

BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA



FACULTAD DE INGENIERÍA

COLEGIO DE GEOFÍSICA

**DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO
ROCO EN UN SECTOR DEL PALEOCANAL DE CHICONTEPEC,
MEDIANTE EL USO DE SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS.**

TESIS

**Para obtener el grado de
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA

TELLEZ DE LA CRUZ OSCAR ALEXIS

DIRECTOR

M.C. JULIO CÉSAR GONZÁLEZ HERNÁNDEZ

CO-DIRECTOR

M.I. JOSÉ LUIS GONZÁLEZ GUEVARA

DIRECTOR EXTERNO

DR. FERNANDO CORBO CAMARGO



BUAP

Oficio No. SAC/1523/2021

**C. TELLEZ DE LA CRUZ OSCAR ALEXIS
PASANTE DE LA CARRERA DE INGENIERÍA
GEOFISICA
Presente.**

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional en línea, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

“DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN UN SECTOR DEL PALEOCANAL DE CHICONTEPEC, MEDIANTE EL USO DE SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS.”

Por lo anterior hago de su conocimiento que se asigna como Asesor de tema al Mtro. Julio César González Hernández y como Co Asesor al Mtro. José Luis González Guevara.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente

**“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a 27 de agosto de 2021**

**M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director**



M'ACGZ /barv
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

Facultad
de Ingeniería

Bldv. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING 4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
222 229 55 00 Ext. 7610

M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director de la Facultad de Ingeniería
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla
P r e s e n t e.

El que suscribe: Mtro. Julio César González Hernández, asesor del tema de tesis:

“DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO ROCOSO EN UN SECTOR DEL PALEOCANAL DE CHICONTEPEC, MEDIANTE EL USO DE SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS.”

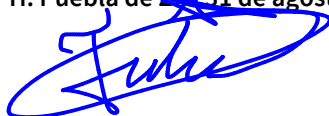
Presentada por el C. Tellez de la Cruz Oscar Alexis, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. SAC/1523/2021 con fecha de emisión 27 de agosto de 2021, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático, metodología, redacción y ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión del mismo.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

A t e n t a m e n t e

“Pensar bien, para vivir mejor”

H. Puebla de ~~7~~ 31 de agosto de 2021



Mtro. Julio César González Hernández
Asesor de Tema

M'JCGH/BARV
C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

DEDICATORIA

Con mucho cariño dedico este trabajo a:

Mi padre Oscar Tellez por sus enseñanzas y ser un ejemplo a seguir.

A mi madre Liliana De La Cruz por ser mi pilar más fuerte.

A mis hermanos Andrea, Joel y Diego, para que sigan sus propios sueños y cumplan todas sus metas.

A mi mejor amigo Yael por ser como un hermano más y ser siempre incondicional.

A mi abuela María Rosario por ser mi segunda madre y siempre apoyarme.

A mi abuelo Raúl por su apoyo y el orgullo que siempre me ha demostrado.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermanos por su amor, su guía y su apoyo durante todo este tiempo.

A Yael Coba por ser mi amigo incondicionalmente, por su apoyo en mis momentos de frustración, por ser mi cómplice en cada logro y por su gran ayuda en el desarrollo de esta tesis.

A mis amigas Julia y Perla por compartir tantas cosas conmigo durante mi etapa universitaria, y por apoyarme siempre que lo necesité.

A la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla por haberme aceptado como estudiante y haber sido mi alma máter durante estos años.

Al Dr. Fernando Corbo por aceptar ser mi director externo, por compartir parte de sus datos conmigo, por sus enseñanzas en campo, y su dedicación para guiarme en el desarrollo y redacción de este trabajo de tesis.

Al Conacyt por el apoyo económico brindado durante mi participación en el proyecto N. 1787 que lleva por título “Un acercamiento a los yacimientos no convencionales a partir de los métodos electromagnéticos de exploración”.

Al Mtro. Julio César González y al Mtro. José Luis González por ser mis asesores internos y apoyarme con los trámites necesarios para mi titulación.

Al Mtro. Alejandro Vera Zeller quién fue mi tutor durante mi carrera universitaria, y siempre tuvo disposición y amabilidad para apoyarme académicamente en todo lo que necesité.

A todos mis docentes universitarios que compartieron conmigo sus conocimientos e impartieron sus clases con dedicación, haciendo especial mención de la Mtra. Yleana Claudia Martínez, la Mtra. Daniela Delgado, el Ing. Rodolfo Almanza y el Mtro. Juan Luis Castillo, por su inmensa dedicación al impartir sus clases y su por brindarme su apoyo siempre que lo necesite.

Finalmente agradezco a todos mis demás amigos y familiares que me han acompañado durante esta etapa tan importante de mi vida.

ÍNDICE

DEDICATORIA.....	I
AGRADECIMIENTOS.....	II
RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	3
1.2 JUSTIFICACIÓN.....	4
1.3 OBJETIVOS.....	4
1.4 ALCANCES.....	5
1.5 LIMITACIONES.....	5
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLOGICO.....	6
2.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	6
2.2 CUENCA TAMPICO-MISANTLA.....	7
2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	8
2.4 EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CUENCA.....	11
2.5 ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	16
2.5.1 Basamento.....	17
2.5.2 Formación Tamán.....	17
2.5.3 Formación San Andrés.....	18
2.5.4 Formación Pimienta.....	18
2.5.5 Formación Tamaulipas Inferior.....	19
2.5.6 Formación Tamaulipas Superior.....	19
2.5.7 Formación Tamabra.....	20
2.5.8 Formación El Abra.....	20
2.5.9 Formación Agua Nueva.....	20
2.5.10 Formación San Felipe.....	21
2.5.11 Formación Méndez.....	21
2.5.12 Formación Velazco.....	22
2.5.13 Grupo Chicontepec.....	22
2.5.13.1 Formación Chicontepec Inferior.....	22
2.5.13.2 Formación Chicontepec Medio.....	23
2.5.13.3 Formación Chicontepec Superior.....	23

2.5.14 Formación Aragón.....	24
2.5.15 Formación Guayabal	24
2.5.16 Formación Tantoyuca.....	25
2.5.17 Formación Chapopote.....	25
2.5.18 Formación Alazán.....	25
2.5.19 Formación Palma Real.....	26
2.5.20 Formación Horcones	26
2.6 EL PALEOCANAL DE CHICONTEPEC	27
CAPÍTULO 3. MARCO TEORICO.....	29
3.1 TEORÍA ELECTROMAGNETICA	29
3.2 ECUACIONES DE MAXWELL.....	30
3.3 RELACIONES CONSTITUTIVAS.....	31
3.4 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	32
3.5 FUENTE Y PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN.....	33
3.6 TENSOR DE IMPEDANCIAS Y DIMENSIONALIDAD	34
3.7 MODOS DE POLARIZACIÓN	37
3.8 DISTORSIÓN GALVÁNICA.....	38
3.9 LIMITACIONES DEL MÉTODO	39
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA.....	39
4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS	39
4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS ADQUIRIDOS.....	44
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	49
5.1 INVERSIÓN 1-D	49
5.2 INVERSIÓN 2-D	57
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	61
BIBLIOGRAFÍA	62
ANEXOS	64

RESUMEN

Dentro de la geofísica los métodos electromagnéticos son de gran utilidad pues ayudan a delimitar y determinar las propiedades de estructuras geológicas. Entre dichos métodos se encuentra el método magnetotelúrico (MT) el cual tiene un muy buen alcance de profundidad debido al amplio rango de frecuencias con el que trabaja.

Debido a lo anterior, es que este método es de gran utilidad para realizar estudios en los que el objetivo se encuentra a grandes profundidades bajo el subsuelo, como es el caso de los basamentos cristalinos. Un basamento cristalino es importante, pues consiste en la roca original consolidada en la corteza terrestre que puede ser ígnea o metamórfica, es decir, debajo de ella no hay estratos y no suele ser permeable, por lo que no existen yacimientos de agua o de hidrocarburos. Lo antes mencionado, es de vital importancia en el Paleocanal de Chicontepec, ya que está dentro de la cuenca de Tampico-Misantla considerado por Morales Gil C. (2008) como uno de los yacimientos petroleros más grandes de la República Mexicana.

El siguiente trabajo consiste el procesamiento de los datos magnetotelúricos, para poder realizar una caracterización geológica de la zona y estimar la profundidad del basamento rocoso que aún no ha sido alcanzado por las perforaciones de pozos petroleros, en algunos sectores del Paleocanal.

ABSTRACT

Within geophysics, electromagnetic methods are very useful as they help to delimit and determine the properties of geological structures. Among these methods is the Magnetotelluric method (MT) which has a very Good Depth range due to the wide range of frequencies with which it works.

Due to the previous, this method is very useful for studies in which the target is founded at great depths on the subsoil, as is the case of crystalline basements. A crystalline basement is important, since it consists of the original rock consolidated in the earth's crust which could be igneous or metamorphic, scilicet, under it there are no strata and it is not usually permeable, so there are no water or hydrocarbon deposits. The previously mentioned is of vital importance in the Cicontepec's Paleochannel, since it is within the Tampico-Misantla basin, considered by Morales Gil C. (2008) as one of the largest oil fields in the Mexican Republic.

The following thesis consists of the processing of the MT data, to carry out a geological characterization of the area and estimate the depth of the rocky basemen which has not yet been reached by the drilling Wells, in some sectors of the Paleochannel.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

En la zona del Golfo de México se han perforado una enorme cantidad de pozos de exploración y explotación petrolera que han proporcionado información estratigráfica y estructural, dando como resultado una geología extremadamente compleja, rica en fósiles y material orgánico que ha permitido la identificación de canales que han sido sepultados por estratos más jóvenes, uno de estos canales es el denominado Paleocanal de Chicontepec, que se caracteriza por su alto contenido fósil proveniente del Terciario. Dicho paleocanal abarca una extensa área que cubre la parte central del estado de Veracruz; dada la complejidad de la formación, aún hay sectores en los que la caracterización geológica no es detallada pues existen blancos de información.

Debido a esto, la utilización de técnicas geofísicas se vuelve de mucha utilidad pues, permite realizar exploraciones en zonas que son difíciles de perforar o en las que las perforaciones podrían resultar extremadamente costosas. Este tipo de técnicas se basan en medir las propiedades físicas del subsuelo, por lo que son exploraciones indirectas y no invasivas. Para este caso se utilizó el método magnetotelúrico pues, es un método de fuente natural que utiliza los campos eléctrico y magnético naturales del planeta para medir la distribución de resistividades en el subsuelo, lo que le da la capacidad de realizar mediciones a grandes profundidades, por lo que proporcionan datos capaces de rellenar los blancos de información que se tienen en la zona.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Según diversos estudios realizados, la cuenca de Tampico-Misantla es uno de los yacimientos petroleros más grandes que tiene el país, lo que indica un recurso económico de grandes magnitudes para la industria petrolera. Dentro de dicha cuenca se encuentra el Paleocanal de Chicontepec en el cual ya existen pozos que han alcanzado el basamento rocoso, y hay estimaciones de la profundidad en algunos sectores, sin embargo, aún existen blancos de información que los estudios geológicos previos aún no han sido capaces de determinar en cuanto a la profundidad de la matriz rocosa sobre la cual se encuentra el yacimiento, por lo que

las reservas de hidrocarburos pueden ser sobreestimadas o subestimadas causando pérdidas económicas en cualquiera de los dos casos.

1.2 JUSTIFICACIÓN

La perforación de pozos es una herramienta infalible que, además de servir para pruebas y extracción, suele aportar información para determinar el basamento cristalino de yacimientos petroleros. No obstante, suele ocurrir que dicho basamento no tiene una profundidad uniforme, es decir hay zonas en las que se encuentra a mayor profundidad, por lo que los costos de perforación para llegar al basamento son extremadamente altos.

El presente trabajo busca generar una aportación a la problemática, pues la implementación de técnicas geofísicas como lo es la magnetotelúrica podrían caracterizar el Paleocanal geológicamente y permitirían la estimación de la profundidad del basamento rocoso en un sector del Paleocanal, lo cual no solo representaría un aporte de carácter científico para futuras investigaciones, sino que también sería un aporte de carácter económico pues no sería necesario realizar perforaciones tan profundas para encontrar el basamento y permitiría tener una estimación más realista acerca de la cantidad de hidrocarburos almacenados en el reservorio.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

Determinar la profundidad del basamento rocoso mediante el análisis e interpretación de sondeos magnetotelúricos (MT) en un sector del Paleocanal de Chicontepec para conocer con más detalle la estructura geológica del Paleocanal.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Realizar un procesamiento adecuado de datos obtenidos con el método magnetotelúrico, con ayuda del software WinGLink®, para ajustar correctamente las curvas de resistividad aparente vs frecuencia en cada sondeo.

- Generar un modelo de inversión 2D, mediante las resistividades obtenidas de los sondeos magnetotelúricos, para modelar un perfil geoelectrico que facilite la interpretación de los datos.
- Interpretar geológicamente el modelo generado, con base en la distribución de unidades resistivas del subsuelo para determinar la profundidad del basamento rocoso en dicha área.

1.4 ALCANCES

Los sondeos magnetotelúricos son un método de fuente natural que no requiere perturbar el medio y tiene un alcance a grandes profundidades, por lo que se espera que a partir de él se pueda determinar la profundidad del basamento rocoso en el sector de interés dentro del Paleocanal de Chicontepec. Además, la información obtenida mediante estos sondeos, permitiría rellenar algunos vacíos de información que se tienen en cuanto al basamento cristalino y que puede ser utilizada en otras investigaciones, permitiendo una interpolación de datos más correcta para la delimitación del Paleocanal de Chicontepec.

1.5 LIMITACIONES

La complejidad geológica de la zona de estudio representa una limitación en el trabajo, la geología de la cuenca Tampico-Misantla se caracteriza por estar sobre una zona de plataformas (horst) y fosas (graben), en la cual se han depositado distintos tipos de sedimentos a lo largo de eones dando como resultado formaciones de grosor variable, que en plataformas tienen unos cuantos metros de espesor y en las fosas pueden alcanzar kilómetros. Esto supone un problema, pues en algunos casos la profundidad de las fosas podría ser superior a la profundidad de estudio alcanzada por los sondeos y, por lo tanto, no se podría determinar la profundidad del basamento cristalino.

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro del Paleocanal de Chicontepec, que a su vez se ubica dentro de la cuenca petrolera Tampico-Misantla, abarca desde la parte sur de Tamaulipas hasta la parte centro de Veracruz y fracciones de estados aledaños como San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla.

Según Mayol Castillo (2005, p.2). El Paleocanal de Chicontepec es una unidad paleofisiográfica alargada, orientada de NW-SE y se extiende en el subsuelo desde Cerro Azul hasta Tecolutla, con longitud aproximada de 123 km y anchura variable de 25 km en la parte norte y 12 km en la parte sur, abarcando una superficie aproximada de 3100 km². (...). Se ubica entre la plataforma de Tuxpan (Faja de oro) al oriente y la Sierra Madre Oriental al oeste figura (1.1).

El perfil a analizar se compone de 6 sondeos magnetotelúricos y tiene una longitud aproximada de 53 km, pasando por varias comunidades pertenecientes a los municipios de Chicontepec y Álamo, acercándose al municipio de Tuxpan.

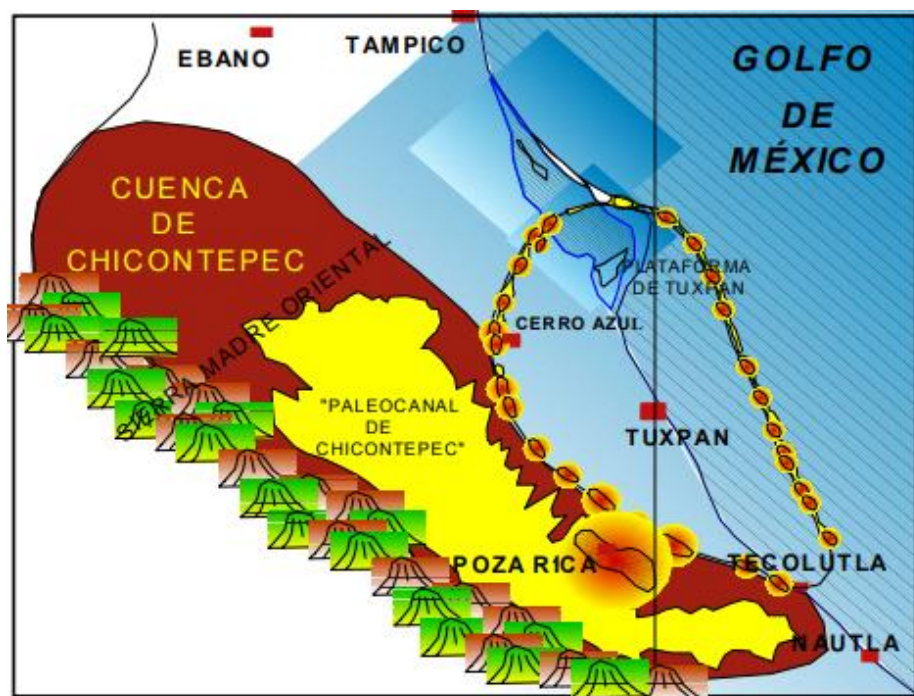


Figura 2.1 Localización del paleocanal de Chicontepec. Fuente: Mayol (2005).

2.2 CUENCA TAMPICO-MISANTLA

La Cuenca Petrolera Tampico-Misantla, se localiza en la porción centro-oriental de la República Mexicana, 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 200 m. Limita al norte con la porción central de la Cuenca de Burgos, al sur con la Cuenca de Veracruz, al oeste con el frente del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y al este con aguas territoriales en la Provincia de Cordilleras Mexicanas. La Cuenca Tampico-Misantla cubre un área de 57,170 km² (CNH, 2018).

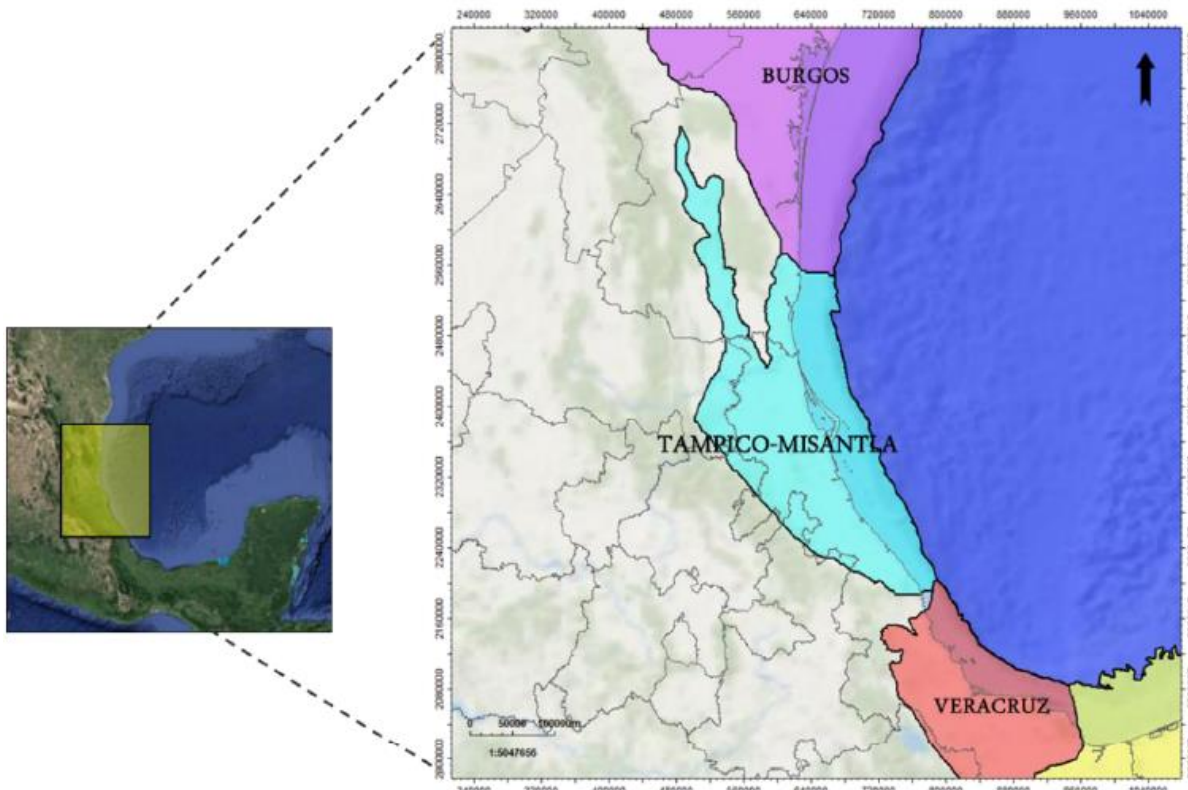


Figura 2.3 Localización de la cuenca de Tampico-Misantla. Fuente: CNH (2018).

