



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Interpretación Sísmica en Campos
Petroleros Afectados por Intrusivos
Ígneos en la Zona Costera del Golfo
de México**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Pablo Fabrizio Guerrero del Angel

DIRECTOR(A) DE TESIS

Dra. Iza Canales García



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

Agradecimientos:

A mi padre, por confiar siempre en mí y en mi capacidad de alcanzar toda meta que me proponga.

A mi madre, por el apoyo incondicional que me has brindado desde que nací hasta el día de hoy.

A mi hermana, por ser un gran ejemplo que seguir.

A mis amigos, Gustavo, Héctor, Josefina, Ricardo, Carlos, Brenda, Aldo, Leonel, Daniel, David, por brindarme su amistad, por todos los momentos que hemos pasado juntos y por aceptarme como soy.

A mis profesores y sinodales, Maestra Isabel Domínguez, Dra. Valerie Pompa, Ing. Javier Arellano y Maestro David Escobedo, por el tiempo que le dedicaron a la revisión de esta tesis y los valiosos comentarios que me hicieron para mejorar mi trabajo.

A mi directora de tesis Dra. Iza Canales, por toda la paciencia, las enseñanzas, los consejos y el tiempo que me brindó.

A Megan, te conocí en la parte más difícil de este camino y espero seguir contando con tu presencia en mi vida durante mucho tiempo más.

Y a todas las personas que contribuyeron a mi vida durante mi paso por la Facultad de Ingeniería.

Contenido

Contenido.....	ii
Índice de figuras.....	iv
Resumen.....	vii
Abstract.....	viii
Introducción.....	ix
Capítulo 1. Rocas Ígneas.....	- 1 -
1.1 Origen.....	- 1 -
1.1.1 Formas de aparición y estructura de las rocas ígneas intrusivas (plutónicas).....	- 2 -
1.1.2 Formas de Apariencia y estructura de las rocas ígneas Extrusivas (Volcánicas).....	- 4 -
1.2 Clasificación.....	- 5 -
1.2.1 Texturas ígneas.....	- 5 -
1.2.2 Composiciones ígneas.....	- 6 -
1.2.3 Índice de color.....	- 7 -
1.2.4 Composición química.....	- 7 -
1.2.5 Clasificación modal.....	- 8 -
1.3 Faja Volcánica Transmexicana.....	- 10 -
Capítulo 2. Yacimientos atípicos.....	- 12 -
2.1 Sistema petrolero. Definiciones y características.....	- 12 -
2.1.1 Límites y características.....	- 12 -
2.1.2 Ejemplos de sistemas petroleros.....	- 13 -
2.2 Efectos de intrusiones ígneas en el sistema petrolero.....	- 14 -
2.2.1 Carga.....	- 15 -
2.2.2 Migración.....	- 15 -
2.2.3 Yacimiento.....	- 17 -
2.2.4 Trampa.....	- 18 -
2.2.5 Sello.....	- 18 -
Capítulo 3. Las rocas ígneas como rocas almacén.....	- 20 -
3.1 Porosidad primaria.....	- 21 -
3.1.1 Vesículas.....	- 21 -
3.1.2 Poros intergranulares y poros volcánicos interbrecha.....	- 22 -
3.1.3 Poros de contracción condensada.....	- 22 -
3.2 Porosidad secundaria.....	- 22 -

3.2.1	Microporos generados por vidrio riolítico desvitrificado.....	- 22 -
3.2.2	Poros disueltos en minerales feldespáticos	- 23 -
3.2.3	Poros disueltos en ceniza volcánica	- 24 -
3.2.4	Poros disueltos en silicatos	- 24 -
3.2.5	Cavidades disueltas	- 25 -
3.2.6	Fracturas.....	- 25 -
Capítulo 4.	Métodos geofísicos de exploración	- 27 -
4.1	Adquisición sísmica 3D	- 27 -
4.2	Diseño de adquisición	- 30 -
4.2.1	Términos 3-D	- 30 -
4.2.2	Planeación y diseño.....	- 30 -
Capítulo 5.	Interpretación sísmica de un campo con posibilidades en México	- 41 -
5.1	Área de estudio	- 41 -
5.1.1	Geología estructural.....	- 41 -
5.1.2	Evolución tectónica estructural.....	- 42 -
5.1.3	Importancia Petrolera de la cuenca	- 45 -
5.2	Sísmica de reflexión.....	47
5.3	Interpretación y modelado de horizontes sísmicos	48
5.3.1	Mapeo de horizontes sísmicos.....	49
5.4	Interpretación del área de estudio.....	49
5.5	Metodología de interpretación	50
5.5.1	Mapeo de horizontes	51
5.5.2	Delimitación de cuerpos ígneos intrusivos	52
5.6	Resultados	53
5.6.1	Descripción de secciones	53
5.6.2	Descripción del modelo tridimensional	58
6.	Ejemplos en el mundo.....	62
6.1	La depresión Qikou en China.....	62
Actividad magmática y edificios volcánicos	62	
Propiedades del yacimiento y factores de impacto	64	
6.2	Meseta Exmouth y Cuenca Browse, Australia.....	65
Fragmentación de la estratigrafía de la cuenca por intrusiones ígneas.	65	
Sistemas de circulación hidrotermal generada por intrusiones ígneas	66	

6.3 Cuenca Neuquén, Argentina	67
Actividad ígnea en el área Altiplanicie del Payún	68
Ocurrencia de hidrocarburos y anomalías térmicas	68
Conclusiones y Recomendaciones	69
Referencias.....	73

Índice de figuras

Figura 1. 1. Diagrama conceptual que muestra las principales manifestaciones de rocas ígneas tales como batolitos, lopolitos, xenolitos, lacolitos, sills, diques, stocks, volcanes, conductos volcánicos y flujos de lava (De S.K. Haldar and Josip Tišljarić, 2013).	- 1 -
Figura 1. 2 Clasificación modal QAPF de rocas plutónicas (izquierda) y volcánicas (derecha). (Basada en Streckeisen, 1976). Las esquinas del doble triángulo son Q=Cuarzo, A= feldespato alcalino, P= plagioclasa y F= feldespatoide. Este diagrama no debe ser usado para rocas en las que el contenido de minerales máficos M, es mayor a 90%. Tomado de (Rojas, 2017).	- 9 -
Figura 1. 3 Clasificación química de rocas volcánicas usando TAS (Diagrama Total Alkalies Vs. Silica) (Le Maitre, 2002). Tomada de (Toselli, 2009).	- 10 -
Figura 1. 4 Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores en que comúnmente se divide a la FVTM. Se realiza un acercamiento al sector oriental que comprende una parte del área de estudio. Modificado de (Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).....	- 11 -
Figura 2. 1. Un sistema petrolero atípico cuyo aceite se originó por una roca generadora que sufrió maduración termal por un dique ígneo (Dow & Magoon, 1994).	- 13 -
Figura 2. 2. Representación esquemática de cómo las intrusiones ígneas pueden impactar los diferentes elementos del sistema petrolero, incluyendo carga, migración, yacimiento, trampa y sello (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).....	- 14 -
Figura 2. 3. Diagrama conceptual de algunas de las implicaciones que las intrusiones ígneas pueden tener en los trayectos de migración en una cuenca volcánica. a) Intrusiones impermeables pueden establecer sombras de migración, mientras que intrusiones altamente permeables pueden proveer rutas de migración para fluidos. b) Complejos de ventilación hidrotermal pueden formar trayectorias de migración de fluidos a gran escala con la posibilidad de cargar o infiltrar yacimientos (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).....	- 16 -
Figura 2. 4 Una variedad de trampas formadas directa o indirectamente por intrusiones ígneas. 1) Tipo de fractura inducida por formación de domos; 2) Tipo brecha; 3) Tipo sellada lateralmente; 5) tipo sellada superficialmente; 6) Tipo de zona de alteración; 7) Tipo de plegamiento forzado (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).....	- 18 -
Figura 3. 1 Relación entre textura y porosidad. (a) Depósito sedimentario bien seleccionado que presenta alta porosidad; (b) depósito sedimentario mal seleccionado con baja porosidad; (c) Depósito sedimentario que consiste de guijarros que son porosos por sí mismos, por lo cual el depósito en conjunto tiene una porosidad muy alta; (d) depósito sedimentario cuya porosidad ha sido disminuida por la depositación de material mineral en los espacios intersticiales; (e) roca que	

ha adquirido porosidad por disolución ; (f) roca que ha adquirido porosidad por fracturamiento (Freeze & Cherry, 1979).	- 21 -
Figura 4. 1. Trayectoria de los rayos reflejados definiendo un punto medio común que forman una distribución en área de puntos de tiro o fuentes y ubicación de detectores en un levantamiento tridimensional (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).	- 27 -
Figura 4. 2 La cobertura de área obtenida por un par sencillo de líneas que se cruzan en un levantamiento tridimensional. Cada punto representa el punto medio entre un tiro y un detector (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).	- 28 -
Figura 4. 3 El volumen de datos de reflexión obtenido de un levantamiento sísmico tridimensional. Mediante la toma de secciones verticales a través de este volumen de datos, es posible generar secciones sísmicas en cualquier dirección azimutal.; tomando secciones horizontales (secciones de tiempo), la distribución en área de eventos de reflexión puede ser estudiada en cualquier punto de two way reflection time (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).	- 29 -
Figura 4. 4 Términos de un levantamiento 3-D (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).	- 30 -
Figura 4. 5 in-line de un parche de dimensiones 10x72 (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).	- 33 -
Figura 4. 6. a) Cross-line fold de una parcela de 10x 72. b) Cross-line fold de un parche de 9 x80 (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).	- 34 -
Figura 4. 7 Fold total del parche de 10 x 72	- 35 -
Figura 4. 8 Relación señal-a-ruido (S/N) vs tamaño de la celda (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).-	36 -
Figura 4. 9 Definición de Xmin con estaciones fuente y receptoras coincidentes en las esquinas de la caja (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).	- 39 -
Figura 5. 1 Ubicación de la provincia petrolera Tampico-Misantla. (PEMEX, 2013).....	- 41 -
Figura 5. 2 Apertura del Golfo de México, margen activa en el Triásico-Jurásico Medio. (PEMEX, 2013)	- 42 -
Figura 5. 3 Relleno sedimentario de las fosas en el Jurásico Medio-Jurásico Tardío. (PEMEX, 2013).-	43 -
Figura 5. 4 Extensas plataformas carbonatadas y crecimientos arrecifales en el Cretácico Inferior-Medio. (PEMEX, 2013)	- 43 -
Figura 5. 5 Efecto de la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío.. (PEMEX, 2013)	- 44 -
Figura 5. 6 Depósitos turbidíticos de aguas profundas en el Paleoceno-Eoceno tardío. (PEMEX, 2013)	- 44 -
Figura 5. 7 Depósitos progradantes en el Oligoceno temprano-Pleistoceno. (PEMEX, 2013).....	- 45 -
Figura 5. 8 Rasgos del subsuelo capaces de generar reflexiones de alta amplitud, útiles para evaluación interpretativa de fase y polaridad. Los perfiles de impedancia probables se muestran en rojo (Brown, 2011).	47
Figura 5. 9 Visualización de cambio de polaridades por contactos de alta impedancia en una sección sísmica.....	48
Figura 5. 10 Parte inferior de una sección sísmica donde se observa un evento de reflexión fuerte y la pérdida de resolución debajo del basamento.....	49
Figura 5. 11 Imagen satelital del área de estudio. Cuerpos de roca ígnea señalados en círculos rojos. Modificado de Bing.	50
Figura 5. 12 Visualización de secciones crossline e inline del cubo sísmico utilizado.	51
Figura 5. 13 Sección sísmica 2d en ventana de interpretación con interpretación de 5 horizontes.	52

Figura 5. 14 En esta sección se pueden observar a los cinco horizontes sísmicos interpretados y al cuerpo intrusivo 4.	52
Figura 5. 15 Imagen del modelo geológico obtenido utilizando la herramienta Structural Framework. La flecha indica el norte.	53
Figura 5. 16 Sección sísmica cross-line. Se pueden observar el comportamiento de los horizontes sísmicos y el comportamiento del cuerpo intrusivo.	54
Figura 5. 17 Sección sísmica donde se observan los 5 horizontes sísmicos y dos cuerpos intrusivos.	55
Figura 5. 18 Sección sísmica compuesta donde se observan tres diques y sus efectos en los horizontes sísmicos. Se incluye su ubicación dentro del cubo sísmico.....	56
Figura 5. 19 Distribución espacial de los 5 cuerpos ígneos intrusivos.	57
Figura 5. 20 Visualización tridimensional de los 5 horizontes sísmicos interpretados.	58
Figura 5. 21. Mapa estructural del horizonte sísmico 1, interpretado como el Cretácico Superior.	59
Figura 5. 22 Mapa estructural del horizonte sísmico 5, interpretado como perteneciente al Jurásico Medio.	60
Figura 5. 23 Visualización simultánea de los horizontes interpretados y los cuerpos ígneos intrusivos.	61
Figura 5. 24 El modelo estructural final muestra todo el volumen de información obtenido. Se señalan los tipos de falla presentes: 3) sellada lateralmente, 6) tipo de zona de alteración y 7) tipo de plegamiento forzado.	61
Figura 6. 1 Distribución de regímenes intrusivos en sistemas petroleros o sistemas petroleros potenciales conocidos en cuencas sedimentarias. Las principales provincias ígneas resaltadas en rojas, las flechas señalan cuencas con actividad ígnea asociada (Muirhead, Duffy, Schofield, Mark, & Rowe, 2018).	62
Figura 6. 2 Edificio volcánico típico en la formación en una sección del cubo sísmico en el área (Wu, Liu, Su, & Su, 2010).....	63
Figura 6. 3 a) Sección de tiempo de la estructura de la superficie del yacimiento intrusivo dolerítico en la formación Es en Koucun. b) Sección sísmica correspondiente a AB (Wu, Liu, Su, & Su, 2010).	63
Figura 6. 4 Afloramiento de escala sísmica que muestra un arreglo “de cajas” de diques y sills intruyendo una sección fallada de sedimentos Jurásicos-Triásicos en la isla Traill, al este de Groenlandia. Este afloramiento proporciona una analogía de fragmentación de un yacimiento en un margen extensional (Holford, Schofield, Jackson, & Magee, 2013).	66

Resumen

Se han documentado en el mundo numerosos casos de campos petroleros productivos, en los que la influencia de rocas ígneas ha sido importante para su desarrollo. En el caso de México se cuenta con una extensa área geográfica que comparte componentes geológicos que garantizan la explotación de hidrocarburos y la existencia de cuerpos ígneos intrusivos. Mediante interpretación sísmica 3D se ubicaron 5 cuerpos ígneos intrusivos los cuales influenciaron en la maduración de la materia orgánica, en la formación de rutas de migración y en la formación de sellos en un campo perteneciente a la cuenca Tampico-Misantla. Como resultado de la interpretación se realizó la construcción de un modelo geológico conformado por 5 horizontes sísmicos y 5 cuerpos ígneos intrusivos, interpretados como diques originados durante un evento magmático del Mioceno. También fue posible realizar una reconstrucción de la historia geológica de la región estudiada, llegar a una posible explicación del origen de los cuerpos ígneos intrusivos y sugerir la manera en que se emplazaron dentro de la corteza terrestre.

Abstract

Many cases of productive oil fields around in which igneous rocks have had an important influence in their development have been documented around the world. In México there is a large extension of territory that shares the geological components to guarantee oil productive fields and the existence of igneous intrusions within them. Using 3D seismic interpretation 5 igneous bodies were found to have influenced in the maturation of the source rock, the generation of migration routes and the formation of seals in an oil field located in the Tampico-Misantla Basin. A geological model consisting of 5 seismic horizons and 5 igneous intrusions was built as a result of the interpretation process, these intrusions have been interpreted as dykes from a magmatic event during the Miocene. A reconstruction of the geologic history of the studied region was also performed, suggesting an origin from the intrusive bodies and explaining the way they located within the earth crust.

Introducción

El objetivo de este trabajo es describir la complejidad de los yacimientos petroleros en rocas ígneas, haciendo especial énfasis en los cuerpos intrusivos, presentando la interpretación sísmica de un área en la Cuenca de Tampico-Misantla, en una región donde la explotación de hidrocarburos ha dado buenos resultados en rocas sedimentarias. Para lograr el objetivo principal, a continuación, se describen los diferentes tipos de rocas ígneas y se examinan los efectos de los procesos ígneos sobre el sistema petrolero.

Las rocas ígneas en general han sido poco estudiadas en la industria de la exploración y explotación de hidrocarburos, considerándolas de poco interés, sin tomar en cuenta la porosidad y permeabilidad que pueden desarrollar además de otros aspectos en los que pueden incidir los cuerpos ígneos en el sistema petrolero, afectando la maduración de los hidrocarburos, la formación de trayectos de migración, de trampas y de zonas impermeables que actúan como sellos.

Una de las principales razones por las cuales las rocas ígneas han sido descartadas en dicho ámbito es por su textura y fábrica, así como el hecho de que los resultados de análisis sísmicos pueden ser afectados por su existencia, ya que las ondas pierden energía al atravesar estos cuerpos, por lo que ha sido muy difícil obtener información confiable, tanto de reflexión sísmica como de registros y núcleos de pozos. Para contrarrestar estas dificultades se deben explorar nuevas herramientas de perforación y nuevos métodos de adquisición sísmica.

En nuestro país contamos con una extensa área geográfica que comparte componentes geológicos que garantizan la explotación de hidrocarburos y la existencia de cuerpos ígneos intrusivos, específicamente la zona costera del Golfo de México, donde se tienen características en las que se pudieran encontrar yacimientos petroleros en zonas donde hay presencia de algunos cuerpos intrusivos.

Se realizó interpretación de un cubo sísmico de área 743,000km² y 110.120 km de longitud ubicado al sur de la Provincia Tampico-Misantla. La metodología de interpretación consistió en trazar reflectores sísmicos y la identificación de las discontinuidades que éstos presentaban. Se obtuvo un modelo geológico de 5 horizontes y 5 cuerpos intrusivos o diques. Al estudiar la historia geológica del lugar es posible realizar una reconstrucción del origen de estos cuerpos intrusivos y cómo es su emplazamiento dentro de la corteza terrestre.

Aunque ya hay una historia de producción en los campos de la Provincia, no existen trabajos previos que tengan la perspectiva que se aborda en este trabajo.

Capítulo 1. Rocas Ígneas

1.1 Origen

Las rocas ígneas son los productos naturales de enfriamiento, cristalización y solidificación de material rocoso parcialmente fundido a muy alta temperatura (magma) originado en las partes más profundas de la Tierra. Este proceso de formación de rocas ígneas es el primer mecanismo de creación de rocas y es considerado responsable por el desarrollo y evolución de la Tierra sólida que tenemos hoy en día. El mecanismo de formación puede ser intrusivo (plutónico) o extrusivo (volcánico).

Las rocas ígneas *intrusivas* se forman mediante enfriamiento, cristalización y solidificación de magma en el interior de la corteza terrestre rodeado de roca encajonaste preexistente. Estas rocas son generalmente de textura media a gruesa. Las rocas pueden ser de textura extremadamente gruesa (pegmatitas) y fácilmente identificables. Las rocas son designadas, de acuerdo con su forma, tamaño y relación con la formación existente, como abisales, si se encuentran asentadas a gran profundidad, hipabisales, si son cercanas a la superficie, batolitos, cuerpos plutónicos masivos, sills, láminas tabulares concordantes emplazadas en rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias y diques, cuerpos plutónicos que atraviesan de forma discordante rocas existentes (Figura 1.1).

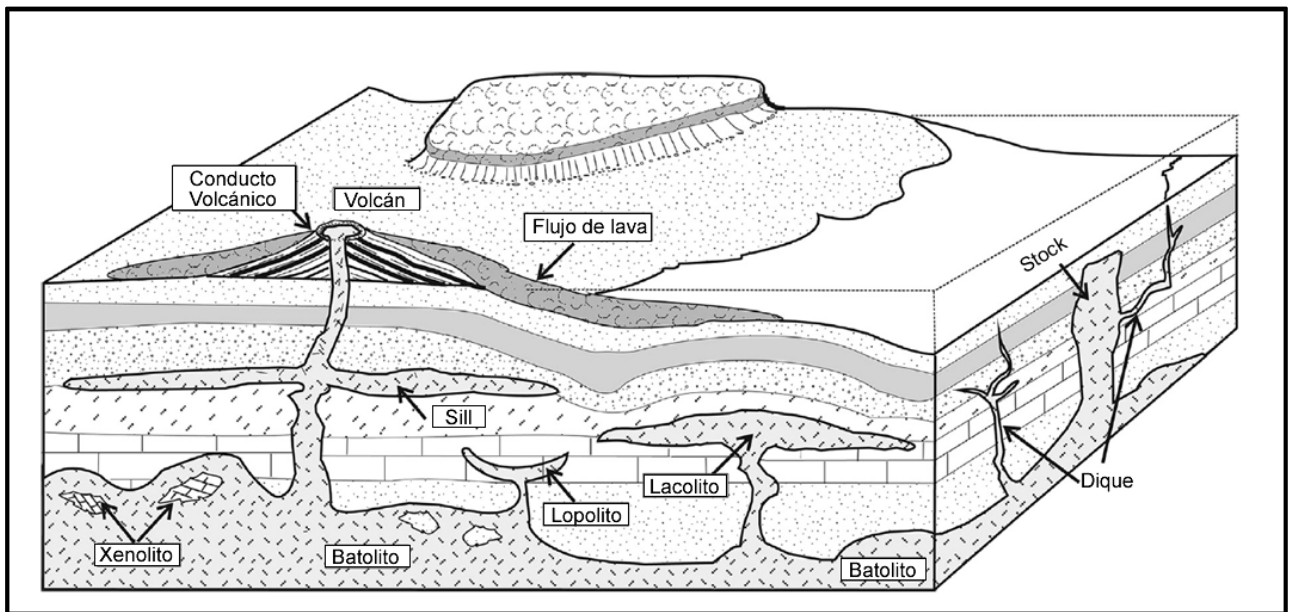


Figura 1. 1. Diagrama conceptual que muestra las principales manifestaciones de rocas ígneas tales como batolitos, lopolitos, xenolitos, lacolitos, sills, diques, stocks, volcanes, conductos volcánicos y flujos de lava (De S.K. Haldar and Josip Tišljar, 2013).

Las rocas ígneas extrusivas se forman en la superficie de la corteza como resultado de la fusión parcial de rocas entre del manto o la corteza. Las rocas fundidas, con o sin cristales suspendidos y burbujas de gas, erupcionan al exterior de la corteza debido a su menor densidad y se propagan como lava. Las erupciones volcánicas al aire y al océano son referidas como *subaéreas*

y *submarinas*, respectivamente. Las rocas se enfrían y se solidifican muy rápidamente y generalmente son de textura fina.

Las rocas ígneas incluyen variedades excepcionalmente grandes dependiendo en la fuente, composición y tipo de magma de la que se originaron, el mecanismo de emplazamiento, enfriamiento, cristalización y finalmente solidificación. Los rasgos característicos esenciales de las rocas ígneas, en comparación con sus contrapartes sedimentarias y metamórficas, son la ausencia total de fósiles y la distintiva textura y estructura de estas.

1.1.1 Formas de aparición y estructura de las rocas ígneas intrusivas (plutónicas)

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del material ígneo en profundidad se denominan plutones, nombre que deben a Plutón, el dios del mundo subterráneo según la mitología clásica. Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican generalmente según su forma como tabulares (*tabula* = mesa) o masivos y por su orientación con respecto a la roca encajonante (Figura 1.1). Se dice que los plutones son discordantes (*discordare* = no concordar) si atraviesan las estructuras existentes y concordantes (*concordare* = concordar) si se forman en paralelo a estructuras como los estratos sedimentarios. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Diques

Los diques son cuerpos tabulares discordantes producidos cuando el magma se inyecta en fracturas. La fuerza ejercida durante la inyección del magma puede ser lo bastante grande como para separar aún más las paredes de la fractura. Una vez cristalizadas, estas estructuras laminares tienen grosores que oscilan desde menos de un centímetro hasta más de un kilómetro. Los mayores tienen longitudes de varios centenares de kilómetros. La mayoría de los diques, sin embargo, tienen un grosor de unos pocos metros y se extienden lateralmente no más de unos pocos kilómetros. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Los diques se presentan con frecuencia en agrupaciones de varios diques, constituyendo los enjambres de diques. Raramente se encuentran en forma aislada, a menos que la erosión haya descubierto solamente unos pocos de ellos. En numerosos casos se encuentran asociados a cuerpos plutónicos, pero en las regiones donde predominan los procesos tectónicos extensionales, como por ejemplo en los rifts, se los encuentra relacionados a coladas, sin relación con otros cuerpos ígneos. Las rocas que constituyen los diques tienen texturas muy variadas, que abarcan desde texturas porfídicas con pastas afaníticas, propias de las rocas volcánicas, hasta texturas granulares, propias de las rocas plutónicas. Las texturas intermedias entre ambos extremos también presentan una amplia variedad, con abundantes ejemplos de texturas transicionales entre las de las rocas plutónicas y las volcánicas. En cuanto a la composición de los diques, prácticamente están representadas todas las rocas ígneas, pero la abundancia relativa depende de la viscosidad del magma. Los diques máficos, poco viscosos, son mucho más frecuentes que los silícicos, que tienen mayor viscosidad. Los espesores de los diques tienen un amplio rango de variación. En general, el espesor aumenta con la viscosidad del magma y esta propiedad se relaciona con la facilidad del fluido para escurrirse a través de las fracturas. Los diques máficos, cuyos magmas tienen bajas viscosidades, pueden llegar a tener delgados espesores, de solamente unas pocas decenas de centímetros (Llambías, 2001)

Sill

Los sills son cuerpos ígneos laminares, que en su mayor parte son concordantes con la estratificación, aunque localmente tienen tramos discordantes. Comúnmente son subhorizontales y están alojados en rocas sedimentarias. El techo y el piso están constituidos por superficies planas, paralelas entre sí, conformando en la mayoría de los casos cuerpos tabulares. Los sill se encuentran generalmente formando enjambres y están estrechamente asociados a cuencas sedimentarias. Es frecuente que varios sills se conectan entre si a través de delgados diques o se anastomosan formando sills más gruesos. El espesor de cada sill es variable, desde unas pocas decenas de centímetros hasta varios metros. Espesores de 50-150 m, o aún más, son frecuentes en las rocas máficas. Lateralmente también alcanzan grandes dimensiones, abarcando hasta varias decenas de kilómetros (Francis, 1982; 1983). En numerosas regiones los sills están estrechamente asociados a lacolitos, pasando transicionalmente de unos a otros. En secuencias sedimentarias, los sills se pueden confundir con coladas debido a las formas laminares de ambos cuerpos. La distinción entre ambos es de gran importancia porque permite asignar una edad relativa a la actividad ígnea, ya que una colada es contemporánea con la sedimentación y un sill es posterior a ella. Algunas de las características que se invocan para diferenciarlos, como ser bordes de enfriamiento en base y techo, escasa vesiculación, y menor grado de oxidación, no siempre se encuentran presentes. Además, algunas coladas también presentan estas características, por lo cual estos indicios no son totalmente decisivos. Las características más confiables para diferenciar un sill de una colada son: 1) los diques, discordantes, que conectan un sill con otro y 2) la convergencia de dos sills en uno solo. Las coladas se pueden identificar si tienen: 1) texturas escoriáceas, altamente vesiculosas; 2) el techo parcialmente erosionado y 3) paleosuelos en su parte superior. Las composiciones de los sills más frecuentes son las básicas e intermedias. (Llambías, 2001)

Batolito

Los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los batolitos (*bathos* = profundidad; *lithos* = piedra). La mayor parte de las veces, los batolitos aparecen en grupos que forman estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de longitud y de hasta 100 kilómetros de anchura, como se muestra en la Figura 5.19. El batolito Idaho, por ejemplo, abarca un área de más de 40.000 kilómetros cuadrados y está formado por muchos plutones. Pruebas indirectas recogidas de estudios gravitacionales indican que los batolitos son también muy gruesos, extendiéndose posiblemente docenas de kilómetros en la corteza. Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una extensión de afloramiento mayor de 100 kilómetros cuadrados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks** o troncos. Muchos stocks parecen ser porciones de batolitos que todavía no afloran. Los batolitos suelen estar formados por rocas cuya composición química se halla próxima al extremo granítico del espectro, aunque las dioritas también son comunes. Los batolitos más pequeños pueden ser estructuras bastante simples compuestas casi por completo de un tipo de roca. Sin embargo, los estudios de grandes batolitos han demostrado que consisten en varios plutones distintos que intrusieron a lo largo de un período de millones de años. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Lacolito

Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto son, en su mayor parte, concordantes. Generalmente el piso es plano, mientras que el techo es convexo hacia arriba. En planta tienen secciones groseramente circulares o en forma de lengua. Se

emplazan preferentemente en los niveles superiores de la corteza, ya sea en rocas sedimentarias o volcánicas. En numerosos casos los lacolitos forman parte del aparato volcánico, intercalándose entre los bancos extrusivos. El magma que alimenta un lacolito asciende a través de un conducto o canal alimentador. Al llegar a un cierto nivel de la corteza interrumpe su ascenso vertical y comienza a escurrirse lateralmente. En este aspecto, los lacolitos son similares a los sills. Pero se diferencian de ellos por la presión que ejerce el magma sobre la roca de caja, que se traduce en una forma con tendencia a ser globosa. (Llambías, 2001)

Lopolito

Los lopolitos son cuerpos ígneos con forma de palangana. La característica fundamental que los diferencia de los lacolitos es que el piso no es plano, ya que en su sector central es cóncavo hacia arriba. El término lopolito fue acuñado por Grout (1918) para describir la forma del cuerpo gábrico de Duluth. También este término ha sido utilizado para caracterizar a unidades máficas estratificadas de extensión gigantesca, como la del lopolito de Bushveld, en Sudáfrica, cuyo piso es concordante con la caja y está deprimido en el centro como una palangana. En este sentido cumple con los requisitos de un lopolito, pero sus gigantescas dimensiones no permiten una comparación con los lopolitos asociados a los edificios volcánicos. Para los lopolitos de pequeñas dimensiones emplazados en los niveles superficiales de la corteza, es preferible emplear el término de lacolito, resaltando la característica del piso hundido en su parte central. Se ha establecido que la mayoría de las rocas ígneas intrusivas son formadas por el enfriamiento y cristalización de magma a profundidades de 1.5 hasta 20 km. (Llambías, 2001)

1.1.2 Formas de Apariencia y estructura de las rocas ígneas Extrusivas (Volcánicas)

Cuando el magma se enfría a velocidad relativamente grande, su viscosidad aumenta debido a la pérdida de vapor y gases en su movimiento hacia la superficie terrestre. Este proceso particularmente se acelera en repentinas liberaciones de lava y en erupciones explosivas en los volcanes, provocando una repentina solidificación de lava en la forma de vidrio volcánico.

Las chimeneas volcánicas son producto de un antiguo arco volcánico compuesto por varias capas (flujos) de lava solidificada. Esto ocurre cuando la lava ácida, de alta viscosidad y por lo tanto pobremente móvil se solidifica alrededor de un cráter volcánico formando un monte o domo cónico. La lava cubre áreas de gran extensión, generando cuerpos de gran propagación y relativamente poco espesor, formado en chorros o flujos de lava voluble de baja viscosidad en un área extensa alrededor del volcán. Flujo de cuenca de lava es formado por el enfriamiento de flujos de lava como un río en llamas vertido a lo largo de las pendientes del volcán.

Las rocas volcánicas también se forman por derrames de lava en el lecho marino típicamente dentro de la masa volcánica. Los pulsos de lava y la mezcla con el agua de mar crean unas estructuras esféricas o con forma de almohadilla que se conocen como "pillow lavas" (De S.K. Haldar and Josip Tišljarić, 2013).

1.2 Clasificación

Las rocas ígneas se clasifican por su textura y composición mineral.

1.2.1 Texturas ígneas

El término textura, cuando se aplica a una roca ígnea, se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales. La textura es una característica importante porque revela datos sobre el ambiente en el que se formó la roca.

Tres factores contribuyen a la textura de las rocas ígneas: (1) la velocidad a la cual se enfría el magma; (2) la cantidad de sílice presente, y (3) la cantidad de gases disueltos en el magma.

