

**REVISTA DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA**



VOL. 36

CARACAS - VENEZUELA, 2021
e-ISSN 2443 - 4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Nº 1

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

Prof. Cecilia García Arocha	Rectora
Prof. Nicolás Bianco	Vicerrector Académico
Prof. Amalio Belmonte	Vicerrector Administrativo
Prof. Amalio Belmonte	Secretario

AUTORIDADES DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

Prof. María Esculpi	Decana
Prof. Ronald Torres	Director de la Coordinación Administrativa
Prof. Froylan Lozada	Directora de la Coordinación Académica
Prof. Rebeca Sánchez	Directora de la Coordinación de Investigación
Prof. Alexander Cepeda	Director de la Coordinación de Extensión
Prof. Maribel Suarez	Directora de la Coordinación de Pasantías y Servicios Comunitarios
Prof. María Itriago	Directora del Ciclo Básico
Prof. Milagro Lara	Directora de la Escuela de Ingeniería Civil
Prof. Julio Molina	Director de la Escuela de Ingeniería Eléctrica
Prof. Ricardo Alezones	Director de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Prof. Tibisay Zambrano	Directora de la Escuela de Ingeniería Mecánica
Prof. Ruth Bisbal	Directora de la Escuela de Ingeniería Metalúrgica y Ciencia de los Materiales
Prof. Miguel Castillejo	Director de la Escuela de Ingeniería de Petróleo
Prof. Jhonny Vázquez	Director de la Escuela de Ingeniería Química
Prof. Angelo Marinilli	Director del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales
Prof. Ivan Saavedra	Director del Instituto de Mecánica de Fluidos
Prof. Tamara Pérez	Director del Centro de Procesamiento de Datos
Prof. Manuel Barrios	Director del Ciclo Básico Experimental Núcleo de Cagua
Prof. Simón Morales	Presidente de la Comisión de Estudios de Postgrado
Prof. Ronald Torres	Director de Servicios Básicos

La Revista de la Facultad de Ingeniería es una publicación semestral, multidisciplinaria, para la difusión de trabajos originales en cualquier área de la Ingeniería y Ciencias Básicas. Adicionalmente podrá dedicar ediciones especiales a fortalecer la proyección y divulgación técnico-científica de la Facultad de Ingeniería de la UCV al publicar, previo arbitraje, los mejores trabajos presentados en eventos organizados por la Facultad de Ingeniería y otros eventos científicos de relevancia nacional e internacional.

COMITÉ EDITOR

Prof. Maribel Suarez	Editor Jefe
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Rodrigo Palacios	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Larry Mendoza	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Pio Arias	Editor Asociado
Universidad Central de Venezuela (UCV)	
Prof. Frank Audemar	Editor Regional
Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS)	
Prof. Wagdi Naime Yehia	Editor Regional
Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat (ANIH)	
Prof. Wilfrido González	Editor Regional
Universidad Simón Bolívar (USB)	
Prof. Isandra Ángel	Editor Regional
Universidad Simón Bolívar (USB)	
Prof. Amilkar Fragiell	Editor Regional
Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC)	
Prof. Angelo Marinilli	Editor Regional
Universidad Católica Andrés Bello (UCAB)	
Prof. Edwain Carrasquero	Editor Internacional
Universidad Estatal de Milagro - UNEMI - Ecuador	

Depósito Legal: ppi.200502DC4603

e-ISSN: 2443-4477

La **Revista de la Facultad de Ingeniería** (Editorial Innovación Tecnológica), Coordinación de Investigación Facultad de Ingeniería, UCV. Edificio del Decanato de la Facultad de Ingeniería, 3º piso, Ciudad Universitaria, Apartado Postal 47885. Zona postal 1053. Caracas, Venezuela. Teléfono (58) 212-605.1645 / 212-6051644 Telefax: (58) 662.89.27. Correo electrónico de la Revista: revista.ingenieria2@gmail.com. El material contenido en esta publicación puede ser reproducido haciendo mención de los autores y la fuente.

Esta revista es **arbitrada de circulación nacional e internacional**, se publica bajo los auspicios de la Facultad de Ingeniería y el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela. La revista publica artículos en diferentes idiomas: español, inglés. Todos los artículos que la integran son revisados críticamente por especialistas en la materia.



**REVISTA DE LA
FACULTAD DE INGENIERÍA**
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

VOL. 36

CARACAS - VENEZUELA, 2021
e - ISSN: 2443 - 4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Nº 1

Revista de la Facultad de Ingeniería UCV
® Facultad de Ingeniería
Universidad Central de Venezuela
e - ISSN : 2443-4477
DEPÓSITO LEGAL: ppi.200502DC4603

Entidad Editora:
Editorial Innovación Tecnológica (EDIT)

Editor Jefe:
Maribel Suárez

Corrección de Estilo:
Rodrigo Palacios

Traducción:
Rodrigo Palacios

Diseño, composición, diagramación y
maquetación en LaTeX:
Larry Mendoza

Portada:
Marianella Genatios

Colaboradores:
Heley Pinto
Pedro Brito
Thays Estrada
Israel Gil

Publicado digitalmente en Caracas, Venezuela /
Published digitally in Caracas, Venezuela

Esta Revista se publica bajo el auspicio:
Facultad de Ingeniería,
Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico,
Universidad Central de Venezuela (UCV)

Aumenta la visibilidad de tus investigaciones
ingresando a: <http://saber.ucv.ve>

Repositorio Institucional de la Universidad Central de Venezuela



Editorial

Editorial	1
Isandra F. Angel C.	

ARTÍCULOS

Geología, Minas y Geofísica

INTEGRACION DE DATOS GEOELECTRICOS Y GEOQUIMICOS USANDO MAPAS AUTOORGANIZADOS (SOM) PARA CARACTERIZAR UN VERTEDERO/ Integration of Geoelectric and Geochemical Data Using Self-organizing Maps (SOM) to Characterize A Landfill	3
Camila Juliao, Johan Diaz, Yosmely Bermúdez, Milagrosa Aldana	
ANALISIS MULTIESCALA DE REGISTROS DE POZO EN CAMPOS DE EE. UU. Y VENEZUELA / Multi-Scale Analysis of Well Logs in Fields From USA and Venezuela	9
Rubymer Morán, Milagrosa Aldana, Ilich García, Sary Zambrano, José Baena	
ESTUDIO GEOFISICO DE GPR PARA LA UBICACION DE TUBERIAS DE GAS Y AGUA / Geophysical Study of Gpr for the Location of Water and Gas Pipes	23
Manuel Alonso, Noel Crasto, Freddy Rondón, María Saavedra, Sirel Colón	
ANALISIS GRAVIMETRICO Y FLEXURAL DE LA PROVINCIA DE THARSIS, REGION ECUATORIAL DE MARTE / Gravimetric and Flexural Analysis of The Tharsis Province, Equatorial Region of Mars	29
Nicole Oliveira, Mariano Arnaiz	
MODELOS GRAVIMETRICOS 2D DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DE CARIACO / 2D Gravimetric Models of the Cariaco Sedimentary Basin	49
Noel Crasto, Rafael Acosta, Freddy Rondón, Michael Schmitz	
ANÁLISIS INTERFEROMÉTRICO MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES (IMASW) Y REFRACCION DE MICROTREMORES PARA EL CALCULO DE VS30 EN MARACAY, VENEZUELA / Multichannel Interferometric Analysis of Surface Waves (IMASW) and Refraction Microtremors for the Calculation of Vs30 in Maracay, Venezuela	55
Víctor Adolfo Escobar, Michael Schmitz, Javier Sánchez Rojas, Freddy Rondón	
ESTUDIO DEL PARÁMETRO VS30 MEDIANTE ELANÁLISIS MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES EN LA CIUDAD DE VALENCIA, EDO. CARABOBO / A Study of the VS30 Parameter by Means of Multichannel Analysis of Surface Waves in the City of Valencia, Carabobo	69
Marysol Mijares, Michael Schmitz, Javier Sánchez-Rojas, Freddy Rondón	

INSTRUCTIVOS

NORMAS PARA AUTORES	83
AUTHOR GUIDELINES	86
NORMAS PARA ARBITROS	89
PEER REVIEWER NORMS	90

Editorial

El volumen 36 de la Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, en sus números 1 y 2, compila trabajos del XVI Congreso Venezolano de Geofísica, el cual, fue celebrado del 24 al 26 de febrero de 2021. Este evento fue realizado durante condiciones atípicas producto de la pandemia por COVID-19 y, el mismo, representó todo un aprendizaje para desarrollar eventos de este estilo en modalidad completamente en línea. A pesar del contexto global, fueron presentados 60 trabajos en las secciones técnicas de Métodos Potenciales, Geodinámica, Geofísica Computacional, Análisis de Ondas Superficiales y Vs30, Geofísica Urbana, Riesgo Geológico, Exploración de Aguas Subterráneas, Métodos Electromagnéticos o Potenciales, Adquisición y Procesamiento, Sismología y Tópicos Especiales. Durante el evento, fueron desarrollados 4 foros y 10 cursos técnicos.

En el número 1 se presentan trabajos basados en diversos métodos geofísicos. Serán encontrados artículos realizados con datos gravimétricos para estudiar la estructura interna del planeta Marte y el subsuelo de la localidad de Cariaco. Un trabajo sobre el uso de métodos electromagnéticos, específicamente Radar de Penetración del Suelo (GPR por sus siglas en inglés), para la búsqueda de tuberías en un sector de la Gran Caracas. Otro aplicando redes neuronales en estudios ambientales, específicamente para identificar la pluma de lixiviados en un relleno sanitario. También se encontrará un artículo sobre la aplicación de Transformada Ondícula, Continua y Discreta, a perfiles de rayos gamma y de resistividades de campos petroleros. Finalmente, dos trabajos que estudian el parámetro Vs30 en ciudades centrales de Venezuela, como Maracay y Valencia, como aporte a los estudios de microzonificación sísmica.