La cuenca de Tampico-Misantla fisiográficamente está limitada por las provincias geológicas de Burgos y Tamaulipas en el norte, en el sur por el Eje Neovolcánico Transversal y la cuenca de Veracruz y al oeste por la Sierra Madre Oriental.

Según Ponce Castellanos:

“Los sedimentos que constituyen la cuenca cerca del área de Poza Rica son esencialmente terrígenos de facies arcillosas y arenosas (...) que han rellenado una antigua cuenca a Travers de un periodo regresivo en el Terciario; desarrollándose espesores mayores de 3000 m.” (1979, p. 19).

Tampico-Misantla es una cuenca cuyo margen es de tipo pasivo y su geometría se relaciona estrechamente con la etapa de apertura del Golfo de México, dando como resultado una geometría por bloques, evolucionando durante el Paleógeno en una cuenca de antepaís. La Cuenca 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 (límite Norte), hacia el centro el Paleocañón Bejuco-La Laja, el Alto de la Sierra de Tantima y el Paleocañón de Chicontepec (CNH, 2018).

Las rocas aflorantes consisten principalmente de calizas y terrígenos de edades que van del Cretácico Superior al reciente cubiertos en discordancia angular en algunas partes por derrames basálticos y material piroclástico formando mesetas.

En la secuencia sedimentaria Terciaria existen dos paquetes de más de 400 metros de espesor cada uno, en donde predominan areniscas y arcillas que corresponden a rocas del Eoceno Inferior y Eoceno Superior, las cuales en muchas áreas contienen gas y aceite. Las areniscas del Eoceno Inferior fueron originadas por procesos erosivos que cortaron las rocas pre-existentes más antiguas, efectuándose el transporte por corrientes de turbidez y depositados en un ambiente de canal submarino con numerosos canales tributarios en los márgenes. El aceite y gas ocurre en trampas combinadas estratigráficas-estructurales obteniéndose la mayor producción cerca de los bordes de los canales (Ponce Castellanos, 1979).

2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

Como ya se mencionó con anterioridad, la Cuenca de Tampico-Misantla está delimitada principalmente por los siguientes elementos tectónico-estructurales y estratigráficos: el Alto de Tamaulipas, el Alto o Isla de Arenque, Alto de la Plataforma

de Tuxpan y al poniente el Frente Tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Los paleo-elementos estructurales influyeron en la creación de diferentes unidades litoestratigráficas según el régimen tectónico que permitió que se formara y evolucionara la cuenca (CNH, 2018).

El Alto de Tamaulipas es un alto del basamento reactivado durante el Eoceno, que se encuentra al norte de la Cuenca de Tampico. Morfológicamente está representado en la superficie por la Sierra de San Carlos–Cruillas y Tamaulipas, flanqueada al oriente por el Homoclinal de San José de las Rusias y al occidente por la cuenca de Magiscatzin; su eje mayor tiene una orientación NNW-SSE y una longitud de aproximadamente 150 km., donde afloran rocas del Cretácico que en algunos sitios se encuentran intrusionadas por rocas de composición intermedia. Este paleo-elemento de gran interés económico petrolero ya que tiene posibilidad de entrapamiento de hidrocarburos en rocas del Cretácico principalmente y se tiene producción a nivel de Jurásico Superior y Cretácico Superior. (Alegría, 2015).

El Alto o Isla de Arenque, está situado en la plataforma continental del Golfo de México, en el sur del estado de Tamaulipas y norte del estado de Veracruz, aproximadamente a 30 km al este de la ciudad y Puerto de Tampico. Forma parte de un lineamiento estructural cuyo eje principal es de aproximadamente 50 km de largo por 10 km de ancho, con saltos estructurales menores de 100 m y que independizan estas estructuras entre varios bloques. (PEMEX, 2013).

Paleocañón Bejuco-La Laja (PCBL), se ubica en la porción centro-noroeste de la Cuenca Tampico-Misantla y al norte del estado de Veracruz, comprende una superficie promedio de 4000 km². Este paleocañón se formó en el Cenozoico como resultado de la erosión de rocas del Eoceno, Paleoceno, Cretácico y Jurásico, estando asociado a un bloque bajo del basamento. La fuente de origen de los sedimentos que rellenaron el paleocanal están representados por terrígenos constituidos de fragmentos de calizas del Jurásico Superior y Cretácico, así como por clásticos derivados de rocas arcillosas del Paleoceno, de tal forma que los sedimentos producidos corresponden a potentes espesores de lutitas con

intercalaciones de conglomerados arcillo arenosos y areniscas arcillosas. (Alegria, 2015)

Plataforma de Tuxpan, es un banco carbonatado del Mesozoico, basculado hacia el oriente, desarrollado sobre un alto de basamento y actualmente sepultado por sedimentos clásticos cenozoicos. En este elemento se encuentran una gran cantidad de campos productores tanto en su porción marina como terrestre (PEMEX, 2013)

Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental (CPSMO), es un cinturón de pliegues y cabalgaduras producidas por esfuerzos no coaxiales de SW a NE (Cretácico Tardío-Eoceno). Las cabalgaduras, las fallas inversas, los pliegues isoclinales con plano axial de vergencia al NE, así como algunas fallas laterales, se produjeron durante el mismo evento de deformación. Las rocas aflorantes de la Sierra Madre Oriental están constituidas principalmente por rocas carbonatadas del Cretácico; en menor proporción se tienen a las rocas arcillosas y calcáreo-arcillosas del Jurásico Superior.

El Frente Tectónico Sepultado (CPSMO), forma parte del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental en su porción oriental por debajo de la planicie costera correspondiente al "Sector Huayacocotla". Corresponde a una franja plegada y cabalgada de aproximadamente de 50 km de ancho que forman estructuras anticlinales angostas y alargadas con vergencia hacia el noreste, afectadas por fallas inversas en sus flancos; se formaron durante la orogenia laramídica.

Está delimitado al sur por el Cinturón Volcánico Transmexicano, al oeste por el relieve estructural de la Sierra Madre Oriental, al este por la denominada Antefosa de Chicontepec. El basamento cristalino de este sector de la Sierra Madre Oriental está formado por rocas metamórficas de edad Pérmico. (PEMEX, 2013).

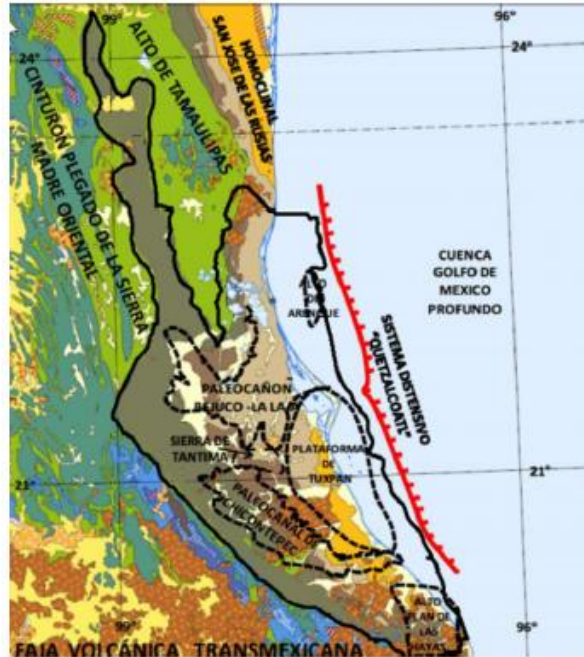


Figura 2.4 Elementos Tectónico-Estructurales de la cuenca Tampico-Misantla. Fuente: CNH (2018).

2.4 EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CUENCA

La evolución geológica de la zona de estudio está relacionada con distintos eventos tectónicos y geológicos relacionados ampliamente con la formación del Golfo de México que se fue desarrollando en distintas etapas. Hasta antes de mesozoico la evolución fue compleja y estuvo gobernada por eventos tectónicos continentales y la Orogenia Taconiana durante el Ordovícico, la emersión del antiguo macizo continental de México que fue provocada por movimientos tectónicos en un margen convergente durante el Silúrico y el Devónico, la formación de turbiditas y sedimentación de la plataforma clástica y carbonatada se dio durante el Carbonífero y el Pérmico (Alegría Montenegro, 2015). Posteriormente, todo ello fue afectado por procesos orogénicos que resultaron en la acreción, sobre el basamento o cratón de Norteamérica, por la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon dando como resultado metamorfismo regional que originó a los esquistos de la región de Tamaulipas y del subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla. Finalmente, se produjo actividad intrusiva Permo-Triásica para cerrar el ciclo de formación de la

Pangea (colisión del arco de islas de raíz magmática granítica, Silúrico-Misisípico, y el continente mexicano), (Alegría & Nava, 2001).

A partir del Mesozoico hasta la actualidad, la Comisión Nacional de Hidrocarburos define 4 etapas de formación de la cuenca Tampico-Misantla, donde se encuentra el Paleocanal de Chicontepec: La etapa de rifting, la etapa de margen pasivo, la Orogenia Laramide y una segunda etapa de margen pasivo (2018, p. 15).

La etapa de rifting consiste en la primera etapa de apertura del Golfo de México, mediante un margen activo en el Triásico-Jurásico Medio, en la que se formaron fosas tectónicas (CNH, 2018). Durante el Triásico se formaron depresiones en las cuales se depositaron potentes espesores de Lechos Rojos, de origen continental, constituidos por areniscas, limolitas y conglomerados, con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas. A principios del Jurásico Temprano comenzó una transgresión marina, dando origen en la porción centro-oriental de México a la Cuenca de Huayacocotla. Esta constituye a una depresión irregular de edad Jurásico Temprano-Medio, de aguas someras a profundas, bajo un régimen de sedimentación rítmica de arenas y arcillas. En el Jurásico Medio se generaron movimientos relativos de los bloques de Basamento que provocaron la retirada de los mares, restituyendo en el centro y oriente del país las condiciones continentales.

Con lo que, a la vez, se efectuaron 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 (PEMEX, 2013).

Los hundimientos en grabens fueron un fenómeno constante que fue modificando los ambientes sedimentarios. Las rocas que representan estos eventos afloran en el Anticlinorio de Huayacocotla, sobre el Macizo de Teziutlán y en el subsuelo de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí y norte de Veracruz (Alegría Montenegro, 2015).

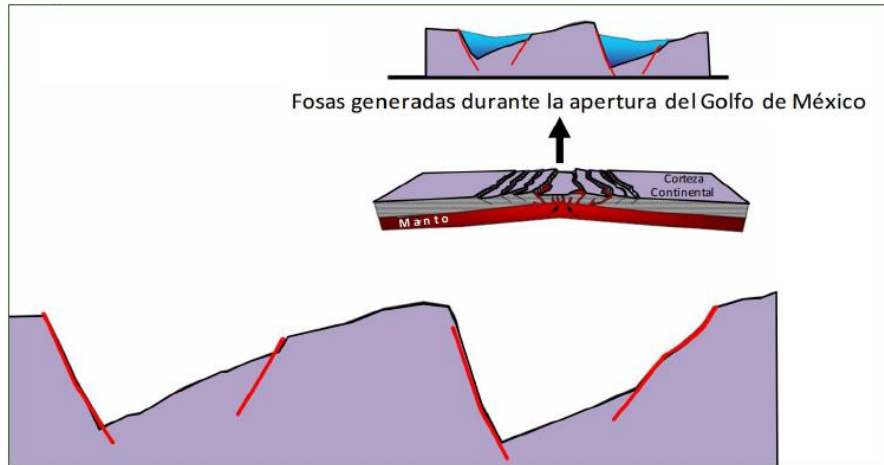


Figura 2.5 Fosas formadas durante la etapa de rifting. Fuente: CNH (2018).

La segunda etapa consistió en una etapa de margen pasivo, según la CNH , en esta etapa prevalecieron condiciones de enfriamiento cortical y, por consiguiente subsidencia, aunadas a eventos transgresivos que inundaron los altos paleogeográficos y rellenaron parcialmente las fosas tectónicas remanentes del rift en el Jurásico Medio-Jurásico Tardío, también, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas y crecimientos de arrecifes durante el Cretácico Inferior y Medio (2018, p. 16).

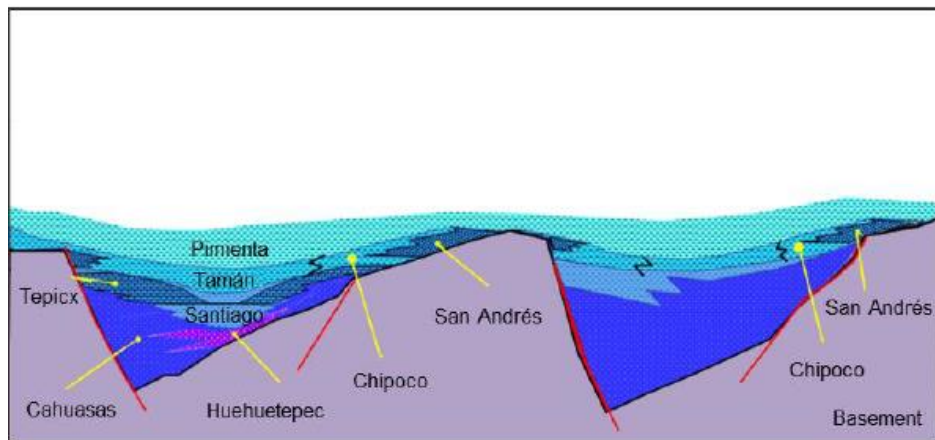


Figura 2.6 Etapa de margen pasivo. Fuente: CNH (2018).

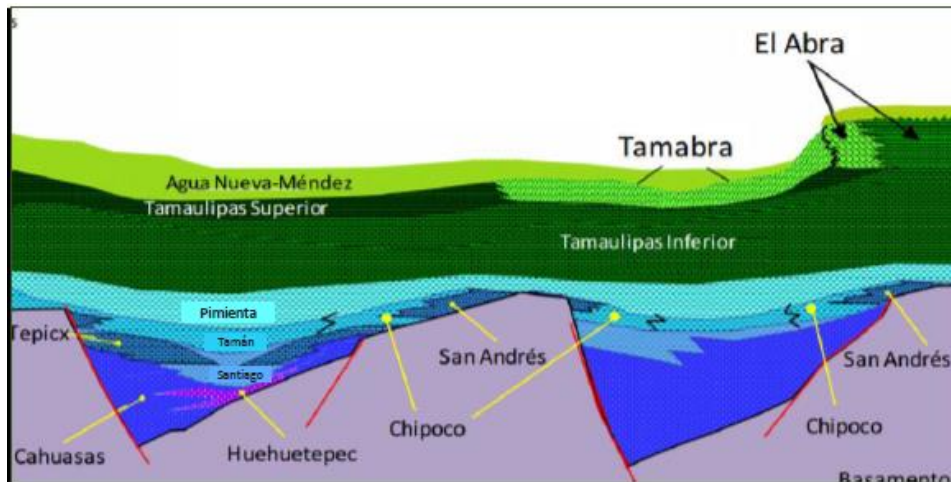


Figura 2.7 Formación de plataformas carbonatadas en el Cretácico Inferior y Medio. Fuente: CNH (2018).

El evento de Orogenia Laramide se desarrolló durante el Cretácico Tardío donde, sus efectos compresivos dieron origen a la Sierra Madre Oriental, la carga provocó la subsidencia por flexura de la corteza y dio origen a la cuenca de Chicontepec. Durante el Eoceno Temprano, probablemente debido al descenso del nivel del agua en la cuenca del Golfo de México o a la formación del abultamiento periférico de la cuenca, se formaron grandes valles de incisión en el margen del Golfo de México, dentro de los que se incluyen los paleo-cañones Bejuco-La Laja, Chicontepec y Nautla. En estos valles de incisión los sedimentos Terciarios y Mesozoicos preexistentes fueron erosionados (CNH, 2018). Complementando esto, Alegría Montenegro aporta que: Del Cretácico Superior al Paleoceno se presentó un marco tectónico en donde el arco magmático formado en el margen pacífico continuó su migración hacia el oriente; en el noroeste de México se presentó un periodo de quietud volcánica que perduró hasta el Eoceno Superior. Finalizando el Cretácico, inició el depósito de las secuencias calcáreo-arcillosas que fueron plegadas y cabalgadas producto de esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramídica, que originó la estructura de la Sierra Madre Oriental, lo que favoreció que entre la Plataforma de San Luís Valles y la Plataforma de Tuxpan se formara una depresión de considerable magnitud denominada Antefosa de Chicontepec (cuenca sintectónica), (2015, p. 30).

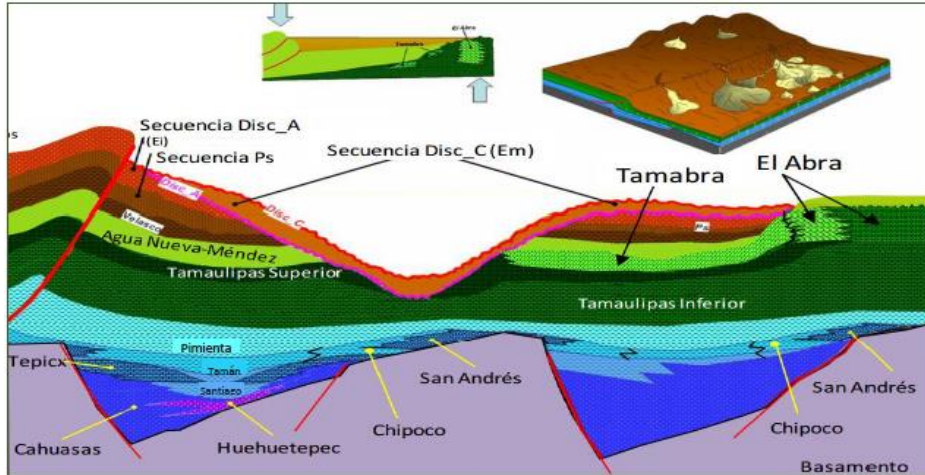


Figura 2.8 Orogenia Laramide en la cuenca Tampico-Misantla. Fuente: CNH (2018).

Finalmente, después de la deformación laramídica, se dio una segunda etapa de margen pasivo en la que la carga sedimentaria ocasionada por el paquete Cenozoico, depositado sobre la margen continental, provocó la subsidencia y el basculamiento de esta provincia hacia el Golfo de México con varias transgresiones y regresiones de menor orden, de tal manera que hubo apilamientos de masas rocosas, aumento en el volumen de material erosionable, desequilibrio litostático y hundimientos en partes aledañas a la nueva estructura. Las consecuencias de estos fenómenos se reflejaron en el frente de la Sierra Madre Oriental, donde se desarrollaron profundas cuencas marginales que se rellenaron durante el Paleógeno. Ejemplifica este fenómeno la Cuenca de Chicontepepec, en la que se depositó un gran volumen de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, correspondiente a las Formaciones Chicontepepec Inferior, Chicontepepec Medio y Chicontepepec Superior, sobre las secuencias Jurásicas y Cretácicas. Al mismo tiempo, en la porción noroeste de la citada región, se desarrolló la subcuenca de Magiscatzin, la cual también fue rellenada por sedimentos arcillo-arenoso y arcillosos de la Formación Velasco. Lo complejo del paleorelieve eocénico ocasionó una gran variedad de material sedimentario con características similares pero originadas en partes y épocas diferentes. (Alegría, 2015).