Textura afanítica (de grano fino). Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, poseen una estructura de grano muy fino denominada afanítica (*a* = no; *phanerós* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son demasiado pequeños para que los minerales individuales se distingan a simple vista. Dado que la identificación del mineral no es posible, las rocas de grano fino se caracterizan normalmente por su color claro, intermedio u oscuro. Utilizando esta clasificación, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente.

En muchas rocas afaníticas se pueden observar los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica el magma. Esas aberturas esféricas o alargadas se denominan vesículas y son más abundantes en la parte superior de las coladas de lava. Es en la zona superior de una colada de lava donde el enfriamiento se produce lo bastante deprisa como para «congelar» la lava, conservando así las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión.

Textura fanerítica (de grano grueso). Cuando grandes masas de magma se solidifican lentamente bastante por debajo de la superficie, forman las rocas ígneas que muestran una estructura de grano grueso denominada fanerítica. Estas rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio.

Textura porfídica. Una gran masa de magma localizada profundamente puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificar. Dado que los diferentes minerales cristalizan a temperaturas diferentes (así como a velocidades diferentes) es posible que algunos cristales se hagan bastante grandes mientras que otros estén empezando a formarse. Si el magma que contiene algunos cristales grandes cambia de condiciones (por ejemplo, saliendo a la superficie) la porción líquida restante de la lava se enfriará relativamente rápido. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una textura porfídica (Figura 4.2C). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan fenocristales (*pheno* = mostrar; *crystal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina pasta. Una roca con una textura de este tipo se conoce como pórfido.

Textura vítrea. Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Este enfriamiento rápido puede generar rocas que tienen una textura vítrea. El vidrio se produce cuando los iones desordenados se «congelan» antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada. Como regla general, los magmas con un elevado

contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma.

Textura piroclástica. Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas formadas por estos fragmentos de roca se dice que tienen una textura piroclástica o fragmental.

Textura pegmatítica. Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas pegmatitas. Esas rocas, que están compuestas por cristales interconectados todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una textura pegmatítica. La mayoría de las pegmatitas se encuentra alrededor de los márgenes de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas delgadas que comúnmente se extienden en la roca huésped adyacente. Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización, cuando el agua y otros volátiles, como el cloro, el flúor y el azufre, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son consecuencia del ambiente rico en líquido en el que tiene lugar la cristalización. La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita.

1.2.2 Composiciones ígneas

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. Además, la composición mineral de una roca ígnea concreta está determinada en última instancia por la composición química del magma a partir del cual cristaliza. El magma está compuesto fundamentalmente por los ocho elementos químicos que son los principales constituyentes de los silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio (normalmente expresado como contenido en sílice [SiO₂] de un magma) son los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg), hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 por ciento en peso de muchos magmas.

Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los silicatos oscuros (o ferromagnesianos) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El olivino, el piroxeno, el anfíbol y la biotita son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los silicatos claros contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio que de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el cuarzo, la moscovita y el grupo mineral más abundante, los feldespatos. Los feldespatos constituyen al menos el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

1.2.3 Índice de color

El índice de color está definido como el porcentaje de minerales máficos u oscuros presentes en una roca. Esto permite que se definan los términos Leucocrático (*leuco* = color claro y *crato* = gobernado por) y Melanocrático (*melano* = oscuro). Tabla 1. (Le Maitre, 2002)

Tabla 1. Términos y porcentajes del índice de color.

Nombre por índice de color	M o % de Minerales máficos
Hololeucocrático	0 -10
Leucocrático	10 – 35
Mesocrático	35 – 60
Melanocrático	65 – 90
Holomelanocrático	90 - 100

1.2.4 Composición química

La composición química de las rocas es determinada y expresada con el contenido de óxido de los principales elementos químicos, es decir, el contenido de SiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , MnO , P_2O_5 y TiO_2 (figura 1.2). El contenido de óxido de sílice (SiO_2), el cual varía de 35% a 80% define la roca como “félsica”. Los términos “félsico” y “máfico” se aplican en la composición química de las rocas y la proporción de SiO_2 con respecto al contenido total de óxidos en los elementos químicos previamente mencionados.

Las rocas ígneas son divididas en cuatro grupos de acuerdo con el contenido de SiO_2 en su composición química:

1. Rocas ígneas félsicas en general contienen $>63\%$ SiO_2 . Rocas ígneas ácidas, con feldespato potásico, también contienen plagioclasas ácidas y cuarzo mineral.
2. Rocas ígneas intermedias regularmente contienen 52-63% de SiO_2 . Las rocas ígneas neutras contienen plagioclasa y no contienen cuarzo.
3. Rocas ígneas máficas, contienen 45-52% de SiO_2 . Rocas ígneas máficas contienen plagioclasa básica y minerales ferromagnesianos (píroxeno, anfíbol y olivino), que son pobres en sílice.
4. Rocas ígneas ultramáficas normalmente contienen $<45\%$ de SiO_2 . Las rocas ígneas ultramáficas no contienen plagioclasa, pero si contienen únicamente minerales ferromagnesianos, es decir, minerales ricos en hierro y magnesio, y son pobres en sílice (De S.K. Haldar and Josip Tišljarić, 2013).

1.2.5 Clasificación modal

El sistema de clasificación del IUGS¹ de clasificación es un estándar universal que divide el espectro continuo de composición de rocas ígneas en límites específicos y bien definidos que siguen un mismo patrón.

Las clasificaciones modales primarias de rocas plutónicas y volcánicas están basadas en las proporciones relativas de los siguientes grupos minerales para los cuales se debe determinar la información de volumen modal:

- Q = cuarzo, tridimita, cristobalita
- A= Feldespato alcalino, incluyendo ortoclasa, microclina, pertita, anortoclasa.
- P = plagioclasa y escapolita
- F = Feldespatoides incluyendo nefelina, leucita, sodalita.
- M = Minerales máficos y relacionados, como micas, anfíboles, piroxenos, olivino, minerales opacos, minerales accesorios (zircón, apatita, titanita), epidota, granate.

Los grupos Q, A, P y F abarcan los minerales félsicos, mientras que los minerales del grupo M son considerados los minerales máficos, desde el punto de vista de las clasificaciones modales.

Rocas Plutónicas

Esta clasificación debe ser usada solamente si la roca es considerada como plutónica, es decir, se cree que se ha formado mediante enfriamiento lento y tiene una textura de granos gruesos (> 3 mm) que son observables a simple vista.

La clasificación de rocas ígneas intrusivas o plutónicas basada en parámetros modales se divide en tres partes:

1. Si M es menor de 90% la roca se clasifica de acuerdo con sus minerales félsicos, usando el diagrama QAPF. Figura 1.3
2. Si M es mayor o igual a 90%, es considerada una roca ultramáfica y se clasifica de acuerdo con sus minerales máficos.
3. Si no se dispone de un modo mineral, se puede utilizar una clasificación de campo de manera provisional.

Rocas Volcánicas

Esta clasificación debe ser usada solo si se cree que la roca es volcánica, es decir, se cree que está asociada a volcanismo y tiene una textura de granos finos en la que la mayoría de los cristales individuales no pueden ser vistos sin ayuda de alguna herramienta como lupa o microscopio.

La clasificación de rocas ígneas volcánicas se divide en tres partes:

¹ IUGS International Union of Geological Sciences.

1. Si se puede determinar el modo mineral, usar la clasificación QAPF (Figura 1.3)
2. Si no es posible determinar un modo mineral y se cuenta con análisis químico, usar la clasificación TAS. (Figura 1.4)
3. Si no es posible determinar el modo mineral y un análisis químico no está disponible, utilizar una clasificación de campo de manera provisional. (Le Maitre, 2002)

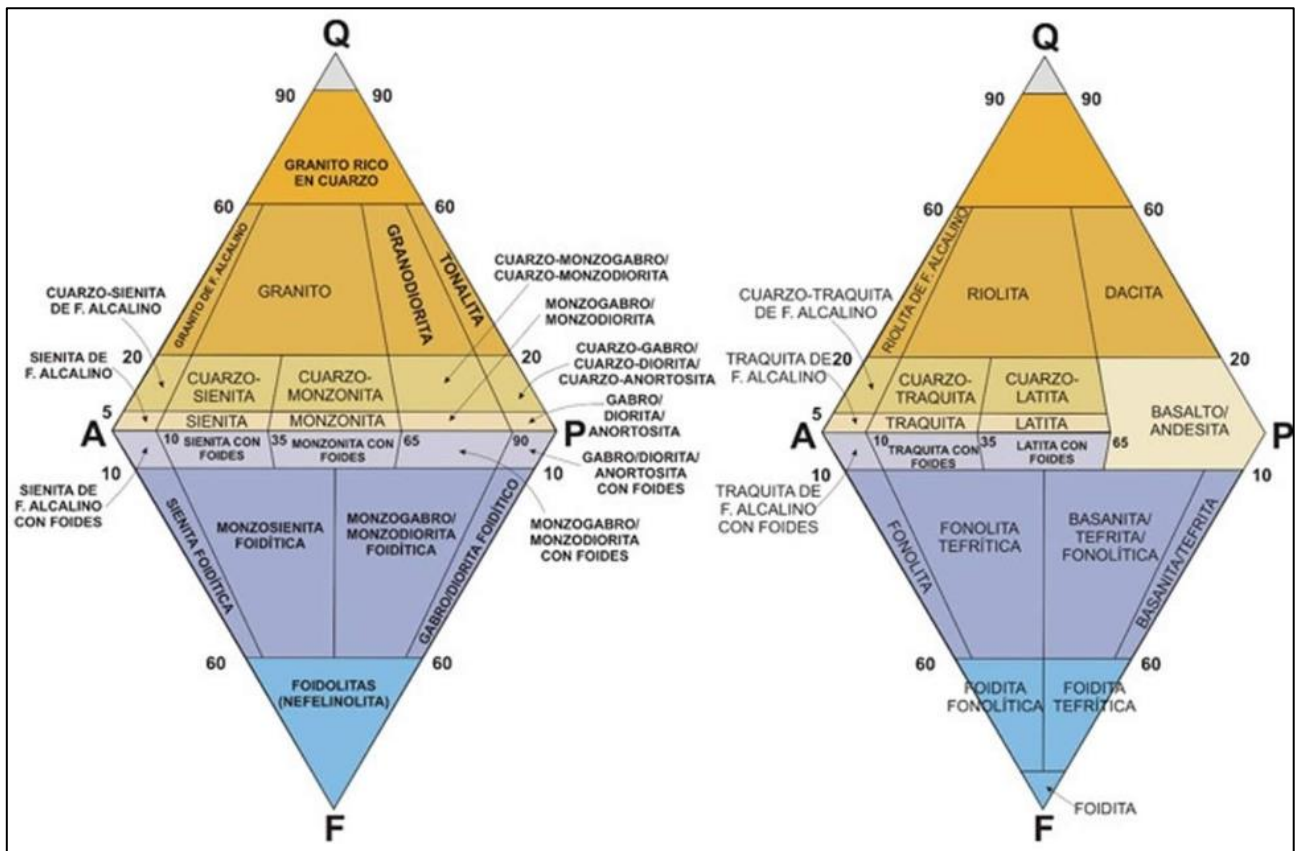


Figura 1. 2 Clasificación modal QAPF de rocas plutónicas (izquierda) y volcánicas (derecha). (Basada en Streckeisen, 1976). Las esquinas del doble triángulo son Q=Cuarzo, A= feldespato alcalino, P= plagioclasa y F= feldespatoide. Este diagrama no debe ser usado para rocas en las que el contenido de minerales máficos M, es mayor a 90%. Tomado de (Rojas, 2017).

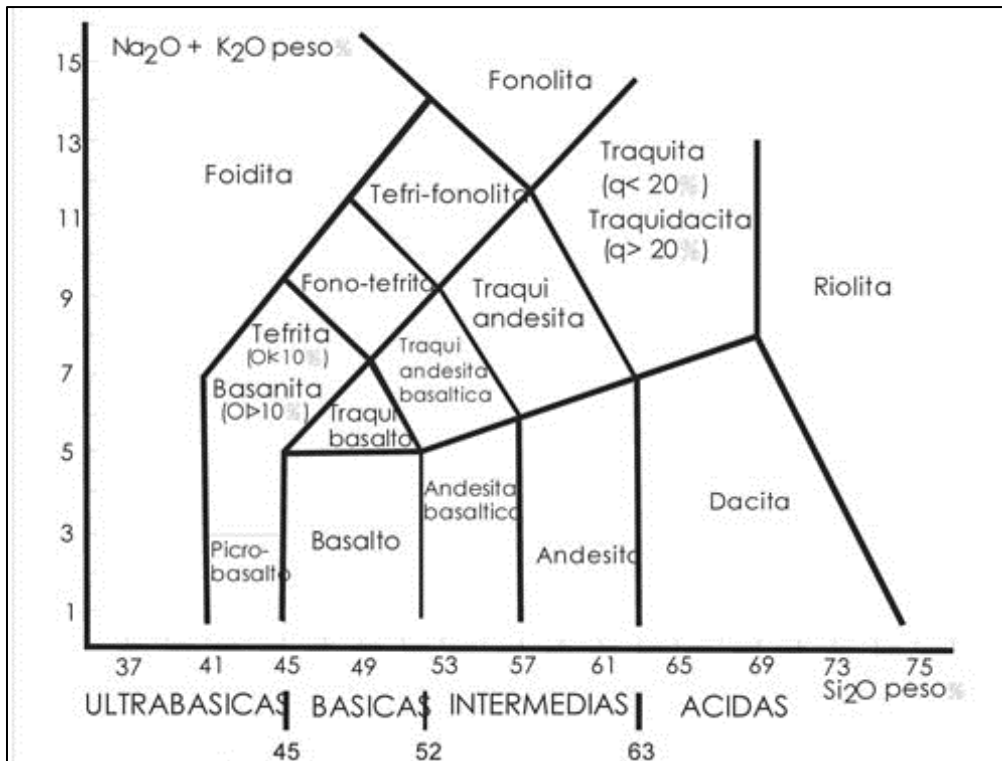


Figura 1. 3 Clasificación química de rocas volcánicas usando TAS (Diagrama Total Alkalies Vs. Silica) (Le Maitre, 2002). Tomada de (Toselli, 2009).

1.3 Faja Volcánica Transmexicana

Se acostumbra a definir a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8 000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, y se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana. Esta característica ha dado lugar a que la provincia reciba el nombre de Faja Volcánica Transmexicana, pues claramente muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Se ha vuelto costumbre dividir a la FVTM en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988) (Figura 1.4): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a); y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).

El evento ígneo de la Faja Volcánica Transmexicana relevante para este trabajo es el episodio máfico del Mioceno tardío. El vulcanismo de arco relativamente normal que se desarrolló durante el Mioceno medio se ve interrumpido en el Mioceno tardío cuando un extenso episodio de vulcanismo máfico se emplaza de costa a costa, desde Nayarit hasta Veracruz, inmediatamente al norte del arco

precedente, con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este (Ferrari et al., 2000b; Ferrari, 2004; Ferrari et al., 2005b). Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas, por lo general emplazadas a través de fisuras, con edades que varían entre ~11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit y al noroeste de Tepic (Richter et al., 1995; Ferrari et al., 2000a); entre ~11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, en los Altos de Jalisco y en Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón et al., 1981; Verma et al., 1985; Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Alva-Valdivia et al., 2000; Rossotti et al., 2002; Rosas-Elguera et al., 2003); y entre ~9 y 7 Ma en Querétaro y en el área de Pathé, Hidalgo (Pasquaré et al., 1991; Suter et al., 1995a; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Este vulcanismo continúa hacia el área de Tlanchinol-Huejutla, y alcanza la costa norte de Veracruz (Tantima-Álamo), con coladas de basalto alcalino y conos monogenéticos con edades comprendidas entre 7.5 y 6.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; López-Infanzón, 1991; Ferrari et al., 2005b). Ferrari et al. (2000b) mostraron que el vulcanismo máfico del Mioceno superior que se emplazó desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo (Pathé) tiene las características geoquímicas típicas de la subducción, aunque su composición es ligeramente variable. En cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz (Tlanchinol, Tantima, Álamo, y buena parte de las mesetas de Palma Sola) presentan características intraplaca (Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).

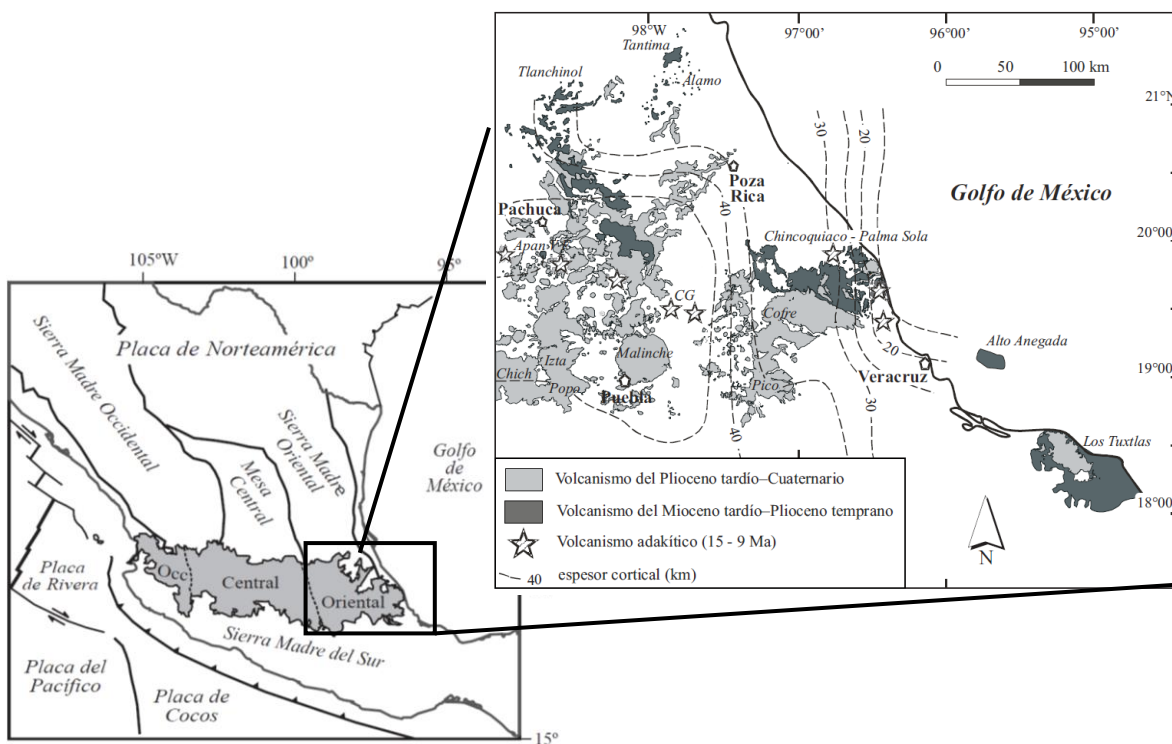


Figura 1. 4 Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores en que comúnmente se divide a la FVTM. Se realiza un acercamiento al sector oriental que comprende una parte del área de estudio. Modificado de (Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).

Capítulo 2. Yacimientos atípicos

2.1 Sistema petrolero. Definiciones y características

Un sistema petrolero se define como un sistema natural que comprende un volumen activo de roca generadora, todo el aceite y gas relacionado y el cual incluye todos los elementos y procesos geológicos que son esenciales para que exista una acumulación de hidrocarburos. Esta roca generadora que alguna vez estuvo activa podría ahora estar inactiva o agotada. El petróleo aquí incluye altas concentraciones de (1) gas termal o biogénico encontrado en yacimientos convencionales o en hidratos de gas, yacimientos en rocas compactas, lutitas fracturadas, carbón; o (2) condensados, aceite crudo y asfaltos encontrados en naturaleza.

El término sistema describe los elementos interdependientes y procesos que forman la unidad funcional que crea las acumulaciones de hidrocarburos. Los elementos esenciales incluyen una roca generadora, una roca almacén, una roca sello y roca de sobrecarga. Los procesos son formación de la trampa y la generación-migración-acumulación de petróleo. Estos elementos esenciales y procesos deben ocurrir en tiempo y espacio de manera que la materia orgánica existente en una roca generadora pueda convertirse en una acumulación de petróleo. Un sistema petrolero existe en cualquier lugar donde ocurran estos procesos y elementos esenciales.

2.1.1 Límites y características

La extensión geográfica, estratigráfica y temporal del sistema petrolero es específico. Se puede describir mediante una tabla que muestre los siguientes elementos: (1) Una tabla con la historia de sepultamiento que demuestra el momento crítico, edad, y elementos esenciales en una ubicación específica; (2) un mapa y (3) una sección geológica dibujada en el momento crítico mostrando la relación espacial de los elementos esenciales; (4) una tabla de eventos del sistema petrolero mostrando la relación temporal de los elementos y procesos esenciales y el tiempo de preservación y momento crítico para el sistema. La tabla contiene todos los campos de aceite y gas en el sistema petrolero.

El momento crítico es el punto en tiempo que mejor describe la generación-migración-acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en un sistema petrolero. Un mapa o sección geológica dibujado en el momento crítico muestra de mejor manera la extensión geográfica y estratigráfica del sistema. Si se construye adecuadamente, la tabla de historia de sepultamiento muestra el tiempo en el cual la mayoría del petróleo en el sistema es generado y es acumulado en la trampa principal. Para gas biogénico, el momento crítico se relaciona a bajas temperaturas. Geológicamente, la generación, migración y acumulación de petróleo en una ubicación usualmente ocurre durante un periodo de tiempo corto. Cuando se incluye con la curva de historia de sepultamiento, los elementos esenciales muestran la función de cada unidad de roca y litología en el sistema petrolero.

La extensión geográfica del sistema petrolero al momento crítico se define por una línea que circunscribe el cuerpo de roca generadora activa e incluye todas las muestras de petróleo, filtraciones y acumulaciones que se originaron de ese cuerpo activo.

Estratigráficamente, el sistema petrolero incluye las siguientes unidades de roca o elementos esenciales dentro de la extensión geográfica: una roca generadora de petróleo, una roca

almacenadora, una roca sello, y roca de sobrecarga en el momento crítico. Las funciones de las primeras tres unidades de roca son obvias. Sin embargo, el papel de la roca de sobrecarga es más discreto ya que, además de proveer la presión y la temperatura necesaria para madurar termalmente a la roca generadora, también puede tener un impacto considerable en la geometría de la ruta de migración subyacente y de la trampa.

2.1.2 Ejemplos de sistemas petroleros.

Una mejor manera para entender a lo que se refiere con “sistema petrolero” es categorizar o clasificar tantos sistemas como sea posible. Magoon (1989b) clasificó a los sistemas petroleros en los Estados Unidos basado en la complejidad de la roca de sobrecarga, litología del yacimiento (siliciclástico o carbonato), y tipo de kerógeno (tipo I, II y III kerógeno). Más tarde, estos mismos sistemas petroleros fueron clasificados de acuerdo con la edad de su roca generadora (Magoon, 1992b). Demaison y Huizinga (1991) clasificaron 38 sistemas petroleros encontrados a lo largo del mundo con base en el factor de carga de hidrocarburo (supercargados, normalmente cargados y bajocargados), tipo de drenaje de migración (verticalmente drenado contra lateralmente drenado), y estilo de entrapamiento (alta contra baja impedancia).

Otra manera para clasificar sistemas petroleros es designarlos ya sea como típicos o atípicos. Un sistema petrolero **típico** es un sistema en el cual la roca generadora sufrió maduración termal durante sepultamiento causado por la roca de sobrecarga. Un sistema petrolero **atípico** es aquel en el cual los hidrocarburos fueron generados en otras maneras. Por ejemplo, un sistema petrolero puede ocurrir cuando una roca generadora inmadura entre una secuencia delgada de sedimentos que sobreyacen la corteza continental es intrusionada por un dique (Figura 2.1). El calor del dique madura termalmente a la roca generadora y genera aceite que migra a la roca sedimentaria adyacente.

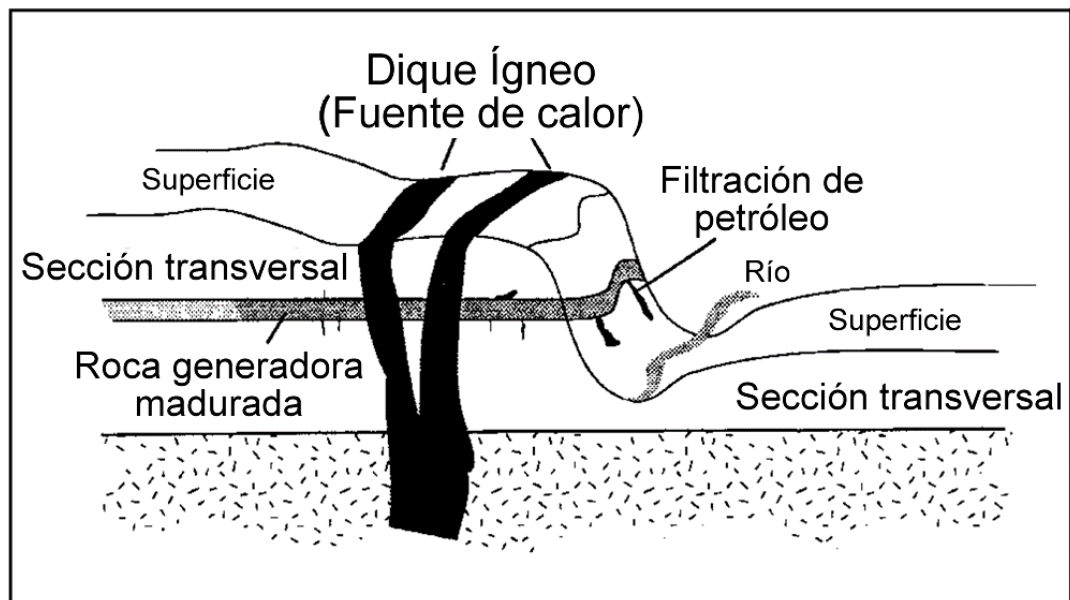


Figura 2. 1. Un sistema petrolero atípico cuyo aceite se originó por una roca generadora que sufrió maduración termal por un dique ígneo (Dow & Magoon, 1994).

2.2 Efectos de intrusiones ígneas en el sistema petrolero

Un sistema petrolero se compone (1) una roca generadora la cual, sujeta durante suficiente tiempo a condiciones que propicien la generación de hidrocarburos (carga), (2) trayectorias para que los hidrocarburos generados sean expulsados de la roca generadora y se muevan a una roca almacén (migración primaria y secundaria, respectivamente), (3) una roca porosa y permeable para que sirva como almacén para los hidrocarburos y (4) una estructura que encierre al hidrocarburo (trampa) con (5) extremidades de baja permeabilidad (sello lateral y superior). Las intrusiones ígneas pueden afectar cualquiera de estos cinco elementos principales del sistema petrolero.

Los diferentes efectos de intrusiones en el sistema petrolero se resumen en la figura 2.2

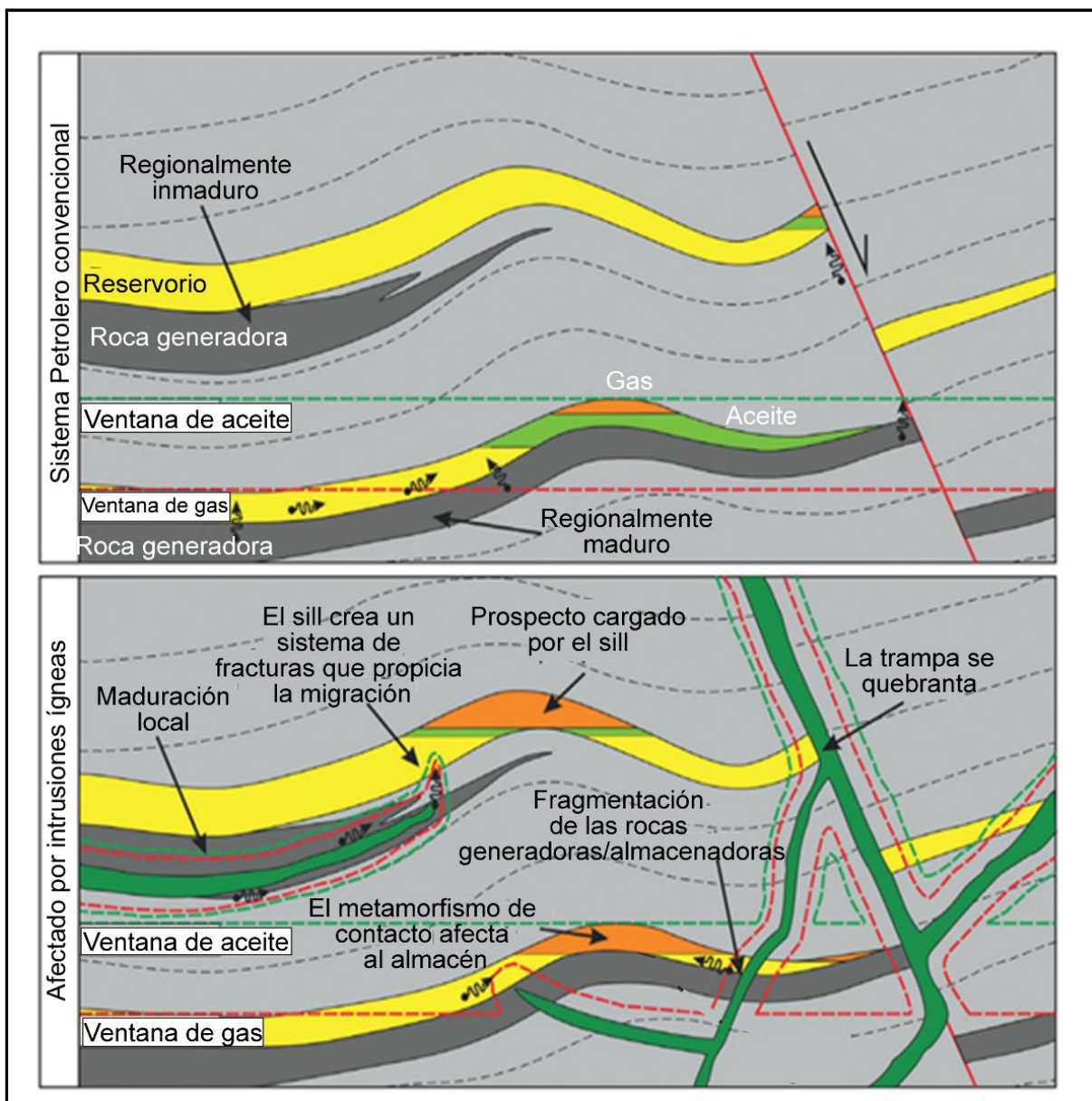


Figura 2. 2. Representación esquemática de cómo las intrusiones ígneas pueden impactar los diferentes elementos del sistema petrolero, incluyendo carga, migración, yacimiento, trampa y sello (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).

2.2.1 Carga

Una roca generadora de espesor y riqueza orgánica suficiente es un prerrequisito para permitir la generación de hidrocarburos. En un sistema petrolero “típico”, el aumento de temperatura asociado con sepultamiento es el mecanismo principal de maduración de la roca generadora y permite a los hidrocarburos generados a migrar de manera ascendente a través de caminos de mayor permeabilidad y ser atrapados. Tanto la sincronía en tiempo, especialmente respecto a la generación de trampas, y la duración de las condiciones óptimas para generación de hidrocarburos son importantes para calcular el potencial total de una determinada roca generadora en alguna cuenca. Esto es calculado examinando la historia geológica de la cuenca de interés, usando curvas de historia de sepultamiento, lo cual en cuencas volcánicas (cuenas sedimentarias con actividad magmática) puede modificarse por el rápido sepultamiento de la cuenca por la acumulación de unidades volcánicas extrusivas.

En una cuenca volcánica en la cual existe un número significativo de intrusiones, la maduración es fomentada tanto por la presencia local de cuerpos ígneos calientes y un flujo regional de calor favorecido. Un trabajo innovador en el efecto de intrusiones ígneas en la maduración fue desarrollado en la sucesión Carbonífera del Midland Valley de Escocia (Murchinson y Raymond, 1989, George, 1992). Murchinson y Raymond (1989) concluyen, por ejemplo, que una tendencia regional lateral de carbonización de este a oeste está principalmente relacionada a un paquete más grueso de rocas volcánicas en dirección al extremo oeste del graben. Bishop y Abbott (1995) investigaron la reflectancia de vitrinita cerca de varios diques relativamente delgados (0.9 m) en el noroeste de Escocia, sugiriendo una proporcionalidad de espesor de diques con la extensión de la aureola de alteración térmica (cerca del 70% del espesor del dique).

