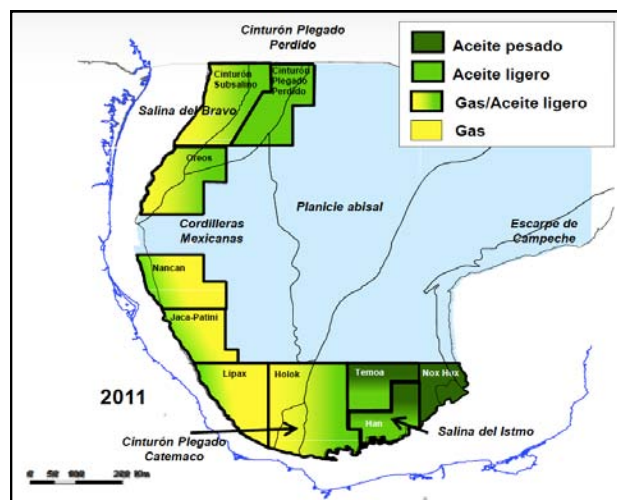


Figura 6.12. Distribución de los recursos petroleros en las áreas prioritarias del Golfo de México (PEP, PEMEX, 2012).

Los mayores volúmenes de reservas probadas de crudo, equivalentes a 70%, se localizan en campos marinos; el 30% restante se ubica en campos terrestres. Con respecto a las reservas probadas de gas natural, 56% se ubica en campos terrestres y 44% en campos marinos. En lo que se refiere a las reservas 3P de crudo, el 54% es en los campos marinos y el 46% en los campos terrestres; mientras que 65% de las reservas 3P de gas natural se ubica en áreas terrestres y 35% en regiones marinas (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

En Enero del 2014 las reservas probadas de hidrocarburos ascendieron a 13,438 millones barriles de petróleo crudo equivalente (MMbpce). Del total de reservas probadas, 8,795 MMbpce, o 65%, son desarrolladas, es decir, reservas que se espera sean recuperadas de pozos existentes incluyendo las reservas que pueden ser producidas utilizando la infraestructura actual y la aplicación de inversiones económicas moderadas. El 71% de las reservas desarrolladas se ubican en los complejos Ku-Maloob-Zaap, Cantarell y Antonio J. Bermúdez y en los campos Jujo-Tecominoacán, Tsimín, May, Ixtal, Kuil, Costero, Ixtoc y Caparoso-Pijije-Escuintle (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

Las reservas probadas no desarrolladas, es decir, los volúmenes que requieren de pozos e infraestructura adicional para su producción, ascienden a 4,644 MMbpce, o 35% de las reservas probadas. El 53% de estas reservas se concentran en los complejos Ku-Maloob-Zaap, y Antonio J. Bermúdez y en los campos Ayatsil, Tsimín, Jujo-Tecominoacán, Kayab, Pit, y Xux (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

Las reservas probables alcanzan 11,377 MMbpce. La suma de éstas y las reservas probadas forman la reserva 2P, la cual asciende a 24,816 MMbpce. El 48% de las reservas probables se ubican en el Proyecto Aceite Terciario del Golfo (Chicontepec). Asimismo, las regiones marinas concentran el 42% de estas reservas, donde destacan los campos Akal, Balam, Tsimin, Zaap, Ayatsil y Kunah. Las reservas posibles alcanzaron 17,343 MMbpce que, sumadas con las reservas probadas y probables integran una reserva 3P de 42,158 MMbpce. El 52% de la reserva posible se localiza en Chicontepec, mientras que 34% se concentran en las regiones marinas. Las reservas 3P están conformadas de 70% de crudo, 9% de condensados y líquidos de planta, y 21% de gas seco equivalente a líquido (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

En el periodo del 1 enero de 2009 al 1 de enero de 2014 se descubrieron 9,049 MMbpce de reservas 3P, que corresponden a 5,554 MMb de crudo y 16,610 miles de millones de pies cúbicos de gas natural. De 1 enero de 2013 al 1 de enero de 2014, las actividades exploratorias permitieron incorporar 1,163 MMbpce de reservas 3P. De este volumen adicionado, 102 MMbpce son reservas probadas, 122 MMbpce reservas probables y 940 MMbpce son posibles. Así, para el periodo del 1 enero de 2009 al 1 de enero de 2014, a través de actividades exploratorias, se han incorporado anualmente volúmenes sostenidos de reservas superiores a 1,000 MMbpce (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014). En la figura 6.13 se muestra la evolución de los descubrimientos desde el año 2009 hasta el 2014 (Reservas de hidrocarburos, Pemex, 2014).

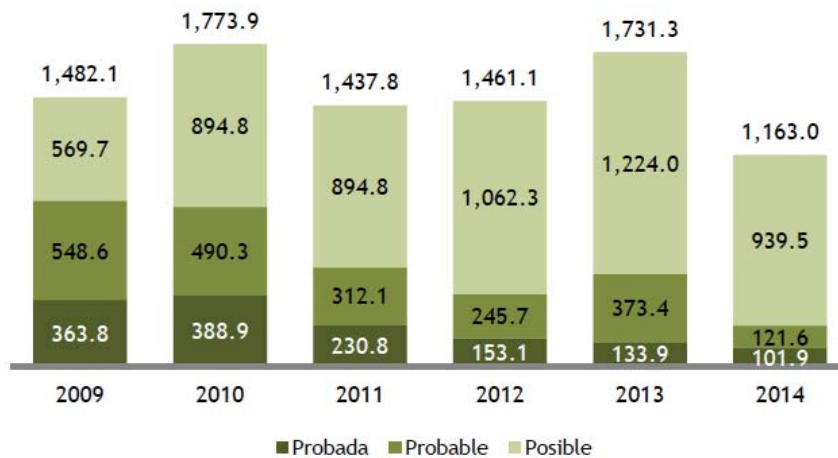


Figura 6.13. Evolución de los descubrimientos (MMbpce), (Tomado de Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

La distribución de la incorporación exploratoria por cuenca es la siguiente:

- Cuenas del Sureste concentra 58 MMbpce en reservas 1P y 358 MMbpce de reservas 3P;
- Cuenca de Veracruz alcanza 38 MMbpce en reservas 1P y 71 MMbpce de reservas 3P;
- Cuenca de Burgos contiene 5 MMbpce en reservas 1P y 60 MMbpce de reservas 3P;
- Cuenca del Golfo de México Profundo contiene 674 MMbpce en reservas 3P.

Los resultados señalan la estrategia exploratoria de PEMEX, que consiste en identificar nuevas reservas en las cuencas más productivas de crudo y gas no asociado, así como fortalecer la actividad exploratoria en aguas profundas. Las Cuencas del Sureste continúan aportando el mayor volúmen de nuevas reservas, corroborando con ello el gran potencial petrolero en Aguas Territoriales del Golfo de México y costa dentro. Los campos en aguas profundas, Maximino y Exploratus, incorporaron 674 MMbpce de reservas 3P. Del 1 de enero del 2013 al 1 de enero de 2014, los descubrimientos de yacimientos de crudo aportaron 83% del total de reservas 3P, es decir, 962 MMbpce, mientras que los yacimientos de gas no asociado incorporaron 201 MMbpce equivalentes a 926 MMMpc (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014). La figura 6.14 se muestran los descubrimientos al 1 de enero de 2014 por reservas probadas, reservas 2P y reservas 3P (Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

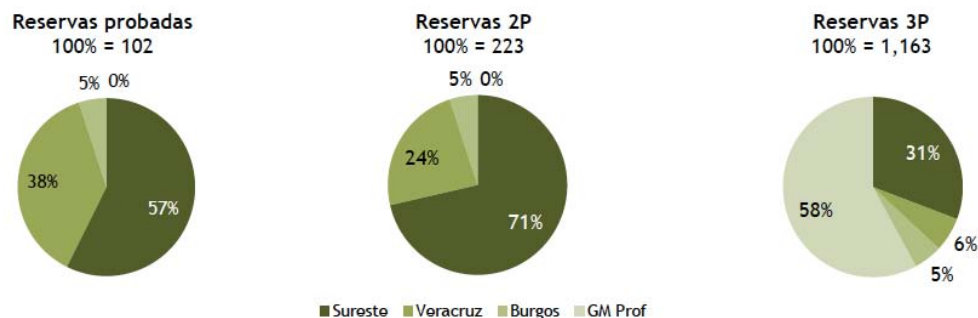


Figura 6.14. Descubrimientos al 1 de enero de 2014 (MMbpce), (Tomado de Reservas de hidrocarburos, PEMEX, 2014).