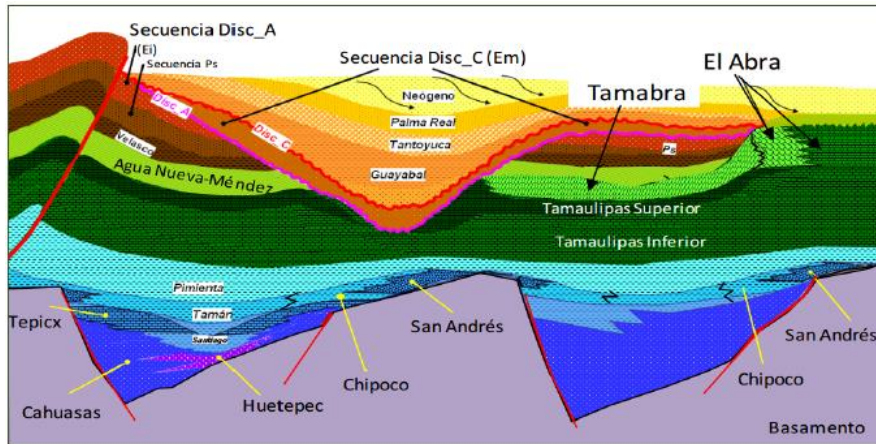


Figura 2.9 Segundo margen pasivo en la cuenca de Tampico-Misantla. Fuente: CNH (2018).

2.5 ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La columna estratigráfica está identificada por areniscas, lutitas, conglomerados y raramente calizas de tipo arrecifal; abunda la fauna pelágica y bentónica. Se distinguen también localmente, afectando a las secuencias sedimentarias, rocas volcánicas del Terciario Superior—Plioceno. La edad de la columna sedimentaria, abarca del Paleoceno al Reciente y los ambientes deposicionales comprenden de nerítico a batial. (Cabrera & Lugo, 1984).

La columna estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec se compone de veinte formaciones geológicas: tres del Periodo Jurásico, siete del Cretácico y diez del Cenozoico, siendo estas últimas las que constituyen el relleno de la cuenca Cenozoica; mediante un límite de secuencias con una discordancia progresiva. El basamento cristalino del Pérmico - Triásico y ocho formaciones geológicas; una del Triásico (Formación Huizachal), y siete del Jurásico Inferior y Medio (formaciones Huayacocotla, Cahuásas, Tenexcate, Huehuetepéc, Tepéxic, Santiago y San Pedro), no forman parte de las relaciones estratigráficas del límite de secuencias inferior, ya que los paleocanales de Chicontepec no alcanzaron a erosionarlas; las unidades más antiguas que están en contacto con el Grupo Chicontepec, son las formaciones San Andrés y Tamán (Nieto, 2010).

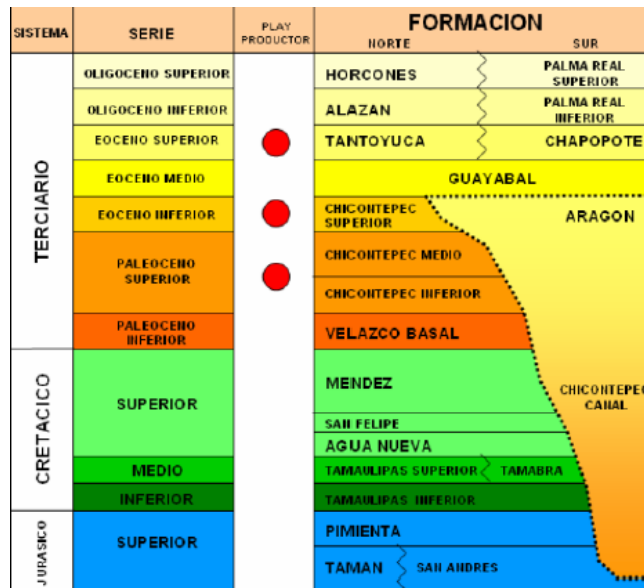


Figura 2.10 Columna estratigráfica en la cuenca de Chicontepec. Fuente: Nieto Serrano (2010).

2.5.1 Basamento

Según Alegría: El basamento está formado de rocas ígneas plutónicas tales como granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros principalmente, en menor proporción existen rocas como esquistos y gneises de origen metamórfico. Además, varía según distintas zonas, en la zona de Poza Rica el basamento es de esquistos del Paleozoico Superior, en la zona de Arenque y Tampico son granitos del Triásico (2001). Como se mencionó con anterioridad la profundidad de este basamento no es constante ya que va de profundidades menores a un kilómetro hasta los casi 3000 metros de profundidad, esta información es importante pues en ella se basa el objetivo de estudio de esta tesis.

2.5.2 Formación Tamán

Se define como una secuencia de calizas bien estratificadas, de color negro, de grano fino y microcristalinas, con intercalaciones de lutita negra, incluyen una alternancia de lutitas calcáreas color negro, carbonosas, con calizas arcillosas de color gris oscuro, en estratos con espesores de 40 a 50 cm. Las lutitas tienen estratos con espesores de 10 a 15 cm, y tonos rojizos por intemperismo (Alegría & Nava, 2001).

Se considera una unidad con un gran espesor (alrededor de 700 m) en las paleodepresiones; sin embargo, sus espesores disminuyen notablemente hacia las partes altas del paleorelieve, e incluso hasta desaparecer. Presenta estratos de biomicrita con organismos pelágicos, como radiolarios, equinodermos y Rhaxella. Su macrofauna ha permitido establecer su edad, la que corresponde al Oxfordiano-Kimeridgiano (Nieto, 2010).

2.5.3 Formación San Andrés

La Formación San Andrés se encuentra subyaciendo a la Formación Pimienta y suprayaciendo a la Formación Santiago; a veces está en contacto directo con el basamento o con el complejo basal. La Formación San Andrés es una excelente roca almacenadora (Alegría & Nava, 2001).

Se considera de edad equivalente a la Formación Tamán del Jurásico Superior (Oxfordiano-Kimeridgiano), y también se correlaciona con la Formación Chipoco, la cual corresponde con una roca sello (Nieto, 2010).

2.5.4 Formación Pimienta

Definida por Heim en 1926 Está compuesta por una secuencia de calizas de color gris oscuro dispuesta en estratos delgados con bandas de pedernal. Contiene también calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica; presenta algunos lentes de pedernal negro. Los estratos de carbonatos se distinguen por contener abundantes foraminíferos y un horizonte de aproximadamente 50 cm de espesor de coquinas con abundantes amonitas dentro de las calizas arcillosas de color negro (Conagua, 2020).

La edad de esta formación es Kimeridgiano-Tithoniano, marcando en su parte superior el límite J-K, edad que fue obtenida por el contenido faunístico que incluye especies como: Calpionella alpina, restos de equinodermos y tintínidos. De acuerdo a su fauna y litología, se infiere que se depositó en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto y un importante aporte de terrígenos finos, con cambio

litológico hacia la cima que se explica por una variación en las condiciones batimétricas que corresponden a mares someros de baja energía (Nieto, 2010).

2.5.5 Formación Tamaulipas Inferior

Fue definida por Stephenson en 1921 y descrita más ampliamente por Muir en 1936. Se encuentra aflorando al sur de la paleopenínsula de Tamaulipas, en el este-centro de la Sierra Madre Oriental y en el sector transversal; además también aflora en el norte y noreste de la cuenca Mesozoica del centro de México; todos estos sitios donde hay afloramientos están fuera de la Cuenca de Chicontepec, pero dentro de la cuenca se ha encontrado durante la perforación de varios pozos petroleros (Nieto, 2010).

Fue descrita como calizas de estratificación mediana a gruesa, de color gris claro y gris oscuro, con nódulos esferoidales de pedernal y dolomitización en su porción basal, dispuestas en estratos que varían de unos centímetros a dos metros de espesor, con pequeños mantos de óxido de hierro inter-estratificados y lamamiento perpendicular al rumbo de la estratificación. Su espesor alcanza hasta 400 m. (Conagua, 2020).

2.5.6 Formación Tamaulipas Superior

Descrita por Stephenson (1921) y por Belt (1925) y definida por Muir (1936), su distribución es muy amplia: se ha reportado en la Provincia Tampico-Misantla, al sur de la Península de Tamaulipas y Cuenca de Burgos, al este de la Sierra Madre Oriental; al sureste de la Cuenca de Sabinas, al este de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y al norte de la Cuenca de Zongolica. La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas, donde se define como una secuencia de calizas blancas con pedernal, intercaladas con calizas arcillosas grises con pedernal negro, en capas de 30 a 50 cm. El espesor de la formación varía de 60 a 400 metros (Alegría, 2015).

Por su microfauna se le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano, ya que contiene micro y macrofósiles tales como: *Rotalispora* sp, *Colomiella recta*, *Nannoconus Truitti*, *Calciesphaerula innominata*, *Inoceramus comancheanus*, *Microcalamoides*

diversus, Praeglobotruncana aptiensis, Pithonella ovalis, Munuaniceras uddeni y Kingena wacoensis, entre otros (Nieto, 2010).

2.5.7 Formación Tamabra

Definida por Muir en 1936 y descrita más ampliamente por Heim en 1940 y Flores en 1950. Aflora al este de la Sierra Madre Oriental, al oriente de los bordes arrecifales de la Plataforma San Luis Valles y del Atolón de la Faja de Oro, en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec, en el área de Poza Rica y en Misantla, Veracruz. La unidad consiste de brechas intraformacionales con fragmentos de packstone y grainstone, mudstone de foraminíferos y dolomías microcristalinas. Su espesor es muy variable, desde 200 m en el Campo Poza Rica, hasta 1500 m en otras localidades (Conagua, 2020).

2.5.8 Formación El Abra

Definida por Power en 1925, es una secuencia compleja de facies de plataforma, en la que se tienen depósitos de post-arrecife y de arrecife; en su facies lagunar se compone de una potente sección de mudstone a packstone de miliólidos y bioclastos de color gris claro, con dolomías y evaporitas. Contiene abundantes bioclastos, intraclastos y fósiles que se encuentran localizados en mayor o menor proporción en una matriz micrítica (wackestone) o bien cementados por calcita espática (grainstone); a veces la matriz está recristalizada dando la apariencia de cementante. (...) El espesor de sus facies (arrecifal y lagunar) llega a medir 2 000 m; presenta cavernas, vórgulos y porosidad primaria, además de abundante fracturamiento que incrementan la permeabilidad de esta formación. Su ambiente de depósito se define como el de una plataforma carbonatada amplia y estable de aguas someras (Nieto, 2010).

2.5.9 Formación Agua Nueva

Se caracteriza por una secuencia calcáreo–arcillosa y se divide en dos miembros: a) Miembro Inferior, compuesto por calizas arcillosas con laminaciones de lutita e impresiones de *Inoceramus labiatus* y b) Miembro Superior, caracterizado por calizas wackestone en estratos delgados con un espesor de 127 metros. Aflora en

el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, al noreste de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y al sur de la Península de Tamaulipas; a nivel subsuelo se reporta en las cuencas de Burgos y la Provincia Tampico-Misantla. El espesor promedio es de 240 metros. Subyace transicionalmente a la Formación San Felipe y es concordante en su contacto inferior con la Formación Tamaulipas Superior. Su edad es Turoniano, aunque en algunas porciones es Cenomaniano Superior-Turoniano (Alegría & Nava, 2001).

2.5.10 Formación San Felipe

Esta formación fue descrita inicialmente por Jeffreys en 1910, en su localidad tipo de la ranchería de San Felipe, San Luis Potosí, ubicada a 6 km al este de Ciudad Valles, donde consiste de calizas arcillosas de colores gris claro y verde, con frecuentes intercalaciones de lutitas bentoníticas de colores verde y gris claro. Son típicos los intervalos de calizas moteadas con manchas ovaladas oscuras que pueden ser debidas a la presencia de algas. Está constituida por una secuencia rítmica de calizas arcillosas de color gris claro y lutitas calcáreas color café que presentan intercalaciones de calizas arcillosas, margas de color gris y verde, así como bentonita, que hacia su cima desaparece la presencia de estratos calcáreos. Su espesor promedio es de 130 m y se correlaciona con las formaciones Parras en el estado de Coahuila, Tamasopo de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Indidura de la cuenca del Centro de México, Guzmantla de la Plataforma de Córdoba y Cautla de la cuenca Guerrero-Morelos (Conagua, 2020).

2.5.11 Formación Méndez

Su litología se caracteriza por margas grises con fracturamiento concoidal. En la cima, las margas son de color rosado y se conocen como “Méndez rojo”, este miembro tiene intercalaciones de margas grises con areniscas arcillosas. Aflora en la mayoría de los casos en el eje axial de los sinclinales del frente este de la Sierra Madre Oriental.

Se compone de una secuencia de lutitas y margas de color gris y gris verdoso, que llegan a alternar con capas de bentonita blanca; incluyen calizas arcillosas de color

gris, lutitas en parte bentoníticas en capas delgadas. El espesor de la Formación Méndez varía desde 100 m hasta 1 000 m aproximadamente. Es de edad Campaniano Superior-Maestrichtiano, siendo la última formación del Periodo Cretácico que erosionaron los paleocanales de la Cuenca de Chicontepec (Nieto, 2010).

2.5.12 Formación Velazco

Está compuesta por lutitas de color gris y verde; algunas capas son calcáreas y otras se componen de bentonita verde, con interestratificaciones de areniscas calcáreas en capas delgadas. Al sur de la Cuenca de Chicontepec, la Formación Velasco está constituida por margas de color gris, gris-verde, con capas muy delgadas de bentonita, cenizas y areniscas. Presenta, en ocasiones, horizontes de anhidritas, huellas de oleaje y anélidos; al este de la Faja de Oro la Formación Velasco está representada por lutitas de color verde. El espesor promedio es de 140 metros. Sobreyace en concordancia a la Formación Méndez, el contacto superior es concordante con el Grupo Chicontepec (Alegría, 2015).

2.5.13 Grupo Chicontepec

Definido formalmente por Dumble et al. en 1918 y posteriormente elevada al rango de Grupo Chicontepec. Nuttall (1930), fue el primero en dividir al Grupo Chicontepec en tres miembros; Inferior, Medio y Superior, que hasta ahora prevalece por la buena diferenciación que se puede hacer con la prospección sísmica y con micropaleontología. Se presenta desde el sureste de San Luis Potosí hasta Teziutlán, Puebla, paralelamente a la margen oriental de la Sierra Madre Oriental, aunque su mayor desarrollo se tiene en la Cuenca de Chicontepec, también se ha reportado en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz (Alegría & Nava, 2001).

2.5.13.1 Formación Chicontepec Inferior

Consiste principalmente de lutitas suaves, grises, ligeramente arenosa con tonos verdosos-café, y contenidos moderados de bentonita blanca y verde; se presentan intercalados con areniscas arcillosas grises de grano fino; contienen en impregnaciones de aceite residual. Aflora en la parte norte de la Cuenca de

Chicontepec, desde Huejutla hasta el norte del Arroyo Tanlajas, y a lo largo de la carretera México-Poza Rica en los Kilómetros 229, 256 y 261, con muy buenos afloramientos en las proximidades de Ceiba, Puebla.

Por medio de los pozos perforados en el centro de la Cuenca de Chicontepec los espesores de esta formación alcanzan hasta 1 500 m. Tiene un amplio contenido faunístico dentro de las que destacan las siguientes especies: *Anomalina velascoensis*, *Morozovella*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Nuttalides florealis* y *Spiroplectammina grzybowskii*, entre otras; por lo que se le asigna una edad del Paleoceno Superior (Nieto, 2010).

2.5.13.2 Formación Chicontepec Medio

Se compone de una secuencia de lutitas de color gris verdoso, gris y café con contenidos de bentonita, en varias localidades presenta impregnaciones de aceite. En algunas localidades se caracteriza por la presencia de guijarros de caliza de areniscas conglomeráticas, alternadas con areniscas oscuras de grano fino a medio, compactas y con restos de plantas; el sur de la Cuenca de Chicontepec se compone de lutitas compactas, masivas, color gris, sin estratificación visible y con láminas de areniscas calcáreas. Se caracteriza por contener en los sedimentos de grano fino las siguientes especies fósiles: *Chiloquumbelina critina*, *Morozovella*, *Chilestomella* sp, *Bulimina trihedra*, *Globigerina velascoensis* y *Gümbelina globulosa*; por lo que se le asigna una edad Paleoceno Superior (Nieto, 2010). Se considera un ambiente de depósito similar al de la Formación Chicontepec Inferior (abanicos submarinos), con diferencia en la magnitud de los periodos de aporte, esto se interpreta por la variación en la alternancia de los sedimentos arcillosos (Alegría & Nava, 2001).

2.5.13.3 Formación Chicontepec Superior

Consiste de areniscas calcáreas o ligeramente calcáreas de color gris claro a gris oscuro, de grano fino a medio con ligera impregnación de aceite residual en varias localidades donde aflora. Presenta estructuras primarias como: laminación cruzada, canales de corte y relleno, rizaduras de corrientes, huellas de carga y restos de

carbón diseminado; el espesor promedio es de 400 m. Se infiere que estos sedimentos se depositaron en una plataforma clástica con influencia de flujos turbidíticos distales, en el marco del relleno de la Cuenca de Chicontepec; en un ambiente poco profundo, en donde proliferaban organismos bentónicos. (Nieto, 2010).

2.5.14 Formación Aragón

Fue definida por Nuttall en 1939, consiste de lutitas de color gris claro, gris oscuro y verdoso. Que se caracterizan por presentar estratificación bien definida por laminación causada por intercalaciones de bentonita, solo en su parte inferior se encuentran algunos horizontes de areniscas y a veces algunos nódulos calcáreos pequeños. Su espesor varía de 80 a 325 m, aunque en ocasiones no se ha definido completamente debido a que su litología es similar a la de la Formación Chicontepec. Sus afloramientos tienen una morfología de lomeríos suaves, de estructura masiva con algunos horizontes de bentonita en la base. De acuerdo con su abundante contenido fósil de foraminíferos del género globigerina, se ha determinado que su edad es Eoceno Inferior. Sobreyace discordantemente a la unidad arcillosa del Paleoceno y subyace en igual forma a las unidades arcillo-arenosas del Eoceno y del Oligoceno (Conagua, 2020).

2.5.15 Formación Guayabal

Se compone de lutitas calcáreas deleznales de color gris, y aflora en el sector norte de la Cuenca de Chicontepec, al suroeste de Ébano, San Luis Potosí y de ahí al sureste en una franja de 200 km de longitud por 15 de ancho. Está constituida por lutitas de color gris azul, que intemperizan en color gris-café a café claro y contiene intercalaciones de areniscas de grano fino, a veces calcáreas, localmente con nódulos de siderita (característicos de esta formación); al sureste de Poza Rica, Veracruz, presenta cuerpos de conglomerados lenticulares con fragmentos de calizas del Cretácico. Incluye una secuencia de margas color verde olivo, con estructura nodular y algunos estratos de lutitas plásticas de color verde a café ligeramente arenosas de aspecto masivo. Su espesor varía de 60 a 1,200 metros, incrementándose de norte a sur (Alegría, 2015).

2.5.16 Formación Tantoyuca

Está constituida por una secuencia arenoso-conglomerática, areniscas y conglomerados arenosos de grano grueso que varía a fino, con cementante calcáreo y algunas intercalaciones de lutita arenosa de color gris a gris oscuro; presenta también algunos conglomerados y brechas con fragmentos de calizas cretácicas de diferentes colores, así como fragmentos de pedernal negro y areniscas, probablemente provenientes de la erosión del Grupo Chicontepec, del Eoceno Inferior. En otras localidades consiste de areniscas de cuarzo de grano fino a grueso y conglomeráticas, con cementante calcáreo y sin estratificación definida, con algunas intercalaciones de lutitas bentoníticas y margas arenosas; además presenta esporádicos horizontes de conglomerados y brechas, formados de fragmentos de calizas del Cretácico, areniscas de la Formación Chicontepec, pedernal, rocas metamórficas y volcánicas; su espesor llega a alcanzar los 1 000 m (Nieto, 2010).

2.5.17 Formación Chapopote

Se caracteriza por presentar estratificación irregular y se compone de margas con intercalaciones de capas delgadas de bentonita de color amarillo verdoso en la cima, en otros sitios donde aflora contiene intercalaciones de arenisca de cuarzo de grano fino, con cementante calcáreo. En la base se compone de lutitas calcáreas de color verde que intemperizan a amarillo, plásticas y arenosas, contiene también algunas capas delgadas de areniscas de grano fino con horizontes de lutitas, así como areniscas conglomeráticas con intercalaciones de lutitas de color gris y capas de bentonita. Su espesor varía de 80 a 800 m y sus contactos inferior y superior son concordantes con la Formación Guayabal y con las formaciones Horcones y Palma Real, respectivamente (Alegría & Nava, 2001).