Los procesos metamórficos de contacto, propician la liberación de agua de poros, carbón orgánico y CO₂ y H₂O ligados a minerales actúan en la roca generadora, esencialmente acelerando la maduración de hidrocarburos. En zonas cercanas a la intrusión, este proceso provoca la sobremaduración. A grandes distancias de las intrusiones, el efecto del calor será reducido y quizás limitado a la disipación convectiva del calor por migración de fluidos hidrotermales los cuales pueden contribuir a un flujo regional de calor aumentado en donde múltiples intrusiones están presentes. En este escenario, la actividad ígnea puede generar el calor requerido para madurar a una roca generadora inmadura en otras condiciones. Incluso intervalos de roca relativamente delgados, tales como el Cretácico (1 % porcentaje en peso de carbón orgánico) del campo marino Utgard high en Noruega, puede generar significantes volúmenes de gas debido al gran volumen afectado por las intrusiones (Aarnes *et al.* 2015).

Además de los efectos directos del calentamiento, las intrusiones ígneas también pueden fragmentar las rocas generadoras, de la manera como los sills fueron emplazados preferencialmente entre límites litológicos importantes tales como intervalos regionales de mudstones. La fragmentación de la roca generadora es capaz de reducir la eficiencia de migración de los hidrocarburos generados, o en algunos casos, incluso puede prevenir a los hidrocarburos migrar fuera del intervalo de la roca generadora.

2.2.2 Migración

En esencia, las intrusiones ígneas pueden tanto establecer nuevos conductos de migración si están fracturadas y son permeables, o pueden actuar como barreras de flujo de los fluidos si están mineralizadas y son impermeables (figura 2.3).

Estos atributos de intrusiones ígneas para actuar tanto como conductos o barreras al flujo, o incluso ambos, están relacionadas al origen de la red natural de fracturas. Para un sill particular, la naturaleza del fracturamiento estará principalmente relacionada a la geometría de la intrusión, la cual produce geometría de juntas (discontinuidad paralela a la dirección del dique), y el tectonismo post- enfriamiento o enfriamiento de la roca.

Además, cualquier fractura adicional asociada con el emplazamiento de la intrusión modificará las redes de fracturas en la roca encajonante en cualquier extremo de la intrusión. La composición y tasa de enfriamiento del magma, así como la profundidad de emplazamiento y permeabilidad de roca encajonante también influenciarán la naturaleza de la red de fracturas. Zonas estructuralmente complejas, tales como uniones de diques y sills, puntos de inflexión de sills e interfases intrusión-roca encajonante, son típicamente asociados con fracturamiento favorecido y representan las zonas más permeables.

El conocimiento de la actividad del fluido hidrotermal, procesos diagenéticos post-emplazamiento y tectonismo proveerán información sobre si una red de fracturas específica es permeable (fracturas abiertas, interconectadas) o impermeable (fracturas cementadas o estrechas).

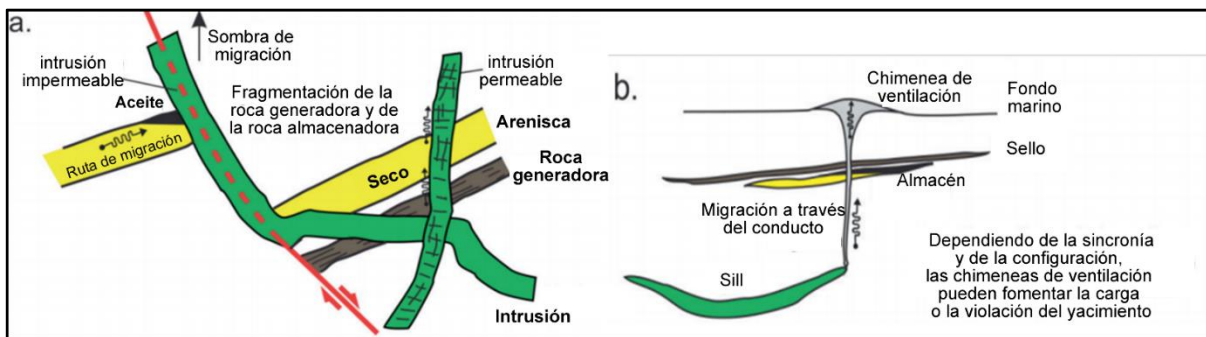


Figura 2. 3. Diagrama conceptual de algunas de las implicaciones que las intrusiones ígneas pueden tener en los trayectos de migración en una cuenca volcánica. a) Intrusiones impermeables pueden establecer sombras de migración, mientras que intrusiones altamente permeables pueden proveer rutas de migración para fluidos. b) Complejos de ventilación hidrotermal pueden formar trayectorias de migración de fluidos a gran escala con la posibilidad de cargar o infiltrar yacimientos (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).

La geometría del sistema de conductos ígneos también influenciará a las rutas de migración, con diques discordantes a los estratos actuando como un sello de desviación en algunos entornos, y generando una zona que evita la migración en otros entornos. Numerosos estudios han demostrado las relaciones de intrusiones ígneas y sistemas de falla preexistentes, señalando que muchas zonas de falla actúan como zonas de debilidad aprovechadas por el magma durante su propagación. Como las fallas generan comúnmente trampas estructurales, esto tiene implicaciones directas tanto en la destrucción de dichas trampas por las intrusiones, y el posible desarrollo de zonas permeables.

Las intrusiones ígneas, en un proceso similar a las intrusiones de areniscas o diapiros de sal, pueden alterar la integridad del sello suprayacente si penetran la interfaz yacimiento-roca sello. Este proceso involucra tanto la penetración inicial del sello y la transmisión de fluidos (magma) y el subsecuente contraste de permeabilidad en la intrusión y la roca encajonante. Por otra parte, los procesos mecánicos relacionados al plegamiento de roca encajonante sobre intrusiones también

pueden generar trayectorias de alta permeabilidad relacionadas a las fracturas, lejos de la misma intrusión.

2.2.3 Yacimiento

Las intrusiones ígneas, así como sus contrapartes efusivas, pueden formar sus propios yacimientos. La porosidad primaria de la matriz y permeabilidad de rocas ígneas es generalmente muy baja, pero se puede desarrollar porosidad y permeabilidad importante debido a fracturamiento, zonas con vesículas, y en zonas hidrotermalmente alteradas. Schutter (2003a) clasifica estos en tres tipos de porosidad: (1) Porosidad primaria, usualmente intergranular o vesicular, (2) porosidad secundaria, asociada principalmente con alteración hidrotermal y (3) porosidad de fracturas. En algunos yacimientos, tal como en la cuenca Liaohe en China, basaltos y andesitas vesiculares presentan porosidades de hasta 30-50% (Chen et al., 1999). La porosidad de fracturas es algunas veces incluida dentro de la porosidad secundaria, un término muy amplio que se refiere a espacio de poros que resultó de alteración hidrotermal, disolución por agua subterránea y esfuerzos tectónicos. Esto es obvio, ya que las fracturas frecuentemente conectan poros primarios vesiculares con poros de disolución, y son usualmente aprovechados por fluidos hidrotermales altamente reactivos. En cuencas que presentan una historia geológica compleja con eventos tectónicos posteriores al magmatismo importantes, el fracturamiento tectónico adicional puede también incrementar significativamente la conectividad de la red de fracturamiento.

Intrusiones ígneas con yacimientos de hidrocarburos comercialmente explotables han sido documentados en china oriental (Eastern china) (Wu et al., 2006), la cuenca Neuquén Argentina (Delpino y Bermúdez, 2009; Witte et al., 2009). En estos ejemplos, los cuerpos ígneos predominantemente intrusionan lutitas ricas en materia orgánica, propiciando la maduración local de la materia orgánica y alojando los hidrocarburos generados en su propia red natural de fracturas. Tales redes de fracturas son desarrolladas predominantemente durante el enfriamiento y la contracción termal asociada, comúnmente mostrados como arreglos de disyunciones columnares orientados de manera perpendicular a los contactos de la intrusión.

Las fracturas paralelas a los límites de la intrusión, y fracturas por tectonismo posterior a la intrusión también son comunes. Además, las acumulaciones de hidrocarburos en rocas ígneas pueden estar relacionadas a yacimientos tipo brecha en la cima de stocks volcánicos, zonas de intrusiones química o mecánicamente alteradas y zonas de fracturamiento incrementado a lo largo de los límites de las intrusiones.

En entornos en donde los hidrocarburos están alojados en yacimientos convencionales, carbonatos o areniscas, las intrusiones afectarán principalmente el marco geológico mediante aureolas de contacto metamórfico. Estas zonas de alteración fisicoquímica aumentadas típicamente llevarán a afectaciones locales como porosidad aumentada.

Cuantificar la porosidad exacta y la pérdida de permeabilidad es desafiante, ya que está fuertemente determinado por las propiedades iniciales de la roca encajonante y la interacción de la disipación de calor conductiva y convectiva. Smallwood & Harding (2004), por ejemplo, reportan en un sill perforado en la cuenca Faroe-Shetland en la cual parece no afectar a la arenisca de porosidad moderada (11-13%) que yace en la tendencia regional porosidad-profundidad esperada, aunque la baja (3.6 mD) permeabilidad media de la arenisca se asocia con alteración hidrotermal causada por intrusión.

En escalas más regionales, las intrusiones, particularmente si son discordantes a los estratos, se espera que fragmenten al yacimiento. Esto tiene implicaciones en el aumento de presión en la columna de hidrocarburo, así como en cálculos de producción y volumétricos. Intrusiones menores (a escalas de metros) frecuentemente ocurren paralelas y en proximidad a las intrusiones las cuales se propagaron a través de arenisca como roca encajonante.

2.2.4 Trampa

Las intrusiones ígneas pueden formar trampas de hidrocarburos, tanto de forma directa como indirecta (figura 2.4). De forma similar que las fallas que sellan, las intrusiones impermeables tales como diques o stocks que atraviesan transversalmente la estratigrafía, pueden generar numerosas trampas para hidrocarburos que están migrando. Además, pliegues forzados sobre lacolitos, sills con forma de plato o stocks pueden formar importantes cierres con cuatro direcciones en los sedimentos que las sobreyacen.

En una cuenca determinada, las trampas relacionadas a intrusiones no son necesariamente relacionadas al régimen tectónico general, y son principalmente controladas más localmente por procesos ígneos y las geometrías subsecuentes de cuerpos intrusivos. En este marco de referencia, una estrategia de exploración diferente debe ser empleada cuando el objetivo sean estas trampas. Por otro lado, las intrusiones también pueden destruir trampas preexistentes, modificando severamente el marco geológico con los procesos descritos anteriormente. Esto es especialmente cierto para trampas estructurales relacionadas a fallas, ya que el magma normalmente aprovecha las zonas de falla durante su migración (Magee et al., 2013; Schofield et al., 2016).

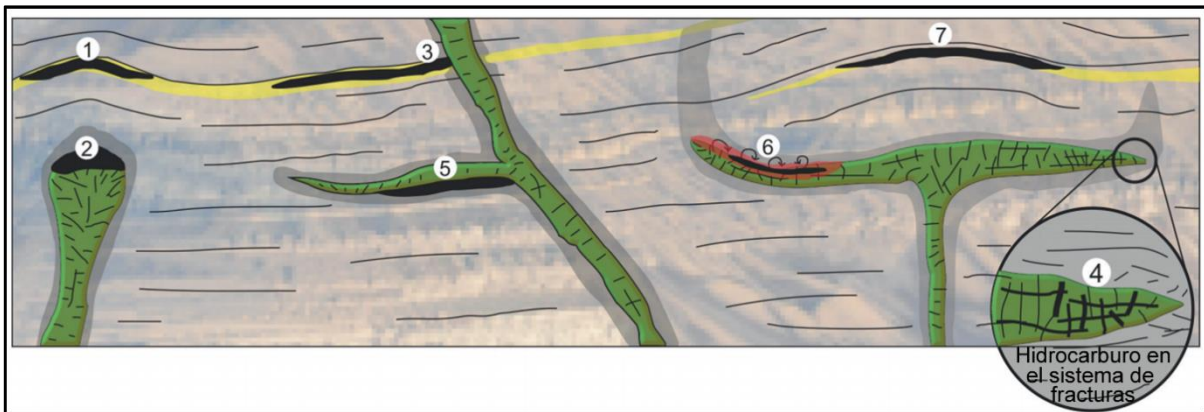


Figura 2. 4 Una variedad de trampas formadas directa o indirectamente por intrusiones ígneas. 1) Tipo de fractura inducida por formación de domos; 2) Tipo brecha; 3) Tipo sellada lateralmente; 5) tipo sellada superficialmente; 6) Tipo de zona de alteración; 7) Tipo de plegamiento forzado (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017).

2.2.5 Sello

La mayoría de las intrusiones ígneas, libres de alteraciones y fracturamiento, son impermeables y por lo tanto representan buenas rocas sello. Intrusiones impermeables pueden actuar como sello lateral al mismo tiempo que sello superior para acumulaciones de hidrocarburos. Por el contrario, intrusiones permeables o semi permeables, pueden actuar como Sistemas de

Desvío del Sello². Frecuentemente se piensa que la alteración de cuerpos ígneos reducirá la porosidad o permeabilidad. No obstante, en sistemas hidrotermales, puede generar una porosidad secundaria importante. Determinar las propiedades de sello de una intrusión particular es por tanto difícil, dado a la compleja variabilidad en composición del magma, geometría de la intrusión, propiedades de roca encajonante y atributos de la red de fracturas a lo largo de la interfaz intrusión-roca encajonante y deben ser atendidas caso por caso. (Senger, Millett, Planke, & Ogata, 2017)

² Seal bypass Systems SBS= Estructuras geológicas que atraviesan, infiltran secuencias de sello y permiten a los fluidos fluir vertical o subverticalmente a través del sello. Al hacer esto, actúan como SBS. Se define el SBS como rasgos geológicos sísmicamente distinguible embebidas entre secuencias sello que promueven la migración de fluidos a través de estratos y permiten a los fluidos infiltrarse por la red de poros. (Cartwright et al., 2007).

Capítulo 3. Las rocas ígneas como rocas almacén

Para formar un yacimiento debe existir un sistema en el cual una roca generadora, que produce los hidrocarburos, esté atrapada y sellada con una buena porosidad y permeabilidad para acumular el petróleo para producción en cantidades económicamente viables.

Los yacimientos viables en rocas ígneas deben tener atributos similares a los yacimientos sedimentarios, es decir, buena porosidad y permeabilidad con la habilidad de migración. Ya que las rocas ígneas son mucho más resistentes al desgaste que las rocas sedimentarias o carbonatadas, la manera más común de tener una buena porosidad en estos yacimientos de rocas ígneas será porosidad por fracturamiento.

La porosidad se expresa comúnmente con la letra griega phi (ϕ) y su valor es expresado en porcentaje. Si el volumen unitario total V_T de una roca es dividido en el volumen de la porción sólida V_S y el volumen del espacio vacío que contiene V_V , la porosidad ϕ está definida como

$$\phi = \frac{\text{Volumen vacío}}{\text{Volumen total}} \times 100\%$$

La porosidad es el espacio vacío en una roca que puede almacenar fluidos. En el subsuelo este volumen de poros puede estar relleno con hidrocarburos, ya sea gas o aceite, y agua. La porosidad se puede dividir en dos tipos, porosidad absoluta y porosidad efectiva. La porosidad absoluta es el cociente entre el volumen total de poros y el volumen total de la roca, expresado

$$\phi_a = \frac{\text{Volumen total de poros}}{\text{Volumen total}} \times 100\%$$

Esta ecuación proporciona la cantidad total de porosidad, pero la mayoría de las veces no es posible para los poros estar interconectados por lo cual es necesario conocer la **porosidad efectiva**. La porosidad efectiva es el producto de la división del volumen total de poros interconectados por el volumen total de la roca,

$$\phi_e = \frac{\text{Volumen total de poros interconectados}}{\text{Volumen total}} \times 100\%$$

La porosidad primaria es la cantidad de poros vacíos disponibles durante la depositación y creación de la roca, mientras que la porosidad secundaria es la cantidad de poros creados después de la creación de la roca, depositada y enterrada, tales como grietas en la roca (figura 3.1). Los yacimientos en rocas ígneas tienen principalmente porosidad secundaria en donde las rocas ígneas han sido fracturadas y rellenadas con hidrocarburos y subsecuentemente atrapadas en el yacimiento, a través de la compactación de rocas sedimentarias lo cual fuerza a los hidrocarburos a migrar hacia las rocas ígneas. (Orme, 2018)

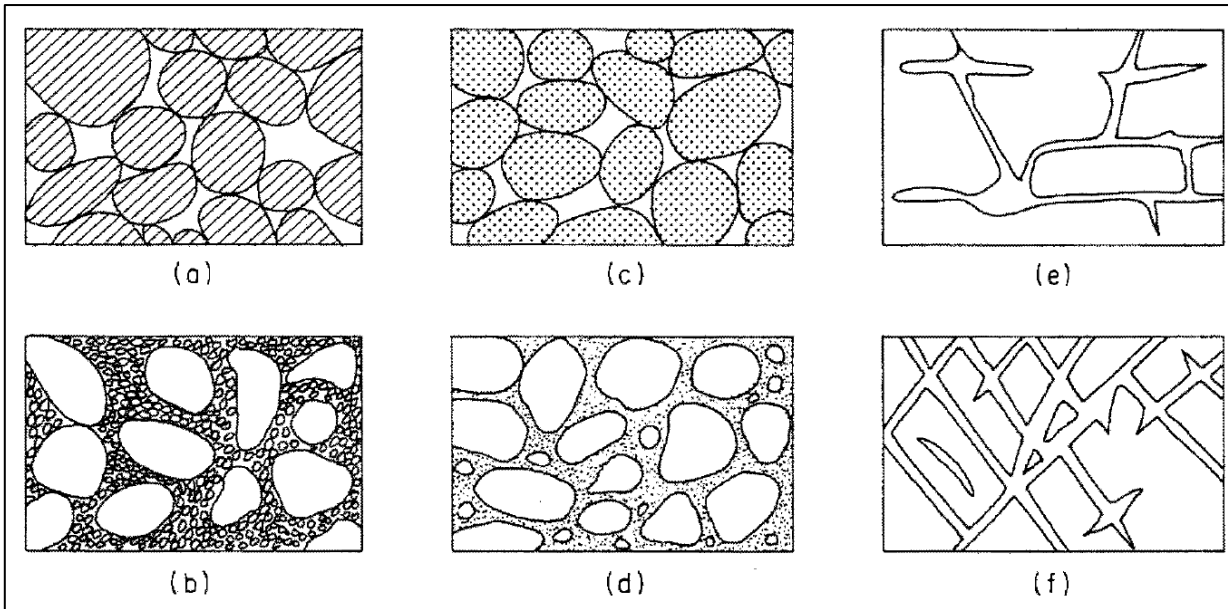


Figura 3. 1 Relación entre textura y porosidad. (a) Depósito sedimentario bien seleccionado que presenta alta porosidad; (b) depósito sedimentario mal seleccionado con baja porosidad; (c) Depósito sedimentario que consiste de guijarros que son porosos por sí mismos, por lo cual el depósito en conjunto tiene una porosidad muy alta; (d) depósito sedimentario cuya porosidad ha sido disminuida por la depositación de material mineral en los espacios intersticiales; (e) roca que ha adquirido porosidad por disolución ; (f) roca que ha adquirido porosidad por fracturamiento (Freeze & Cherry, 1979).

3.1 Porosidad primaria

La porosidad primaria se refiere a los poros y fracturas generadas en rocas volcánicas durante la intrusión de magma, erupción, enfriamiento y cristalización, previa a la diagénesis, y preservada hasta la actualidad. Los poros primarios pueden dividirse en vesículas primarias, poros intergranulares, y poros intercristalinos.

3.1.1 Vesículas

Las vesículas en las rocas volcánicas son un componente importante de un buen almacén. Son poros primarios formados en el proceso de la erupción volcánica. Para rocas eruptivas condensadas y consolidadas en la superficie, el rápido enfriamiento resulta en la exsolución de componentes volátiles o el escape del exceso de gas. El gas fuera de solución asciende, se acumula, y se abulta hasta formar numerosas vesículas en lava, especialmente en el flujo superior. Como resultado, una cantidad de vesículas existen en rocas volcánicas consolidadas. Estas vesículas están rellenas con minerales para formar espacios amigdaloides, y en el caso de amigdaloides con relleno incompleto, forman poros residuales. Algún espacio de poro puede preservarse en los amigdaloides, o algunos amigdaloides que rellenan vesículas primarias pueden disolverse por actividad de fluidos posterior para formar poros intra amigdaloides.

Este tipo de poros tienen formas irregulares, tamaños variados, y distribución irregular. Los poros están asociados con el crecimiento de cuarzo, albita, y carbonato en las vesículas. Vesículas en rocas volcánicas o poros intraamigdaloides ocurren principalmente en piromerida (riolita nodular) y riolita. Estructuras de flujo son desarrolladas en piromerida, donde las vesículas muestran distribución por zonas y forman anillos de vesículas locales. En el caso de piromerida con cuarzo subdesarrollado y cristales de albita en los extremos de la piromerida se pueden formar poros

primarios ultra-grandes. Además de eso, las vesículas también existen en los detritos de tobas soldadas. Cuando masivos de roca en conglomerados y en productos volcánicos en brechas volcánicas son piromerida, riolita, o toba soldada, vesículas o poros intra-amigdaloides también existen. Las vesículas pueden ser de forma redonda, elíptica o irregulares y se encuentran aisladas en la roca. Fracturas (estructurales y de contracción) desarrolladas en la roca generalmente cortan a través de las vesículas y conectan vesículas aisladas.

Con base en su génesis, forma, y actitud estructural, las vesículas en rocas volcánicas se clasifican en poros de escape, poros de expansión, poros de explosión, y poros de fluencia. Los poros primarios pueden formar almacenes fractura-vesícula favorables con la alteración de fracturas.

3.1.2 Poros intergranulares y poros volcánicos interbrecha

Los poros intergranulares son comunes en rocas volcanoclásticas, especialmente en brechas volcánicas. Tienen características de poros similares a poros intergranulares en rocas clásticas. Este tipo de poros están soportados por facies de brecha volcánica y ocurren principalmente en facies volcánicas explosivas.

3.1.3 Poros de contracción condensada

Son poros y fracturas formadas por magma eruptivo en la superficie como resultado de la contracción de volumen. Este tipo de poros, sin direccionalidad y con forma irregular, son mayormente asociados a vesículas. Éstos intersecan otras facturas para conectar con vesículas y otros espacios de almacenamiento. Si se conectan con vesículas, pueden contener de forma diseminada o estar parcialmente rellenas con aceite crudo.

3.2 Porosidad secundaria

Esta clasificación de poros se refiere a los poros o cavidades que resultan de minerales o material de relleno entre granos, partículas cristalinas o poros primarios que han sido disueltos o desplazados por la acción de alteración hidrotermal, disolución o intemperismo. La disolución puede ocurrir en componentes inestables en rocas volcánicas, tales como vidrio volcánico básico, y fenocristales.

3.2.1 Microporos generados por vidrio riolítico desvitrificado

La piromerida tiene estructura fluidal, vesicular y porfirítica. Su matriz se presenta con una textura esferulítica, y sus fenocristales incluyen cuarzo y feldespatos alcalinos. Los microporos en el centro de una esferulita son productos de vidrio riolítico desvitrificado. El vidrio riolítico puede formar feldespatos y cuarzo después de la desvitrificación y la contracción del volumen. Esto implica que, al tener el vidrio riolítico menor densidad que el feldespato y el cuarzo, los cristales minerales generados por la desvitrificación de vidrio riolítico pueden encogerse para formar microporos. En adición, los feldespatos generados por la desvitrificación de vidrio riolítico puede disolverse para formar una gran cantidad de poros secundarios bajo la acción de fluidos ácidos.

Partículas de feldespato generadas por desvitrificación de vidrio riolítico son relativamente finas y también pueden formar microporos. Dado que la roca está completamente compuesta de partículas esféricas generadas por la desvitrificación de vidrio riolítico y el contenido de cuarzo es ignorado, si se calcula con la densidad de ortoclasa (la densidad menor), la densidad del vidrio riolítico es de aproximadamente $2.36 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, mientras que la densidad promedio de la ortoclasa, albita y cuarzo es 3.59 , 2.615 y $2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, respectivamente. Todos los productos son más densos

que el vidrio riolítico. Partículas feldespáticas desvitrificadas de 1 kg de vidrio riolítico pueden formar poros de 37.63 cm^3 . La comparación y estimación de vidrio riolítico en roca piromérica antes y después del proceso de desvitrificación muestra que la desvitrificación de vidrio riolítico puede producir una gran cantidad de microporos. Por tanto, la desvitrificación de vidrio riolítico en piromérica es importante para la generación de espacio de poros.

3.2.2 Poros disueltos en minerales feldespáticos

Este tipo de poros incluyen microporos disueltos en fenocristales de feldespato, microlitos y fragmentos de cristales, los cuales se desarrollan en rocas volcánicas en grandes cantidades. El feldespato es parcialmente disuelto por un medio ácido para formar poros disueltos en feldespato con formas irregulares. Generalmente, los poros disueltos en feldespato se desarrollan a lo largo de fracturas de clivaje, y el cuerpo principal del grano de feldespato es conservado. Este tipo de poro disuelto es el espacio de almacenamiento dominante en rocas volcánicas.

Láminas delgadas impregnadas muestran que el feldespato microcristalino generado por la desvitrificación de feldespato cristalino porfirítico en riolita y feldespato microcristalino y vidrio ácido en la matriz puede disolverse para formar poros, y las partículas esféricas centrales tienden a disolverse. A pesar de que algunos poros sean pequeños, microporos bien desarrollados y conectados unos a otros podrán formar espacio favorable para almacenamiento de gas.

Análisis petrográfico muestra evidencia de poros disueltos en feldespato. La presencia de poros disueltos en feldespato involucra la disolución de fenocristales, fragmentos de cristal, microlitos y feldespatos desvitrificados. Fluido ácido en las fracturas de roca reaccionan con el feldespato para disolverlo. Cuando la reacción alcanza equilibrio, los componentes de feldespato pueden ser disueltos. Algunos ácidos inorgánicos reaccionan con albita para formar kaolinita, cuarzo, así como iones de potasio y sodio. Estos iones son desplazados por el fluido para formar poros. En adición, la acidez de la solución tiene un impacto en la disolución del feldespato. Una acidez en aumento (concentración de H^+) favorece la disolución de feldespato. Esto explica por qué el feldespato tiende a disolverse en un medio ácido y transformarse en kaolinita y cuarzo y formar poros secundarios favorables para la acumulación de hidrocarburos.

Cálculos termodinámicos muestran que la solubilidad del feldespato está relacionada con la presión y temperatura, y ésta decrece conforme aumenta la temperatura e incrementa con un incremento de presión. La composición también tiene un impacto importante en la solubilidad del feldespato. Feldespatos con diferentes composiciones se disuelven en una secuencia de anortita, albita y feldespato potásico. En consideración con la temperatura de disolución, tendencia termodinámica y contracción de volumen, la disolución a gran escala de feldespato potásico y albita en rocas es el factor dominante que forma porosidad secundaria en yacimientos. Una cantidad de feldespato en roca volcánica, así como la introducción de fluido ácido, es esencial para formar un yacimiento. Poros por disolución no podrían formarse si un medio ácido no reacciona con el feldespato, y el fluido ácido no puede permear una roca sin poros tales como vesículas y fracturas.

En conclusión, vesículas primarias, estructura fluidal, fisuras y microporos generados por la desvitrificación de vidrio riolítico en roca volcánica son prerrequisitos para una entrada de fluido ácido de etapa tardía en la roca volcánica, y son favorables para la disolución de feldespato. Ácido inorgánico reacciona con feldespato potásico y albita para formar kaolinita, cuarzo, e iones de sodio y potasio. Los iones son transportados por fluidos, y la kaolinita y el cuarzo proveen material de

relleno para fracturas en rocas volcánicas, que son rellenadas generalmente con cuarzo y minerales arcillosos. La ocurrencia de kaolinita en fracturas en roca de yacimiento indica que la kaolinita no se acumula en poros primarios. En cambio, es transportado por agua infiltrada para migrar a otros lugares y depósitos, donde es arrastrada como producto de reacción. Esto contribuye a la formación de poros.

3.2.3 Poros disueltos en ceniza volcánica

Los poros disueltos en ceniza volcánica representan otro importante tipo de espacio de almacenamiento. Éstos ocurren principalmente en toba riolítica, toba riolítica soldada, y brecha volcánica. Generalmente, ocurren como una cantidad de microporos con buena conectividad y, como resultado, también crean un almacén favorable. Cuando la ceniza volcánica es disuelta de una forma extensa, los poros forman grandes cavidades disueltas, las cuales son favorables para formación de almacenes.

Los componentes volátiles en magma tienen un impacto en su tipo de erupción, tal como un volcán que explota fuertemente cuando se acumulan los volátiles. Ceniza volcánica o polvo volcánico es el producto de la erupción de magma como resultado de la expansión de volátiles cerca de la superficie o como resultado de una liberación de gases en magma riolítico de alta viscosidad. El término ceniza volcánica se refiere a fragmentos vítreos semiplásticos con una granularidad menor a 2 milímetros. Los fragmentos vítreos son el producto de paredes de vesículas estallando en magma vesicular, lo cual no se solidifica completamente durante la erupción. Los fragmentos vítreos semiplásticos son materiales inestables que se pueden desvitrificar para formar finalmente cuarzo fino y feldespato y liberar espacio cuando la condición física cambia. En adición, los fragmentos vítreos semiplásticos y el cuarzo fino y el feldespato pueden sufrir disolución o alteración debido a su gran área superficial bajo la acción de fluido.

Tanto la alteración de ceniza volcánica y la disolución y alteración de feldespatos pueden formar minerales arcillosos, los cuales son aluminosilicatos hidratados con componentes químicos complejos. Además de potasio y de sodio, también contienen magnesio y hierro. Los minerales tienen varias texturas. El feldespato tiene una textura de armazón y los minerales arcillosos tienen una textura en capas. A pesar de esto, los minerales arcillosos pueden disolverse para disminuir su volumen e incrementar la porosidad bajo la acción de un fluido ácido. Tienen un mecanismo de disolución similar al feldespato, y un ácido puede disolver minerales aluminosilicatos.

3.2.4 Poros disueltos en silicatos

La calcita y la siderita en rocas volcánicas son desarrolladas después de la formación de una roca volcánica. Ellas rellenan poros de etapa temprana en roca almacén y disminuyen la capacidad de almacenamiento. No obstante, la disolución de minerales carbonatados, especialmente calcita y siderita, pueden mejorar enormemente la capacidad de almacenamiento. Una abundancia de minerales carbonatados puede depositarse y rellenar poros en condiciones alcalinas, y en cambio, reaccionan con fluidos ácidos y se disuelven para formar poros bajo condiciones ácidas. La disolución de minerales carbonatados está estrechamente relacionado a las propiedades del fluido, temperatura, CO_2 , salinidad, valor de pH, y presión. La transición entre calcita y siderita está estrechamente relacionado a la concentración $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$, temperatura, y presión del fluido en los poros. Ca^{2+} , Fe^{2+} , y HCO_3^- disolviéndose en agua pueden incrementar la porosidad.

3.2.5 Cavidades disueltas

Agua dulce superficial o el agua subterránea pueden filtrarse de manera descendente y disolver minerales a lo largo de fracturas estructurales para formar poros disueltos, fracturas disueltas y cavidades disueltas. El término cavidades disueltas se refiere a espacio disuelto mayor a 2 milímetros, el cual es principalmente desarrollado en zonas de concentración de fracturas, posición de intersección de fracturas, o zonas de ruptura. Las cavidades disueltas están bien desarrolladas en algunos núcleos de roca, conformando del 30-40% del volumen total. Las cavidades disueltas tienen formas irregulares y generalmente presentan un tamaño de 10 a 50 milímetros. La mayoría de estas cavidades están rellenas con zeolitas y calcita en el margen y en el centro, respectivamente. Algunas cavidades están rellenas solo parcialmente o permanecen vacías.