Al 1 de enero de 2014, los descubrimientos marinos permitieron adicionar reservas probadas por 50 MMbpce, 44 MMb de aceite y 33 MMMpc de gas natural. Los principales descubrimientos costa fuera se dieron con Maximino y Exploratus. Maximino represento la incorporación más importante del 1 de enero del 2013 al 1 de enero de 2014, con reservas totales por 439 MMbpce. Maximino se ubica en aguas profundas del Golfo de México Norte frente a la costa del estado de Tamaulipas en un tirante de agua de 2,919 metros. Con Maximino se continua confirmando el gran potencial de México en el Proyecto Área Perdido. Exploratus fue otro descubrimiento realizado en aguas profundas del Golfo de México Norte, frente a las costas del Estado de Tamaulipas, con un tirante de agua de 2,558 metros. El tipo de hidrocarburo descubierto fue aceite y representó una incorporación de reservas totales de 234 MMbpce (Las Reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014).

Los campos petroleros ejemplificados en este trabajo, por su relación con la tectónica salina y las minicuenas, correspondientes a las provincias petroleras del Sureste y del Golfo de Mexico Profundo, cuentan con una gran importancia económico-petrolero cada uno de ellos, ya que los yacimientos asociados tienen una importante reserva y una notable producción petrolera desde el inicio del desarrollo de sus yacimientos. El yacimiento Amoca mostró en el 2003, una importante incorporación de reservas de hidrocarburos líquidos en comparación con otros yacimientos descubiertos de forma contemporánea, con un volumen original 3P de aceite de 347.7 millones de barriles, en tanto las reservas originales de petróleo crudo equivalente 1P, 2P y 3P estimadas fueron de 29.2, 34.8 y 75.6 millones de barriles, respectivamente (Tabla 6.4), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004).

Cuenca	Pozo	1P		2P		3P		PCE
		Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	
Campo		mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb
<b>Sureste</b>		64.7	110.6	217.1	258.2	291.3	389.9	380.6
<b>Amoca</b>	<b>Amoca-1</b>	<b>26.8</b>	<b>10.2</b>	<b>31.8</b>	<b>12.1</b>	<b>69.3</b>	<b>26.3</b>	<b>75.6</b>
Centli	Centli-1	0	0	0	0	0	3.1	0.6
Chuhuk	Chuhuk-1	4.1	6.8	9.3	15.4	9.3	15.4	13.3
Etkal	Etkal-1	0	0	1	27	1	27	7.3
Guaricho	Guaricho-1	2.9	2.1	7.6	5.4	7.6	5.4	8.8
Gubicha	Gubicha-1	0.7	1.2	0.7	1.2	0.7	1.2	1
Homol	Homol-1	4.4	3	20.9	14.1	20.9	14.1	24.3
Isiw	Isiw-1	0	3.8	0	15.3	0	15.3	2.9
Ku	Pakal-1	0	0	88	47.2	88	47.2	99.5
Malva	Malva-201	4.5	5.3	4.5	5.3	4.5	5.3	5.9
Nak	Nak-1	2.3	9.1	2.3	9.1	7.4	29.2	14.9
Namaca	Namaca-1	0	0	0	0	1.5	13.6	4.3
Rasha	Rasha-1	0	3.3	0	3.3	0	3.3	0.6
Sen	Naranja-1	0	0	0	0	20.9	60.5	36
Shishito	Shishito-1	16.7	21.2	33.9	38	33.9	38	42.1
Teekit	Teekit-1	2.2	0.5	11.3	2.5	11.3	2.5	11.9
Uchak	Uchak-1	0	20.2	0	20.2	0	20.2	3.9
Viche	Viche-1	0	5.5	0	9.9	0	9.9	2.5
Xaxamani	Xaxamani-1	0	8.3	5.6	21.9	13.2	28.1	18.9
Xicope	Xicope-1	0	10.1	0	10.1	0	17.6	3.4
Yetic		0	0	0	0	1.7	6.7	3

Tabla 6.4. Composición de las reservas de hidrocarburos de los yacimientos descubiertos en la Provincia del Sureste en el 2003 (Modificado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004).

En el caso del yacimiento Nelash, el volumen descubierto representó una muy importante incorporación de reservas para el 2006, con un volumen original 3P de 130.3 millones de barriles de aceite y 382.2 miles de millones de pies cúbicos de gas natural; sus reservas de aceite en las categorías 1P, 2P y 3P fueron de 5.6, 15.2 y 22.1 millones de barriles, respectivamente. En términos de gas, las reservas 1P, 2P y 3P ascendieron a 16.4, 44.8 y 65.1 miles de millones de pies cúbicos de gas, con reservas 3P de petróleo crudo equivalente estimadas de 40.2 millones de barriles (Tabla 6.5), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2007).

Cuenca	Pozo	1P		2P		3P		PCE
		Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	
Campo		mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb
<b>Sureste</b>		62.9	129.9	154.4	311.6	302.8	779.4	487.6
Ayatsil	Ayatsil-1	0	0	0	0	69.1	8.5	70.8
Cobra	Cobra-1	1.6	16.4	5.1	49.6	5.1	49.6	17.5
Homol	Homol-101	6.8	50.8	6.8	50.8	42.3	315.4	118.5
Kali	Kali-1	0	0	35.2	76.2	39.6	88.9	61.4
<b>Nelash</b>	<b>Nelash-1</b>	<b>5.6</b>	<b>16.4</b>	<b>15.2</b>	<b>44.8</b>	<b>22.1</b>	<b>65.1</b>	<b>40.2</b>
Onel	Onel-1	27.1	32.4	49.7	63.1	49.7	63.1	65.1
Tabascoob	Tabascoob-101	0	0	0	0	0	140.9	27.1
Yaxché	Yaxché-101	21.8	13.9	42.4	27.1	74.9	47.9	87

Tabla 6.5. Composición de las reservas de hidrocarburos de los yacimientos descubiertos en la Provincia del Sureste en el 2006 (Modificado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2007).