En el número 2 se presentan trabajos fundamentados en métodos sísmicos con aplicaciones diversas. Un trabajo trata sobre la caracterización del ruido sísmico en Venezuela, a partir del análisis espectral de potencia de registros obtenidos por las estaciones sismológicas de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) durante el año 2016. Otro grupo de trabajos presenta estudios de la estructura interna de la corteza en los Andes venezolanos y la región Caribe. Adicionalmente, se incluyen trabajos sobre la caracterización de cuencas sedimentarias con interés petrolero, uno realiza reprocesamiento de líneas sísmicas de la década de los 70 para contribuir con la caracterización estructural de la cuenca Ucayali, Perú, con fines exploratorios. Otros trabajos contribuyen con la caracterización de yacimientos en el campo Boonsville, EEUU, y Penobscot, Canadá, usando análisis de similitud, redes neuronales e inversión estocástica de datos sísmicos post-apilados.

Los trabajos presentados en el volumen 36 de la Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, en sus números 1 y 2, pasaron un proceso de arbitraje con muchas dificultades, lo que prolongó su publicación. A todos los autores y coautores, gracias por su paciencia, y a todos los revisores, gracias por su apoyo.

*Isandra F. Angel C.
Editora Invitada*

INTEGRACIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS Y GEOQUÍMICOS USANDO MAPAS AUTOORGANIZADOS (SOM) PARA CARACTERIZAR UN VERTEDERO

CAMILA JULIAO^{1,a}, JOHAN DIAZ^{1,b}, YOSMELY BERMÚDEZ^{1,c}, MILAGROSA ALDANA^{2,d}

¹Universidad Simón Bolívar, Coordinación de Ingeniería Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Simón Bolívar, Departamento de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela.

e-mail: ^a14-10540@usb.ve, ^b15-10418@usb.ve, ^c13-10143@usb.ve, ^dmaldana@usb.ve

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: abril de 2021

RESUMEN

Los lixiviados, provenientes de los vertederos de basura, pueden comprometer significativamente el área que los rodea. Aunque la distancia entre estos y las zonas pobladas sea considerable, el riesgo de afectar los acuíferos de uso público resulta inminente en la mayoría de los casos. Por esta razón, la delimitación y monitoreo de la pluma de lixiviados es esencial. En el presente estudio se integran y clasifican, usando una Red Neuronal no supervisada, datos geoelectrónicos (resistividad e IP), con mediciones de metano en superficie, para identificar las posibles zonas de riesgo en áreas aledañas a un vertedero. La Red Neuronal utilizada es una red tipo Kohonen, la cual genera como resultado, mapas de clasificación autoorganizados o SOM (Self-Organizing Map). A partir del entrenamiento de la misma, se obtuvieron dos salidas gráficas en las que se seleccionaron grupos de neuronas que presentaban un comportamiento similar. Posteriormente, fueron generados mapas de contornos correspondientes a la localización de dichos grupos y a las variables individuales, con el fin de realizar una comparación entre la clasificación obtenida y las diferentes anomalías asociadas a cada una de estas variables. Dos de los grupos resultantes de la clasificación se relacionan con valores típicos de líquidos percolados en el vertedero para los parámetros evaluados de forma individual. De esta forma, se obtuvo una delimitación precisa de las posibles zonas afectadas en el vertedero estudiado, integrando las variables de entrada vía SOMs. La localización de la zona de estudio no se detalla por razones de confidencialidad.

Palabras claves: Redes Neuronales, Mapas Autoorganizados, Vertedero, Resistividad, Cargabilidad, Metano.

INTEGRATION OF GEOELECTRIC AND GEOCHEMICAL DATA USING SELF-ORGANIZING MAPS (SOM) TO CHARACTERIZE A LANDFILL

ABSTRACT

Leachates from garbage dumps can significantly compromise their surrounding area. Even if the distance between these and the populated areas could be considerable, the risk of affecting the aquifers for public use is imminent in most cases. For this reason, the delimitation and monitoring of the leachate plume are of significant importance. Geoelectric data (resistivity and IP), and surface methane measurements, are integrated and classified using an unsupervised Neural Network to identify possible risk zones in areas surrounding a landfill. The Neural Network used is a Kohonen type, which generates; as a result, Self-Organizing Classification Maps or SOM (Self-Organizing Map). Two graphic outputs were obtained from the training performed in which groups of neurons that presented a similar behaviour were selected. Contour maps corresponding to the location of these groups and the individual variables were generated to compare the classification obtained and the different anomalies associated with each of these variables. Two of the groups resulting from the classification are related to typical values of liquids percolated in the landfill for the parameters evaluated individually. In this way, a precise delimitation of the affected areas in the studied landfill was obtained, integrating the input variables via SOMs. The location of the study area is not detailed for confidentiality reasons.

Keywords: Neural Networks, Self-organizing Maps, Landfill, Resistivity, Chargeability, Methane.

INTRODUCCIÓN

La agrupación en clústeres constituye una de las herramientas más útiles y es comúnmente usada en el análisis de datos, en particular de datos geofísicos. El tamaño y la dimensionalidad de las bases de datos geoespaciales existentes enfatizan la necesidad de algoritmos de agrupamientos eficientes y robustos. Los mapas autoorganizados ("Self-Organizing Maps" - SOM) son una de estas herramientas de análisis e integración de datos. Los SOM son un tipo de red neuronal artificial, que se entrenan utilizando un aprendizaje competitivo

y no supervisado, para producir una representación discretizada, de baja dimensión, del conjunto de muestras de entrenamiento. Los SOMs se llaman también "mapas de características", ya que conservan las características principales de los datos de entrada (Miljković, 2017). De esta forma, los SOM permiten hacer una integración de distintos parámetros y analizarlos, en forma conjunta, mediante una reducción dimensional de los datos. La salida es un gráfico bidimensional que organiza las muestras a través de un aprendizaje no supervisado (Sakao y Neramballi, 2020). Los mapas autoorganizados son conocidos por sus capacidades de agrupamiento,

visualización y clasificación (e.g. Penn (2005); Dossary, Al-Turki y Badr (2016); Carter-McAuslan y Farquharson (2020)). Strecker y Uden (2002), por ejemplo, utilizan SOMs para clasificar atributos post-apilamiento en un volumen de datos 3D de Lafourche Parish, South Louisiana. El análisis de los mapas autoorganizados les permitió interpretar caracteres estratigráficos que estaban enmascarados en el volumen de amplitud convencional. Kohler, Ohnbergerv y Scherbaum (2010) utilizan este tipo de red neuronal para identificar patrones temporales en registros de vibración sísmica. El objetivo es caracterizar, localmente, un volcán activo en Indonesia. El análisis de SOM les permite visualizar y agrupar características como frecuencia, número de onda, polarización y análisis espectral. Como resultado, logran identificar los campos de ondas que afectan la calidad de las estimaciones de la onda Love.

Dada su utilidad en el reconocimiento de patrones cuando se analizan varias variables, se plantea como objetivo del presente estudio obtener mapas de SOM para caracterizar un área en la que se localiza un vertedero y están presentes acuíferos de uso urbano. Los acuíferos de uso público requieren de un monitoreo constante como consecuencia del crecimiento exponencial de la producción de desechos sólidos que los afectan significativamente. En la actualidad, existen métodos geofísicos no invasivos que permiten llevar a cabo esta tarea. Sin embargo, estos pueden conllevar a ambigüedades en la interpretación de los resultados si se analizan individualmente, los datos derivados de métodos distintos. La falta de exactitud en la interpretación puede ocurrir si las litologías presentes en el área dan respuestas físicas similares a las de los lixiviados; por ejemplo, respuestas resistivas equivalentes (Abdulrahman et al., 2016). En el presente estudio se utilizarán, como datos de entrada para generar los SOM y caracterizar el vertedero, medidas de resistividad, polarización inducida (IP) y mediciones de metano, previamente obtenidas en el área. Se espera generar salidas gráficas que agrupen los datos con mayor semejanza y que ayuden a identificar posibles zonas asociadas a plumas de contaminación.

ASPECTOS TEÓRICOS

Los estudios neurobiológicos indican que distintas entradas, provenientes de los diferentes sentidos del ser humano, es decir, vista, oído, olfato, tacto, movimiento, etc., se asignan a áreas particulares de la corteza cerebral de una manera ordenada. Esto se puede considerar como un mapa topográfico cerebral. Este tipo de mapas corticales tiene, en principio, dos propiedades importantes. Por un lado, en cada estadio de procesamiento de los datos, cada pieza de información entrante es preservada en su propio contexto o vecindad. Adicionalmente, las neuronas que tratan información estrechamente relacionada, se mantienen juntas para que puedan interactuar a través de conexiones sinápticas cortas (Morales, 2018). Con base a este comportamiento, Kohonen (1982) propone un modelo de Red Neuronal Artificial capaz de mapear, efectivamente, patrones semejantes (i.e. vectores de datos de entrada que, por semejanza, estuviesen más cercanos) en localizaciones contiguas en el espacio de salida. Se busca, por tanto,

construir mapas topográficos artificiales, que aprendan a través de la autoorganización, inspirados en la neurobiología (Kohonen, 2001). Según Vesanto (2000) el SOM es una red neuronal bicapa. Consta de una capa de entrada y una de salida.

Los componentes de un SOM son los nodos o neuronas, que tienen asociados un vector de pesos, de la misma dimensión que la de los vectores de entrada, y una posición en un mapa topográfico. La configuración usual de las neuronas en un espacio regular de dos dimensiones es una rejilla, generalmente hexagonal o rectangular. Así, el modelo está compuesto por un vector de pesos, equivalente a las conexiones sinápticas de una neurona real, una entrada formada por N neuronas a seleccionar y un escaler de salida de las neuronas que procesa la información y forma el mapa de rasgos. Los pesos en cada conexión o enlace se corresponden con la intensidad de la sinapsis equivalente. Estos pesos se determinan durante el entrenamiento o proceso de aprendizaje y, usualmente, se inician aleatoriamente (Torrecilla et al., 2009). Inicializados los pesos, se selecciona un vector del conjunto de datos de entrada, de forma aleatoria o secuencial, y se determina la neurona o nodo más cercano al vector de entrada, de acuerdo a sus pesos. El nodo ganador corresponderá a la Mejor Unidad de Coincidencia o BMU, (por sus siglas en inglés Best Matching Unit). Para determinar el BMU se puede utilizar distintas medidas de distancia (euclideana, coseno, Minkowski, producto interno, entre otras).

