



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

TRANSFORMADA ONDICULAR APLICADA AL ANÁLISIS DE REGISTROS
GEOFÍSICOS EN LA CUENCA DE MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
MARÍA NADXELY GUZMÁN ANDREWS

DIRECTOR DE TESIS:
DR. OSCAR CAMPOS ENRÍQUEZ
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX

MAYO, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales".

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios, a la Tierra y a la Vida, que me han dado tanto, por iluminarme y darme las fuerzas para continuar en este camino.

A mi madre, Rosita, quien con algo de paciencia supiste esperar este logro. Te agradezco por ser mi madre y por todas las enseñanzas que me has dado. Que el mundo siempre te tenga eterna en mi vida; y a mi padre, Jesús, por estar ahí para escucharme cuando ya no veía el camino en el horizonte.

A mi mejor amiga, Thalía, por estar a mi lado siempre, por acompañarme en la buenas y en las malas, por darme un lugar en tu cubículo para trabajar esta tesis y siempre gritarme que me apurara. Mi vida no sería lo mismo sin tu presencia.

A mis amigos: Ernesto, ya que sin ti, literal, no existiría esta tesis, por guiarme y escucharme siempre, por soportar mis gritos y alegrías. Es un placer conocerte y que dejes que esta amistad siga creciendo. A Félix por tu amistad y cuestionamientos que me hicieron aprender cosas nuevas y por tu frase célebre *mija, póngase a estudiar que la belleza no es eterna*. Que nuestra amistad continúe hoy y siempre.

A mi sinodal, doctor Oscar Campos, por su paciencia y apoyo constante, por sus consejos y aliento cuando ya no veía la salida. Sin usted esta tesis no se hubiera logrado.

Al doctor Coconi, por sus explicaciones, por formar parte de esta nueva formación como maestro, por su paciencia y amabilidad: hasta cuando no existía una actitud positiva usted tenía comentarios de aliento y una sonrisa.

A la doctora Claudia Arango, por sus explicaciones durante clases, por exhortarnos a obtener mejores resultados de los que no pensamos obtener, por su apoyo en la revisión de esta tesis y formar parte de este comité. Un gran modelo de mujer a seguir.

Al doctor Ambrosio Aquino, porque ha sido un placer tomar clases con usted. Su dedicación y esmero para enseñarnos es único. Le agradezco por aceptar ser parte de mi comité y por sus comentarios para enriquecer este trabajo.

Al doctor Arce, por apoyarme en la revisión de esta tesis y por sus comentarios acertados. Es un placer conocerlo.

A Araceli, por su paciencia y su sonrisa siempre al recibimos. Sin ti nunca hubiera logrado registrar ni avanzar esta tesis. Nunca cambies esa alegría única de tu persona.

A Mauricio, porque, aunque tu llegada a esta etapa fue al final, supiste estar a mi lado para desvelarte conmigo invitándome a comprender la Geología. Que este sea un fin exitoso para un comienzo increíble.

A Tobe, porque cuando tenía que revisar esta tesis o hacer trámite, o simplemente estaba estrada, siempre supiste recibirme felizmente con un movimiento de rabo.

Finalmente a CONACYT, ya que sin su el apoyo no hubiera podido estudiar en esta institución tan prestigiada como lo es la Universidad Nacional Autónoma de México.

CONTENIDO

RESUMEN	I
ABSTRACT	III
INTRODUCCIÓN	V
Capítulo 1 : TRANSFORMADA ONDICULAR.....	1
1.1. Principales Ondículas	3
1.1.1. Ondícula Daubechies.....	3
1.1.2. Ondícula Haar	3
1.1.3. Ondícula Coiflet.....	4
1.1.4. Ondícula Symlet	5
1.2. Transformada Ondicular Continua (CWT).....	6
1.3. Transformada Ondicular Discreta (DWT).....	9
1.4. Transformada Rápida Ondicular	13
1.5. Análisis Multiresolución	18
Capítulo 2 : REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS	19
2.1. Registro Rayos Gamma (GR).....	20
2.1.1. Principio Físico	20
2.1.2. Descripción de la Herramienta.....	20
2.1.3. Aplicaciones.....	21
2.2. Registro de Porosidad de Neutrón (NPHI)	22
2.2.1. Principio Físico	22
2.2.2. Descripción de la Herramienta.....	22
2.2.3. Aplicaciones.....	23
2.3. Registro de Densidad (ρ_B)	24
2.3.1. Principio Físico	24
2.3.2. Descripción de la Herramienta.....	24
2.3.3. Aplicaciones.....	25
2.4. Registro de Resistividad o Conductividad.....	26
2.4.1. Principio Físico	26
2.4.2. Descripción de la Herramienta.....	27
2.4.3. Aplicaciones.....	27
Capítulo 3 : CUENCA DE MÉXICO	28
3.1. Columna Estratigráfica	29
3.1.1. Cretácico.....	30
3.1.2. Terciario	31
3.1.3. Cuaternario.....	37
Capítulo 4 : SUELOS LACUSTRES	43
4.1. Importancia de los Suelos Lacustres	43
4.2. Origen de los Depósitos Lacustres	43
4.3. Antecedentes de Estudios de los Depósitos Lacustres en la Cuenca de México.....	44
Capítulo 5 : METODOLOGÍA	46
Capítulo 6 : INTERPRETACIÓN	50
6.1. Pozo A	50

6.1.1.	Análisis de CWT.....	50
6.1.2.	Análisis de DWT	57
6.2.	Pozo B	61
6.2.1.	Análisis de CWT.....	61
6.2.2.	Análisis de DWT	68
DISCUSIÓN.....		72
CONCLUSIONES.....		74
RECOMENDACIONES.....		75
REFERENCIAS		76

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Familia de la ondícula de Daubechies, para $N= 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ y 10 ; el eje x corresponde a la posición respecto al tiempo y el eje y a la amplitud. Esta ondícula es una de las que las características mencionadas por Goupillaud et al. (1984). La ortogonalidad de esta ondícula permite recuperar la señal original sin pérdida de información. Esta familia de ondículas son de media cero y de soporte compacto.	3
Figura 1.2 Ondícula de Haar.	4
Figura 1.3 Familia de la Ondícula Coiflet, para $N= 1, 2, 3, 4$ y 5 ; el eje x corresponde a la posición mientras que en el eje y a la amplitud.	4
Figura 1.4 Familia de la ondícula Symlet para $N= 2, 3, 4, 5, 6, 7$ y 8 ; el eje x corresponde a la posición y el eje y , a la amplitud.	5
Figura 1.5 Funcionamiento de la CWT. Se selecciona la ondícula y se calcula su correlación con cierta sección de la señal (a). Se desplaza en el eje temporal y se calcula la correlación con la siguiente sección (b). Al terminar, se re-escala la ondícula y se repite el proceso, tal como se muestra en el tercer caso (c) (tomada y modificada de Zainuddin et al., 2016). ...	7
Figura 1.6 Representación de una de señal en un plano tiempo-frecuencia, donde se aprecia que las escalas altas (bajas frecuencias) corresponden a una visión global no detallada de la señal, las bajas escalas (altas frecuencias) corresponden a una vista detallada (tomada y modificada de Mallat, 2009).	8
Figura 1.7 Representación gráfica de la CWT. a) Señal, b) Escalograma (tiempo-escala) y c) Espectrograma (tiempo-frecuencia).	9
Figura 1.8 Método de árbol jerárquico de descomposición implementado por DWT (tomado y modificado de Mallat, 2009).	15
Figura 1.9 Representación gráfica de los coeficientes de la DWT (escalograma) (tomado y modificado de: http://www.dicis.ugto.mx/profesores/arturogp/documentos/Análisis%20Espectral/Lectura%207%20-%20Análisis%20Espectral.pdf)	16
Figura 1.10 Reconstrucción de la señal $x(n)$ a partir del vector de coeficientes DWT (tomado y modificado de Mallat, 2009).	17
Figura 2.1 Sonda usada para medir el registro de rayos gamma (tomada y modificada de presentación: “Registros Geofísicos”, Coconi-Morales, 2012).	21
Figura 2.2 Sonda tipo Neutrón Compensado (tomada y modificada de presentación: “Registros Geofísicos”, Coconi-Morales, 2012).	23
Figura 2.3 Dispositivo LWD, herramienta empleada para medir la porosidad mediante registros de neutrón, densidad y sónico (tomada de la página de International Ocean Discovery Program http://iodp.ldeo.columbia.edu/).	25
Figura 2.4 Esquema de las Zonas Invasadas (tomado y modificado de Asquith y Gibson, 1982).	27
Figura 3.1 Ubicación del área de estudio (Mapa generado con Generic Mapping Tools-GMT) (Cuenca de México digitalizada de Gómez-Reyes, 2013).	28
Figura 3.2 Tabla Estratigráfica de la Cuenca de México y áreas adyacentes (tomado y modificado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).	29
Figura 4.1 Columnas geológicas de las áreas de los pozos Mixhuca y Tulyehualco (tomadas y modificadas de Arce et al., 2013).	45
Figura 5.1 Representación gráfica de la secuencia de los pasos aplicados en el análisis e interpretación de los registros geofísicos de pozos con la transformada de ondícula.	46
Figura 5.2 Representación gráfica del registro de rayos gamma (señal original) y el registro de rayos gamma obtenido por la interpolación (señal interpolada).	47

Figura 6.1 Escalogramas obtenidos de los registros de rayos gama y de resistividad del pozo A.....	52
Figura 6.2 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo A hasta 200 m de longitud de onda.....	54
Figura 6.3 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo A hasta 80 m de longitud de onda.....	56
Figura 6.4 Imagen de representación de la sumatoria de las escalas representativas 7 y 8, obtenidos para el pozo A con rayos gama y resistividad.	58
Figura 6.5 Imagen de representación de la escala 5, obtenidas para el pozo A con rayos gama y resistividad.....	60
Figura 6.6 Imagen de representación de los escalogramas obtenidos para el pozo B con rayos gama, resistividad, porosidad y densidad.....	62
Figura 6.7 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo B hasta 100 m de longitud de onda.....	64
Figura 6.8 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo B hasta 30 m de longitud de onda.....	67
Figura 6.9 Imagen de representación de la sumatoria de las escalas representativas (escalas 7 y 8), de los registros geofísicos del pozo B.....	69
Figura 6.10 Imagen de representación de las escalas 5 obtenidas de los registros del pozo B.....	71

RESUMEN

En esta tesis se aplica una herramienta matemática, de desarrollo relativamente reciente, al análisis e interpretación de registros geofísicos de pozos. Este estudio está enfocado a establecer si la transformada ondicular (en sus versiones continua y discreta) tiene potencial de uso en el análisis e interpretación de registros geofísicos de pozo. El registro geofísico de pozo, nos proporciona, en función de la profundidad, el perfil de alguna propiedad petrofísica de la secuencia estratigráfica cortada por un pozo. Entre los diferentes registros geofísicos de pozo podemos mencionar los registros de porosidad (NPHI/DPHI), resistividad (RES), rayos gamma (GR), densidad (ρ_B), y otros como permeabilidad (K), saturación de fluidos, así como esencialmente la identificación de los contactos litológicos principales. Los registros se obtienen mediante un instrumento denominado sonda, la cual se compone de uno o más sensores que se encargan de medir sobre la pared del pozo la respuesta física de la roca.

La evaluación de registros geofísicos de pozo es básica en diferentes áreas tales como en la caracterización de un yacimiento, o de un acuífero, evaluación de reservas, o bien, en la interpretación geológica y desarrollo de campos petroleros.

La Transformada Ondicular es una técnica que se ha usado en geofísica para el análisis de señales variantes en el tiempo. Existen dos técnicas para obtener esta transformada y que se conocen como la transformada ondicular discreta y continua. La transformada ondicular se aplica para estudiar señales en diferentes bandas de frecuencias, lo que permite analizar la señal en distintas resoluciones. El uso de la transformada ondicular, se basa en una descomposición por medio de una ondícula madre que es sucesivamente escalada y trasladada. Con este proceso se puede obtener una representación gráfica en el plano tiempo-escala, nombrado escalograma, que permite la identificación de características de la señal en estudio a diferentes escalas o resoluciones. Es importante mencionar que los registros geofísicos de pozos constituyen señales variantes con respecto a la profundidad y representan un material idóneo para su análisis mediante la transformada ondicular.

En el trabajo que comprende esta tesis, se aplicó, como ya se mencionó, la transformada ondicular al estudio de los registros geofísicos de dos pozos perforados en la Cuenca de México. Se analizaron los siguientes registros geofísicos de rayo gamma, resistividad, porosidad y densidad. El objetivo principal era determinar si la transformada ondicular puede proporcionar información de valor en el análisis e interpretación de registros geofísicos. En particular se esperaba identificar características presentes en la señal que pudieran indicar patrones que señalaran una zonificación de las diferentes unidades estratigráficas cortadas por los respectivos pozos.

Como resultado general de este estudio se concluye que la transformada ondicular proporciona información de mucho interés para el análisis e interpretación de registros geofísicos de pozo. En particular, la transformada ondicular continua, a través de los escalogramas, permitió establecer la estructura subyacente, a diferentes escalas (o longitudes de onda), de las diferentes unidades estratigráficas de las columnas geológicas de los pozos. La transformada ondicular discreta también aportó información de interés para algunas de las unidades estratigráficas. Sin embargo, no proporcionó una visión de conjunto como la observada en los escalogramas obtenidos con la transformada ondicular continua. Cabe mencionar que la transformada ondicular discreta, se aplicó para analizar señales estudiadas con base en la reconstrucción empleando las señales que consideramos que contenían el mayor contenido de información de las señales de los registros geofísicos. Esto limitó mucho su potencial de aplicación.

Se pudo establecer, en forma general, que los registros geofísicos contienen información relacionada con características que pueden ser de utilidad para dividir una unidad estratigráfica en varias partes. Así se estableció una sub-estructura para las diferentes unidades geológicas. Estas sub-estructuras comprenden una serie de zonas bien delimitadas unas de otras por un núcleo central con valores relativamente mayores que su alrededor.

En el caso de los paquetes lacustres, estas zonas, han sido interpretadas con unidades de sedimentación. En el caso de las unidades ignimbríticas, pudieran representar ciclos de efusión, por ejemplo. Será una correlación detallada con la petrografía de la columna geológica la que confirme esta interpretación preliminar.

La transformada ondicular discreta también aportó información de interés para algunas de las unidades estratigráficas. Sin embargo, no proporcionó una visión de conjunto como la observada en los escalogramas obtenidos con la transformada ondicular continua. Cabe mencionar que la transformada ondicular discreta, se aplicó para analizar señales estudiadas con base en la reconstrucción empleando las señales que consideramos que contenían el mayor contenido de información de las señales de los registros geofísicos. Esto limitó mucho su potencial de aplicación.

Se pudo establecer, en forma general, que los registros geofísicos contienen información relacionada con características que pueden ser de utilidad para dividir una unidad estratigráfica en varias partes. Así se estableció una sub-estructura para las diferentes unidades geológicas. Estas sub-estructuras comprenden una serie de zonas bien delimitadas unas de otras por un núcleo central con valores relativamente mayores que su alrededor.

En el caso de los paquetes lacustres, estas zonas, han sido interpretadas con unidades de sedimentación. En el caso de las unidades ignimbríticas, pudieran representar ciclos de efusión, por ejemplo. Será una correlación detallada con la petrografía de la columna geológica la que confirme esta interpretación preliminar.

ABSTRACT

In this thesis, a mathematical tool of relatively recent development is applied to analysis and interpretation of geophysical well logs. This study is focused to establishing if the wavelet transform (in its continuous and discrete versions) has the potential to be used in the analysis and interpretation of geophysical well logs. The geophysical well log, provides, the depth profile of some petrophysical property of the stratigraphic sequence cut by the well. Among the different geophysical well logs, we can mention the porosity (DPHI / NPHI), resistivity, gamma ray (GR), density (ρ_B) and other properties like permeability (K), fluid saturation, as well as essentially the identification of the main lithological contacts. The logs are obtained by an instrument named probe, which comprises one or more sensors that are responsible for measuring the physical response of the rock on the wall of the well.

The evaluation of geophysical well logs is basic in different areas such as in the characterization of a reservoir, of an aquifer, evaluation of reserves, or, for the geological interpretation and development of oil fields.

The wavelet transform is a technique that is used in geophysics to analysis time variable signals. There are two techniques to get the transform, that are known as discreet and continues wavelet transforms, the wavelet transform is use for the study of signal with different frequency bands, what allows to analyze the signal in different resolutions. The application of the wavelet transform, is based on a decomposition by means of a basic wavelet; which is convolved with the signal. This wavelet or mother wavelet is successively escalated and displaced. With this process one can obtain a graphical representation in the time-scale plane named scalogram. This allows one to identify the characteristics of the signal at different scales or resolutions. It is important to mention that the geophysical well logs are depth variable signals and represent an ideal material for analysis by means of the wavelet transformation.

In the work included in this thesis, the above mentioned wavelet transform was applied to study the geophysical logs of two wells drilled in the Mexico Basin. The following geophysical logs of gamma ray, resistivity (RES), porosity (NPHI / DPHI) and density (ρ_B) were analyzed. The main objective was to determine if the wavelet transform can provide valuable information in the analysis and interpretation of geophysical logs. In particular, it was expected to unfold characteristics present in the signal that could indicate patterns that point to the existence of a zoning of the different stratigraphic units cut by the respective wells.

As a general result of this study it is concluded that the wavelet transform provides information of great interest for the analysis and interpretation of geophysical well logs. In particular, the continuous wavelet transform, through the scalograms, allowed to establish the underlying structure, at different scales (or wavelengths), of the different stratigraphic units of the studied well geological columns. The discrete wavelet transform also provided information of interest for some of the stratigraphic units. However, it did not provide an overview as observed in the scalograms obtained with the continuous wavelet transform. It is worth mentioning that the discrete wavelet transform was applied to analyze obtained signals based on the reconstruction using the scales that we considered to contain the largest amount of information content of the signals from the geophysical logs. This greatly limited its application potential.

It was established, in general, that geophysical logs contain information related to characteristics that may be useful to divide a stratigraphic unit into several parts. Thus, a sub-structure was established for the different geological units. These sub-structures

comprise a series of cells well delimited from each other by a central zone with values relatively greater than their surroundings.

These zones have been interpreted with sedimentation units, in the case of lacustrine packages. In the case of ignimbrite units, they could represent effusion cycles, for example. It will be a detailed correlation with the petrography of the geological column that confirms this preliminary interpretation.

INTRODUCCIÓN

La aplicación de la Transformada Ondicular en el área de la geofísica, data de los principios de los 80's cuando Jean Morlet, implementó esta herramienta matemática para el análisis tiempo-frecuencia de señales sísmicas, con el objetivo de delimitar zonas posibles de hidrocarburos; años más tarde, Stéphane Mallat, formularía el algoritmo matemático para su cálculo. Actualmente, el algoritmo se aplica para el análisis de la turbulencia atmosférica y de los océanos, en el procesado y análisis de imágenes, en el análisis de señales sísmicas, en el problema de separación de anomalías en métodos potenciales y en el análisis y evaluación de registros geofísicos de pozos a diferentes resoluciones.

La identificación de la distribución de las distintas unidades litológicas y su correlación con los parámetros petrofísicos constituye el marco en el que se desarrolla la caracterización estática y dinámica de los pozos. En este marco general, consideraciones respecto de la determinación de los contactos litológicos a partir de los registros geofísicos de pozos, son de importancia relevante.

El área de estudio se localiza en la Cuenca de México, donde se cuenta con dos pozos, el primer pozo (A) se encuentra en el área del antiguo Lago de Texcoco, mientras que el segundo pozo (B) se ubica en el área del Lago de Xochimilco; los cuales se localizan en una región caracterizada por la existencia de intensos y activos procesos volcánicos y tectónicos.

En este trabajo, se propone aportar información sobre la estructura de los estratos que se encuentran en los primeros 600 metros de los dos pozos mencionados, que se encuentran en la Cuenca de México. La estructura de los estratos se analizó, mediante una técnica no convencional (Transformada Ondicular) aplicada al análisis de los registros geofísicos de pozos. Esta técnica no es muy empleada en la petrofísica; sin embargo, es un método que ayuda a identificar los cuerpos de interés en el plano espacio-número de onda.

El contenido de la tesis se divide en 3 partes, la primera se conforma por la parte teórica constituida por los capítulos 3 y 4; donde el tercer capítulo describe la Transformada Ondicular y las dos formas con las que puede ser obtenida; el cuarto capítulo describe la clasificación de los registros geofísicos de pozos describiendo únicamente los registros que se midieron en cada uno de los pozos en estudio, así como su principio, descripción de la herramienta y sus aplicaciones.

La segunda parte se enfoca a la geología general de la zona a estudiar. En el capítulo 5 se da a conocer la zona de estudio, seguido por un capítulo donde se describe la estratigráfica, y posteriormente se resumen las características de los depósitos lacustres. Finalmente se mencionan algunos trabajos enfocados al estudio de depósitos lacustres que se han realizado en el Lago de Chalco.

La última parte de la tesis comprende el análisis realizado de los resultados obtenidos mediante la transformada ondicular; se analizan las representaciones gráficas de los resultados obtenidos (escalogramas) y se correlacionan con la columna estratigráfica. Finalmente se presentan las conclusiones a que se llegaron; y se hacen algunas recomendaciones. Por último, se presenta la bibliografía utilizada para este trabajo.

Capítulo 1 : TRANSFORMADA ONDICULAR

La transformada de Fourier desarrollada en 1807, es considerada como la base de la teoría de la transformada ondicular, por constituir el primer método para representar señales periódicas como una sumatoria de senos y cosenos (Yitzhank, 1976). Sin embargo, el análisis de Fourier presenta el problema que no puede indicar el instante en que ocurre un conjunto particular de contenido frecuencial.

Para 1946, Dennis Gabor, adapta la transformada de Fourier para realizar análisis en el tiempo aplicando la misma transformada de Fourier, pero a pequeñas secciones de la señal, desarrollando la técnica conocida como transformada de ventaneo. Este procedimiento no resuelve todas las dificultades, debido a que la misma ventana se aplica para todas las frecuencias.

En 1984, Grossman y Morlet introducen la transformada ondicular, una herramienta matemática concebida para el análisis de señales, que permite conocer el espectro de frecuencia respecto al tiempo, resolviendo la dificultad antes mencionada que otras herramientas presentan, en particular la transformada de Fourier. La transformada ondicular, facilita el análisis de señales no estacionarias o transitorias y permite visualizarlas a diferentes escalas. La transformada ondicular se puede obtener de dos formas: la transformada ondicular continúa (CWT) y discreta (DWT).

La transformada ondicular se basa en familias de funciones denominadas ondículas que son localizadas y oscilantes en el tiempo t , $\psi(t)$ (Deighan y Watts, 1997; Burke, 1998). Estas funciones de familias se derivan de funciones básicas (denominadas ondículas madre), mediante escalamientos y traslaciones que se representan por la siguiente ecuación:

$$\psi_{(a,b)}(t) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (1.1)$$

donde:

b = parámetro de traslación

a = parámetro de escala

$\psi_{b,a}$ = función de transformación denominada “ondícula madre o mother wavelet”

Donde el escalamiento y la traslación se definen de la siguiente manera:

- **escalamiento:** permite elongar o comprimir una ondícula en el contexto de un espacio tiempo-escala. Esto permite sintonizar el grado de resolución con el que se desea analizar la señal. Para estudiar el dominio de las bajas frecuencias o grandes longitudes de onda (altas escalas) la ondícula debe ser elongada o dilatada lo que permite obtener una visión global no detallada. Para analizar pequeños detalles (alta

frecuencias, bajas escalas), la ondícula se comprime lo que posibilita una vista de detalle. En términos de frecuencia, las bajas frecuencias (altas escalas), corresponderán a una información global que abarca toda la señal y las altas frecuencias (bajas escalas) proporcionan información detallada de una característica de la señal que por lo general dura un tiempo relativamente pequeño. Existe una relación inversa entre la escala y la frecuencia, por lo cual en el análisis de las escalas bajas se usa la ondícula comprimida y para mayores escalas, se usa la ondícula elongada.

- **translación:** parámetro que permite ubicar la señal en cualquier posición, y que posibilita que la señal en estudio sea analizada íntegramente.

Haar en 1909, menciona por primera vez la palabra “ondícula”, desde entonces se ha desarrollado una gran variedad de ondículas, las cuales, pueden ser simétricas o asimétricas, ortogonales o no ortogonales, entre otras; las cuales, como ya se mencionó, se generan a partir de una ondícula madre $\psi_{(a, b)}$ respectivamente. Cualquier función que se requiera utilizar como función ondicular debe de cumplir las siguientes condiciones (Goupillaud et al., 1984):

1. Debe ser ortogonal y ortonormal.
2. Debe ser de banda limitada (soporte compacto) y con media cero.
3. Deber ser totalmente integrable y de cuadrado integrable (energía finita).

Las Figuras 1.1, 1.2, 1.3 y 1.4, muestran ejemplos de ondículas.

1.1. Principales Ondículas

1.1.1. Ondícula Daubechies

La familia de ondículas Daubechies fueron desarrolladas en 1988, por la necesidad de construir funciones ortogonales y suaves. Las cuales se constituyen por un conjunto caracterizado por N (entero par) que denota el orden de la ondícula, a mayor orden, la ondícula se contrae obteniendo un análisis de detalle y a menor orden la ondícula se dilata; estas ondículas se denotan como dbN (Figura 1.1).

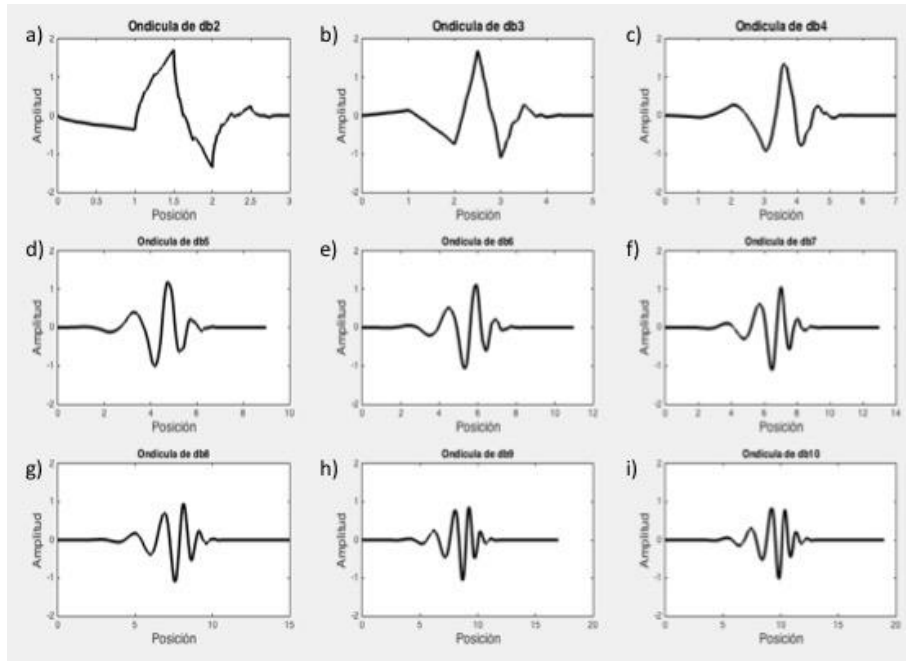


Figura 1.1 Familia de la ondícula de Daubechies, para $N= 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ y 10 ; el eje x corresponde a la posición respecto al tiempo y el eje y a la amplitud. Esta ondícula es una de las que las características mencionadas por Goupillaud et al. (1984). La ortogonalidad de esta ondícula permite recuperar la señal original sin pérdida de información. Esta familia de ondículas son de media cero y de soporte compacto.

1.1.2. Ondícula Haar

Esta función constituye una ondícula ortonormal que pertenece al espacio de las funciones de cuadrado integrable sobre la recta real (Figura 1.2).

Entre sus principales características, se tiene la baja complejidad computacional y algorítmica asociada, así como su alta probabilidad para recuperar detalles pequeños en la transformación inversa en un régimen con pérdida.

Una de sus ventajas es que funciona para el análisis de señales con transiciones repentinas; sin embargo, la ondícula de Haar no es continua y por lo tanto no derivable.