3.2.6 Fracturas

Las fracturas ocurren en las rocas bajo la acción de esfuerzos tectónicos. Algunas fracturas desarrolladas en una etapa temprana pueden encontrarse rellenas, mientras que fracturas de una etapa tardía sin relleno se presentan como fracturas verticales y laterales. Algunas fracturas atraviesan vesículas interconectadas o poros generados por disolución de matriz. Las fracturas conectan poros aislados o cavidades, mejoran el espacio de almacenamiento en rocas volcánicas, lo cual es favorable para migración de hidrocarburos y acumulación. Núcleos y láminas delgadas muestran que fracturas desarrolladas localmente y microporos pueden conectar poros que previamente se encontraban aislados para formar espacio efectivo de almacenamiento y proveer la base para la formación de porosidad secundaria en la roca, a pesar de no ser el espacio de almacenamiento dominante en yacimientos volcánicos.

3.2.6.1 Fracturas de contracción por condensación

Durante la cristalización del magma, esfuerzo tensil resultado de pérdida de calor o contracción por enfriamiento de masa fundida puede llevar a la ruptura de la matriz de roca para formar fracturas de contracción. Las fracturas de contracción están clasificadas en intersecciones verticales y horizontales en términos de su actitud estructural. Las intersecciones verticales están orientadas casi verticalmente y tienen en su mayoría un ángulo de inclinación de 80°, fracturas casi paralelas, y gran extensión. Durante el desarrollo de fracturas de contracción, núcleos de roca volcánica son laminados, y el espesor de las laminaciones es relacionado al grado de desarrollo de las fracturas. Las intersecciones horizontales están orientadas casi horizontalmente, y tienen una continuidad relativamente pobre y poco espesor.

Las fracturas en rocas volcanoclásticas ocurren en las partículas volcanoclásticas y entre dichas partículas. Las fracturas de contracción tienen las siguientes características de forma: (1) las fracturas de contracción se centran alrededor de vesículas y se dispersan radial y gradualmente se terminan o adelgazan. La gran extensión de algunas fracturas puede conectarse con vesículas aisladas y mejorar la porosidad y permeabilidad. (2) Las fracturas de contracción ocurren en material de relleno (amigdaloides) de vesículas, y tienen una estructura poligonal irregular con forma de grietas de desecación. (3) Las fracturas de contracción no tienen relación a las vesículas o a los amigdaloides. Éstos están aislados y tienen formas irregulares, y las fracturas individuales son anchas en el centro y estrechas en los extremos. Las fracturas de contracción a lo largo de partículas volcanoclásticas ocurre principalmente entre las partículas volcanoclásticas y el material de relleno.

3.2.6.2 Fracturas estructurales

Este tipo de fracturas generalmente están relacionadas a esfuerzos tectónicos regionales. Las fracturas estructurales usualmente cortan vesículas y poros de disolución, conectando por tanto múltiples poros o cavidades y mejorando las propiedades físicas de yacimientos volcánicos. Generalmente se presentan en grupos en rocas volcánicas, en las cuales el corte profundo de fracturas estructurales resultado de extensión, especialmente aquellas con espesores de 0.1-0.5 mm, pueden conectar vesículas y poros de disolución para formar importantes canales de infiltración, lo cual preserva una pequeña cantidad de aceite crudo. Las fracturas estructurales están clasificadas en términos de nivel de relleno como fracturas de extensión totalmente rellenas, fracturas de extensión medianamente rellenas, y fracturas sin relleno. De acuerdo con su génesis, las fracturas se dividen en tres tipos:

1. Fracturas estructurales arqueadas: rocas volcánicas en un área usualmente se forman cuando el magma hace erupción en diferentes etapas. Cada etapa de la erupción de magma e invasión puede provocar una tensión arqueada ascendente. Bajo la acción de tensión arqueada, rocas intrusivas de etapa temprana con litologías densas y frágiles pueden formar una serie de fracturas arqueadas, la mayoría de las cuales son fracturas abiertas de ángulo agudo con echados menores a 60°. Este tipo de fracturas se extiende solamente distancias cortas, generalmente cerca de 0.3 metros, verticalmente, tienen una distribución radial.
2. Fracturas estructurales de cizalla: Las fracturas estructurales generadas por esfuerzos regionales de cizalla tienen un rumbo idéntico a las fallas regionales. Estos tipos de fracturas generalmente tienen fracturas inclinadas a ángulos obtusos con echados mayores a 65°, caras de fractura uniformes y gran extensión.
3. Microfracturas estructurales: este tipo de fracturas son mayormente observables bajo el microscopio. Generalmente, este tipo de poros con forma irregular es observado atravesando cristales en minerales (Caineng, y otros, 2013).

Capítulo 4. Métodos geofísicos de exploración

La exploración de hidrocarburos en y alrededor de rocas ígneas puede involucrar un amplio rango de técnicas, una vez que la decisión está tomada para buscar los hidrocarburos.

4.1 Adquisición sísmica 3D

El objetivo general de un levantamiento sísmico 3D es alcanzar un grado de resolución de la geología del subsuelo mayor del que se puede obtener con levantamientos bidimensionales. Los métodos tridimensionales involucran la recolección de datos en campo de tal manera que los arribos registrados no estén restringidos a rayos que han viajado en un solo plano vertical. En un levantamiento tridimensional, la disposición de fuentes y receptores es tal que grupos de arribos registrados pueden ser organizados para representar rayos reflejados de un área de cada interfaz de reflexión. Por tanto, los levantamientos tridimensionales muestrean un volumen del subsuelo en lugar que un área contenida en un plano vertical, como en levantamientos bidimensionales.

En los levantamientos tridimensionales se aplica el concepto de punto medio común (*common mid point-CMP*), pero cada colección de trazas (*gather*) CMP involucra una distribución en área en lugar de una distribución lineal de puntos de tiro y ubicación de detectores (Figura 4.1). Por lo tanto, una cobertura de apilamiento nominal de 20 es obtenida en un levantamiento tridimensional cross-array si las trayectorias de cinco tiros a lo largo de diferentes líneas de tiro a cuatro detectores en cuatro líneas de registro tienen el mismo punto medio común.

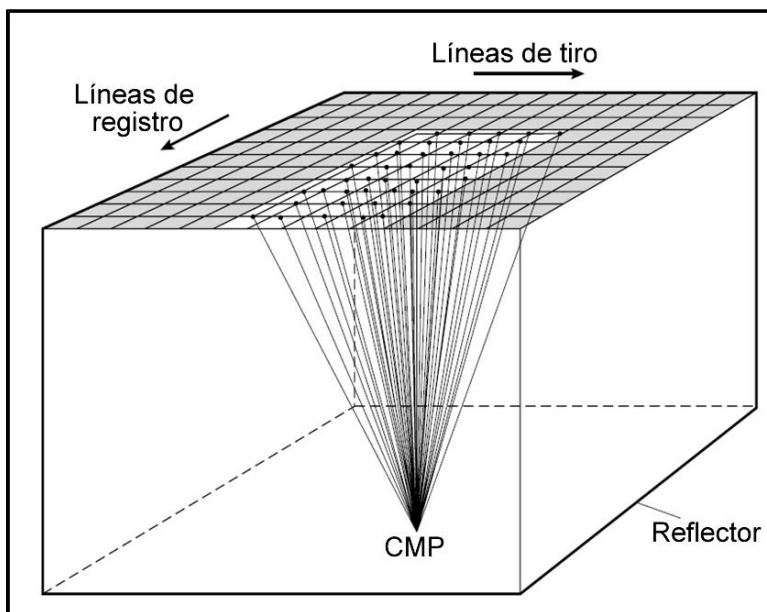


Figura 4. 1. Trayectoria de los rayos reflejados definiendo un punto medio común que forman una distribución en área de puntos de tiro o fuentes y ubicación de detectores en un levantamiento tridimensional (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).

En el continente, se obtienen datos tridimensionales utilizando el método *cross-array*, en el cual los tiros y los detectores están distribuidos a lo largo de un arreglo de líneas ortogonales (in-lines y cross-lines) para establecer una malla de puntos de registro. Para un par simple de líneas, la cobertura en área de un reflector en el subsuelo se ilustra en la figura 4.2.

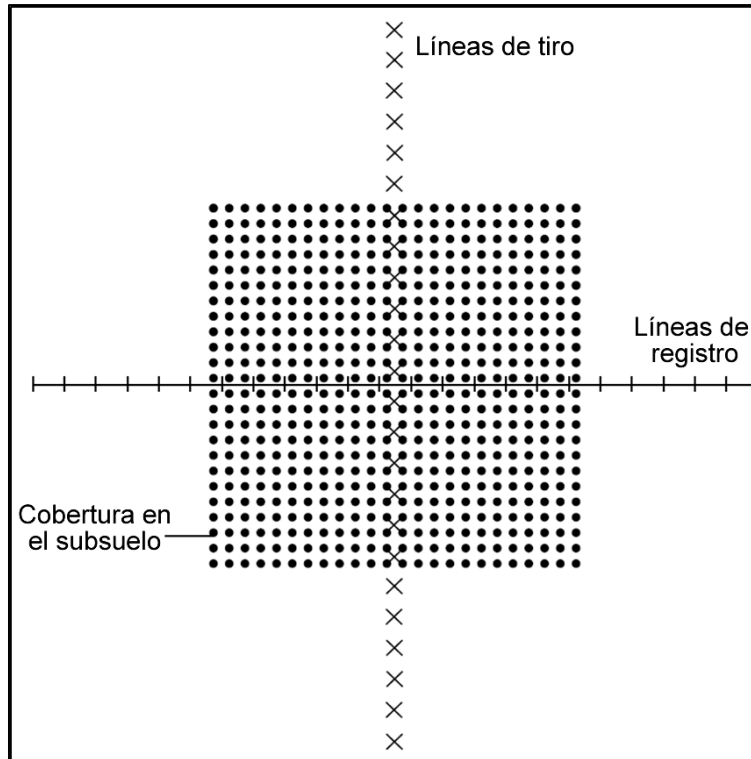


Figura 4. 2 La cobertura de área obtenida por un par sencillo de líneas que se cruzan en un levantamiento tridimensional. Cada punto representa el punto medio entre un tiro y un detector (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).

La cobertura en área de un reflector obtenida en levantamientos tridimensionales provee la información adicional necesaria para permitir realizar **migración tridimensional** en la cual los puntos de reflexión pueden ser migrados en cualquier dirección azimutal. Esta habilidad para migrar completamente los datos de un levantamiento tridimensional realza el valor de dichos levantamientos en comparación con levantamientos bidimensionales en áreas complejas estructuralmente.

El producto de un levantamiento sísmico tridimensional es un volumen de datos (figura 4.3) que representa la cobertura mediante reflexión de un área de cada reflector del subsuelo. A partir de este volumen de datos de reflexión, se pueden construir secciones sísmicas convencionales en dos dimensiones no solamente a lo largo de las líneas de tiro y líneas de detectores utilizadas, pero también a lo largo de cualquier otra sección vertical a través del volumen de datos.

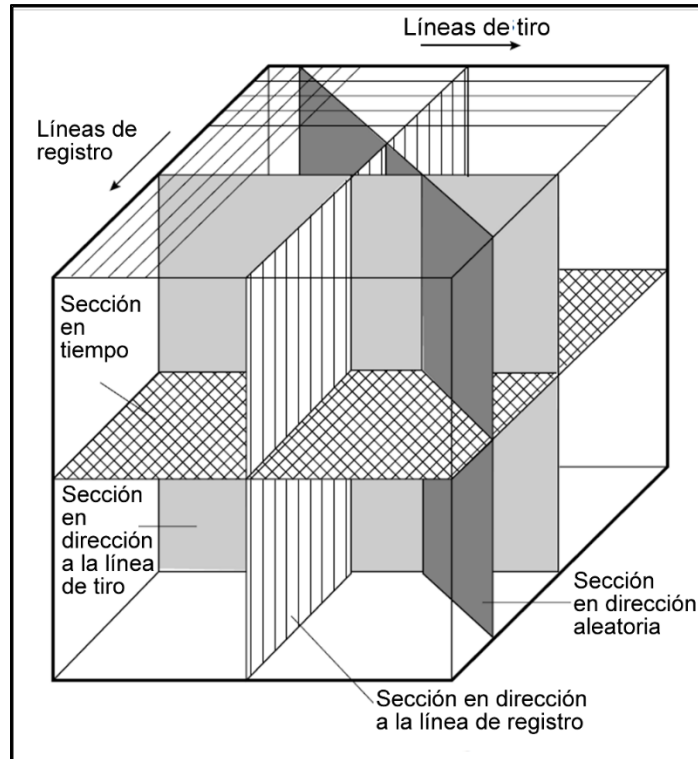


Figura 4. 3 El volumen de datos de reflexión obtenido de un levantamiento sísmico tridimensional. Mediante la toma de secciones verticales a través de este volumen de datos, es posible generar secciones sísmicas en cualquier dirección azimutal.; tomando secciones horizontales (secciones de tiempo), la distribución en área de eventos de reflexión puede ser estudiada en cualquier punto de two way reflection time (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).

Se pueden tomar secciones horizontales a través del volumen de datos para mostrar el patrón de reflexiones intersecadas por cualquier plano de tiempo. Dicha representación de los datos tridimensionales es conocida como sección en tiempo *time slice* o *seiscrop*, y su análisis de patrones de reflexión proveen una herramienta poderosa para modelar estructuras tridimensionales. En particular, las estructuras pueden ser seguidas lateralmente a través del volumen de datos, en lugar de ser interpoladas entre líneas adyacentes como en el caso de levantamientos bidimensionales. (Kearey, Brooks, & Hill, 2002).

4.2 Diseño de adquisición

4.2.1 Términos 3-D

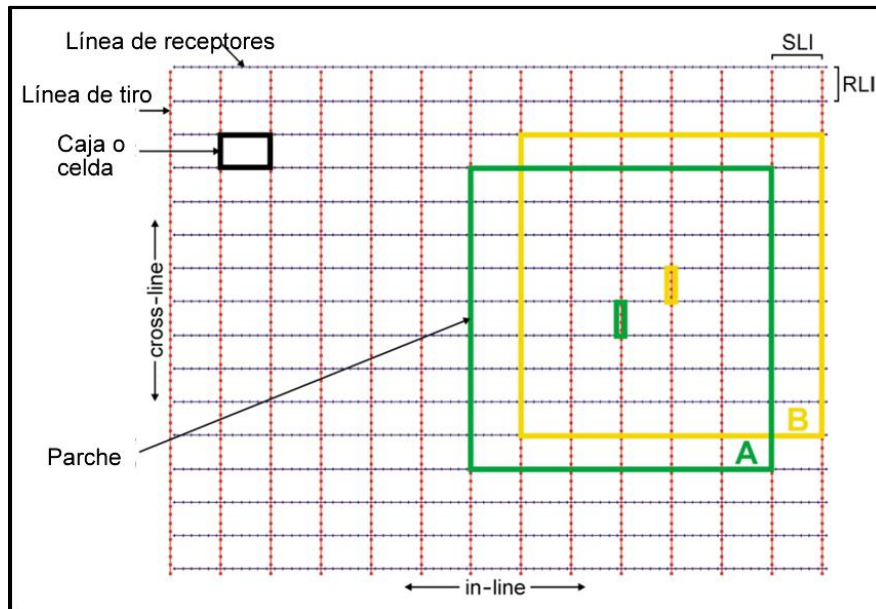


Figura 4. 4 Términos de un levantamiento 3-D (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

- **Box(caja):** En levantamientos 3-D ortogonales, se le llama así al área limitada por dos líneas de receptores adyacentes y dos líneas de receptores adyacentes.
- **Source line:** Una línea a lo largo de la cual los puntos fuente son tomados a intervalos regulares. La separación in-line de las fuentes suele ser igual a dos veces el tamaño de la celda de punto medio común (CMP) en la dirección de la línea cruzada.
- **Receiver line:** Una línea a lo largo de la cual los receptores son tendidos a intervalos regulares, la separación in-line de las estaciones receptoras es usualmente igual a dos veces la dimensión in-line de la celda CMP.
- **Template:** Un parche de receptores determinada dentro de la cual un número de puntos fuente son registrados. Estos puntos fuente pueden estar dentro o fuera del parche.

4.2.2 Planeación y diseño

El diseño del levantamiento depende en diferentes parámetros de entrada y limitantes que se ha convertido en un arte. Desplegar líneas de fuentes y receptores debe ser realizado con la mirada hacia los resultados esperados.

4.2.3 Tabla de decisión para el diseño del levantamiento

Tabla 2 Tabla de decisión para el diseño del levantamiento.

Parámetro	Definiciones y requerimientos
Fold	Debe ser $\frac{1}{2}$ *2-D fold (si la relación S/N es buena) hasta 2-D fold (si altas frecuencias son de esperarse). <i>In-line fold</i> = número de receptores x RI \div (2 X SLI) <i>Cross-line fold</i> = NRL \div 2
Tamaño de celda	Usa de 3 a cuatro trazas a lo largo del objetivo. Debe ser $< V_{int} \div (4 \times f_{max} \times \sin \theta)$; para frecuencia de aliasing. Debe proporcionar N (=2 a 4) puntos por longitud de onda de la frecuencia dominante. Resolución lateral disponible: $\lambda \div N$ o $V_{int} \div (N \times f_{dom})$
X_{min}	Debe ser menos que 1 a 1.2 veces la profundidad del horizonte más somero a ser mapeado.
X_{max}	Debe ser aproximadamente la misma que la profundidad del objetivo. Debe no ser tan larga para causar interferencia de onda directa, interferencia de onda refractada, o <i>reflexión crítica de offset de horizonte profundo</i> , particularmente en la dirección cross-line, o un estiramiento NMO intolerable. Debe exceder el offset requerido para ver el refractor más profundo, offset requerido para causar NMO $\delta t >$ una longitud de onda de f_{dom} , offset requerido para obtener <i>discriminación múltiple</i> > 3 longitudes de onda, y offset necesario para análisis AVO. Debe ser suficientemente largo para evaluar X _{max} como una función del echado.
Delantal de migración	Debe exceder el radio de la primera zona de Fresnel, ancho de la difracción (del ápice a la cola) para un ángulo de dispersión ascendente de 30°. Se puede encimar con el fold taper.
Fold Taper	Es aproximadamente la dimensión del parche $\div 4$
Longitud del registro	Debe ser suficiente para incluir los horizontes objetivo, el delantal de migración y las colas de difracción.

4.2.4 Geometría ortogonal

Frecuentemente las líneas fuente y de receptores son acomodadas de manera ortogonal una a la otra en levantamientos 3-D terrestres. En dicho arreglo es fácil de seguir y llevar registro de la enumeración de las estaciones. Las líneas de receptores pueden ir de este a oeste y las líneas fuente de norte a sur, o viceversa. Este método es fácil de llevar a cabo en campo y permite despliegue conveniente del equipo durante la operación de tiros y roll along. En esta geometría, todas las estaciones fuente entre líneas receptoras adyacentes son registradas, el parche de receptores se cambia sobre una o varias líneas, y el proceso es repetido.

4.2.5 Fold

El *fold* de apilamiento es el número de trazas de campo que contribuyen a una traza de apilamiento, es decir, el número de puntos medios por celda de Punto Medio Común (CMP). También es el número de áreas de midpoint que se sobreponen.

El doblado controla el radio de señal a ruido (S/N). Si el *fold* es duplicado, un incremento del 41% en el S/N es logrado. Duplicar el radio S/N requiere cuadruplicar el *fold*, asumiendo que el ruido se distribuye de una forma gaussiana. El doblado debe ser decidido considerando estudios 2-D y 3-D previos en el área, mediante la evaluación de X_{min} y X_{max} , por modelado, y recordando que el *moveout* del echado y la migración 3-D pueden incrementar el *fold*.

El radio de 3-D a 2-D *fold* es dependiente de la frecuencia y varía de acuerdo con

$$3-D \text{ fold} = 2-D \text{ Fold} \times \text{Frecuencia} \times C,$$

Donde C es una constante arbitraria.

Algunos diseñadores recomiendan que el 3-D *fold* sea $1/3 \times 3-D \text{ fold}$ o aún menos. Este radio aún menor puede dar resultados aceptables solo si el área tiene un S/N excelente y solo si hay problemas menores con correcciones estáticas. La continuidad tridimensional de un volumen de datos 3-D permite una correlación más sencilla a líneas vecinas de lo que ofrecen los datos 2-D.

Si el espaciado de trazas 2-D es mucho más pequeño que el tamaño de la celda 3-D, entonces el 3-D *fold* debe ser relativamente más alto para alcanzar resultados comparables con la imagen 2-D. Hay muchas maneras de calcular el *fold*, el hecho básico es que un punto fuente genera tantos midpoints como haya canales de grabación. Si todos los *offsets* están dentro del rango aceptable de grabación, entonces la ecuación básica de *fold* es:

$$\text{Fold} = SD \times NC \times B^2 \times U$$

Donde SD es el número de puntos Fuente por unidad de área, nc es el número de canales, B es la dimensión de la celda (para celdas cuadradas) y

U=factor de unidades (10^{-6} para m/km²; 0.03587×10^{-6} para ft/mi²)

4.2.6 In-line Fold

Para un levantamiento ortogonal de línea recta, el *in-line fold* se define de manera similar al *fold* en datos 2-D. La fórmula es la siguiente:

$$\text{in - line fold} = \frac{\text{numero de receptores} \times \text{intervalo de estaciones}}{2 \times \text{intervalo de fuentes a lo largo de la línea de receptores}}$$

O

$$\begin{aligned} \text{in - line fold} &= \frac{\text{numero de receptores} \times RI}{2 \times SLI} \\ &= \frac{\text{dimension de la parcela in - line}}{2 \times SLI} \end{aligned}$$

Debido a que el intervalo de líneas fuente define que tantos puntos fuente concurren a lo largo de cualquier línea receptora. Es importante utilizar (número de receptores) x (RI) en la ecuación para describir el área de puntos medio que será cubierta. Todos los receptores se asumen a estar dentro del rango máximo de *offset* usable. La figura 2 muestra una distribución suave de *fold in-line* basada en los siguientes parámetros de adquisición:

Intervalo de receptores 60 m
Intervalo de líneas receptoras 360m
Longitud de línea receptora 4320 m

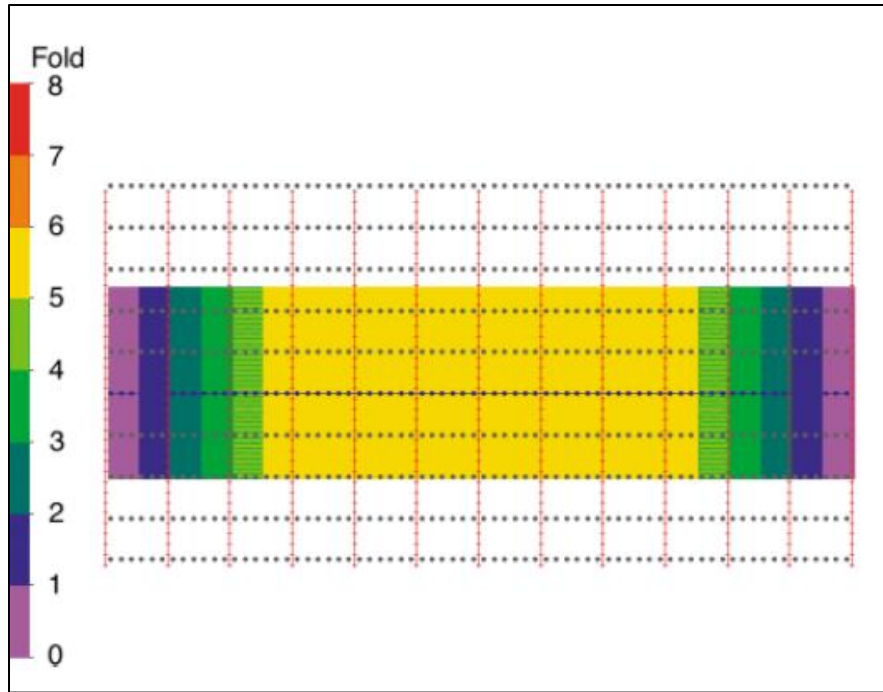


Figura 4. 5 in-line de un parche de dimensiones 10x72 (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

4.2.7 Cross-Line Fold

Similar a los cálculos del *in-line fold*, el *cross-line fold* es:

$$\begin{aligned} \text{cross - line fold} &= \frac{\text{Longitud de la línea fuente}}{2 \times \text{intervalo de línea receptora}} \\ &= \frac{\text{dimension de la parcela cross - line}}{2 \times RLI} \end{aligned}$$

Consecuentemente

$$\text{cross - line fold} = \frac{\text{numero de receptores} \times RLI}{2 \times RLI} = \frac{NRL}{2}$$

Es importante usar (número de líneas receptoras) x (RLI) en las ecuaciones anteriores para definir el *midpoint area* que se está cubriendo. El *cross-line fold* es la mitad del número de líneas de receptores vivas en el parche de grabación.

La figura 4.6 a) muestra un *cross-line fold* con una sola línea de fuentes activa sobre 10 líneas receptoras. La figura 4.6 b) muestra que sucede cuando un número impar de líneas receptoras están activas dentro del parche.

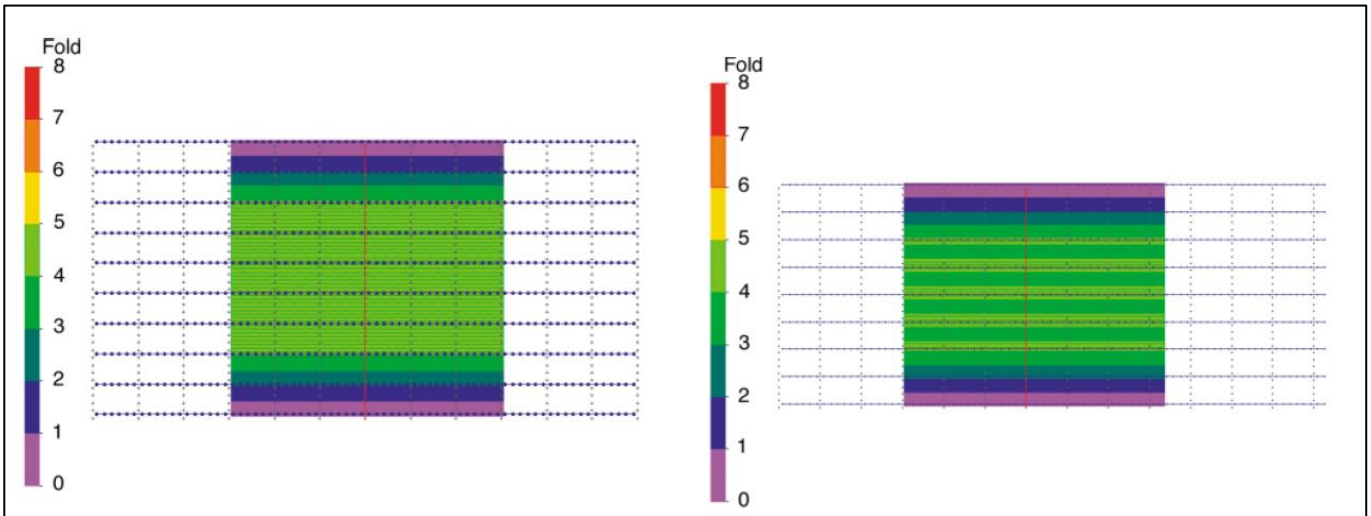


Figura 4. 6. a) *Cross-line fold* de una parcela de 10x 72. b) *Cross-line fold* de un parche de 9 x80 (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

4.2.8 Fold total

El fold 3-d nominal total es el producto de *in-line fold* y *cross-line fold*:

$$\text{fold nominal total} = (\text{in line fold}) \times (\text{cross line fold})$$

Tomando la decisión de que el número de líneas receptoras activas sea par, el *cross-line fold* es un entero y una distribución suave de *cross-line fold* es el resultado. Fold in-line cross-line impares introducen un rebanamiento en la distribución del 3-D fold. Si el offset máximo para apilar excede el *offset* de cualquier punto fuente a estación receptora dentro de la parcela, entonces la distribución de *fold* más suave resultará cuando los *in-line fold* y *cross-line fold* sean enteros.

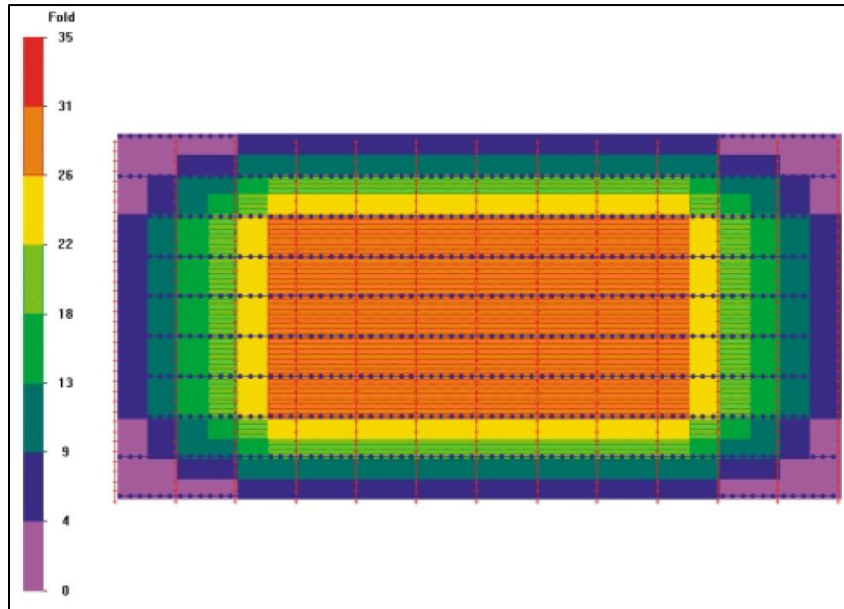


Figura 4. 7 Fold total del parche de 10 x 72

4.2.9 Fold Taper

Otro factor importante que considerar cuando se calcula el *fold* es el *fold taper*. Este parámetro describe el área alrededor del área completa de *fold* donde el acumulación de *fold* se lleva a cabo. El ancho de esta franja no es necesariamente el mismo en dirección *in-line* y *cross-line* y debe ser calculado independientemente de la siguiente manera:

$$in - line taper = \left(\frac{in - line fold}{2} - 0.5 \right) \times SLI$$

Y

$$cross - line taper = \left(\frac{cross - line fold}{2} - 0.5 \right) \times RLI$$

Sustituyendo las fórmulas para *in-line* y *cross-line* fold, uno puede derivar las siguientes formas útiles de estas ecuaciones:

$$in - line taper = \frac{\text{tamaño de la parcela } in - line}{4} - \frac{SLI}{2}$$

$$cross - line taper = \frac{\text{tamaño de la cross } in - line}{4} - \frac{RLI}{2}$$

Regla de dedo: el *fold taper* es aproximadamente igual a un cuarto de las dimensiones del parche en la dirección del *fold taper*.

4.2.10 Relación Señal-a-Ruido (S/N)

Para celdas cuadradas, la relación señal a ruido es directamente proporcional a la longitud de un lado de la celda. Por lo tanto, un pequeño cambio en la selección del tamaño de la celda puede tener un efecto importante en el *fold* y en la S/N. el diseño de un levantamiento 3-D debe dar

especificaciones claras y precisas para que estos parámetros optimicen efectivamente el diseño 3-D. Si el *fold* cae por debajo del nivel requerido para solo unas pocas celdas, que no necesariamente significa que el levantamiento 3-D esté pobremente diseñado. Incrementando el *fold* solo un pequeño porcentaje en un levantamiento bien diseñado en general puede costar una cantidad exorbitante de dinero para satisfacer los requerimientos de *fold* para unas pocas celdas.

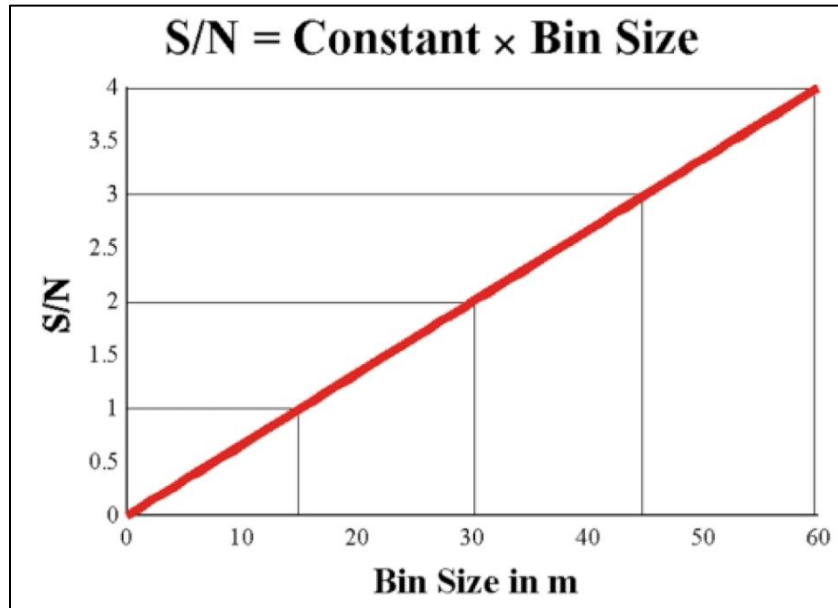


Figura 4. 8 Relación señal-a-ruido (S/N) vs tamaño de la celda (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

4.2.11 Tamaño de la celda

Es importante diferenciar entre el tamaño de la celda y el intervalo de la celda. El tamaño de la celda es el área sobre la cual las trazas son agrupadas. El intervalo de la celda determina que tan lejanas están distribuidas estas acumulaciones de trazas. La mayor parte del tiempo el tamaño de la celda y el intervalo son usadas indistintamente porque tienen el mismo, pero ocasionalmente pueden diferir.