Diversas licencias y algunas aplicaciones de plataformas de computación, como el "nctool" de Matlab, usan una distancia euclidiana. Los pesos del BMU, así como los de aquellos nodos cercanos al mismo en la cuadrícula del SOM, se modifican para acercarlos al vector de entrada. El cambio en los nodos vecinos depende de una función de vecindad (FV), de forma que los pesos de las neuronas más cercanas al BMU se modifican más que aquellos de las neuronas más alejadas. El proceso anterior se itera para los datos de entrada, disminuyendo la FV con el número de iteraciones. Diferentes FV pueden utilizarse y la velocidad de convergencia del SOM puede depender de la selección (Vesanto, 2000; Ota et al., 2011; Kohonen, 2013).

Se han implementado SOMs usando una función que asigna un valor de 1 a las neuronas más cercanas al BMU y cero a las más lejanas; funciones gaussianas, utilizadas por aplicaciones como el "nctool" de MATLAB; el negativo de la segunda derivada de una función gaussiana, que es fuertemente atractiva a pequeña escala, algo repulsiva a mediana escala y ligeramente atractiva a gran escala e, incluso, funciones de vecindad asimétricas. De acuerdo a este proceso, entradas sucesivas y diferentes causarán correcciones en distintos subconjuntos o zonas de la configuración inicial de la rejilla. Kohonen (2013) señala que, como toda la vecindad espacial alrededor del BMU en la rejilla se modifica a la vez y esta modificación se propaga de forma gradual sobre la misma, acorde a la FV, el grado de ordenamiento local aumenta con el número de iteraciones. Con este proceso, el SOM va asociando las neuronas de salida con grupos o patrones del conjunto de datos de entrenamiento.

Resumiendo el proceso, cada entrada estará asociada a un vector de peso al que modifica, haciendo que la red aprenda, y las salidas son función de esta modificación. El usar una función de vecindad para preservar las propiedades topológicas del espacio de entrada, hace a los mapas autoorganizados diferentes de otras redes neuronales no supervisadas.

METODOLOGÍA

Para realizar el estudio se utilizaron, como datos de entrada para el SOM, vectores del tipo (Resistividad, Cargabilidad, Metano) medidos en 107 localizaciones en el área. Los datos fueron medidos previamente y proporcionados para este trabajo. Por razones de confidencialidad, no se indica ni el área de estudio ni el grupo de trabajo que los cedió. Los datos se organizaron en una matriz de dimensión 107×3 . Se utilizó el módulo "nctool" de MATLAB para obtener los SOMs. Este módulo permite seleccionar, de forma manual, el número adecuado de neuronas para clasificar las variables del conjunto de datos. En este caso, el proceso de selección del número de neuronas para generar los mapas finales de SOM se llevó a cabo iterando el entrenamiento del mapa autoorganizado con distintos tamaños de red. Estos últimos fueron variados en la interfaz de la herramienta de clasificación con una topología hexagonal y utilizando 200 épocas para el entrenamiento en todos los casos. En este sentido, se probaron redes de 9×9 , 8×8 , 7×7 , 6×6 , 5×5 , 4×4 y 3×3 neuronas, por lo que el número final de estas corresponde a la multiplicación de las dimensiones respectivas. El criterio para seleccionar la dimensión adecuada para este conjunto de datos en particular estuvo basado en la observación de la cantidad de neuronas que resultaban activadas durante el entrenamiento, la cantidad de muestras contenidas en cada una de ellas, y en las distancias entre las vecindades de los pesos de la red. Esto se evaluó a partir de las dos salidas gráficas del SOM: la primera, muestra la disposición de los datos en las neuronas y la segunda la distancia entre las mismas, tal como se ejemplifica en las Figuras 1 y 2, respectivamente, para una red 4×4 . En el mapa de distancias, el color negro representa la distancia más lejana entre las neuronas y, por tanto, entre los datos contenidos en cada grupo asociado a un centro. El color amarillo corresponde a la distancia más cercana.

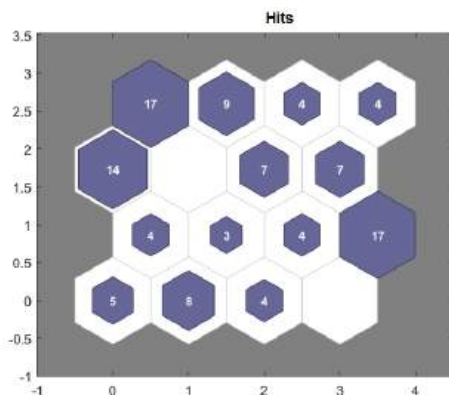


Figura 1. Ejemplo de disposición de los datos de entrada de este estudio, en las neuronas del mapa auto-organizado de una red 4×4 .



Figura 2. Ejemplo de mapa de distancias entre los pesos de la vecindad del SOM, con la disposición de los grupos interpretados, para una red 4×4 .

Una vez seleccionado el tamaño de red adecuado, se extraen los datos contenidos en cada una de las neuronas con una rutina adicional codificada en MATLAB. Al integrar esta información, se seleccionaron grupos de neuronas que presentaban un comportamiento similar en cuanto a cercanía, para obtener un mapa de contornos que mostrara la localización de dichos grupos, según las muestras contenidas en cada uno.

Además de ello, para poder realizar una comparación entre la clasificación obtenida y las diferentes anomalías asociadas a la resistividad, la polarización inducida y la concentración de metano en superficie, se generaron mapas adicionales para cada variable; estos mapas se muestran en las Figuras 3, 4, y 5, respectivamente.

Es importante resaltar que los puntos negros observados las Figuras 3, 4, y 5, y que se encuentran rodeados por los respectivos contornos, corresponden a los puntos de adquisición en campo.

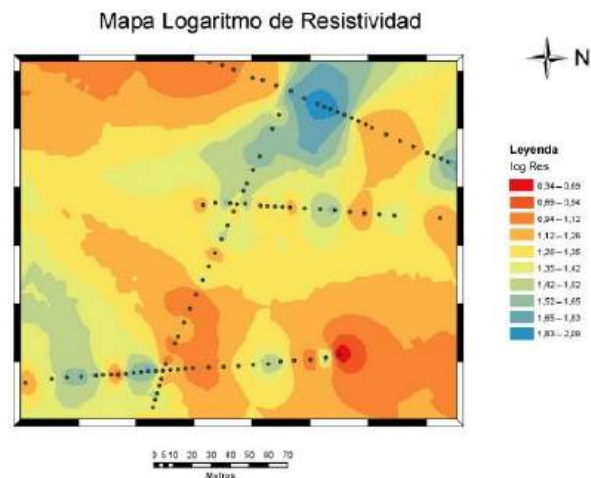


Figura 3. Mapa del logaritmo de la resistividad.

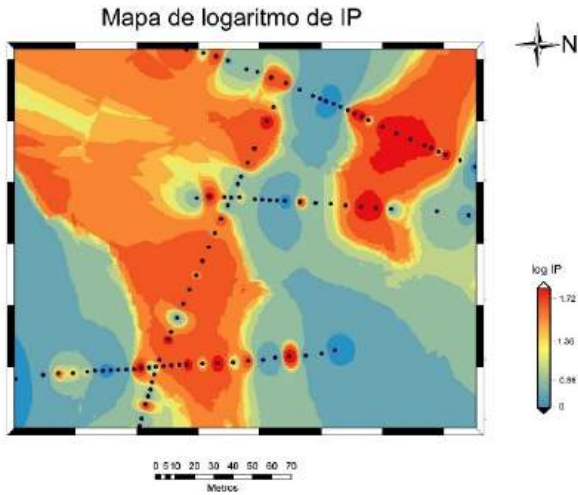


Figura 4. Mapa de logaritmo de polarización inducida.

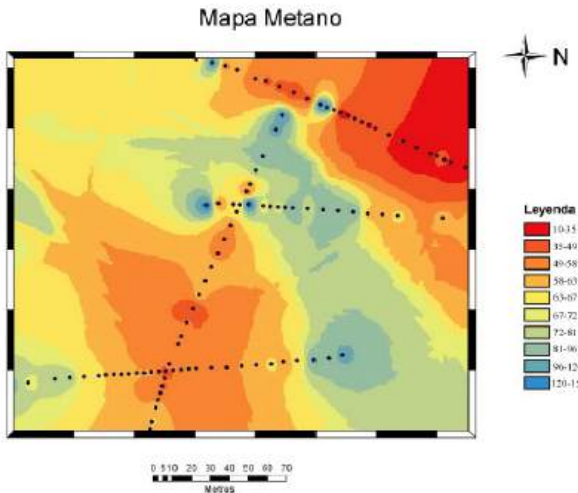


Figura 5. Mapa de logaritmo de concentración de metano, en ppm, en superficie.

RESULTADOS

La Figura 6 muestra los resultados obtenidos para los tamaños de red 9×9 , 6×6 y 3×3 . Para los tamaños de red entre 9×9 y 5×5 , se observaron varias neuronas desactivadas al agrupar los 107 datos ingresados y no se obtuvieron grupos considerables en el mapa de distancias entre las mismas. En el caso de la red 3×3 , aunque no hubo neuronas desactivadas, no fue posible diferenciar clústeres. La disposición de los datos para cada neurona en la red 4×4 se muestra en la Figura 1. Como se observa al comparar con la Figura 6, esta red es la que menos neuronas inactivas presenta (solo dos neuronas desactivadas). Además, en ella se puede identificar 4 grupos o clústeres de neuronas, utilizando la salida gráfica del SOM que muestra la distancia entre neuronas vecinas (Figura 2). Así, de acuerdo a los criterios previamente establecidos, se seleccionó la red 4×4 para el análisis de los datos.