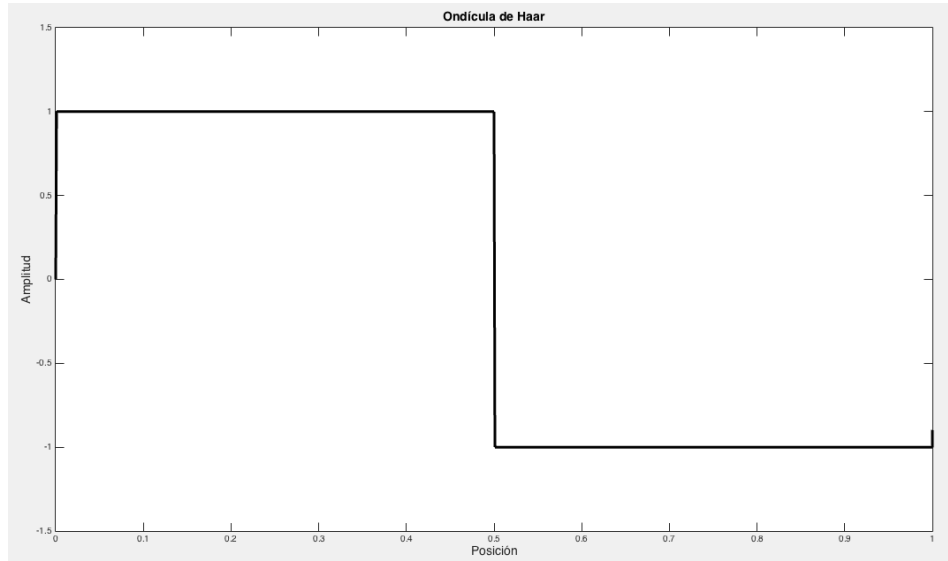


Figura 1.2 Ondícula de Haar.

1.1.3. Ondícula Coiflet

La ondícula de Coiflet fue creada por Daubechies (1988); esta ondícula se caracteriza por ser ortogonal y de soporte compacto. Son más simétricas que las ondículas de Daubechies y poseen un mayor número de momentos nulos. La familia de esta ondícula se muestra en la Figura 3.3, la cuales se denotan como CoifN (donde N es un entero).

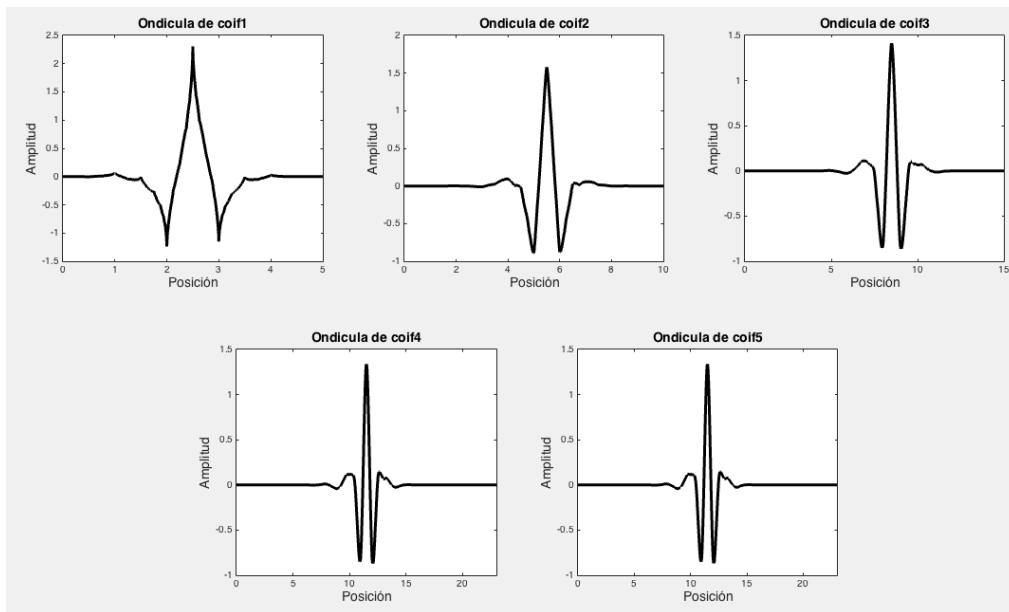


Figura 1.3 Familia de la Ondícula Coiflet, para N= 1, 2, 3, 4 y 5; el eje x corresponde a la posición mientras que en el eje y a la amplitud.

1.1.4. Ondícula Symlet

Son el producto de una modificación de la familia de las ondículas de Daubechies; estas ondículas son ortogonales y de soporte compacto. Son casi simétricas y sus propiedades son casi similares a las de Daubechies (Figura 1.4).

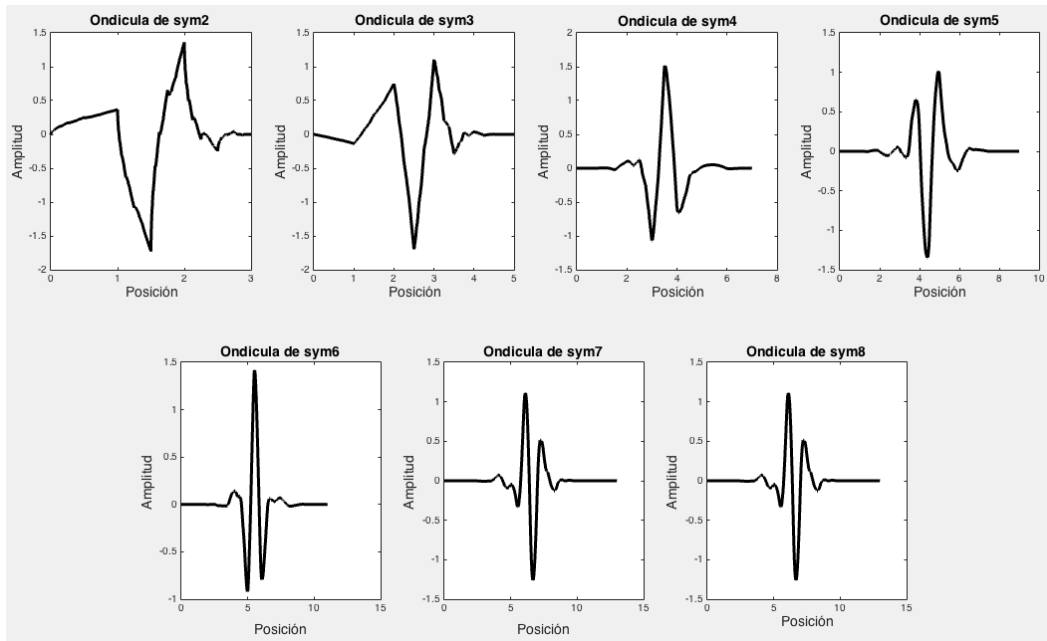


Figura 1.4 Familia de la ondícula Symlet para $N= 2, 3, 4, 5, 6, 7$ y 8 ; el eje x corresponde a la posición y el eje y , a la amplitud.

FAMILIA	GRUPO	ANÁLISIS	SIMETRÍA
Coiflet	Ortogonal, biortogonal y de soporte compacto	CWT y DWT	Cercanamente Simétrica
Daubechies	Ortogonal, biortogonal y de soporte compacto	CWT y DWT	Asimétrica
Symlet	Ortogonal, biortogonal y de soporte compacto	CWT y DWT	Cercanamente Simétrica

Tabla 1.1 Resumen de propiedades de las familias de ondículas, donde CWT es la transformada ondicular continua y DWT la transformada ondicular discreta (modificada de García-Tovar, 2012).

1.2. Transformada Ondicular Continua (CWT)

Los primeros en introducir la Transformada Ondicular Continua (CWT) fueron Grossman y Morlet (1984), pero no fue hasta que Daubechies (1988) y Mallat (1989) establecieron la conexión entre el procesamiento de señales discretas y la transformada ondicular, que ésta llamó la atención en el campo del procesamiento de señales.

La CWT de una señal $f(t)$ viene dada por:

$$C(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{a,b}(t) dt = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (1.2)$$

o en términos de sus representaciones espectrales:

$$C(a, b) = \sqrt{|a|} \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) \psi(a\omega) e^{jb\omega} \quad (1.3)$$

donde:

b = parámetro de traslación.

a = parámetro de escala.

$\psi_{b,a}$ = función de transformación denominada “ondícula madre o mother wavelet”

En la ecuación 1.3, la función $f(\omega)$ representa la señal a analizar, “a” y “b” son los parámetros de escala y de traslación respectivamente en el dominio de la frecuencia (ω). A una escala dada, se sustituye la señal por su mejor aproximación posible. La señal es de energía finita, pasa banda y oscilante. En este caso, la señal $f(t)$ puede ser reconstruida mediante la transformada ondicular inversa (ICWT) (Strange, 1989), definida como:

$$f(t) = C_g \iint C_f(a, b) \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \frac{db da}{a^2} \quad (1.4)$$

donde:

$f(t)$ = señal reconstruida

$C_f(a, b)$ = transformada ondicular continúa de la función f .

b = parámetro de traslación.

a = parámetro de escala.

db = diferenciales respecto a la traslación.

da = diferenciales respecto a la escala.

C_g = constante que depende de la ondícula a usar (constante de admisibilidad).

Desde un punto de vista intuitivo operativo, el cálculo de la CWT consiste en determinar un índice de semejanza entre la señal que está siendo analizada y la ondícula, tal como se muestra en la Figura 1.5.

El proceso de cálculo de la CWT puede ser descrito en 4 sencillos pasos:

1. Seleccionar una ondícula madre.
2. Dados dos valores a y b (escala y traslación), calcular un coeficiente $C(a, b)$ mediante la ecuación 1.2, que representa la correlación entre la ondícula y la sección de la señal analizada.
3. Se desplaza la ondícula en el sentido positivo del eje temporal, y se repiten los pasos anteriores hasta que se haya cubierto la totalidad de la señal.
4. Se escala la ondícula en el tiempo, y se repiten los pasos 1 a 3.

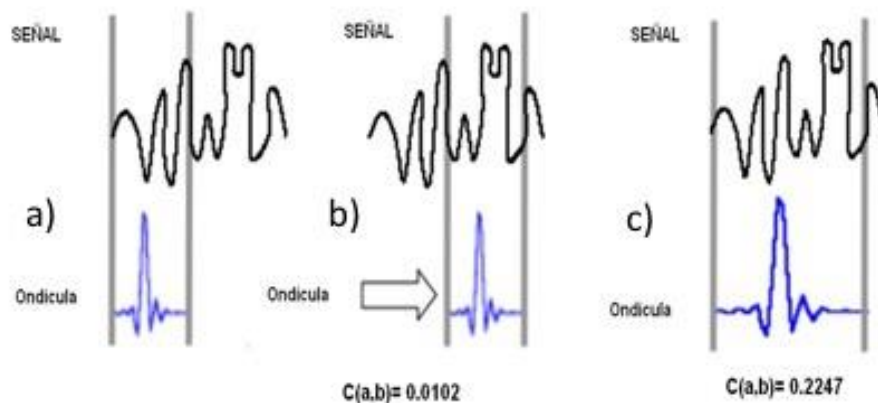


Figura 1.5 Funcionamiento de la CWT. Se selecciona la ondícula y se calcula su correlación con cierta sección de la señal (a). Se desplaza en el eje temporal y se calcula la correlación con la siguiente

sección (b). Al terminar, se re-escala la ondícula y se repite el proceso, tal como se muestra en el tercer caso (c) (tomada y modificada de Zainuddin et al., 2016).

Una característica de la CWT es la buena resolución que presenta en el dominio frecuencial para bajas frecuencias, y una buena resolución en el dominio del tiempo para altas frecuencias (Figura 1.6).

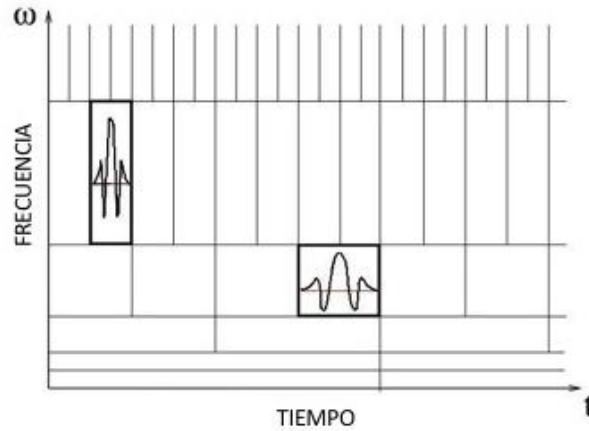


Figura 1.6 Representación de una de señal en un plano tiempo-frecuencia, donde se aprecia que las escalas altas (bajas frecuencias) corresponden a una visión global no detallada de la señal, las bajas escalas (altas frecuencias) corresponden a una vista detallada (tomada y modificada de Mallat, 2009).

La representación gráfica de la CWT emplea un plano tiempo-escala, el cual es nombrado escalograma; sin embargo, como la escala está relacionada inversamente con la frecuencia, el escalograma puede convertirse a un espectrograma (tiempo-frecuencia) (Figura 1.7).

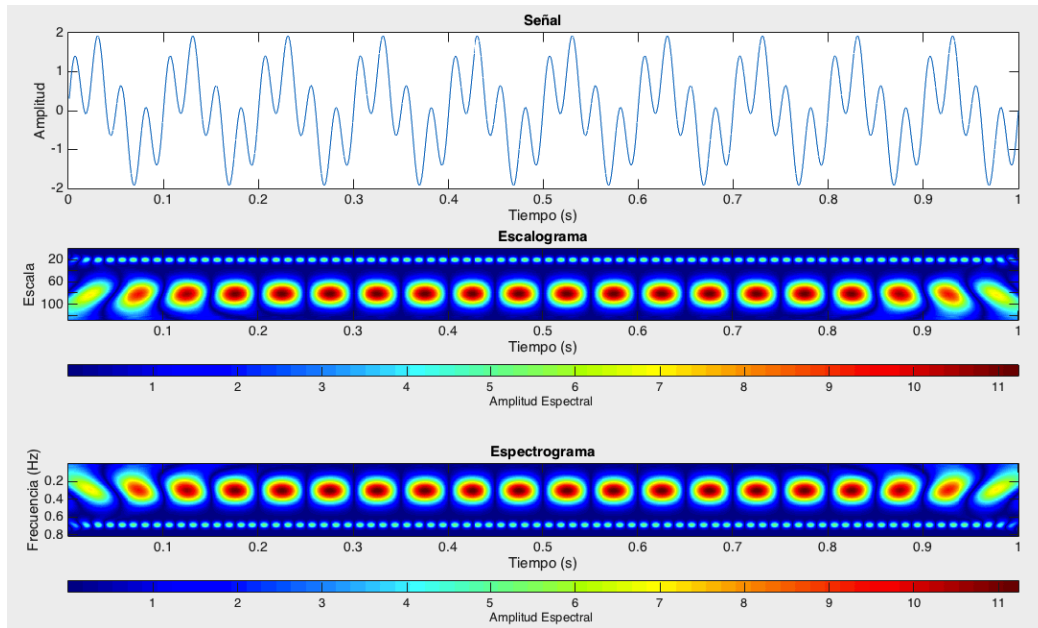


Figura 1.7 Representación gráfica de la CWT. a) Señal, b) Escalograma (tiempo-escala) y c) Espectrograma (tiempo-frecuencia).

1.3. Transformada Ondicular Discreta (DWT)

La transformada ondicular discreta o DWT (por sus siglas en inglés) surge de la necesidad de evitar la redundancia del análisis de la CWT, debido a que en esta última se realiza una cantidad grande de cálculos, que hace que el tiempo de cómputo necesario para su cálculo sea relativamente grande; y aunque la CWT puede obtenerse de manera discretizada no es una transformada discreta, sino una versión de muestreo a diferentes escalas.

La DWT es una herramienta que sintetiza la señal de una manera más eficiente; esto se logra utilizando bancos de filtros de simetría de cuadratura (QMF); los cuales comprenden un par de conjuntos de filtros (pasa bajas y pasa altas) que sirven para filtrar la señal original.

Los filtros que se implementa en el cálculo de la DWT, utilizan diferentes frecuencias de corte; el filtro pasa bajas elimina todas las frecuencias que son mayores a la mitad de la frecuencia de la señal y el filtro pasa altas elimina las frecuencias que se encuentran por debajo de la mitad de la frecuencia máxima de la señal; obteniendo dos diferentes versiones de la señal, las cuales ahora tienen su mayor frecuencia en $\frac{\pi}{2}$ radianes y no en (π) radianes.

Para ajustar el proceso a este cambio de ubicación de la frecuencia máxima se elimina una de cada dos muestras de los coeficientes de los filtros pasa bajas y pasa altas; reduciendo así el número de puntos a la mitad, a medida que la escala se duplica.

Por otro lado, y en general, cada uno de los filtros elimina la mitad de frecuencias de la señal; por lo que se lleva a cabo el sub-muestreo por un factor de dos ya mencionado en cada una de las salidas de las etapas filtradas, este proceso no implica la alteración de la información, lo que indica que físicamente para poder representar menos componentes de frecuencias se necesitan menos coeficientes.

Con la descomposición de la señal, la resolución en el tiempo se reduce a la mitad, esto a consecuencia del submuestreo.

Las ondículas discretizadas son escalables y trasladables en pasos discretos, sólo de acuerdo al conjunto $\{(a_j; b_k)\}$ de los parámetros de escalas, “a”, y traslaciones, “b”, respectivamente, de modo que la familia de ondículas ψ_{a_j, b_k} , se expresa de la siguiente manera (Strange, 1989):

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (1.5)$$

En general, estas clases de ondículas se asocian a un conjunto diádico (octava) y los parámetros de escala y traslación:

$$a_j = 2^{-j}; b_k = 2^{-j}k \quad j, k \in Z \quad (1.6)$$

de tal forma que la expresión 1.5 se transforma en la siguiente:

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \psi(2^j t - k) \quad j, k \in Z \quad (1.7)$$

donde Z corresponde al conjunto de los números enteros.

Dada una ondícula madre y la señal $s(t)$ de energía finita, la transformada ondicular discreta se expresa de la siguiente manera:

$$DW_{\psi} s(j, k) = \langle s, \psi_{j,k} \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \psi_{j,k}(t) dt \quad (1.8)$$

donde:

$\psi_{jk}(t)$ = ondícula madre para todos los valores enteros de j y $s(t)$, es una señal de energía finita.

j = escala

k = traslación

A su vez la transformada inversa (síntesis) está definida por:

$$s(t) = \sum_j \sum_k c_{j,k} \psi_{j,k}(t) \approx \sum_j \sum_k \langle s, \psi_{j,k} \rangle \psi_{j,k}(t) \quad (1.9)$$

donde:

$s(t)$ = señal reconstruida

j = escala

k = traslación

todo lo anterior significa una doble sumatoria (transformada discreta).

Para desarrollar un algoritmo óptimo para obtener la DWT, se implementan bancos de filtros, y la descomposición de la señal se realiza mediante convoluciones donde se emplean los filtros pasa bajas y pasa altas de estos bancos de filtros. En el dominio de la frecuencia entonces al multiplicar una señal $s(t)$ con una función de ondícula $\psi_j(k)$ se realiza un filtrado pasa altas, el cual se calcula numéricamente mediante una convolución circular y se expresa de la siguiente manera:

$$Wf(n, a^j) = s(t) * \psi_j(n) \quad (1.10)$$

para el cálculo del filtro pasa bajas se necesita una función de escala, la cual se define de la siguiente manera:

$$\varphi_j(k) = \frac{1}{\sqrt{a^j}} \varphi\left(\frac{k}{a^j}\right) \quad (1.11)$$

de forma análoga a la función ondícula, mediante una convolución, se realiza un filtrado pasa bajas que se define matemáticamente como:

$$Lf(n, a^j) = s(t) * \varphi_j(n) \quad (1.12)$$

un método óptimo eficaz para obtener la DWT, lo constituye la transformada rápida ondicular, la cual se describe a continuación.

1.4. Transformada Rápida Ondicular

La Transformada Rápida Ondicular (FWT), también conocida como algoritmo piramidal o de Mallat, comprende una descomposición con base a un modelo piramidal, donde en cada nivel de descomposición se tiene una disminución en el tamaño de la señal. Desde el punto de vista computacional, la FWT es una implementación eficiente de la DWT; conformada por sumas y restas de las salidas de los filtros pasa bajas (H) y pasa altas (G) respectivamente multiplicadas por una ondícula madre; la cual se traslada y dilata, por un factor de dos, a diferentes escalas; y que se expresa de la siguiente manera (Boyer, 1995):

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{-j/2} \psi(2^{-j}t - k) \quad (1.13)$$

donde:

j = escala

k = translación

En el algoritmo piramidal de Mallat, la DWT implementa el análisis mediante convoluciones con un par de filtros de espejo de cuadratura a diferentes escalas; para llevar a cabo este análisis, se debe de cumplir que el número de muestras de la señal a analizar sea, $N=2^j$ (j = un entero). En la descomposición efectuada se obtienen coeficientes de aproximación (filtro pasa bajas) y coeficientes de detalle (filtro pasa altas) en diferentes escalas, la cual se sintetiza en la información de un vector, conocido como vector de coeficientes DWT, $[A_{0,0}, D_{0,0}, D_{1,k}, D_{2,k}, \dots, D_{j-1,k}]$.

donde:

$A_{0,0}$ y $D_{0,0}$ = coeficientes de aproximación y de detalle del último nivel de descomposición.

j = escala de la señal original.

El algoritmo de Mallat, se puede implementar mediante sumas y restas de las muestras de una señal $x(t)$, donde se obtiene una señal $V(t)$ que es el producto de la sumatoria de cada muestra de la señal $x(t)$ y otra señal $W(t)$ que es el producto de la resta de cada muestra de la señal $x(n)$; que se expresa de la siguiente manera:

$$W(t) = \{[x(1) - x(2)], [x(2) - x(3)], \dots, [x(n-1) - x(n)]\} \quad (1.14)$$

La señal $W(t)$ es multiplicada por el filtro pasa altas (G) y la señal $V(t)$ se multiplica por el filtro pasa baja (H); los filtros se representan de la siguiente manera:

$$G = \begin{bmatrix} g_1 & g_2 & \dots & g_L & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & g_1 & g_2 & \dots & g_L & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & \ddots & & \ddots & \dots & \vdots & 0 \\ \dots & g_L & 0 & \dots & \dots & 0 & g_1 & g_2 \end{bmatrix} \quad (1.15)$$

$$H = \begin{bmatrix} h_1 & h_2 & \dots & h_L & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & h_1 & h_2 & \dots & h_L & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & \ddots & & \ddots & \dots & \vdots & 0 \\ \dots & h_L & 0 & \dots & \dots & 0 & h_1 & h_2 \end{bmatrix} \quad (1.16)$$

donde:

h_1, h_2, \dots, h_L = coeficientes del filtro pasa baja

g_1, g_2, \dots, g_L = coeficientes del filtro pasa alta

Con este procedimiento, se adquieren dos versiones de la señal $x(t)$, como resultado se tiene el doble de datos, pero el objetivo de la DWT es la obtención de dos vectores de la señal $x(t)$ conformados cada uno por la mitad de coeficientes de dicha señal; es decir un vector con bajas frecuencias y uno con frecuencias alta. Para poder obtener dichos vectores, se implementa un sub muestreo por un factor de dos.

Con base en lo ya mencionado, la DWT se aplica iterativamente a diferentes niveles de descomposición, y en cada nivel se realiza el cálculo de $V(t)$ y $W(t)$; así como la multiplicación de $V(t)$ por el filtro H y el filtro G por $W(t)$, posteriormente se realiza la aplicación del submuestreo obteniendo los coeficientes de aproximación y detalle.

Este método implementado para obtener la DWT se basa en un árbol jerárquico de filtros organizados en etapas, nombradas niveles de descomposición; cada nivel consta a su vez de dos fases (filtro pasa bajas y pasa altas) y cada uno de ellos es sub muestreado obteniendo los coeficientes de aproximación y de detalle respectivamente.

Donde:

d_j = número de niveles de descomposición.

j = potencia entera de dos iguales al número de muestras de la señal de entrada.

El árbol jerárquico de la descomposición de DWT, entra en una segunda etapa de descomposición retomando los coeficientes de aproximación, a los cuales se le aplica el mismo algoritmo hasta obtener la máxima descomposición, como se aprecia en la Figura 1.8.

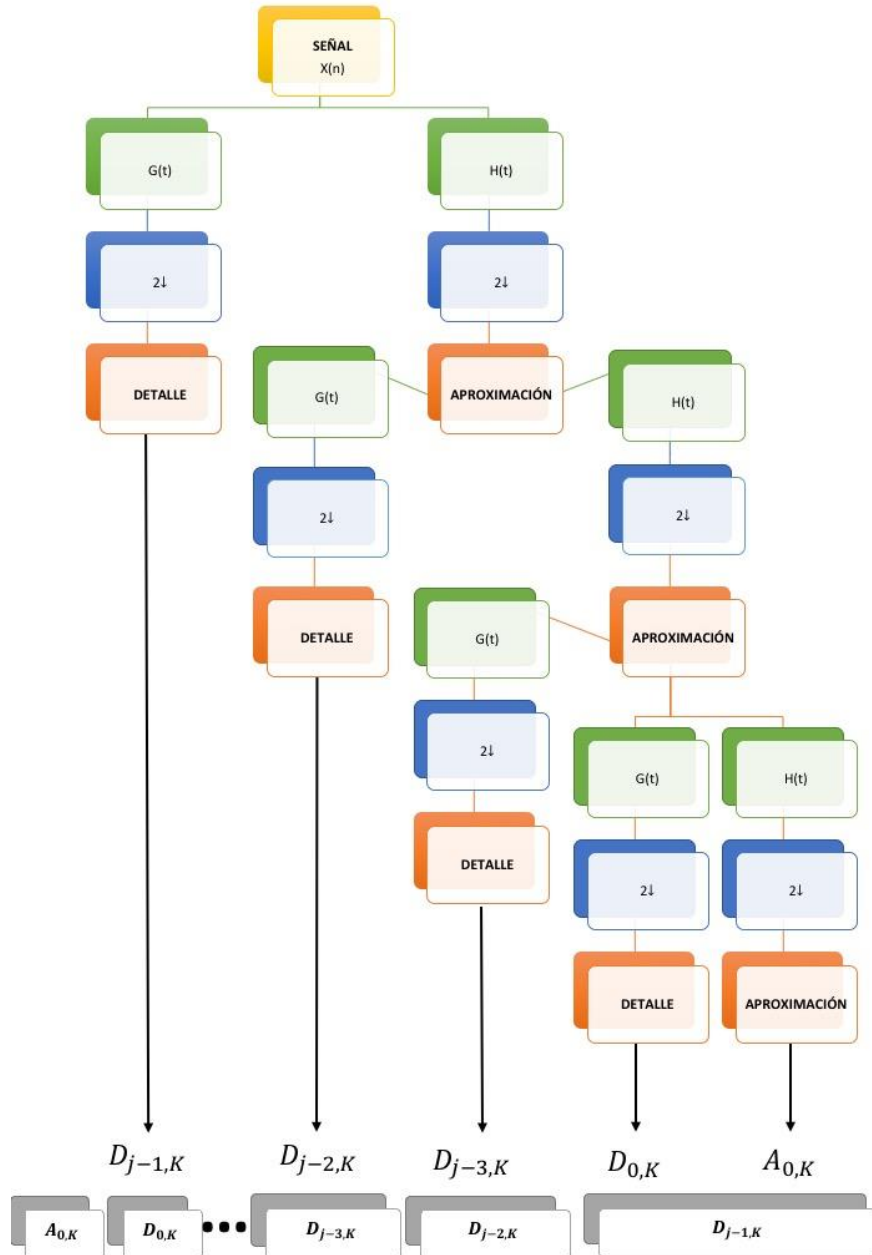


Figura 1.8 Método de árbol jerárquico de descomposición implementado por DWT (tomado y modificado de Mallat, 2009).

Con el vector de coeficientes obtenido de la DWT se puede elaborar un escalograma, el cual es una representación gráfica de los resultados y que consiste en un plano en el dominio del tiempo-escala; esta representación es semejante a la usada con la CWT. Se debe tener presente que los eventos de baja frecuencias suelen tener más duración en el tiempo, mientras que los eventos de frecuencias altas suelen ser breves (Figura 1.9).

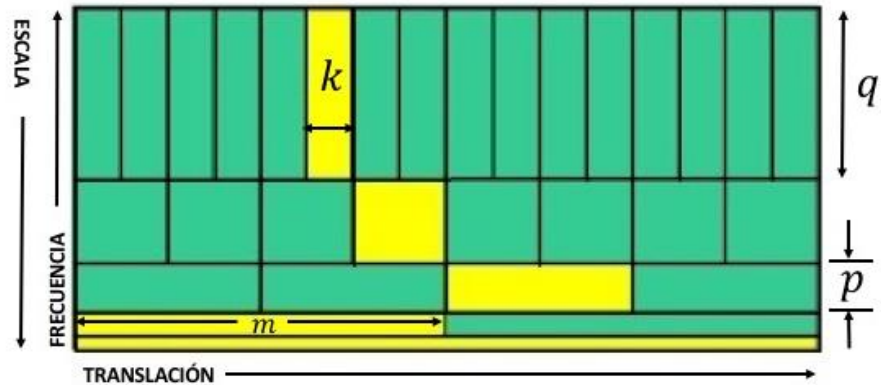


Figura 1.9 Representación gráfica de los coeficientes de la DWT (escalograma) (tomado y modificado de: <http://www.dicis.ugto.mx/profesores/arturogp/documentos/Analisis%20Espectral/Lectura%207%20-%20Analisis%20Espectral.pdf>).