La selección del tamaño de la celda y del *fold* van mano a mano. El *fold* es una función cuadrática de la longitud de un lado de la celda (figura 4.9). La ecuación básica de *fold* indica que la constante que relaciona el *fold* a (tamaño de la celda)² es la densidad de puntos medios (el número de puntos medios por unidad cuadrada de área), o

$$Fold = SD \times NC \times B^2$$

La forma preferida de una celda de datos 3-D es un cuadrado. Celdas rectangulares pueden ser aceptables para resaltar ciertas características geológicas si la resolución lateral requerida en una dirección es diferente de la resolución requerida en la otra dirección. De igual manera, los requerimientos de muestreo espacial para la migración pueden ser diferente en diferentes direcciones. En algunos casos problemas de costos determinaran diferentes intervalos de receptores que de puntos fuente; por lo tanto, los tamaños naturales de celdas pueden diferir. En algunos casos, celdas rectangulares pueden crear problemas debido al número más pequeño de

mediciones en el subsuelo en la dirección larga de las celdas limita el poder resolutivo de características geológicas en esa dirección.

El tamaño de la celda puede ser determinado examinando tres factores: tamaño del objetivo, la frecuencia máxima libre de aliasing debido al echado, y resolución lateral, y entonces seleccionando el valor más pequeño de tamaño de celda provisto por estos análisis como el parámetro de diseño.

4.2.11.1 Tamaño del objetivo

Normalmente de dos a tres trazas, posicionadas de tal manera de que pasen a través de un objetivo pequeño, permitirán que el objetivo sea visualizable en una imagen 3-D, porque esto significa que cuatro a nueve trazas estén relacionadas al objetivo en una ventana de tiempo del horizonte de interés. Este requerimiento de resolución da al diseñador 3-D un estimado inicial para el tamaño de la celda, que es

$$\text{Tamaño de la celda} \leq \frac{\text{Tamaño del objetivo}}{3}$$

El poder de los datos 3-D es que un intérprete puede relacionar anomalías de una cross-line a la siguiente cross-line y seguir la expresión sísmica de manera continua.

4.2.11.2 Frecuencia máxima libre de aliasing

Cada evento de reflexión sísmica con echado tiene una frecuencia de aliasing máxima antes de migración que depende de la velocidad del objetivo, el valor del echado geológico θ , y el tamaño de la celda B. estos parámetros se relacionan de la siguiente manera:

$$\sin(\theta) = \frac{V \times \Delta t}{B}$$

El echado θ del reflector es muy importante, ya que un echado despreciable produce valores muy altos para el tamaño más grande de celda, lo cual no causa aliasing, y para frecuencias máximas libres de aliasing. El echado más grande de 90° pone la restricción en estos cálculos. La pregunta principal es decidir cuales velocidades o frecuencias deben ser usadas para el cálculo del tamaño de la celda. Lo común en la práctica ha sido usar la velocidad promedio V_{ave} y la frecuencia dominante f_{dom} .

4.2.11.3 Resolución lateral

Antes de la migración, dos difracciones no se distinguen si están más cerca que el diámetro de la primera zona de Fresnel. Este diámetro es usualmente un valor largo (500 m o más) y significa que en el CMP stack, fallas pequeñas con espaciamiento cercano pueden ser omitidas. Después de la migración, la resolución lateral depende de la frecuencia máxima que es reflejada de la zona de interés.

Formula de Vermeer (1997)

$$R_x = \frac{V_{min}}{4 \times f_{max} \times X \sin \theta_{x \max}}$$

$\frac{V_{min}}{4 \times f_{max}}$, V_{min} es la velocidad aparente mínima de los datos de onda P y $\theta_{x \max}$ es el ángulo de dispersión y no el ángulo del reflector.

En levantamientos 3-D, la apertura de migración varía a lo largo del levantamiento debido a efectos de borde. Es por lo tanto razonable usar un ángulo de apertura de migración tal como 30° en la fórmula de Vermeer.

La longitud de onda dominante puede ser medida directamente de la sección sísmica, entonces una ecuación para el tamaño de celda es:

$$\text{Tamaño de celda } B = \frac{V_{int}}{N \times f_{dom}}$$

Donde N varía de 2 a cuatro.

Un tamaño de celda menor a un cuarto de la longitud de onda dominante resulta en un sobre muestreo y no provee información adicional. Un tamaño de celda mayor que la mitad de la longitud de onda dominante resulta en aliasing espacial e información perdida.

4.2.11.4 Resolución vertical

La configuración de fuentes y receptores 3-D lleva a una diferencia importante entre resolución vertical y lateral. A partir de consideraciones de offset cero y el criterio de Widess ($R_z=1/4 f_{max}$),

$$R_z = \frac{cV}{2 f_{max} \cos i}$$

Donde R_z es la resolución vertical en unidades espaciales, c es una constante que dependerá del criterio utilizado (Rayleigh, etc.), V es la velocidad local de intervalo sobre la dimensión física en una ondícula temporal, f_{max} es la frecuencia máxima recibida del objetivo, y el $\cos i$ es el coseno del ángulo i que es el ángulo medio subtendido entre fuente y receptor a un punto a profundidad, $\cos i$ puede ser interpretado como el NMO que reduce f_{max} a $f_{max} \times \cos i$.

4.2.12 X_{min}

La celda al centro de la caja formado por dos líneas receptoras adyacentes y dos líneas fuente adyacentes tiene el offset mínimo más grande de cualquier celda dentro de la caja. El offset mínimo mayor por lo tanto es la diagonal de esta caja (figura 6). Los intervalos de fuente y receptores (SLI y RLI) son enormemente determinados por el valor requerido de X_{min} . En estudios ortogonales, X_{min} está determinado por:

$$X_{min} = (RLI^2 + SLI^2)^{1/2}$$

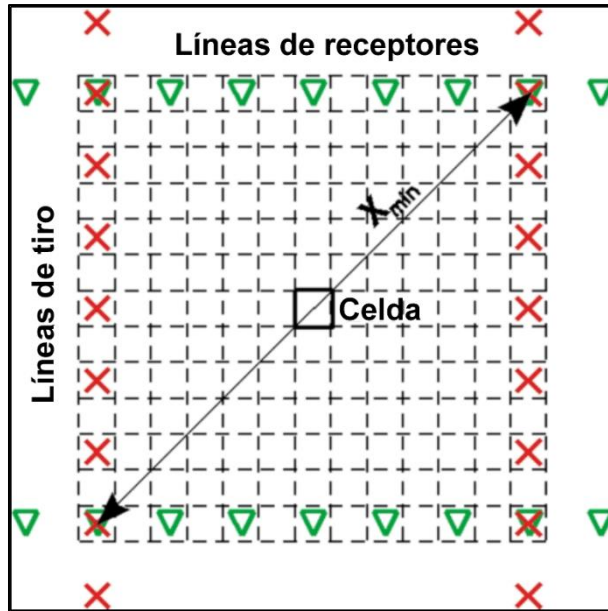


Figura 4. 9 Definición de X_{min} con estaciones fuente y receptoras coincidentes en las esquinas de la caja (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

X_{min} debe ser lo suficientemente pequeña para muestrear adecuadamente reflectores someros que puedan ser usados por objetivos de datum o isocronas. Si un reflector poco profundo no es muestreado apropiadamente, la interpretabilidad del conjunto de los datos 3-D se ve severamente afectada.

Regla de dedo: X_{min} debe ser menor de 1.0 a 1.2 Z_{sh}

El criterio de refracción dice que siempre debe haber al menos tres mediciones del refractor somero para muestrear adecuadamente la velocidad V_1 del refractor. La dirección in-line provee un gran número de mediciones de refracción. La primera medición cross-line de V_1 debe estar dentro de un intervalo de línea receptora de la primera medición in-line de V_1 . Fallar a proveer receptores comunes en la dirección cross-line para un refractor somero significa que las estáticas de la refracción no están completamente acopladas de una línea receptora a la siguiente.

4.2.13 X_{max}

El offset máximo requerido depende de la profundidad a los objetivos más profundos que deben ser observados. También debe tomarse en consideración asunciones de NMO y de echado.

Si X_{max} del parche es medido como el offset máximo in-line, entonces las trazas en líneas receptoras más lejanas al punto fuente serán silenciadas. El valor de fold está limitado por X_{mute} . Ya que el radio del área de un círculo y un parche cuadrada es $\pi r^2 \div (\text{tamaño de la parcela})$, el fold dentro de un círculo de radio R se reduce a:

$$Fold = \frac{(SD \times NC \times B^2) \times \pi r^2}{\text{Tamaño de la parcela}}$$

R es igual a X_{mute} . Si, aun así, X_{max} es medida a lo largo de la diagonal del parche, entonces no se perderán ningunas trazas y X_{max} es en efecto el offset máximo en el levantamiento.

Regla de dedo: X_{\max} debe ser aproximadamente igual a la profundidad del objetivo principal, usualmente expresado como $X_{\max} = \text{Profundidad del objetivo}$. (Cordsen, Galbrath, & Peirce, 2000).

Capítulo 5. Interpretación sísmica de un campo con posibilidades en México

5.1 Área de estudio

La cuenca de Tampico-Misantla con 50,000 kilómetros cuadrados incluyendo su parte marina, es la más antigua productora de aceite de México. Se ubica en la margen centro-oriental de México y comprende desde el extremo sur del Estado de Tamaulipas hasta la parte central de Veracruz, las porciones orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, Norte de Puebla y occidente del Golfo de México hasta la isobata de 200 m. Limita al norte con las provincias Burgos y Alto de Tamaulipas, al sur con el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana, al occidente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí y el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y al oriente con el Cinturón Extensional Quetzalcóatl (Fig. 5.1).

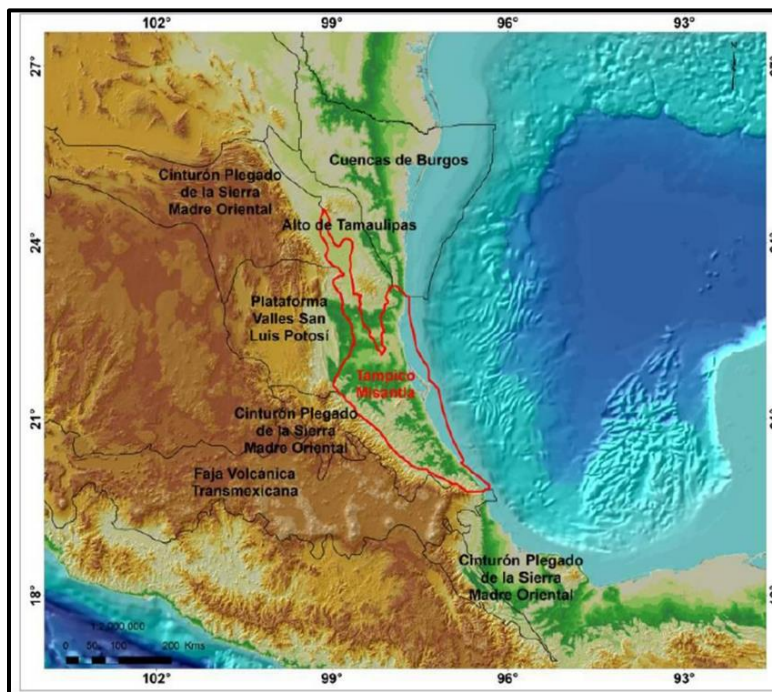


Figura 5. 1 Ubicación de la provincia petrolera Tampico-Misantla. (PEMEX, 2013)

5.1.1 Geología estructural

La cuenca Tampico-Misantla es una cuenca de margen pasivo cuya geometría de bloques de basamento está relacionada a la etapa de apertura del Golfo de México y que evolucionó a una cuenca de antepaís formada en el Paleógeno, cuando el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental fue emplazado al occidente de la cuenca.

La provincia Petrolera Tampico-Misantla está conformada principalmente por los siguientes elementos tectónico-estructurales y estratigráficos, el Alto de Tamaulipas y el Homoclinal de San José de las Rusias como su límite norte, Paleocañón Bejuco-La Laja, el Alto de la Sierra de Tantima, el Paleocañón de Chicontepec y limita al sur con la Franja Volcánica Transmexicana; y de

este a oeste se tiene el Alto o Isla de Arenque, Alto de la Plataforma de Tuxpan y el Frente Tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Algunos de estos elementos estructurales han influido en la creación de diferentes unidades litoestratigráficas según el régimen tectónico.

5.1.2 Evolución tectónica estructural

La geometría actual de la Cuenca Tampico-Misantla es producto de varios eventos tectónicos que forman parte de la evolución de la megacuenca del Golfo de México.

Etapa de rifting. Se relaciona a la primera etapa de apertura del Golfo de México desarrollada del Triásico Tardío al Jurásico Medio en la que se formaron fosas (Fig. 5.2). En el Triásico se depositaron potentes espesores de Lechos Rojos, de origen continental, constituido por areniscas, limolitas y conglomerados con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas. A principios del Jurásico Temprano comienza la transgresión marina, dando origen en la porción centro-oriental de México a la Cuenca de Huayacocotla. Esta constituye una depresión irregular de edad Jurásico Temprano-Medio, de aguas someras a profundas, bajo un régimen de sedimentación rítmica tipo Flysch. En el Jurásico Medio se generaron movimientos relativos de los bloques de Basamento existentes, que provocaron la retirada de los mares, restituyendo en el centro y oriente del país las condiciones continentales, efectuándose a la vez manifestaciones de actividad ígnea que afectaron a la Formación Huayacocotla en varias localidades de la porción sur del sector oriente de la Sierra Madre Oriental.

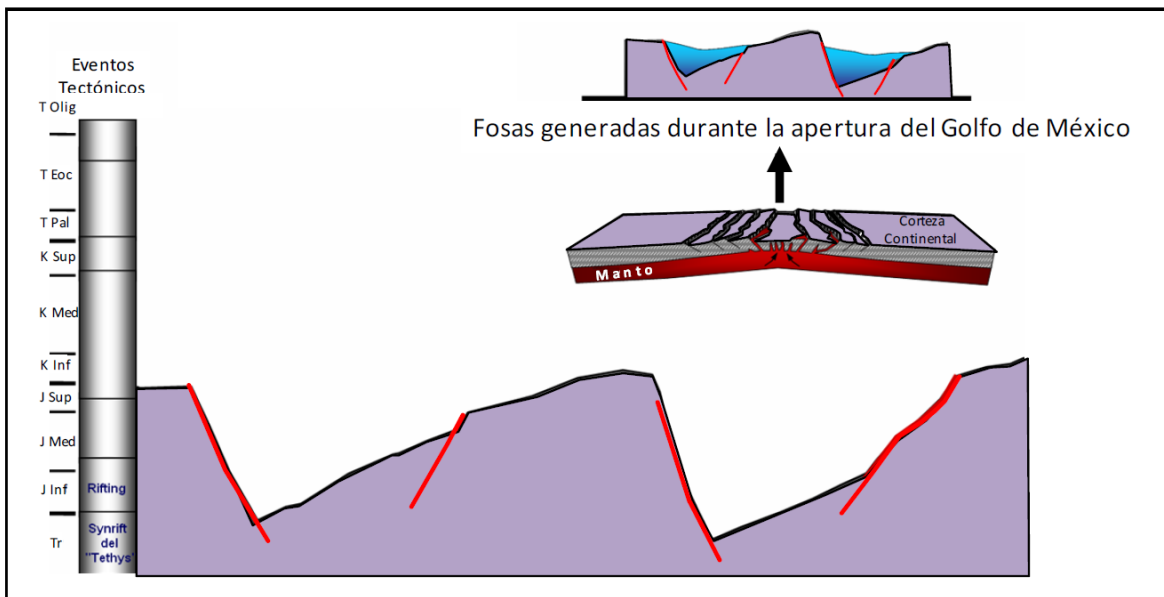


Figura 5. 2 Apertura del Golfo de México, margen activa en el Triásico-Jurásico Medio. (PEMEX, 2013)

Etapa de margen pasivo. A partir del Jurásico Tardío (Fig.5.3) se presenta un amplio margen pasivo que se relaciona con el establecimiento del Golfo de México. Este margen pasivo contiene la primera unidad transgresiva temprana de subsidencia rápida y finaliza con la formación y emplazamiento de las grandes plataformas carbonatadas en el Cretácico Medio (Fig. 5.4).

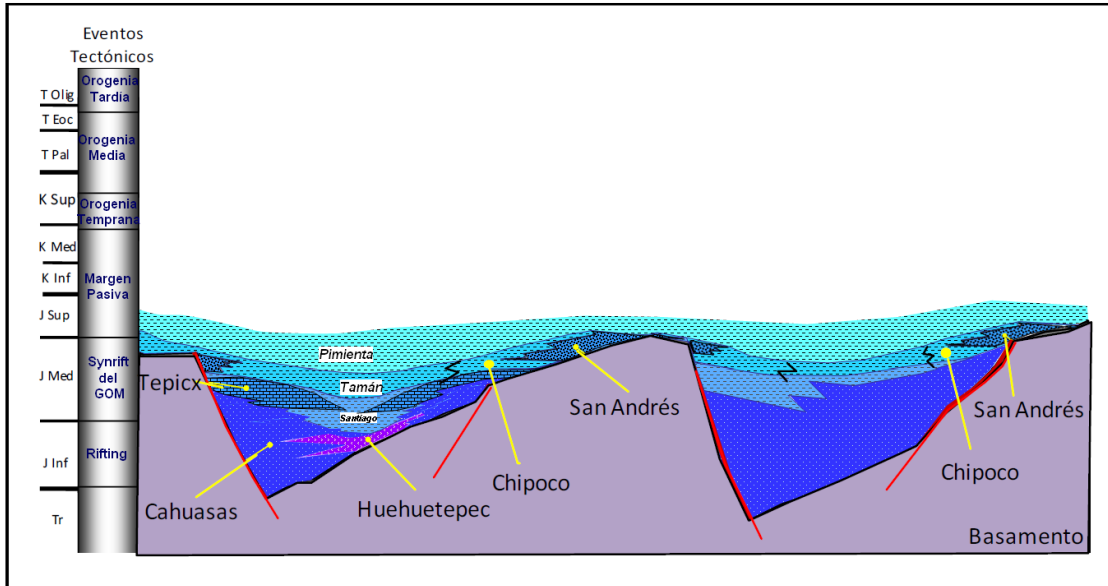


Figura 5. 3 Relleno sedimentario de las fosas en el Jurásico Medio-Jurásico Tardío. (PEMEX, 2013)

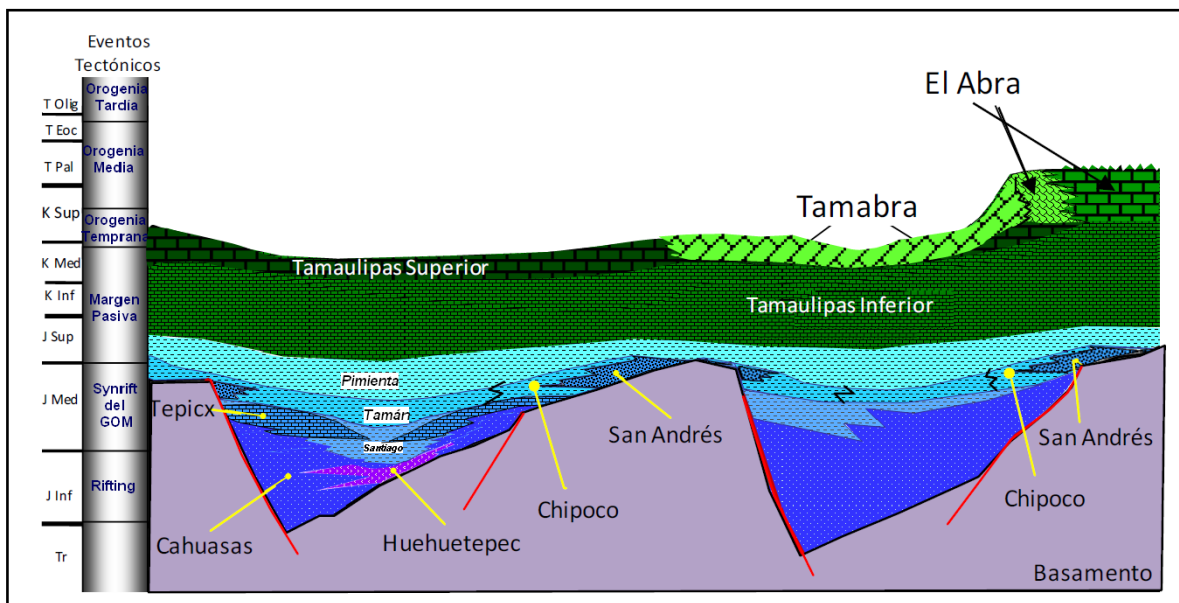


Figura 5. 4 Extensas plataformas carbonatadas y crecimientos arrecifales en el Cretácico Inferior-Medio. (PEMEX, 2013)

Evento orogénico laramídico, en el Cretácico Tardío la sedimentación del margen pasivo concluyó por el inicio de los efectos de la orogenia Laramide que dio origen a la Sierra Madre Oriental (Fig. 5.5). Las rocas mesozoicas de la parte occidental de la provincia fueron plegadas y cabalgadas al ser incorporadas al cinturón de deformación, la carga tectónica provocó la subsidencia por flexura de la corteza y dio origen a la cuenca de antepaís o antefosa de Chicontepec durante el Paleoceno- Eoceno (Fig. 5.6), en la que se depositaron grandes volúmenes de sedimentos arcillo-arenosos tipo flysch, correspondientes a las formaciones del Grupo Chicontepec.

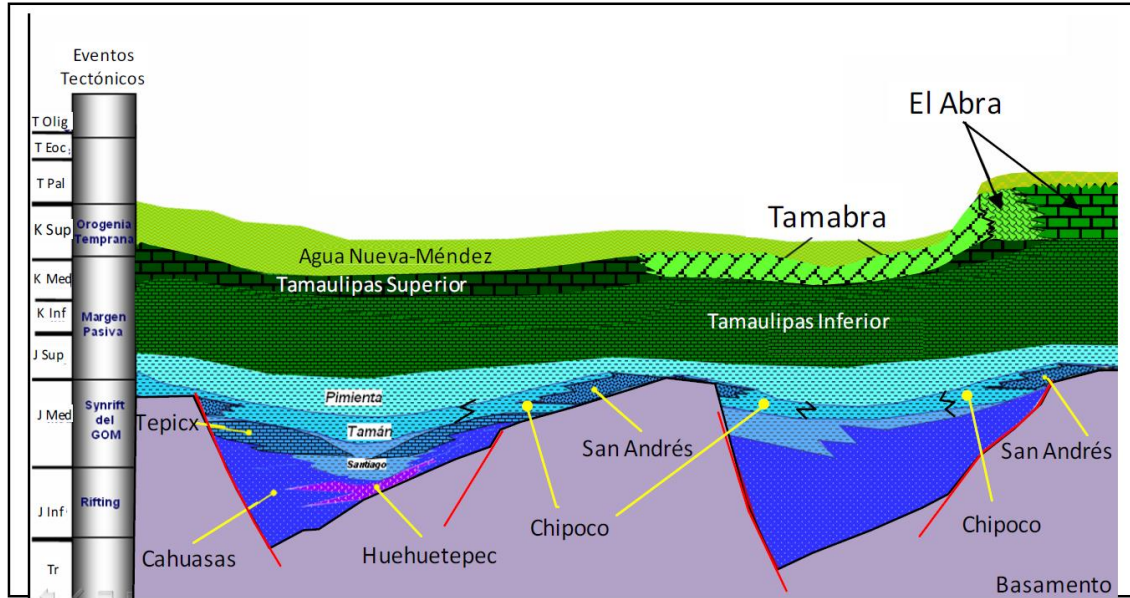


Figura 5. 5 Efecto de la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío.. (PEMEX, 2013)

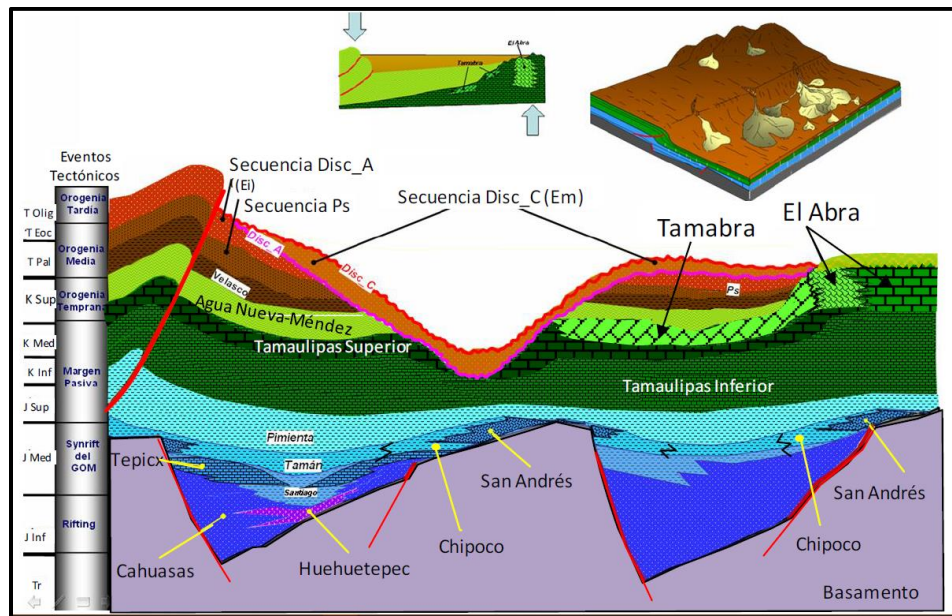


Figura 5. 6 Depósitos turbidíticos de aguas profundas en el Paleoceno-Eoceno tardío. (PEMEX, 2013)

Etapas de margen pasivo. Tras el cese de la deformación laramídica y la colmatación de la antifosa, (Fig. 5.7) la provincia pasó a un dominio de margen pasiva en la que la carga sedimentaria ocasionada por el paquete terciario depositado sobre la margen continental provocó la subsidencia y el basculamiento de esta provincia hacia el Golfo de México. (PEMEX, 2013)

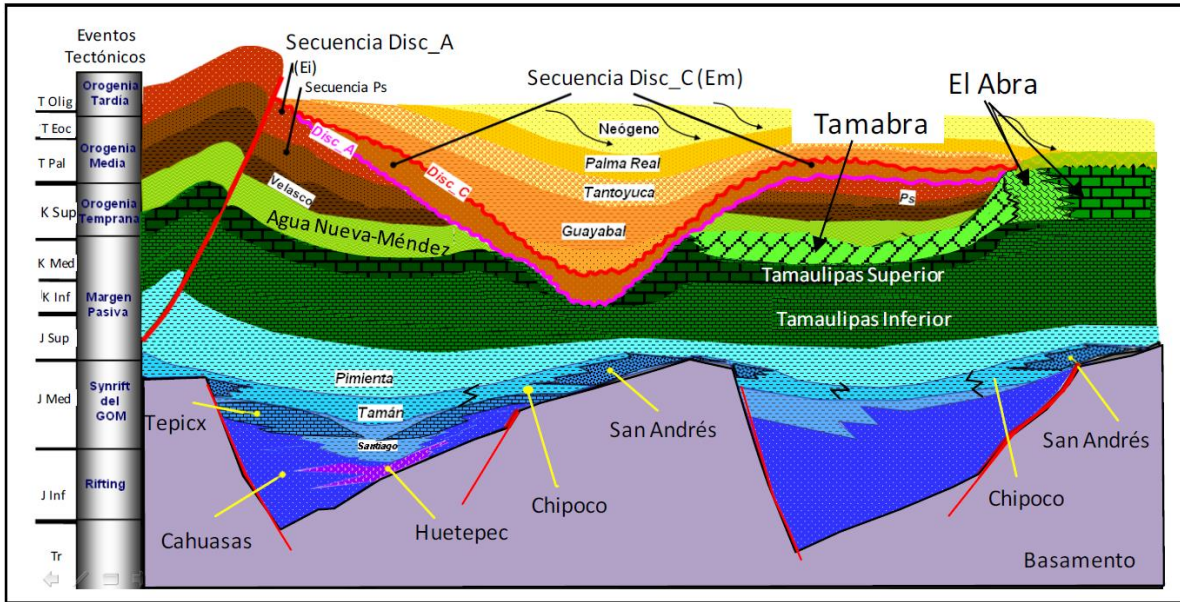


Figura 5. 7 Depósitos progradantes en el Oligoceno temprano-Pleistoceno. (PEMEX, 2013)

5.1.3 Importancia Petrolera de la cuenca

La Cuenca de Tampico-Misantla con 50,000 kilómetros cuadrados incluyendo su parte marina, es la más antigua productora de aceite de México. En 1904 se descubrió la provincia de Ébano-Pánuco, que produce aceite pesado a partir de rocas calcáreas del Cretácico Tardío. La cuenca también produce a partir de carbonatos oolíticos del Kimmeridgiano Tardío y de cretas del Cretácico Temprano, en los campos Tamaulipas-Constituciones, San Andrés y Arenque (este último marino). En la parte Sur de la cuenca, se estableció producción en 1908 en lo que ahora se conoce como la Faja de Oro a partir de rocas calcáreas arrecifales del Cretácico medio que rodean al atolón desarrollado sobre la Plataforma de Tuxpan.

Bordeando a los campos de la Faja de Oro hay una segunda franja que produce de rocas provenientes de la plataforma depositadas como flujos de escombros en el talud de los arrecifes. La famosa trampa estratigráfica conocida como el campo Poza Rica, es la principal acumulación dentro de este play. En esta cuenca, al Occidente de la Faja de Oro, se desarrolló el Paleocanal de Chicontepec, cubriendo un área de 3,000 kilómetros cuadrados. El paleocanal está constituido por sedimentos siliciclásticos del Paleoceno y Eoceno, principalmente. A la fecha, esta cuenca tiene una producción acumulada de 6,180 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, las reservas remanentes totales son de 18,053 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

La Cuenca de Tampico-Misantla cuenta con un recurso prospectivo total de 1,700 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, de los cuales se tienen documentados 702 millones de barriles, esto representa 41 por ciento del total que se encuentra registrado en 72 oportunidades exploratorias, el 59 por ciento restante se encuentra en proceso de documentación. Tabla 2. (PEMEX, 2010)

Tabla 3. Recursos prospectivos documentados en la Cuenca de Tampico-Misantla por tipo de hidrocarburo.

Tipo de Hidrocarburo	Oportunidades número	Recursos prospectivos mmbpce
Aceite ligero	51	533
Aceite pesado	4	44
Gas húmedo	9	43
Gas seco	8	82
Total	72	702

5.2 Sísmica de reflexión

La sísmica de reflexión es un método geofísico de exploración de la corteza terrestre. El principio físico mediante el cual funciona es la propagación de ondas acústicas generadas por una fuente artificial, que generan una imagen ultrasónica de las capas profundas de la Tierra.

Dichas ondas se dispersan en forma de abanico, penetrando en las capas de roca y chocando con los diferentes tipos de medios, los cuales a su vez están definidos por el tipo de materiales que los conforman, sean gases, líquidos o sólidos. Los equipos que registran las ondas y el tiempo con el que están viajando del emisor a la capa reflectora y luego de vuelta a un receptor ubicado.

Estos datos son procesados y analizados para generar imágenes que permitan la visualización de estructuras geológicas que sirvan como yacimientos de algún tipo de recurso natural.