Para el año 2008 los yacimientos Rabasa y Tsimin incorporaron juntos un gran volumen de hidrocarburos. El yacimiento Rabasa incorporó un volumen original 3P de aceite de 123.0 millones de barriles, en tanto las reservas originales 1P, 2P y 3P estimadas fueron de 3.7, 15.9 y 28.3 millones de barriles de petróleo crudo, respectivamente, las cuales al agregar el gas asociado ascendieron a 4.2, 18.3, y 32.6 MMBPCE, respectivamente (Tabla 6.6), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009). Por su parte el yacimiento Tsimin incorporó un volumen original 3P estimado de 253.5 millones de barriles de aceite y 1,565.7 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas 3P se ubicaron en 109.4 millones de barriles de petróleo y 976.4 miles de millones de pies cúbicos de gas, que en conjunto fueron 307.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Las reservas probadas y probables estimadas ascendieron a 117.7 y 54.7 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente (Tabla 6.6), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

		1P		2P		3P		
Cuenca	Pozo	Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	Aceite	Gas natural	PCE
Campo		mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb	mmmpc	mmb
<b>Sureste</b>		244.8	440.8	681.5	798.2	1,095.60	1,331.90	1,372.90
Ayatsil	Ayatsil-DL1	88.6	9.2	184.2	19.2	398.7	41.5	406.7
Kambesah	Kambesah-1	16.1	18.2	24.8	28.3	24.8	28.3	30.9
Pit	Pit-DL1	64.9	8.9	278.2	38.3	366.1	50.3	375.9
<b>Rabasa</b>	<b>Rabasa-101</b>	<b>3.7</b>	<b>2.2</b>	<b>15.9</b>	<b>9.8</b>	<b>28.3</b>	<b>17.3</b>	<b>32.6</b>
Tecoalli	Tecoalli-1	6.1	4.3	15.4	10.8	46.2	32.4	54
Teotleco	Teotleco-1	3.7	9.9	34.4	92.5	47.2	126.3	77.6
<b>Tsimin</b>	<b>Tsimin-1</b>	<b>41.8</b>	<b>373.7</b>	<b>61.3</b>	<b>547.1</b>	<b>109.4</b>	<b>976.4</b>	<b>307.6</b>
Xanab	Xanab-DL1	9.7	9.1	42.1	39.4	49.8	46.6	59.5
Yaxché	Yaxché-1DL	10.2	5.2	25.1	12.9	25.1	12.9	28.2

Tabla 6.6. Composición de las reservas de hidrocarburos de los yacimientos descubiertos en la Provincia del Sureste en el 2008 (Modificado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009).

El pozo Tamil-1, ubicado en aguas profundas del golfo de México, descubrió en el 2009, un recurso mayor de 200 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2009). En el 2013 los yacimientos Miztón en la Provincia del Sureste y Exploratus en el Golfo de México Profundo al ser exitosos permitieron una importante incorporación de reservas. El pozo Miztón-1 incorpora un volumen original total (3P) estimado de 283.5 millones de barriles de aceite y 219.1 miles de millones de pies cúbicos de gas. Para el caso de las reservas totales 3P, fueron de 86.4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente que corresponden a 70.9 millones de barriles de aceite y 78.8 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas probadas y probables estimadas ascendieron a 28.5 y 69.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014). El yacimiento Exploratus permitió una incorporación de reservas totales del orden de 234.4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente en reservas 3P, de los cuales 91.8 millones de barriles correspondieron al aceite, con una reserva de 625.4 miles de millones de pies cúbicos de gas (Tabla 6.7), (Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014).

Cuenca	Pozo	1P		2P		3P		PCE
		Aceite mmb	Gas natural mmpc	Aceite mmb	Gas natural mmpc	Aceite mmb	Gas natural mmpc	
<b>Sureste</b>		48.6	46.6	135.2	114.3	302	253.4	358
Ayocote	Ayocote-1	0	0	0	0	43.9	53.5	56.2
Calicanto	Calicanto-101	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
Caparroso- Pijije- Escuintle	Tamarhú-1	2.4	8.4	4.2	13.8	11.4	35.5	20.1
Chac	Chac-2214	0	0	0	0	5.7	1.1	6
Chapabil	Chapabil-1A	0	0	0	0	91.4	9.8	93.7
Mene	Tson-201	0	0	24.4	5.2	24.4	5.2	25.6
Miztón	Miztón-1	24.7	19.1	60.6	46.8	70.9	78.8	86.4
Sini	Sini-1	2.4	5.4	9	21.9	17.3	43	27.8
Xux	Xux-1DL	18.8	13.6	36.7	26.5	36.7	26.5	42
<b>Golfo de México Profundo</b>		0	0	0	0	358	1,384.00	673.6
Exploratus	Exploratus-1	0	0	0	0	91.8	625.4	234.4
Maximino	Maximino-1	0	0	0	0	266.2	758.6	439.2

Tabla 6.7. Composición de las reservas de hidrocarburos de los yacimientos descubiertos en la Provincia del Sureste y en la Provincia del Golfo de México Profundo, en el 2013 (Modificado de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2014).

En la tabla 6.8 se muestra una compilación de los yacimientos mencionados en este trabajo, mostrando sus reservas 1P, 2P y 3P de aceite y gas, en sus respectivos años de incorporación de reservas.

Cuenca	Pozo	1P		2P		3P		PCE
		Aceite mmb	Gas natural mmpc	Aceite mmb	Gas natural mmpc	Aceite mmb	Gas natural mmpc	
Amoca	Amoca-1	26.8	10.2	31.8	12.1	69.3	26.3	75.6
Nelash	Nelash-1	5.6	16.4	15.2	44.8	22.1	65.1	40.2
Rabasa	Rabasa-101	3.7	2.2	15.9	9.8	28.3	17.3	32.6
Tsimin	Tsimin-1	41.8	373.7	61.3	547.1	109.4	976.4	307.6
Miztón	Miztón-1	24.7	19.1	60.6	46.8	70.9	78.8	86.4
Exploratus	Exploratus-1	0	0	0	0	91.8	625.4	234.4

Tabla 6.8. Compilación de la composición de las reservas de hidrocarburos de los yacimientos de interés (Datos tomados de Las reservas de hidrocarburos de México, PEMEX, 2004, 2007, 2009 y 2014).

Los descubrimientos realizados por PEMEX en los últimos años son muy importantes para México, ya que indican que existe un gran potencial de aceite y/o gas en varias cuencas petroleras de nuestro país.



## 7. Conclusiones.

El término tectónica salina se refiere a cualquier deformación tectónica que ocurre cuando se movilizan cuerpos de sal u otras secuencias de evaporitas en el subsuelo y originan, domos, diapiros, toldos o pabellones, etc; los que se pueden asociar a algunos componentes del sistema petrolero. Una minicuenca es una estructura cóncava formada en la parte superior de un manto salino, con un tamaño variable de 10 a 40 km; que se forma cuando las depresiones topográficas presentes se rellenan con sedimentos que alcanzan espesores superiores a los 1.5 km, logrando que la densidad compactada produzca su hundimiento, plegando la película sedimentaria y haciendo que la sal diapírica fluya a su alrededor.

El 28% de las provincias salinas en el mundo pertenecen a campos petroleros productivos gigantes; en estas provincias se incluyen a las Cuencas Sverdrup, Paradox, Precaspian y el Golfo de México, mencionadas en este trabajo, las cuales a su vez, presentan estructuras asociadas a tectónica salina y a minicuecas; por otra parte, el 26% de las provincias salinas en el mundo pertenecen a campos petroleros productivos grandes o sub-gigantes, entre las cuales se incluyen a las cuencas del Aptiano de Brasil, Kwanza, Angola y Flinders Ranges, las cuales, también presentan estructuras relacionadas a eventos de tectónica salina y a minicuecas. Las principales minicuecas en el mundo están ubicadas en: La Cuenca de Sverdrup en Canadá (así como las cuencas marinas canadienses), la cuenca Paradox en EEUU, las minicuecas del Golfo de México (tanto en territorio Mexicano como Estadounidense), las cuencas del Aptiano en Brasil, la cuenca Zechstein en Alemania, la cuenca Precaspian en Russia, Cuencas del Mar Rojo, Cuencas al Oeste y al Noroeste de Africa, y la Cuenca Flinders Ranges en Australia.

En México, las Provincias petroleras con tectónica salina son: Salina del Istmo, Salina del bravo y Cinturón Plegado Perdido, las que cuentan con campos petroleros en play subsalinos y sobresalinos.