En la Figura 1.9; se ilustra la traslación mediante m y k ; en donde, m se refiere a las frecuencias bajas; es decir escalas altas (p); en tanto que k se asocia a altas frecuencias y respectivamente a escalas bajas (q).

Se ha explicado el proceso de la descomposición de la señal por medio de la DWT; sin embargo, existe el procedimiento de la reconstrucción de la señal mediante el vector de coeficientes que constituyen la DWT; el procedimiento es el mismo, pero se sigue en dirección contraria a la descomposición; este proceso se conoce como reconstrucción o síntesis, donde a partir de los coeficientes de aproximación del nivel d_j y todos los coeficientes de detalle se debe recuperar la señal $x(t)$.

Para la reconstrucción de la señal se aplica un sobre muestreo, posteriormente la serie con los coeficientes sobre muestreados es filtrada. Posteriormente que se finaliza el sobre muestreo, los coeficientes de aproximación A_{j-1} y los de detalle D_{j-1} , la sumatoria de estos reconstruyen la señal original $x(t)$. La metodología de la reconstrucción se aprecia en la Figura 1.10.

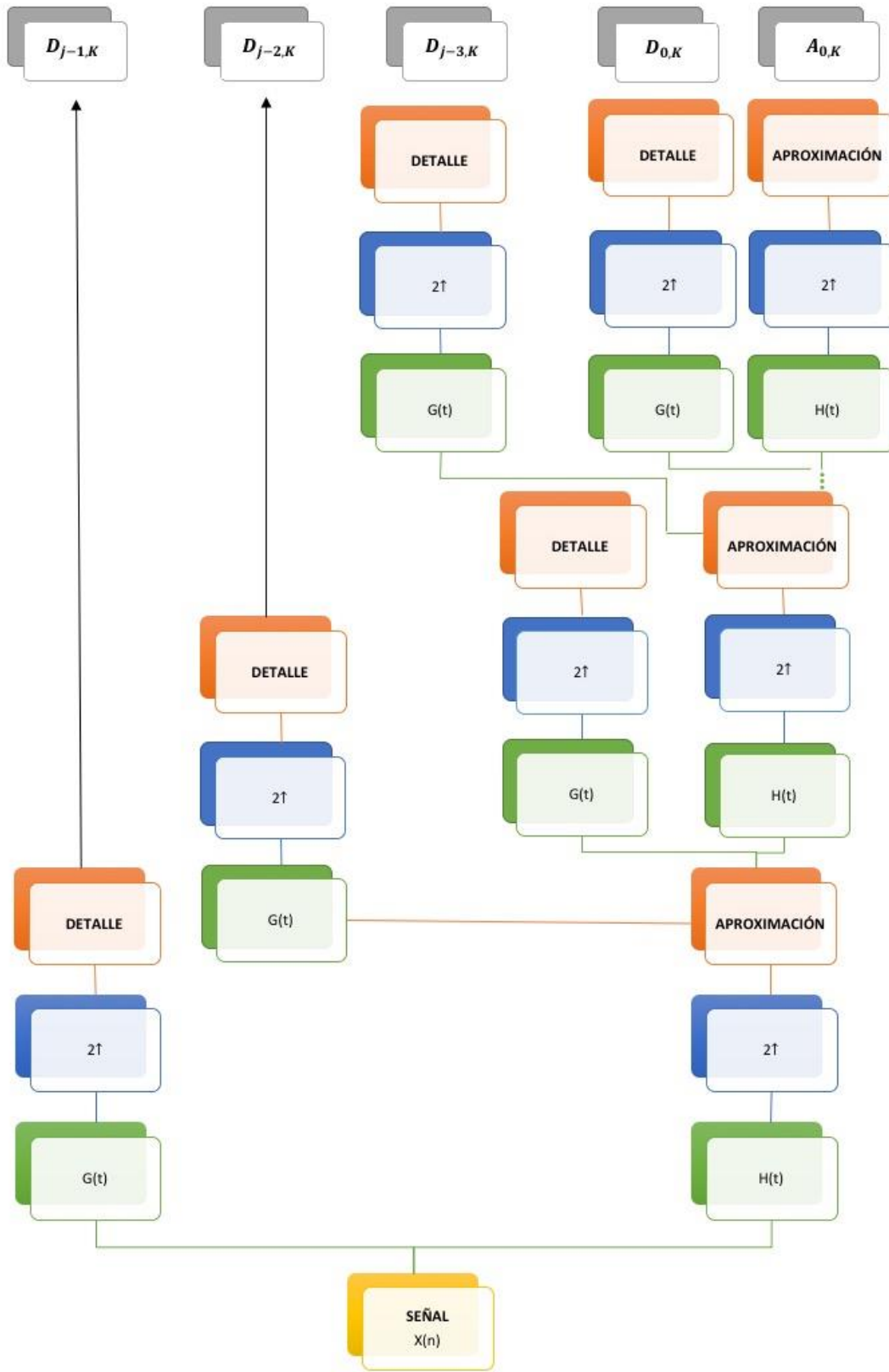


Figura 1.10 Reconstrucción de la señal $x(n)$ a partir del vector de coeficientes DWT (tomado y modificado de Mallat, 2009).

1.5. Análisis Multiresolución

En 1986, Mallat y Meyer desarrollaron el análisis multiresolución o multiescala (MRA) con el fin de poder analizar características de una señal que no pueden ser detectadas a simple vista. El proceso del MRA, se basa en el análisis de la señal (implícitamente se encuentra involucrada la DWT) identificando el vector de coeficientes DWT y mediante un agrupamiento de los coeficientes es sintetizada la señal a diferentes niveles de resolución. La resolución es determinada por un valor de umbral, debajo del cual todas las fluctuaciones o detalles de la serie de tiempo son ignoradas (por ejemplo, Coconi, 2007). Las diferencias entre dos resoluciones vecinas visualizan los detalles de la rugosidad de la señal.

El análisis multiresolución unifica los desarrollos obtenidos por la transformada ondicular (WT) y las técnicas del procesamiento de señal (teoría de filtros, codificación en sub-bandas, etc.) y de imagen analizando la señal a diferente resolución en diferentes frecuencias. De esta manera cada componente espectral no se resuelve de idéntica forma como en el caso de la transformada de Fourier de tiempo corto (STFT) (Mallat, 1989; Daubechies, 1992; Meyer & Ryan, 1993; Burke, 1998; Stéphane, 2001; Chau et al., 2004).

El análisis de multiresolución se basa en la teoría matemática que caracteriza a la ondícula de una forma general. Sintetiza la señal original adicionando sucesivamente los detalles a la caracterización realizada. El rasgo característico de la MRA es la capacidad de representar una señal o función dada a varios niveles de detalle, lo cual se fundamenta con los siguientes axiomas (Tabla 1.2):

$\{0\} \subset \dots \subset V_2 \subset V_1 \subset V_0 \subset \dots \subset L^2(R)$	Forman parte de un subconjunto
$\cup V_i$ es denso en $L^2(R)$	V_i genera todo el espacio $L^2(R)$
$\cap V_i = 0$	No existe información redundante
$\exists \rho: \rho(s - n)$ es base ortogonal de V_0	La función V_0 está equiespaciada en R y a magnitud normalizada.
$f(s) \in V_k \Leftrightarrow f(2s) \in V_{k+1}$	

Tabla 1.2 Axiomas del análisis multiescalar (Mallat, 1989).

donde:

\subset = está incluido o es parte.

\cup = unión.

\cap = intersección.

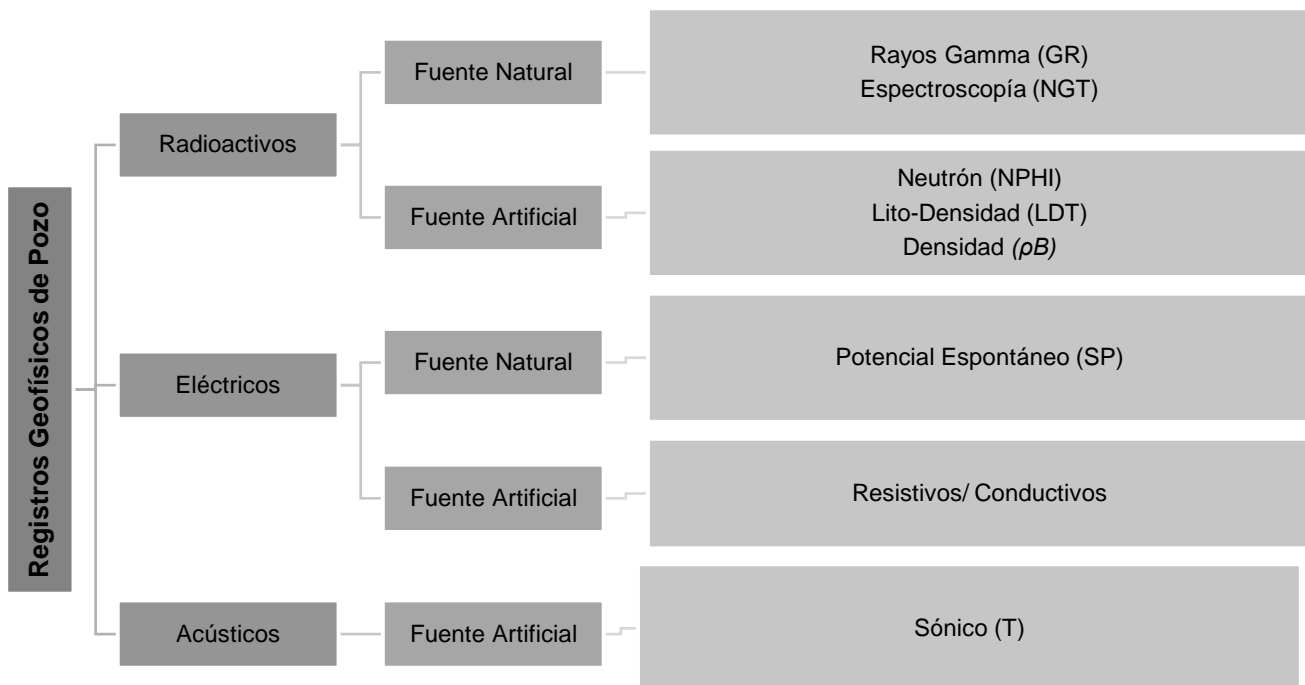
\exists = (existe) respectivamente.

\in = pertenece.

Capítulo 2 : REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS

En 1972 los hermanos Schlumberger realizaron el primer registro geofísico de pozo para medir una propiedad física, la resistividad eléctrica. El objetivo que perseguían era poder identificar formaciones productoras de hidrocarburos (Rider, 2002). Desde entonces grandes desarrollos tecnológicos y de cómputo han tenido lugar.

Los registros geofísicos de pozos son la representación gráfica de las propiedades físicas de las rocas del subsuelo; de ahí su importancia para la interpretación de formaciones en pozos exploratorios o de producción. En el Esquema 2.1, se muestra la clasificación de los Registros Geofísicos de Pozos, basado en las propiedades que miden.



Esquema 2.1 Clasificación de los registros geofísicos de pozo.

Entre los registros que nos interesan en este estudio tenemos:

- Rayos Gamma (GR)
- Resistividad
- Porosidad de Neutrón (NPHI)
- Densidad (ρ_B)

Estos registros geofísicos de pozo serán de suma importancia ya que constituyen el material que será estudiado mediante la transformada ondicular. A continuación, se describen cada uno de estos registros geofísicos de pozo.

2.1. Registro Rayos Gamma (GR)

El registro de rayos gamma mide la radiactividad natural de la roca, con base al decaimiento radiactivo de los elementos Potasio (K), Uranio (U), y Torio (Th), presentes en la formación.

Con este registro se pueden identificar zonas limpias o sucias; las zonas limpias son aquellas que carecen de contenido arcilloso, por lo general se relaciona litológicamente a zonas de arena, mientras que las zonas sucias son las que tienen un alto contenido de arcilla.

2.1.1. Principio Físico

Algunos elementos radiactivos de manera natural o espontánea emiten rayos gamma, que son pulsos de ondas electromagnéticas. Los rayos gamma al penetrar en el material que constituye la formación geológica, experimentan colisiones tipo Compton, y pierden energía. Después que se ha perdido suficiente energía, un átomo de la formación absorbe el resto de la energía por medio del efecto fotoeléctrico. El principio físico consiste en medir estas variaciones en la intensidad de la radioactividad.

2.1.2. Descripción de la Herramienta

La herramienta de rayos gamma comprende un detector que mide la radiación. Entre los detectores más eficaces se identifica el contador de centelleo (Figura 2.1).

En general, esta herramienta se “corre” junto con otras, en pozos exploratorios con lodo a base agua dulce, agua salada o base aceite.

Esta herramienta cuenta con una penetración lateral de hasta 50 cm, y con una resolución vertical de 30 cm. Las unidades de medición se conocen como American Petroleum Institute (API).

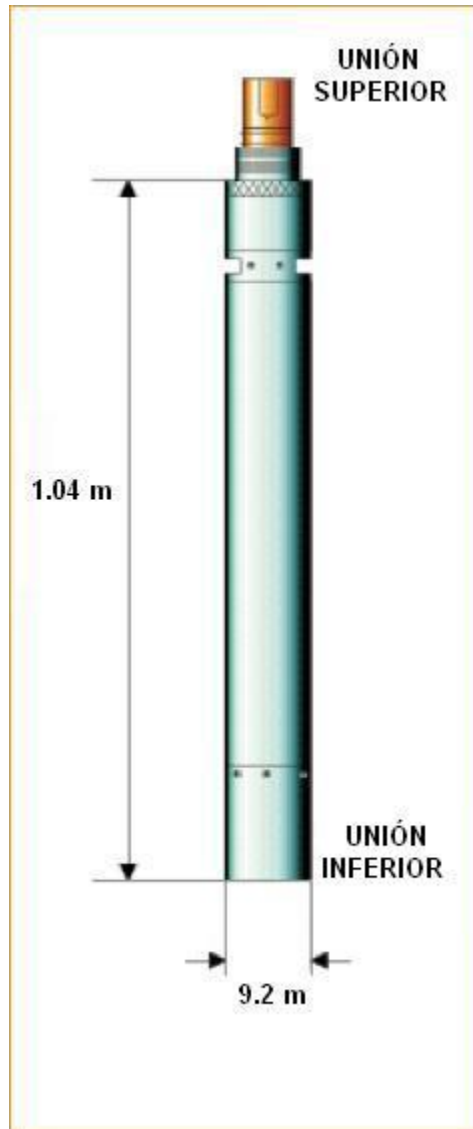


Figura 2.1 Sonda usada para medir el registro de rayos gamma (tomada y modificada de presentación: "Registros Geofísicos", Coconi-Morales, 2012).

2.1.3. Aplicaciones

- Delimitación de capas.
- Cálculo del índice de arcillosidad y del volumen de arcilla.
- En ambientes sedimentarios ayuda a distinguir la litología.
- No se ve afectado por el tipo de lodo.
- Correlación con registros de pozo entubado.

2.2. Registro de Porosidad de Neutrón (NPHI)

La porosidad se define como cavidades o espacios, que pueden ser ocupados por fluidos o gases que se encuentran presente en la formación. Con la medición se estima la porosidad total.

2.2.1. Principio Físico

La fuente radiactiva que se encuentra en la herramienta emite constantemente neutrones de alta energía, estos núcleos colisionan con los núcleos de los átomos de los minerales constituyentes de las rocas teniéndose así, una pérdida de energía. La pérdida de energía depende de la masa relativa del núcleo con el que choca el neutrón; la mayor pérdida se presenta cuando el neutrón colisiona con un núcleo de la misma masa, es decir un núcleo de hidrógeno (H). La desaceleración de neutrones depende en gran parte de la cantidad de hidrógeno de la formación. Las desaceleraciones producen la dispersión de algunos neutrones, los cuales son capturados por uno de los detectores.

2.2.2. Descripción de la Herramienta

Una de las herramientas más empleada es la herramienta de neutrón compensada (CNL); cabe mencionar que todas las herramientas trabajan con el mismo principio físico; sin embargo, éstas se van modificando para poder optimizar el desempeño de estos y obtener mejores lecturas.

La herramienta está compuesta por un par de detectores ubicados en un patín en la parte superior (uno cercano y otro lejano); y una fuente de neutrones de alto rendimiento localizada abajo de los detectores (Figura 2.2).

La herramienta tiene una resolución vertical de 40 cm, donde la penetración lateral es superior a los 80 cm de la estructura. La escala es lineal, con un mínimo de -0.15 P.U. (Porosity Units o Unidades de Porosidad (U.P.)) o porcentaje (%) a 0.45 U.P. o %.

El registro de NPHI puede ser medido de manera simultánea con los registros de densidad y sónico.

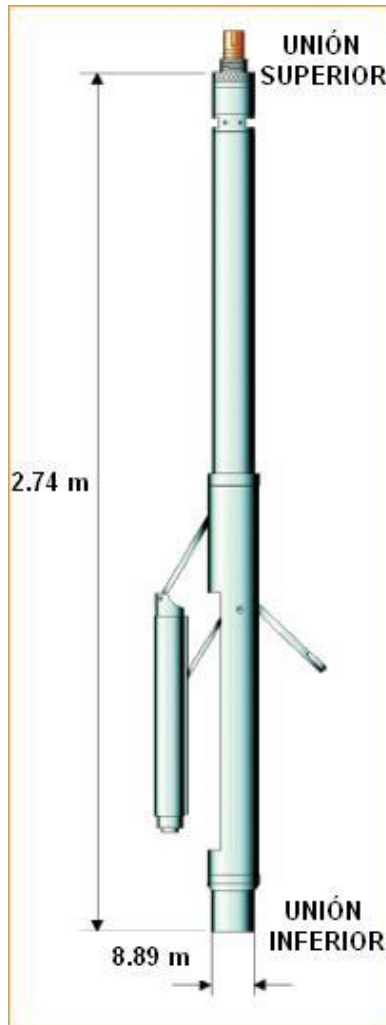


Figura 2.2 Sonda tipo Neutrón Compensado (tomada y modificada de presentación: “Registros Geofísicos”, Coconi-Morales, 2012).

2.2.3. Aplicaciones

- Obtención de porosidad total.
- Identificación de fluidos.
- Determinación de estructuras bajas o altamente porosas.

2.3. Registro de Densidad (ρ_B)

El registro de densidad mide indirectamente la densidad de la roca, mediante una fuente radioactiva, la cual emite, a la formación, rayos gamma de mediana energía. Los rayos gamma dispersos llegan al detector donde son contados para indicar la densidad de la formación.

2.3.1. Principio Físico

La herramienta comprende una fuente radiactiva que emite rayos gamma a la formación. Los rayos gamma mediante el efecto Compton sufre colisiones, y este número de colisiones se relaciona con el número de electrones en la formación. Por lo tanto, la respuesta está determinada por la densidad de los electrones; es decir, el número de electrones por centímetros cúbicos (cm^3) de la formación.

2.3.2. Descripción de la Herramienta

Esta herramienta se emplea para medir la densidad de la formación. La sonda va pegada a la pared del agujero en un cartucho deslizable que contiene la fuente radiactiva en la parte inferior. El diseño de la herramienta comprende un patín en forma de arado que permite eliminar o cortar el enjarre y poder tener un mejor contacto entre la herramienta y la pared del pozo (Figura 2.3).

La profundidad de investigación varía entre 30 y 40 cm con una resolución vertical de 20 cm. La escala más usada en rocas sedimentarias varía entre 1.95 y 2.95 gr/cm^3 , la cual varía de acuerdo a la estructura de la matriz de la formación.

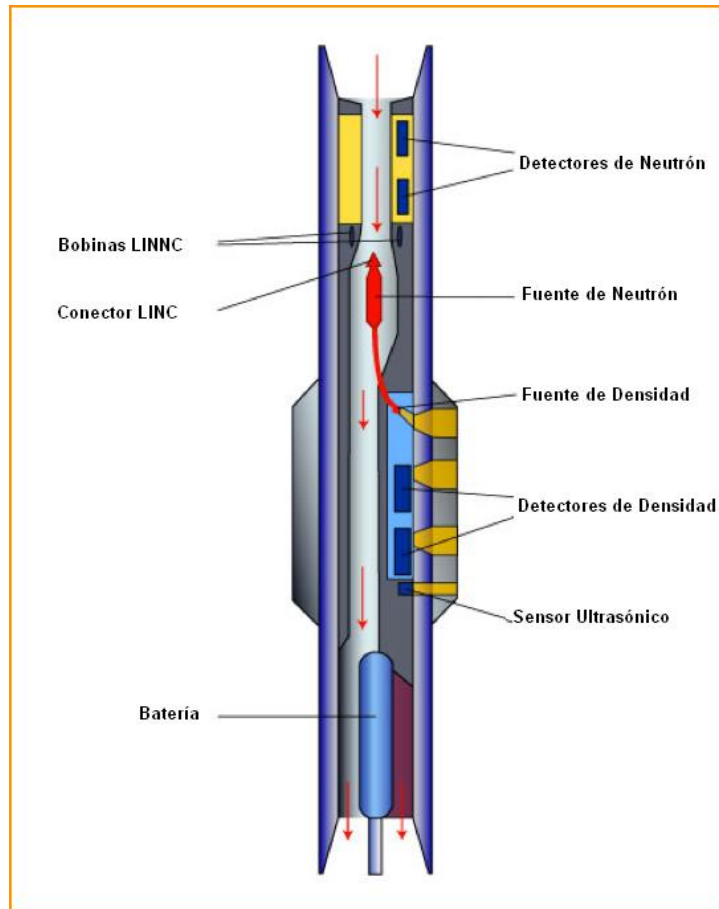


Figura 2.3 Dispositivo LWD, herramienta empleada para medir la porosidad mediante registros de neutrón, densidad y sónico (tomada de la página de International Ocean Discovery Program <http://iodp.ldeo.columbia.edu/>).

2.3.3. Aplicaciones

- Identificación de minerales en depósitos de evaporitas.
- Detección de gas.
- Determinación de hidrocarburos.
- Evaluación de arenas con arcilla y litologías complejas.
- Densidad total de la formación.

2.4. Registro de Resistividad o Conductividad

Este registro es empleado para estimar la resistividad de la formación (la resistencia al flujo de corriente eléctrica o la facilidad con la que fluye, en este último caso es la conductividad). Dependiendo del fluido si es agua o base aceite se utilizará el registro de resistividad o inducción.

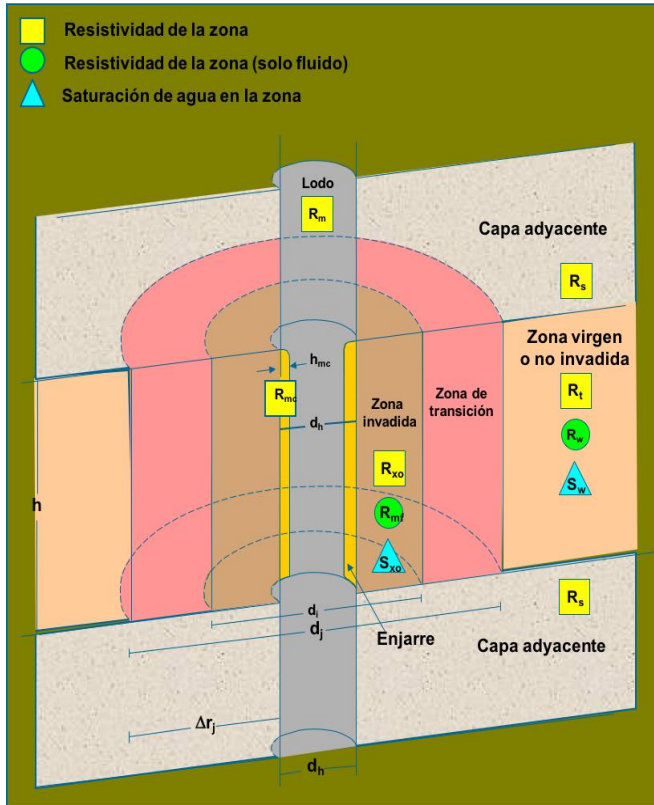
Existen variedades de esta herramienta dependiendo de la zona que se desea estudiar; las cuales se identifican por resolución lateral (lateral-log), es decir, la profundidad de investigación; en la Tabla 2.1, se muestra una clasificación de las zonas del pozo (Figura 2.4) y la herramienta que se utiliza por zonas.

Tipo de Herramienta	Zona del Pozo	Dispositivo
Resistivo	Zona Lavada/Invasada	Short Lateral Log (LLS)/ Micro-spherically Focused Log (MSFL)
	Zona de Transición	Medium Lateral Log (LLM)
	Zona Verdadera	Deep Lateral Log (LLD)
Inducción	Zona Lavada/Invasada	Short Induction Lateral (ILS)
	Zona de Transición	Medium Induction Lateral (ILM)
	Zona Verdadera	Deep Induction Lateral (ILD)

Tabla 2.1 Clasificación de zonas del pozo respecto al tipo de herramienta.

2.4.1. Principio Físico

- **Resistivo:** se basa fundamentalmente en la generación, mediante la inyección de corriente al subsuelo, con un arreglo de electrodos de corriente, de un campo eléctrico que cambia en función del medio geológico. Este campo potencial es analizado mediante un voltaje que es medido en otro par de electrodos. Con esta metodología se puede determinar la capacidad que tiene la formación para poder conducir electricidad.
- **Inducción:** las herramientas de inducción utilizan bobinas primarias para inducir corrientes de altas frecuencias dentro de la formación para después medir el campo magnético causado por éstas con ayuda de un conjunto de bobinas secundarias.



ZONAS DE UN POZO

ZONA DE ENJARRE

- R_{mc} : resistividad del enjarre.

ZONA LAVADA O ZONA INVADIDA

- R_{mf} : resistividad del filtrado del lodo (solo fluido).

- R_{xo} : resistividad que presenta la zona lavada (roca más fluido).

ZONA DE TRANSICIÓN

ZONA NO CONTAMINADA O ZONA VIRGEN

- R_t : resistividad total (incluyendo roca y fluido).

- R_w : resistividad del agua de formación (solo fluido)

Figura 2.4 Esquema de las Zonas Invasadas (tomado y modificado de Asquith y Gibson, 1982).

2.4.2. Descripción de la Herramienta

El objetivo principal que tiene es medir la resistividad de la formación en diversos intervalos para la profundidad de investigación. El dispositivo común cuenta con dos electrodos de corriente (A, B) y dos electrodos de potencial (M, N). Los electrodos A y M se encuentran en la sonda, mientras que B y N están anclados sobre el suelo. La separación entre A y M dependerá del tipo de arreglo. En el caso de la herramienta de inducción se implementan bobinas primarias de inducción y bobinas secundarias que miden el campo magnético generado.

2.4.3. Aplicaciones

- Delimitación de contactos litológicos.
- Presencia de zonas permeables.
- Determinación de porosidad.
- Determinación de fluidos.

Capítulo 3 : CUENCA DE MÉXICO

La Cuenca de México se ubica en una planicie rodeada de montañas volcánicas de edad Plio-Cuaternaria que se localiza en la parte centro-oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Faja Volcánica Mexicana o Sistema Volcánico Transversal); su altitud varía de 2 240 msnm (metros sobre el nivel del mar) en el sur, a 2 390 msnm al norte; la longitud máxima es de 110 km, de norte a sur, y la mínima de 80 km, de este a oeste, su área aproximada es de 9 600 km² (Gutiérrez de MacGregor et al., 2005).

Hasta hace 700 000 años la Cuenca de México permaneció abierta (exorreica) (De Cserna et al., 1988), cuando ocurrió una gran actividad volcánica que dio origen a la Sierra de Chichinautzin, que cerró la cuenca (Mooser, 1963). Este nuevo conjunto montañoso interrumpió el drenaje existente del río Balsas; formando una represa natural favoreciendo el almacenamiento del agua y la existencia de lagos.

Los pozos (A y B) a estudiar se localizan en la parte suroccidental de la cuenca de México, entre los paralelos 19 y 19 30' de latitud y los meridianos 99 y 99 30' de longitud. El pozo A se sitúa en la Delegación Iztacalco, ubicado en la zona del antiguo Lago de Texcoco. El pozo B, se ubica en la Delegación Tláhuac, ubicado en el Lago de Xochimilco¹.



Figura 3.1 Ubicación del área de estudio (Mapa generado con Generic Mapping Tools-GMT) (Cuenca de México digitalizada de Gómez-Reyes, 2013).