La disposición de las muestras en grupos de neuronas, de acuerdo con esta selección, se puede ver en el mapa de contornos de la Figura 7. Para este último gráfico, los grupos 1 y 2 corresponden a la zona con los colores rojos a naranja y los grupos 3 y 4 a la zona de los tonos de azules.

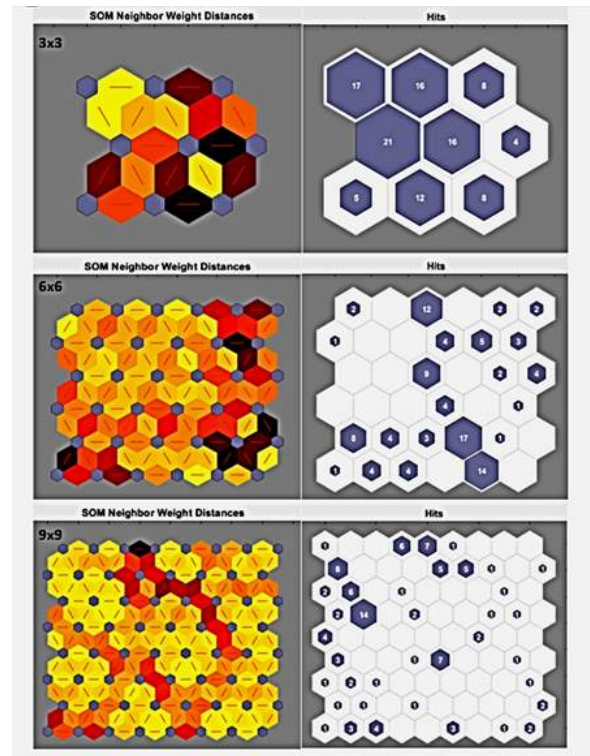


Figura 6. Mapas de distancias entre los pesos de la vecindad del SOM y de disposición de los datos de entrada en las neuronas, para las redes 3×3 , 6×6 y 9×9 , respectivamente.

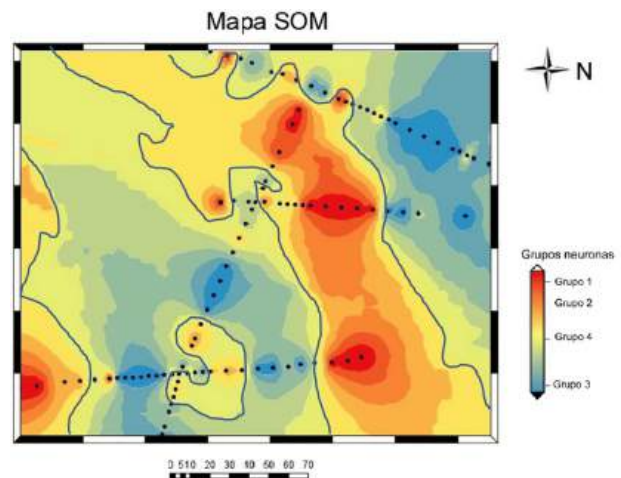


Figura 7. Mapa de contornos correspondientes a los 4 grupos identificados del análisis de SOM. Se encierran, con una línea azul, los grupos 1 y 2, asociados con la posible presencia de lixiviados. Los rangos de logaritmo de resistividad, logaritmo de IP y concentración de metano (ppm) asociados a cada grupo, se presentan en la Tabla 1.

Según lo observado en la [Figura 7](#) y como se precisa en la [Tabla 1](#), los grupos 1 y 2 de neuronas coinciden con valores bajos del logaritmo de la resistividad, en un rango de 0,34 a 0,94, y a altos del logaritmo de IP y del logaritmo de metano, en un rango entre 1,36 y 1,72, y entre 81 a 159, respectivamente. Esto se detalla al comparar los mapas de SOM con los mapas de contornos de los parámetros individuales ([Figuras 3, 4 y 5](#)) y constatar con los datos contenidos en las neuronas. Así, los datos en los grupos 1 y 2 corresponden a bajos valores de resistividad y altos valores de cargabilidad y concentración de metano, que es una respuesta típica de líquidos percolados ([Abdulrahman et al., 2016](#)). Esto sugiere la existencia de una pluma de lixiviados en el vertedero en cuestión, cuyos acuíferos se encuentran a una profundidad aproximada de 25 m, y que se asocia a las zonas donde se disponen estos grupos de neuronas.

Tabla 1. Rangos de valores de los parámetros Logaritmo de Resistividad, Logaritmo de IP y concentración de metano (ppm), asociados a cada uno de los 4 grupos identificados en el SOM.

Grupo	Log(Res)	Log(IP)	Metano (ppm)
1	0,34 - 0,69	1,36 - 1,54	81 - 105
2	0,69 - 0,94	1,57 - 1,72	110 - 159
3	1,42 - 2,09	0,91 - 1,35	10 - 49
4	1,12 - 1,42	0,14 - 0,89	49 - 72

En el mapa de la [Figuras 7](#) se delimita la posible pluma de lixiviados encerrando, con una línea azul, los grupos 1 y 2 resultantes del SOM. Es posible observar una morfología alargada, bien definida, de dirección aproximada NO-SE, que correspondería a una pluma de lixiviados a la que designaremos como pluma principal. Hacia el S y SO se observan otras dos zonas posiblemente asociadas con lixiviados. Estas últimas dos zonas podrían ser, en principio, resultado de una de las dos razones siguientes:

Una posible explicación es que se originan por la migración de lixiviados, desde la pluma principal hacia el sur-suroeste del área, y se acumulan en esa zona, debido a las características del terreno; sin embargo, también podrían ser el resultado de la presencia de otra fuente de contaminantes hacia al SO, que da origen a una pluma diferente. No obstante, no se tiene información adicional del área que permita corroborar si estas zonas responden a la existencia de otra pluma o a la migración y acumulación parcial de lixiviados desde la pluma principal identificada.

Es importante notar que, si se analizan las variables de entrada (resistividad, polarización inducida o concentración de metano en superficie) por separado, se podrían delimitar ciertas zonas del vertedero como áreas afectadas por líquidos percolados. Sin embargo, algunas litologías pueden tener respuestas físicas similares a la de los lixiviados, dependiendo del parámetro medido, lo que pudiera conllevar a hacer una interpretación con cierto grado de error al analizar estos parámetros individualmente.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se trató de caracterizar la zona de un vertedero, integrando tres tipos de datos geofísicos (resistividad, cargabilidad y mediciones de concentración de gas metano), integrando la respuesta de estas variables utilizando una red no supervisada, tipo Kohonen, para generar mapas autoorganizados (SOM). Los SOM integraron y clasificaron, de manera efectiva, estos datos permitiendo delimitar posibles zonas afectadas por el vertedero y asociadas a la pluma de migración de los lixiviados. El reconocimiento de patrones con estos mapas, que integran la respuesta de distintas variables, es una ventaja del uso de SOMs para clasificar y reconocer tendencias en este tipo de estudios.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los Drs. María Jácome y Vincenzo Costanzo-Álvarez por el apoyo brindado.

REFERENCIAS

- ABDULRAHMAN, A., NAWAWI, M., SAAD, R., ABU-RIZAIZA, A. S., YUSOFF, M. S., KHALIL, A. E., & ISHOLA, K.S. (2016). Characterization of Active and Closed Landfill Sites Using 2D Resistivity/IP Imaging: Case Studies in Penang, Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 75(4), 1 - 17.
- CARTER-MCAUSLAN, A. & FARQUHARSON, C., (2020). Application of SOMs and K-means Clustering to Geophysical Mapping - Lessons Learned. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 3843 - 3846.
- DOSSARY, M. AL-TURKI, A. & BADR, H. (2016). Self-Organizing Maps for Regions Exploring and Identification Based on Geological Signatures Similarities and Anomalies. *Memories SPE Kingdom of Saudi Arabia Annual Technical Symposium and Exhibition*. Damman, Saudi Arabia.
- KOHONEN, T. (1982). Self-Organized Formation of Topologically Correct Feature Maps. *Biol. Cybern.* 43, 59 - 69.
- KOHONEN, T. (2001). *Self-Organizing Maps* (Tercera Ed). Berlin: Springer.
- KOHONEN, T. (2013). Essentials of Self-organizing Map. *Neural Networks*. 37, 52 - 65.
- KOHLER, A., OHNBERGER, M., & SCHERBAUM, F. (2010). Unsupervised Pattern Recognition in Continuous Seismic Waverfield Records Using Self-Organizing Maps. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1619 - 1630.

- MILJKOVIĆ, D. (2017). Brief Review of Self-Organizing Maps. *40th International Convention on Information and Communication Technology, Electronics and Microelectronics (MIPRO)*, Opatija, Croatia, 1061 - 1066.
- MORALES, C. (2018). Self-Organizing Maps: cómo aprovechar las estructuras sinápticas de nuestras neuronas para visualizar datos complejos. Recuperado de <https://www.linkedin.com/pulse/self-organizing-maps-o-cómo-aprovechar-las-sinapticas-morales-boada/?originalSubdomain=es>.
- OTA, K., AOKI, T., KURATA, K., & AOYAGI, T. (2011). Asymmetric neighborhood functions accelerate ordering process of self-organizing maps. *Physical Review E*, 83(2), 021903(1-9). DOI: <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.83.021903>
- PENN, B. S. (2005). Using Self-Organizing Maps to Visualize High-Dimensional Data. *Computers and Geosciences*, 31(5), 531 - 544.
- SAKAO, T., & NERAMBALLI, A. (2020). A Product/Service System Design Schema: Application to Big Data Analytics. *Sustainability*, 12(8), 3484. DOI:<https://doi.org/10.3390/su12083484>.
- STRECKER, U. & UDEN R. (2002). Data Mining of 3D Poststack Seismic Attribute Volumes Using Kohonen Self-Organizing Maps. *The Leading Edge*, 21(10), 1032 - 1037.
- TORRECILLA, J., ROJO, E., DOMINGUEZ, J., & RODRIGUEZ, F. (2009). Self-Organizing Maps and Learning Vector Quantization Networks as Tools to Identify Vegetables Oils. *Journal of Agricultural and Food Chemistry*, 57(7), 2763 - 2769.
- VESANTO, J. (2000). Neural Network Tool for Data Mining: SOM Toolbox. In *Proceedings of symposium on tool environments and development methods for intelligent systems (TOOLMET 2000)*, 184 - 196.