La Provincia Salina del Istmo se subdivide en la porción continental y la porción marina; la porción continental abarca desde el frente de la Sierra de Chiapas en el sur, hasta la isóbata de 500 m al norte, limitanda al oeste con la Cuenca de Veracruz y al este con el Pilar Reforma-Akal. Está caracterizada por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de cuencas por evacuación de sal y minicuecas entre cuerpos salinos. La porción marina de la Provincia Salina del Istmo, se distribuye desde la isóbata de 500 m hasta la planicie abisal, es la contraparte sur de la Provincia Geológica Salina del Bravo. Se caracteriza por presentar diferentes estilos de tectónica salina, con evolución de diapiros comprimidos, conectados con la sal madre por su origen asociado a procesos de formación de minicuecas y a geometrías de toldos de sal alóctona emplazados cerca del fondo marino.

La Provincia Salina del Bravo se localiza en el sector nororiental del Golfo de México, frente al delta del Río Bravo en tirantes de agua que varían de 500 a 2500 m, se caracteriza por la presencia de mantos tabulares de sal, toldos y diapiros, evacuados desde el poniente. Hacia el occidente; esta provincia presenta una franja casi paralela al borde del talud continental dominada por una tectónica salina representada por diapiros y paredes de sal, con sus depresiones o minicuecas asociadas. En esta provincia se han realizado estudios que indican la presencia de hidrocarburos líquidos que pueden estar migrando de las areniscas turbidíticas cenozoicas.

La Provincia Cinturón Plegado Perdido se localiza al oriente de la Provincia Geológica Salina del Bravo; se caracteriza por presentar un estilo de pliegues y fallas inversas orientadas de suroeste a noreste, que despegan en la sal autóctona jurásica; Las trampas de este cinturón son anticlinales con áreas de 100 a 250 km<sup>2</sup> nucleadas por sal, de más de 40 Km, con tirantes de agua de entre 2,000 y 3,500 m. El cinturón de pliegues se extiende hacia la parte estadounidense del Golfo de México; se ha confirmado la existencia de yacimientos de aceite en el pozo Trión 1 (2012), Maximino 1 (2013), Supremus 1 y en el pozo PEP 1 (2013).

El campo Amoca pertenece a la Provincia del Sureste contenido en la subcuenca Salina del Istmo; presenta una estructura corresponde a una minicuenca que se encuentra afectada por la intrusión de dos cuerpos salinos de grandes dimensiones, los que generaron una serie de fallas normales, dividiendo el campo en varios bloques; cuenta con un intervalo productor correspondiente a areniscas del campo Cinco Presidentes, donde las areniscas se acuñan contra la sal; el campo esta afectado por dos fallas normales paralelas; su incorporación de reservas 1P, 2P Y 3P de aceite al 2003 fueron de 26.8, 31.8 y 69.3 MMB respectivamente; sus reservas 1P, 2P y 3P de gas fueron 10.2, 12.1 y 26.3 MMMPC respectivamente.

El campo Nelash pertenece al Activo Integral Cinco Presidentes, de la Provincia del Sureste; se encuentra localizado a 6 kilómetros al Norte del poblado Francisco Rueda, Municipio de Huimanguillo, Tabasco; el campo forma parte de una estructura homoclinal, segmentado por dos fallas normales; hacia el poniente presenta cierre estructural debido al plegamiento, La estructura es resultado de esfuerzos de una tectónica salina ya que la trampa del yacimiento Nelash tiene una fuerte componente estructural donde la deformación de las areniscas fue producto del movimiento de la sal, lo que causó plegamiento y fallamiento normal; las reservas 1P, 2P Y 3P de aceite al 2006 fueron 5.6, 15.2 y 22.1 MMB respectivamente; sus reservas 1P, 2P y 3P de gas fueron 16.4, 44.8 y 65.1 MMMPC respectivamente.

El campo Rabasa se ubica en el municipio de Agua Dulce, Veracruz, localizado a 25.4 kilómetros al Sureste de la ciudad de Coatzacoalcos; pertenece al Activo Integral de la Provincia del Suereste; la estructura en la que se encuentran los yacimientos es un anticlinal afallado, truncada por cuerpos de sal; al noroeste del cuerpo de sal cortado por el pozo Rabasa-1 existe la presencia de una minicuenca; las reservas 1P, 2P Y 3P de aceite al 2009 fueron 3.7, 15.9 y 28.3 MMB respectivamente; sus reservas 1P, 2P y 3P de gas fueron 2.2, 12.1 y 26.3 MMMPC.

El campo Tsimin, pertenece al Activo Integral Litoral de Tabasco, de la Provincia del Suereste; se ubica en aguas territoriales del Golfo de México frente a las costas del Municipio de Frontera, Tabasco, a 11 kilómetros de la costa. El yacimiento está conformado por un anticlinal asimétrico, alargado, con orientación Noroeste-Sureste, afectado por un sistema de fallamiento inverso asociado a una tectónica salina compleja, que generó condiciones de sello favorables para el entrapamiento de hidrocarburos. El yacimiento Tsimin es productor de gas y condensado; las reservas 1P, 2P Y 3P de aceite del yacimiento al 2008 fueron de 41.8, 61.3 y 109.4 MMB respectivamente; sus reservas 1P, 2P y 3P de gas fueron 373.7, 547.1 y 976.4 MMMPC respectivamente.

El Campo Mitzon, pertenece al Activo de Producción Litoral de Tabasco, de la Provincia del Suereste; se localiza en aguas territoriales del Golfo de México, aproximadamente a 208 kilómetros al Suroeste de Ciudad del Carmen, Campeche, y a 61 kilómetros al Oeste de

Paraíso, Tabasco; produce aceite y gas en un tirante de agua de 33 metros. Los yacimientos se encuentran en estructuras anticlinales con cierre propio en dos direcciones, limitados hacia el sur por un diapiro salino y en la porción Norte su cierre es por una falla; el área se encuentra deformada por la tectónica salina y por la acción de esfuerzos verticales debidos a procesos gravitacionales, por lo que hay presencia de fallas normales. La estructura cortada por pozo Miztón-1 corresponde al flanco de una intrusión salina, la cual se movió ascendentemente por el plano de debilidad causado por la presencia de una falla lístrica. Las reservas 1P, 2P Y 3P de aceite del yacimiento Rabasa-1 al 2013 fueron 24.7, 60.6 y 70.9 MMB respectivamente; sus reservas 1P, 2P y 3P de gas fueron 19.1, 46.8 y 78.8 MMMPC respectivamente.

El campo Exploratus, se sitúa dentro del proyecto Área Perdido, en la provincia del Cinturón Plegado Perdido, en el Golfo de México Profundo, frente a la costa Norte del Estado de Tamaulipas, a 199 kilómetros de la línea de costa frente a la Cd. de Matamoros, Tamaulipas; geológicamente se ubica en la provincia del Cinturón Plegado Perdido (CPP), próximo al límite Oriental de la Provincia Salina Delta del Bravo. La estructura del yacimiento corresponde a un pliegue anticlinal expulsado con cierre en cuatro direcciones, limitado por fallas inversas convergentes; la sal alóctona influyó en la deformación de las secuencias estratigráficas del área; las reservas 3P de aceite y gas del yacimiento Exploratus al 2013 fueron de 91.8 MMB y 625.4 MMMPC respectivamente.