¹ La información de registros geofísicos correspondientes a los pozos A y B, fue proporcionada únicamente para el desarrollo de esta tesis y por políticas de confidencialidad no se puede hacer mención en esta tesis de la empresa, ni la localización y características particulares de los pozos A y B.

3.1. Columna Estratigráfica

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) realizan una descripción de la columna estratigráfica de la Cuenca de México basada en la recopilación de diversos estudios (Figura 3.2).

ERA	PERIODO	ÉPOCA	EDAD	M.A.	CUENCA DE MÉXICO Y ÁREA ADYACENTES								
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		0.0117	ALUVIÓN	LACUSTRE	SIERRA CHICHINAUTZIN	VOLCÁN POPOCATÉPETL					
		PLEISTOCENO	CALABRIAN	VOLCÁN IZTACCHIHUATL		VOLCÁN TLALÓC	VOLCÁN EL PINO	VOLCÁN LLANO GRANDE					
				NEOGENO		PLIOCENO	PIACENZIANO	PIROCLASTOS Y CLASTOS NO DIFERENCIADOS	ROCAS VOLCÁNICAS MÁFICAS	RIOLITA NAVAJAS	SIERRA DE LAS CRUCES		
									ZANCLEANO	FORMACIÓN OTOMÍ	DEPOSITOS VOLCÁNICOS		
									MIOCENO	GRUPO PACHUCA	MESSINIANO	ROCAS EXTRUSIVAS_FM TEPOZTLÁN	GRUPO PACHUCA
											TORTONIANO	ROCAS VOLCÁNICAS_RIOLITA TILZAPOTLA	
	SERRAVALLIANO												
	LANGHIANO												
	BURDIGALIANO												
	AQUITANIANO												
	TERCIARIO	PALEÓGENO	OLIGOCENO	CHATTIANO	23.03	GRUPO BALSAS							
				PUPELIANO									
				PRIABONIANO									
			EOCENO	BARTONIANO									
				LUTENIANO									
				YPRESIANO									
				THANETIANO									
		PALEOCENO	SELANDIANO	66.0	GANITO COLOTEPEC								
			DANIANO										
			MAASTRICHTIANO										
		CRETÁCICO	TARDIO			CAMPANIANO	100.5	FORMACIÓN MEXCALA	FORMACIÓN CUAUTLA				
						SANTONIANO							
						CONIACIANO							
TURONIANO													
CENOMANIANO													
TEMPRANO	NEOCOMIANO					ALBIANO				FM XOCHICALCO	FORMACIÓN MORELOS	FM DOCTORES	
						APTIANO							
						BARREMIANO							
						HUATERIVIANO							
						VALANGINIANO							
BERRIASIANO													

Figura 3.2 Tabla Estratigráfica de la Cuenca de México y áreas adyacentes (tomado y modificado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).

A continuación, se describen brevemente cada una de las formaciones de esta columna estratigráfica desde el Cretácico hasta el Cuaternario.

3.1.1. Cretácico

3.1.1.1. Formación Xochicalco (Kx)

Es la unidad más antigua y aflora únicamente al suroccidente del área de estudio, en la plataforma de Morelos (Fries, 1960). Con un espesor de alrededor de 500 m, su base no se encuentra expuesta y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos.

Esta formación está constituida por una secuencia de calizas (calclutíticas y calcilimolíticas), contenido carbonoso variables y abundantes vetillas de calcita; en la cima capas laminares y nódulos de pedernal.

La formación fue depositada durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda (Fries, 1960). Por otra parte, Ruiz-Violante y Basáñez-Loyola (1994) asignan una edad del Albiano-Cenomaniano a la formación, al realizar estudios sobre los límites de la Plataforma Morelos-Guerrero, identificando una interdigitación entre las formaciones Morelos y Xochicalco.

3.1.1.2. Formación Morelos (Km)

Esta formación aflora al sur de la Sierra Chichinautzin (Fries, 1960); con un espesor máximo de 900 m, el cual se adelgaza al oriente y al poniente. Esta formación está compuesta por una interstratificación de capas de caliza y caliza dolomítica, con lentes, nódulos de pedernal y fragmentos de fósiles silicificados formados por montículos arrecifales y biostromas discontinuos de rudistas en calizas micríticas.

Estas rocas se han reportado a profundidades de aproximadamente 2 000 m en calizas de espesores incompletos en los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (citado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988 y CONAGUA, 2015); aunque publicaciones más recientes indican que el pozo Mixhuca-1 corta las calizas a ~1 600 m de profundidad (González-Torres et al., 2015).

Sabanero-Sosa (1990) asigna edades variables del Aptiano-Albiano medio en la porción occidental, en tanto que hacia el oriente la edad varía desde Cenomaniano superior hasta el Turoniano inferior. Asimismo, Bonet (1971), señala que de la fauna reportada por Fries (1960), sólo acteonella, tuocasia y nerinea son índices del Albiano.

3.1.1.3. Formación Doctor (Kid)

Wilson et al. (1955) definen esta unidad para referirse a facies calcárea, de banco y cuenca, del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. Se caracterizan por presencia de oquedades, agujeros de disolución y fracturación.

Fries, en 1962 menciona que la facies de cuenca aflora entre Apaxco y Tula, Hgo., probablemente hacia el sur se une en el subsuelo a la Formación Morelos.

Esta formación tiene un espesor de 200 m, conformada por caliza mudstone de capas delgadas con nódulos y lentes de pedernal e intercalaciones locales de lutitas (Fries, 1962).

En esta formación se realizaron estudios paleontológicos (Carrillo-Martínez, 1981) identificando abundantes rudistas, principalmente caprínidos, siendo el más frecuente Planocaprina s.p., cuya edad actualmente se considera Aptiana.

3.1.1.4. Formación Cuautla (Kc)

En 1956, Fries de modo informal utiliza por primera vez el término Formación Cuautla; para describir una secuencia aflorante entre Cuernavaca y Cuautla, Morelos. Pero no fue hasta 1960, que le da formalidad a esta unidad, dividiéndola en tres facies, la primera facie presenta una sucesión gruesa de capas de caliza de estratificación mediana a gruesa del tipo banco calcáreo, con características similares a la Formación Morelos. La facie de banco predomina en la región y aflora al sur de la Sierra Tepoztlán y al norte de Zumpango. La segunda facie consta de una sucesión más delgada de capas calizas lamidas de estratificación delgada a media y la última se constituye por una sucesión extra fina de capas de caliza clástica de estratificación delgada a media. Las tres facies pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral. Aguilera-Franco et al. (1992) citado en Aguilera-Franco (2003) en su investigación de las rocas de la Formación Cuautla de la parte oriental de la cuenca Guerrero-Morelos asignó una edad de Turoniano-Santoniano.

Los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (citado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989: PEMEX, 1988) cortaron la Formación Cuautla a profundidades de 1 575 m y 2 100 m respectivamente, ya que las calizas con microfósiles *Dicyclina* s p. y *Valvulomina* s p., son de aguas someras y de este lapso formacional (citado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989: PEMEX, 1988); las diferencias en altitud de la Formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento a lo largo de fallas del Terciario y Cuaternario y/o al peso de las rocas del Cenozoico.

3.1.1.5. Formación Mexcala (Kmx)

Esta formación aflora al sur de la Sierra Chichinautzin y en el cerro La Palma (NE de la Cuenca de México), distribuyéndose en zonas de sinclinales, con un espesor máximo de 1 500 m y está constituida por una interestratificación gradual rítmica de grauvacas (turbiditas), limolitas y lutitas (Fries, 1960).

Esta formación se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano, con una secuencia Flysch (De Cserna et al., 1988).

Cabe mencionar que en el pozo Mixhuca-1 (citado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989: PEMEX, 1988), a profundidades entre 1 720 y 1 850 m, se identifica dicha unidad, constituida por calizas arcillosas con presencia de microfósiles *Margino-Truncana* s.p. y *Archeoglobigerina* s.p. pertenecientes al Turoniano-Maestrichtiano.

Hernández-Romano (1995 en Zamudio-Ángeles, 2005) propuso cuatro miembros: Zotoltilán, miembro Barranca del Tigre, miembro Hueytlalpan inferior y miembro Hueytlalpan superior.

3.1.2. Terciario

3.1.2.1. Granito Colotepec (Tgc)

El tronco granítico de Colotepec se encuentra al suroccidente de la Cuenca de México intrusionando en la Formación Xochicalco (Fries, 1960), y se describe como una monzonita cuarcífera con edad entre Cenomaniano Tardío y el Turoniano; considerando el tronco granodiorítico de Coxcatlán (a 35 km del sureste del área) y tomando en cuenta que dicha granodiorita fue fechada en 50 ± 10 Ma,

Ya que se asume que ambos troncos graníticos están relacionados genéticamente; por lo que el intrusivo de Colotepec también es del Eoceno Medio. Aunque estudios más recientes

han dado edades por Ar-Ar de 35.81 ± 0.18 Ma y por U-Pb con $35.8 + 0.4 / - 0.2$ Ma (Martiny et al., 2013).

3.1.2.2. Grupo Balsas (Teob)

Aflora al noreste de la Sierra Madre del Sur y el sureste del CVTM, localmente también afloran al noroeste de Apaxco, Hgo.; constituido por una secuencia de conglomerados con clastos de calizas, rocas volcánicas, con interestratificaciones de areniscas, lutitas, limolitas, brechas tobáceas y derrames volcánicos (Fries, 1960 y De Cserna, 1965). Se estima un espesor de 300 a 500 m.

La edad de esta unidad es variable y complicada de determinar, sin embargo, su relación estratigráfica puede ser correlacionada con los conglomerados rojos de Guanajuato, para así asignarle una edad del Eoceno tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1966). Morán-Zenteno (2005), determina una edad del Oligoceno Temprano por encontrar ignimbritas intercaladas fechadas por el método K-Ar en sanidinas con una edad de 35.2 ± 0.4 , relacionadas a la caldera de Tilzapotla. El Grupo Balsas se encuentra sobreyaciendo a las secuencias calcáreas de la Plataforma Morelos-Guerrero y subyace discordantemente al resto de los depósitos continentales de la región.

3.1.2.3. Rocas Volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv)

En esta unidad se agrupan las secuencias volcánicas que se diferencian de las rocas extrusivas del Grupo Balsas y del Mioceno Medio-Tardío; en este grupo se incluye a la Riolita Tilzapotla del extremo sudoccidental. Los afloramientos se presentan en la Sierra de Xochitepec, Cerros Picacho y Pulpito del Diablo entre otras localidades cercanas; las rocas se encuentran altamente erosionadas y fracturadas.

Se constituye de secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados; estos depósitos piroclásticos se ubican en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por derrames lávicos. Las secuencias volcánicas contienen capas de clásticos aluviales de un espesor aproximado de 6 m.

La Riolita Tilzapotla cuenta con espesor máximo de 250 m, conformada por ignimbritas principalmente, pero localmente se aprecian derrames lávicos y brechas de flujo (Fries, 1960). En el subsuelo de la Cuenca de México, estas rocas volcánicas cubren localmente de forma discordante a unidades cretácicas, son diferentes al Grupo Balsas subyacente; y de igual forma están cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno Medio y Tardío y localmente por formaciones del Plio-Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Con base a la geología regional de las rocas de este conjunto, se les relacionan con la actividad del arco magmático del Terciario Medio (Damon et al., 1981). González-Torres et al. (2015) analizan la ubicación posible en el subsuelo de la Cuenca de México de los eventos últimos magmáticos de la Sierra Madre del Sur.

Rocas de Xochitepec que habían sido interpretadas por Mooser et al. (1956) como del Oligoceno, resultan ser mucho más jóvenes, entre 1.23 y 1.66, de acuerdo a dataciones geocronológicas reportadas por Arce et al. (2015), y más bien corresponden a la Sierra de Las Cruces. De acuerdo a Macías et al. (2012), las rocas de Pulpito del Diablo son parte del Volcán Llano Grande.

3.1.2.4. Grupo Pachuca (Tomp)

Esta unidad fue propuesta por Segerstrom (1961), para un conjunto de rocas volcánicas, muy falladas, intrusionadas, alteradas hidrotermalmente y mineralizadas, que subyacen a flujos riolíticos y sobreyacen a las rocas del Grupo El Morro en la Sierra de Pachuca. El autor identifica en el distrito minero Pachuca-Real del Monte 7 formaciones compuestas principalmente de andesita y una composición riolítica. Posteriormente, Geyne et al. (1963) mencionan que dentro este grupo se encuentran incluidas 8 formaciones, que son: Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo y Tezuantla. Finalmente, Sánchez-Rojas et al. (2005) proponen reagrupar las ocho formaciones incluidas dentro del Grupo Pachuca en únicamente tres unidades; esta propuesta incluye a la Riolita Santiago (Geyne et al., 1963) y dos unidades sin nombre formacionales; distinguiéndolos con la clave cartográfica To A-BvA y Tm R-TR.

Las rocas de este grupo son del Oligoceno Medio-Tardío al Plioceno Temprano. Se estima un espesor de 3 700 m, conformado por una secuencia de materiales clásticos en la base, brechas volcánicas, piroclásticos, derrames lávicos y tobas intercaladas. Las lavas varían en composición de basalto a riolita, sin embargo, predominan las andesitas y las dacitas. Estas rocas volcánicas corresponden al arco magmático de la parte superior de la Sierra Madre Occidental (SMO) así como del CVTM. En la parte inferior se encuentran las formaciones Santiago y Corteza, consistentes en riolitas, dacitas y andesitas, asociadas al arco magmático del Terciario Medio de la SMO (Damon et al., 1981).

3.1.2.5. Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)

Esta unidad se distribuye por toda la cuenca, y en la mayoría de los casos se encuentran cubiertas por materiales volcánicos más recientes; conformada por la unidad Tepoztlán, constituida de lahares masivos ricos en clastos porfíricos andesítico subredondeados intercalados con depósitos fluviales (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981; García-Palomo et al., 2002), su tiempo de deposición varía entre 22.8 y 18.8 Ma, lo que implica que la unidad representa los depósitos de la fase inicial del CVTM (Lenhardt et al., 2010), la andesita Jalpan (Segerstorm, 1961) de los cerros Jalpan y Zincoque y de todas las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Estas rocas se constituyen por secuencia de tobas, brechas volcánicas; donde las lavas son: andesitas de lamprobolita o de augita; presencia de dacitas, tobas cristalinas andesíticas y andesitas de hiperstena. Con base a dataciones isotópicas, esta unidad se asignaba al rango de edad del Mioceno Medio al Mioceno Tardío.

Lenhardt et al. (2010) presentan la cronoestratigrafía de los productos volcanoclásticos del Mioceno Inferior de la unidad Tepoztlán. De acuerdo a dataciones radiométricas, esta formación se depositó entre 22.8 y 18.8 Ma, lo cual implica que esta formación representa la fase inicial del CVTM. Estos autores proponen la subdivisión de la formación en tres miembros: Miembro Malinalco (22.8-22.2 Ma), el miembro San Andrés (22.2-21.3 Ma), y el miembro Tepozteco (22.2-21.3 Ma). En el pozo Mixhuca-1, se identificó esta unidad, a profundidades de los 880 m hasta los 1 190 m; en el pozo Tulyehualco entre profundidades de 930 y 1 740 m (PEMEX, 1988). Arce et al. (2013b) y Arce et al. (2015) ubican en el pozo profundo San Lorenzo Tezonco a la unidad Tepoztlán entre 876 m de profundidad y hasta la base de dicho pozo.

Arce et al. (2015) reportan para la unidad Tepoztlán que se encuentra en el pozo Tezonco edades entre 13 y 20.1 Ma. Estas edades concuerdan con las edades reportadas por

Lenhardt et al. (2010) para esta unidad en el Estado de Morelos, al sur de la Sierra Chichinautzin (11-22.8 Ma).

3.1.2.6. Depósitos Volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)

Estos depósitos se conforman por rocas extrusivas que indican un segundo período magmático del CVTM, incluyendo a la Toba Don Guinyó (Segerstrom, 1961). Localmente se encuentran expuestas dichas rocas en los flancos de la Sierra de Las Cruces, Zempoala, y Río Frío, y en cerros aislados de la cuenca; también coronan las Sierra de Guadalupe y Tepetzotlán. El espesor es de 650 m en los afloramientos; los cuales sobreyacen en discordancia erosional a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y se encuentran cubiertas de igual manera por unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario.

La composición varía de andesítica a dacítica; las secuencias piroclásticas identificadas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas, tanto de flujo piroclástico como de “surge” piroclástico cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos.

3.1.2.7. Formación Otomí (Tpo)

Esta unidad, se constituye por todos los productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno Tardío, que se localiza al occidente de la Cuenca de México, conocida como Sierra de Monte Alto; también se incluye un afloramiento que se ubica en el poblado de Santa María Mazatla, en el trayecto de la carretera de Naucalpan a Jiquipilco, y en los cortes de la carretera que se dirige al centro ceremonial Otomí, del que se toma el nombre de la unidad.

Unidad rocosa, constituida principalmente por depósitos piroclásticos, que se presentan como flujos lobulados; dentro del flujo se identifican diferentes secuencias volcánicas.

Los depósitos son secuencias de “surges” de cristales, seguida por flujos piroclásticos de ceniza (cristalina y/o vítrea); los “surges” son de apariencia lenticular, también hay presencia de brechas volcánicas; la mayor parte de dichos depósitos se encuentran invariablemente cubiertos por depósitos de ceniza vítrea co-ignimbrítica palagonitizada con abundantes líticos accidentales.

3.1.2.8. Rocas Volcánicas Máficas del Plioceno Tardío (Tpb)

Unidad constituida por derrames de lava interestratificados, algunas veces, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclastos, que pueden pertenecer a los depósitos piroclásticos y clastos aluviales del Plioceno (Tppc). La composición varía de basáltica a andesítica. El espesor máximo identificado es de 300 m.

Las rocas que conforman esta unidad son las máficas del Grupo San Juan (Segerstrom, 1961), aunque un año después Fries la renombra como rocas máficas sin nombre y en 1979, Cantagrel y Robin agregan a este grupo mesetas máficas y lavas no diferenciadas que afloran en Guanajuato y Jalisco; las cuales se consideran como típicas de la parte septentrional del volcanismo Plio-Cuaternario del CVTM. Las rocas máficas yacen discordantemente sobre unidades terciarias previas.

3.1.2.9. Sierra de Las Cruces (Tpc)

La Sierra de las Cruces constituye el límite occidental de la Cuenca de México, cuenta con una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en la parte norte, y 27 km en la parte sur. La Sierra de Las Cruces, con una orientación general NNW-SSW, separa las Cuencas de México, y de Toluca-Ixtlahuaca. De norte a sur está integrada por los siguientes volcanes: La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona, y Zempoala. También hay estructuras menores. García-Palomo et al. (2008) basados en los rasgos geomorfológicos, dividen a esta sierra en tres sectores (norte, centro, y sur respectivamente).

Los productos volcánicos incluyen unidades de flujo de lava, depósitos piroclásticos (de flujo y de caída), avalanchas de escombros, y depósitos de lahar (García-Palomo et al., 2002). Los depósitos piroclásticos están conformados por pómez pliniana, secuencias de "surges" (planares o masivos), cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez, cubiertas por flujos piroclásticos generalmente no soldados, de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques accidentales y/o juveniles; los flujos piroclásticos se encuentran cubiertos por cenizas vítreas. Sin embargo, en algunas ocasiones los flujos piroclásticos están cubiertos o interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales.

Los afloramientos de esta formación están expuestos en el tramo Desierto de Los Leones-La Marquesa, a lo largo de la carretera Naucalpan-Jiquipilco, en las afueras de San Mateo Nopala y los afloramientos de flujos piroclásticos que corta la carretera Naucalpan-Cuajimalpa (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989). La Sierra de Las Cruces cubre con discordancia erosional las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y cubiertas a su vez por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario; así como derrames lávicos y piroclásticos de la Sierra Chichinautzin y del volcán El Pino; su edad corresponde al Plioceno Tardío.

Inicialmente Mooser et al. (1974) propusieron que el volcanismo de esta sierra había migrado de norte a sur. Estudios paleomagnéticos y geocronológicos iniciales parecieron confirmar esta migración hacia el SW (i.e., Mora-Álvarez et al., 1991; Osete et al., 2000). Sin embargo, dataciones adicionales (Romero-Terán, 2001; Mejía et al., 2005; Arce et al., 2008) ponen en duda la migración de este volcanismo que ha tenido lugar entre 3.7 y 0.39 Ma (Plioceno-Pleistoceno). Arce et al. (2017) describen la Pómez Bosque de Tlalpan (PBT) que posiblemente se originó del volcán Ajusco, o del volcán San Miguel, mediante una erupción pliniana. Con una edad de aproximadamente 25,730 años A.P., la PBT representaría el producto más joven de la Sierra de Las Cruces. Arce et al. (2015) ubican en el pozo profundo San Lorenzo Tezonco, a rocas de estas Sierra entre los 581 y 875 m de profundidad.

Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras (1989) particularizaban el conjunto de productos de los volcanes Zempoala y La Corona alineados en dirección norte-sur, ubicados en la parte más meridional de la Sierra de Las Cruces como la unidad Zempoala. Estas dos estructuras volcánicas, junto con el volcán San Miguel forman las mayores alturas del bloque sur de la Sierra de las Cruces (García-Palomo, 2008).

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) basan esta clasificación en las características morfológicas y litológicas y posición de los productos volcánicos, que han sido considerados como posibles contemporáneos del volcanismo de la Sierra de la Sierra de Las Cruces.

De acuerdo a Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), en la parte norte de la unidad se localiza una secuencia de lavas andesíticas afaníticas-porfiríticas, con escaso contenido de fenocristales pequeños de anfíbol, con cuarzo secundario y depósitos piroclásticos (flujo de cenizas y brechas volcánicas). En la parte sur la presencia de lavas es escasa; pero se tiene la presencia de grandes bloques de roca dentro de las brechas volcánicas, son el depósito volcánico más común en la región de las Lagunas de Zempoala. Posteriormente se encuentran lahares, flujos piroclásticos de ceniza con bloques y “surges” en forma radial. La parte más meridional de la unidad, junto con los sedimentos contemporáneos, con los que se encuentra interdigitada en algunos lugares, se nombró como “Formación Cuernavaca” (Fries, 1960).

Estas rocas cubren discordantemente los depósitos volcánicos del Plioceno, las rocas del Mioceno Medio al Mioceno Tardío, con discordancia también se encuentra sobreyacida por la Sierra Chichinautzin e interdigitada con los productos piroclásticos y clásticos del Plioceno. Esto en el Valle de Cuernavaca (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989).

Arce et al. (2008) para el volcán Zempoala establecen edades geocronológicas entre 0.7 y 0.8 Ma, en tanto que para el volcán La Corona reportan edades de aproximadamente 0.9 Ma. Es decir, ambos aparatos volcánicos son del Plioceno. Arce et al. (2008) estudian el colapso pleistoceno del flanco sur de este aparato. Analizan el papel jugado por la reactivación de fallas de los sistemas Tenango-La Pera (Norini et al., 2006), y Tenochtitlan (De Cserna et al. 1988). Detallan los depósitos de avalancha de escombros de este aparato. Establecen una columna estratigráfica local detallada para esta zona.

3.1.2.10. Riolita Navajas (Tpn)

La Riolita Navajas del Plioceno Tardío está constituida por la Sierra Navajas. Esta unidad se conforma por secuencias de derrames de lava, capas de brecha, toba y depósitos de aludes ardientes. Se han reportado espesores de entre 500 m (Geyne et al., 1963; De Cserna et al. 1987; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Sánchez-Rojas et al., 2005) y 600 m (López-Reyes et al., 1997; Solano-López, 2010).

Estas rocas descansan discordantemente sobre el Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno Mioceno (Tomv); aparentemente se interdigita con rocas máficas (Tpb) (tomado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989) y con piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc); también en la zona se encuentra cubierta discordantemente por productos del volcán El Pino (primera etapa de la evolución de volcán Iztaccihuatl).

Las rocas de esta unidad se han sido asignadas al Plio-Cuaternario (De Cserna et al., 1987), específicamente al Plioceno-Pleistoceno (Solana-López, 2010); mientras que López-Reyes et al. (1997), las consideran Plioceno, y Sánchez-Rojas et al. (2005), las asignan al Pleistoceno.

3.1.2.11. Depósitos Piroclásticos y Clásticos Aluviales del Plioceno (Tppc)

Estos productos se localizan al poniente de Cuautla, donde se concentran todos los depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. El espesor máximo es de 400 m y se constituye por gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, los cuales fueron acumulados fluvialmente en amplios valles socavados en rocas preexistentes y están interdigitados con rocas volcánicas (Tpb), localmente se intercalan tobas de grano fino y lapílicas pumíticas, tierra diatomácea, arcillas, caliza lacustre y travertino (Fries, 1962).

En la parte meridional del subsuelo de la cuenca se encuentran tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas, cubiertas por discordancias de aluvión del Cuaternario y se encuentran acumuladas en fosas tectónicas (graben de Chalco) y relleno de amplios valles surcados en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv y Tmv); con espesor máximo de 750 m, la cual se adelgaza hacia los extremos y hacia la interdigitación con unidades volcánicas del Plioceno.

3.1.3. Cuaternario

3.1.3.1. Volcán Llano Grande (Qllg)

Complejo conformado por secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riódacítica que integran al volcán Llano Grande, el cual es ancestro del volcán Iztaccíhuatl. Aflora en la base noroccidental de la Sierra Nevada; las secuencias identificadas, son capas delgadas de lapilli pumítico lítico de caída, “surges” laminares y de “sand wave”, flujos de cenizas vítreas café palagonitizadas y cristalinas, y brechas soldadas de flujo. Macías et al. (2012) indican que el Complejo Volcánico del Iztaccíhuatl comprende dos unidades: Llano Grande e Iztaccíhuatl (propriadamente) con edades que van del Pleistoceno Temprano al Holoceno. El Complejo Volcánico Llano Grande está constituida por tres unidades volcánicas principales: Pulpito del Diablo, Caldera Llano Grande y Los Pies Ancestrales. Nixon (1989) reporta, para estas rocas, fechamientos geocronológicos K-Ar de 0.50 y 0.9 Ma, en tanto que Cadoux et al. (2011) reportan una edad de 1.09 Ma.

La unidad se encuentra cubierta discordantemente por los productos de los volcanes Telapón e Iztaccíhuatl y sobreyacen de la misma forma a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv).

3.1.3.2. Volcán El Pino (Qpp)

En esta unidad, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) agrupan las rocas volcánicas, principalmente máficas que conforman a los Cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y entre otros aislados; incluyendo los campos volcánicos de Tezoentepec-Otumba y la Traquita Guajolote.

Jaimes-Viera et al. (2018) datan la formación del volcán Chimalhuacán (junto con el volcán del Peñón del Márquez) en 1294± 36 ka, y lo ubican en su Grupo Volcánico Monogenético Peñón, primera etapa de actividad magmática de la Sierra Chichinautzin. Recientemente, Arce et al. (2015) relacionan los productos volcánicos del Cerro de la Estrella con los productos volcánicos de la Sierra de Santa Catarina. Jaimes-Viera et al. (2018) también basados en fechamientos geocronológicos ubican al Cerro de La Estrella como parte del volcanismo inicial de la Sierra Chichinautzin (lo ubican en la parte final del vulcanismo asociado a su Grupo Volcánico Monogenético Peñón). La edad reportada para este último aparato volcánico es de 765± 30 ka.

La expresión geomorfológica es de conos cineríticos terminales, de volcanes escudo y de amplias coladas lávicas, principalmente en bloques, con espesores máximos de 750 m, que se encuentran en los centros eruptivos y se acuñan hacia la periferia. Constituyen secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, de caída, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria lapilli. También se reconocen derrames lávicos que son de andesita-basáltica de olivino y los andesíticos de anfíbol.

3.1.3.3. Volcán Tláloc (Qt)

Unidad conformada por coladas lávicas que constituyen a la Sierra de Río Frío, las cuales se relacionan co-magmáticamente con tefra caracterizada por flujos piroclásticos lobulados (mesetas inclinadas); el espesor aflorante es de aproximadamente 1 800 m en el centro de la sierra, el cual se acuña hacia los alrededores. Muy probablemente, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) equiparan esta formación con la Sierra de Río Frío de acuerdo a la definición dada por Mooser et al. (1974). En este caso esta formación incluye a los productos volcánicos de los volcanes Tláloc y Telapón que conforman la parte norte de la Sierra Nevada (por ejemplo, Macías et al., 2012).