2.5.18 Formación Alazán

Fue definida por Dumble en 1912, su localidad tipo se encuentra en el río Buenavista, en el cruce del antiguo camino entre la Hacienda de Alazán y la de Mozula, Veracruz. Se encuentra distribuida a lo largo de una franja de 280 Km.

desde el río Cazones hasta las cercanías de Aldama, Tamaulipas. Esta formación consiste en una serie de margas y lutitas de color gris a gris oscuro, que intemperizan a color gris rojizo con intercalaciones de capas delgadas de areniscas. En algunos pozos se reportan intercalaciones de lutitas grises que cambian a areniscas de color gris con intercalaciones arcillosas; su espesor es variable, desde 60 hasta 930 m (Alegría & Nava, 2001).

2.5.19 Formación Palma Real

Definida por Nuttall en 1928 y dividida en dos miembros, inferior y superior, por Villatoro en 1932. El miembro inferior consiste de areniscas con diferentes texturas, margas arenosas de color gris azul (con abundantes micro foraminíferos), lentes y bloques de calizas coralinas. Su espesor es muy variable en el subsuelo, de 42 m hasta 1,550 m, aunque en muchos pozos varía entre 146 y 270 m y en otros entre 725 y 991 m. Por su contenido fósil faunístico se le asigna una edad del Oligoceno Inferior y Medio. Yace discordantemente sobre los depósitos pelíticos y arcillo-arenosos el Eoceno (Alegría & Nava, 2001).

El miembro superior se distingue del miembro inferior por la ausencia de ciertas especies de microfósiles y está compuesto, en términos generales, por lutitas de color gris con tonos azulado y verdoso, a veces arenosas de grano fino en estratos de 1 a 30 cm de espesor, fracturadas y que intemperizan en colores crema y café amarillento. Las lutitas presentan intercalaciones de areniscas de color gris, de grano fino a medio, dispuestas en capas de 1 a 10 cm de espesor, particularmente en la parte superior. Su espesor es muy variable, de 80 hasta 870 m, reportados por diversos autores. Su edad, de acuerdo con su contenido fosilífero, es del Oligoceno Medio al Oligoceno Superior–Mioceno Inferior, correlacionable con las formaciones Alazán y Mesón (Conagua, 2020).

2.5.20 Formación Horcones

Fue definida por Grimdale en 1933. Su localidad tipo se encuentra al sureste y noreste de Colipa, Veracruz, también se reporta en el pozo petrolero Plan de Las Hayas 1, en donde consisten de lutitas y areniscas conglomeráticas de color gris

claro con intercalaciones aisladas de bentonita gris. Aflora al noreste, oeste y sureste de Poza Rica, Veracruz y se ha encontrado en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec al este y al oeste de la Faja de Oro, así como en la Cuenca de Veracruz (Alegría & Nava, 2001).

La unidad se compone de lutitas gris claro y gris oscuro, calcáreas, que intemperizan a café, con intercalaciones de areniscas de cuarzo finas y algunos estratos de conglomerados calcáreos, en capas de 10 a 15 cm de espesor, con algunas intercalaciones de ceniza volcánica. También se reportan capas gruesas de hasta un metro de conglomerados heterogéneos con fragmentos redondeados de calizas y dolomías, con pedernal negro y en menor proporción fragmentos de rocas ígneas y areniscas calcáreas. Su espesor es muy variable, con un rango que va de 60 a 450 m. (Nieto, 2010).

2.6 EL PALEOCANAL DE CHICONTEPEC

La Cuenca de Chicontepec se ubica geográficamente en la porción centro-oriental de la República Mexicana; fisiográficamente se encuentra sobre la Planicie Costera del Golfo de México, comprendida entre los estados de Hidalgo, Veracruz, Puebla y Tamaulipas; geológicamente se ubica dentro de la provincia Tampico – Misantla. Se encuentra aproximadamente a 250 km al noreste de la Ciudad de México y su porción sur se localiza a 5 km al oeste de Poza Rica, Veracruz. La Cuenca de Chicontepec cubre un área de aproximadamente 11,300 km², mientras que el área que enmarca al Paleocanal de Chicontepec (Chicontepec Superior) tiene una superficie de aproximadamente 3785 km². Nieto Serrano (2010, p. 3).

El Paleocanal de Chicontepec es un sistema originado por procesos erosivos de corrientes submarinas paralelas a los márgenes de la Sierra Madre Oriental y de la Plataforma Tuxpan, dichas corrientes realizaron un corte al sur de sedimentos depositados desde el Jurásico hasta el Paleoceno, mientras que en el norte solo se vieron afectadas las rocas más jóvenes correspondientes al Paleoceno. (Cabrera y Lugo, 1984). Se encuentra orientado de noroeste a sureste y paleotopográficamente es una depresión alargada, que además del origen erosivo antes mencionado, también tuvo influencia de eventos tectónicos. La columna geológica que lo

compone está integrada por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, con edades que van del Paleoceno al Eoceno Temprano. Sus características geológicas son complejas debido a que no hay una distribución uniforme. (Mayol Castillo, 2005).

Según Cabrera y Lugo (1984): “El relleno de esta depresión, se llevó a cabo en el Eoceno Inferior, por las corrientes fluviales que drenaban de la Sierra Madre Oriental y que transportaron y depositaron más de 1000 m³ de sedimentos tipo flysch, representados por alternancias de areniscas y lutitas ricas en fauna”.

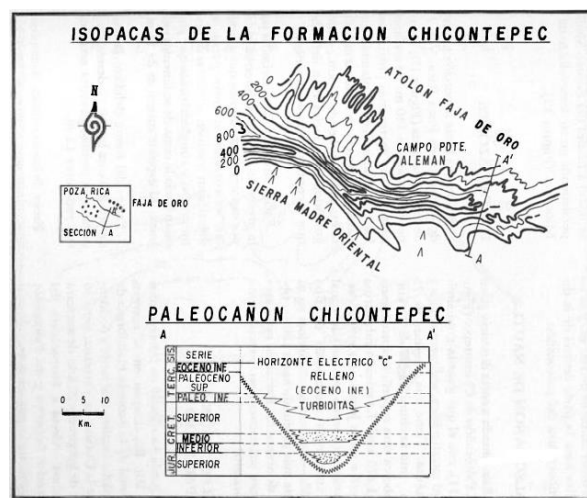


Figura 2.11 Isopacas y corte geológico del Paleocañon de Chicontepec. Fuente: Cabrera & Lugo (1984).

El Paleocanal de Chicontepec fue descubierto en 1926 y, como ya se mencionó, su origen tuvo lugar en el Paleoceno y fue causado por la erosión de sedimentos del Paleoceno, Cretácico y del Jurásico. Después de estos procesos erosivos el canal fue rellenado por sedimentos arcillosos y arenosos de forma alternada, que cubrieron aproximadamente 3,300 km², formando una trampa estratigráfica de enormes proporciones. El espesor poroso del Paleocanal de Chicontepec es muy variable, dependiendo de la ubicación del área considerada, ya que en la porción norte el espesor es del orden de 100 m, en tanto que en su extremo occidental se han llegado a definir espesores de hasta 700 metros. También existe una enorme variación en la profundidad del Paleocanal, yendo desde los 800 metros en la parte

norte hasta más de 3000 metros en la región sur cercana a Tecolutla (Azuara & Resendiz, 2011).

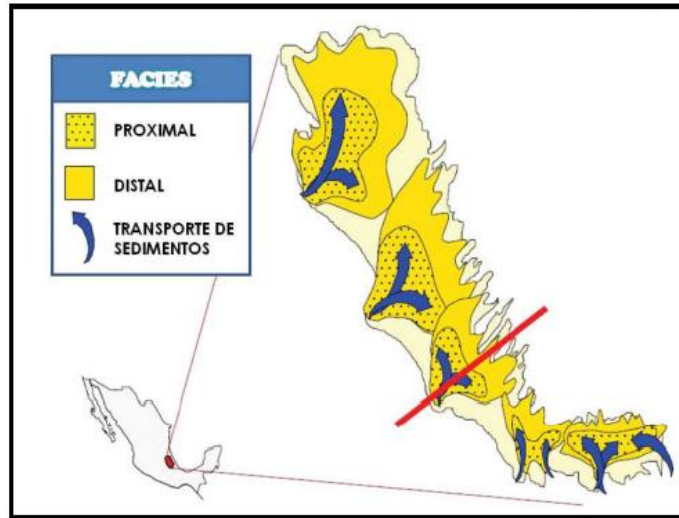


Figura 2.12 Facies de depósito en el Paleocanal de Chicontepec. Fuente: Azuara & Resendiz (2011).

CAPÍTULO 3. MARCO TEORICO

3.1 TEORÍA ELECTROMAGNETICA

Los métodos geofísicos electromagnéticos son un grupo de técnicas en las que se utilizan campos eléctricos y/o magnéticos, inducidos o naturales, sobre la superficie terrestre, que en su mayoría buscan determinar las variaciones eléctricas del subsuelo (Cagniard, 1953). Estos métodos se rigen por la Teoría Electromagnética, especialmente por las ecuaciones que propuso Maxwell a finales del siglo XIX, las cuales son necesarias para entender el funcionamiento teórico del método Magnetotelúrico.

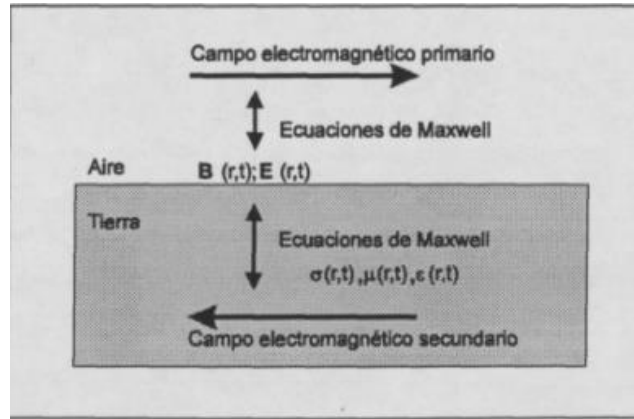


Figura 3.1 Principio de inducción electromagnética en la Tierra. Fuente: Ledo (1996).

3.2 ECUACIONES DE MAXWELL

Las Ecuaciones de Maxwell fueron una completa revolución para la física, especialmente en el área de la electricidad y el magnetismo en su época, dado que dejaron de percibirse como campos vectoriales independientes y pasaron a entenderse como un solo fenómeno, mostrando también que cualquier tipo de actividad electromagnética era posible describirla gracias a los postulados de Maxwell (Fujimoto, 2007), los cuales son comúnmente expresados como sistemas de ecuaciones diferenciales.

Maxwell se basó en 4 las leyes de Gauss para campo eléctrico y magnético, la ley de Ampere y la ley de Inducción de Faraday para desarrollar sus ecuaciones, mismas que se presentan a continuación:

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{j} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (4)$$

Donde:

- E : Intensidad del campo Eléctrico (V/m).

- **B** : Inducción Magnética (T).
- **H** : Intensidad del campo Magnético (A/m).
- **D** : Desplazamiento Eléctrico (C/m^2).
- **J** : Densidad de Corriente (A/m^2).
- **q** : Densidad de la carga Eléctrica (C/m^3).

La ecuación 1 se basa en la Ley de Faraday, la cual explica que el flujo de un campo magnético variable en el tiempo es capaz de inducir una corriente eléctrica en un circuito. Así mismo establece que el rotacional de un campo eléctrico, inducido por un campo magnético, más la derivada parcial del campo magnético respecto al tiempo es igual a cero.

Mientras que la ecuación 2 proviene de la Ley de Ampere, esta señala que, una corriente eléctrica da origen a un campo magnético perpendicular a la densidad de corriente.

Por otro lado, la ecuación 3 corresponde a la Ley de Gauss para campos Magnéticos (H), la cual menciona que no pueden existir monopolos magnéticos.

Por último, la ecuación 4 se basa igualmente en la Ley de Gauss, pero para campos Eléctricos (E), la cual estipula que las cargas eléctricas son la fuente de un campo Eléctrico.

3.3 RELACIONES CONSTITUTIVAS

Las ecuaciones de Maxwell describen el comportamiento de los campos electromagnéticos en el vacío, sin embargo, es evidente que los estudios realizados en otro entorno deben ser considerar las variables del entorno físico por el que se propagan. Estas consideraciones se realizan gracias a las Relaciones Constitutivas, las cuales consideran las propiedades eléctricas y magnéticas del medio. Estas son:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (5)$$

$$\vec{D} = \epsilon \cdot \vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \quad (7)$$

Donde:

- σ : Conductividad Eléctrica (S/m).
- ε : Permitividad Eléctrica (H/m).
- μ : Permeabilidad Magnética (F/m)

3.4 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método MT utiliza los campos electromagnéticos naturales para determinar la conductividad del subsuelo en diferentes capas y a grandes profundidades. Se basa en la relación que se da entre los campos eléctricos y magnéticos, mejor conocida como impedancia, o tensor de impedancias, por su representación vectorial (Cagniard, 1953).

Debido a la complejidad que representan como medio de propagación la corteza y el manto terrestre, Simpson y Bahr (2005) establecen ciertas condiciones para que las ecuaciones de Maxwell y las relaciones constitutivas puedan ser utilizadas y aplicadas en este método:

- I. Las ecuaciones para campos electromagnéticos propuestas por Maxwell son siempre válidas.
- II. El planeta Tierra no es capaz de generar energía electromagnética, solo la absorbe o la disipa.
- III. Todos los campos deben ser tratados como analíticos y conservativos cuando se encuentren lejos de sus fuentes.
- IV. Los campos electromagnéticos de fuente natural que se utilizan se generan en extensos sistemas de corrientes ionosféricas relativamente lejos de la superficie terrestre, por lo que pueden ser tratadas como ondas electromagnéticas polarizadas que inciden en la Tierra de forma casi vertical. Esta condición se omite en los polos y el área ecuatorial.
- V. No se da la acumulación de cargas libres en las capas de la Tierra. Mientras que, en una superficie multidimensional, las cargas se pueden acumular en las discontinuidades, causando un fenómeno conocido como *Corrimiento Estático*.

- VI. Las cargas se conservan y la Tierra funciona como un conductor óhmico, es decir, obedece a la ley de Ohm.
- VII. Los desplazamientos del campo eléctrico, así como la variación en los tiempos del periodo de las corrientes son prácticamente despreciables, por lo que el procesado de la inducción electromagnética en el planeta se maneja netamente como un proceso de difusión.
- VIII. Cualquier variación en la permeabilidad magnética y la permitividad eléctrica de la roca se asume despreciable considerando las variaciones conductivas de la mayoría de las rocas.

Por lo que, con dichas consideraciones, las ecuaciones de Maxwell incorporando las relaciones constitutivas se expresarían de acuerdo con lo que presenta Zhdanov (2009):

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (8)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (9)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad (10)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (11)$$

3.5 FUENTE Y PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN

Como su nombre lo indica, las principales mediciones del método provienen de las corrientes telúricas (fuentes naturales) que se propagan por la Tierra con diferentes rangos de frecuencias, lo que permite que el sondeo obtenga una gran cantidad de información dependiendo del rango de frecuencias que se midan (Chave y Jones, 2012).

Los rangos de frecuencias más bajos, que van de 10^{-4} a 1 Hz, se originan principalmente en la interacción que tienen la magnetósfera y los vientos solares, este rango de frecuencias pertenece al MT. Por otro lado, las frecuencias más altas, de 1 a 10^4 Hz, que pueden tener su origen en tormentas eléctricas, pertenecen a

los sondeos Audio-Magnetotelúricos (AMT), dado que en su rango de frecuencias se encuentra el espectro audible para el ser humano (Avila, 2019).

La capacidad de penetración de las ondas electromagnéticas en el subsuelo depende directamente de la conductividad de las rocas y la frecuencia de la onda, ya que, mientras más conductivo sea el medio, menor será la capacidad de penetración, y a menor frecuencia de onda, mayor alcance.

Es por lo que Vozoff (1972) presenta el concepto de *Skin Depth* o profundidad de penetración (δ), en el que se supone que la profundidad en la que los campos eléctrico y magnético han decaído a razón de e^{-1} respecto a su valor en superficie, será la profundidad máxima de exploración, y está dado por

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \approx 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (m)} \quad (12)$$

Donde:

- σ : Conductividad del medio.
- μ : Permeabilidad magnética del medio.
- ω : Frecuencia angular ($2\pi f$).
- ρ : Resistividad del medio.
- f : Frecuencia de la onda.

Con estas fórmulas se ha determinado que los sondeos AMT y MT pueden abarcar profundidades someras (de algunos metros) hasta muy profundas (cientos de kilómetros) (Corbo,2006).

3.6 TENSOR DE IMPEDANCIAS Y DIMENSIONALIDAD

Como se mencionó anteriormente, la impedancia (Z) es la razón que se da entre el campo Eléctrico en dirección x (E_x) y el campo Magnético en dirección y (H_y), la cual depende de que hay entre los campos eléctricos y magnéticos, depende de la frecuencia y tiene unidades en ohmios (Avilés, 2016).

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (13)$$

Por otro lado, el tensor de impedancias representa matricialmente las interacciones de los campos eléctricos y magnéticos horizontales de la siguiente forma

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (14)$$

Por las propiedades de los campos electromagnéticos, en la que H es ortogonal a E , el tensor de impedancias posee valores complejos. En cuanto a los valores de resistividad y fase se refiere, estos se pueden calcular con las siguientes expresiones (Vozoff, 1972)

$$\rho_{a\ i,j} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{i,j}|^2 \quad (15)$$

$$\phi_{i,j} = \arctan\left(\frac{\text{Im}(Z_{i,j})}{\text{Re}(Z_{i,j})}\right) \quad (16)$$

Donde:

- ρ_a : Resistividad aparente, la cual se calcula a partir de los campos electromagnéticos.
- ϕ : Fase asociada al tensor.

El tensor de impedancias también se utiliza para determinar la dimensionalidad del medio estudiado, ya que conforme aumente, también aumentará la complejidad del tensor.

Para el caso de un medio unidimensional, en el que la resistividad solo varía de forma vertical, las componentes de la diagonal principal serán iguales a 0, mientras que la antidiagonal poseerá la misma amplitud, pero en valores opuestos (Uribe, 2015), quedando la matriz de la siguiente forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{bmatrix} \quad (17)$$

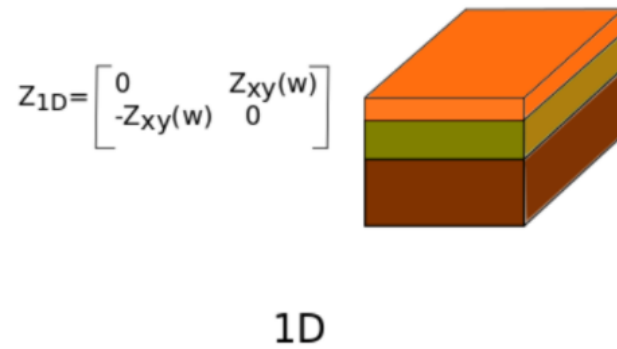


Figura 3.2 Tensor de impedancia para un medio unidimensional. Fuente: Uribe (2015).

Por otro lado, un medio bidimensional será aquél que posea variaciones en profundidad y en uno de los sentidos horizontales, siendo el otro constante y recibiendo el nombre de *strike geoeléctrico*, que se refiere a la dirección preferencial por la que circula el flujo electromagnético (Martí, 2006).

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (18)$$

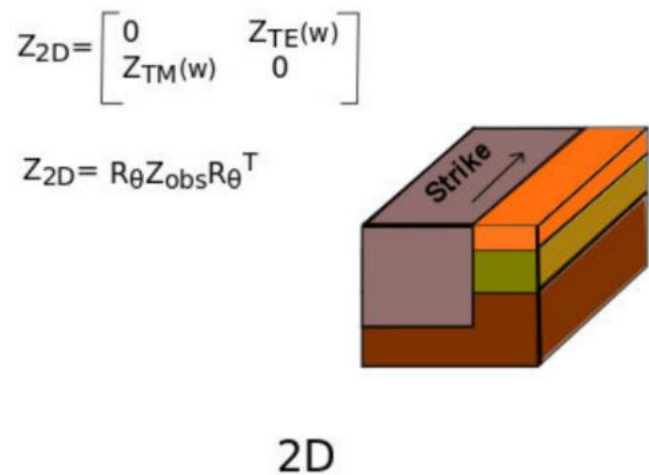


Figura 3.3 Tensor de impedancia para un medio bidimensional. Fuente: Uribe (2015).