Para obtener los modelos de reflexión sísmica en términos de la profundidad del yacimiento o de la estructura es necesario migrar la imagen en tiempo a distancia y para ello se trabaja con la Impedancia acústica de los materiales, término con el cual se describe a la relación que existe entre la densidad del material y su velocidad acústica. Respuesta esperada de la curva de impedancias acústicas en diferentes medios son ejemplificados en la figura 5.8.

Los diferentes cuerpos localizados en el subsuelo responden con impedancias acústicas características que los diferencian entre ellos, lo que se observa al analizar la traza de la ondícula cuando sufre cambios de polaridad (figura 5.9), lo que nos ayuda a hacer una inferencia de cuál es el material que está respondiendo ante el impulso acústico enviado.

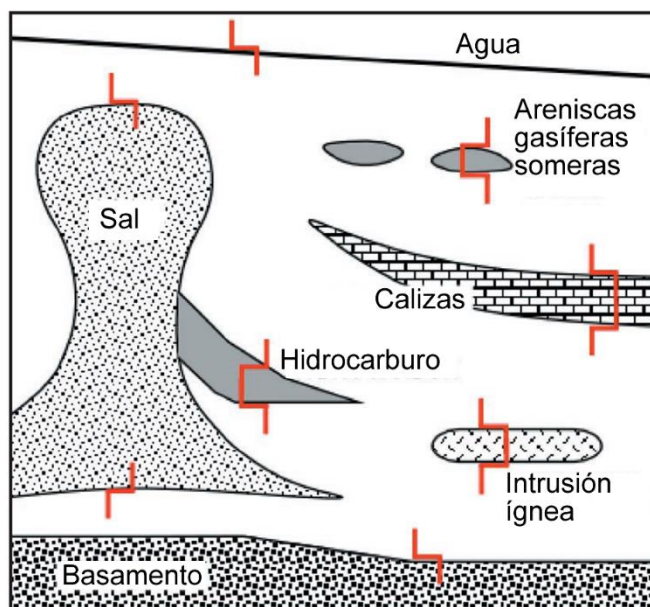


Figura 5. 8 Rasgos del subsuelo capaces de generar reflexiones de alta amplitud, útiles para evaluación interpretativa de fase y polaridad. Los perfiles de impedancia probables se muestran en rojo (Brown, 2011).

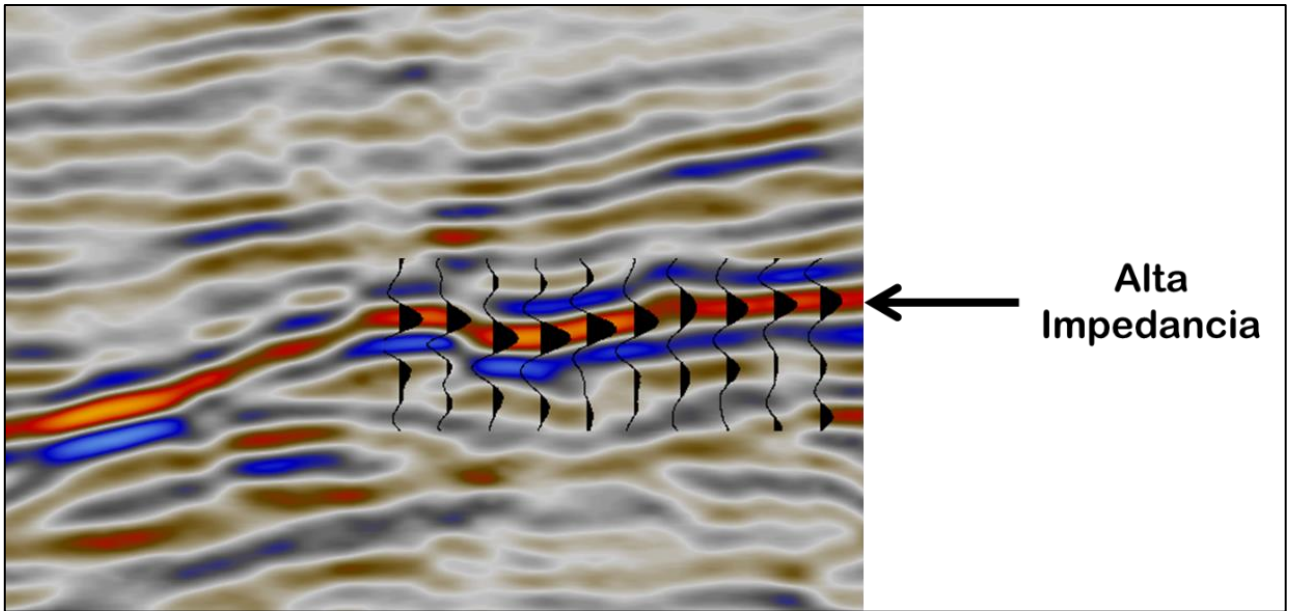


Figura 5. 9 Visualización de cambio de polaridades por contactos de alta impedancia en una sección sísmica.

5.3 Interpretación y modelado de horizontes sísmicos

El procedimiento para realizar una interpretación sísmica implica la revisión de las secciones sísmicas, escala, orientación de la línea, nivel de referencia, calidad del procesado, respuesta sísmica etc. Si se cuenta con información sísmica tridimensional, realizar un rápido análisis de las secciones sísmicas y planos de isotiempo para identificar las fallas principales, así como las tendencias estructurales, etc.

La interpretación de horizontes sísmicos implica seleccionar y trazar lateralmente reflectores sísmicos de manera consistente con el objetivo de mapear rasgos estructurales o estratigráficos, que nos permitan identificar zonas donde es posible encontrar la acumulación de recursos naturales, en particular la interpretación sísmica es utilizada en la industria petrolera para delinear extensión, calcular volúmenes y ubicar posibles trampas petroleras.

Hay cuatro pasos básicos en la interpretación de horizontes sísmicos:

- *Picking*: Identificar y seguir el horizonte (reflector sísmico) a ser mapeado.
- *Timing*: Calcular el tiempo de reflexión desde el datum a la reflexión picada (horizonte).
- *Posting*: Transferir los tiempos de reflexión calculados (horizonte) al mapa.
- *Contouring*: Mostrar la estructura, relieve y cierre del horizonte seleccionado.

Un horizonte es la superficie que separa dos capas de roca distintas (Sheriff,2002), lo cual genera una reflexión sísmica de acuerdo con el contraste de impedancia acústica entre ambas capas. De acuerdo con Vail et al. (1977), hay dos tipos de superficies físicas presentes en sedimentos en el momento de depositación: superficies de estratos y disconformidades. Cada una de éstas puede causar reflectores sísmicos si hay un contraste de impedancias a través de él. Las superficies de estratos tienen implicaciones cronoestratigráficas. La mayoría son superficies de tiempo geológico debido a que son superficies de depósito que fueron sincrónicas sobre sus áreas de ocurrencia; las

disconformidades tienen significado cronoestratigráfico ya que, por definición, todas las rocas debajo de la disconformidad son más viejas que aquellas sobre la disconformidad.

Una falla es una fractura o zona de fracturas a lo largo ha habido desplazamiento de dos lados relativo a un plano paralelo a la fractura.

La diferencia fundamental entre correlacionar horizontes sísmicos y fallas es que lo primero se basa en reconocer y trazar patrones de reflexiones continuos o con cambios predecibles, mientras que lo último se basa en reconocer discontinuidades o desplazamientos de patrones que de otra manera son continuos o predecibles. Claro que, las fallas también pueden ser rastreadas como patrones predecibles de discontinuidades, dependiendo del marco estructural y la calidad del muestreo. (Herron, 2011).

5.3.1 Mapeo de horizontes sísmicos

Durante el mapeo de horizontes, el intérprete intenta mapear lateralmente estructuras geológicas, estratigrafía y arquitectura de yacimientos.

El mejor lugar para empezar el mapeo de horizontes es en la cima de la sección, en donde la definición suele ser mejor. Y entonces trabajar la sección de manera descendente hacia la zona en la que el coeficiente señal-ruido se reduce y la definición de reflectores es menos clara. (Figura 5.10). (Onajite, 2013).

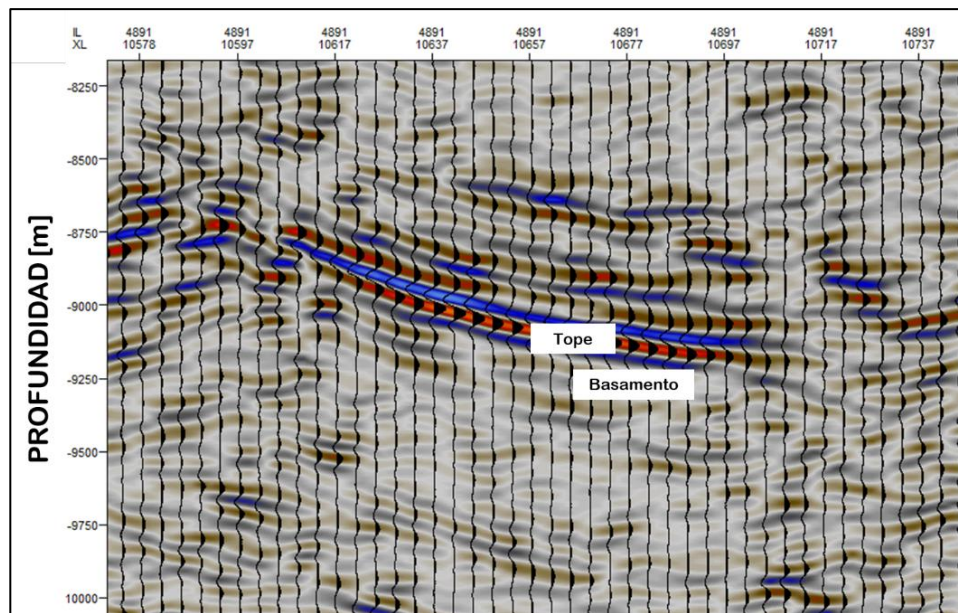


Figura 5. 10 Parte inferior de una sección sísmica donde se observa un evento de reflexión fuerte y la pérdida de resolución debajo del basamento.

5.4 Interpretación del área de estudio

Se analizó un cubo sísmico ubicado en el sector sur de la Provincia Tampico-Misantla. En la figura 5.11, es posible observar como afloran cuerpos ígneos en superficie. Las porciones superficiales en la región se encuentran constituidas por un depósito de origen marino que corresponde a una unidad arcillosa, compacta e impermeable estratificada en capas delgadas e interestratificadas con

lentes o pequeños estratos de arenisca. Por la posición que guardan en la superficie fueron sometidas a efectos de plegamiento moderado y no presentan rasgos de fracturamiento. Tal depósito forma el marco litológico que predomina en la superficie y la expresión topográfica se traduce en estructuras con forma de lomeríos y montículos de escasa elevación. Los depósitos de origen ígneo se encuentran integrados básicamente por emisiones del tipo basáltico, masivo e intensamente fracturado (CONAGUA, 2015).

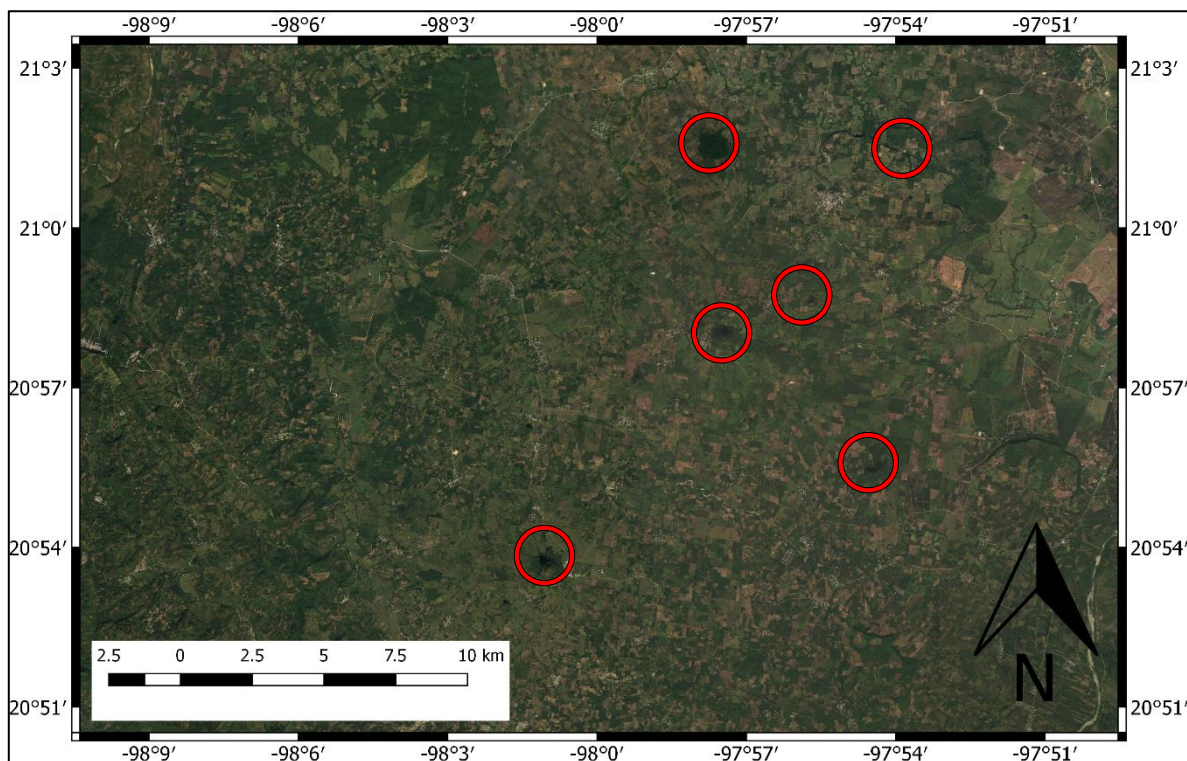


Figura 5. 11 Imagen satelital del área de estudio. Cuerpos de roca ígnea señalados en círculos rojos. Modificado de Bing.

La reflexión sísmica tiene una resolución relativamente buena, rebasando los 9 Km de profundidad, donde todavía pueden ser detectadas las reflexiones con gran precisión. Es por esto por lo que el cubo presentado refleja muy bien la base de la secuencia sedimentaria en la zona, que es de donde se puede inferir comienzan a intrusonar las rocas ígneas.

El estudio de toda la columna estratigráfica es necesario en el caso de esta región, ya que como se observará más adelante en las secciones sísmicas, los cuerpos intrusivos cortan toda la secuencia estratigráfica, pudiéndose observar desde unos pocos cientos de metros por debajo de la superficie hasta el basamento.

Los principios básicos de la sísmica de reflexión son válidos tanto a profundidades someras como profundas por lo cual es necesario observar las particularidades del comportamiento de las ondas sonoras, para marcar las diferencias de contraste en los medios.

5.5 Metodología de interpretación

Se analizó un cubo sísmico de área 743,000km² y 110.120 km de longitud (Figura 5.12). La interpretación sísmica se realizó en tres etapas: el mapeo de horizontes sísmicos en un cubo sísmico,

se delimitaron cuerpos ígneos intrusivos presentes, se construyó un modelo tridimensional que integró los horizontes y los cuerpos ígneos interpretados. Se decidió realizar interpretación manual debido a los problemas de resolución horizontal en la sísmica debido a la baja resolución que presenta la sísmica en cuerpos ígneos. La interpretación se realizó con el software Petrel E&P software Platform 2016, mediante el uso de la licencia educativa que goza la Facultad de Ingeniería UNAM.

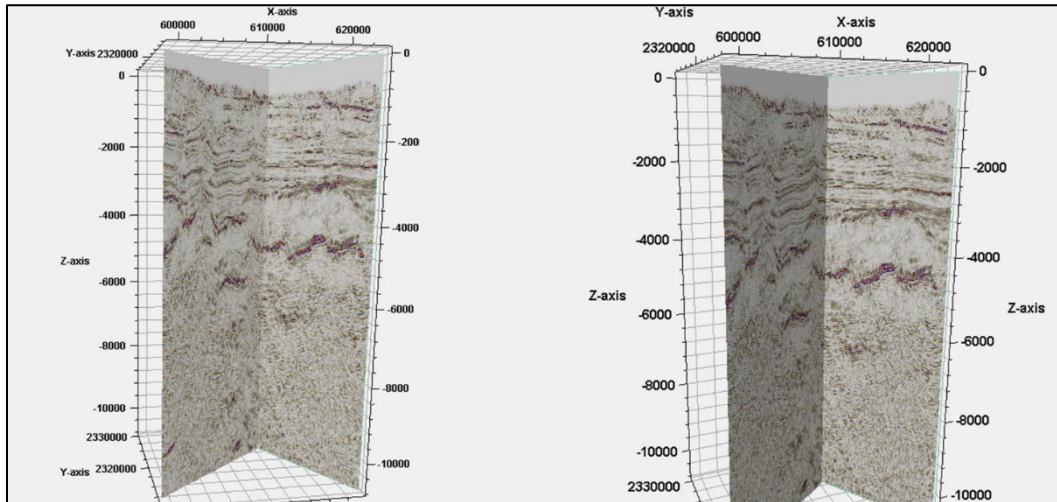


Figura 5. 12 Visualización de secciones crossline e inline del cubo sísmico utilizado.

5.5.1 Mapeo de horizontes

Se seleccionaron horizontes que mostraran una reflexión fuerte y continua en toda el área comprendida por los datos del cubo. Se decidió hacer interpretación manual en lugar de una interpretación automática para evitar errores debido a la no continuación de los horizontes.

Una vez trazado el horizonte en una sección sísmica, Petrel muestra una visualización en una sección previa y en una sección posterior. Se trabajó en intervalos de 10 en 10 líneas para el trazado de horizontes, analizando secciones intermedias en los casos que la continuación del horizonte no fuera tan clara.

Inicialmente se trabajó en dirección *cross-line* de la sección 1 a la 3000, y después se procedió a interpretar los horizontes en dirección *in-line* aprovechando la proyección que ya tenían los horizontes por la interpretación en la otra dirección. Esto permitió continuar los horizontes de una manera intercalada *crossline-inline-crossline*, hasta completar la rejilla. Finalmente se revisó el cubo para corregir errores de continuación de horizontes que se pudieron haber cometido. En la figura 5.13 se puede observar una sección sísmica con los 5 horizontes sísmicos interpretados.

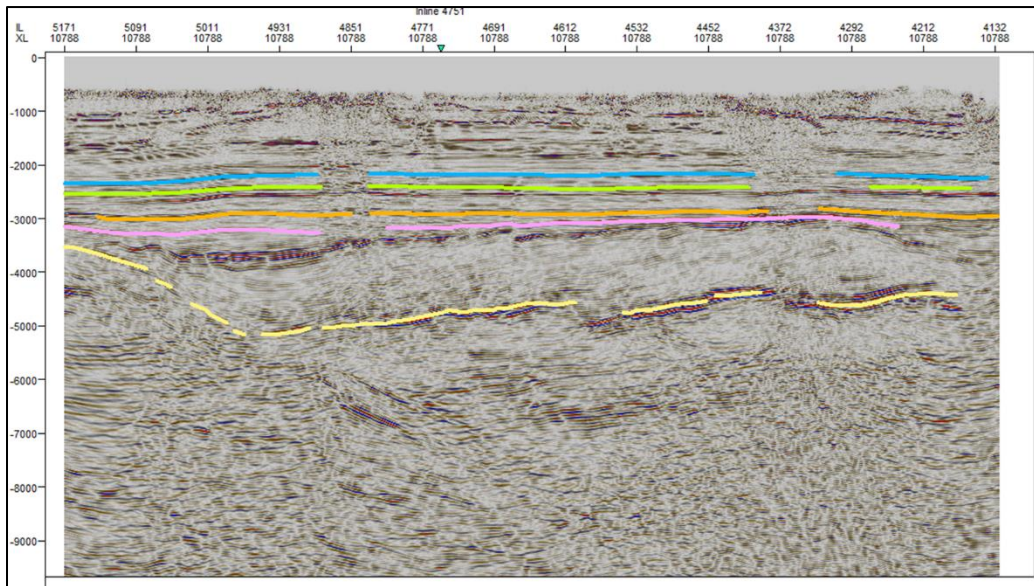


Figura 5. 13 Sección sísmica 2d en ventana de interpretación con interpretación de 5 horizontes.

5.5.2 Delimitación de cuerpos ígneos intrusivos

Durante la etapa de mapeo de horizontes hubo zonas en el área de estudio en las cuales los cinco horizontes presentaban interrupciones. Fueron estas zonas carentes de información en las cuales se buscó interpretar cuerpos discordantes interpretados como intrusiones ígneas (Figura 5.14).

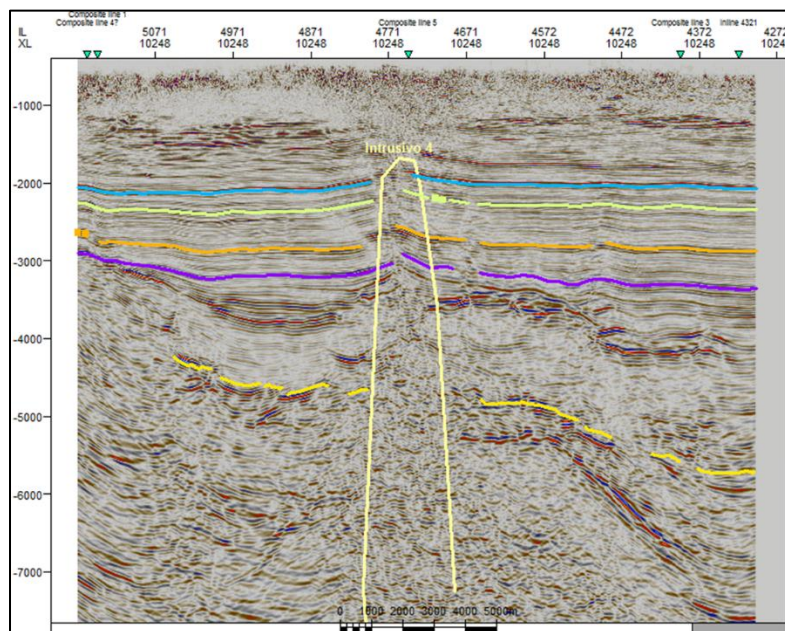


Figura 5. 14 En esta sección se pueden observar a los cinco horizontes sísmicos interpretados y al cuerpo intrusivo 4.

El criterio para interpretar las discontinuidades en los reflectores sísmicos como cuerpos intrusivos fue que interrumpieran la continuidad de al menos los tres horizontes inferiores de manera similar.

La delimitación de los cuerpos ígneos intrusivos se realizó con la herramienta Multi-Z interpretation del software Petrel 2016, marcando los límites de los cuerpos en donde continuaban los horizontes y manteniendo al interior de los bordes las zonas de baja resolución. La construcción del modelo tridimensional se realizó convirtiendo los horizontes en superficies y las interpretaciones multi z en *triangle mesh*. Se seleccionaron los cinco horizontes interpretados y se utilizó la herramienta *Structural framework*. A partir de esta herramienta se crea un bloque con bordes que integra las 5 superficies en un modelo geológico (Figura 5.15).

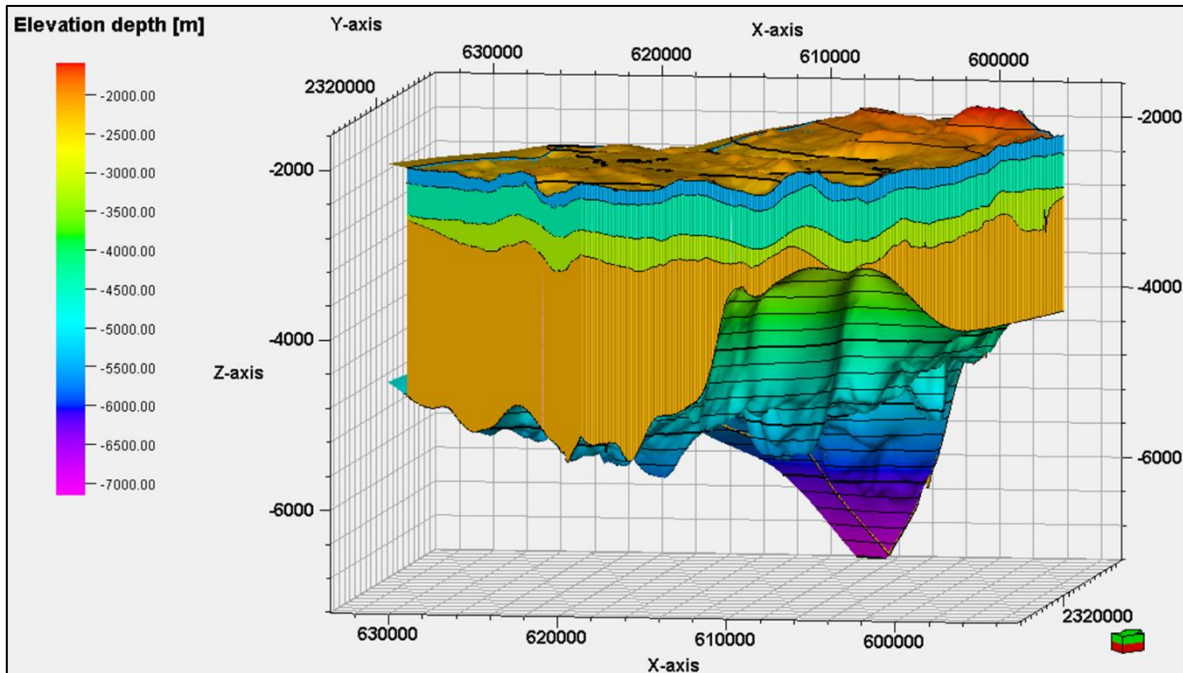


Figura 5. 15 Imagen del modelo geológico obtenido utilizando la herramienta *Structural Framework*. La flecha indica el norte.

5.6 Resultados

El estudio arrojó como resultado cinco horizontes sísmicos interpretados y cinco cuerpos ígneos intrusivos, sin ninguna tendencia aparente en su distribución en el área de estudio. Los cuerpos ígneos intrusivos pertenecen al Mioceno Tardío-Plioceno Temprano según Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari (2005).

5.6.1 Descripción de secciones

En esta sección se puede observar como los horizontes pertenecientes al Jurásico Tardío, así como los horizontes del Cretácico, presentaban un comportamiento prácticamente horizontal a excepción del borde NE en el cual existe una interrupción en toda la columna, que fue interpretada como el cuerpo intrusivo 5 (Figura 5.16).

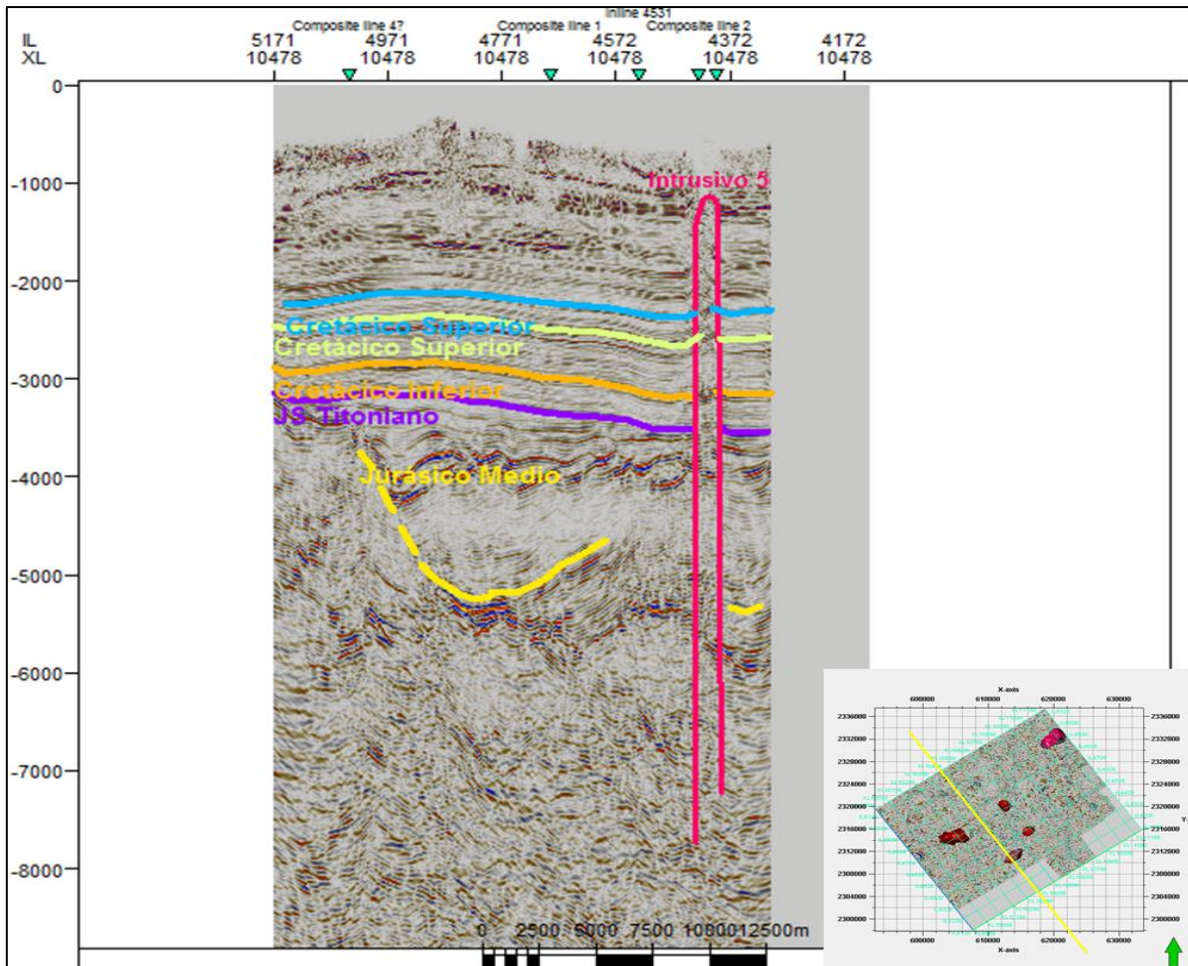


Figura 5. 16 Sección sísmica cross-line. Se pueden observar el comportamiento de los horizontes sísmicos y el comportamiento del cuerpo intrusivo.

En la sección de la figura 5.17 sección se puede observar a los cuerpos intrusivos 1 (blanco) y 3 (rojo). El cuerpo intrusivo 3 atraviesa los 5 horizontes. El cuerpo ígneo 1 no parece interrumpir los horizontes del 1 y 2, puede verse un ligero levantamiento en los horizontes superiores a consecuencia de su emplazamiento.

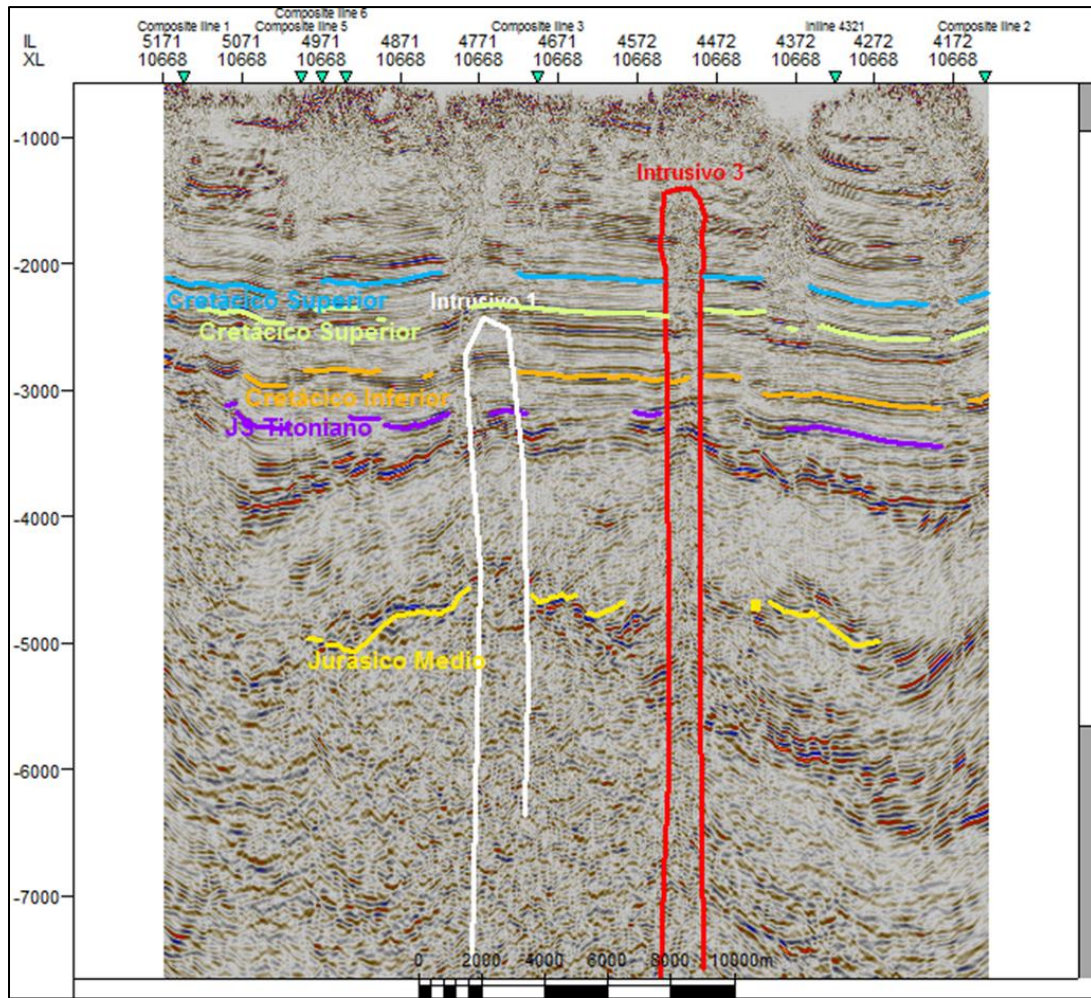


Figura 5. 17 Sección sísmica donde se observan los 5 horizontes sísmicos y dos cuerpos intrusivos.