De acuerdo a Cadoux et al. (2011) el volcanismo de la Sierra Nevada se inició hace 1.8 Ma en el volcán Tláloc, y aproximadamente a los 1.0 Ma se extendió hacia el Iztaccíhuatl, y apareció en su extremo sur en el cono Nexpayantla hace 329 ka. Sin embargo, estos autores señalan que, si bien el inicio en los diferentes volcanes observa una migración de norte a sur, el vulcanismo coexistió durante la mayor parte del Pleistoceno Medio a Tardío. Macías et al. (2012) coinciden en esto último. De acuerdo a Macías et al. (2012), la actividad volcánica en el volcán Tláloc inició entre 1.8 y 1.4 Ma, y ha continuado intermitentemente hasta hace 25 ka. Rueda et al. (2013) estudiaron uno de los eventos de actividad durante el Pleistoceno del volcán Tláloc, el cual fecharon en 31,490+/-1995-1595 yr B.P. Esta actividad la asocian a volcanismo tipo pliniano.

En tanto que el nuevo edificio del volcán Telapón se constituyó entre 0.38 y 0.34 Ma. Productos con edades de 1.4 y 0.94 Ma (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011) corresponden a un Telapón antiguo. García-Tovar y Martínez-Serrano (2011) proporcionan una cronoestratigrafía para este aparato volcánico.

El Complejo Volcánico Tláloc se sobrepone discordantemente a las rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano y las formaciones El Pino y Llano Grande; aparentemente se encuentra sobreyacida discordantemente por los productos de la Sierra Chichinautzin y del volcán Iztaccíhuatl.

El volcán Tláloc tiene una altitud de 4 150 m y se encuentra rodeado por una serie de estructuras volcánicas más antiguas, que incluyen cúpulas, estratoconos erosionados y conos de ceniza (Macías et al, 2012). Entre las principales estructuras volcánicas alrededor del volcán Tláloc se encuentran la Sierra de Quetzatepec al oeste, la cúpula de Yahualica al noreste, las cúpulas de Puico y El Mirador Grande al sur, y la Sierra San Dieguito al norte. Algunas rocas del área de la cumbre del volcán muestran una superficie pulida debido a la actividad glacial probablemente asociada con el máximo glacial local registrado entre 21 y 14 mil años en el volcán Iztaccíhuatl, Cofre de Perote en el este de México, y Tancítaro en Michoacán (Vázquez-Selem y Heine, 2004), sin embargo esta morfología suave se ve interrumpida hacia el este por una estructura de colapso en forma de herradura de aproximadamente 2.5 km de ancho cuyo origen actual es desconocido.

Actualmente, la cumbre de Tláloc está ocupada por una cúpula de lava dacítica y flujos de lava. Tláloc ha tenido al menos cinco erupciones explosivas que ocurrieron a los 45 y 21 mil años, y por lo tanto, su flujo de lava en la cumbre debe ser más joven que estas explosiones.

3.1.3.4. Volcán Iztaccíhuatl

El Complejo Volcánico Iztaccíhuatl se ubica en la parte media de la Cordillera Volcánica de Sierra Nevada, al norte del Popocatepetl, y a unos 70 km al sureste de la Ciudad México (De la Torre-Yarza, 2003). Tiene una elevación máxima de 5 268 msnm (Macías et al., 2012).

La formación Iztaccíhuatl; se conforma por diversas secuencias principalmente efusivas, donde la composición principal es andesita basáltica a dacítica; las secuencias comienzan con derrames lávicos y terminan con extrusiones dómicas; los derrames lávicos y los domos identificados en la zona son andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol.

Aunque el espesor total se desconoce, se estima con base a los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl un espesor máximo de alrededor de 2 500 m. La Formación descansa con una pequeña discordancia encima del Complejo Volcánico Llano Grande y Tláloc, mientras que es suprayacida con ligera discordancia por productos de la Sierra Chichinautzin y del volcán Popocatepetl. Con base a las edades isotópicas, se propone que fueron extruidas en diferentes períodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.8 Ma. La última erupción efusiva del volcán Telapón (parte norte de la Sierra Nevada) constituida por Dacita Vítreo Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011) subyace a los flujos dacíticos del volcán El Papayo perteneciente al complejo volcánico Iztaccíhuatl (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011). El Complejo Volcánico Iztaccíhuatl comprende los siguientes edificios volcánicos: Los Pies, Las Rodillas, El Pecho, La Cabeza, y Téyotl (i.e., Macías et al., 2012). Nixon (1989) obtuvo edades geocronológicas para esta Formación de 0.08, 0.27, 0.34, 0.41, y 0.58 Ma. la Formación Llano Grande constituye el primer periodo de actividad volcánica del volcán Iztaccíhuatl (Macías et al., 2012).

3.1.3.5. Volcán Popocatepetl (Qp)

El volcán Popocatepetl está ubicado a 65 km al SE de la Ciudad de México y 45 km al oeste de la Ciudad de Puebla.

Los productos volcánicos del Popocatepetl dan origen al estratovolcán Popocatepetl; el cual se constituye por 4 secuencias principales. La primera es un “blast” piroclástico de 8 m de espesor, integrado por “surges” planares y de “sand wave”; así como bloques lávicos imbricados no clasificados. La segunda secuencia es completamente efusiva y consiste en andesitas básicas rica en olivino, andesitas ácidas con olivino, piroxenos, andesitas y dacitas (Robin y Boudal, 1987).

La tercera secuencia da origen al volcán noroccidental El Fraile, comenzando con una efusión andesítica y secundada por 3 períodos explosivos, los cuales principian con pómez y cenizas plinianas, “surges”, flujos no soldados de ceniza con bloques pumíticos de composición mixta andesítica y dacítica (mezcla de magmas); abundantes lahares fluyeron principalmente hacia el suroeste, donde la mayoría se asocia a flujos piroclásticos; en el primer período, el producto piroclásticos se dirigió hacia el suroeste hace más de 10 000 años, el segundo se presentó entre 9 500 y 8 000 años aproximadamente, y el tercero más o menos entre 5 000 y 3 800 años (Robin y Boudal, 1987).

La cuarta y última secuencia, dio origen al cono terminal en el periodo de 3 800 a 900 años; primeramente, fue efusivo y subsiguientemente explosivo, con sucesiones piroclásticas similares a la del volcán El Fraile, pero con mayor contenido de derrames lávicos intercalados.

Se desconoce el espesor total; sin embargo, con base a los afloramientos se estima un espesor máximo de 3 500 m. Esta unidad cubre discordantemente la porción sur del volcán Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la Sierra Chichinautzin; de igual manera se interdigita con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla y Amecameca.

Macías et al. (2012) resumen la evolución de este estratovolcán. La actividad inició con la formación del volcán Nexpayantla (Mooser et al., 1958), también llamado volcán ancestral por Robin (1984). Un flujo de lava andesítica de este aparato ha sido datado en 329 +/- 10 ka (Cadoux et al., 2011).

Hace 200 000 años una erupción da origen al colapso de este volcán y a la formación de una caldera. En el interior de esta última se construye el volcán El Fraile a partir de flujos andesíticos y dacíticos. Una erupción tipo Bezyminiana (Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1989), ocasiona que este volcán colapse destruyendo el flanco sur de su cono. Se generan, consecuentemente avalanchas de escombros hacia el sur, y el suroeste. Este colapso fue seguido de una erupción pliniana. A continuación se inicia la construcción del edificio actual (Siebe et al., 1995).

3.1.3.6. Sierra Chichinautzin (Qc)

La Sierra de Chichinautzin comprende un área volcánica de aproximadamente 2 400 km² delimitada por la Sierra Nevada, al este, y por el volcán del Nevado de Toluca al oeste (García-Palomo et al., 2000). Se caracteriza por más de 200 centros monogenéticos dispersos, principalmente conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes de escudo y flujos y cúpulas de lava.

El nombre de Sierra Chichinautzin, se propone aplicar a todo el volcanismo monogenético principalmente estromboliano con características y edades similares en la región de la Cuenca de México y zonas locales; donde los afloramientos con mayor relevancia se ubican en la zona meridional y nororiental. La Sierra Chichinautzin ha sido objeto de numerosos estudios. Entre los autores de estos estudios mencionamos a los siguientes: Martín-del-Pozzo (1989), Siebe et al. (2004), Siebe et al. (2005), Guilbaud et al. (2009), Arce et al. (2013a). Esta lista no es exhaustiva. En Verma et al. (2016) se incluye una lista completa de trabajos con análisis geoquímicos de rocas de esta sierra. Recientemente Jaimes-Viera et al. (2018) con base en dataciones radiométricas, geoquímica, y morfología de las estructuras que constituyen este campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin establecen su evolución temporal. Proponen cuatro episodios de actividad, con dos periodos de inactividad efusiva.

Las lavas por lo general son extensas, vesiculares, masivas o lajadas; siendo así las más abundantes; con composición andesítica-basáltica. Aunque los espesores varían por sectores, el máximo registrado es de 1 800 m (Fries, 1960). En esta formación se incluye a la Sierra de Santa Catarina. De acuerdo a su morfología, los aparatos volcánicos que la constituyen son del Pleistoceno Tardío (Lugo-Hubp et al., 1994). Layer et al. (2009) proponen una edad del Holoceno para esta sierra. Los primeros estudios geoquímicos de la Sierra de Santa Catarina son los de Verma et al. (2016). En particular, de acuerdo a Jaimes-Viera et al. (2018) el material magmático de esta sierra se emplazó entre 132 +/- 70 a 2 +/- 56 ka.

La unidad cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y terciarias; aunque por zonas sobreyace al volcán El Pino y se encuentra interdigitada con depósitos lacustres

y aluvión. Notemos, que de acuerdo a estudios más reciente algunos de los volcanes de la Formación El Pino, son ahora considerados parte de la Sierra Chichinautzin.

3.1.3.7. Depósitos Aluviales (Qal)

Bryan (1948) y De Terra (1948) propusieron varias unidades para los depósitos aluviales acumulados penecontemporaneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. No realizaron mapeo, sólo se basaron en su relación con periodos glaciares y postglaciares. Sin embargo, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), hacen hincapié de que al tratarse de una sola unidad sedimentaria, las unidades mencionadas no existen y más bien se trataría de miembros. El material aluvial incluye material poco consolidado compuesto por fragmentos con tamaños de grava, arena, limos y arcilla. Localmente se observa marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino (Fries, 1962).

Los depósitos afloran en forma de llanuras aluviales al norte y sur de la región; en los laboríos mineros de Pachuca, Hgo. se aprecian espesores de 210 m de aluvión (Fries, 1962); en el subsuelo de la porción meridional de la cuenca, rellenan, con espesores máximos de 500 m registrados, los centros de amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc), así como depresiones tectónicas como el graben de Chalco. Los espesores se reducen hacia los márgenes de la llanura. En las zonas norte y sur se encuentran materiales poco consolidados compuestos por fragmentos con tamaño de grava, arena, limos y arcilla, conteniendo localmente marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino (Fries, 1960 y 1962). Muy probable debido a su edad cuaternaria se interdigita con formaciones volcánicas de la misma edad, su contacto con los sedimentos lacustres (Qla) es concordante e interdigitado.

En los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1; a las profundidades respectivas de 74-330, 167-520 y 300-500 m, se perforaron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos en el pozo Mixhuca-1 (PEMEX, 1988). En los pozos Texcoco-1 y P-3 (SHCP, 1969) entre 80 y 480 m se cortaron arenas, limos y arcillas con inter-estratificaciones de grano fino y lapilli. Hacia la base de este intervalo se encontraron margas y calizas lacustres de 40 a 60 m de espesor. Esto implicaría que la edad de este depósito aluvial es Plioceno a Pleistoceno.

La granulometría de estos depósitos en pozos de agua de la Cuenca de México es muy heterogénea. De acuerdo a estas múltiples perforaciones, en el subsuelo, estos materiales descansan sobre rocas pliroclásticas y clásticas del Plioceno. Localmente pueden descansar sobre rocas volcánicas más antiguas (y sedimentarias del Cretácico).

La presencia de grandes espesores de aluvión se asocia a un bloqueo del desagüe, como consecuencia del emplazamiento de derrames lávicos y/o por el fallamiento normal del Cuaternario.

3.1.3.8. Depósitos Lacustres (Qla)

De acuerdo a Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), en esta unidad se agrupan sedimentos clásticos, así como productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra de Chichinautzin que se depositaron en ambiente lacustre. Estos depósitos dan origen a una gran altiplanicie lacustre, con una altitud promedio de 2 200 m, abarcando, de norte a sur, Zumpango, Chalco, y de este a oeste, desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec.

Los espesores que se estiman varían entre 30 y 300 m, los mayores se identifican en el centro de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco; los cuales se adelgazan hacia los márgenes de las planicies.

Bryan (1948) reporta arcillas bentoníticas y montmorilloníticas con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. En Tlapacoya, Lambert (1986) y Limbrey (1986) reportan piroclastos de caída de naturaleza basáltico y andesítica, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, suelos y tierra diatomácea. En los pozos de agua ubicados al borde de la Sierra Chichinautzin y de la Sierra de Santa Catarina y en piezómetros localizados en los márgenes de las planicies lacustres, se observa una interdigitación de los depósitos lacustres con productos de la Sierra Chichinautzin y los depósitos aluviales. En la siguiente sección resumiremos algunos estudios realizados de los depósitos lacustres en la Cuenca de México.

Capítulo 4 : SUELOS LACUSTRES

4.1. Importancia de los Suelos Lacustres

Estudiar los suelos, es de gran relevancia en diferentes disciplinas como en la ingeniería civil, sísmica, geología, entre otras. Por ejemplo, en la ingenierías sísmica y civil; es de suma importancia para la construcción de grandes obras civiles, ya que se estudian las propiedades mecánicas de los suelos, para prevenir desastres y pérdidas humanas; siendo esto de gran relevancia en el caso de la Ciudad de México por sus suelos, debido a que su principal componente geológica lo constituyen los depósitos lacustres. Díaz-Rodríguez (2005) reporta información de los sedimentos lacustres de la ciudad de México desde un enfoque geotécnico.

Otro aspecto muy interesante de los depósitos lacustres en México se basa en el hecho de que las secuencias sedimentarias lacustres constituyen registros naturales de los cambios climáticos y ambientales del entorno espacio-temporal en que se depositaron. Existen varios estudios paleoclimáticos que se han realizado en particular en la Cuenca de México (Bradbury, 1989; Lozano et al., 1993; Caballero y Ortega, 1998; Lozano-García y Ortega Guerrero, 1997). Estos estudios han permitido inferir el paleoclima en particular en la Cuenca de México para los últimos 40 000 años

Ortega et al. (2015) resumen estudios realizados en depósitos lacustres en el lago de Chalco de México. En este tipo de archivos, las variaciones en los niveles lacustres frecuentemente están asociadas a cambios climáticos o en este caso también a eventos volcánicos y tectónicos. Hasta ahora estos estudios se habían limitado a estudiar los primeros 30 m.

Actualmente se reportan resultados de perforaciones con profundidades que van de 420 a 520 m (Lozano et al., 2017). El análisis de las secuencias sedimentarias del lago del Chalco reporta a profundidades de 260 m sedimentos lacustres, entre 260 y 300 m los sedimentos más gruesos y debajo de los 300 m son predominantemente volcanoclasticos, este estudio permitirá documentar y ampliar el conocimiento acerca de la variabilidad climática.

4.2. Origen de los Depósitos Lacustres

Los depósitos lacustres comprenden sedimentos que son transportados principalmente por ríos; estos sedimentos se depositan a lo largo de la rivera, particularmente en la desembocadura de los ríos, donde se forman abanicos aluviales o deltas. Pero también se extienden al interior de los cuerpos de agua (i.e., lagos, lagunas, etc.). Las gravas y arenas se depositan en las riveras, mientras que los limos y arcillas alcanzan el centro del cuerpo de agua (Díaz-Rodríguez y Martínez-Vásquez, 2005)

Entre las características generales que se pueden identificar de los depósitos lacustres tenemos (Barona-Martínez et al., 2012):

- Litologías: arenisca, arcillas de grano fino, calizas y evaporitas.
- Mineralogía: variables, aunque en su mayoría granulometría fina.
- Textura: arenas moderadamente bien clasificada.
- Geometría de la cama: muy delgada.
- Estructura sedimentaria: laminación muy fina y paralela.
- Color: variable, de color gris oscuro en profundidad y amarillas o blancas en bordes.

- Asociaciones de facies: generalmente se presentan en depósitos fluviales, evaporitas y asociado con facies eólicas.

4.3. Antecedentes de Estudios de los Depósitos Lacustres en la Cuenca de México

La primera descripción geológica regional breve de la Cuenca de México fue realizada por Duport en 1843. Del Castillo, 1869, hizo referencia a algunos datos geológicos y paleontológicos de la Cuenca de México.

En 1917, Díaz-Lozano, realiza una investigación sobre diatomeas fósiles del subsuelo del lago de Texcoco y del cerro de Saltepec en sedimentos Post-Pliocénicos; así mismo en sus otros trabajos de investigación reportó la presencia de ostrácodos y oolitas en sedimentos lacustres de la Cuenca de México.

En 1988, Pérez Cruz presenta un modelo geológico del subsuelo de la cuenca de México en términos de sus constitución litológica, estratigráfica y estructura. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera en 1989, presentan una síntesis de la evolución geológica de la Cuenca de México desde el Cretácico con base en los análisis estratigráficos, estructurales y petroquímicos disponibles.

Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero (1998) resumen estudios paleoambientales realizados en el lago de Chalco perteneciente a la cuenca de México; los estudios están basados en el análisis de susceptibilidad magnética, contenido de materia orgánica, diatomeas, propiedades paleomagnéticas y datación con C^{14} , con la finalidad de comprender el cambio que ha presentado a través del tiempo. En dicho trabajo se llevaron a cabo perforaciones a profundidades de alrededor de 26 m; donde se identificó arena, diatomeas, ceniza, lapilli, sedimento orgánico de color negro y café oscuro, limo café oscuro y claro, y arena.

Entre otros trabajos, de Ortega et al. (2015) analizan el registro sedimentario de los 26.7 m superiores de la secuencia lacustres del lago de Chalco, a partir de 7 perforaciones con recuperación de núcleos. En estas secuencias, se determinó la sucesión de 13 facies sedimentarias y su distribución lateral, así como el impacto de la actividad volcánica y tectónica en el sistema lacustre. Estas facies se agruparon en 3 categorías principales (Tabla 4.1).

Facies	Descripción
Clásticas	Diferenciadas en color, son las más abundantes e incluyen sedimentos limosos con cantidades variables de arcilla y arena, compuestos de feldespatos, cuarzo, anfíboles y minerales arcillosos. Sedimentos derivados mayormente del intemperismo y la erosión (y transportados por corrientes fluviales superficiales) y deflación de rocas, depósitos volcanoclásticos y suelos expuestos en la cuenca.
Volcanoclásticas	Particularmente abundantes en los 6 m superiores de la facie 11; incluyen depósitos de caída (trefas) y depósitos volcanoclásticos retrabajados. Conforman 18 capas individuales con espesores que varían entre 0.5 y 106 cm de espesor. Presencia de componentes volcanoclásticos diseminados en sedimentos lacustres en secciones de 10 a 110 cm de espesor. Incluyen depósitos de lapilli de pómez y ceniza, masivos a bandeados.
Biogénicas	Se constituyen por ooze de diatomeas, en estratos masivos de 20 cm de espesor, a láminas menores a 0.5 cm de espesor incluidas en facies clásticas,

así como ooze de ostrácodos, que forman láminas discretas de < 1 cm de espesor.

Tabla 4.1 Agrupamiento de facies identificadas en el Lago de Chalco (Ortega et al., 2015).

Arce et al. (2013) realizaron el estudio del pozo San Lorenzo Tezonco con geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En particular, identifican 2 estratos de depósito lacustres a profundidades de 0 a 70 m, y de 590 a 604 m, describiéndolos como sedimentos lacustres de color amarillo claro, con presencia de fragmentos fluviales y ostrácodos en diferentes niveles. En este trabajo (Arce et al., 2013) se presentan las columnas litológicas de los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (Figura 4.1) al igual que su correlación con el pozo San Lorenzo Tezonco. En este trabajo se consideran estas últimas columnas, las cuales fueron elaboradas con información limitada de PEMEX y los datos disponibles de la geocronología de K-Ar (Pérez-Cruz, 1988).

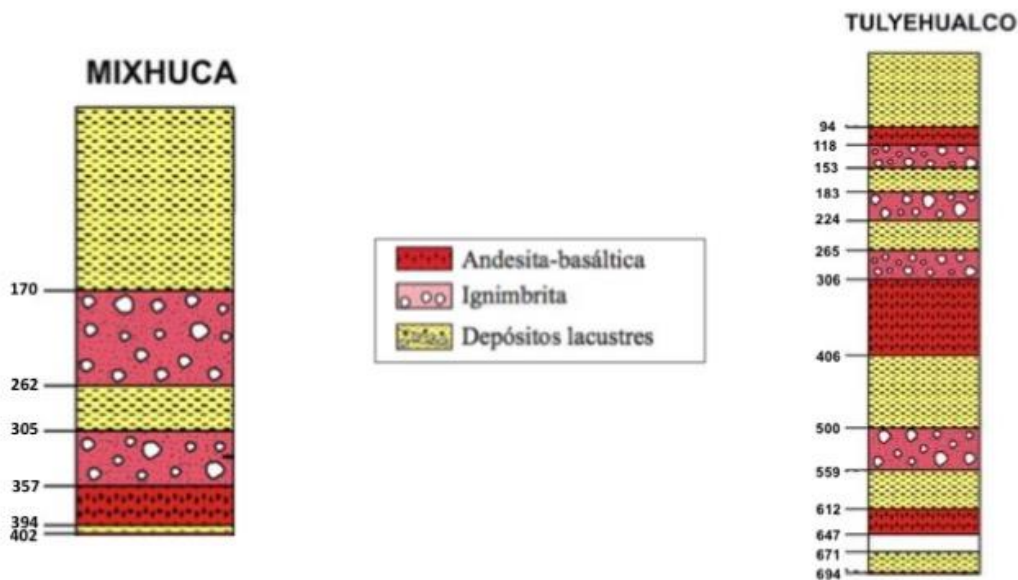


Figura 4.1 Columnas geológicas de las áreas de los pozos Mixhuca y Tulyehualco (tomadas y modificadas de Arce et al., 2013).

Con el transcurso de los años podemos apreciar que diversos autores han publicado múltiples trabajos sobre diferentes temas relacionado con la Cuenca de México, lo que implica que con el paso del tiempo vamos obteniendo cada vez más información sobre esta.

Capítulo 5 : METODOLOGÍA

En la Figura 5.1 se esquematiza la secuencia de los procesos que se aplicaron a los registros geofísicos de los pozos, a continuación, se describe brevemente cada uno de ellos.

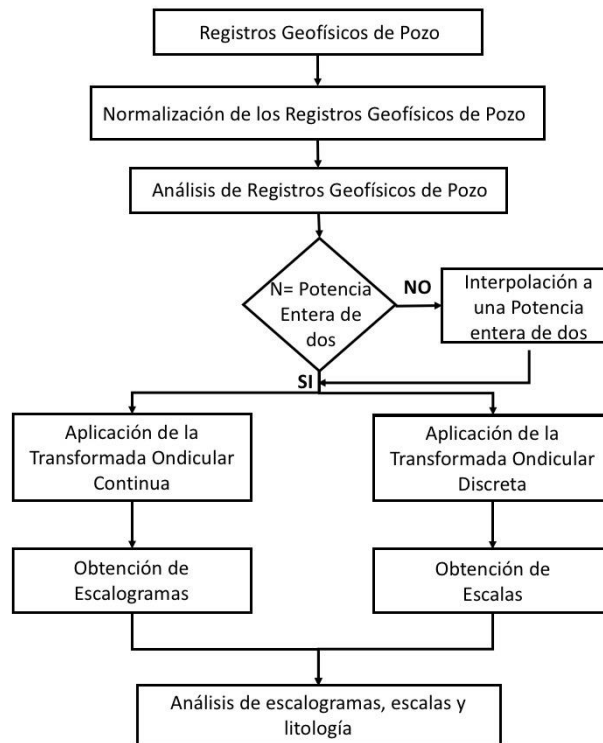


Figura 5.1 Representación gráfica de la secuencia de los pasos aplicados en el análisis e interpretación de los registros geofísicos de pozos con la transformada de ondícula.

- Registros Geofísicos de Pozos: El primer paso consistió en la visualización de los archivos tipo .LAS de los pozos, para así conocer con que registros se contaban en cada uno de ellos (Tabla 5.1).

Pozo A	Pozo B
Rayos Gamma (GR)	Rayos Gamma (GR)
Resistividad (RES)	Resistividad (RES)
Neutron Porosity (NPHI)	
Density Porosity (DPHI)	
Density (RHOB)	

Tabla 5.1 Registros Geofísicos correspondientes de los pozos A y B.

- Normalización de los Registros Geofísicos de Pozos: Los registros geofísicos comprenden la medición de diferentes propiedades físicas de las rocas, cada propiedad tiene un rango diferente de medición, y para facilitar la comparación entre propiedades se realizó una normalización simple para obtener rangos entre cero y uno.
- Análisis de los Registros Geofísicos de Pozos: Realizado el control de calidad, se corroboró si la cantidad de datos de cada registro cumplían con la condición de ser una potencia entera de dos ($N2$). Sin embargo, ninguno de los registros lo cumplía; por lo que los datos fueron interpolados linealmente, cambiando así el intervalo de muestreo. En la Figura 5.2, se muestra la señal original del registro rayos gamma y la señal que se obtuvo con la interpolación; donde se aprecia que no existió pérdida de información o alteración.

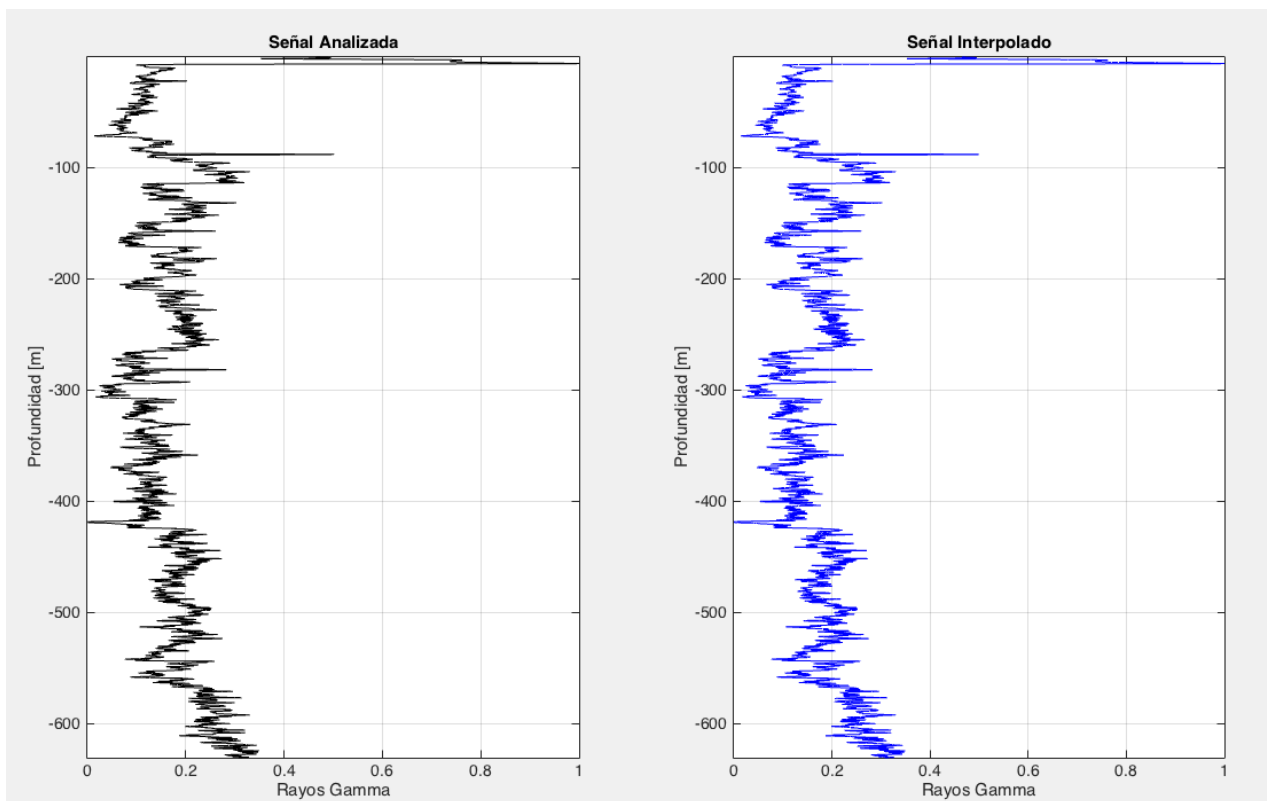


Figura 5.2 Representación gráfica del registro de rayos gamma (señal original) y el registro de rayos gamma obtenido por la interpolación (señal interpolada).