ANÁLISIS MULTIESCALA DE REGISTROS DE POZO EN CAMPOS DE EE. UU. Y VENEZUELA

RUBYMER MORÁN^{1,a}, MILAGROSA ALDANA^{2,b}, ILICH GARCÍA^{2,c}, SARY ZAMBRANO^{3,d}, JOSÉ BAENA^{2,e}

¹Universidad Simón Bolívar, Coordinación de Ingeniería Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Simón Bolívar, Departamento de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela.

³ReMASA, Buenos Aires, Argentina.

e-mail: ^amoranruby28@gmail.com, ^bmaldana@usb.ve, ^cilichgar@usb.ve, ^dsaryzambrano@remasa.com, ^ejbaena@usb.ve

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: mayo de 2021

RESUMEN

En este estudio se analizan perfiles de tres pozos ubicados en los campos West Waha-Worsham Bayer (Texas, EE. UU.), y tres en el Campo Dragón (Venezuela) con el objetivo de identificar límites estratigráficos y determinar ciclicidades asociadas a las variaciones orbitales en las Formaciones Thirtyone y Cubagua, respectivamente. Con este fin se utilizó la Transformada Ondícula, Continua y Discreta, para descomponer registros de Rayos Gamma (GR) y resistividad (Rt) de los pozos. Se generaron escalogramas y se hizo un análisis multirresolución de las señales. Los escalogramas permitieron discriminar y localizar anomalías a diferentes escalas, que se pudieron asociar a límites estratigráficos. Esto sirvió como base para el análisis multirresolución usado en el reconocimiento de ciclos sedimentarios atribuibles a las frecuencias de Milankovitch. La identificación de periodicidades cercanas a los valores teóricos de Milankovitch sugiere la influencia de estos ciclos en la sedimentación de las Formaciones estudiadas. La combinación de registros GR y escalogramas permitió realizar una correlación entre pozos y calcular la tasa de sedimentación en los campos. Los resultados obtenidos permiten concluir que la Transformada Ondícula proporciona información útil para la caracterización y división cuantitativa de los ciclos sedimentarios presentes en las unidades estratigráficas consideradas. Este tipo de análisis, de naturaleza más cuantitativa, probó ser de gran utilidad para mejorar la comprensión de los procesos sedimentarios y su relación con los ciclos de Milankovitch en ambos campos, lo que sugiere su implementación para una caracterización más detallada de una zona de interés.

Palabras claves: Transformada Ondícula, CWT, DWT, Escalogramas, ciclos de Milankovitch.

MULTI-SCALE ANALYSIS OF WELL LOGS IN FIELDS FROM USA AND VENEZUELA

ABSTRACT

In this study, profiles of six wells are analyzed, three located in the West Waha - Worsham Bayer fields (Texas, USA) and the other three in the Dragon Field (Venezuela), in order to identify stratigraphic boundaries and determining cyclicities associated with orbital variations in the Thirtyone and Cubagua formation, respectively. For this purpose, the Wavelet Transform, Continuous and Discrete, was used to decompose Gamma Ray (GR) and resistivity (Rt) well logs. The data were processed to obtain scalograms and to perform multi-resolution analysis of the signals. The scalograms allowed for the discrimination and localization of anomalies at different scales, which were associated with stratigraphic boundaries. This served as a basis for the multiresolution analysis used to recognize sedimentary cycles attributable to Milankovitch frequencies. The identification of periodicities near the theoretical values of Milankovitch suggests the influence of these cycles on the sedimentation of the formations studied. The combination of GR logs and scalograms allowed for a detailed lateral correlation between wells and the calculation of the sedimentation rates in the fields. The results obtained allow us to conclude that the Wavelet Transform provides useful information for the characterization and quantitative division of the sedimentary cycles present in the stratigraphic units considered. This kind of analysis, of a more quantitative nature, proved to be very useful to improve the understanding of sedimentary processes and their relationship with Milankovitch cycles in both fields, suggesting its implementation for a more detailed characterization of an area of interest.

Keywords: Wavelet Transform, CWT, DWT, Scalograms, Milankovitch cycles.

INTRODUCCIÓN

La Transformada Ondícula representa una alternativa matemática para el análisis de señales no estacionarias. El interés de la misma radica en la posibilidad que ofrece de superar algunas limitaciones al emplear otras transformadas convencionales, como la Transformada de

Fourier, permitiendo realizar un análisis multirresolución, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia (escala) (Sánchez et al. 2017).

En el área de Ciencias de la Tierra, en particular en Geofísica, la Transformada Ondícula ha adquirido gran relevancia para el análisis de señales. Yu et al. (2008) y

Coconi-Morales et al. (2010), por ejemplo, realizan un análisis de registros de pozos utilizando la Transformada Ondícula. Los resultados de estos análisis se muestran en términos de escalogramas y análisis multiresolución del registro Gamma Ray (GR), que se utilizan a fin de interpretar las variaciones de la señal y obtener, de estas, pseudolongitudes de onda características para cada escala (frecuencia). La localización exacta de los límites entre capas, de distinto espesor o litología, se identifica a partir de las anomalías observadas en las escalas (frecuencias) más bajas del escalograma. Las pseudolongitudes se asocian a posibles variaciones orbitales (Ciclos de Milankovitch) en las zonas de estudio. Estas variaciones orbitales (precesión, oblicuidad y excentricidad), que operan a decenas o cientos de miles de años, son capaces de inducir cambios sustanciales en el clima que, en ocasiones, quedan registrados en sucesiones sedimentarias, ya sean marinas o continentales (Martín-Chivelet et al., 2015). Por esta razón, determinar la influencia de ciclicidades de Milankovitch puede ser de gran importancia en la exploración de

depósitos sedimentarios (Yu et al., 2008), pues contribuye a avanzar en la caracterización de sucesiones cíclicas y, además, en una correlación de alta precisión que podría ayudar en la definición y maduración de prospectos y sus riesgos.

El presente estudio tiene como objetivo principal analizar perfiles de pozos pertenecientes a los campos West Waha - Worsham Bayer (Texas, EE. UU.) (ver Figura 1(a)) y Dragón (Venezuela) (ver Figura 1(b)), ambos productores de gas, con el fin de identificar límites estratigráficos y determinar periodicidades derivadas de los ciclos de Milankovitch, usando la Transformada Ondícula. La aplicación de esta transformada, tanto Continua como Discreta, permitiría analizar los datos con una aproximación más cuantitativa que ha probado, previamente, buenos resultados en la caracterización detallada de procesos de sedimentación en otras áreas (e.g. Coconi-Morales et al., 2010; Sánchez et al., 2017).

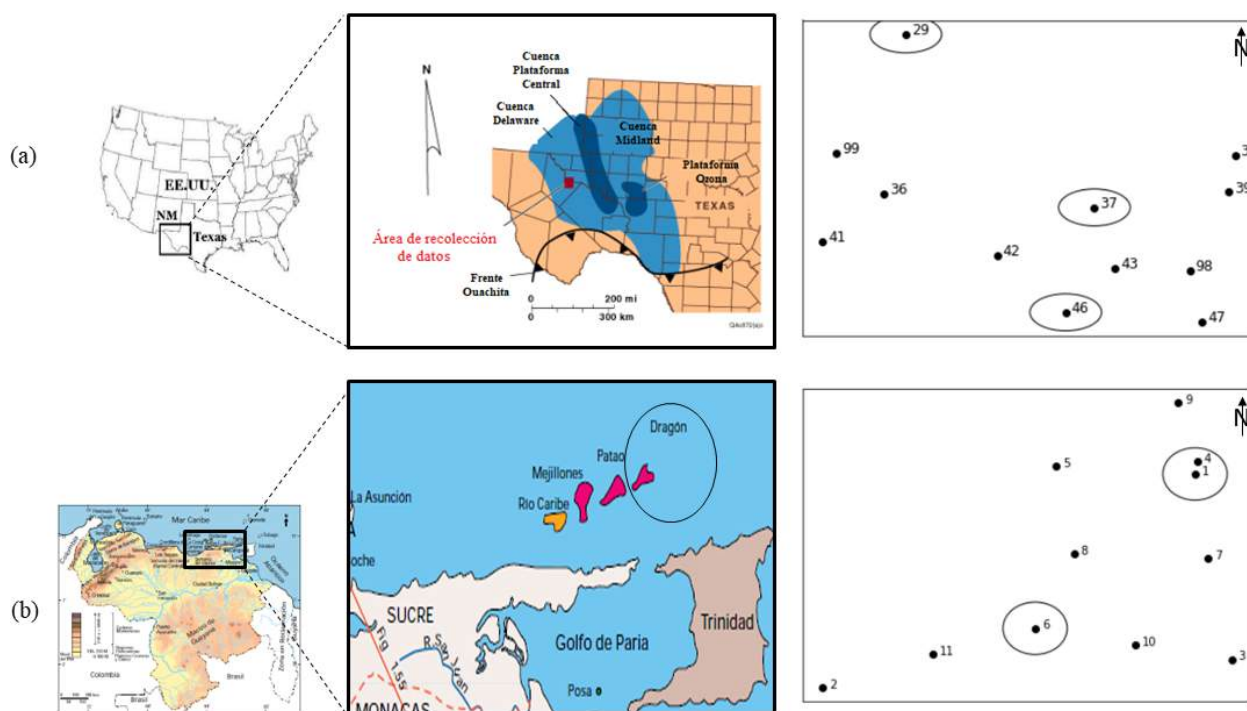


Figura 1. (a) Mapa de ubicación de los campos West Waha-Worsham-Bayer, EE. UU. (Modificado de Haruna et al., 2014) y de los pozos seleccionados (encerrados en círculos). (b) Mapa de ubicación del Campo Dragón, Venezuela y de los pozos seleccionados (encerrados en círculos).