En la figura 5.18 se puede observar una sección sísmica compuesta, en la que se puede ver como el cuerpo intrusivo 4 causó que los horizontes presentaran cierto levantamiento en los extremos cercanos a éste, así como la interrupción total en el horizonte 5. El cuerpo ígneo 3 se visualiza de una manera más estrecha a comparación de los otros dos, esto pudo ser debido a que hubo menos material magmático disponible o que el material intrusiónó solamente en el espacio disponible. A pesar de que el cuerpo ígneo 1 no parece interrumpir los horizontes 1 y 2, puede verse un ligero levantamiento a consecuencia de su emplazamiento. También se puede observar al intrusivo 1 (blanco) emplazado en una falla normal importante. Los intrusivos 4 y 1 se encuentran aproximadamente a 8 km de distancia.

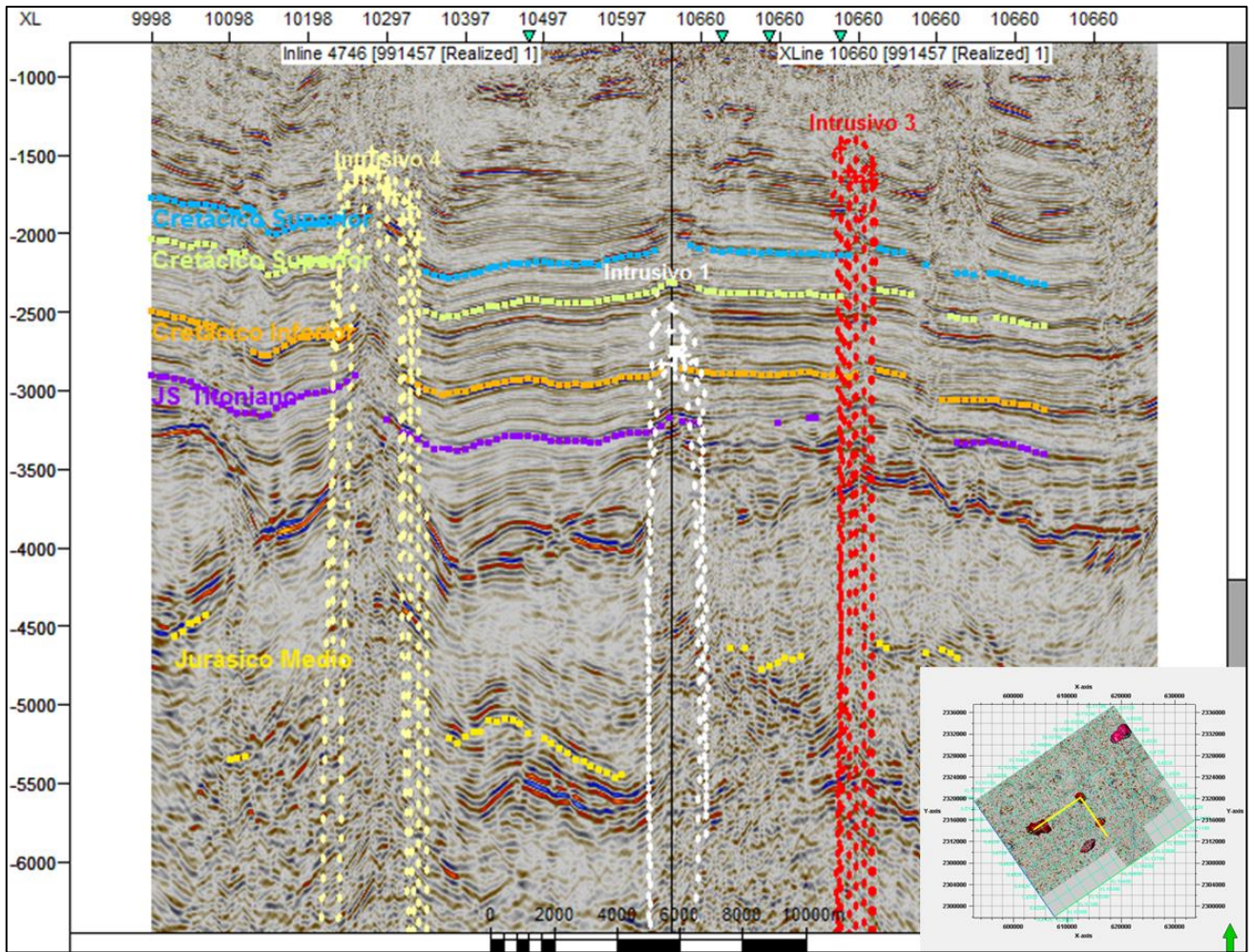


Figura 5. 18 Sección sísmica compuesta donde se observan tres diques y sus efectos en los horizontes sísmicos. Se incluye su ubicación dentro del cubo sísmico.

Los cuerpos ígneos interpretados presentan las características descritas en la tabla 4 y distribución espacial que se observa en la figura 5.19.

Tabla 4. Descripción espacial de los cuerpos ígneos intrusivos.

Intrusión	Área (km ²)	Profundidad a la cima (m)	Profundidad al fondo (m)
1	4.278	2400	8600
2	12.316	1900	8800
3	3.433	1400	8900
4	1.314	1400	8000
5	6.183	1200	9900

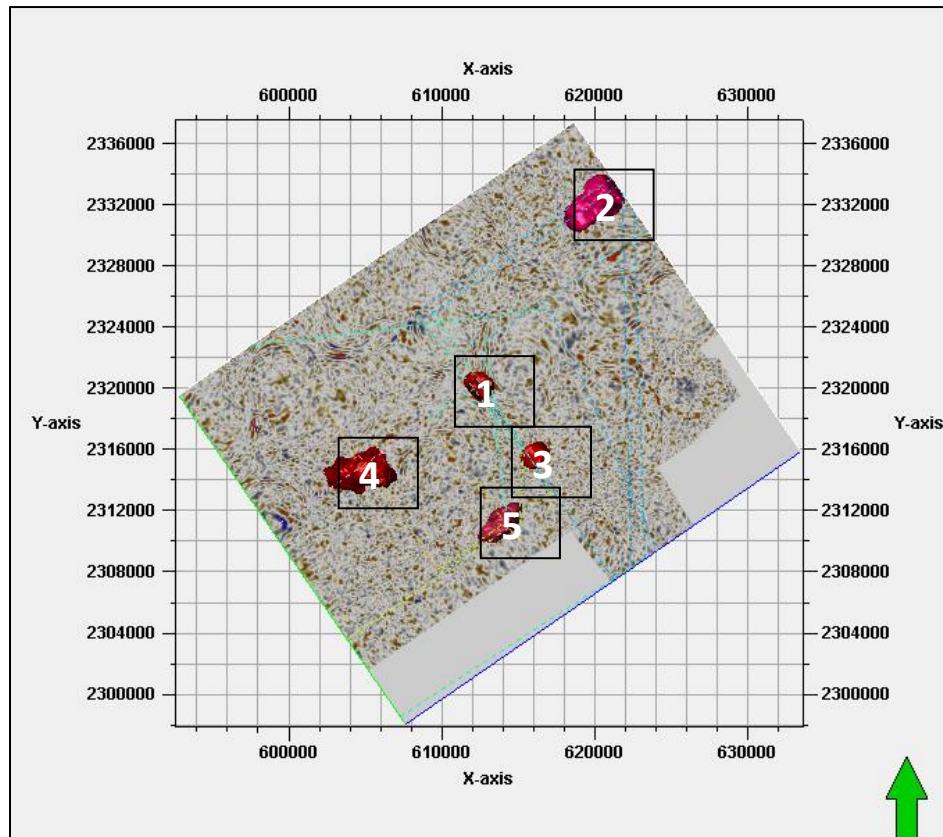


Figura 5. 19 Distribución espacial de los 5 cuerpos ígneos intrusivos.

Utilizando el modelo tridimensional se puede observar más fácilmente la interacción de los horizontes y los intrusivos. En el horizonte 5 se observan cambios más abruptos en su topografía a comparación de los demás, esto es debido a que a las zonas más profundas se encuentran afectadas por la topografía del basamento, la cual responde estructuras provocadas por la ruptura de la corteza durante la apertura de la Pangea y posteriormente la del Golfo de México. Dichas estructuras corresponden con horst y grabens propios de la formación de la cuenca tipo rift durante el Triásico y el Jurásico Temprano, como se puede observar en la ilustración 2, donde el horizonte más profundo en color amarillo muestra los saltos de falla que llegan a medir hasta 1 km, dejando el espacio para que se formen cuencas marinas muy profundas durante todo el Jurásico.

Continuando la descripción en sentido ascendente se definieron cuatro horizontes más, el ubicado a 3 km de profundidad, se interpretó como el horizonte nivelador del Jurásico Superior-Tithoniano por su carácter continuo y casi horizontal nos indica que el proceso extensivo que originó los grabens del Triásico-Jurásico había cesado, dando paso a una sedimentación constante en un margen tectónico pasivo.

Las secuencias del Cretácico se caracterizan por ser horizontales y paralelas entre sí, afectadas por el evento compresivo que originó la Orogenia Laramide durante el Cretácico Superior, estos reflectores fueron marcados hasta los 2 km de profundidad, a partir de donde la sísmica cambia su carácter continuo por secuencias entre cortadas que definen posibles depósitos Cenozoicos.

Todos los horizontes descritos se pueden observar en la figura 5.20.

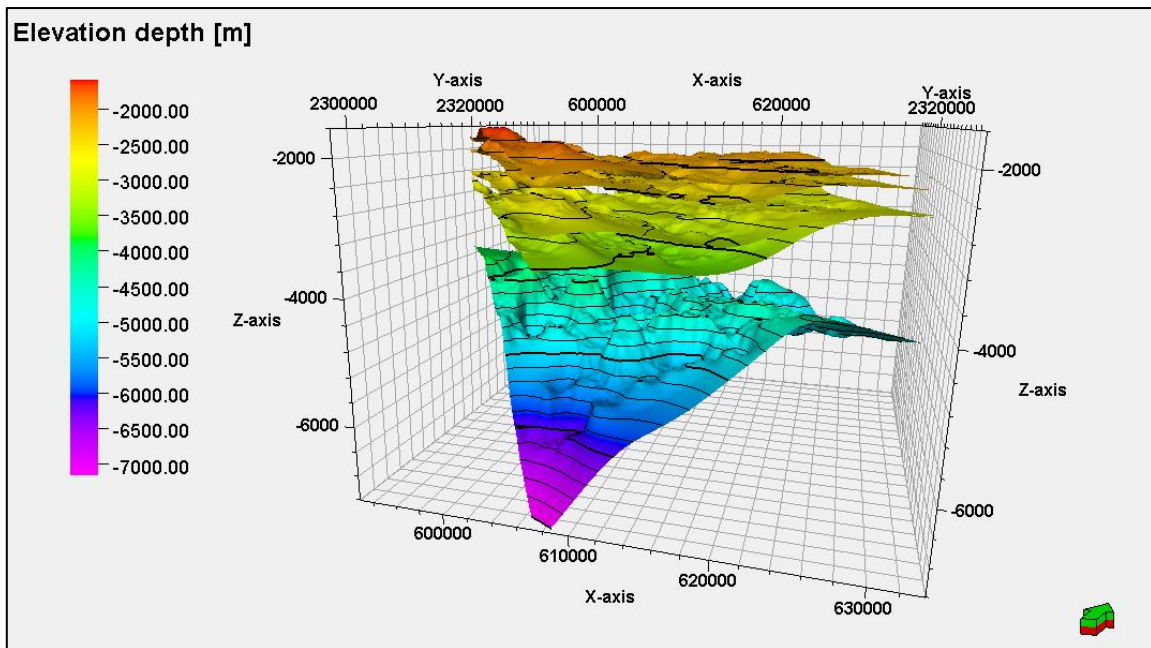


Figura 5. 20 Visualización tridimensional de los 5 horizontes sísmicos interpretados.

5.6.2 Descripción del modelo tridimensional

La construcción de modelos sísmicos tridimensionales se ha convertido en una herramienta indispensable en la búsqueda de recursos naturales, en especial de hidrocarburos ya que los métodos de reflexión sísmica son por mucho los mejores en brindar imágenes de gran calidad y utilidad para la definición de estructuras geológicas a profundidades que en ocasiones como esta sobrepasan los 10 km de profundidad.

En el caso de esta investigación, los modelos nos permiten observar que las estructuras ígneas se empiezan a identificar desde la profundidad de 10.5 km cortan la secuencia hasta los 1.2 km.

Es posible observar el comportamiento de los cuerpos intrusivos en la dirección cross-line e in-line simultáneamente. En las líneas sísmicas que ilustran este trabajo se puede observar como los horizontes se levantan en el cruce con los cuerpos ígneos intrusivos. A continuación, observamos desde diferentes perspectivas las superficies mapeadas correspondientes al horizonte más somero interpretado y al más profundo (figuras 5.21 y 5.22, respectivamente). El modelo final nos muestra los espesores de las diferentes capas analizadas, se observa la geometría de las cuencas del Jurásico y como se vuelven paralelas hacia la parte superior del cubo interpretadas como secuencias del Cretácico y lo más importante es que se observa como toda la columna estratigráfica es cortada por los diques.

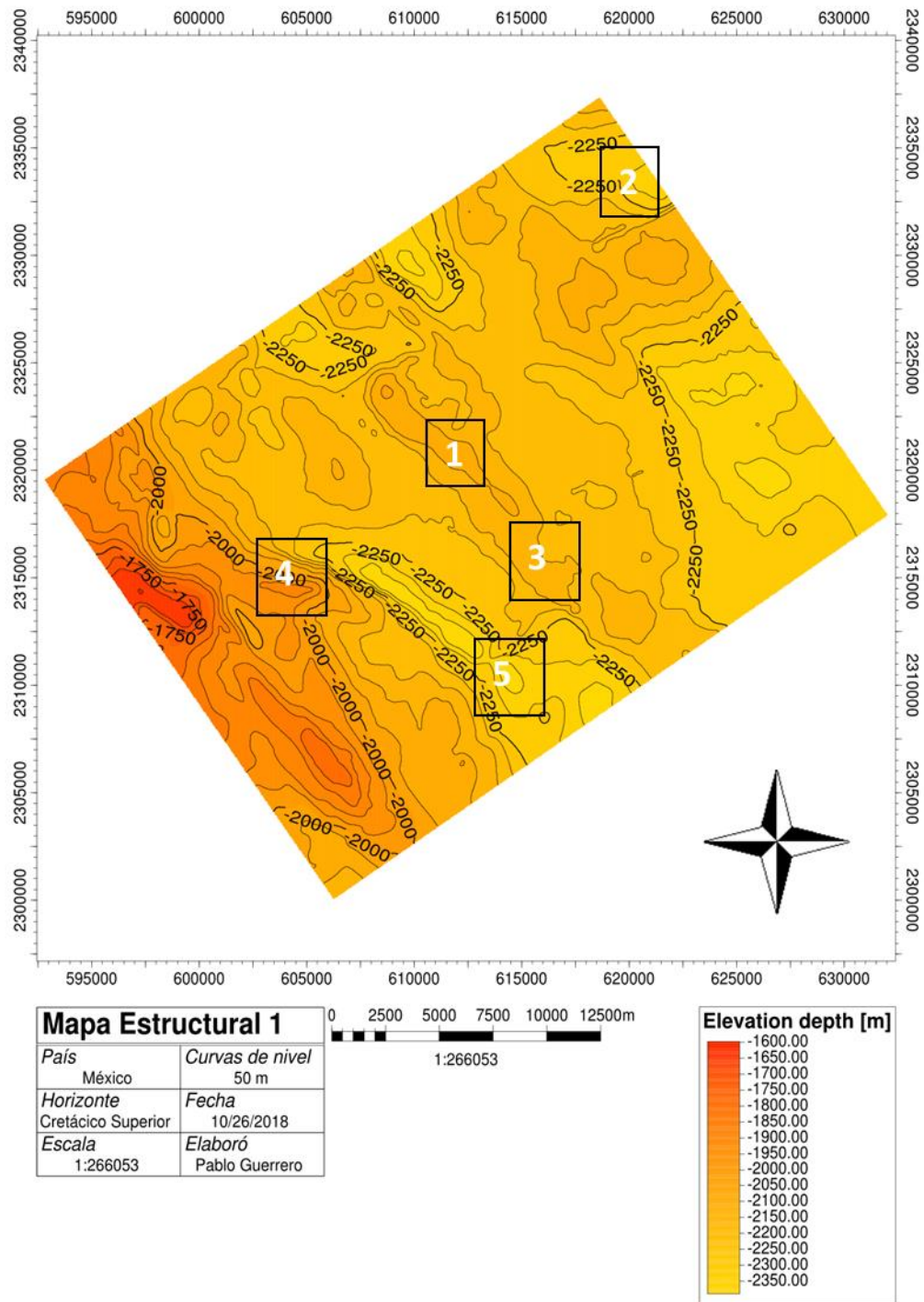


Figura 5. 21. Mapa estructural del horizonte sísmico 1, interpretado como el Cretácico Superior.

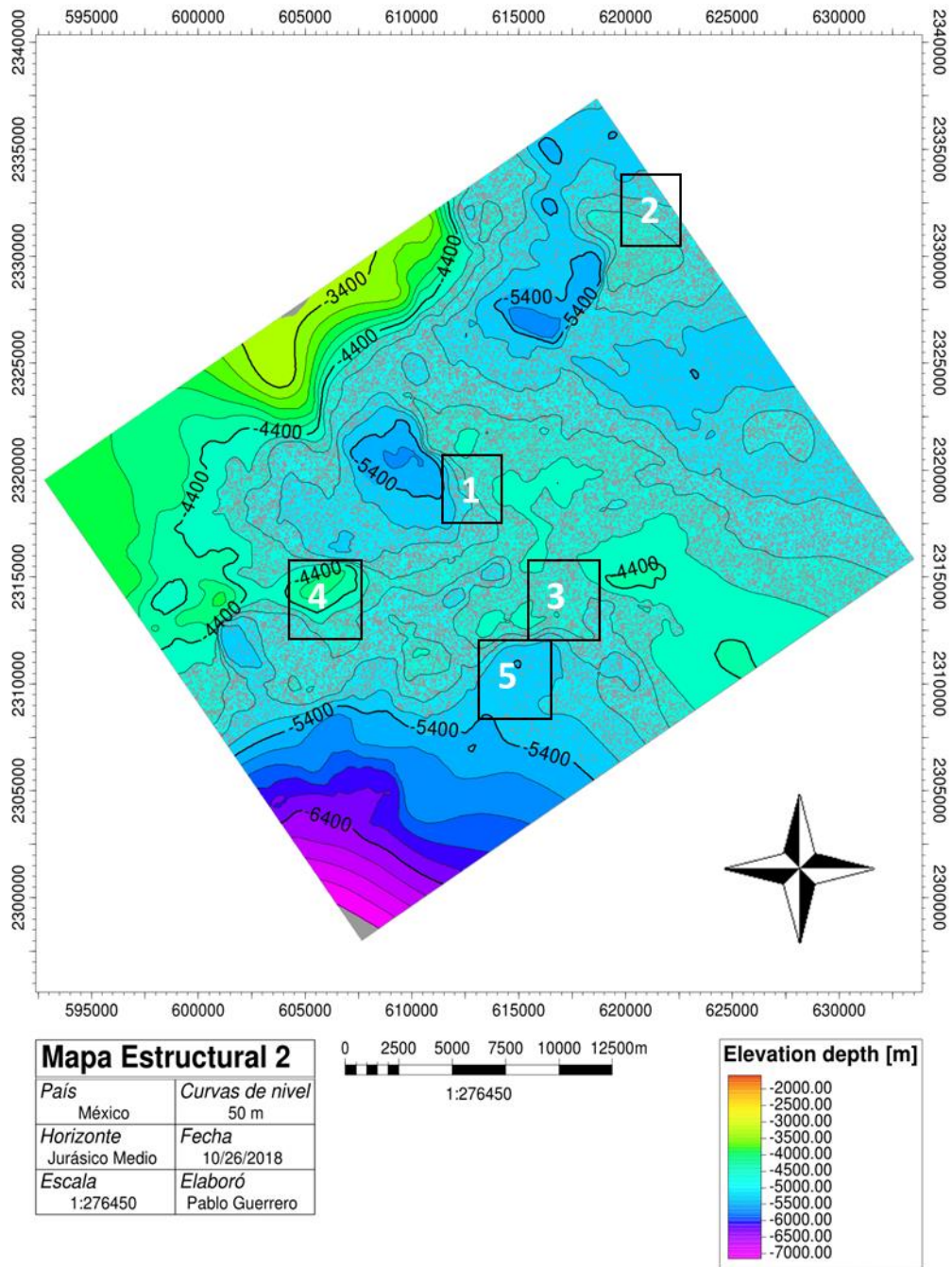


Figura 5. 22 Mapa estructural del horizonte sísmico 5, interpretado como perteneciente al Jurásico Medio.

El objetivo de la interpretación es resaltar como las intrusiones modifican la columna estratigráfica. Al no contar con integración de información de pozos resulta complicado asignar y englobar el sistema petrolero del área, sin embargo, el sistema petrolero se puede interpretar en el modelo tridimensional (Figuras 5.23). El intervalo comprendido entre el último y penúltimo horizonte (edad Jurásica) posiblemente sea la Formación Pimienta, roca generadora principal de la Provincia Tampico-Misantla.

La roca almacenadora correspondería por relaciones estratigráficas a las zonas del modelo interpretadas como Formación Tamaulipas Inferior y Formación. La roca sello siendo por tanto la Formación Agua Nueva. Las rutas de migración y formas de entrapamiento generadas por la presencia de intrusiones ígneas corresponden a los conceptos definidos en el capítulo 2 de este trabajo y se muestran en la figura 5.24.

No hay elementos suficientes para saber si la migración fue afectada de manera positiva siendo las intrusiones altamente permeables y proveyendo rutas de migración o siendo impermeables y estableciendo sombras de migración. Las trampas más factibles de estar presentes deben ser principalmente a los tipos: sellada lateralmente, tipo de zona de alteración y tipo de plegamiento forzado.

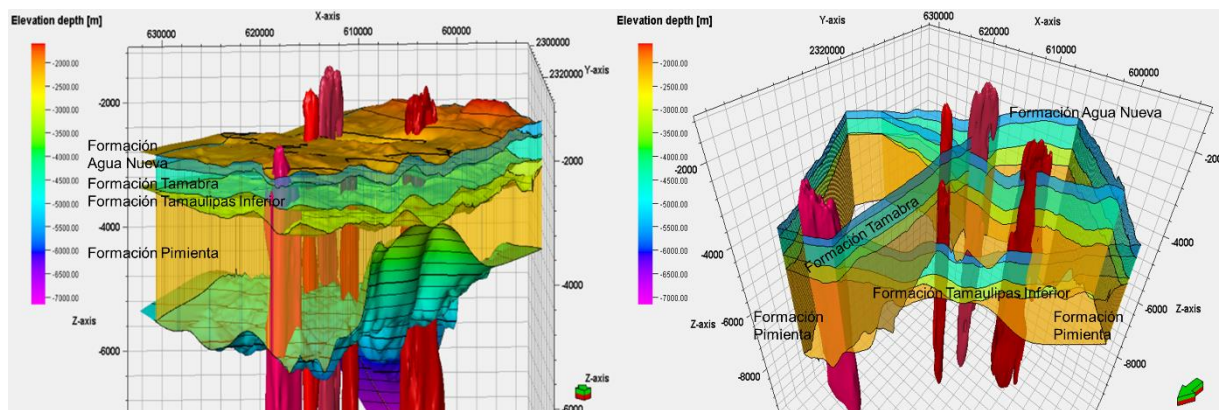


Figura 5. 23 Visualización simultánea de los horizontes interpretados y los cuerpos ígneos intrusivos.

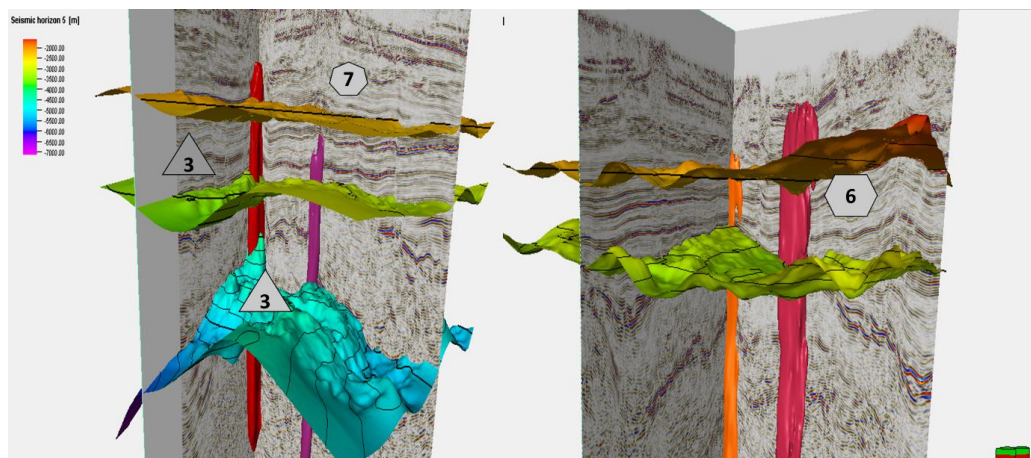


Figura 5. 24 El modelo estructural final muestra todo el volumen de información obtenido. Se señalan los tipos de falla presentes: 3) sellada lateralmente, 6) tipo de zona de alteración y 7) tipo de plegamiento forzado.

6. Ejemplos en el mundo

Hay muchas ocurrencias conocidas de intrusiones ígneas interactuando con sistemas petroleros en todo el mundo (Figura 6.1).

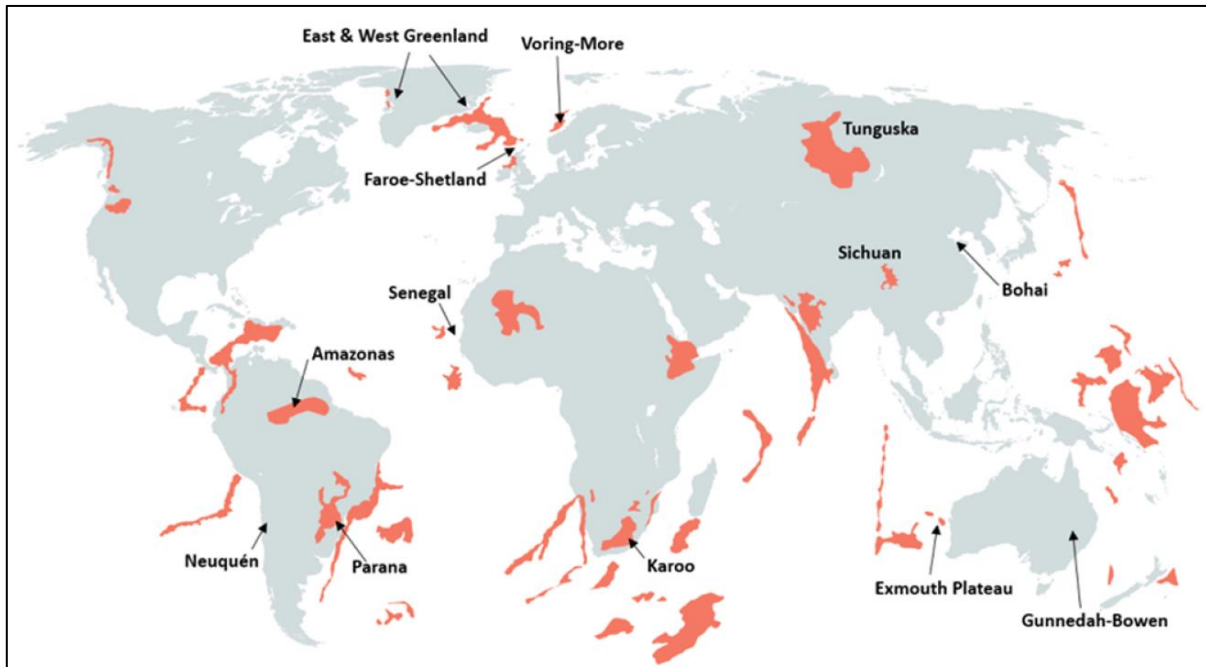


Figura 6. 1 Distribución de regímenes intrusivos en sistemas petroleros o sistemas petroleros potenciales conocidos en cuencas sedimentarias. Las principales provincias ígneas resaltadas en rojas, las flechas señalan cuencas con actividad ígnea asociada (Muirhead, Duffy, Schofield, Mark, & Rowe, 2018).

6.1 La depresión Qikou en China

Wu, Liu, Su, & Su (2010) documentan de dos tipos de yacimientos en la depresión Qikou al este de China. En uno las rocas ígneas extrusivas sirven como rocas almacenadoras y en el otro ejemplo describen un campo con intrusión de diabasas.

Actividad magmática y edificios volcánicos

Wu, Liu, Su, & Su proponen que las propiedades de almacenamiento de rocas ígneas están controladas por edificios volcánicos y las litofacies de las rocas ígneas (ambiente de salida y litologías de los productos de actividad volcánica).

Las rocas ígneas exhiben eventos fuertes de reflexión en secciones sísmicas debido a la pronunciada diferencia de impedancias respecto a las rocas sedimentarias que las rodean. Las facies intrusivas muestran penetración de los estratos con un ligero ángulo de intersección, que utilizan los autores como rasgo geofísico para diferenciar las facies intrusivas de las efusivas. Los estratos inferiores muestran reflexiones débiles debido al efecto de las rocas intrusivas (Figura 6.2).

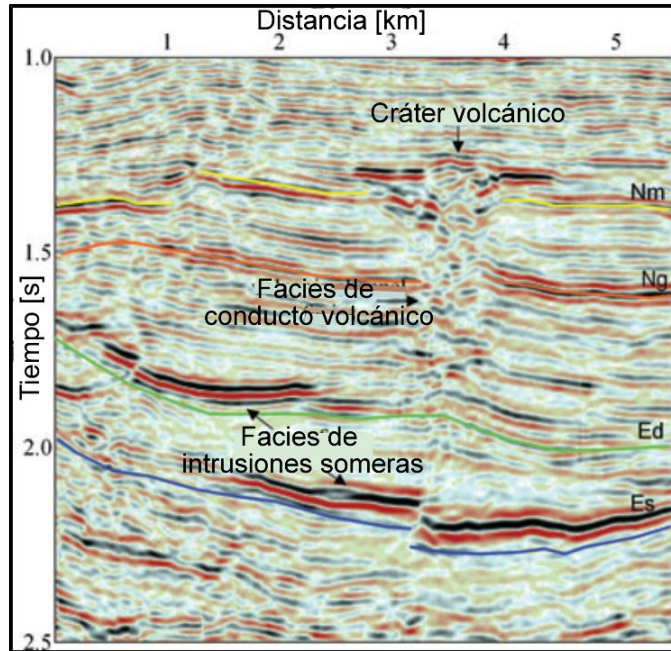


Figura 6. 2 Edificio volcánico típico en la formación en una sección del cubo sísmico en el área (Wu, Liu, Su, & Su, 2010).