- Aplicación de la Transformada Ondicular Discreta: Se procedió a realizar la descomposición de cada registro (señal) por medio de la DWT, basada en la ondícula de Daubechies la cual es comúnmente usada en registros (Centeno-Salas, 2010; Coconi, 2007; Coconi et al., 2010; Srivardhan, 2016). El orden de la ondícula empleada fue la máxima implementada en el paquete de MatLab (orden 10), bajo la

premisa de que entre mayor sea el orden (número de coeficiente de ondícula) mayor definición en la descomposición. De acuerdo al número de muestras que se tuvieron con la interpolación, se obtuvieron 12 escalas de descomposición, con base a la técnica de Mallat (1986).

Para poder estimar el rango de número de onda correspondiente a cada escala, se consideró el teorema de Nyquist, el cual dice que para poder replicar con exactitud la forma de una onda es necesario que la frecuencia de muestreo sea superior al doble de la máxima frecuencia a muestrear (Nyquist, 1928; Shannon, 1949). La frecuencia de muestreo nos puede indicar el máximo número de onda que se tiene en cada registro. Al procesar la señal con la técnica de Mallat, la serie de valores sufre un submuestreo en cada descomposición (escala), lo cual da como resultado que el intervalo de muestreo se duplique en cada una de las interacciones; es decir, que para cada escala la frecuencia de Nyquist quedaría de la siguiente manera:

$$F_N = \frac{1}{2^{1+a} * (\Delta_z)} \quad (5.1)$$

donde:

a = escala

Δ_z = intervalo de muestreo

El número de onda corresponde al número de ciclos por unidad métrica, lo cual nos sirve para aproximar la longitud de onda por escala. Aunque también existe una ecuación general (5.2, Imhof, 1998), aplicada a los datos, los resultados obtenidos eran similares.

$$\lambda_j = 2^j * \Delta_z \quad (5.2)$$

Obtenidas las descomposiciones de cada una de las propiedades físicas por pozo, se pudieron visualizar las escalas e identificar las más representativas de la señal y conocer la longitud de onda asociada a cada escala.

- Aplicación de la Transformada Ondicular Continua: Posteriormente a que se obtuvieron las longitudes de onda para las escalas, se procedió a elaborar escalogramas con la técnica CWT; que apoyaron a la visualización de estructuras de interés. En este caso la ondícula empleada fue la Coiflet, debido a que existe una relación escala-longitud de onda, que se define de la siguiente manera (Coconi et al., 2010):

$$\lambda = \frac{1.25a}{F_s} \quad (5.3)$$

donde:

a = escala

F_s = intervalo de muestreo

λ = longitud de onda

Los escalogramas se fueron visualizando a diferentes longitudes de onda con la finalidad de poder identificar la estructura subyacente de los diferentes estratos.

Análisis de escalogramas, escalas y litología: Obtenidos los escalogramas y escalas, se procedió a analizarlos y correlacionarlos con la litología de la zona, las observaciones que se tuvieron, se describen en el siguiente capítulo.

Capítulo 6 : INTERPRETACIÓN

6.1. Pozo A

6.1.1. Análisis de CWT

En la Figura 6.1, se muestra el registro de rayos gamma, la litología correspondiente al pozo A de acuerdo a los estudios reportados por Arce et al. (2013), PEMEX (1988) y Pérez-Cruz (1988), así como los escalogramas de los registros de resistividad y de rayos gamma. En el escalograma de rayos gamma (en la parte centro-izquierdo del escalograma) se identifican 3 celdas caracterizadas por longitudes de onda mayores a 200 m. La primera celda incluye al depósito lacustre superior, a la unidad basáltico-andesítica, y a la ignimbrita que le subyacen. El segundo depósito lacustre (entre 153 y 183 de profundidad) se localiza al final de esta primera zona. El segundo acuífero comprende la parte inferior de este depósito lacustre y la parte superior de la ignimbrita subyacente.

La segunda celda incluye una sucesión que comprende la segunda ignimbrita, el tercer depósito lacustre, la tercera ignimbrita, y un paquete basalto-andesítico que termina aproximadamente a los 406 m de profundidad. El tercer acuífero se aloja en la parte superior y media de esta última ignimbrita. La tercera celda comprende el resto de la columna (secuencia de depósitos lacustres, ignimbrita, depósito lacustre y paquete basalto-andesítico).

Estas tres celdas se descomponen en varias subzonas con longitudes de onda entre 150 y 200 m. Por ejemplo, la celda inferior ubicada por debajo de los 400 m, se descompone en tres zonas con la misma dimensión aproximadamente. La celda intermedia, se conforma por cuatro de estas zonas, aunque los dos superiores presentan baja intensidad. Finalmente, la celda superior está caracterizada por dos zonas. La unidad superior tiene mayor energía. Los acuíferos dos y tres se correlacionan muy bien con dos de estas zonas.

Se aprecia una mejor correlación a partir de los 265 m; la unidad ignimbrítica ubicada entre los 265 y 306 m, se correlaciona muy bien con una de estas zonas; la unidad basáltico-andesítica (con un espesor aproximado de 100 m) que se encuentra inmediatamente abajo, se correlaciona con dos zonas caracterizadas por longitudes de onda de 150 a 400 m, coincidiendo bastante bien con su espesor; la primera zona de esta unidad coincide con el tercer acuífero. Más arriba en la columna, el segundo acuífero también se correlaciona con una de estas sub-zonas.

La parte central de la unidad lacustre, entre 406 y 500 m, está representada por una de estas sub-zonas. En la parte inferior de la sección, la ignimbrita, el depósito lacustre y la unidad basalto-andesítico se correlacionan cada una con una de estas sub-zonas. Los límites de estas zonas muestran un ligero desfase con relación a los límites de estas unidades.

En el escalograma del registro de resistividad se pueden identificar tres principales celdas. La mayor, al parecer, se extiende a toda la columna por la zona de más grandes longitudes de onda. En la parte superior del escalograma, esta celda se extiende también hacia el área de menores longitudes de onda. Las celdas dos y tres, igualmente, se extienden desde longitudes de onda de 400 m hasta longitudes onda de 500 m. La segunda celda comprende desde la base del tercer acuífero hasta la parte media inferior del depósito lacustre superior. La tercera celda incluye al depósito lacustre ubicado entre los 406 y 500 m de profundidad. La ignimbrita subyacente también está incluida en esta celda.

Para longitudes de onda entre 100 y 150 m, y a partir de los 406 m, la secuencia basal lacustre, ignimbrita, lacustre y paquete de basalto-andesítico se correlacionan aproximadamente cada una con una sub-zona; al igual que en el escalograma del registro de rayos gamma se presenta un ligero desfase entre los límites de las unidades y las respectivas zonas.

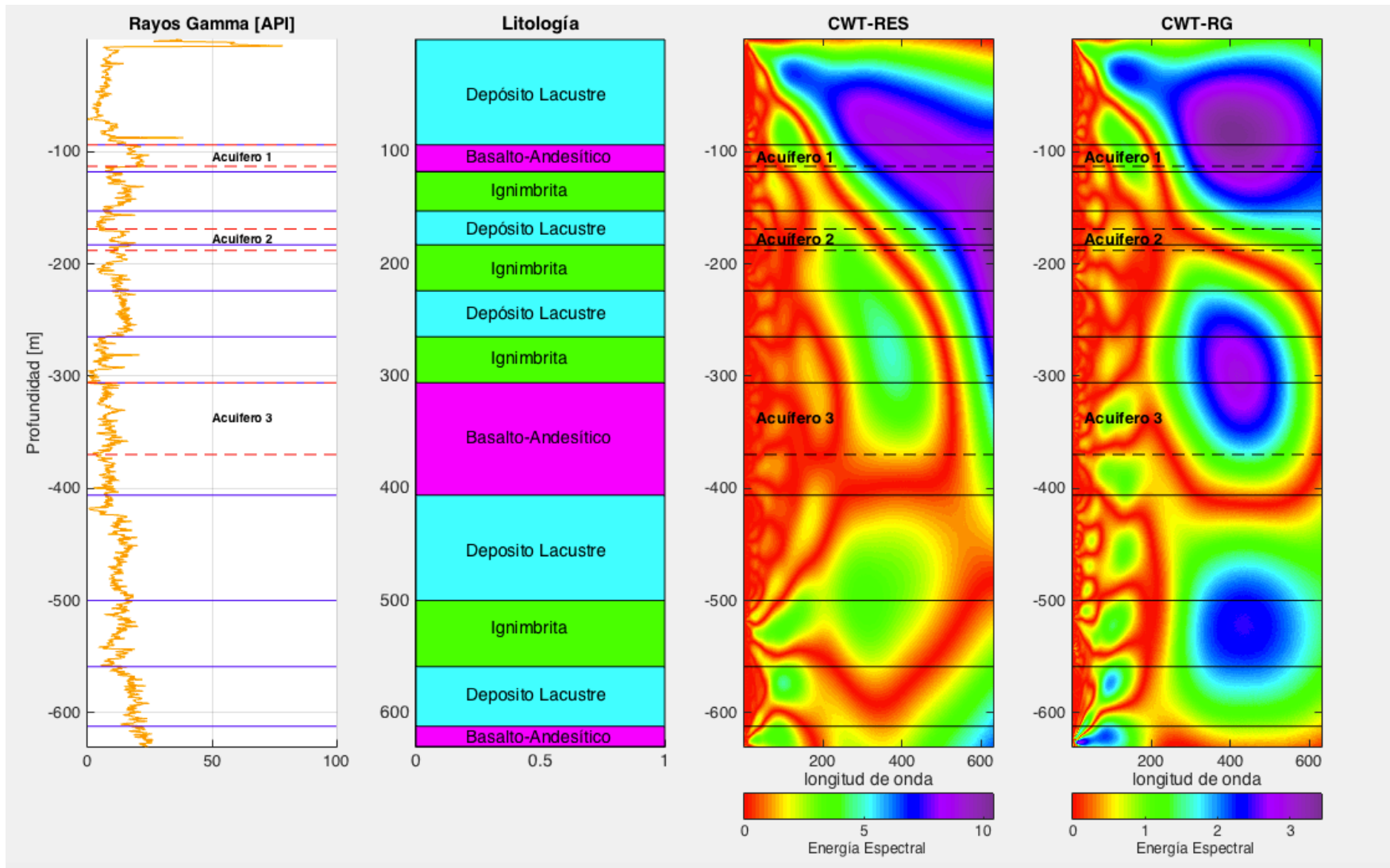


Figura 6.1 Escalogramas obtenidos de los registros de rayos gama y de resistividad del pozo A.

En la Figura 6.2, se presentan ampliaciones de los escalogramas de cada uno de los registros hasta longitudes de onda de 200 m; esta ampliación nos permite analizar con mayor detalle posibles correlaciones con la litología.

En el registro de rayos gamma, se observan con mayor detalle zonas de longitud de onda entre 50 y 100 m.

En los primeros 400 m, no se aprecia una buena correlación. Para el rango de longitudes de onda entre 35 y 50 m, en el depósito lacustre superior se observan hasta 6 zonas, que podrían estar representando diferentes unidades de sedimentación.

El depósito lacustre que se encuentra entre los 400 y 500 m de profundidad comprende aproximadamente cuatro zonas caracterizadas por longitudes de onda entre 50 y 150 m. La ampliación en el escalograma de la resistividad muestra un patrón muy similar al observado en el escalograma del registro de rayos gamma: se pueden apreciar cinco zonas que conforman al primer depósito lacustre con espesores entre 7 y 10 m aproximadamente. Observamos que en el depósito lacustre, entre los 406 y 500 m se encuentran inmersas cuatro sub-zonas con longitudes de onda entre 50 y 100 m. Para el depósito lacustre inferior, observamos un patrón semejante al observado en el escalograma de rayos gamma; teniendo 2 sub-zonas. Una sub-zona superior de baja energía, y una inferior con un espesor aproximado de 12 m. También se aprecia que la delimitación de unidades litológicas a partir de los 500 m, presentan algunos desfases.

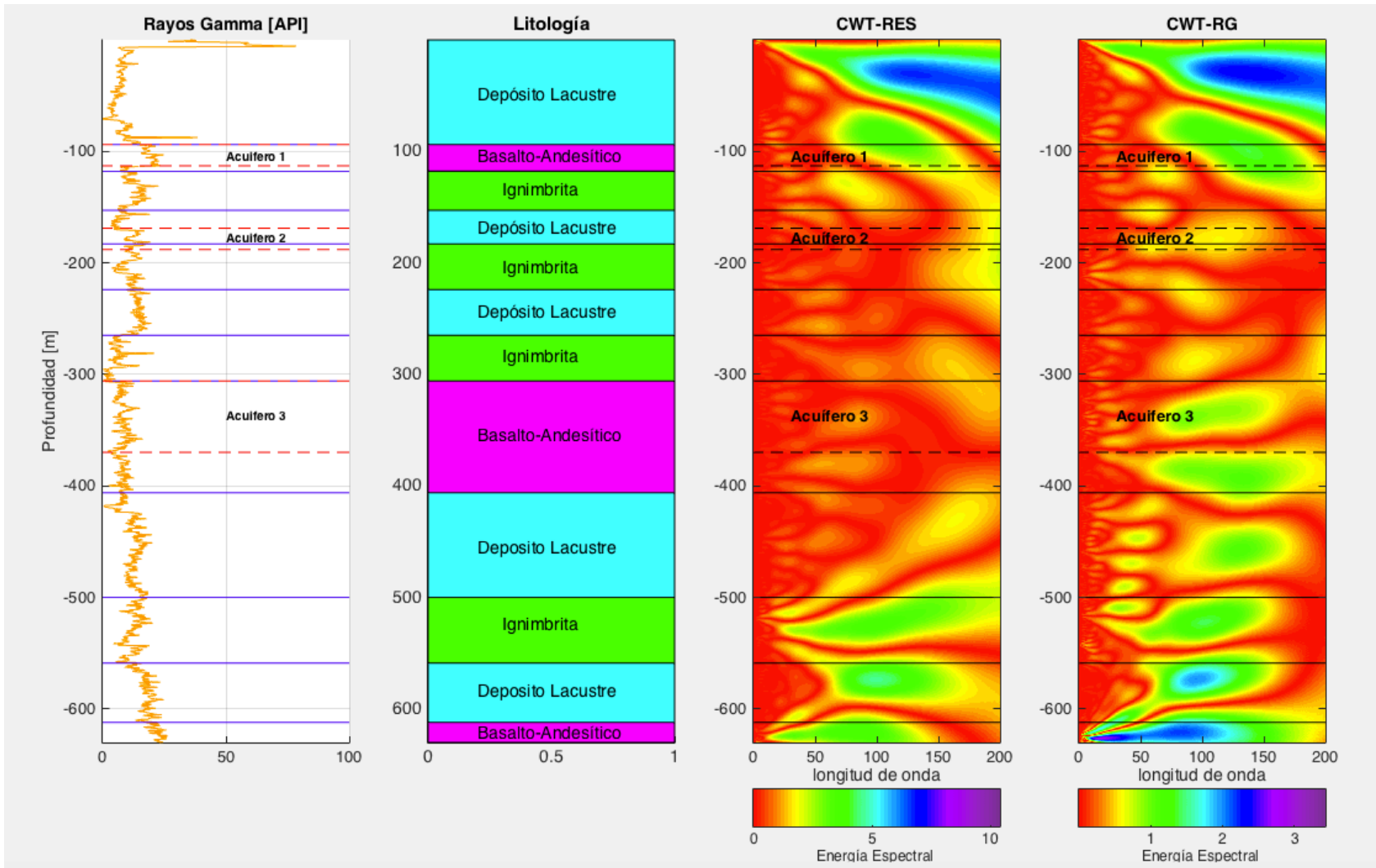


Figura 6.2 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo A hasta 200 m de longitud de onda.

En la Figura 6.3, se ilustra una ampliación hasta una longitud de onda de 80 m. En el escalograma de rayos gamma se aprecian con mayor detalle las zonas que se identificaron en la Figura 6.2. A esta escala, observamos que los acuíferos 1 y 2 se encuentran delimitados por arriba y por abajo por zonas de mayor magnitud.

Se observan inmersos, en el primer depósito lacustre, siete horizontes de energía ligeramente mayor al promedio de la energía que caracteriza a este paquete sedimentario. Estas sub-zonas presentan longitudes de onda en el rango de los 15 y 20 m. En el cuarto paquete lacustre se observan 4 horizontes con longitudes de onda entre 20 y 60 m. Los valores de la transformada de estos horizontes son mayores que los que se observan en los horizontes del primer lacustre.

Se aprecian comportamientos similares en el caso de la resistividad. En particular, el primer acuífero se correlaciona con un horizonte de media amplitud con longitudes de onda entre 20 y 40 m. En la base del segundo acuífero se observa un pequeño horizonte de energía media. Cuatro sub-zonas tenues con longitudes de onda entre 15 y 40 m se encuentran inmersos en el cuerpo del primer lacustre.

En el tercer depósito lacustre se observan dos horizontes de alta energía en su cima y en su base. El cuarto depósito lacustre comprende 6 horizontes de contraste tenue. El depósito lacustre inferior en su base está caracterizado por un horizonte de energía media. El resto es bastante homogéneo, es decir, que este registro, a esta escala, no pone en evidencia alguna sub-estructura.

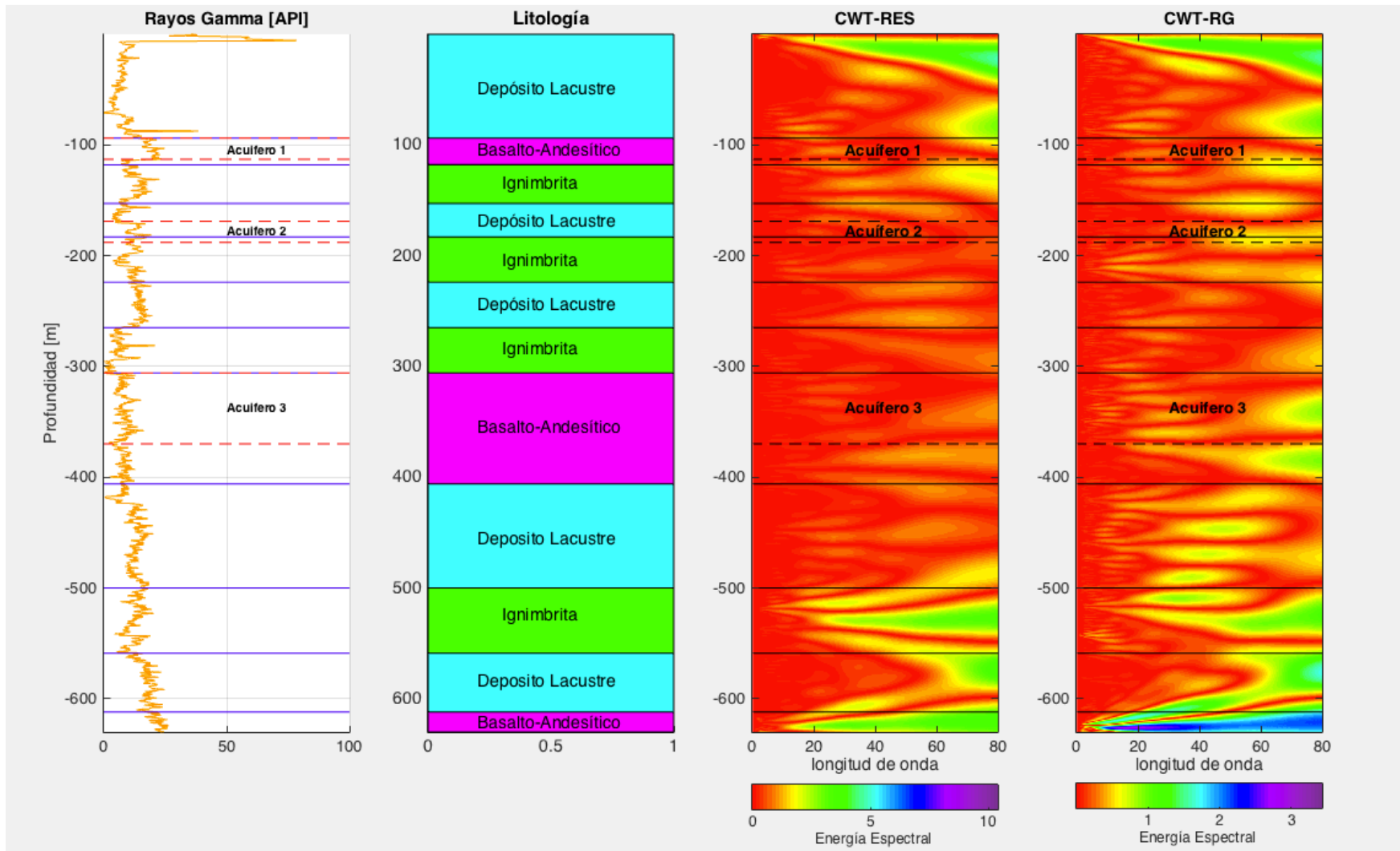


Figura 6.3 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo A hasta 80 m de longitud de onda.

6.1.2. Análisis de DWT

En la Figura 6.4, se ilustran las señales compuestas con base en las escalas más representativas de la DWT, que son las 7 y 8. Para la resistividad, la señal obtenida con la composición de estas escalas nos delimita el contacto entre el segundo depósito lacustre y la ignimbrita subyacente. El segundo acuífero, que se encuentra en el segundo depósito lacustre y parte superior de un cuerpo ignimbrítico subyacente, está bien delimitado por esta señal compuesta. El contacto entre el primer cuerpo de basalto y la andesita donde se aloja el primer acuífero está igualmente bien caracterizado. El primer depósito lacustre está caracterizado por tres zonas. La primera con menor espesor.

La señal obtenida por la composición de las escalas 7 y 8 del registro de rayos gamma, resalta la primera capa del depósito lacustre que también se aprecia en el escalograma del registro de resistividad; igualmente se alcanzan apreciar las otras dos capas de esta unidad litológica. Con estas escalas se aprecian espesores de entre 19 y 39 m. Esta señal sólo se correlaciona bien con el primer acuífero, pero no se alcanza a correlacionar muy bien con los acuíferos más profundos, como en el caso del registro de resistividad, esto se debe a que el registro de rayos gamma no alcanza a identificar fluidos.

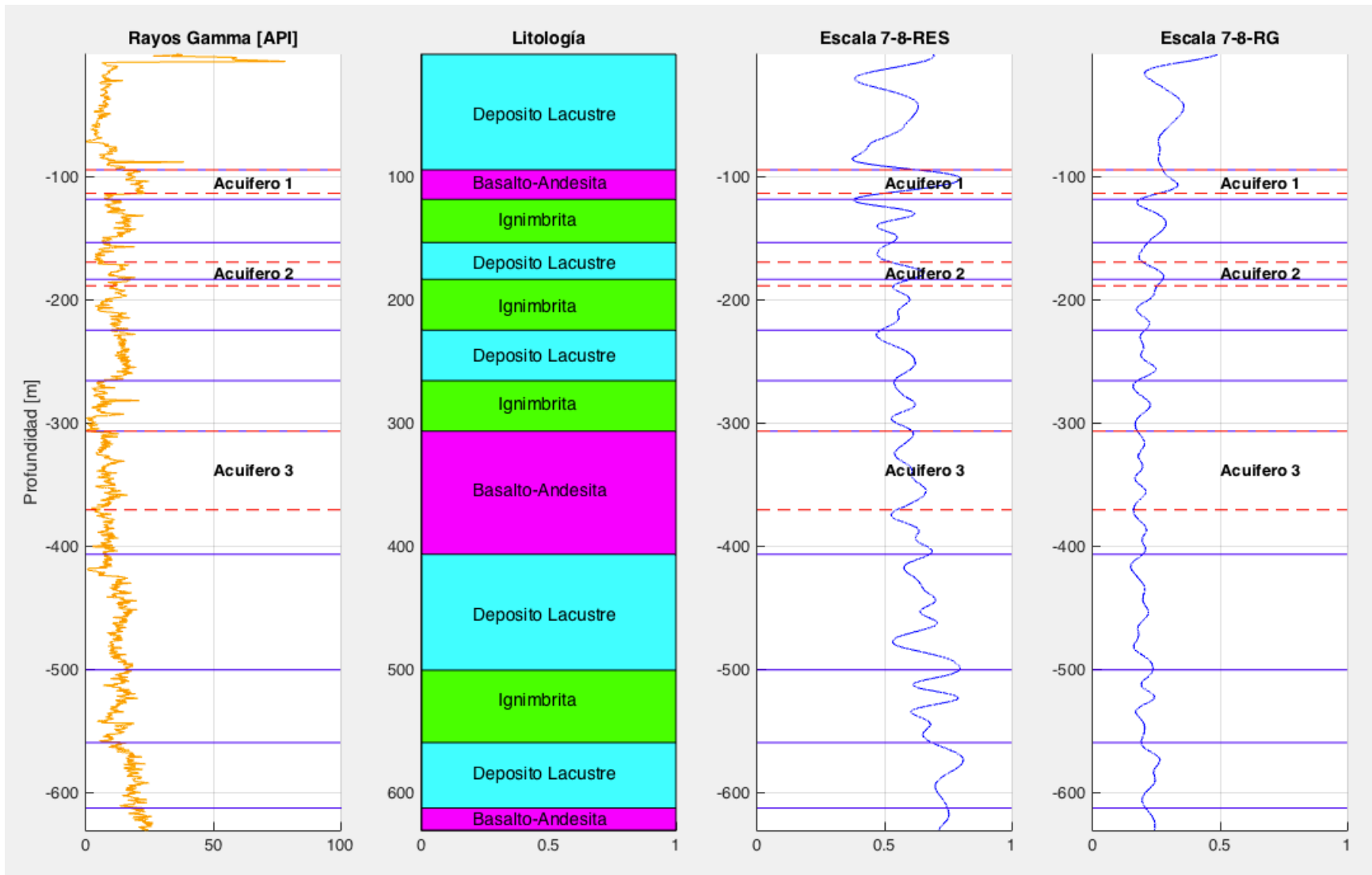


Figura 6.4 Imagen de representación de la sumatoria de las escalas representativas 7 y 8, obtenidos para el pozo A con rayos gamma y resistividad.

En la Figura 6.5, se presentan las escalas 5 para los registros analizados. El registro de rayos gamma comprende longitudes de onda de aproximadamente 5 m. Esta señal nos permite apreciar, al inicio de la columna en el primer depósito lacustre, una capa de 13 m.

En la escala 5 para el registro de resistividad, observamos que el primer acuífero está caracterizado por cuatro zonas caracterizadas por amplitudes contrastantes. La ignimbrita ubicada entre los dos paquetes lacustres inferiores se contrasta en la señal por mayores amplitudes que la señal asociada a los depósitos lacustres. La cima de los acuíferos 1 y 3 está bien delimitada en estas señales. Esta escala identifica el límite inferior y superior de la cuarta ignimbrita.