En los campos West Waha - Worsham Bayer, se desea estudiar y caracterizar la sección estratigráfica del Devónico Inferior, Formación Thirtyone (ver Figura 2). En el Campo Dragón, se desea analizar el intervalo correspondiente a la Formación Cubagua, depositada durante el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (ver Figura 3). Se espera obtener información útil que permita llevar a cabo un análisis estratigráfico secuencial y determinar si las variaciones orbitales influyeron en la sedimentación de las unidades estratigráficas consideradas.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

Campos West Waha - Worsham Bayer

Los campos West Waha y Worsham Bayer se encuentran ubicados al sureste de la Cuenca Delaware, la cual representa uno de los dos lóbulos principales de la Cuenca Pérmica en el oeste de Texas y al sureste de Nuevo México (Figura 1(a)).

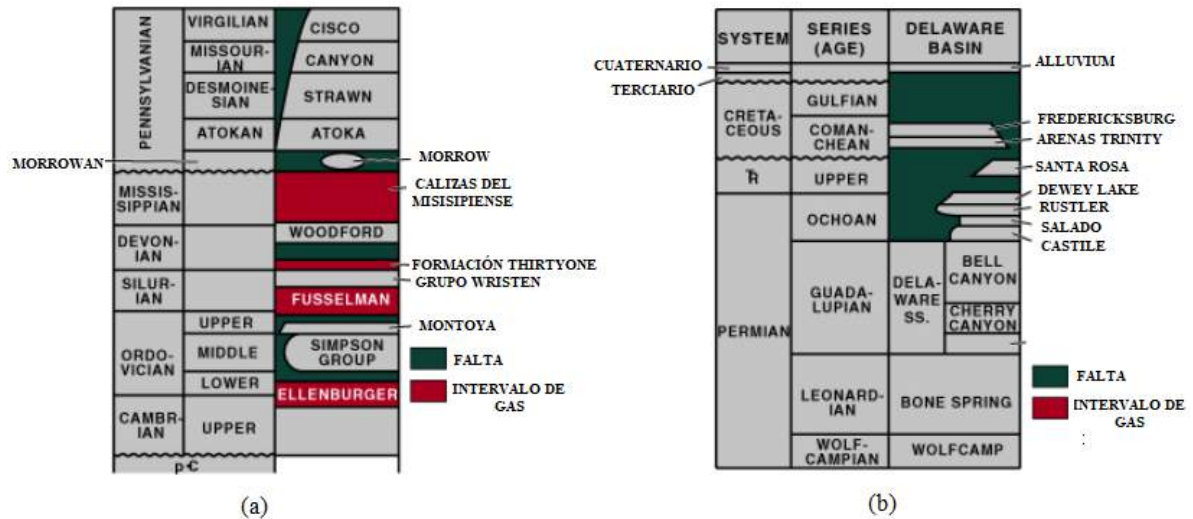


Figura 2. (a) Columna estratigráfica de la Cuenca Delaware, desde el Precámbrico hasta el Pensilvaniense. (b) Columna estratigráfica de la Cuenca Delaware, desde el Pérmico hasta el Cuaternario. (Modificado de *Kosters et al. 1989; Ruppel y Holtz, 1994*).

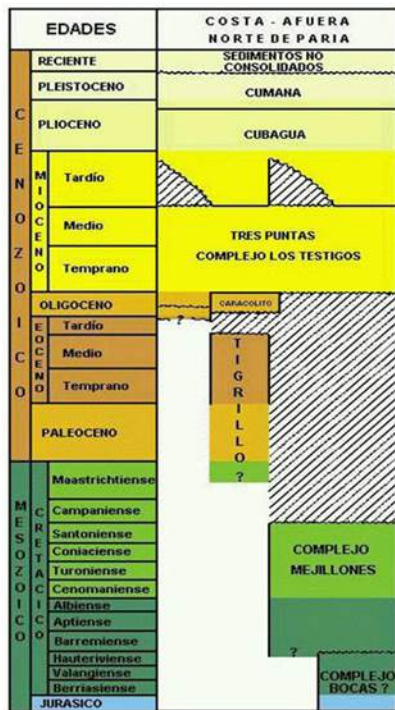


Figura 3. Columna Estratigráfica de la Cuenca Carúpano (Tomada de *Castro y Mederos, 1984*).

La Cuenca Delaware se desarrolló durante la fase tectónica del Precámbrico (c. 1300-850Ma), siendo en el Proterozoico el borde suroeste del cratón norteamericano. Luego, una actividad tectónica en el Ordovícico Inferior generó fallamiento y rotación de estructuras (*Kyle, 1990*). En el Ordovícico Medio, la acumulación de sedimentos clásticos basales se produjo debido a una transgresión, seguida de una regresión, lo que dio lugar a un proceso de karstificación y exposición extensa. En el Ordovícico Superior, se

sedimentaron areniscas y lutitas (*Kerans, 1990*), que fueron cubiertas por cherts y carbonatos en el Silúrico.

Desde el Silúrico al Devónico Temprano, se depositaron secuencias de carbonatos, sin ninguna interferencia estructural, que dieron origen a la Formación Thirtyone. La sedimentación ocurre, principalmente, por un aumento relativo del nivel del mar. Durante este aumento, los sedimentos silíceos fueron cubiertos por carbonatos depositados en una vertiente de agua somera (*Ruppel y Holtz, 1994*). Algunos estudios sugieren que la acumulación de los sedimentos ricos en silíceo estuvo controlada por la geometría de la Cuenca Pérmica (*Ruppel y Barnaby, 2001*). En las Figuras 2(a) y 2(b) se presenta la columna estratigráfica de la Cuenca Delaware, desde el Precámbrico hasta el Pensilvaniense y desde el Pérmico hasta el Cuaternario, respectivamente.

Campo Dragón

El Campo Dragón se encuentra ubicado al noreste de la Península de Paria, Estado Sucre (*Figura 1(b)*), específicamente en la Cuenca de Carúpano, sobre el alto estructural de Patao. Esta cuenca es una depresión estructuralmente compleja y posee una extensión aproximada de 30.000 km². Está delimitada por la Plataforma de Margarita-Los Testigos, al norte; la Península de Araya-Paria y la Cordillera Norte de Trinidad, al sur; la Isla de Tobago, al este, y el Alto de Margarita, Coche y Araya, al Oeste (*Valencia y Ramírez, 2014*).

La Cuenca de Carúpano está compuesta por una depresión principal ubicada hacia el noroeste, denominada Sub-cuenca de Caracolito, y otras de carácter secundario denominadas subcuencas de Paria, Araya y sureste de Margarita. Estas sub-cuencas están separadas entre sí por los altos estructurales de Patao, San Juan de las Galdonas, Araya y Coche y por la Isla de Margarita (*Valencia y Ramírez, 2014*).

Estratigráficamente, la Cuenca de Carúpano está constituida por 8 unidades litoestratigráficas, las cuales, desde el periodo Jurásico hasta el Pleistoceno (ver [Figura 3](#)), son: Complejo Bocas (Jurásico a Cretáceo inferior), Complejo Mejillones (Cretáceo inferior a superior), Formación Tigrillo (Eoceno inferior a Eoceno medio), Formación Caracolito (Oligoceno), Complejo Los Testigos (tope del Eoceno superior - Oligoceno inferior), Formación Tres Puntas (Mioceno inferior a Mioceno medio), Formación Cubagua (Mioceno al Plioceno superior) y Formación Cumaná (Plioceno superior a Pleistoceno).

La Formación Cubagua es una secuencia de sedimentos marinos fosilíferos del Mioceno al Plioceno. Se cree que el intervalo superior se depositó en aguas tropicales someras de mar abierto y detrás de arrecifes, mientras que la parte inferior se originó en un ambiente nerítico interior de plataforma abierta. Esta Formación infrayace y suprayace concordantemente a la Formación Cumaná y la Formación Tres Puntas, respectivamente. En algunos casos, suprayace discordantemente a la Formación Tres Puntas por la ausencia del Mioceno superior ([Castro y Medero, 1984](#)).

MARCO TEÓRICO

En el análisis de señales, la herramienta generalmente utilizada es la Transformada de Fourier. Esta transformación matemática permite descomponer una señal periódica, en tiempo, en una serie de armónicos de frecuencias diferentes. En el caso de señales no periódicas, la Transformada de Fourier permite obtener el espectro o contenido de frecuencias de una función ([Sutherland, 1994](#)). Esta transformada, sin embargo, no proporciona información respecto a la evolución del contenido de frecuencias en el tiempo o de las propiedades locales del contenido de frecuencias de la señal. Esto se debe a que su aplicación conlleva integrar la señal sobre todo el dominio, en tiempo, de la misma ([Kaiser, 1994](#)). Para obtener información tiempo-frecuencia simultáneamente, la señal en tiempo puede dividirse en bloques o ventanas y calcular la Transformada de Fourier en cada una de esas ventanas. De esta manera es posible conocer el contenido o comportamiento de la frecuencia de la señal durante el período de tiempo cubierto por la ventana correspondiente ([Qian, 2002](#)). Esta transformada se conoce como Transformada de Fourier por ventanas, Transformada de Fourier de corta duración o Transformada de Fourier de tiempo corto (STFT, por sus siglas en inglés) ([Daubechies, 1992](#)). El mayor inconveniente con esta transformación es que una buena resolución en tiempo (ventanas pequeñas en tiempo) se traduce en una baja resolución en frecuencias.

La Transformada Ondícula Continua (CWT) es un método de análisis de tiempo-frecuencia de una señal, que se diferencia de la STFT porque permite una resolución o localización arbitrariamente alta, en tiempo, de las características en frecuencia de la señal. El considerar un ancho de ventana variable, relacionado con la escala de observación, cuando se calcula la CWT, le da flexibilidad a esta transformada, permitiendo el aislamiento de las características de alta frecuencia. Otra distinción importante respecto a la STFT, es que la CWT no se limita a utilizar funciones sinusoidales para hacer el análisis. Por

el contrario, se puede emplear una gran selección de formas de onda localizadas, siempre que satisfagan criterios matemáticos predefinidos ([Addison, 2005](#)).