Como se observa en la ecuación 18, los elementos de la diagonal principal resultan nulos (por estar ajustados al strike), mientras que los valores de resistividad aparente y fase para XY y YX poseen magnitudes diferentes y valores opuestos, por lo que se representan en diferentes cuadrantes. Estos valores se conocen también como TE y TM, y son los modos de polarización del MT.

3.7 MODOS DE POLARIZACIÓN

Como se mencionó anteriormente, en un medio 2D, existe una dirección preferente por la que circula el flujo electromagnético (strike), por lo que, cuando el cuadrante XY se rota u orienta en dirección del strike se obtiene el modo TE (Transverso Eléctrico), el cual indicará los valores donde el flujo de corriente es máximo. Por otro lado, el modo TM (Transverso Magnético) es el segmento YX cuando es rotado y resulta perpendicular al strike, causando que los valores obtenidos resulten donde el flujo de corriente sea mínimo (Corbo, 2006). Estos modos permiten reestructurar la ecuación 18 como:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (19)$$

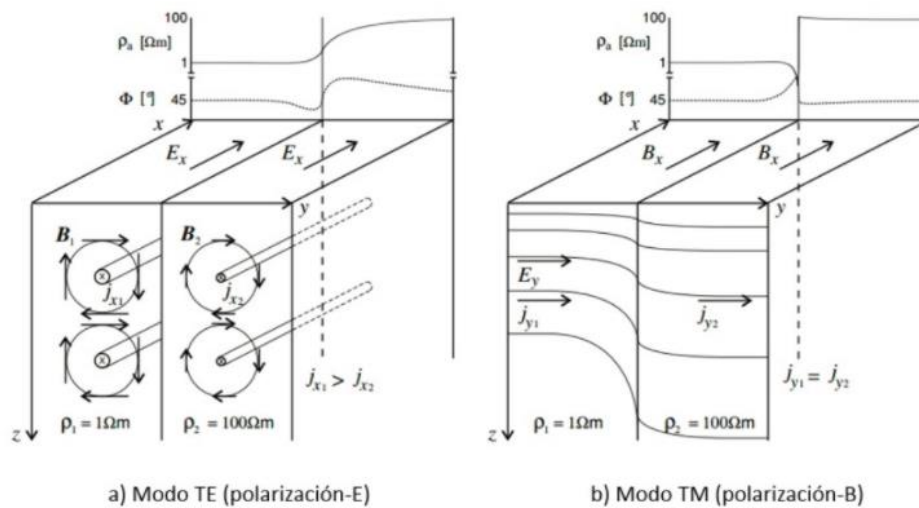


Figura 3.4. Modo Transversal Eléctrico (TE) y Transversal Magnético (TM). Fuente: Simpson & Bahr (2005)

Es importante realizar la rotación al strike, ya que, de no ser así no se podrá igualar a cero la diagonal principal y no sería posible determinar los flujos máximos y mínimos de la corriente. Para generar esta rotación se utiliza:

$$Z_{2D} = R_{\theta} Z_m R_{\theta}^T \quad (20)$$

$$R_{\theta} = \begin{bmatrix} \text{Cos}(\theta) & \text{Sen}(\theta) \\ -\text{Sen}(\theta) & \text{Cos}(\theta) \end{bmatrix} \quad (21)$$

Donde:

- R_θ : Matriz de Rotación.
- R_θ^T : Transpuesta de la Matriz de Rotación.
- Z_m : Impedancia medida sin Rotación.

Por último, un caso tridimensional es aquel en el que todas las direcciones varían, por lo que el tensor de impedancias posee diferentes valores en todas sus componentes y no es posible determinar un strike. La matriz de impedancia en un medio 3D es:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (22)$$

3.8 DISTORSIÓN GALVÁNICA

Este fenómeno es una de las distorsiones más comunes para métodos electromagnéticos de fuente natural. Es causado por las corrientes que circulan en la Tierra, mismas que se encuentran con anomalías de resistividad y ven sus trayectorias afectadas, causando que se acumulen en los límites de las anomalías y lleguen a generar un campo extraño, el cual genera alteraciones a las mediciones reales, especialmente causando desplazamiento de las curvas de resistividad, pero no las de fase (Teklesenbet, 2012). También es conocido como corrimiento estático o “*Static Shift*”.

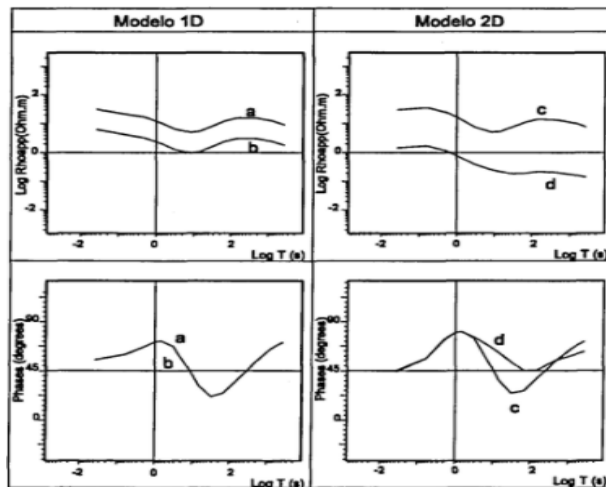


Figura 3.5 Efecto de la distorsión galvánica en un modelo estratificado (a) y (b), y en un modelo bidimensional (c) y (d). Fuente: Ledo (1996).

Una de las formas más sencillas y comunes de eliminar este error es correlacionándolo con otro que no se vea afectado por este fenómeno, sin embargo, también puede realizarse una corrección por estadística o con ayuda de valores de resistividad conocidos en el entorno.

3.9 LIMITACIONES DEL MÉTODO

A pesar de las bondades que presenta este método, igualmente es importante destacar los puntos débiles que pudiesen afectar a los resultados obtenidos, los cuales son especialmente en la parte de procesado y modelado de los datos, puesto que los problemas que puede representar el dilema de la no unicidad pueden ser considerables en algunos casos.

Por otro lado, su resolución puede llegar a ser deficiente en algunos casos, puesto que abarca grandes profundidades, el detalle que tiene para cuerpos menores es mínimo, propiciando que en algún momento pudiese omitirse alguna estructura relevante para el estudio, pero que no pueda ser determinada por este estudio. No obstante, sigue siendo una gran herramienta para estudios que requieran información de grandes profundidades, puesto que es de los pocos métodos geofísicos que alcanzan estas profundidades.

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS

Para el presente proyecto se hizo uso de 6 sondeos magnetotelúricos obtenidos mediante campañas realizadas por el Centro de Geociencias de la UNAM. A continuación, se describe el proceso de adquisición de dichos sondeos.

Tabla 3.1 Coordenadas de los sondeos utilizados para el modelado.

Sondeo	Coordenada E (m)	Coordenada N(m)	Elevación (msnm)
25	587459.548	2303742.963	315
27	598421.631	2308434.111	252
28	601401.194	2312316.725	485
29	608195.132	2313300.261	96
210	615502.591	2316891.411	77
212	636295.404	2324936.048	49

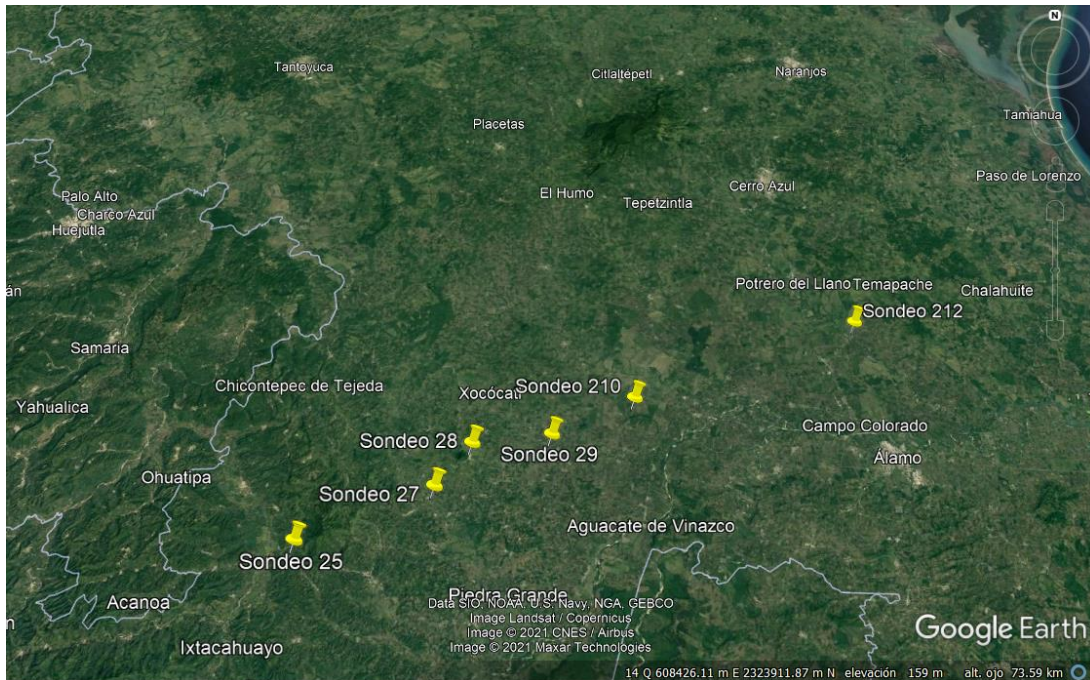


Figura 4.1 Ubicación de los sondeos realizados obtenida con Google Earth.

El equipo utilizado para estas campañas constó de 2 consolas de adquisición magnetoteléfrica marca Phoenix® modelo MTU-2000, 3 bobinas (sensores magnéticos) MT que miden en un rango de frecuencias entre 400 Hz a 2×10^{-5} Hz, 3 sensores magnéticos AMT que miden en un rango de frecuencias entre 10,000 Hz a 0.1 Hz, 3 sensores magnéticos BMT que miden frecuencias AMT y MT (es decir entre 10,000 Hz y 2×10^{-5} Hz), 2 juegos de electrodos porosos (cada juego compuesto por 5 electrodos), 4 baterías de 12V, una Pc portátil (para la programación del equipo), cables de cobre con recubrimiento aislante (para la conexión de los electrodos), cables blindados (para la conexión de las bobinas).

Para la adquisición de los sondeos magnetoteléfricos se realizó una planeación de los sitios aproximados en los que se iba a instalar cada equipo mediante el uso de Google Earth, posterior a ello se realiza la visita a las autoridades de la comunidad correspondiente, se solicita el permiso y se localiza el terreno de instalación. El terreno de instalación debe ser un terreno con la menor inclinación posible, libre de animales y alejado de antenas o de otras estructuras que puedan generar ruido durante el sondeo. Una vez que se tiene el terreno de instalación y los permisos correspondientes se procede a la instalación del equipo, el arreglo consta de dos

dipolos eléctricos (Ex, Ey) los cuales constan de dos electrodos separados por 50 metros cada uno, de los 3 sensores magnéticos y de un electrodo que funge como tierra para protección del equipo, la consola MTU-2000 al centro del arreglo y un GPS también marca Phoenix que va conectado a la consola.

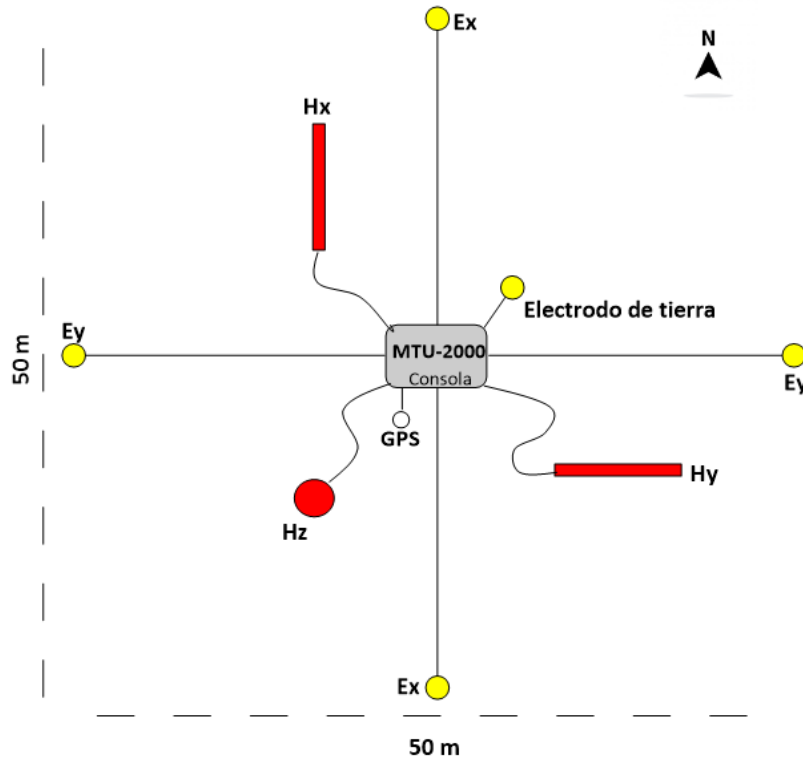


Figura 4.2 Esquema de instalación del equipo magnetoteléxico.

Para la instalación de los dipolos eléctricos, es necesario utilizar un nivel con brújula, soportado sobre un tripie que sirve para la orientar los dipolos eléctricos, es decir N-S para Ex y E-O para Ey, y con una cinta métrica se miden las distancias de cada uno de los puntos donde se colocaran los electrodos. Cuando se tienen fijados los puntos donde se colocarán los electrodos, se procede a hacer unos pequeños pozos de aproximadamente 40 cm de profundidad y 30 cm de diámetro, los cuales se deben de limpiar para que el fonde este lo más plano posible, estos pozos son llenados con un lodo bentonítico que se prepara con el fin de que los electrodos conserven la humedad, se coloca el electrodo y finalmente se cubre con el mismo material de la excavación.



Figuras 4.3 y 4.4 Ejemplos de colocación de electrodos para el método magnetotelúrico.

Para la colocación de las bobinas magnéticas, es necesario medir entre 10 y 12 metros de distancia de la consola y se colocan en alguno de los cuadrantes delimitados por los dipolos eléctricos, es importante considerar que las bobinas deben ser colocadas en los cuadrantes más alejados de los elementos que puedan causar ruido. Para el caso de los sensores que miden las componentes horizontales del campo se realizan dos zanjas horizontales de aproximadamente dos metros de largo, 50 cm de ancho y 60 cm de profundidad, estas zanjas se orientan mediante una brújula de tal forma que al colocarse las bobinas éstas queden orientadas según sus respectivas componentes (N-S para H_x y E-O para H_y).

Posterior a esto se conectan a los cables blindados y se colocan en la zanja para orientarse y nivelarse, después de su correcta instalación, deben de ser cubiertas con el material de excavación para su protección. Para el caso de la bobina vertical, se debe de cavar un pozo vertical de mínimo un metro de profundidad, de tal forma que, al colocarse la bobina dentro de pozo más de la mitad de su altura quede cubierta, al colocarse la bobina debe conectarse y nivelarse, posterior a ello se rellena el pozo con el material de excavación y se forma un pequeño montón de tierra alrededor de la bobina para evitar que se mueva.



Figuras 4.5 y 4.6 Colocación y orientación de las bobinas horizontales (Hx y Hy).



Figuras 4.7 y 4.8 Excavación y colocación de la bobina vertical (Hz).

La consola central MTU-2000 se coloca al centro del arreglo de dipolos eléctricos, y debe de estar orientado al norte, dicha consola tiene un GPS el cual debe conectarse a ella ya que sin el GPS la consola no puede iniciar el proceso de adquisición de datos, una vez que todo está conectado, se enchufa una PC portátil a la consola y se ejecuta el programa WinHost perteneciente también a Phoenix®, en dicho programa se eligen los parámetros de adquisición dependiendo de la zona en la que se encuentra instalado el equipo. El tiempo de adquisición del equipo varía

Para el caso de la modelación de datos se utilizó el software WinGLink®. Lo primero que se hizo fue crear una base de datos la cual tuvo que ser referenciada, para después crear un proyecto magnetotelúrico en el cual se realizó la importación de los archivos .edi (formato aceptado por cualquier software de modelación magnetotelúrica) para el ajuste de curvas de resistividad aparente y fase. Como se mencionó antes, el equipo de adquisición cuenta con un GPS integrado, por lo que los archivos importados ya se encuentran georreferenciados.

Para tener una idea de la topografía de la región y realizar modelos más acertados, se hace uso de un Modelo Digital de Elevación (MDE) obtenido del INEGI en formato Raster, y que a partir del software QGis® se hace la conversión a coordenadas UTM, y se recorta una zona que cubra el perfil para no tener un archivo demasiado pesado, posterior a ello este archivo se guarda en formato .grid y se importa a WinGLink® para generar nuestro mapa de elevación.

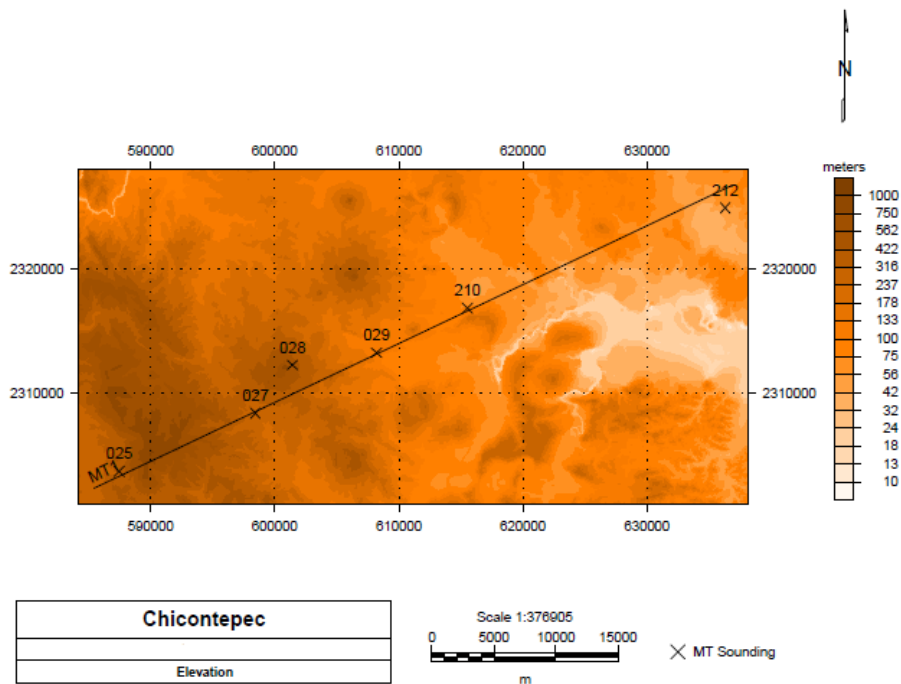


Figura 4.11 Perfil trazado en el que se incluyen los sondeos MT y gridding de elevación.

Después de trazar el perfil, se procede a realizar una edición en las curvas de resistividad y fase, para la cual se hace un modelo Smoth que indica la tendencia de los puntos que componen las curvas y, a partir de ahí, se procede a eliminar los

puntos que son ruidosos o de mala calidad, esto sirve para obtener modelos más realistas y precisos.