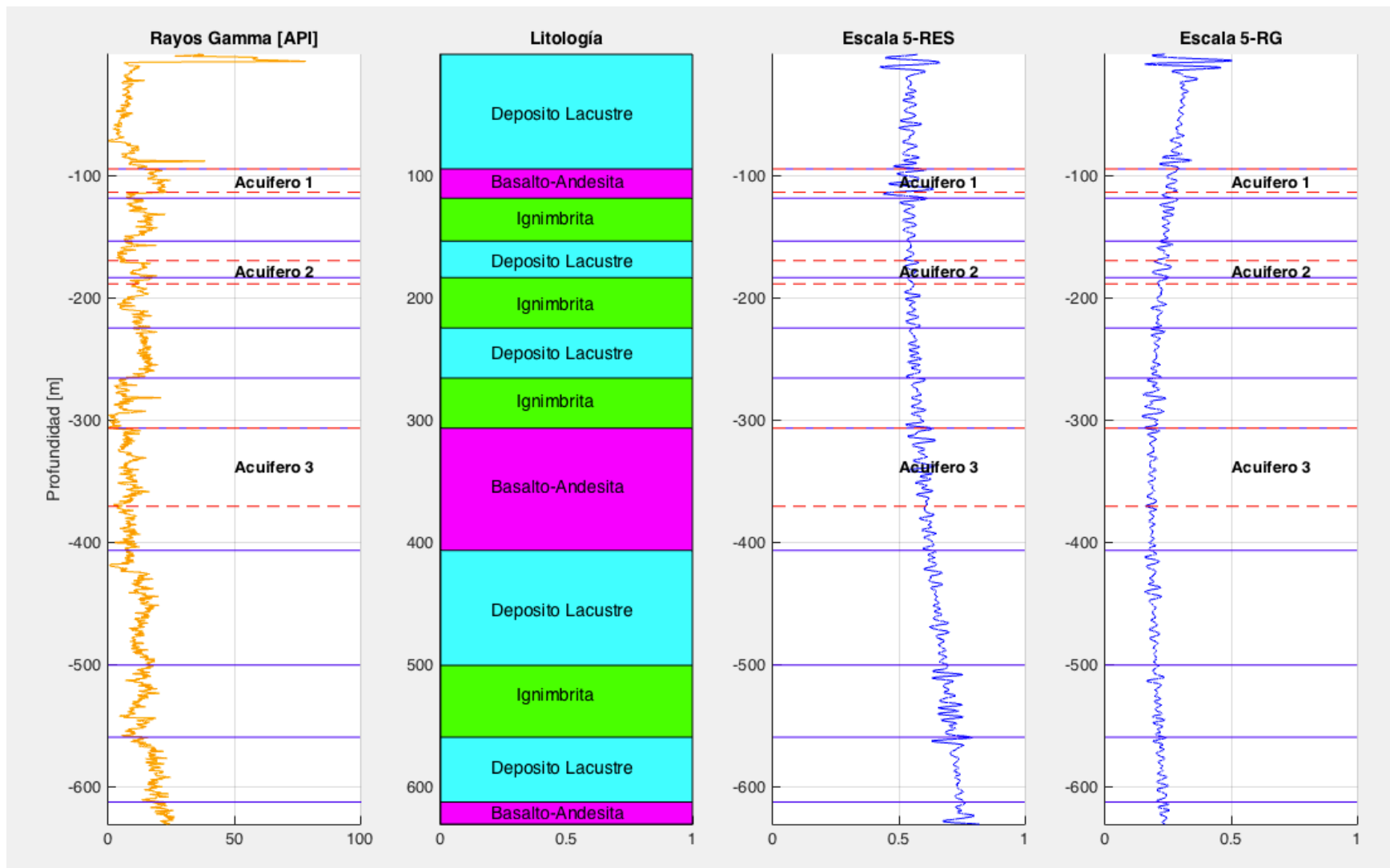


Figura 6.5 Imagen de representación de la escala 5, obtenidas para el pozo A con rayos gama y resistividad.

6.2. Pozo B

6.2.1. Análisis de CWT

En la Figura 6.6, se aprecian los escalogramas obtenidos para las propiedades petrofísicas del pozo B, así como la columna estratigráfica de acuerdo a PEMEX (1988), y de Arce et al. (2013). Para longitudes de onda mayores a 100 m, se visualizan 3 zonas mayores en los escalogramas correspondientes a los registros de resistividad, y de rayos gamma. En los escalogramas correspondientes a los registros de porosidad DPHI y NPHI, así como en el registro de densidad (ρ_B), las zonas inferiores y superiores parecen conectarse a longitudes de onda mayores a 300 m (zona por fuera del escalograma a la derecha). En estos registros la zona intermedia está caracterizada por longitudes de onda entre 100 y 150-200 m.

En el registro de resistividad, las dos zonas superiores, se correlacionan en extensión, muy bien con el depósito lacustre superior, y con la unidad ignimbrítica que la subyace. La tercera zona abarca la ignimbrita inferior y la mitad superior del cuerpo basalto-andesítico que la subyace.

Para el registro de porosidad por densidad (DPHI) en el rango de longitudes de onda de 100 a 250 m aproximadamente, tenemos tres zonas. La más superficial cubre la parte superior y media del primer paquete lacustre. La zona inferior cubre la unidad ignimbrítica inferior, aunque se extiende hacia arriba y hacia abajo en el depósito lacustre suprayacente, y en la unidad basalto-andesítica subyacente. La zona intermedia cubre gran parte del segundo paquete lacustre y la base de la primera unidad ignimbrítica.

En el escalograma de la porosidad por neutrón (NPHI) el primer cuerpo ignimbrítico (por debajo del paquete lacustre superior) está caracterizado por energía intermedia. La ignimbrita inferior está caracterizada en extensión por una zona de amplitudes bajas a intermedias. La unidad basalto-andesítica que la subyace está caracterizada por una zona de alta energía.

El comportamiento del escalograma del registro de rayos gamma es similar al que presenta el escalograma del registro de resistividad. Es decir, tenemos tres zonas que se correlacionan muy bien con las que observamos para el registro de resistividad. El depósito lacustre superior coincide bastante bien con la zona superior. La parte de mayor energía de la segunda celda se circunscribe a la unidad ignimbrítica superior. La zona inferior cubre completamente a la ignimbrita inferior, pero se extiende a la parte superior del basalto-andesítico que la subyace.

Una correlación semejante con las unidades geológicas se observa en el registro de densidad (ρ_B).

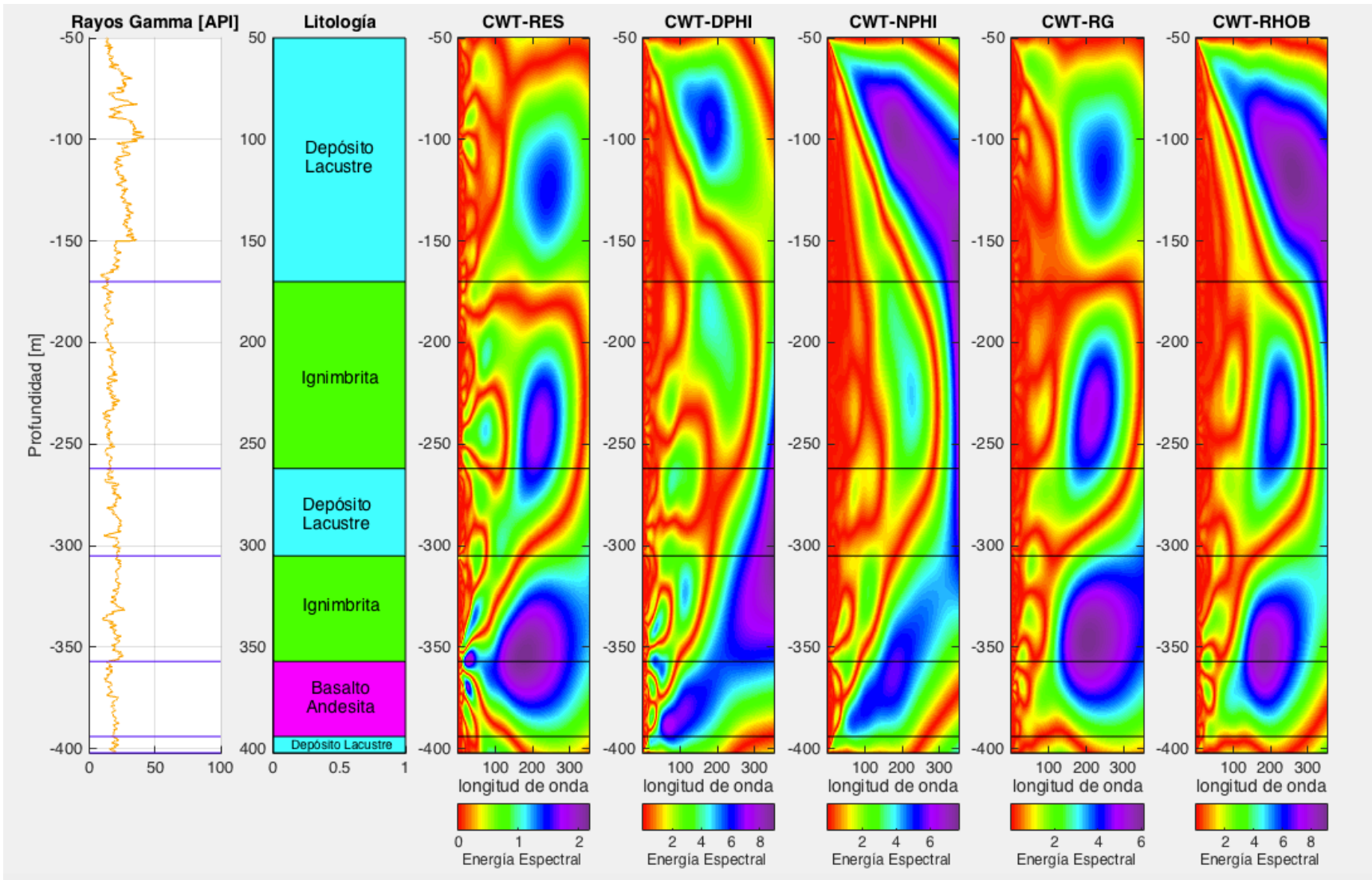


Figura 6.6 Imagen de representación de los escalogramas obtenidos para el pozo B con rayos gama, resistividad, porosidad y densidad.

Para precisar un poco más estos detalles, en la Figura 6.7 se presentan los escalogramas delimitados hasta longitud de onda de 100 m. Este rango de longitudes de onda nos permite visualizar con más detalle la estructura fina de estos escalogramas. Por ejemplo, el registro de resistividad nos indica en el lacustre superior la presencia de 6 sub-zonas con longitud de onda promedio de 40 m. A estas escalas la ignimbrita subyacente está caracterizada por 3 sub-zonas de mayor espesor. El depósito lacustre intermedio está aproximadamente asociado a dos de estas sub-zonas. La superior cubre su mitad superior, la inferior se extiende más allá de la base de esta unidad hacia la parte superior de la segunda ignimbrita. El resto de esta unidad volcánica está caracterizada por una zona de alta energía. La unidad basáltico-andesítico inferior se caracteriza por dos sub-zonas con longitudes de onda de hasta 50 m.

De acuerdo al escalograma de porosidad por densidad (DPHI), y para longitudes de onda entre los 50 y 100 m, por su densidad, el primer depósito lacustre puede ser dividido en dos unidades. Sin embargo, para menores longitudes de onda, podemos resumir de manera simplificada, que sólo en la parte superior la porosidad es alta. En el resto de este cuerpo lacustre la porosidad es bastante homogénea.

Asimismo, en el escalograma, la ignimbrita se puede dividir en tres zonas, siendo la zona inferior la de mayor porosidad. El depósito lacustre inferior se puede dividir en dos zonas. La ignimbrita subyacente en tres zonas, en tanto que la unidad basalto-andesítico se puede dividir en dos zonas.

El patrón que presenta el escalograma del registro de porosidad por neutrón es muy similar al que acabamos de describir. Para longitudes de onda menores a 50 m, en la unidad lacustre superior se pueden observar dos zonas superiores con porosidades alta y medias. El resto de esta unidad es bastante homogénea. En la unidad ignimbrítica subyacente se pueden observar tres zonas. La unidad lacustre intermedia presenta una zona superior que abarca más de la mitad de su espesor. La base de esta unidad presenta también altas porosidades. La estructura de las unidades geológicas subyacente es semejante a la que se observa en el escalograma del registro de porosidad DPHI.

El registro de rayos gamma presenta un patrón semejante a los que se observan con los registros de porosidad. Por último, el registro de densidad (ρ_B) presenta las mismas características que los tres registros anteriores. Es importante mencionar que los cuatro registros geofísicos independientes indican, para estas escalas intermedias, aproximadamente una misma estructura a lo largo de la columna de este pozo.

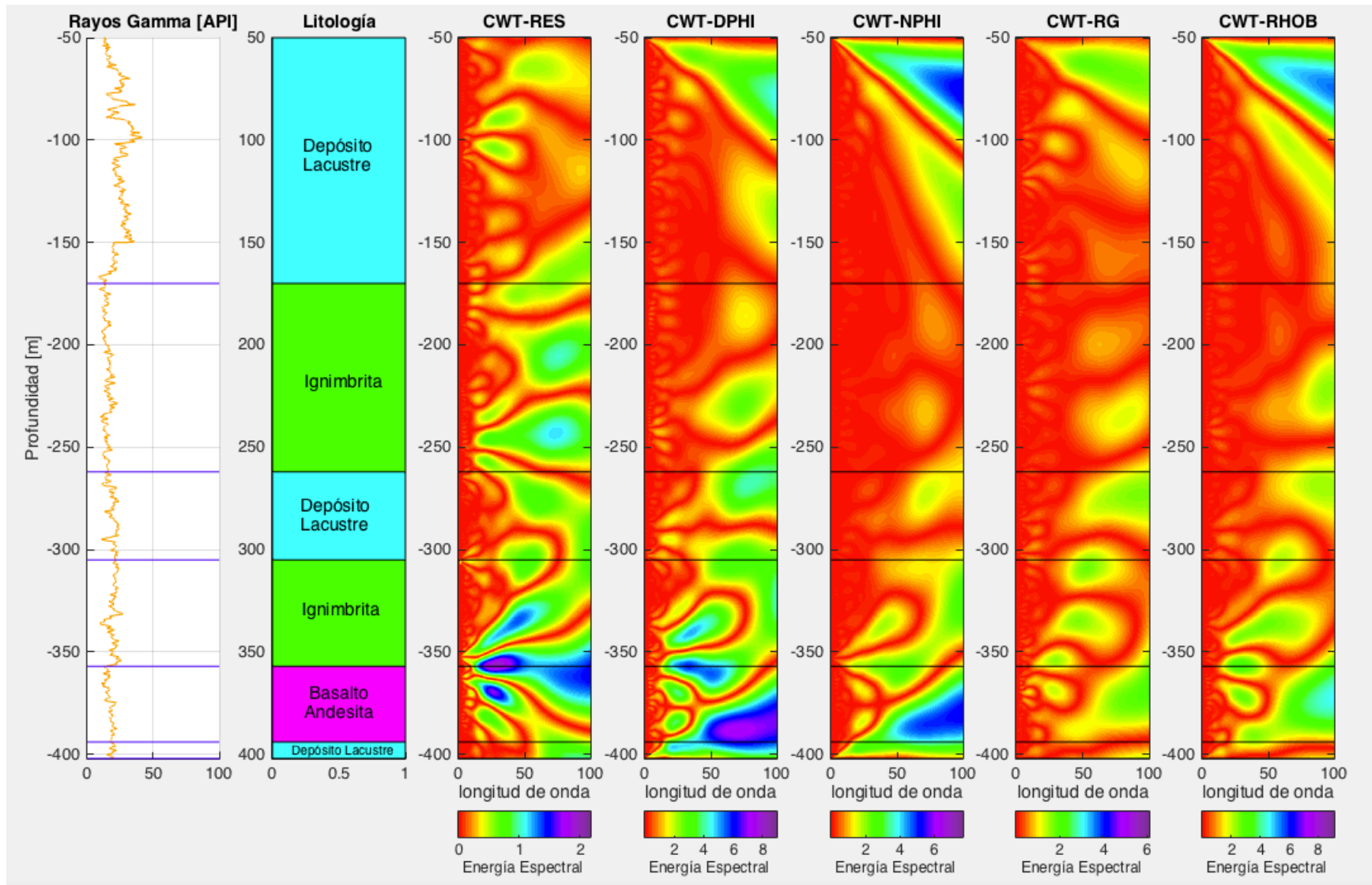


Figura 6.7 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo B hasta 100 m de longitud de onda.

En la Figura 6.8 se presenta una ampliación de los escalogramas hasta 30 m de longitud de onda. En general se observa que para longitudes de ondas menores a 10 m, las diferentes unidades se comportan homogéneamente en la parte superior e intermedia. El contacto entre la ignimbrita inferior y el cuerpo basáltico-andesítico, se ve contrastado en todos los escalogramas. Esta estructura se observa en todos los escalogramas. El registro NPHI es bastante homogéneo desde la profundidad de 100 m hasta la parte superior e intermedia de la ignimbrita inferior. El escalograma del registro ρ_B muestra unos tenues horizontes en el segundo depósito lacustre, así como hacia la base de la primera ignimbrita. El registro DPHI muestra apenas un ligero contraste, varios horizontes en la ignimbrita, así como en el depósito lacustre intermedio. En el primer lacustre se observan varios horizontes de manera muy tenue. El registro de resistividad es sin duda el que muestra más contrastes en las subestructuras para toda la columna.

A estas escalas se analizan con mayor detalle las sub-zonas. Para longitudes de onda entre 10 y 20 m, en el depósito lacustre superior tenemos la presencia de 7 sub-zonas de energía media baja. En la ignimbrita subyacente observamos que su tercio inferior está caracterizado por tres zonas de energía media-alta, en tanto que el resto de esta unidad, presenta cinco zonas de contraste tenue a intermedio. El depósito lacustre intermedio es homogéneo, sólo se observan tres pequeños horizontes de energía ligeramente por encima del promedio de esta unidad. La base de la ignimbrita inferior está caracterizada por dos horizontes de energía intermedia y alta respectivamente, en su parte superior observamos dos horizontes de energía tenue. En el basalto subyacente se observa la presencia de cuatro sub-zonas de energía intermedia a alta.

El escalograma de porosidad por densidad (DPHI) nos indica, que sólo en su parte superior el primer lacustre muestra 4 zonas, tres de los cuales solo contrastan tenuemente con el resto de esta unidad. En la ignimbrita subyacente vemos una serie de horizontes con energía ligeramente por encima del promedio. Se pueden delimitar 12 de estos horizontes inmersos en el cuerpo de la ignimbrita. El depósito lacustre intermedio está caracterizado por cuatro sub-zonas. Dos de ellos de energía relativamente alta, los otros dos de energía ligeramente por arriba del promedio. La parte superior de la ignimbrita más profunda es bastante homogénea en su parte superior, aunque hacia su base presenta tres sub-zonas con energía intermedia a alta. En el cuerpo basalto-andesítico, se observan cuatro sub-zonas bastante contrastantes. La parte superior del paquete inferior lacustre está caracterizada por altas energías.

El registro de porosidad por neutrón indica que el primer paquete lacustre presenta dos sub-zonas en su parte superior, mientras que el resto de la columna estratigráfica es homogéneo. La primera ignimbrita, y el cuerpo lacustre por debajo de ella no muestran contrastes en este registro. La ignimbrita hacia su base sólo presenta dos horizontes finos. En su parte superior el cuerpo basalto-andesítico muestra contraste en la forma de un horizonte con altas energías.

El escalograma del registro de rayos gamma es bastante homogéneo en sus partes superior y media. En la cima de la columna se observa un horizonte de energía intermedia. En su parte media, se observan tres sub-zonas muy tenues. La ignimbrita, y el depósito lacustre que la subyace son prácticamente homogéneos. Se observan 3 zonas finas y tenues en la mitad de la ignimbrita, y en el lacustre se observan unas 3 zonas de energía ligeramente mayor al promedio de este cuerpo. Hacia la base de la ignimbrita inferior sobresalen dos horizontes de energía intermedia. En el cuerpo basalto-andesítico se observa un horizonte hacia su parte superior y un par de horizontes de energía menor en el resto del cuerpo de

esta unidad. El depósito lacustre está caracterizado por energía ligeramente mayor que el valor promedio.

En el escalograma de ρ_b presenta un horizonte en su parte superior al igual que los escalogramas DPHI, NPHI y RG Otro horizonte se presenta en la frontera entre esta ignimbrita y el cuerpo basalto-andesítico subyacente. Otra más en la parte superior de este último cuerpo (al igual que en todos los escalogramas anteriores).

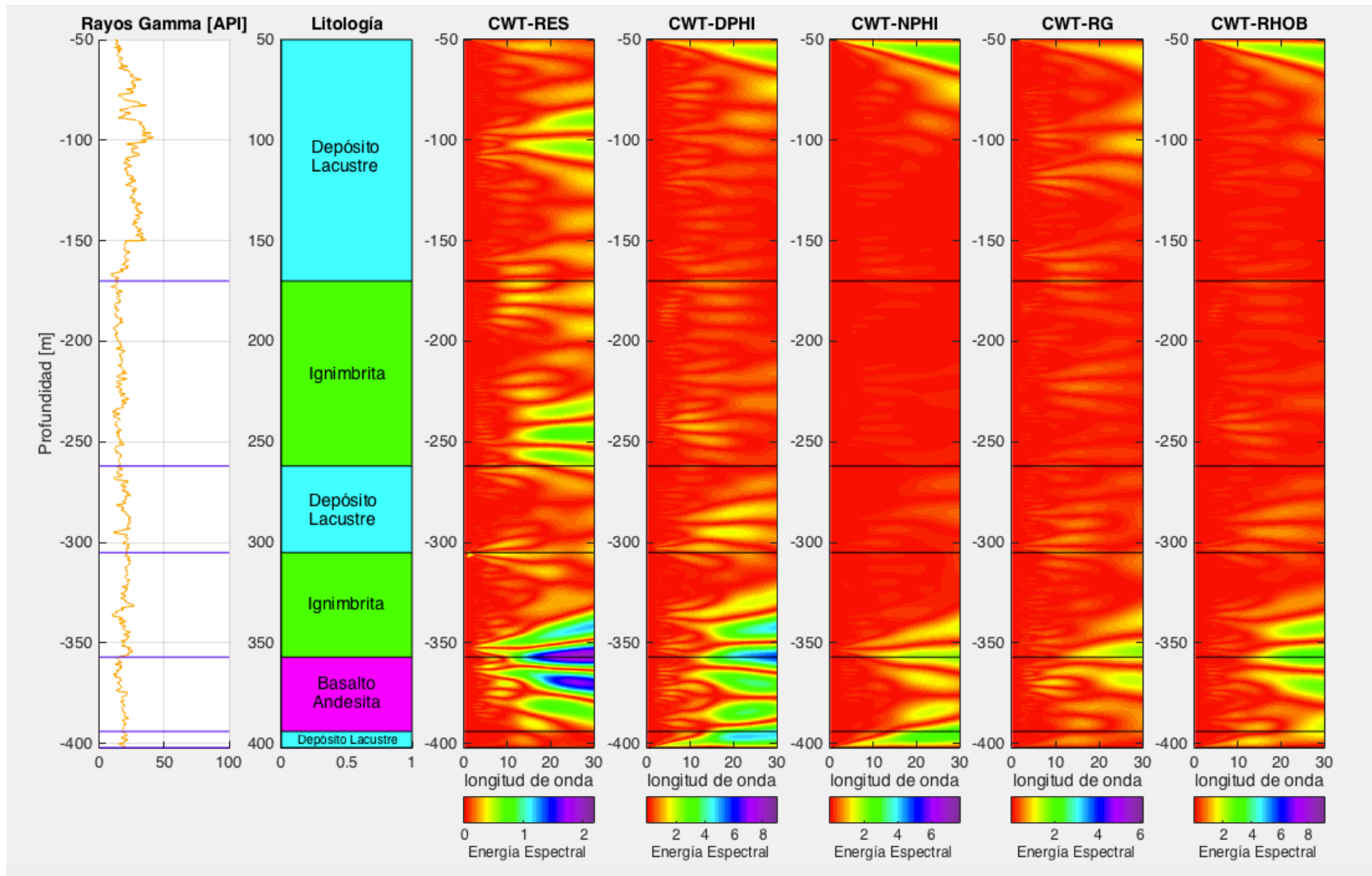


Figura 6.8 Ampliación de los escalogramas de las propiedades físicas del pozo B hasta 30 m de longitud de onda.

6.2.2. Análisis de DWT

En la Figura 6.9, se ilustran las señales reconstruidas con las escalas 7 y 8; para los diferentes registros geofísicos medidos en el pozo B, estas señales presentan una resolución entre 19 y 39 m.

Para el primer lacustre, respecto a la resistividad, se aprecia un máximo de amplitud entre los 80 y 105 m de profundidad, que es interpretado como una interfase. En los registros las señales muestran variaciones importantes en este intervalo de profundidades. Si se comparan las Figuras 6.8 y 6.9, se aprecia que existe una correlación entre los elementos de la Figura 6.8 y cambios de energía en las señales de la Figura 6.9. Por ejemplo, en el registro de resistividad, en el intervalo de profundidad entre los 80 y 150 m, el máximo que presenta la señal se puede correlacionar con dos horizontes delimitados en el escalograma del registro de resistividad (Figura 6.8).

Los registros DPHI, NPHI y ρ_B , muestran variaciones importantes en la energía de las respectivas señales que nos indican la presencia de cambios con la profundidad en cada una de las unidades de esta columna. Esto es importante, ya que como hemos visto en el análisis de los escalogramas obtenidos con la transformada continua, varios registros son homogéneos (es decir, no muestran una subestructura a estas escalas).

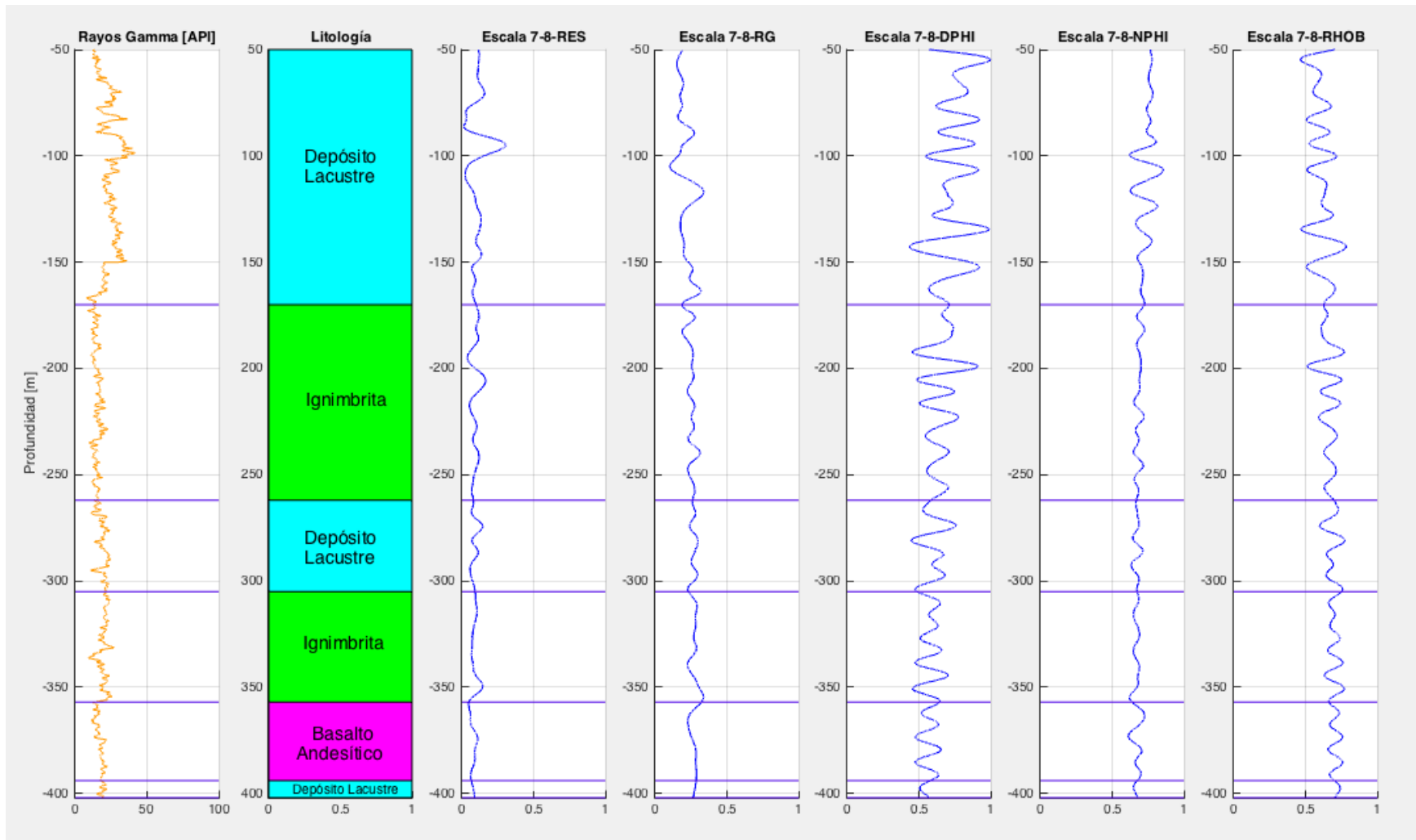


Figura 6.9 Imagen de representación de la sumatoria de las escalas representativas (escalas 7 y 8), de los registros geofísicos del pozo B.

En la Figura 6.10 se representa la escala 5 de los registros geofísicos del pozo B. En los registros de RG, DPHI y ρ_b se observa el límite inferior del primer paquete lacustre. El límite inferior del segundo lacustre también se delinea en el registro de rayos gamma. En la unidad lacustre superior, observamos unos picos (por ejemplo, a los 150 m en los RG, DPHI, NPHI y ρ_b) que nos podrían estar señalando discontinuidades. En la escala 5 del registro de resistividad sólo observamos dos picos (a los 100 y el otro a los 150 m de profundidad). En el resto de la secuencia la señal es bastante monótona.

La parte media de la ignimbrita se caracteriza por una señal con energías relativamente elevadas. El mismo comportamiento se observa en el registro de densidad (ρ_B). No se aprecian cambios relevantes en la porosidad por neutrón a dicha escala. Pero las señales reconstruidas con base en la escala 5 de este análisis nos pone en relieve cambios en la señal que pueden corresponder a cambios con la profundidad en las distintas unidades de esta columna.