Almacén Dolerítico de facies intrusivas

Las rocas ígneas intrusivas de mayor importancia en el área de estudio son diabasa y gabro que presentan un evento continuo de baja frecuencia y reflexión fuerte en las secciones sísmicas.

La figura 6.3 a) muestra la distribución y estructura del yacimiento dolerítico intrusivo en la Formación Es en Koucun, China. El área de esta roca intrusiva es de 35 km² y la profundidad en tiempo es de 1600 a 2200 ms, teniendo la estructura de paleo-alto en el oeste y paleo-bajo en el este. El pozo Kou22 encontró aceite de 18 td⁻¹. La figura 6.3 b) muestra un perfil sísmico que pasa por el pozo kou22. Las diabasas intrusivas exhiben un evento de reflexión fuerte, que es cortado en partes por tectonismo.

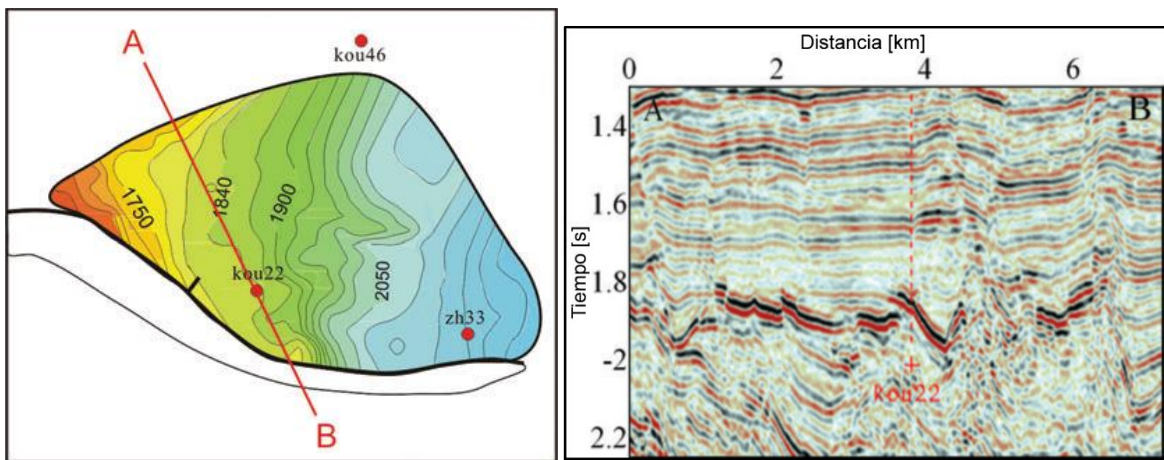


Figura 6. 3 a) Sección de tiempo de la estructura de la superficie del yacimiento intrusivo dolerítico en la formación Es en Koucun. b) Sección sísmica correspondiente a AB (Wu, Liu, Su, & Su, 2010).

Propiedades del yacimiento y factores de impacto

En las rocas ígneas intrusivas y la zona de contacto metamórfico, las rocas sedimentarias han sido calentadas hasta pasar a ser rocas metamórficas y metasomáticas debido al impacto del esfuerzo intrusivo y al poder hidrotermal de los magmas, que hacen a las rocas menos resistentes a los esfuerzos de deformación y presentan grietas y fracturas como el espacio de almacenamiento principal.

Se realizaron mediciones de porosidad de gas y permeabilidad mediante un experimento de flujo de fluido de laboratorio (nitrógeno) con muestras de núcleos obtenidas de las perforaciones a diferentes profundidades. La tabla 5 muestra los resultados de porosidad y permeabilidad de rocas ígneas de diferentes facies y de la zona de contacto metamórfico. Y mencionan que la porosidad de la diabasa intrusiva es de 1-15%, y presenta valores de permeabilidad de 0.01 y 0.12 mD. Hacen la aclaración de que el experimento se llevó a cabo en muestras pequeñas de núcleos y no en las muestras completas, por lo cual los valores son la porosidad y permeabilidad de la matriz dolerítica. No se tomaron en cuenta espacios de almacenamiento a escala macro tales como fracturas de gran escala. La zona de contacto metamórfico tiene porosidad y permeabilidad más altas que las diabasas.

Tabla 5. Porosidad y permeabilidad de rocas ígneas y la zona de contacto en la depresión Qikou (Wu, Liu, Su, & Su, 2010)

Litofacies	Litología	Capa	Profundidad de muestra (m)	Porosidad			Permeabilidad			Pozo
				Max	Min	Prom	Max	Min	Ave	
Efusivas	Basalto Vesicular	Es	2158-2274	38.32	12.2	27/15	261	0.08	109/12	Kou42
	Basalto Vesicular	Es	2145-2152	33.8	12.2	24.5/10	302.3	0.10	158/8	Kou42
	Basalto denso	Es	2186-2194	12.55	1.0	6.3/5	0.002	0.0007	0.0014/5	Z5
Intrusiones someras	Diabasa	Ed	2902-2018	14.1	2.7	5.9/6	0.04	0.01	0.03/6	Z25
	Diabasa	Ed	2956.5-2974.5	8.1	4.1	5.6/19	0.06	0.03	0.05/9	Z20
	Diabasa	Ed	3166-3176	21.2	1.9	8.01/7	0.12	0.03	0.06/5	Z22
Zona de contacto metamórfico	Pizarra	Ed	2910-2920	30.6	18.8	26.2/16	117	0.45	11.8/13	Z7
	Mudstone arenosa metamórfica	Ed	2943-2951.5	31.57	17.1	24.0/7	2.93	0.05	1.18/7	Z20

6.2 Meseta Exmouth y Cuenca Browse, Australia

Tanto en la Meseta Exmouth y en la cuenca Browse al oeste de Australia se presentan sistemas ígneos intrusivos que se caracterizan por ser redes interconectadas lateral y verticalmente de sills y diques. La presencia de rocas ígneas representa un importante riesgo geológico en exploración de hidrocarburos en esta región. Holford, Schofield, Jackson, & Magee (2013) analizan dos fuentes de riesgo asociado con la intrusión de rocas ígneas en cuencas sedimentarias: (1) las intrusiones pueden separar volúmenes importantes de roca generadora y almacenadora, lo cual reduciría la eficiencia de migración, y (2) los sistemas de circulación hidrotermal pueden ser altamente mineralizadores y causar un efecto negativo a la calidad del yacimiento. También mencionan que es importante saber que las rocas ígneas también pueden ser benéficas a los sistemas petroleros. Por ejemplo, los efectos térmicos de las intrusiones ígneas pueden ser suficientes, en algunos casos, para llevar a la roca generadora inmadura a la ventana de generación de petróleo.

Las cuencas Carnarvon y Browse contienen una variedad de cuerpos ígneos ubicados en proximidad a campos de gas multi TCF tales como Scarborough e Ichthys.

Fragmentación de la estratigrafía de la cuenca por intrusiones ígneas.

Interpretaciones sísmicas detalladas de los sills utilizando mapeo de horizontes y método de renderizado de volumen opaco han mostrado que es posible detallar lóbulos de pequeña escala en las superficies de intrusiones que proveen indicadores cinemáticos de las direcciones en las que los sills se han propagado.

El poder reconocer redes complejas e interconectadas de sills y diques que cubren amplias distancias laterales y verticales en cuencas sedimentarias petrolíferas tiene muchas ramificaciones para evaluar la factibilidad. Que tan propensas son dichas intrusiones para aprovechar e intruir a lo largo de horizontes estratigráficos particulares, o discontinuidades estructurales preexistentes (como fallas) puede resultar en la fragmentación de volúmenes importantes de roca generadora o almacenadora si las intrusiones que las unen no poseen permeabilidad secundaria apreciable (Figura 6.4).

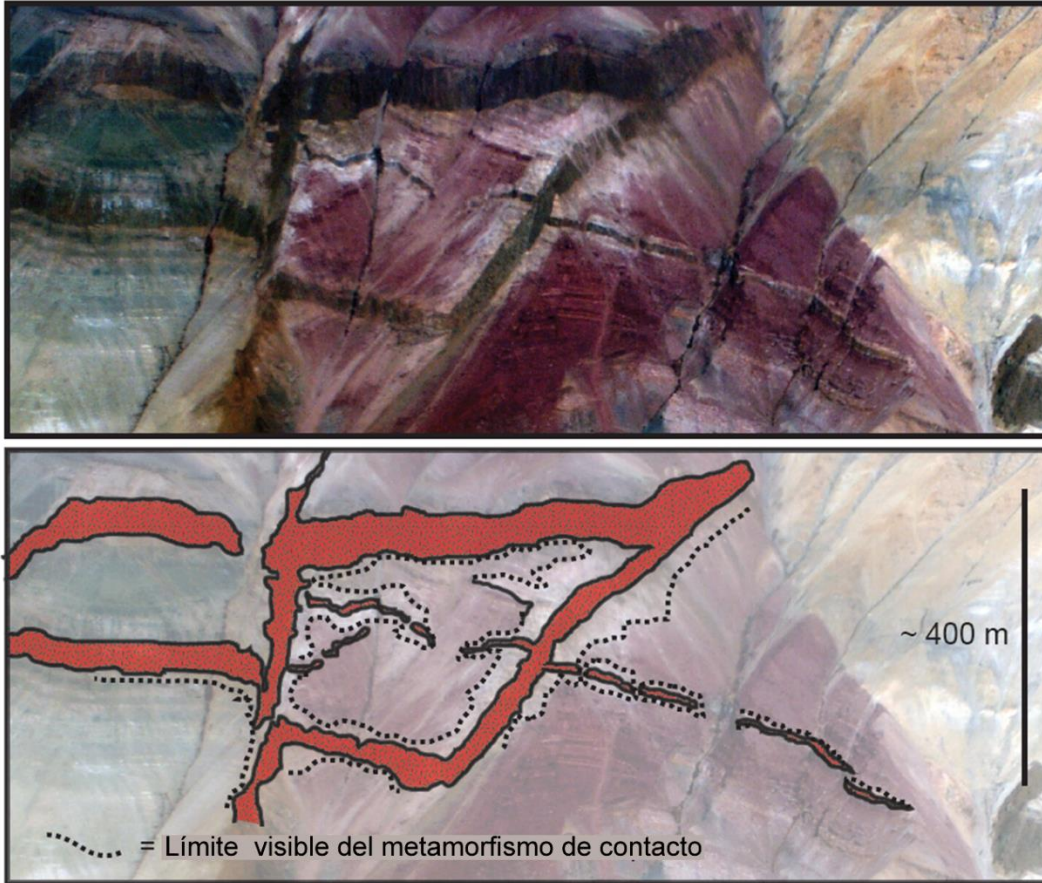


Figura 6. 4 Afloramiento de escala sísmica que muestra un arreglo “de cajas” de diques y sills intruyendo una sección fallada de sedimentos Jurásicos-Triásicos en la isla Traill, al este de Groenlandia. Este afloramiento proporciona una analogía de fragmentación de un yacimiento en un margen extensional (Holford, Schofield, Jackson, & Magee, 2013).

La extensión hasta la cual las intrusiones ígneas pueden crear barreras para el flujo de fluidos es dictada por su permeabilidad volumétrica. Las fracturas generadas durante el enfriamiento poco tiempo después de que la roca es emplazada o subsecuentemente durante deformación tectónica frágil puede proporcionar porosidad secundaria y permeabilidad, por lo tanto, provee rutas para migración de fluidos a través de barreras de otra manera impenetrables.

Sistemas de circulación hidrotermal generada por intrusiones ígneas

Los efectos directos de cuerpos intrusivos en rocas generadoras pueden considerarse mínimos, y la mayoría de los estimados del tamaño de la aureola termal se ubican en un rango de 0.5 a 5 veces el espesor de la intrusión individual asociada. Los efectos térmicos de intrusiones ígneas aparentan a ser más profundos cuando la ocurrencia de las intrusiones es densa, es decir, cuando varios sills gruesos (>100 m de espesor) son emplazados en sedimentos ricos en materia orgánica simultáneamente.

Los sistemas hidrotermales capaces de transportar calor tanto vertical como lateralmente pueden resultar de la ebullición y expulsión de agua contenida en poros y la liberación de fluidos magmáticos posterior a la intrusión en rocas sedimentarias porosas. Los sistemas de circulación hidrotermal asociados con intrusiones pueden resultar en marcas térmicas observables a distancias

de hasta decenas de kilómetros de la intrusión como resultado del flujo lateral de fluidos calentados a través de un acuífero.

La identificación de estos sistemas activados por intrusiones ígneas es importante cuando se evalúa la prospectividad debido a que los fluidos hidrotermales pueden ser altamente mineralizadores y por lo tanto degradar la calidad de yacimientos potenciales a través de cementación de minerales como puede ser el cuarzo.

Estudio de caso: La cuenca Canning

Las intrusiones causaron plegamiento de los estratos superiores. La evidencia de AFTA³ y VR⁴ sugiere que la temperatura de los fluidos hidrotermales era probablemente >160°C, casi 100°C más alto que la temperatura a través de la sección estratigráfica previa a la intrusión. Estas temperaturas elevadas pueden haber ubicado rocas generadoras potenciales de la formación regional inmadura de edad Pérmica Poole en la ventana de aceite por la duración del evento de elevación de temperatura, lo cual explica la existencia de presencia de aceite en las calizas de la formación Poole y la arenisca de la formación Grant. (Holford, Schofield, Jackson, & Magee, 2013)

6.3 Cuenca Neuquén, Argentina

En el área de la altiplanicie de Payún, en la cuenca Neuquén, Argentina, hay presencia de secciones de roca generadora inmadura con intrusiones de lacolitos de hasta 600 m de espesor que muestran aureolas dentro de todo el espectro de madurez a lo largo de cientos de metros de distancia de los contactos con las intrusiones. Hay ubicaciones con acumulaciones comerciales de aceite (20-33° API) y muestras de aceite a lo largo de toda la columna, tanto en areniscas/carbonatos y yacimientos ígneos fracturados.

Un modelo 2D logró alcanzar resultados satisfactorios cuando se consideró madurez térmica, generación de gas y aceite, composición, migración y acumulaciones conocidas. Este sistema petrolero atípico está caracterizado por anomalías térmicas que duran miles de años que son resultado del enfriamiento progresivo de las intrusiones ígneas.

Se realizó un estudio integrado combinando geoquímica petrolera y modelación térmica 2D en el área de la altiplanicie del Payún, cuenca Neuquén, en donde rocas generadoras inmaduras fueron afectadas localmente por anomalías térmicas generadas por intrusiones de lacolitos. Sin importar la inmadurez general de la roca generadora, numerosas acumulaciones de aceite comercial (20-33° API) ocurren en esta área.

³ *Apatite Fission Track Analysis*, Las reconstrucciones de grietas de fisión de apatita proveen una determinación directa (así como la magnitud) de las paleotemperaturas máximas. (Geotrack International Pty Ltd, 2018)

⁴ *Vitrinite Reflection*, Reflectancia de vitrinita Una medición de la madurez de la materia orgánica, con respecto al hecho de si ha generado hidrocarburos o podría constituir una roca generadora efectiva. (Schlumberger, 2018)

Actividad ígnea en el área Altiplanicie del Payún

El registro estratigráfico en el área ADP incluye varios lacolitos del Cenozoico que alcanzan espesores de hasta 600 m y área de 3.5 km². Tres cuerpos ígneos principales que intrusionan a la Formación Vaca Muerta se reconocen en el área. La profundidad de los lacolitos se encuentra entre 1820 y 2460 metros debajo de la superficie. Los lacolitos pueden ser identificados en secciones sísmicas por su estructura en forma de domo y las fallas concéntricas que generan en la columna sedimentaria que la sobreyace.

Ocurrencia de hidrocarburos y anomalías térmicas

Acumulaciones de aceite intermedio (20-33° API) están ubicados a lo largo de toda la columna sedimentaria en el área ADP, tanto en intrusivos fracturados como en yacimientos de arenisca/carbonatos. Pruebas de pozos (TWT) muestran que los fluidos en yacimientos ígneos se encuentran sobrepresurizados a 4 MPa sobre el gradiente hidrostático regional. Las muestras de aceite y acumulaciones son más frecuentes y se extienden a yacimientos más someros en áreas donde los lacolitos son más gruesos. (Rodríguez Monreal, Villar, Baudino, Delpino, & Zencich, 2009)

Conclusiones y Recomendaciones

La caracterización de un yacimiento petrolero convencional consiste en generar un modelo, que involucra características estructurales y propiedades físicas, esto basado en la integración de la información geofísica, petrofísica, geológica y de ingeniería petrolera con el fin de calcular reservas y crear un plan de desarrollo óptimo del campo.

Dadas las condiciones de decaimiento de los yacimientos que actualmente se explotan en nuestro país, es necesario replantear las formas de exploración y modificar los objetivos hacia la caracterización de los yacimientos no convencionales, comenzando con la exploración y determinación del potencial en este tipo de yacimientos, ubicándose las primeras localizaciones en el norte del país en la continuidad de la formación de lutitas gasíferas Eagle Ford, la cual se encuentra en producción masiva en E.U. Sin embargo, en este trabajo se realiza una incipiente propuesta exploratoria sobre yacimientos asociados con cuerpos ígneos intrusivos, si bien la cantidad de información con la que se cuenta es muy restringida, la idea de este trabajo es mostrar el posible potencial que tienen ciertas áreas, las cuales hoy en día han sido evitadas por su relativa complejidad y por no ajustarse al modelo convencional de yacimiento petrolero.

Como ya se mencionó el sistema petrolero puede ser modificado por la existencia de cuerpos intrusivos, específicamente de los cuerpos ígneos, que al tener rangos de temperatura elevados y al modificar estructuralmente la columna litológica constituyen un factor relevante que debería ser tomado en cuenta para la reevaluación de los campos afectados por estas estructuras.

La interpretación fue hecha basada en la información geológica, ya que hay trabajos donde se menciona la presencia de rocas ígneas en la cuenca (Gómez Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, (2005), DeGolyer (1915 & 1932), CONAGUA (2015), y fue a partir del conocimiento de la geología de la zona que se asignó una interpretación de cuerpo ígneo intrusivo a las interrupciones que se encontraban en los reflectores sísmicos.

Se definen exitosamente 5 cuerpos ígneos intrusivos, su distribución espacial en el área de estudio, sus geometrías y sus profundidades. Se demuestra mediante sísmica los efectos que los diques tuvieron en el sistema petrolero, afectando a la roca generadora, las rutas de migración, y el entrapamiento. Al realizar la relación estratigráfica de los intrusivos con las rocas sedimentarias de la región se observa que afectan a prácticamente toda la columna estratigráfica y se presentan elementos para determinar que el evento magmático de la región estudiada ocurrió durante el Mioceno.

El estudio del bloque sísmico tridimensional da muestra de la capacidad y utilidad que tienen herramientas geofísicas modernas, como la exploración sísmica 3D, para visualizar y abordar situaciones complejas que hace años hubieran causado que se desechara un proyecto. Futuras actividades exploratorias en la región deben considerar la presencia de cuerpos ígneos intrusivos a su debido a su importante potencial para almacenar depósitos comerciales de hidrocarburos. Al estudiar la historia geológica del lugar es posible realizar una reconstrucción del origen de estos

cuerpos intrusivos y cómo es su desplazamiento dentro de la corteza terrestre, lo anterior se logró a partir un modelo geológico de 5 horizontes y 8 cuerpos intrusivos o diques.

Las observaciones son consistentes con los reconocimientos geológicos regionales realizados en esta región de México por Link (1952) y DeGolyer (1915, 1932), donde se describe inicialmente la presencia de cuerpos ígneos intrusivos en campos petroleros en la cuenca Tampico-Misantla. La utilización de información sísmica 3D de alta calidad, nos da la ventaja de poder visualizar la geología del subsuelo de una manera integral y la interacción de los elementos

Este trabajo se enfocó en el estudio de los cuerpos ígneos intrusivos, su emplazamiento, posible edad y evolución, sin embargo, es importante recalcar que, en otras áreas en nuestro país, las rocas ígneas fracturadas pueden actuar como excelentes reservorios (Lenhardt & Götz, 2011), lo cual es otra dirección que pueden tomar las investigaciones de efecto de rocas ígneas en campos petroleros en el país. Aquí se muestran las fases iniciales de un proceso de exploración, el cual concluye con el cálculo del potencial petrolero de la zona.

Para hacer una evaluación correcta del potencial que representa la zona ahora vista desde la perspectiva de los yacimientos no convencionales sería conveniente considerar las investigaciones realizadas por Muirhead, Duffy, Schofield, Mark, & Rowe (2018), quienes proponen una metodología integrando técnicas orgánicas-geoquímicas y espectroscopía de raman para producir una estimación volumétrica para hidrocarburos generados como resultado de una intrusión ígnea. Utilizan un parámetro para expresar la alteración térmica de materiales orgánicos en proximidad a intrusiones *percentage intrusion thickness i.t.*⁵.

Para estimar volumen potencial de aceite que puede ser generado vía intrusiones ígneas se calcula el máximo potencial de generación de la roca generadora dentro de la aureola térmica. Esto asume que la duración de la intrusión fue suficiente para transformar la totalidad del potencial de la roca generadora y provee la estimación máxima de volúmenes de maduración de roca generadora para un régimen de intrusión dado.

Para los cálculos volumétricos usaron las ecuaciones de Schmoker en adición al cociente gas a aceite para kerógenos para calcular la porción generadora de aceite del kerógeno dentro de la aureola térmica y entonces convertir a barriles de aceite (BOE *barrels of oil equivalent*). El cálculo consiste en cuatro etapas principales: (1) calcular el volumen de la roca generadora definido por la aureola térmica; (2) calcular la masa de carbón orgánico en la roca generadora; (3) determinar la masa de hidrocarburos generados a partir de HI (índice de Hidrógeno) y OGF (*oil generative fraction*); y (4) convertir a Barriles equivalentes.

El volumen de la intrusión es simplificado a un cuboide y multiplicado por 2 para considerar para el volumen de lutita en la aureola sobre y debajo de la intrusión. Esto provee el volumen total de lutita expuesto a alteración térmica por una intrusión. Como se discutió previamente, solo el 60% del volumen de lutita se asume como dentro de la ventana de aceite (ecuación 1).

⁵ Intrusion Thickness. Cantidad adimensional basada en el espesor de la intrusión. Por ejemplo, una intrusión de 4 m de espesor que fue muestreada a 50% i.t. fue muestreada a 2 metros del contacto con la intrusión.

$$V(\text{cm}^3) = [V_{\text{intrusion}}(\text{cm}^3) \times 2] 0.6$$

Ecuación 1

Para calcular la masa de carbón orgánico total (g TOC) disponible, el volumen de la fuente, V (cm^3), es multiplicada por la densidad promedio de la formación, ρ (g/cm^3) y TOC (wt%). La multiplicación de estos parámetros da como resultado la masa de carbón orgánico dentro de la roca generadora (ecuación 2):

$$M(\text{g TOC}) = [\text{TOC}(\text{wt\%})/100] \times \rho (\text{g}/\text{cm}^3) \times V (\text{cm}^3)$$

Ecuación 2

Para sus cálculos la densidad promedio utilizada fue $2.45 (\text{g cm}^{-3})$, una densidad razonable para rocas litificadas y compactadas, que aún no ha sido enterrada a profundidades capaces de adecuar a la ventana de aceite en la mayoría de las cuencas sedimentarias. Esto permite a una roca térmicamente inmadura ser usada como un caso base, y de esta manera las reducciones en TOC causadas por periodos anteriores de generación de hidrocarburos no necesita ser considerado. La ecuación 3 es para la masa de hidrocarburos generados por actividad intrusiva (kg HC), y se obtiene con la multiplicación del HI (mg HC/g TOC) y OGF para calcular solamente la porción convertible del carbón orgánico total:

$$\text{HCG} (\text{kg HC}) = M (\text{g TOC}) \times \text{HI} (\text{mgHC}/\text{g TOC}) \times \text{OGF} \times 10 \times 10^{-6} (\text{kg mg}^{-1})$$

Ecuación 3

El HI ($=\text{S}_2/\text{TOC} \times 100$) representa la porción convertible de kerógeno. Las porciones restantes de kerógeno son ignoradas en la ecuación, y para el petróleo inicial (SI) se asume bajo para una roca generadora térmicamente inmadura. El promedio HI (mgHC / gTOC) tipifica el tipo de kerógeno, basada en datos aproximados de campo. Para una roca generadora inmadura solo el HI inicial es usado para la ecuación. El kerógeno convertible es dividido en fracciones de gas y aceite. En la ecuación utilizan el OGF determinado por Pepper & Corvi 1995).

Los hidrocarburos generados (kg HC) es convertido entonces a BOE HCC. La conversión divide 1 kg por el peso de un barril de petróleo (1 barril americano = 158.9 l) lo cual depende de gravedad específica (SG). Para la mayoría de los aceites (10-45° API) los rangos de gravedad específica varían de 0.8 a 1. Ecuación 4.

$$\text{HCC}(\text{BOE}) = \text{HCG}(\text{kg HC}) \times [1/(158.9 \times \text{SG})]$$

Ecuación 4

Para los cálculos asumieron el API de 37°, típico para descubrimientos de petróleo en el margen NE del atlántico, que tiene una gravedad específica de 0.83. Un kilogramo de hidrocarburos equivale a 0.00749 barriles, que es el factor de conversión utilizado para convertir a BOE. (Muirhead, Duffy, Schofield, Mark, & Rowe, 2018)

Esta metodología puede aplicarse en campos del área de estudio bajo la consideración de que para realizar los cálculos se necesita la siguiente información geoquímica: TOC (wt%), volumen de roca generadora (cm^3), densidad de la roca generadora (g cm^{-3}), masa de carbón orgánico convertible (basado en HI), y el cociente gas-aceite para considerar por el OGF de la roca generadora

inmadura. El último paso es convertir a BOE a presión y temperatura estándar. Siguiendo este proceso se podría estimar si los volúmenes de hidrocarburos presentes son de interés comercial.

Referencias

- Aranda Gómez, J., Morán Zenteno, D., Alanis Álvarez, S., & Nieto Samaniego, A. (1992). *Carta Geológica de la República Mexicana 5a edición (1992)*. Obtenido de Instituto de Geología: <http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/difusion-y-divulgacion/212-carta-geologica-de-la-republica-mexicana>
- Best, M. G. (2002). *Igneous and Metamorphic Petrology* (Segunda ed.). Blackwell Publishing.
- Brown, A. R. (2011). 2 Color, Character and Zero-Phaseness. En A. R. Brown, *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data* (págs. 31-60). Tulsa, Ok: American Association of Petroleum Geologists, Society of Exploration Geophysicists.
- Caineng, Z., Guangya, Z., Rukai, Z., Xuanjun, Y., Xia, Z., Lianhua, H., . . . Xiaozhi, W. (2013). *Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration*. Beijing: Elsevier.
- Cartwright, J., Huuse, M., & Aplin, A. (2007). Seal bypass systems. *AAPG Bulletin*.
- Castro Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*. Ediciones Paraninfo.
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Álamo-Tuxpan (3014), Estado de Veracruz*. Ciudad de México: Diario Oficial de la Federación.
- Cordson, A., Galbrath, M., & Peirce, J. (2000). *Planning Land 3-D Seismic Surveys*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- De S.K. Haldar and Josip Tišljarić, C. 4.-I. (2013). Chapter 4 - Igneous Rocks, An Introduction to Mineralogy and Petrology. En S. Haldar, *Introduction to Mineralogy and Petrology* (págs. 90-120). Elsevier.
- DeGolyer, E. L. (1915). The Effect of Igneous Intrusions on the Accumulation of Oil in the Tampico-Tuxpam Region, Mexico. *Economic Geology*, 10, 651-662. doi:<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.10.7.651>
- DeGolyer, E. L. (1932). Oil Associated with Igneous Rocks in Mexico. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 16(8), 799-808. Obtenido de <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1931-37/data/pg/0016/0008/0750/0799.htm>
- Dow, W. G., & Magoon, L. B. (1994). *The Petroleum System- From Source to Trap*. The American Association of Petroleum Geologists.
- Freeze, A. R., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall.
- Geotrack International Pty Ltd. (22 de Septiembre de 2018). *Apatite Fission Track Analysis*. Obtenido de Geotrack international: <https://www.geotrack.com.au/afta-why.htm>
- Gómez Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 227-283.
- Herron, D. A. (2011). *First Steps in Seismic Interpretation*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

- Holford, S., Schofield, N., Jackson, C., & Magee, C. (2013). Impacts of Igneous Intrusions on Source and Reservoir Potential in Prospective Sedimentary Basins along the Western Australian Continental Margin. *West Australian Basins Symposium* (págs. 1-12). Perth: Petroleum Exploration Society of Australia.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to Geophysical Exploration* (Tercera ed.). Malden, MA: Blackwell Publishing.
- Le Maitre, R. S. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. (R. W. Maitre, Ed.) United States: Cambridge University Press.
- Lenhardt, N., & Götz, A. (2011). Volcanic settings and their reservoir potential: An outcrop analog study on the Miocene Tepoztlán Formation, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66-75. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.007>
- Link, W. K. (1952). Significance of Oil and Gas Seeps in World Oil Exploration. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 36(8), 1505-1540.
- Llambías, E. J. (2001). *Geología de los cuerpos ígneos*. La Plata, Argentina: Universidad Nacional de la Plata - CONICET. Obtenido de https://www.u-cursos.cl/usuario/c19094b1ea89f1f08e243796b671e2e5/mi_blog/r/Geologia_De_Los_Cuerpos_Igneos.pdf
- Muirhead, D. K., Duffy, M., Schofield, N., Mark, N., & Rowe, M. D. (2018). Making oil from Magma. En P. Dowey, M. Osborne, & H. Volk, *Application of Analytical Techniques to Petroleum Systems* (pág. 484). London: Geological Society of London.
- Onajite, E. (2013). Understanding Seismic Interpretation Methodology. En E. Onajite, *Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration* (págs. 203-206). Waltham: Elsevier.
- Orme, B. (12 de Febrero de 2018). *Igneous reservoirs*. Obtenido de SEG Wiki: https://wiki.seg.org/wiki/Igneous_reservoirs
- PEMEX. (1 de Enero de 2010). *2010 Las reservas de Hidrocarburos de México*. Obtenido de Pemex Publicaciones: http://www.pemex.com/ri/Publicaciones/Reservas%20de%20hidrocarburos%20evaluaciones/100101_rh_00_vc_e.pdf
- PEMEX. (2013). *Provincia Petrolera Tampico-Misantla*. Recuperado el 7 de Noviembre de 2018, de <https://docplayer.es/12780635-Provincia-petrolera-tampico-misantla.html>
- Rateau, R., Schofield, N., & Smith, M. (02 de July de 2013). The potential role of igneous intrusions on hydrocarbon migration, West of Shetland. *Petroleum Geoscience*, 19, 259-272.
- Rodríguez Monreal, F., Villar, H. J., Baudino, R., Delpino, D., & Zencich, S. (2009). Modeling an atypical petroleum system: A case study of hydrocarbon generation, migration and accumulation related to ingeous intrusions in the Nequen Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 590-605.

- Rojas, A. (17 de Diciembre de 2017). *Diagrama de Streckeisen para rocas ígneas plutónicas y volcánicas*. Recuperado el 7 de Noviembre de 2018, de Geología - Publicaciones: https://post.geoxnet.com/rocas-igneas-textura-descripcion-tipo/andy_strekeisen_log/
- Schlumberger. (22 de Septiembre de 2018). *Reflectancia de Vitrinita*. Obtenido de Schlumberger Oilfield Glossary: https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/v/vitrinite_reflectance.aspx
- Senger, K., Millett, J., Planke, S., & Ogata, K. (2017). Igneous intrusions on the petroleum system: a review. *First Break*, 47-56.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física* (Octava ed.). Madrid, España: Pearson Prentice Hall.
- Toselli, A. J. (2009). Elementos de Petrología Ígnea. *Miscelánea INSUGEO*, 18, 38-40. Obtenido de Instituto Superior de Correlación Geológica: http://www.insugeo.org.ar/publicacion_miscelanea.php?id=53
- Wu, X., Liu, T., Su, L., & Su, J. (2010). Lithofacies and reservoir properties of Tertiary igneous rocks in Qikou Depression, East China. *Geophysical Journal International*, 847-857. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04559.x