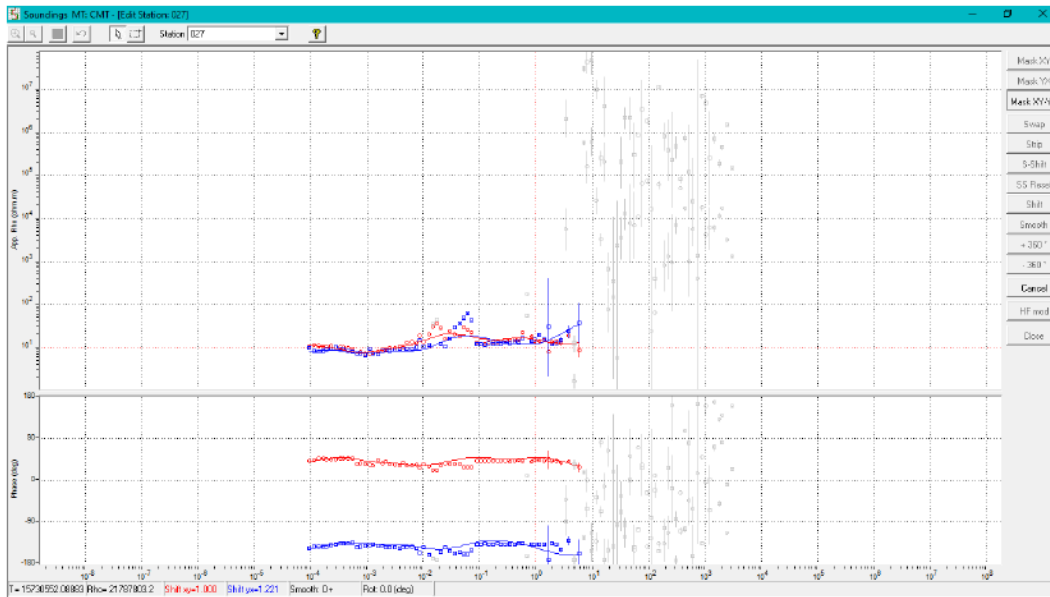


Figura 4.12 Ventana de edición de las curvas de resistividad aparente y fase.

En esta misma ventana se puede realizar el desplazamiento de la curva como corrección del Static Shift, provocado por distorsiones galvánicas, que en nuestro caso no fue necesario pues ninguno de los sondeos presento alteraciones por dicho fenómeno.

Una vez que se realizó la edición de las curvas, eliminando los puntos que se consideraban ruido se procedió con el modelado 1-D. Para este modelo se consideró únicamente la curva invariante, que es el resultado del promedio de las curvas TE y TM, esta decisión fue tomada a por fines de practicidad ya que para el modelo 1-D no se realizó una rotación al strike. Cabe resaltar que el invariante promedia las resistividades y fases de ambas curvas, y por ello no se ve afectado por la direccionalidad del medio siendo la mejor opción para realizar el modelamiento en 1-D.

Para los modelos 1-D en el método magnetotelúrico se consideran 2 algoritmos de inversión, el Occam y el Bostick, dichos modelos se ajustan a la curva de resistividad aparente, dando como resultado capas con distintas resistividades que ya pueden

ser consideradas resistividades reales del medio, estos modelos de capas también son llamados modelos geoelectricos.

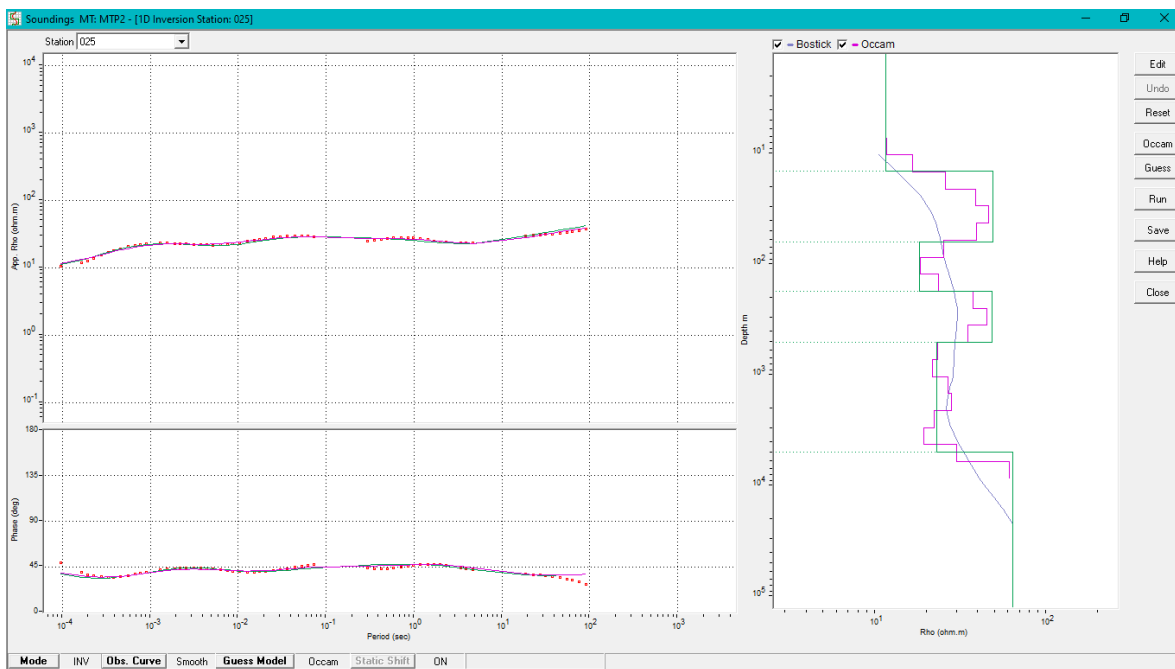


Figura 4.13 Ejemplo de ajuste de curva invariante y modelo 1-D de los sondeos MT.

Una vez que se han generado los modelos 1-D se procede a generar una interpolación a partir de la herramienta X-Section, esto con el fin de poder visualizar la distribución de resistividades en el subsuelo a partir de los modelos unidimensionales.

Además del modelo 1-D, también se realizó un modelo 2-D utilizando la herramienta 2D inversión, para generar este modelo se duplico el proyecto dentro de WinGLink® y se realizó una rotación de los sondeos de tal forma que se orientara el perfil a la dirección de las estructuras principales las cuales se encuentran a aproximadamente -30° con respecto al norte, este proceso también es denominado rotación al strike.

Después de haber realizado la rotación al strike, se hizo una segunda edición a las curvas de resistividad y fase de cada sondeo pues dichas curvas cambian al hacer la rotación, en esta segunda edición nuevamente se calculó el Smooth y se enmascararon los puntos que indicaran ruido.

Al entrar al menú de la inversión 2-D, es necesario editar el mallado que el software arroja por default, para que el modelo 2-D tenga mejores resultados es necesario que el mallado tenga de profundidad entre 3 o 4 veces la profundidad que se tiene como objetivo, en los bordes horizontales del mallado se sigue el mismo proceso, esto para evitar que se creen condiciones de borde. Para generar un modelo adecuado también es importante considerar el número de columnas y filas que conforman el mallado, para el caso de las columnas, se establecen entre 4 o 5 columnas equidistantes entre cada sondeo, aunque este número puede ser un poco mayor dependiendo de la separación entre los sondeos; las filas se separan aproximadamente 50 metros una de otra en los primeros kilómetros, y posteriormente va aumentando su separación conforme la profundidad. Una vez establecido el mallado con el que se realizará el modelo, se procede a realizar la inversión de datos la cual utiliza como base el algoritmo de Rodie Mackie, con este método de inversión se generan modelos que son más realistas en cuanto a la distribución de cuerpos resistividad y poseen un menor grado de error.

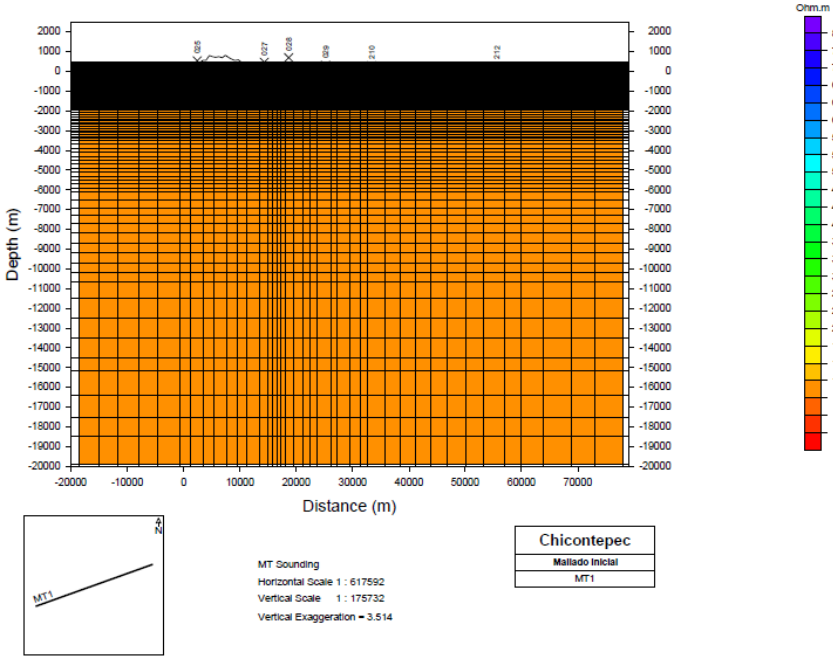


Figura 4.14 Mallado inicial para modelado 2-D.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1 INVERSIÓN 1-D

Como se mencionó en el apartado anterior, se desarrolló el modelo 1-D de los 6 sondeos magnetotelúricos utilizados para desarrollar un perfil, pero además de esto, también es importante analizar los resultados de cada uno de los sondeos por separado para observar la correlación de los modelos geoelectricos con la información geológica que se tiene del Paleocanal de Chicontepec.

En el sondeo 025 se puede observar que los primeros 10 metros tienen una resistividad muy baja por lo que se asocia a formaciones con altos contenidos de arcillas, seguido de otras capas con resistividades más altas pero que no sobrepasan los 100 ohm-m, estas distintas capas se relacionan con formaciones calcáreas y arenosas del Paleocanal de Chicontepec, sin embargo, no se puede distinguir con exactitud a que formaciones corresponde, esta capa comienza en los 10 metros hasta los 40 aproximadamente. Debajo de esta capa hay una caída de las resistividades lo que podría indicar la presencia de otro paquete de formaciones arcillosas que tiene un espesor considerable de aproximadamente 60 metros, a partir de los 100 metros de profundidad se presentó un gran bloque de resistividades medias entre los 30 y los 100 ohm-m indicando una vez más la presencia de formaciones sedimentarias con bajo contenido arcilloso, esta capa se extiende hasta casi los 4 km de profundidad donde la resistividad sube considerablemente indicando la presencia del basamento.

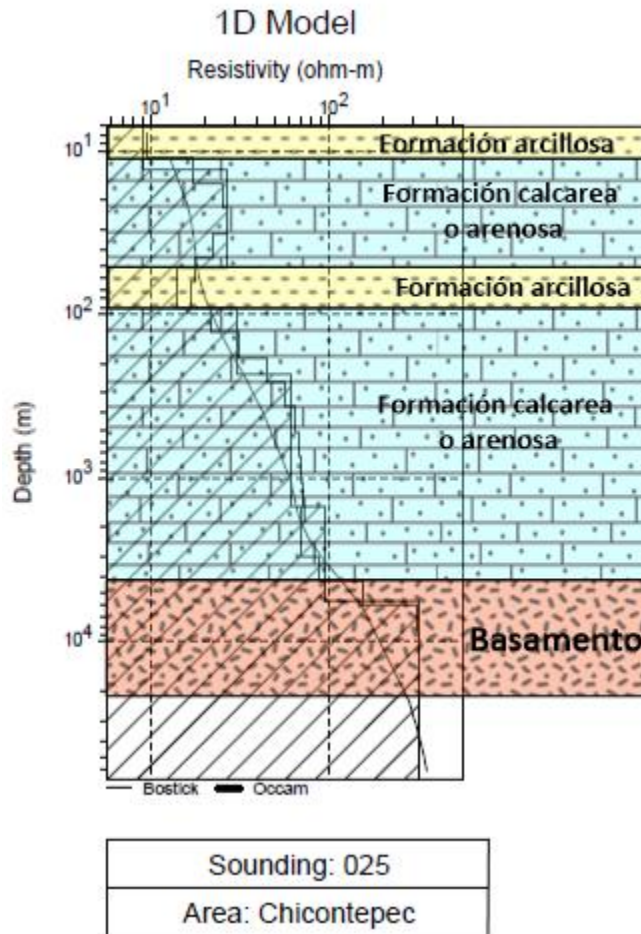


Figura 5.1 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 025.

El sondeo 027 presenta una capa de baja resistividad con un espesor de aproximadamente de 50 metros, lo cual indica la presencia de materiales conductivos que suelen corresponder a formaciones arcillosas, por debajo de esta capa se tiene una capa con resistividades más altas que indican un cambio de material, pero que aún corresponde a materiales sedimentarios de mayor resistividad como las arenas o formaciones calcáreas, esta capa tiene un espesor de más de 300 metros aproximadamente, seguida de una segunda capa de materiales arcillosos que se observa debido a una caída en la resistividad de modelo geoelectrico que se encuentra entre los 300 y 800 metros de profundidad, a partir de los 800 metros se observa una capa de resistividades medias, que una vez más se asocia a formaciones sedimentarias no arcillosas. Finalmente, y a partir de los 3.5 km de profundidad se tiene una subida de las resistividades lo que se asocia a resistividades propias del basamento.

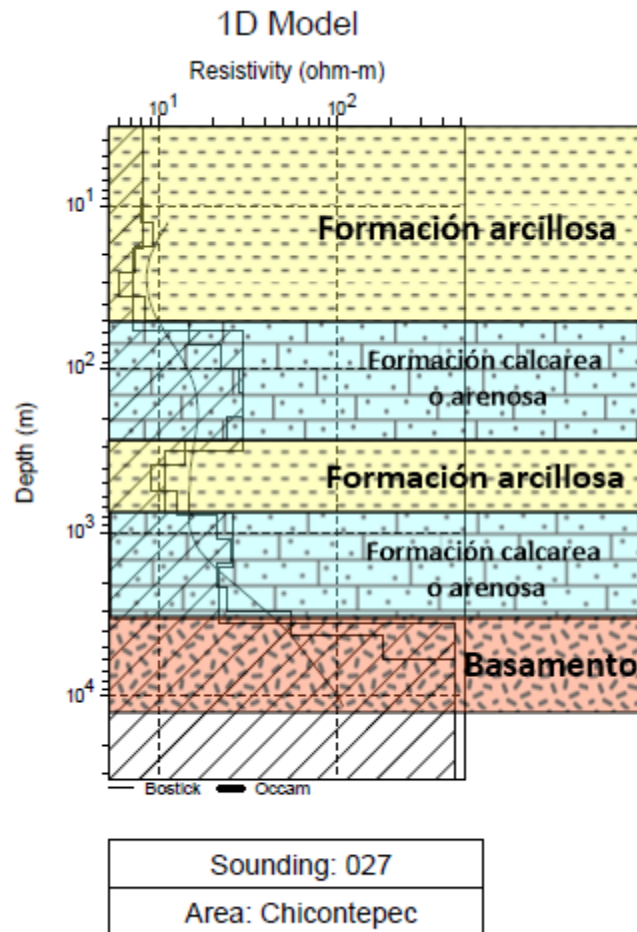


Figura 5.2 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 027.

El sondeo 028 muestra una primera capa de formaciones con altos contenidos de arcilla y bajas resistividades no mayores a los 10 ohm-m que va desde la superficie hasta casi los 100 metros de profundidad.

Aumentando la profundidad, se tiene una capa de resistividad media que va de los 20 a los 80 ohm-m, esta capa corresponde a formaciones sedimentarias arenosas o calcáreas, y se extienden desde los 100 metros de profundidad hasta los 800 aproximadamente, próximo al kilómetro de profundidad aparece una subida abrupta en la resistividad que indica la presencia de una roca más sólida que se asocia al basamento rocoso.

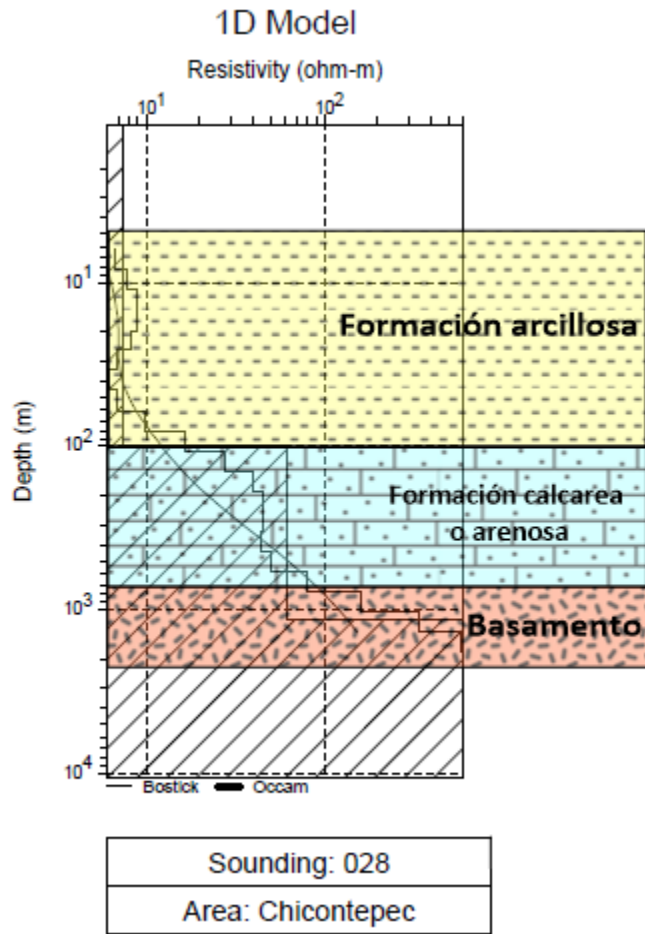


Figura 5.3 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 028.

Continuando con el sondeo 029 este presenta un comportamiento completamente distinto al de los otros sondeos antes analizados, este sondeo comienza con resistividades muy bajas que durante los primeros 6 metros llegan a aproximadamente 15 ohm-m pero después decaen a menos de 5 ohm-m, esta capa tiene el mayor espesor de todas las capas arcillosas antes analizadas pues va desde la superficie a casi los dos kilómetros de profundidad, cabe recalcar que en torno a los 200 m de profundidad su resistividad aumenta ligeramente a los 10 ohm-m.

Posteriormente el modelo geoelectrico a partir de los 200 metros de profundidad tiene una capa con resistividades mayores que indican la presencia de formaciones sedimentarias menos arcillosas, sin existir debajo de ella una variación en resistividades que muestre la presencia del basamento. Sin embargo, no se

descarta que este se encuentre más abajo y que la diferencia de este sondeo con los otros se deba a la presencia de una falla o alguna otra estructura geológica.

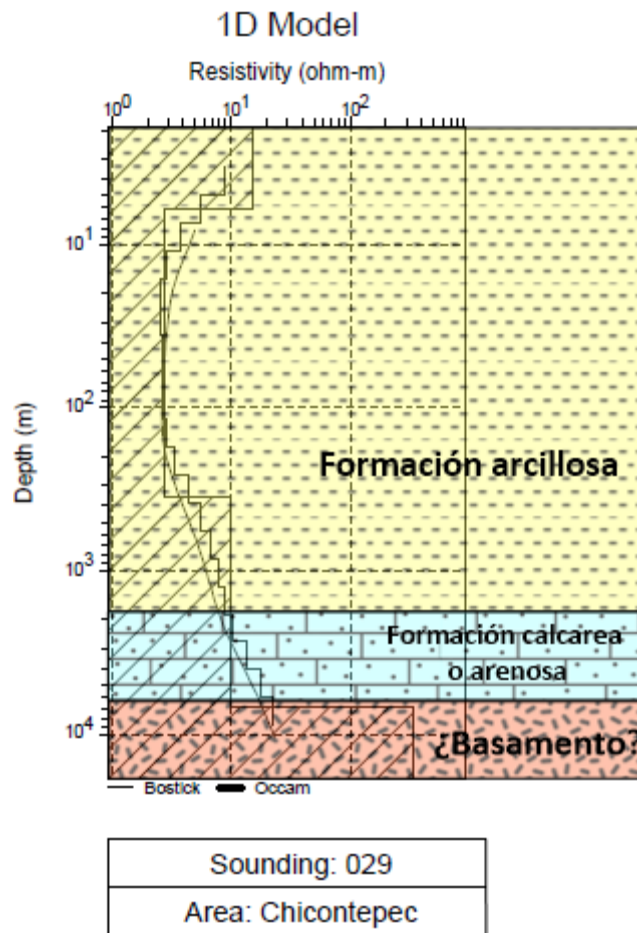


Figura 5.4 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 029.