Así, la Transformada Ondícula proporciona una solución a los inconvenientes indicados cuando se aplica la Transformada de Fourier y la Transformada de Fourier de corta duración, al utilizar una ventana modulada escalable y proveer una representación de la señal a escala de tiempo, calculando el espectro en cada posición y cambiando la ventana escalable a lo largo de la señal. La Transformada Ondícula de una señal continua en tiempo, $f(t)$, se define como:

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

donde $\psi(t)$ es el "kernel" de la transformada u ondícula madre, $\psi^*(t)$ es la función compleja conjugada de $\psi(t)$, a es el parámetro de dilatación o escalamiento de la ondícula y b es el parámetro de ubicación, localización o desplazamiento de esta. Para ser clasificada como una ondícula, la función debe satisfacer ciertos criterios matemáticos, entre los cuales están ([Addison, 2005](#)):

1. Una ondícula debe tener energía finita,

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty$$

2. Si $\psi(\omega)$ es la Transformada de Fourier de $\psi(t)$,

$$\psi(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) e^{-j\omega t} dt,$$

entonces debe cumplirse la siguiente condición:

$$C_g = \int_0^{\infty} \frac{|d\omega|^2}{\omega} d\omega < \infty \quad (2)$$

Esto implica que la ondícula no tiene componente de frecuencia cero, es decir, $\psi(0) = 0$ o, de manera equivalente, que debe tener una media igual a cero. La última relación se conoce como "Condición de admisibilidad" y C_g se llama "Constante admisible". El valor de C_g depende de la ondícula seleccionada.

3. Para ondículas complejas, la Transformada de Fourier debe ser real y hacerse nula a frecuencias negativas.

La contribución a la energía de la señal en la ubicación específica de las escalas a y b viene dada por la función de densidad de energía de ondícula bidimensional, conocida como "Escalograma": $E(a, b) = |T(a, b)|^2$. La energía total de la señal se puede calcular a partir de la Transformada Ondícula de acuerdo a ([Addison, 2005](#)):

$$E = \frac{1}{C_g} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{1}{a^2} |T(a, b)|^2 da db \quad (3)$$

La Transformada Ondícula Discreta (DWT) se calcula a partir de una discretización de la Transformada Ondícula Continua $T(a, b)$. A tal fin, se suele hacer una discretización logarítmica de la escala, a , y asociarla a los intervalos que

se consideren para muestrear la ubicación, b (Barmase et al., 2013). Una manera simple y eficiente de discretizar estos parámetros, equivalente a lo que se hace con una Transformada Rápida de Fourier (FFT), es utilizando un mado diádico, es decir, se hace un escalamiento de ambos parámetros en potencias de 2, donde $a_j = 2^j$ y $b_k = k \cdot 2^j$ y las ondículas forman una base ortonormal. La ondícula madre se puede expresar, entonces, como (Addison, 2005):

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{j/2}(2^j t - k), \quad j, k \in \mathbb{Z} \quad (4)$$

donde j es el índice de potencia asociado a la escala a y k es el índice correspondiente a la ubicación b . La ortonormalidad de las ondículas permite una descomposición multirresolución de la señal. La función ψ se comporta como un filtro paso-banda, filtrando la señal alrededor de la frecuencia central con distintas resoluciones 2^j . Por lo tanto, la Transformada Ondícula Discreta (DWT) de una función $f(t)$, de energía finita, se puede expresar como (Coconi-Morales, 2010):

$$DW_{\psi}f(j, k) = T_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\psi_{j,k}(t)dt \quad (5)$$

En la relación anterior, $T_{j,k}$ es el coeficiente de la ondícula o de detalle con índices j y k de escala a , y localización, b , respectivamente. La función $f(t)$ puede ser reconstruida a partir de los coeficientes $T_{j,k}$ de la DWT usando la transformación inversa.

$$f(t) = \sum_j \sum_k T_{j,k} \psi_{j,k}(t) \approx \sum_j \sum_k \langle f, \psi_{j,k}(t) \rangle \quad (6)$$

METODOLOGÍA

En el presente trabajo se analizaron, utilizando la Transformada Ondícula, perfiles de seis pozos ubicados en dos campos gasíferos: tres en el campo West Waha - Worsham Bayer y tres en el campo dragón. Se seleccionaron aquellos pozos cuyos registros GR y Rt presentaban continuidad (valores diferentes a -999,99) en el intervalo de estudio. Como resultado, se eligieron los pozos 29, 37 y 46 de los campos West Waha - Worsham Bayer (ver Figura 1(a)) y los pozos 1, 4 y 6 del campo Dragón (ver Figura 1(b)).

El pozo 29 es el único que cuenta con información detallada sobre los topes estratigráficos de la Formación Thirtyone. Los topes de los pozos 37 y 46 de esta misma Formación, se determinaron a partir del análisis de los registros y con ayuda de estudios previos realizados por Adekunle (2012) y Avilés (2013). Para el intervalo correspondiente a la Formación Cubagua, se establecieron los topes estratigráficos utilizando como guía los estudios llevados a cabo por Vásquez y Ochoa (2014), Mota (2015) y Arriaga (2009). En las Tablas 1(a) y 1(b) se presentan los topes estratigráficos establecidos en los pozos de ambos campos.

En todos los pozos seleccionados, se llevó a cabo un análisis petrofísico preliminar para identificar la litología y los fluidos presentes. Luego, se aplicó la Transformada Ondícula a los registros de GR y Rt usando las rutinas computacionales desarrolladas por Sánchez (2011)

para generar escalogramas y descomponer el registro GR en diferentes niveles de resolución. Cabe destacar que la elección de la ondícula madre puede influir en los resultados (Misiti et al., 1997). En el presente trabajo, para aumentar la precisión en la interpretación de las señales sedimentarias, se empleó la ondícula Biorotogonal de Orden 3.9 y la ondícula Coiflet de Orden 4 para generar escalogramas y realizar la descomposición multirresolución, respectivamente. La frecuencia asociada a la escala se calcula a partir de la frecuencia central de la ondícula y del intervalo de muestreo (resolución vertical) del registro considerado (Misiti et al., 1997).

Tabla 1(a). Topes estratigráficos establecidos para los campos West Waha - Worsham Bayer.

Pozos	Registro	Topes (pies)	Intervalo estudiado (pies)
29	Rt, GR	T1:16110 T2:16760	16760 - 16110 = 650
37	Rt, GR	T1:14146 T2:14778	14778 - 14146 = 632
46	Rt, GR	T1:13181 T2:12543	13281 - 12543 = 738

T1: Tope y T2: Base Formación Thirtyone, Rt: Registro de Resistividad, GR: Registro de Rayos Gamma

Tabla 1(b). Topes estratigráficos establecidos para el Campo Dragón.

Pozos	Registro	Topes (pies)	Intervalo estudiado (pies)
1	Rt, GR	T1:7550 T2:7800	7800 - 7550 = 250
4	Rt, GR	T1:7400 T2:7900	7900 - 7400 = 500
6	Rt, GR	T1:7550 T2:8050	8050 - 7550 = 500

T1: Tope y T2: Base de la Formación Cubagua.

El análisis se dividió en dos partes. En la primera, se realizó la interpretación de los escalogramas asociados a los registros de pozos (GR y Rt) para establecer una posible relación con los límites de secuencias estratigráficas previamente definidos (Tablas 1(a) y 1(b)) y realizar una correlación lateral más detallada entre los pozos, integrando ambos resultados (i.e. escalogramas e información de topes). La segunda consistió en el análisis de periodicidades de Milankovitch con ayuda de los escalogramas para llevar a cabo el análisis multirresolución. Se aplicaron dos métodos diferentes en esta etapa del análisis:

1. El primer método (Método 1) se basa en la metodología propuesta por Coconi-Morales et al. (2010) para calcular la tasa de sedimentación utilizando el registro GR. Este método consiste en identificar los eventos representativos en el escalograma del registro GR y verificar si su relación se aproxima a la relación teórica de Milankovitch (1:2:4,8). Estos eventos se identifican en términos de anomalías bien definidas, delimitadas o encerradas en morfologías similares a "burbujas" (Sánchez et al., 2017). La tasa de sedimentación se calcula, entonces, utilizando la ecuación:

$$v = \frac{\lambda}{T} \quad (7)$$

El período T se sustituye por los períodos de Milankovitch (20, 41 o 100 Ka) y la longitud de onda λ (1/número de onda) por la relacionada con dicho período.

2. El segundo método (Método 2) se basa en la metodología propuesta por Yu et al. (2008) para calcular la tasa de sedimentación a partir de un registro GR. El primer paso consiste en calcular los niveles de descomposición, asociados a la escala de los eventos representativos, utilizando la ecuación (8), donde n es el nivel de descomposición y a la escala.

$$n = \log_2(a) \quad (8)$$

Una vez obtenidos los distintos niveles, se descompone el registro y se cuentan las periodicidades en cada nivel. Si se encuentra una relación entre los valores obtenidos y los valores teóricos de Milankovitch (20, 40, 100 Ka), se realiza el cálculo de la tasa de sedimentación (T) usando la relación:

$$T\left(\frac{m}{Ka}\right) = \frac{\text{Longitud del intervalo (m)}}{\text{Número de ciclos} \times \text{Período (Ka)}} \quad (9)$$

Además, se generaron periodogramas utilizando la Transformada Rápida de Fourier (FFT) a fin de correlacionar los resultados de este análisis con los obtenidos usando los métodos 1 y 2.

RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos al aplicar la Transformada Ondícula, Continua y Discreta, a los registros GR y Rt de los pozos seleccionados en las dos áreas de estudio y en los intervalos de interés correspondientes. Primero se presentan los resultados del análisis de los escalogramas y las correlaciones entre pozos; luego se muestran los resultados del análisis multiresolución para el estudio de ciclicidades en las Formaciones Thirtyone y Cubagua de los campos West Waha - Worsham Bayer y Dragón, respectivamente.