El campo Tamil se localiza en aguas territoriales del Golfo de México, frente a los estados de Campeche y Tabasco, a 146 kilómetros al Noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche; en los límites de la Cuenca Salina del Istmo y la porción Noroccidental del Graben de Comalcalco en el Golfo de México Profundo; la estructura del yacimiento es un anticlinal alargado, limitado en todas direcciones por cierre contra fallamiento inverso, posiblemente con sal en el núcleo de los altos estructurales; existe presencia de minicuencas dentro del campo que son de interés de origen económico petrolero. Los recursos estimados son superiores a 200 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

El área de Cinturón Subsalino cuenta con un área de 14,288 kilómetros cuadrados, con una cobertura sísmica 3D del 100%, cuenta con la presencia de hidrocarburos de tipo aceite ligero y gas, en plays del Eoceno, Oligoceno y Mioceno; el nivel de conocimiento del área relativo es bajo. Sus recursos medios son del orden de 5,900 MMbpce con una Pg de 18%.

El Área de Holok, está subdivida en Holok Occidental y Holok Oriental, cuenta con un área total es de 24,100 kilómetros cuadrados, con cobertura sísmica 3D del 100% en el área de mayor potencial petrolero; los plays existentes pertenecen al Neógeno, Paleógeno y Mesozoico; el nivel de conocimiento relativo del área es medio, sus recursos son del orden de 12,644 MMbpce con Pg de 22%.

El play hipotético minicuencas ubicado en el Sector del Cinturón Subsalino del Golfo de México Profundo, forma parte de un área de interés petrolero, ya que los núcleos recuperados son saturados de aceite y cuenta con análogos ubicados en el territorio estadounidense.

**Se recomienda:**

1. Estudiar campos petroleros que están en producción en el mundo y que se consideren análogos, con la finalidad de conocer como se han perforado, como se han desarrollado y que problemática han presentado y aplicar este conocimiento en otros campos de México.
2. Se recomienda continuar estudiando a las Provincias petroleras Salina del Istmo, Salina del bravo y Cinturón plegado perdido, así como sus yacimientos asociados a tectónica salina y a minicuevas, con la finalidad de incorporar reservas ya que al mejorar el modelo geológico se obtendrán mejores resultados.
3. Continuar estudiando las áreas de Holok Occidental, Holok Oriental y El play hipotético minicuevas, para obtener información más detallada de los yacimientos petroleros, principalmente asociados a tectónica salina y a minicuevas; considerar las problemáticas que los cuerpos de sal presentes en estas áreas causan al hacer perforaciones exploratorias, por lo que se recomienda implementar tácticas funcionales para su perforación, mediante tecnologías modernas, con sistemas de rotación orientables y utilizar las barrenas adecuadas, así como considerar los métodos de perforación en sal, en territorio Estadounidense que puedan ser aplicados en territorio nacional como análogos.

## Bibliografía

**Ahlbrandt, T. S. and Fryberger, S. G., 1981.** Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: F. G. Ethridge and R. M. Flores (Editors), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. Soc. Econ. Paleon. Mineral., Spec. Publ., 31: pp. 293-314.

**Allen, P.A. y Allen, J.R., 2005.** Basin Analysis. Principles and Applications. 2da edición. Blackwell Publishing, Oxford. 560 pp.

**Agencia Internacional de la Energía, 2015.** World Energy Outlook Special Report, Energy and Climate Change. pp. 35-65.

**Balkwill, H.R., and Legall, F.D., 1989.** Whale Basin, offshore Newfoundland: Extension and salt diapirism, *in* Tankard, A.J., and Balkwill, H.R., eds., Extension Tectonf and stratigraphy of the North Atlantic margins: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46, pp. 233–245.

**Baldschuhn, R., Binot, F., Frisch, U., and Kockel, F., 2001.** Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem Deutschen Nordsee-Sektor: Geologisches Jahrbuch, v. A153, 3 CD-ROM, p. 88

**Barde, J.P., Gralla, P., Harwijanto, J., and Marsky, J., 2002.** Exploration at the eastern edge of the Precaspian basin: Impact of data integration on Upper Permian and Triassic prospectivity: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 86, pp. 399–415.

**Baños-Torales, F.L. y Sánchez-Ramos, C.A. 2009.** Yacimientos Petroleros Debajo de la Sal. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. pp. 82-110.

**Basurto Borbolla, J.G., 1992.** Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste de México y Sur del Golfo de México, Tesis de Maestría, Posgrado de Ingeniería, UNAM, pp. 25-36.

**Beaubouef, R.T., and Friedmann, S.J., 2000.** High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intraslope basins, western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs, *in* Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rossen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., and Lawrence, D.T., eds., Deep-water reservoirs of the world, 20<sup>th</sup> Annual Research Conference Proceedings: Houston, Texas, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, pp. 40–60.

**Bouma, A.H., 1982.** Intraslope basins in northwest Gulf of Mexico: Key to ancient submarine canyons and fans, *in* Watkins, J.S., and Drake, C.L., eds., Geologic Evolution of Continental Margins: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 43, pp. 567–581.

**Bouma, A.H., Smith, L.B., Sidner, B.R., and McKee, T.R., 1978.** Intraslope basin in northwest Gulf of Mexico, *in* Bouma, A.H., Moore, G.T., and Coleman, J.M., eds., Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology no. 7, pp. 289–302.

**Birkeland, P. W., 1974.** Pedology, Weathering and Geomorphological Research. Oxford Univ. Press, New York, 285 pp.

**Bjørlykke, Knut., 2011.** Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics. Springer, Noeway. 508 pp.

**Bryant, I., Herbst, N., Daily, P., Dirbus, J.R., Fainstein, R., McCoss, A., Montaron, B., Quirk, D. y Tapponnier, P., 2012.** OilfieldReview:Schlumberger: 2013 : 24, no. 3.

**Casas, E. and Lowenstein, T. K., 1989.** Diagenesis of saline pan halite: comparison of petrographic features of modern, Quaternary, and Permian halites. J. sed. Petrol., 59 : 724-739.

**Castens-Seidell, B., 1984.** The Anatomy of a Modern Marine Siliciclastic Sabkha in a Rift Valley Setting: north-west Gulf of California Tidal Flats, Baja California, Mexico. Ph.D. diss., Johns Hopkins Univ., Baltimore, Maryland, 386 pp.

**Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, L.S., Coelho, D., and Rossello, E.A., 1995.** Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil, *in* Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., and Snelson, S., Salt tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, pp. 305–321.

**Cooke, R. U. and Warren, A, 1973.** Geomorphology in Deserts. Univ. Of Calif. Press, Los Angeles, 374 pp.

**Cramez, C. y Letouzey, J. 2006.** Universidade Fernando Pessoa, Porto, Portugal, <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/WebBasPrinTectonics/BasPrincTectonics/Page1.htm>.

**Dan, J., 1973.** Arid-Tonesoils. In: B. Yaron, E. Danfors and Y. Vaadia (Editors), Arid Zone Irrigation. Springer-Verlag, New York, pp. 11-28.

**Deelman, J. C., 1972.** On mechanisms causing birds eye structures. Neues. Jahrb. Geol. Paleon. Mb., pp. 582-595.

**Degens, E. T., Wong, H. K. and Fmckh, P., 1973.** Lake Van: geology. chemistry, hydrography, a summary. In: E. T. Degens and F. Kurtman (Editors), Geology of Lake Van. M.T.A. Press, Ankara, Turkey, pp. 134-146.

**Demercian, S., Szatmari, P., and Cobbold, P.R., 1993.** Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil: Tectonophysics, v. 228, pp. 393–433.

**Dickinson, W.R. 1974.** Plate tectonics and sedimentation. En: Tectonics and Sedimentation (Ed. Por Dichinson, W.R.), Pub. Esp. 22,1-27. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles. 204 pp.

**Diegel, F.A., Karlo, J.F., Schuster, D.C., Shoup, R.C., and Tauvers, P.R., 1995.** Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf coast continental margin, *in* Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., and Snelson, S., eds., *Salt tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65*, pp. 109–151.