Analizando el sondeo 210 observamos que se inicia con una capa de aproximadamente 300 metros de espesor y resistividades que no sobrepasan los 10 ohm-m indicando que se trata de materiales conductivos como las arcillas, por lo que se infiere que esta capa corresponde a formaciones arcillosas.

Entre los 300 m y los 3 km de profundidad se presenta una capa con resistividades mayores a 10 ohm-m lo cual indica que se trata de materiales ligeramente más consolidados o con menor contenido de arcillas por lo que se asocia a formaciones areno-calcáreas.

A partir de los 3 km de profundidad las resistividades decaen por lo que se deduce que una vez más se tiene una capa de materiales arcillosos la cual continua durante otros 2 km y por debajo de ella se puede ver un incremento abrupto de las resistividades indicando que aproximadamente a los 5 km de profundidad aparece el basamento cristalino.

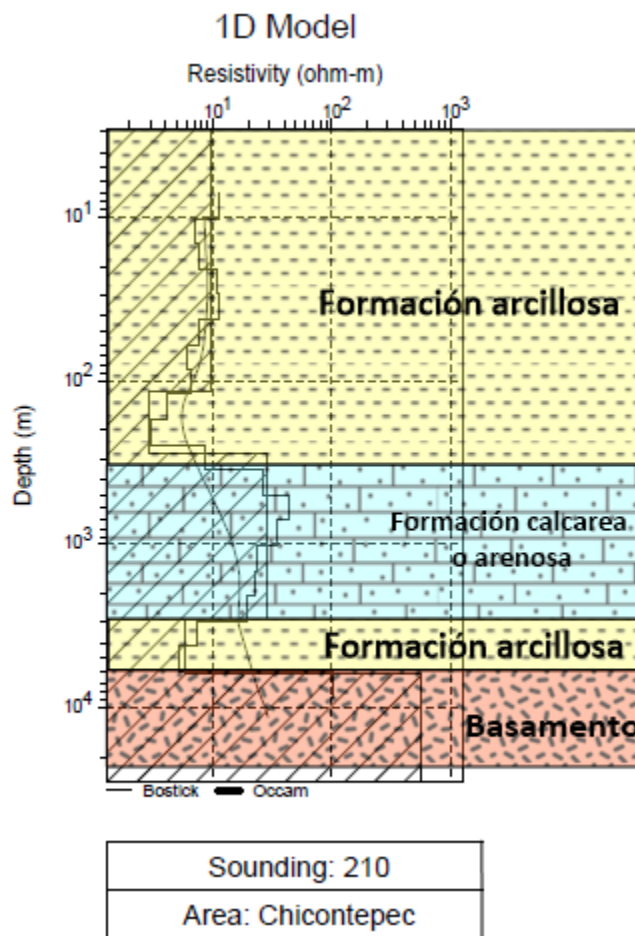


Figura 5.5 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 210.

Por último, se tiene el sondeo 212 el cual en su modelo geoelectrico se puede apreciar una primera capa de casi 60 metros de espesor y una resistividad que va de los 3 a los 8 ohm-m, indicando que se trata de una capa de formaciones arcillosas, esto correlaciona con la mayoría de los sondeos analizados.

Posteriormente se tiene una capa ligeramente más resistiva que al igual que los sondeos anteriores se ha relacionado con formaciones sedimentarias que pueden

ser areniscas o calizas, esta capa tiene un espesor de aproximadamente 1500 metros de espesor.

En ese sondeo se pueden observar un aumento casi escalonado de resistividades, a partir del kilómetro y medio de profundidad las resistividades aumentan de los 200 a más de 1000 ohm-m, por lo que esta capa está asociada al basamento cristalino del Paleocanal de Chicontepepec. Se infiere que la razón por lo que el basamento se percibe a una profundidad menor que en los otros sondeos es por la presencia de la Plataforma de Tuxpan.

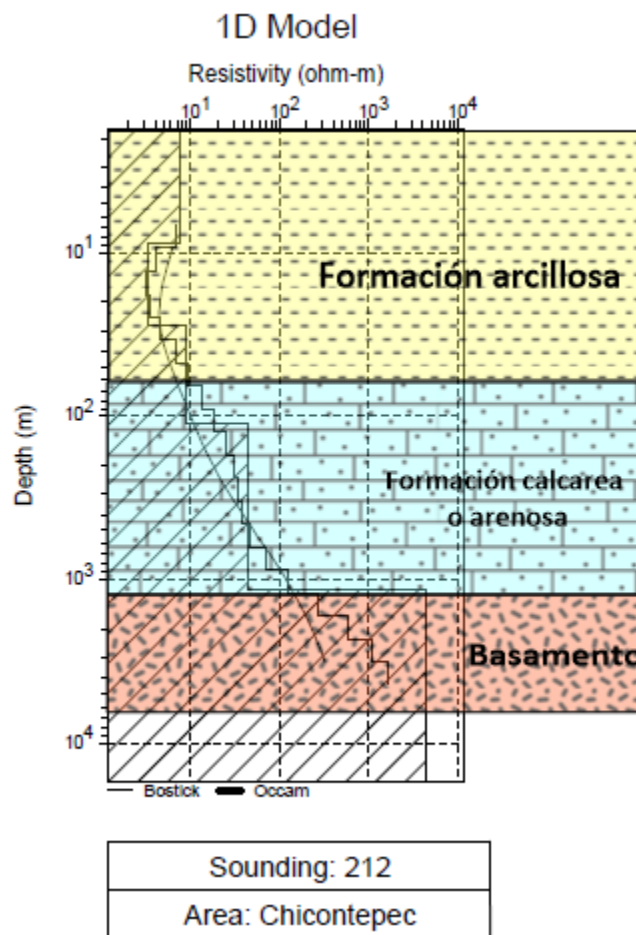


Figura 5.6 Modelo 1-D e interpretación del sondeo 212.

A partir del perfil generado que consiste en los 6 sondeos magnetotelúricos, se generó un X-Section que muestra la interpolación de los modelos 1-D generados con anterioridad y permite ver la distribución de unidades resistivas en el subsuelo. Sin embargo, cabe aclarar que, debido a la enorme distancia entre las estaciones

de medición, la interpolación por X-Sections no es el mejor método para determinar un modelo de resistividades en 2 dimensiones, por lo que con esta interpolación solo se intenta encontrar estructuras que puedan verse con mejor detalle mediante una inversión 2-D.

Dentro de este modelo se pueden observar contrastes resistivos muy marcados entre sí, entre los sondeos 029 y 212 se observa una capa superficial con resistividades muy bajas (menores a 5 ohm-m), además de ello entre el sondeo 029 y 210 se puede observar que existe una zona de bajas resistividades que va de los 5 a los 15 ohm-m, y se encuentra rodeada por materiales que rondan entre los 20 y los 70 ohm-m. Además de las unidades geoelectricas antes descritas, bajo el sondeo 212 se puede observar ligeramente la presencia de una unidad con una resistividad más alta, esta unidad resistiva que se presenta al borde del perfil tiene una resistividad aproximada de entre 150 y 500 ohm-m.

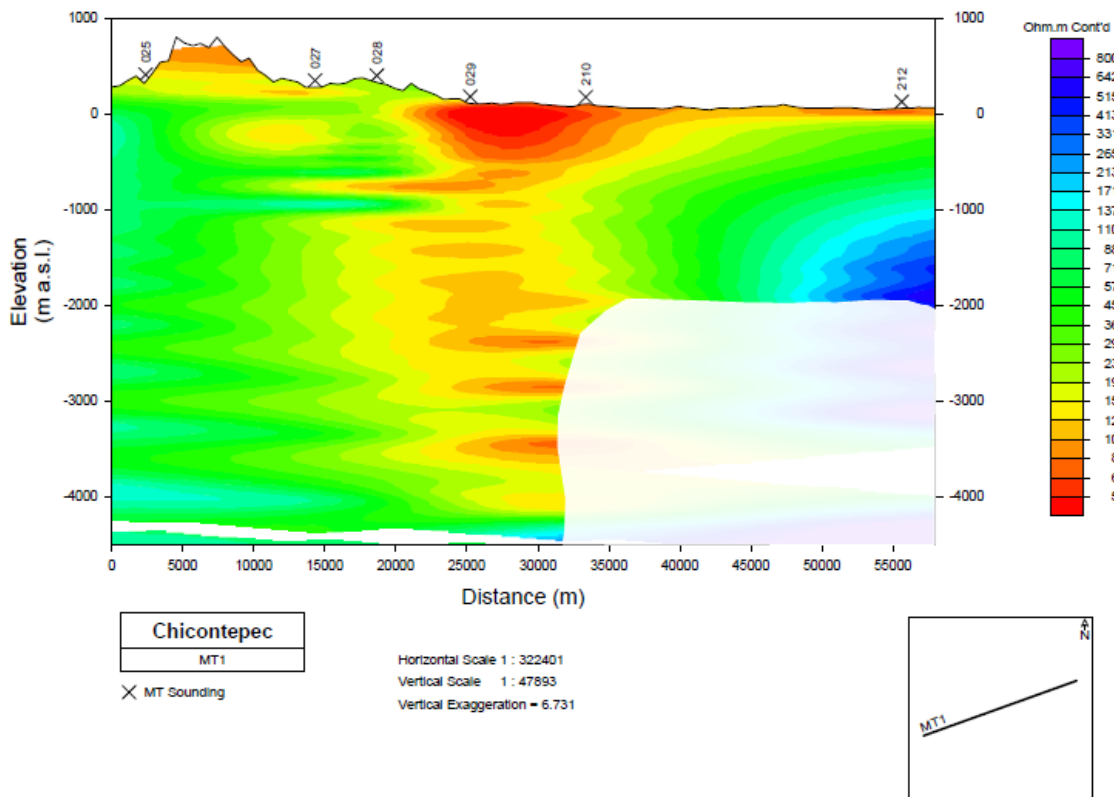


Figura 5.7 Perfil generado por la interpolación de los modelos magnetotelúricos en 1-D.

Como se mencionó con anterioridad este método no es el mejor para determinar un modelo del perfil, ya que generalmente a cierta profundidad el subsuelo tiende a tener un comportamiento bidimensional, por lo que la inversión 1-D en ocasiones no suele ser suficiente para delimitar las estructuras geológicas que aparecen en un medio no isotrópico.

5.2 INVERSIÓN 2-D

Para realizar esta inversión se hizo una rotación del perfil, siguiendo la dirección preferencial del flujo electromagnético que está asociada a las principales estructuras geológicas, a esta dirección preferencial se le denomina strike, y en este caso se realiza la rotación con un ángulo de 30° siguiendo las estructuras principales dentro del Paleocanal.

Para el modelado 2-D se hicieron varias pruebas modificando algunos parámetros de inversión como la tau, buscando el modelo que arroje resultados más coherentes con la información que se tiene.

El primer modelo se realizó con un factor de tau de 3, en este modelo existe un gran contraste con la interpolación de los modelos 1-D en él se puede observar una capa ligeramente conductiva en los primeros metros que se mantiene constante casi a lo largo de todo el perfil, después de eso se observa claramente una predominancia de resistividades altas.

Debajo de los 1000 metros aproximadamente se observa un cuerpo resistivo que abarca casi todo el perfil y posee resistividades mayores a 600 ohm-m, este cuerpo se ve interrumpido por distintos cuerpos más conductivos que aparecen entre los sondeos 029 y 210, lo cual podría indicar la presencia de una falla en esa zona. Además de esto bajo el sondeo 212 se ve la separación entre 2 unidades resistivas.

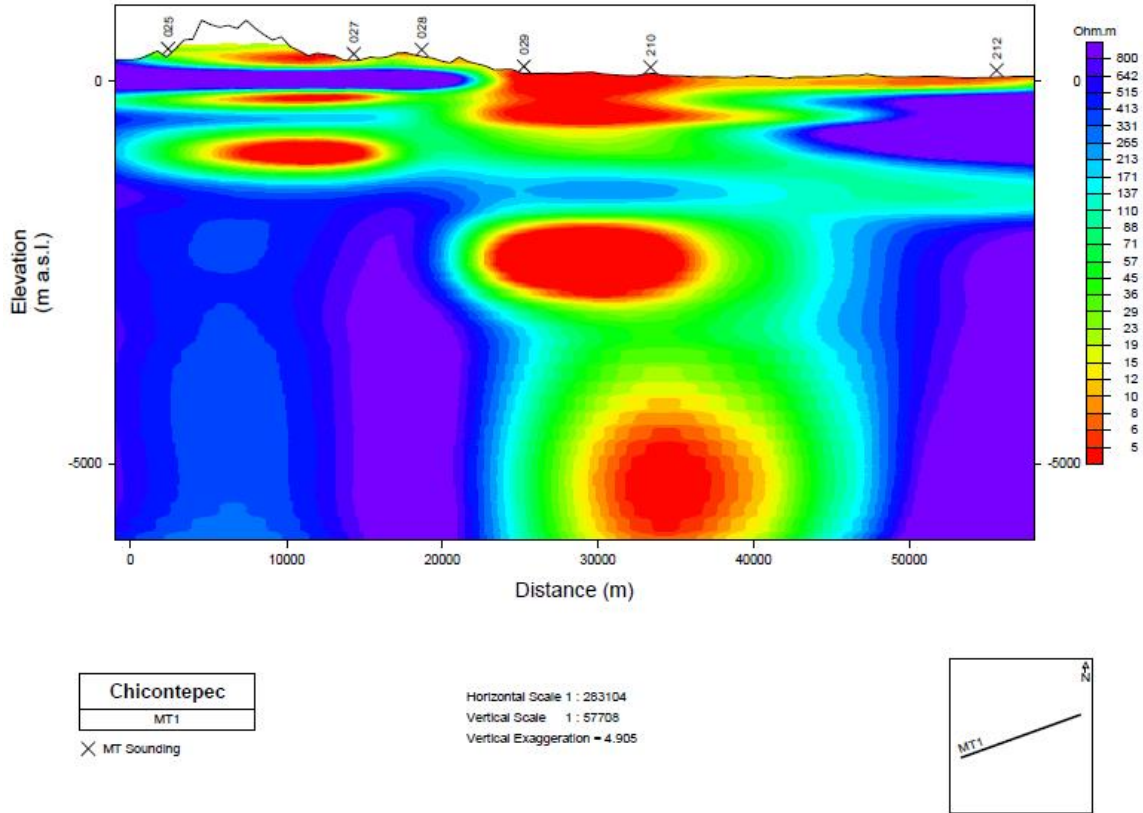


Figura 5.9 Perfil generado a partir de una inversión 2-D de los datos magnetotelúricos utilizando un tau de 3 teniendo un error de 5.43.

Debido al grado de error del modelo anterior se realizó una segunda inversión 2-D, esta vez usando 5 como factor de tau y, además, se realizó una edición del sondeo 028 el cual generaba mucho ruido al modelo. A través de estos cambios se generó un segundo modelo con un menor grado de error y que mostraba resultados más acordes a la distribución mostrada en los sondeos 1-D.

En este segundo modelo se definen mejor las capas que lo conforman, en primer lugar, se observa que la parte más superficial del perfil tiene un espesor de entre 100 y 200 m y resistividades que varían entre los 5 y los 80 ohm-m, al igual que en los modelos anteriores se aprecian unos cuerpos conductivos entre los sondeos 029 y 210, pero en este caso no dividen por completo el cuerpo resistivo que se encuentra a mayor profundidad.

Debajo del sondeo 212 aparece un cuerpo resistivo a una profundidad menor al kilómetro, que se separa de un segundo cuerpo resistivo más grande que se

encuentra en torno a lo 2 km de profundidad y cuya forma es irregular descendiendo a casi los 6 km de profundidad entre los sondeos 025 y 027.

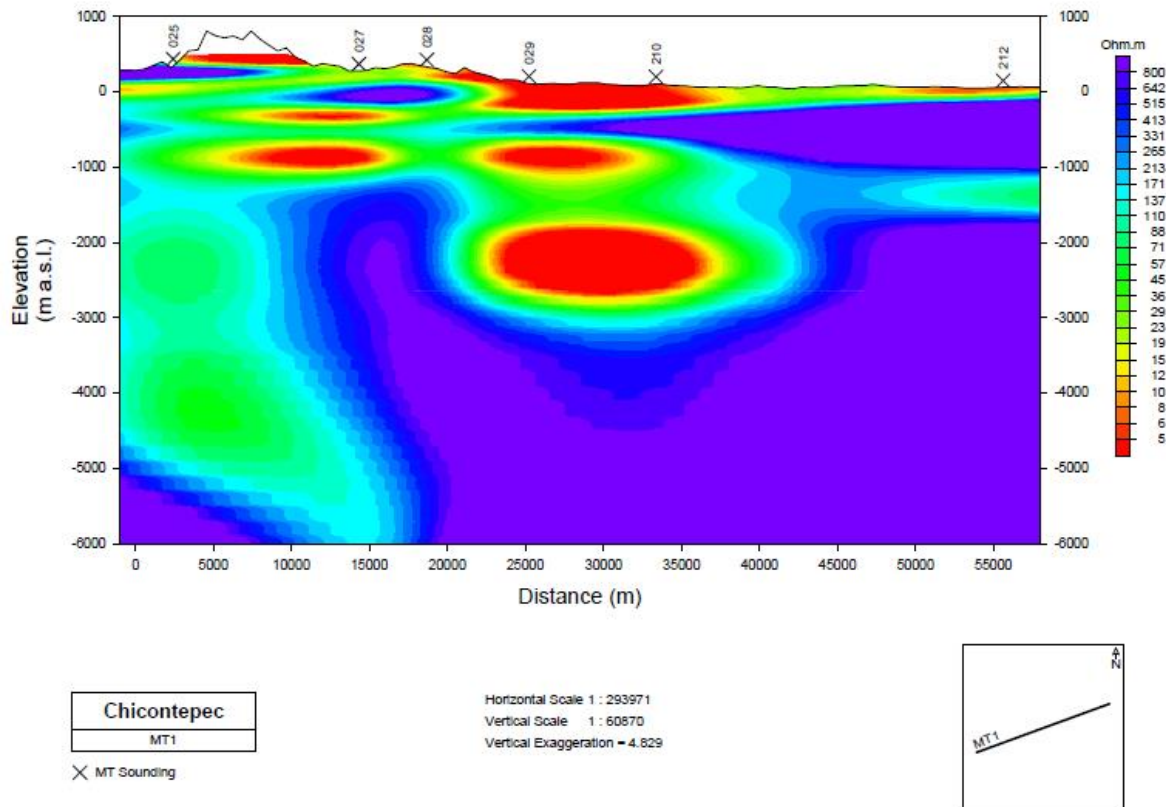


Figura 5.10 Perfil generado a partir de una inversión 2-D de los datos magnetotelúricos utilizando un tau de 5, y un error de 2.94.

Tomando como base los resultados obtenidos a partir de los modelos realizados y la información geológica que se tiene del Paleocanal de Chicontepec, se estableció que el perfil que muestra un resultado más coherente y con un menor grado de error es el elaborado con la inversión bidimensional y un factor tau de 5, además, como se mencionó, en este perfil los límites entre cada una de las capas geoelectricas se observan con claridad y permiten una correcta interpretación de los resultados.

Debido a las capacidades del método, no se tiene la resolución para observar la delimitación de cada una de las formaciones que conforman la estratigrafía del medio, pero en compensación se tiene un alcance lo suficientemente profundo para

permitir el análisis que conlleva el objetivo del trabajo y además se pueden apreciar las diferencias generales entre las litologías de la zona.

En este caso se puede establecer que la capa más superficial con resistividades medias entre 50 y 80 ohm-m corresponden a las distintas formaciones sedimentarias que conforman el Paleocanal, a grandes rasgos dichas formaciones se componen de areniscas, conglomerados, calizas, lutitas y margas. Sin embargo, cabe aclarar que dentro de estas formaciones existen algunas compuestas de materiales muy arcillosos y se asocian a los lentes (también llamados lentejones debido a su forma) de baja resistividad que se presentan entre los sondeos 029 y 210, estas formaciones aparecen de una forma muy característica por lo que se infiere que entre dichos sondeos existe una falla de la cual no se tiene registro aún por parte del SGM y por ello no es mencionada en el marco geológico.