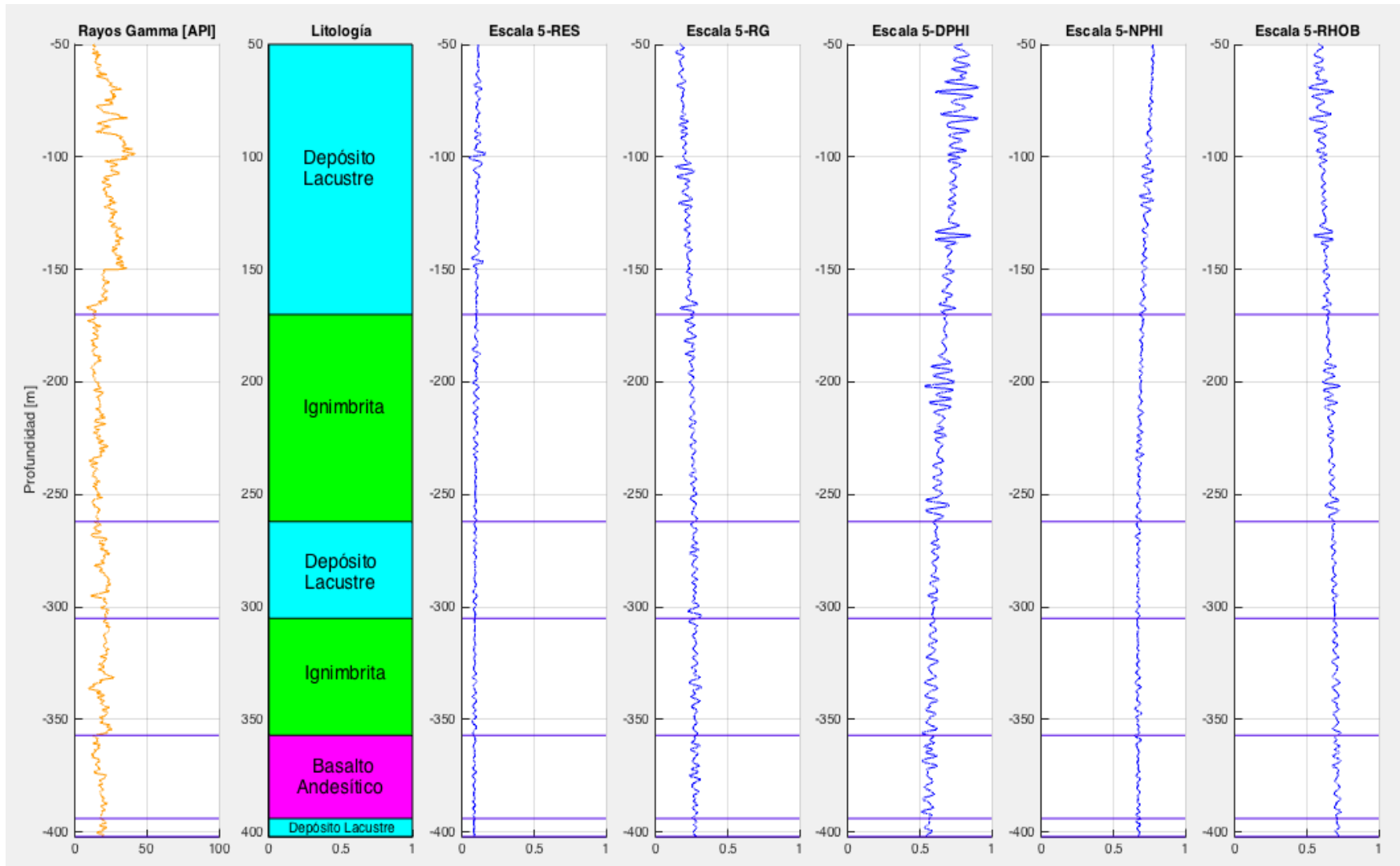


Figura 6.10 Imagen de representación de las escalas 5 obtenidas de los registros del pozo B.

DISCUSIÓN

Hemos analizado la estructura subyacente en los registros geofísicos de dos pozos. Lo hemos hecho a tres niveles. En primer lugar, a longitudes de onda mayores a los 100 m. En segundo lugar, nuestro análisis se ha centrado en el rango de 0 a 50 m y el último término lo hemos centrado al análisis a longitudes de onda menores a 30 m.

A escalas mayores (i.e., longitudes de onda mayores a los 100 m) los escalogramas nos muestran celdas, en general bien delimitadas, y nucleadas alrededor de zonas de alta intensidad. A escalas intermedias, se observa ya una sub-estructura representada por zonas que sobresalen por una intensidad media de los valores más bajos. Esta estructura también es observada por lo general en el rango de longitudes de onda menores a los 30 m. En varias ocasiones la sub-estructura observada en el rango intermedio de longitudes de onda sólo es parcialmente observada para longitudes de onda menores a los 10 m.

Las celdas que observamos para longitudes de onda mayores a los 100 m se correlacionan bastante bien con los límites de las diferentes unidades geológicas de las columnas estratigráficas de los dos pozos analizados en este estudio. Cuanto mayor es el espesor de la unidad geológica, mejor es esta correlación. Para espesores intermedios, el centro de la celda se ubica en la interfase de dos unidades geológicas (en el caso del pozo B se puede observar este comportamiento).

En el caso del pozo A, donde las unidades geológicas no tienen espesores muy grandes las celdas abarcan varias unidades. Aquí el centro de las celdas se correlaciona con alguna de las unidades geológicas.

Para la sub estructura, que se hace patente, para las escalas intermedias y pequeñas, los elementos de los patrones emergentes están caracterizados por unidades menores que hemos llamado zonas. Cuando estas zonas son muy delgadas, las hemos denominado horizontes. Estas zonas u horizontes se encuentran inmersas en el cuerpo de las diferentes unidades geológicas.

Las zonas u horizontes que nos muestran los distintos escalogramas, en muchas ocasiones se observan en unos y otros registros basados en principios físicos independientes, lo que tiende a apoyar su existencia. En general son los registros de resistividad y de rayos gamma, los que ponen en relieve esta subestructura. En cuanto mayor es el espesor de una unidad, mayor es el número de unidades observadas. Esto nos está indicando el límite de resolución esperada a los tres niveles estudiados.

¿Qué nos representa esta subestructura?, ¿que nos representan las diferentes zonas u horizontes?, la interpretación que proponemos en este trabajo, es que estas zonas u horizontes nos están indicando cambios en las propiedades petrofísicas a lo largo de las diferentes unidades geológicas. Con base a esta premisa, podemos proponer que este análisis nos indica si una unidad es homogénea (y hasta que escalas). Si no lo es, pone en relieve una subdivisión de la unidad geológica.

Por ejemplo, esta sub-estructura, para el caso de las ignimbritas, nos estaría indicando zonas asociadas a flujos piroclásticos con diferentes propiedades físico-químicas, quizás relacionadas a diferentes pulsos eruptivos. En algunos casos, los horizontes se correlacionan bastante bien con la presencia de acuíferos en algún cuerpo geológico.

En el caso de los paquetes lacustres, tendríamos que esta subestructura nos está señalando diferentes ciclos de depositación-sedimentación. Este último resultado es muy interesante para los estudios paleoclimáticos en la Cuenca de México.

CONCLUSIONES

- En particular, se observa que, para grandes longitudes de onda, las unidades estratigráficas se comportan como entidades discretas, bien caracterizadas por zonas que asemejan celdas, con límites delimitados por zonas de baja intensidad, y valores crecientes hacia el centro de la zona o celda. Estas celdas o zonas se correlacionan bastante bien con la extensión de las unidades estratigráficas.
- En un rango de longitudes menores, se observa asociadas a estas celdas primarias una subestructura que está constituida por zonas de menores dimensiones, pero bien contrastadas unas de otras. A este nivel se observa una buena correspondencia entre las sub-estructuras de este nivel observadas en los diferentes escalogramas.
- Para longitudes de onda en el rango de 20 a 50 m, se puede observar una sub-estructura más fina. Las sub-zonas que las caracterizan están constituidas por contrastes de valores más tenues, pero siempre se puede observar el centro de cada una de estas sub-zonas. Las sub-zonas en este último rango de longitudes onda siguen siendo correlacionables entre diferentes escalogramas.
- Es el registro de resistividad proporciona una estructura más fina, en particular, para los diferentes paquetes lacustres. Las sub-zonas que constituyen estas sub-estructuras, las hemos interpretado como indicativas (o firmas geofísicas) de unidades de sedimentación.
- Los registros de porosidad indican, como es de esperar, que la porosidad es mayor en la cima de los lacustres superiores.
- Los escalogramas permiten dividir las unidades ignimbríticas en varias partes. Resultado que puede ser interesante para los estudios vulcanológicos de la zona de estudio.
- La transformada ondicular discreta se usó para descomponer las respectivas señales en diferentes escalas. Cada escala contiene información que se ubica en un determinado rango de frecuencias (o longitudes de onda respectivamente). Se seleccionaron escalas, que consideramos que contenían el mayor porcentaje de información representativa de las señales de los respectivos registros geofísicos, y con estas escalas se compusieron o reconstruyeron señales que se usaron para su correlación con las diferentes unidades estratigráficas.
- La transformada ondicular discreta proporcionó información interesante para el análisis de diferentes unidades estratigráficas. Sin embargo, esta información no ha sido de carácter global como en el caso de la transformada continua (escalograma).
- La información muestra ciertos rasgos dentro de algunas de las unidades geológicas. Quizás el uso del escalograma de la transformada ondicular discreta pueda proporcionar más información y permita observar más detalles.
- Analizar los registros geofísicos de pozo, en diferentes bandas de longitud de onda permite dar una mejor interpretación a diferentes niveles de resolución.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda tener un conjunto de registros geofísicos más completo para así poder correlacionar los datos con las secciones sísmica de la zona.
- Se sugiere recabar más información de la zona, como núcleos de pozos, para poder tener una mejor descripción litológica de la zona y realizar una calibración de registros de pozo.
- Una cuidadosa selección de los registros geofísicos de pozos y su editado respectivo es imprescindible.
- Se recomienda también hacer uso del escalograma que proporciona la transformada ondicular discreta.

REFERENCIAS

- Aguilera-Franco, N., (1992), 2003, Cenomanian-Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero Morelos basin, southern México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3), 202-222.
- Arce, J.L., Cruz-Fuentes, D.M., Ramírez-Luna, A., Herrera-Huerta, I.A. y Girón-García, P., Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en el margen suroeste de la Cuenca de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, diciembre de 2017; 34(3), 274-278.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macias, J.L., and J. Ramírez-Espinosa, 2013a, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism, *Bulletin of Volcanology*, 75:774. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0774-6>.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo. M. del C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, and N. Lenhardt, 2015, Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E. and Escolero, O., 2013b. New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco Deep Well, on the Basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and Whole-Rock Chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., and H. Rueda, 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico)

and the role of fault reactivation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944-958.

- Asquith, G., and Gibson, C., 1982, *Basic Well Log Analysis for Geologists*, The American Association of Petroleum Geologist, Tulsa Oklahoma USA, 216 p.
- Barona Martínez, N.K., Fernández Rivas, B.I. y Salina Montoya, P., 2012. *Ambientes Lacustres. Apuntes del Curso de Licenciatura en Ciencias de la Tierra: Sedimentología y Estratigrafía*. UNAM, 30 p.
- Bonet, F., 1971, *Espeleología de la Región de Cacahuamilpa*, Gro. Ed. Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología, Bol. 90, México, D.F., 10-16.
- Boudal, C., and C. Robin, 1989, *Volcán Popocatépetl: Recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruptions*, in: Latter, J.H., (editor), *Volcanic Hazards*, Berlin, Springer Verlag, IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol. 1, p. 110-128.
- Boyer G., K., 1995, *The Fast Wavelet Transform (FWT)*. University of Colorado at Denver. Master of Science. 66 p.
- Bradbury, J.P., 1989, *Late Quaternary Lacustrine Paleoenvironments in the Cuenca de Mexico*. *Quaternary Science Reviews*, 8, 75-100.
- Bryan, K., 1948, *Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos*, *Bol. Soc. Geol. Méx.*, XIII, 1-20.
- Burke, H. B., 1998, *The World According to Wavelets*. Edit. A K Peters, second edition (A. K. Peters, Wellesley, Massachusetts), 286 p.
- Caballero, M. and Ortega Guerrero, B., 1998, *Lake Levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, Near Mexico City*. *Quaternary Research*, QR981969, 69-79.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R., and H. Gillou, 2011, *Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of*

the Sierra Nevada Range, Geological Magazine, 148 (8), 492-506.,
doi:10.1017/S0016756810000993

- Cantagrel, J.M. and C. Robin, 1979, K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks-Relations between the Andesitic and the Alkaline Provinces, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 99-114.
- Carrillo-Martínez, M., 1981, Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 5(1), 25-29.
- Centeno-Salas, F.A., 2010, Análisis con la Transformada Ondicular. Instituto Politécnico Nacional: Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ticomán. Tesis de Licenciatura, 115 p.
- Chau, F., Liang, Y., Gao, J. and X. Shao, 2004, Chemometrics: from Basic to Wavelet Transform. Wiley Interscience publication, doi: 10.1002/0471454745/9780471454748, 293.
- Coconi Morales, E., 2007, Análisis de Escala Mediante la Transformada de Ondícula Aplicado a Registros Geofísicos de Pozos e Implicaciones Petrofísicas. Instituto Mexicano del Petróleo, Programa de Posgrado. Tesis Doctoral, 214 p.
- Coconi Morales, E., 2012, Apuntes de Anatomía de un Registro: Control de Calidad de un Registro de Pozo. Presentación de Power Point.
- Coconi-Morales, E., Ronquillo-Jarillo, J., Campos-Enríquez, O., 2010, Multi-scale Analysis of Well-logging Data in Petrophysical and Stratigraphic Correlation. Geofísica Internacional, 49(2),55-67.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2015. Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua en el Acuífero Zona Metropolitana de la Cd. de México (0901), Distrito Federal. Subdirección General Técnica: Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos, 28.

- Damon, E.P., Shafigullah, M. y Clark, F.K., 1981, Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis. Revista Instituto de Geología, UNAM, 5, 223-238.
- Daubechies, I., 1988, Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets, Comm. Pure Appl. Math., 41, 909-996.
- Daubechies, I., 1992, Ten lectures on Wavelets, CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, Pennsylvania, 357 p.
- De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Boletín del Instituto de Geología, 62, 76 p.
- De Cserna, Z., and Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14 Q-h (7), con resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100 000, map with text, 47.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L. M. y R. Mota-Palomino, 1988. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México 1987. Instituto de Geología, UNAM. Bol. 104, 67 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L. Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México, Boletín del Instituto de Geología, 104, 73 p.

- De la Torre-Yarza, E., 2003, Los Volcanes del Sistema Volcánico Transversal. Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 50, 220-234.
- Deighan, A. and Watts, D., 1997, Ground-roll Suppression Using the Wavelet Transform. Geophysics. 62, 1,896-1,903.
- Del Castillo, A., 1869, Clasificación y Datos sobre los Mamíferos Fósiles Encontrados en el Valle de México. Traducción del alemán de J. Burkart. Selts. Deutsche Geol. Ges., XXI, 479-480.
- Díaz-Lozano, E., 1917, Diatomeas Fósiles Mexicanas. Anales del Instituto Geológico de México 1(1), 1-27.
- Díaz-Rodríguez, J.A. and Martínez-Vásquez, J.J., 2005, Strain Rate Behavior of Mexico City Soils. Proceedings of the 16th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. doi :10.3233/978-1-61499-656-9-333, 333.
- Duport, C., 1843, De la Production des Métaux Précieux au Mexique Considerée Dans ses Rapports avec la Géologie, la Métallurgie et l'economie Politique, Paris, Chez Firmin Didot Frères, Libraires, Imprimeurs de L'Institut de France, 426.
- Fries, C. 1966. Hoja Cuernavaca 14Q (8), Resumen de la Geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos. UNAM, Instituto de Geología. Serie 1:100 000. Mapa con texto.
- Fries, C. Jr., 1956, Bosquejo geológico de la Región entre México, D.F. y Acapulco, Gro., en Excursiones A-9, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 19(5-6), 285-330.

- Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Centro Meridional de México, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto de Geología. Bol. 60, 236.
- Fries, C., Jr., 1962, Resumen de la Geología de la Hoja Pachuca, Estados de Hidalgo y México, Hoja Pachuca 14 Q-c (11), Esc. 1:100 000, UNAM: Instituto Geología. México, D.F.
- Gabor, D., 1946, Theory of Communication. IEE. 429-457.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M, 2002, Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series MCH089, 1-26.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent Structural Evolution of the Nevado de Toluca Volcano Region, Central Mexico: Tectonophysics, 318, 281–302.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El Arreglo Morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25(1), 158-178.
- García-Tovar, A.J., 2012, Análisis Fractal Basado en la Transformada de Ondícula para el Reconocimiento de Facies en el Domo de Teapot, USA. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela. Tesis de Licenciatura, 215 p.
- García-Tovar, G.P. y Martínez-Serrano, R.G., 2011, Geología y Geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28 (2), 301-322.
- Geyne, A.R., Fries, Jr. C., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, estado de Hidalgo,

México: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos no Renovables, Publicación 5-E, 222 p.

- Gómez-Reyes, E., 2013, Valoración de las Componentes del Balance Hídrico usando Información Estadística y Geográfica: La cuenca del Valle de México. Realidad, Datos y Espacio: Revista Internacional de Estadística y Geografía. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 4(3), 4-27.
- González-Torres, E.A., Morán Zenteno, D.J., Mori, L. y Martiny, B.M., 2015, Revisión de los Últimos Eventos Magmático del Cenozoico del Sector Norte-Central de la Sierra Madre del Sur y su Posible Conexión con el Subsuelo Profundo de la Cuenca de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 67, 2, 285-297.
- Goupillaud, P., Grossman, A. and Morlet, J., 1984, Cycle Octave and Related Transforms in Seismic Analysis. *Geoexploration*. 25, 85-102.
- Grossman, A. y Morlet, J., 1984, Decomposition of Hardy Function into Square Integrable Wavelets of Constant Shape. *SIAM. J. Math Annual*. No. 15. 723-736.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009, Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of Mexico City, *Bulletin of Volcanology*, 71, 859-880.
- Gutiérrez de MacGregor, M.A., González Sánchez, J., Zamorano Orozco, J.J., 2005, La Cuenca de México y sus Cambios Demográficos-Espaciales. *Temas Selectos de Geografía de México*. Instituto de Geografía, Universidad Autónoma Nacional de México, 147.
- Haar, A., 1909, 2006, Theory of Orthogonal Functions in Systems. *Fundamental Papers in Wavelet Theory*. Edited by Heil C. and Walnut, D.F., Princeton University Press, 155-188.

- Imhof, M. G., 1998, Scale and frequency dependence of reflection and transmission coefficients. SEG Expanded Abstracts. 16 p.
- International Ocean Discovery Program. Logging-While-Drilling Tools (LWD): http://iodp.ideo.columbia.edu/TOOLS_LABS/LWD/lwd_adn.html. Consultada: 31 de marzo del 2017.
- Jaimes-Viera, M.C., Martin Del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., Nieto-Torres, A., 2018. Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central México. J. Volcanol. Geotherm. Res. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Lambert, W., 1986, Descripción preliminar de los Estratos de Trefa de Tlapacoya, in: J.L. Lorenzo and L. Mirambell, 35000 años de historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.
- Layer, P. W., Macías, J.L., Arce, J.L., and F. García-Tenorio, 2009, Late Pleistocene-Holocene volcanism of the Mexico Basin and assessment of volcanic hazards in one of the world's largest cities, American Geophysical Union Fall Meeting, 1, p. 1951.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Salvador, I.S., Hornung J., Hinderer, M., 2010, Petrology, Magnetostratigraphy and Geochronology of the Miocene Volcanoclastic Tepoztlán Formation: Implications for the Initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). Bull Volcanol, 72: 817-832. doi 10.1007/s0045-010-0361.
- Limbrey, S., 1986, Análisis de suelos y sedimentos, En: J.L. Lorenzo and L. Mirambell, 35000 años de historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.
- López-Reyes, J., De los Santos-Montaño, J.J., Cacho-Casillas, S., Sánchez-Bermeo, G., 1997. Carta Geológica-Minera Pachuca F14-11, escala 1:250 000,

Estado de Hidalgo, Querétaro, Estado de México, Veracruz y Puebla: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, 137 p.

- Lozano García, M.S. and Ortega Guerrero, B., 1997. Late Quaternary Environmental Changer of the Central Part of the Basin of Mexico, Correlation Between Texcoco and Chalco Basin. *Review Palaeobotany and Palynology*, 99, 77-93.
- Lozano García, M.S., Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., y J. Urrutia Fucugauchi, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico, *Quaternary Research* 40, 332-342.
- Lozano, S., Brown, E., Ortega, B., más 26, F. Vegara-Huerta, 2017, Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299-311.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., and J. Zamorano-Orozco, 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (1), 43–52.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López Pizaña, F. y Avellán, D., 2012. Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico, *The Geological Society of America, Field Guide* 25, 164-193.
- Mallat S., 1989, A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation (Tech. Rep. MS-CIS-87-22, Univ. of Pennsylvania, 1987), *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 674 – 693.
- Mallat, S., (1998), (1999), 2009, *A Wavelet Tour of Signal Processing, The Sparse Way*, Academic Press, Thord Edition, 795 p.

- Mallat, S., 1986. A Theory for Multiresolution Signal Decomposition : The Wavelet Representation. Report. MS-CIS-87-22, University of Pennsylvania. Department of Computer and Information Science Technical, 28.
- Mallat, S., 1989. A theory for Multiresolution Signal Decomposition. IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell., 11, 674-693.
- Martín del Pozzo, A.L., 1989, Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin, PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, DF, México, 148 p.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L.A., López-Martínez, M., de Silva, S., Flores-Huerta, D., Zuñiga-Lagunes, L. y Luna-González, L, Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, julio de 2013; 30(2), 247-267.
- Mejía, V., Böhnell, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gómez, J. J., 2005, Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico: Geochemistry Geophysics Geosystems, 6, 1-19
- Meyer, Y. 1986. Sémanaire Équations aux Dérivées Partielles, École Polytechnique. Exp. No.6, 1-18.
- Meyer, Y. y Ryan, R., 1993. Wavelet Theory and Applications, Cambridge University Press.
- Mooser, F., 1963. Historia Tectónica de la Cuenca de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geología del Petróleo, Vol. XV, México, 239-246.
- Mooser, F., Nair, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974, Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary igneous rocks; VII, A paleomagnetic and petrologic study of

volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483 y mapa geológico.

- Mooser, F., White S.E., Lorenzo, J.L., 1956, La Cuenca de México. Consideraciones Geológicas y arqueológicas: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología e Historia, 51 p.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study: *Geofísica Internacional* 30 (2), 61-70.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M. y Keppie, J.D., 2005, La Evolución Tectónica y Magmática Cenozoica del Suroeste de México: Avances y Problemas de Interpretación, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. Conmemorativo de Centenario, *Temas Selectos de la Geología Mexicana*, Tomo LVII, 3, 319-341.
- Morán-Zenteno, Monter Ramírez Ahiram, noviembre, 2005, Relaciones de la Estratigrafía del Grupo Balsas con la Evolución de la Caldera de Tilzapotla en la Región de Amacuzac, Estados de Morelos y Guerrero. *GEOS*, Vol. 25, N°. 1, 161 p.
- Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of México: *Special Papers*, Geological Society of America, 219, 58 p.
- Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006, Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications: *Tectonics*, 25 (4). doi: 10.1029/2005TC001877.
- Nyquist, H., 1928, Certain Topics in Telegraph Transmission Theory. Member, *A.I.E.E.*, 617-644.

- Ortega Guerrero, B., Lozano García, M.S., Caballero, M. y D.A., Herrera Hernández, 2015, Historia de la Evolución Depositional del Lago de Chalco, México, desde el MIS 3. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 67,2,185-201.
- Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero, M.C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and H.D. Tarling, 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence, Tectonophysics, 318, 201-215.
- Pérez-Cruz, G., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, Tesis de Maestría de Ingeniería, Inédita, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F. 70 p.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, Cortes litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mxhuca-1, Tulyehualco-1 y Copilco-1. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A.C., México, D.F.
- Representación gráfica de los coeficientes de la DWT (Escalograma). División de Ingenierías Campus Irapuato-Salamanca, Universidad de Guanajuato.: <http://www.dicis.ugto.mx/profesores/arturogp/documentos/Analisis%20Espectral/Lectura%207%20-%20Analisis%20Espectral.pdf>. Consultada: 20 de marzo del 2017.
- Rider M., 2002, The Geological interpretation of well logs. Petroleum Exploration Consultant, 278 p.
- Robin, C. and Boudal, C., 1987, A Gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern Popocatepetl, J. Volcanology and Geothermal Research, 31, 115-130.
- Robin, C., 1984, Volcan popocatepetl (Mexico): Structure, petrology and risks: Bulletin of Volcanology, 47, 1–23.

- Romero-Terán, E., 2001, Geología del Complejo Volcánico San Miguel al surponiente de la Cuenca de México: México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 63 p.
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, L.E., Layer, P.W., 2013, The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc volcano, Sierra Nevada, central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 73-91.
- Ruiz-Violante, A. y Basáñez-Loyola, M.A., 1994, La Formación Xochicalco, unidad estratigráfica del Albiano-Cenomaniano en los Estados de Morelos, Guerrero y México, en Sociedad Geológica Mexicana, XII Convención Geológica Nacional, Libro de resúmenes: Sociedad Geológica Mexicana, 161-162.
- Sabanero-Sosa, M.H., 1990, La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos determinado por la acreción constructiva-transformante del terreno Xolapa: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (Unidad Ticomán), B.Sc. tesis, 126 p.
- Sánchez-Rojas, L.E., Arrendo-Mendoza, J.A., Cardoso-Vázquez, 2005, Carta Geológico Minera Pachuca, F14-D81, escala 1:50 000, Estado de Hidalgo: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 115 p.
- Schlumberger, 1972, Log Interpretation, Vol I. Principles, C-11759.
- Secretaría de Hacienda y Crédito Público (SHCP), 1969, Proyecto Texcoco: Memoria de los trabajos realizados y conclusiones: México, D.F., Nacional Financiera, S.A., 215 p.
- Segerstrom, K., 1961, Geología del SW del Estado de Hidalgo y del NE del Estado de México, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, XIII, 3 y 4.
- Shannon, C.E, 1949 (1998), Communication in the Presence of Noise. *Proceedings of the IEEE*, 86(2), 447-457.

- Siebe, C., Arana-Salinas, L., and M. Abrams, 2005, Geology and radiocarbon ages of Tlálóc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225–243.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., and H. Delgado, 1995, Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards; Geological Society of America Annual Meeting 1995, New Orleans, Louisiana, Field Trip Guide Book # 1, p. 1-48.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., and M. Abrams, 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.
- Solana-López, J., 2010, Geología regional y petrogénesis del vulcanismo silícico de la región circundante a la Ciudad de Tulancingo, Estado de Hidalgo: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, tesis de maestría, 99 p.
- Srivardhan, V., 2016, Stratigraphic Correlation of Wells Using Discrete Wavelet Transform with Fourier Transform and Multi-scale analysis. *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources*. 2(3), 137-150.
- Stéphane, J., 2001, Wavelets: Tools for Industrial and Applied Mathematics. *SIAM Review*.
- Strange, G., 1989, Wavelets and Dilation Equations. A Brief Introduction, *SIAM Review*, December, 31, 4, 614-627.
- Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989, Geología de la Cuenca de México, *Geofísica Internacional*, 28, 133-190.

- Vázquez-Selem, L. y Heine, K., 2004. Late Quaternary glaciation of Mexico. En: Ehlers, J. y Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. Elsevier, Amsterdam, 233-242.
- Mejía, V., Böhnel, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gómez, J. J., 2005, Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 1-19
- Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, V. and R. Bhutani, 2016, Geochemistry and petrogenesis of extension-related magmas close to the volcanic front of central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 126-136.
- Wilson, B.W., Hernández, J.P., y E. Meave, 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México, *Soc. Geol. Mex.*, 18, 1-10.
- Yitzhak, K., 1976, *An Introduction to Harmonic Analysis. Second Edition*, Cambridge University Press, 311.
- Zainuddin Lubis, M., Munandar Manik, H., Dwi Wulandari, P., 2016, Chapter 3 : Signal Processing Using Matlab. doi : 10.13140/rg.2.2.2630.4886. 26-41.
- Zamudio-Ángeles, D.J., 2005, Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área Mayanalán Tulimán, Guerrero Nororiental: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de Maestría, 103 p.