**Diego Ortiz, G., 2004.** Modelado estructural en las regiones centro y sur del Istmo de Tehuantepec, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

**Drever, J. I. and Smith, C. L., 1977.** Repeated wetting and drying of the soil zone as an influence on the chemistry of groundwater in arid terrains. *Second IAGC Symp. Water-Rock Interaction, Strasbourg, 2*: pp. 50-55.

**Dribus, J.R., Jackson M.P. y Smith, J.K., 2008.** La recompensa que yace bajo la sal. *OilfieldReview, Schlumberger*. pp. 4-19

**Duval, B., Cramez, C., and Jackson, M.P.A., 1992.** Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola: *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, pp. 389–404, doi: 10.1016/0264-8172(92)90050-O.

**Dyson, I.A., 1999.** The Beltana Diapir—A salt withdrawal minibasin in the northern Flinders Ranges: *Mines and Energy South Australia Journal*, v. 15, pp. 40–46.

**Einsele, G., 1992.** *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. SpringerVerlag. New York. ISBN 3-540-54743-6.

**Einsele, G. 1991.** *Sedimentare Basins*, Springer- Verlag, Berlin, 628 pp.

**Eugster, H. P., 1980.** Lake Magadi, Kenya, and its precursors. In: A. Nissenbaum (Editor), *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments (Developments in Sedimentology 28)* Elsevier, Amsterdam, pp. 195-232.

**Escalera- Alcocer, J.A., 2010.** Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México. Academia de ingeniería, México.

**Eugster, H. P., 1970.** Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. *Mineral. Soc. Am., Spec. Paper. 3*: pp. 215-235.

**Fletcher, R.C., Hudec, M.R., and Watson, I.A., 1995.** Salt glacier and composite sediment-salt glacier models for the emplacement and early burial of allochthonous salt sheets, in Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., and Snelson, S., eds., *Salt tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologists Memoir 65*, pp. 77–108.

**Fossen H. 2010.** *Structural Geology*. Cambridge University Press, United Kingdom. 463 pp.  
**Fryherger, S.G., Al-Sari, A.M. and Clisham, T J., 1983.** Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea. Dharan area, Saudi Arabia. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 67: pp. 280-312.

**Gile, L. H., Peterson, F. F. and Grassman, R. S., 1966.** Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desertsoils. *Soil Sci.*, 101: pp. 347-360.

**Griem, W. 2002.** Trampas de Petróleo. Energéticos Petróleo. Apuntes Depósitos Minerales. <http://www.geovirtual2.cl>.

**Gomez-Cabrera, P.T., 2003.** Structural and sedimentological analysis of the Neogene sediments of the offshore portion of the Salina del Istmo Basin, southeastern Mexico: AAPG International Conference, Abstract, Barcelona, España.

**Halbouty Michel, T., 1979.** Salt domes, Gulf region, United States & Mexico, Houston Texas, 2nd ed., 561 pp.

**Hardie, L. A. and Eugster, H. P., 1970.** The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Am., Spec. Publ.*, 3: pp. 273-290.

**Hardie, L.A., 1996.** Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporates over the past 600 m.y. *Geology* 24, pp. 279–283.

**Hardie, L.A., 1984.** Evaporites: marine or nonmarine?. *Am, J. Sci.*, 284, pp.193-240.

**Heaton, R.C., Jackson, M.P.A., Bamahmoud, M., and Nani, A.S.O., 1995.** Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea, *in* Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., and Snelson, S., eds., *Salt tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologists Memoir 65*, pp. 333–351.

**Holman, W.E., and Robertson, S.S., 1994.** Field development, depositional model, and production performance of the turbiditic “J” sands at Prospect Bullwinkle, Green Canyon 65 fi elds, outer-shelf Gulf of Mexico, *in* Weimer, P., Bouma, A.H., and Perkins, B.F., eds., *Submarine fans and turbidite systems—Sequence stratigraphy, reservoir architecture and production characteristics*, 14<sup>th</sup> Annual Research Conference Proceedings: Houston, Texas, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, p. 139–150.

**Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., Shultz-Ela, D.D. 2009.** The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins. *GSA Bulletin*; January/February 2009; v. 121; no. 1/2; pp. 201–221.

**Hudec, M.R., and Jackson, M.P.A., 2004,** Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 88, p. 971–990, doi: 10.1306/02050403061.

**Hudec, M.R., and May, S.R., 1998.** The Courthouse syncline: A Gulf of Mexico–style minibasin exposed in the Paradox Basin, Utah [abs.]: *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention Official Program*, v. 7, CD-ROM.

**Humphris, C.C., Jr., 1978.** Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico, *in* Bouma, A.H., Moore, G.T., and Coleman, J.M., eds., *Framework, facies, and oil-trapping*



characteristics of the upper continental margin: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, no. 7, pp. 69–86.

**Hutchinson, D.R., Hart, P.E., Collett, T.S., Edwards, K.M., Twichell, D.C., Snyder, F. 2008.** Geologic framework of the 2005 Keathley Canyon gas hydrate research. *Marine and Petroleum Geology* 25 (2008), pp. 906–918.

**Ingersoll, R.V., 2012.** Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, California.

**Ismail-Zadeh, A., Tsepelev, I., Talbot, C., and Korotkii, A., 2004.** Three-dimensional forward and backward modeling of diapirism: Numerical approach and its applicability to the evolution of salt structures in the Pricaspian basin: *Tectonophysics*, v. 387, pp. 81–103, doi: 10.1016/j.tecto.2004.06.006.

**Jackson, M.P.A., and Talbot, C.J., 1986.** External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 305–323, doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<305:ESSRAD>2.0.CO;2.

**Jackson M. & Talbot C., 1991.** A Glossary of salt tectonics, Bureau of Economic Geology, geological circular 91-4, pp. 1-44.

**Jackson, M.P.A., and Harrison, J.C., 2006.** An allochthonous salt canopy on Axel Heiberg Island, Sverdrup Basin, Arctic Canada: *Geology*, v. 34, no. 12, pp. 1045–1048, doi: 10.1130/G22798A.1.

**Jenion MK, 1986.** Salt tectonics. Elsevier Applied Science Publ. London New York, 191 pp.

**John, Bill St, 1984.** Cuencas sedimentarias, Tulsa, Oklahoma : The American Association of Petroleum Geologists, c 1984.

**Jones, B. F., 1965.** The Hydrology and Mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper. 502-A: 56 pp.

**Kendall, A. C., 1984.** Evaporites. In: R. G. Walker (Editor), *Facies Models*. Second Edition, Geoscience Canada, Reprint Ser., pp. 259-296.

**Kerr, Paul F., 1965.** Mineralogía óptica, Graw-Hill. Ediciones Castilla.S.A., Tercera edición. 433 pp.

**Kocurek, G. and Nielson, J., 1986.** Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sandsheets. *Sedimentology*, 33: pp. 795-816.

**Krauskopf, K.B., 1979.** Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York, 617 pp.

**Lamb, M.P., Toniolo, H., and Parker, G., 2006.** Trapping of sustained turbidity currents by intraslope minibasins: *Sedimentology*, v. 53, pp. 147–160, doi: 10.1111/j.1365-3091.2005.00754.x.

**Langbein, W. B., 1961.** Salinity and Hydrology of Closed Basins. US. Geol. Sum., Prof. Paper, 412, 20 pp.

**Lehner, P., 1969.** Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of northern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 53, pp. 2431–2479, doi: 10.1306/5D25C945-16C1-11D7-8645000102C1865D.

**León Ramírez, C., 2001.** Delimitación de estructuras salinas utilizando migración sísmica en el área de Marbella, porción central de la Cuenca Salina del Istmo, Tesis de licenciatura, ESIA, IPN. pp. 56-72, pp. 96-107.