La plataforma de Tuxpan es una unidad geológica que se puede identificar y separar de todas las demás formaciones sedimentarias ya que su contraste resistivo con el medio sedimentario es muy alto, también se diferencia claramente de la unidad resistiva que corresponde al basamento rocoso, además también puede identificarse porque presenta un mayor espesor bajo el sondeo 212 el cual se encuentra ubicado en el extremo oriental del perfil y es el más cercano al Golfo de México.

Finalmente, y correlacionando con la información geológica que se tiene, se ha logrado determinar que el basamento cristalino se encuentra a una profundidad que aumenta de este a oeste, comenzando en 2 km de profundidad en la parte este del perfil y culminando en casi 6 km en la parte oeste del perfil. Dicho basamento tiene una profundidad de 3 km entre los sondeos 029 y 210 debido a la presencia de la falla que se infiere entre dichos sondeos, y además desciende de forma abrupta bajo el sondeo 025, lo cual podría indicar la presencia de una de las zonas de Horts y Graben que se generaron durante la formación del Paleocanal de Chicontepec.

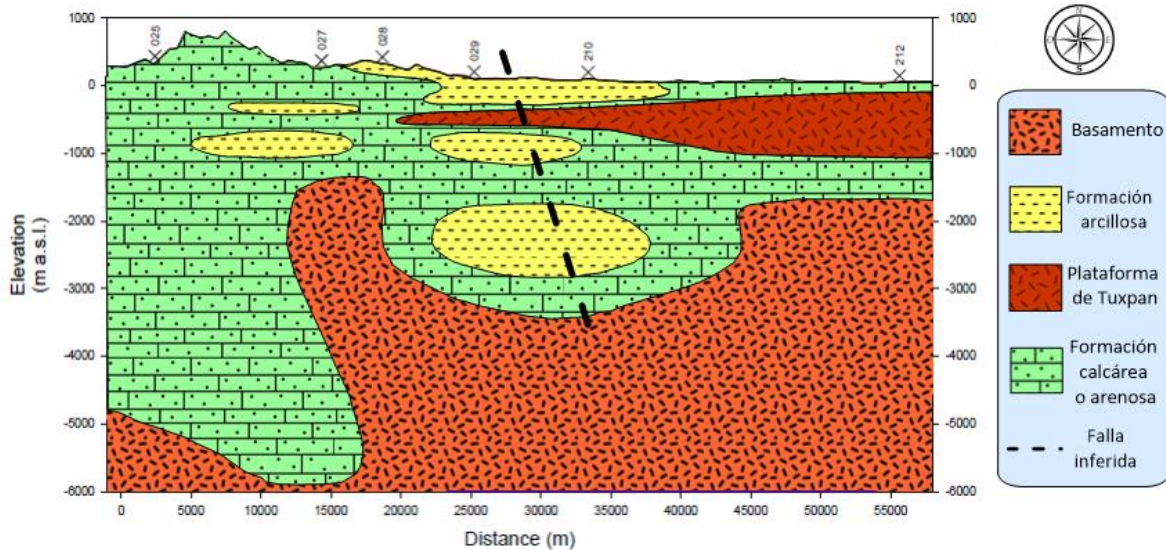


Figura 5.11 Modelo geológico, elaborado a partir del modelo magnetotélico 2-D con un factor tau de 5.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de los resultados obtenidos del procesamiento y modelación de los datos magnetotélicos y de la debida interpretación de estos resultados, se pueden generar las siguientes conclusiones:

- ◆ Se realizó un procesado, modelado e interpretación adecuado de los sondeos magnetotélicos utilizados para este trabajo.
- ◆ Los modelos generados tienen validez pues son capaces de correlacionar con la información geológica existente en la zona de estudio.
- ◆ La geología y estratigrafía de la zona de estudio es bastante compleja, pero los datos recabados con los sondeos permitieron distinguir entre formaciones con grandes contenidos de arcilla y las que están conformadas por otro tipo de sedimentos.
- ◆ Se logró identificar la Plataforma de Tuxpan como una formación resistiva independiente del basamento cristalino.
- ◆ El objetivo principal se cumplió con éxito, ya que a partir de los modelos del sector del Paleocanal de Chicontepec abarcado en este trabajo, se pudo identificar que el basamento rocoso se encuentra a una profundidad de 2 km

en el oriente y con una profundidad que varía a lo largo del perfil, terminando en 6 km de profundidad bajo el sondeo 025.

- ◆ En el sondeo 025 es el sondeo que proporciona la mayor profundidad de investigación, ya que se tiene mayor información del sondeo, por lo tanto, se encontró el basamento a 6 km de profundidad y esto se asocia a una zona de graben dentro del Paleocanal.

Como recomendaciones se sugiere que se amplíen los estudios, generando nuevos sondeos que disminuyan la distancia entre los sondeos existentes dando un panorama horizontal mucho más detallado y que además se aumente el tiempo de medición para alcanzar mayores profundidades que permitan observar el límite del basamento cristalino en las zonas de graben.

BIBLIOGRAFÍA

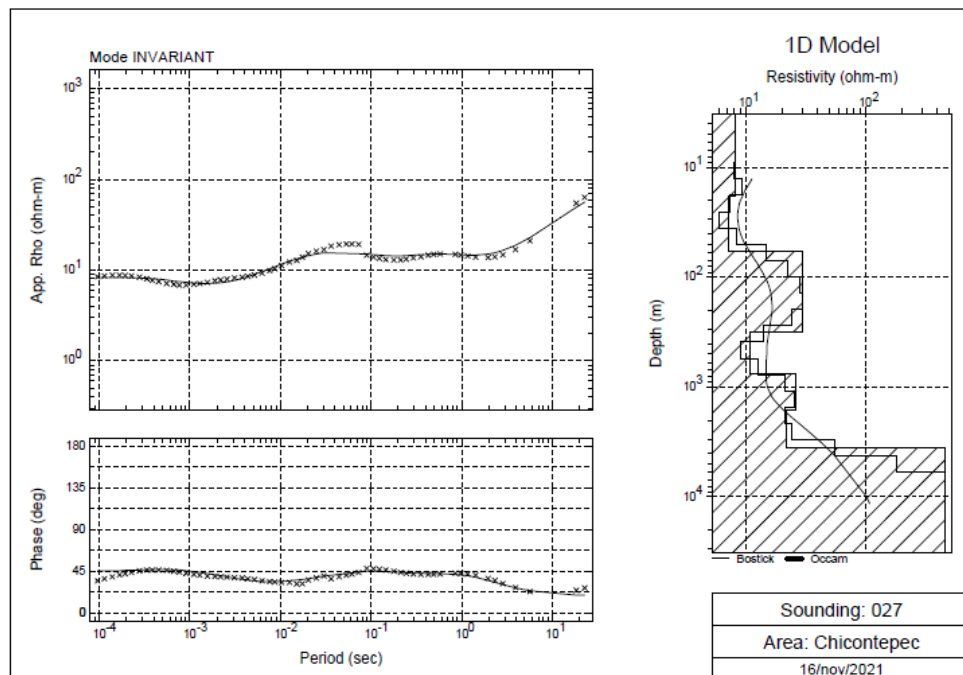
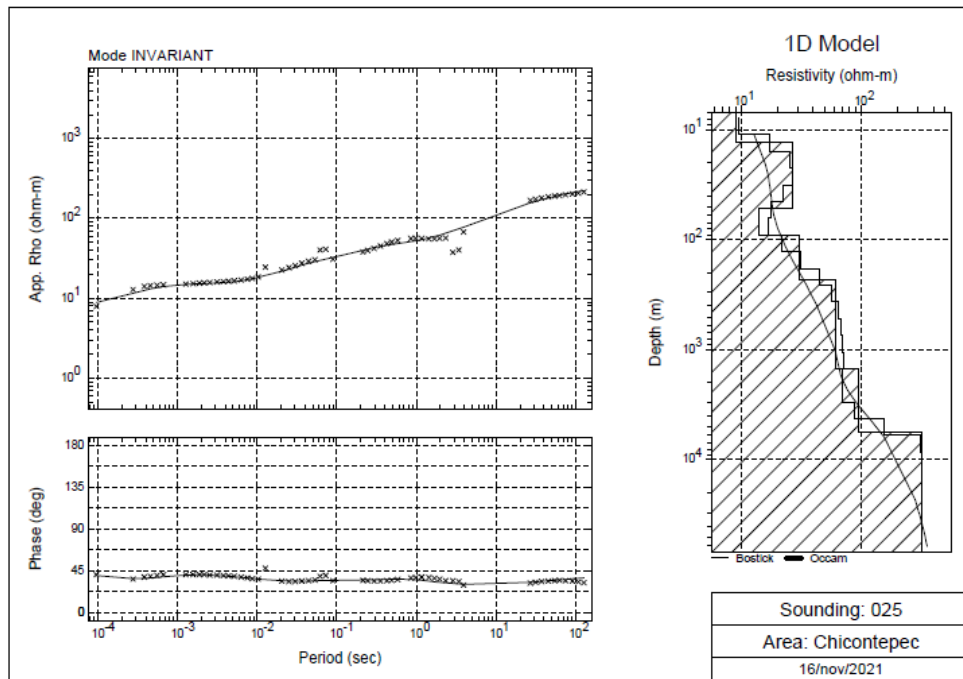
- Alegría Luna M. y Nava Pérez L. (2001). Los Sistemas Petroleros de la Región Tampico-Misantla. D.F., México: UNAM.
- Alegría Montenegro M. (2015). Desarrollo de Campos Petroleros en la Cuenca de Tampico, Tamaulipas. D.F., México: UNAM.
- Arellano Del Arco F. (2013). Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación del Campo Miquetla en la Cuenca de Chicontepec. D.F., México: UNAM.
- Ávila Vargas O. (2019). MODELO DEL GRABEN DE JUCHIPILA A PARTIR DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS. Juriquilla, Querétaro: UNAM.
- Avilés Esquivel T. A. (2016). Estudio magnetotelúrico en el norte del Golfo de California. Ensenada, B.C., México: CICESE.
- Azuara Diliegros B. y Resendiz Isidro J. (2011). Los Registros Geofísicos en el Paleocanal de Chicontepec. D.F., México: IPN.
- Cabrera Castro R. y Lugo Rivera J. (1984). Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias del Golfo de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geología del Petróleo (Tomo. 36). D.F., México. Pp 3-55.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3), 605-635.

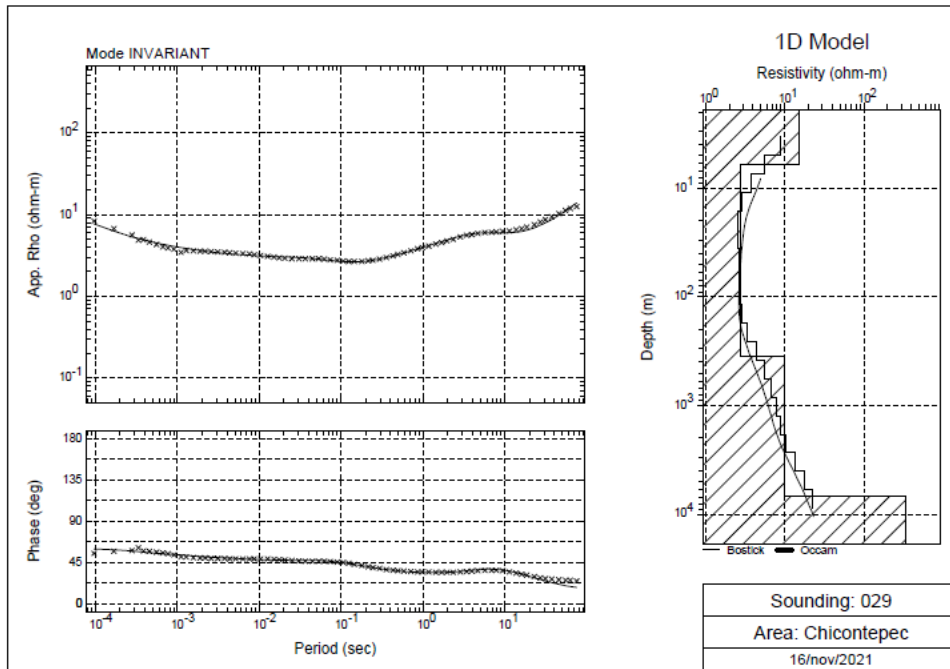
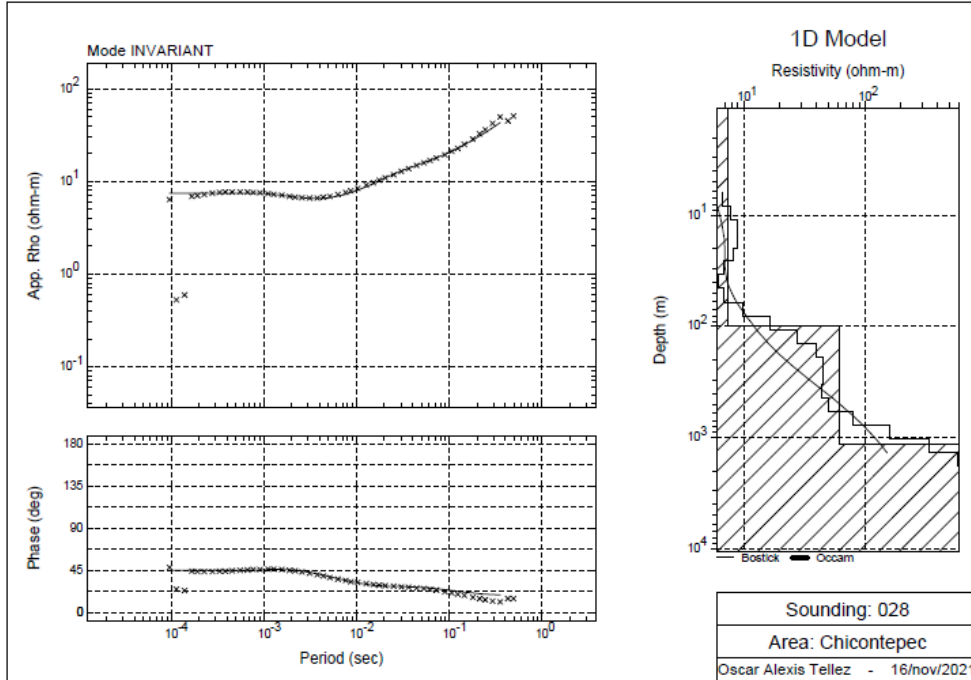
- Chave, A. y Jones, A. 2012. The magnetotelluric method: theory and practice. Cambridge University Press.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2018). Atlas Geológico de la Cuenca Tampico-Misantla. CDMX, México.
- Corbo-Camargo F. (2006). Modelo Geofísico del acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Tesis Maestría, Posgrado en ciencias de la Tierra, UNAM.
- Fujimoto, M. (2007). Physics of classical electromagnetism. New York: Springer.
- Martí i Castells, A. (2006). Magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central Betic Crustal Structure, A. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. Department de Geodinamica i Geofísica.
- Mayol Castillo M. (2005). Caracterización Geoquímica de los Aceites de la Cuenca de Chicontepec. D.F., México: IPN.
- Padilla y Sánchez R. (2007). Evolución Geológica del Sureste Mexicano Desde el Mesozoico al Presente en el Contexto Regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana (Tomo. 49). D.F., México: UNAM. Pp. 19-42.
- Ponce Castellanos J. (1979). Estudio Geológico-Petrolero del Terciario en un área de la Porción Sur de la Cuenca Tampico-Misantla. S.L.P., México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Teklesenbet, A.B. (2012). Multidimensional inversion of MT data from Alid Geothermal area, Eritrea. Comparison with geological structures and identification of a geothermal reservoir. Tesis Doctoral. Faculty of Earth Sciences, University of Iceland.
- Uribe Marín M. A. (2015). APLICACIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT) EN DOS ZONAS CON POSIBLE POTENCIAL GEOTÉRMICO UBICADAS EN LA XI REGIÓN DE AYSÉN, CHILE. Chile: Universidad de Concepción.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, 37(1).

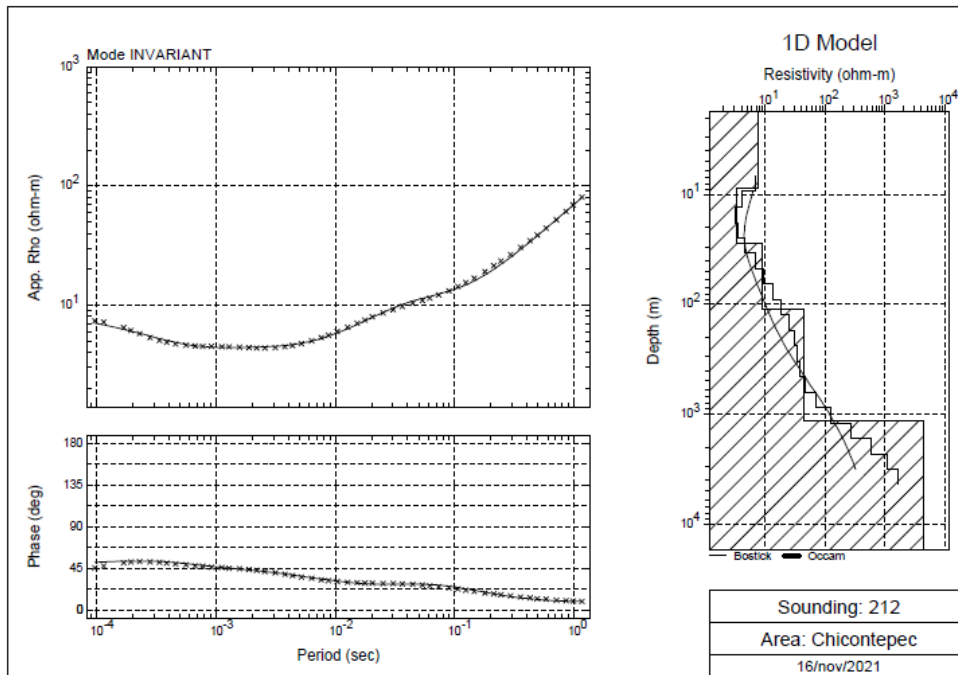
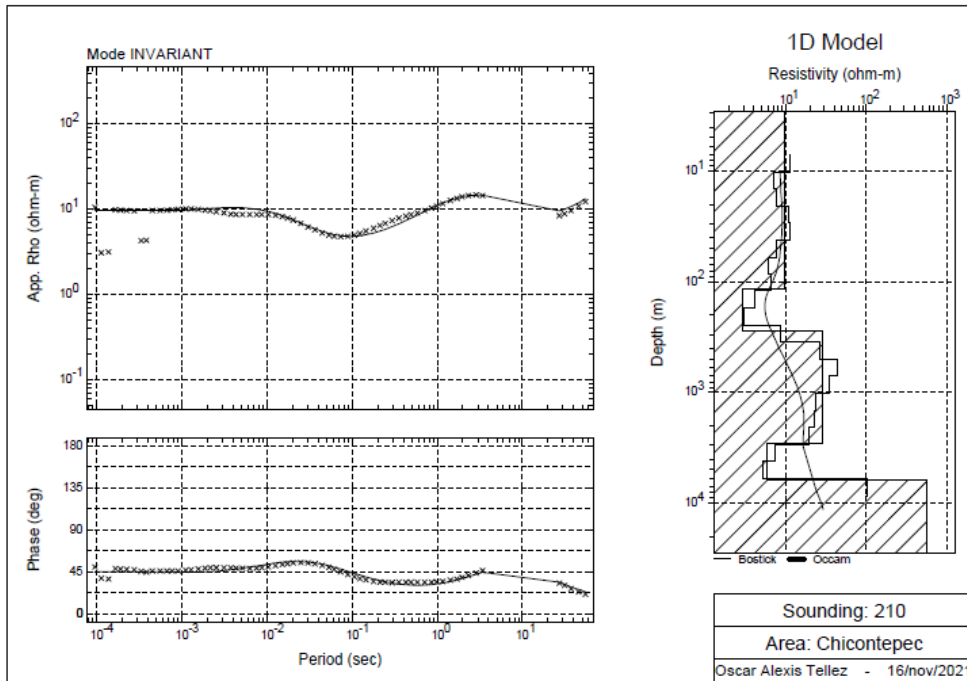
- Zhdanov, M.S. (2009). Geophysical Electromagnetic Theory and Methods. Vol. 43, Elsevier.

ANEXOS

Modelos 1-D usando la curva invariante.







Ajuste de curvas T_E y T_M en el modelo 2-D.