**Longwell, C. R., 1928.** Three common types of desert mud cracks. Am. J. Sci., 5: pp. 136-145.

**Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. and Zhang Pengxi, 1989.** Origin of ancient potash evaporites: clues from the modern nonmarine Qaidam Basin of western China. Science, 245 pp. 1090-1092.

**Lowenstein, T.K., Hardie, L.A., Casas, E. and Schreiber, B.C., 1989.** Sub-Mediterranean giant salt: A perennial subaqueous evaporite. Geol. Soc. Am., Annu. Mtg., 21: A364 (Abstracts with Programs).

**Lowenstein, T. K. and Hardie, L. A., 1985.** Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. Sedimentology, 32: pp. 627-644.

**Lucia F.J., 1972.** Recognition of evaporite-carbonate shore-line sedimentation. In: Rigby JK, Hamblin WK, Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ Paleontol Mineral Spec Publ 16: pp. 160-191.

**Mancilla Castillo, J.A., 1995.** Tecnología para el almacenamiento de crudo en domos salinos, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. pp. 21-40.

**Marton, L.G., Tari, G.C., and Lehmann, C.T., 2000.** Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles, *in* Mohriak, W.U., and Talwani, M., eds., Atlantic rifts and continental margins: American Geophysical Union Geophysical Monograph 115, pp. 129–149.

**Marzo, M., 2015.** El declive de la producción de petróleo convencional - La energía de la nueva economía. Daphnia, No 50 (Otoño 2009), jueves 27 de agosto de 2015. ([daphnia.es](http://daphnia.es)). Mariano Marzo, Catedrático de Recursos Energéticos, Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona.

**Matthews, W.J., Hampson, G.J., Trudgill, B.D., and Underhill, J.R., 2007.** Controls on fluvio-lacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: insights from outcrop analogs: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 91, pp. 1367–1403.

**McGannon, D. E., 1975.** Primary fluvial oolites. J. Sed. Petrol. 45 : pp. 719-727.

- McPherson, J. G., Shanmugam, G. and Moiola, R. J., 1987.** Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: pp. 331-340.
- Melvin, J.L., 1991.** *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources.* Elsevier, TX, USA. 556 pp.
- Meyer R., Attanasi E., Freeman P., 2007.** *Heavy Oil and Natural Bitumen Resources in Geological Basins of the World.* U.S. Geological Survey, Reston, Virginia 2007.
- Mohr, M., Kukla, P.A., Urai, J.L., and Bresser, G., 2005.** Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: Seismic interpretation and retro-deformation: *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, pp. 917– 940, doi: 10.1007/s00531-005-0039-5.
- Motts, W. S., 1969.** Some hydrologic and geologic processes influencing playa development in the western part of the Basin and Range Province, United States. In: W. S. Motts (Editor), *Geology and Hydrology of Selected Playas in Western United States.* US. Air Force Cambridge Res. Lab., Final Rept., AF19(628)-2486: 237-286.
- Nanson, G. C., Rust, B. R. and Taylor, G., 1986.** Coexistent mud braids and anastomosing channels in an arid-zone river: Cooper Creek, central Australia. *Geology*, 14: pp.175-178.
- Neal, J. T. and Motts, W. S., 1967.** Recent geomorphic changes in playa of western United States. *J. Geol.*, 75: pp. 511-525.
- Neal, J. T., Langer, A. M. and Kerr, P. F., 1968.** Giant desiccation polygons of Great Basin playas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: pp. 69-90.
- Neev, D. y Emery, K. O., 1967.** *The Dead Sea: Depositional Processes and Environments of Evaporites.* Israel Min. Develop. Geol. Surv. Bull., 41: 61 pp.
- Nemec, W. and Steel, R. J., 1984.** Alluvial and coastal conglomerates. Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E. H. Koster and R. J. Steel (Editors), *sedimentology of Gravels and Conglomerates.* *Mem. Can. Soc. Pet. Geol.*, 10: pp. 1-31.
- Nesbitt, H. W., 1974.** *The Study of some Mineral-aqueous Solution Interactions,* unpub. Ph.D. thesis, Johns Hopkins Univ., Baltimore, MD, 173 pp.
- Nichols G., 2010.** *Sedimentology and Stratigraphy.* Second Edition. London: Eiley- Blackwell.
- Ortiz Nava, 2004.** *Los yacimientos de azufre y sus problemas de contaminación,* Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, Inédito, pp. 17-25.
- Oviedo-Pérez, A., 1998.** *New Exploration Concept in the Salina Basin, Southeast Mexico:* AAPG Annual Convention, Abstract, Salt Lake City, Utah.
- Oviedo Pérez, A., 1996.** *Evolución neógena de las cuencas terciarias del sureste,* Tesis de maestría, Posgrado de Ingeniería, UNAM. Inédito.

- PEMEX, 2004.** Las reservas de hidrocarburos de México, 2004. México. 140 pp.
- PEMEX, 2007.** Las reservas de hidrocarburos de México, 2007. México. 126 pp.
- PEMEX, 2009.** Las reservas de hidrocarburos de México, 2009. México. 136 pp.
- PEMEX, 2012.** Las reservas de hidrocarburos de México, 2012. México. 114 pp.
- PEMEX, 2014.** Las reservas de hidrocarburos de México, 2014. México. 110 pp.
- PEMEX, 2012.** Pemex Exploración y Producción. Aguas Profundas en México: La oportunidad y el reto. México. 40 pp.
- PEMEX, 2013.** Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, Pemex Exploración y Producción. Subdirección de Exploración. PEMEX, 2013, México. 26 pp.
- PEMEX, 2013.** Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana), Pemex Exploración y Producción. Subdirección de Exploración. PEMEX, 2013, México. 57 pp.
- Pichs-Madruga R., 2006.** Tendencias energéticas mundiales: implicaciones sociales y ambientales. Ramón Pichs Madruga- Subdirector del Centro de Investigaciones de la Economía Mundial (CIEM), La Habana, Cuba. [rpichs@ciem.cu](mailto:rpichs@ciem.cu)
- Prather, B.E., 2000.** Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: A case study from the Gulf of Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, pp. 619–638, doi: 10.1016/S0264-8172(00)00015-5.
- Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S., and Craig, P.A., 1998.** Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 82, pp. 701–728.
- Prochnow, S.J., Atchley, S.C., Boucher, T.E., Nordt, L.C., and Hudec, M.R., 2006.** The influence of salt withdrawal subsidence on paleosol maturity and cyclic fluvial deposition in the Upper Triassic Chinle Formation: Castle Valley, Utah: *Sedimentology*, v. 53, pp. 1319–1345, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00821.x.
- Prochnow, S.J., Nordt, L.C., Atchley, S.C., Hudec, M., and Boucher, T.E., 2005.** Triassic paleosol catenas associated with a salt-withdrawal minibasin in southeastern Utah, U.S.A.: *Rocky Mountain Geology*, v. 40, pp. 25–49, doi: 10.2113/40.1.25.
- Rettig, S. L., Jones, B. F. and Risacher, F., 1980.** Geochemical evolution of brines in the Salar of Uyuni, Bolivia. *Chem. Geol.*, 30: pp. 57-79.
- Rettger, R.E., 1935.** Experiments on soft-rock deformation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 19, p. 271–292.

**Roberts, M.J., Metzgar, C.R., Liu, J., and Lim, S.J., 2004.** Regional assessment of salt weld timing, Campos Basin, Brazil, *in* Post, P.J., Olson, D.L., Lyons, K.T., Palmes, S.L., Harrison, P.F., and Rosen, N.C., eds., Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: Concepts, applications, and case studies for the 21st Century, 24<sup>th</sup> Annual Research Conference Proceedings: Houston, Texas, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, pp. 371–389.

**Robles-Nolasco, J.; Pliego-Vidal, E., Toledo-Bante, C., Pimienta-Lugo, M., Ortega-González, V., Martínez-Peña, B. y Heredia-Cervantes, E., 2004.** Offshore Neogene Plays, Salina del Istmo Basin, Southeast of Mexico: Resumen extendido, AAPG International Conference, Cancún, México.

**Rojas-Alcantara, C., 2010.** Origen, Evolución E Importancia Económica de La Cuenca Salina Del Istmo. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingenieria. UNAM. 137 pp.

**Rowan, M.G., 2002.** Salt-related accommodation in the Gulf of Mexico deepwater: Withdrawal or inflation, autochthonous or allochthonous? : Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 52, p. 861–869.

**Rowan, M.G., and Vendeville, B.C., 2006.** Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia: Marine and Petroleum Geology, v. 23, pp. 871–891, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.08.003.

**Rowan, M.G., and Weimer, P., 1998.** Salt-sediment interaction, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 82, pp. 1055–1082.

**Rubio Navas Javier, 1997.** Inventario nacional de recursos minerales de cloruro sódico y sales potásicas, Instituto Tecnológico Geominero de España, 1997, pp. 117-121.

**Seglund, J.A., 1974.** Collapse-fault Systems of Louisiana Gulf Coast: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, pp. 2389–2397, doi: 0.1306/83D91B19-16C7-11D7-8645000102C1865D.

**Schmalz R., 1969.** Deep water evaporite deposition: a genetic model. Am AssocPetrolGeol Bull 53: pp. 798-823.

**Shearman, DJ., 1978.** Halite in sabkha environments. In: W.E. Dean and B.C. Schreiber (Editors), Marine Evaporites. Soc. Econ. Paleon. Mineral., Short Course, 4: pp. 30-42.

**Shimeld, J., 2004.** A comparison of salt tectonic subprovinces beneath the Scotian slope and Laurentian fan, *in* Post, P.J., Olson, D.L., Lyons, K.T., Palmes, S.L., Harrison, P.F., and Rosen, N.C., eds., Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: Concepts, applications, and case studies for the 21st Century, 24th Annual Research Conference Proceedings: Houston, Texas, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, pp. 502–532.

**Spindler, W.M., 1977.** Structure and stratigraphy of a small Plio-Pleistocene depocenter, Louisiana continental shelf: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 27, pp. 180–197.

**Slack, K. V., 1967.** Physical and Chemical Description of Birch Creek, a Travertine Depositing Stream, Inyo County, California. US. Geol. Surv., Prof. Paper, 549-A: 19 pp.

**Sleeman, J. R., 1963.** Cracks, peds, and their significance in some soils of the riverine plain, New South Wales. Aust. J. Soil Res., 1: pp. 91-102.

**Stewart, S.A., and Clark, J.A., 1999.** Impact of salt on the structure of the central North Sea hydrocarbon fairways, *in* Fleet, A.J., and Boldy, S.A.R., eds., Petroleum geology of northwest Europe: Proceedings of the 5<sup>th</sup> Conference: London, Geological Society of London, pp. 179–200.

**Stoertz, G.E. and Ericksen, G.E., 1974.** Geology of Salars in Northern Chile. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 811 : 65 pp.

**Smoot, J. P. and Castens-Seidell, B., 1982.** Sedimentary fabrics produced in playa sediments by efflorescent salt crusts, an explanation for "adhesion ripples". Internat. Congress Sed., Hamilton, Ontario, p. 10 (Abstracts of Papers).

**Smoot, J. P., 1981.** Subaerial exposure criteria as seen in modern playa mudcracks. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 65 : 530 pp.

**Summerfield, M. A., 1983.** Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, southern Africa. J. Sed. Petrol., 53: pp. 895-909.

**Talbot, C.J., 1998.** Extrusions of Hormuz salt in Iran, *in* Blundell, D.J., and Scott, A.C., eds., Lyell: The past is the key to the present: Geological Society of London Special Publication 143, pp. 315–334.

**Tar buck, E.J. y Lutgens, F.K., 2005.** Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física. 8va edición. Universidad Autónoma de Madrid. Editorial Pearson Prentice Hall.

**Tari, G., Molnar, J., and Ashton, P., 2003.** Examples of salt tectonics from West Africa: A comparative approach, *in* Arthur, T.J., MacGregor, D.S., and Cameron, N.R., eds., Petroleum Geology of Africa: New themes and developing technologies: Geological Society of London Special Publication 207, pp. 85–104.

**Volozh, Y., Talbot, C., and Ismail-Zadeh, A., 2003.** Salt structures and hydrocarbons in the Pricaspian basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 87, pp. 313–334, doi: 10.1306/09060200896. Winker, C.D., 1996, High-resolution seismic stratigraphy.

**Vendeville, B.C., Ge, H., and Jackson, M.P.A., 1995.** Scale models of salt tectonics during basement-involved extension: Petroleum Geoscience, v. 1, pp. 179–183.

**Vendeville, B.C. y Jackson, M.P.A. 1992.** The Rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 1992, Vol 9, August.

**Venegas-Mora, R.M., 2010.** Evaluación petrolera de la cuenca Salina del Istmo. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

**Vera-Torres, J.A., 1994.** *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Madrid: Editorial Rueda, 1994. ISBN: 84-7207-074-3. pp. 648- 689.

**Villanueva-Moreno, C., 2012.** Situación actual y perspectiva mundial de la energía y su relación con la ingeniería y la innovación. Academia de ingeniería, México.

**Violet, J., Sheets, B., Pratson L., Paola, C. y Parker, G., 2003.** Experiment on turbidity currents and their deposits in a model 3D subsiding minibasin. *Journal of Sedimentary Research*.

**Warren, J., 2009.** Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews* 98 (2010), pp. 217–268.

**Warren, J., 1999.** *Evaporites: their Evolution and Economics*. Blackwell Science, Oxford.

**Wasson, R. J., 1983.** The Cainozoic history of the Strzeleki and Simpson dune fields (Australia) and the origin of the desert dunes. *Z. Geomorph.*, 45 : pp. 85-115.

**Whidden, K.J., 2012.** Assessment of undiscovered oil and gas resources in the Paradox Basin Province, Utah, Colorado, New Mexico, and Arizona, 2011: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2012–3031, 4 pp.

**Wicander, R. y Monroe, J., 1999.** *Essentials of Geology* 2. ed.: Wadsworth Publishing Company. 1999 ISBN 0-534-54774-5.

**Winker, C.D., and Booth, J.R., 2000.** Sedimentary dynamics of the salt-dominated continental slope, Gulf of Mexico: Integration of observations from the seafloor, near-surface, and deep subsurface, *in* Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rossen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., and Lawrence, D.T., eds., *Deepwater reservoirs of the world*, 20th Annual Research Conference Proceedings: Houston, Texas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, pp. 1059–1086.

**Worrall, D.M., and Snelson, S., 1989.** Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt, *in* Bally, A., and Palmer, A., eds., *The geology of North America—An overview*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, v. A, p. 97–138.

**Young, J. A. and Evans, R. A, 1986.** Erosion and deposition of fine sediments from playas. *J. Arid Environ.*, 10, pp. 103-115.

**Zhenyun Wu, Hongwei Yin, Xin Wang, Bo Zhao, Junzhang Zheng, Xingyuan Wang, Wei Wang, 2015.** The structural styles and formation mechanism of salt structures in the Southern

Precaspian Basin: Insights from seismic data and analog modeling. *Marine and Petroleum Geology* 62 (2015), 58e76.