Análisis de escalogramas

En la Figura 4 se presenta un ejemplo del análisis realizado, en términos de escalogramas, a los registros de pozos del campo West Waha - Worsham Bayer, en el intervalo asociado a la Formación Thirtyone; los escalogramas corresponden al registro GR y Rt del pozo 37. En este escalograma es posible observar variaciones de colores que representan las componentes de distintas frecuencias. En azul se presentan las componentes de alta frecuencia, que corresponden a escala baja; en rojo se muestran las componentes de baja frecuencia, asociadas a escala alta. Estas variaciones se correlacionaron con las características litológicas de la Formación Thirtyone que,

junto con la información de los perfiles asociados a dichos escalogramas, facilitaron la identificación de cuatro zonas (de más profunda a más somera): Zona 4, Zona 3, Zona 2 y Zona 1.

En la Zona 4 (14778 - 14550 pies), el registro GR (ver Figura 4(a)), por observación directa, sugiere una agradación de sedimentos, mientras que el análisis de las siluetas representativas en los escalograma muestra un cambio progresivo en la morfología que se asocia al cambio de la litología que constituye la base de la Formación. En la Zona 3 (14550 - 14410 pies), se identificaron siluetas de medianas a altas intensidad en los escalogramas de los registros GR y Rt, así como también pequeños patrones repetitivos a escalas menores a 100, indicando un posible cambio en el ritmo de sedimentación, de mayor a menor energía.

En la Zona 2 (14410 - 14290 pies) se observan eventos de altas intensidades (rojo oscuro) en el escalograma del perfil de resistividad, que coinciden con los valores altos en este perfil, por lo que es posible relacionar este evento con fluidos presentes en la Formación. Mientras que, las variaciones presentadas en el escalograma del registro GR pueden asociarse a cambios en el ambiente de sedimentación, ya que, al visualizar directamente el registro GR, se identifican lecturas relativamente altas (40 respecto a 20 API) que implican una disminución en el tamaño de grano y, por ende, un cambio de facies (ver Figura 4(a)).

Por último, en la Zona 1 (14290 - 14146 pies) fue posible identificar estructuras que van de bajas (menores a 50) a altas escalas. Estas estructuras pueden asociarse a la contribución de los microporos de la roca que constituye el tope de la Formación. De acuerdo con Ruppel y Barnaby (2001), dicho tope está constituido, principalmente, de carbonatos que gradan a sedimentos ricos en sílice, dando como resultado una facies lodosa que indica un aumento relativo del nivel del mar.

Las zonas diferenciadas permitieron caracterizar los cambios en la fase de sedimentación y, con ello, la identificación de topes y límites estratigráficos como SB, MFS y TS (Límites de Secuencia, Superficie de Máxima Inundación y Superficie Transgresiva) presentes en la Formación.

La Figura 4(b) muestra que los topes estratigráficos establecidos se corresponden con eventos de alta intensidad (color rojo) en el escalograma del registro GR, y coinciden con los límites de secuencia (SB) interpretados. Asimismo, las siluetas de mediana a alta intensidad (de color verde a rojo) mostradas en los escalogramas de los registros GR y Rt a, aproximadamente, 14280 pies y 14520 pies (ver Figura 4(b)), facilitaron la interpretación de las superficies de máxima inundación (MFS). Las siluetas de baja intensidad (color azul) se asociaron a las facies regresivas y transgresivas.

Para establecer una relación entre las discontinuidades estratigráficas interpretadas a partir de los escalogramas y visualizar la posible extensión lateral de la Formación Thirtyone, se seleccionó un marcador representativo ubicado y distinguido mediante los eventos (siluetas bien delimitadas) a lo largo del escalograma del registro GR.

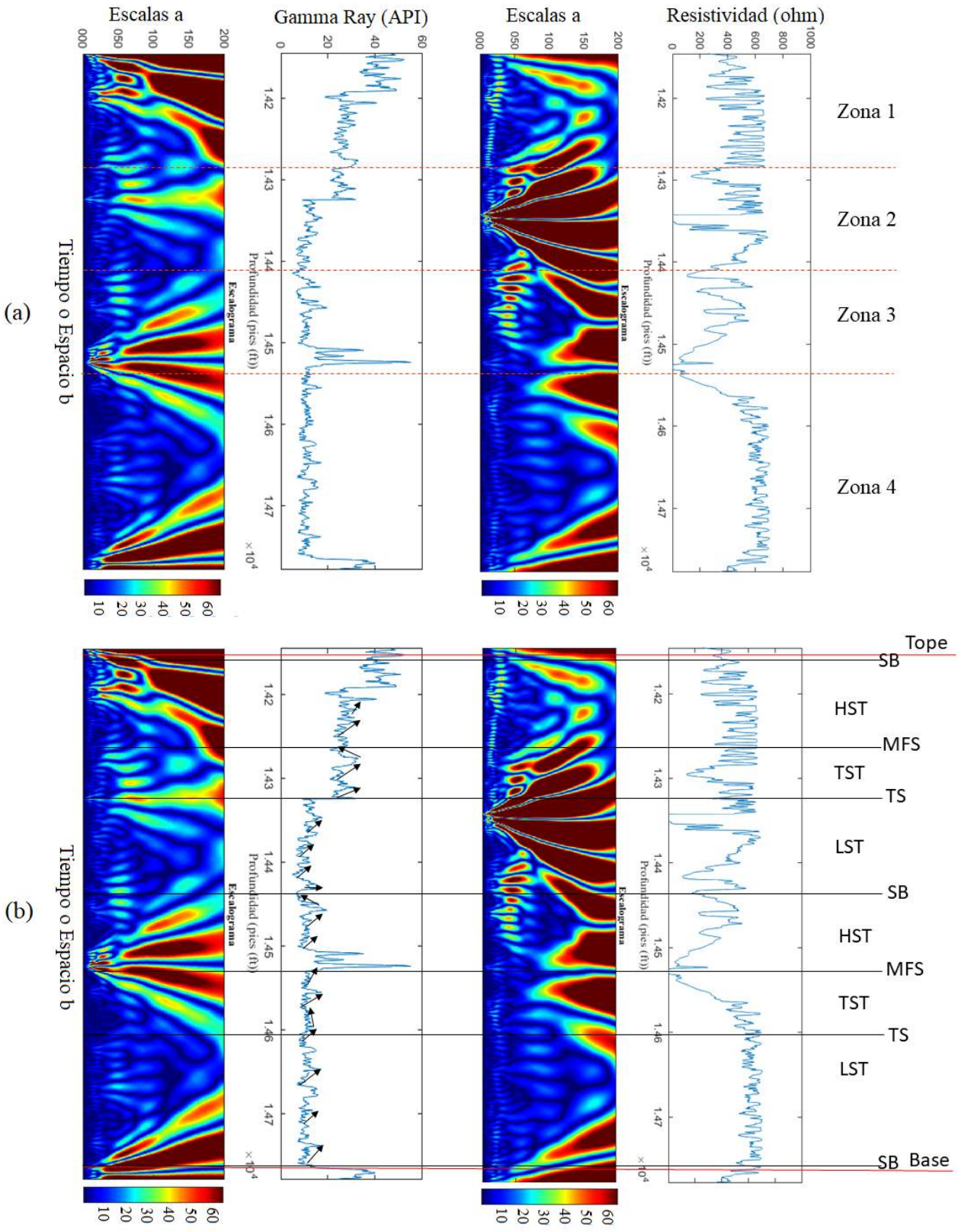


Figura 4. (a) Delimitación de zonas de interés para el pozo 37, a partir los eventos observados en los escalogramas. (b) Interpretación estratigráfica para del pozo 37, Campo West Waha - Worsham Bayer.

En la [Figura 5](#) se muestra la correlación lateral entre los pozos 29, 37 y 46, referida, básicamente, a la Formación Thirtyone.

Se elaboró un posible esquema secuencial donde los límites de secuencia se establecen desde estratos más antiguos (SB1 y MFS1) hasta los más jóvenes (SB3 y MFS3), y se distinguen mediante un número. Desde la base de la Formación hay un límite de secuencia (SB1), solo para los pozos 37 y 46. En el pozo 29 no se encontró SB1. Es importante acotar que el rango de profundidades que se seleccionó en cada uno de los pozos, y que incluye a la Formación Thirtyone, corresponde al utilizado por [Haruna et al. \(2014\)](#). Sin embargo, la Formación puede alcanzar mayores profundidades. Es posible, entonces, que el intervalo seleccionado en el pozo 29, que incluye la casi totalidad de la Formación Thirtyone, no alcance la profundidad de este límite de secuencias SB1.

Seguidamente, se observa el comienzo de la sedimentación de cortejos de nivel bajo (LST) (ver [Figura 5](#)). Luego, se produce una transgresión que termina con una superficie de máxima inundación (MFS1), lo que indica el comienzo de la sedimentación de cortejos de nivel alto (HST), acompañados por un nuevo límite de secuencia (SB2). La secuencia continúa con la sedimentación de cortejos de nivel bajo (LST), que indican una disminución relativa del nivel del mar, seguida de una transgresión (TST) que finaliza con una superficie de máxima inundación (MFS2) de estratos más jóvenes. La secuencia continúa hasta cerca del tope de la Formación, en la que es posible identificar un tercer límite de secuencia (SB3) (ver [Figura 5](#)).

En general las siluetas observadas de los registros de los pozos seleccionados pertenecientes a los campos West Waha - Worsham Bayer, permitieron caracterizar, fácilmente, los límites de secuencias estratigráficas a

partir de los cambios máximos y mínimos en la señal analizada. Estos cambios no son fácilmente distinguibles por observación directa de los registros ([Sánchez, 2011](#); [Sánchez et al., 2017](#)). Además, se observó una correspondencia entre las siluetas de alta intensidad (color rojo) y los topes estratigráficos establecidos previamente en el área de estudio (ver [Figura 5](#)).

En el Campo Dragón, los eventos representativos (siluetas bien delimitadas y pequeñas estructuras, similares a las observadas y descritas, previamente, para los pozos de los campos West Waha - Worsham Bayer) identificados en los escalogramas, sirvieron como guía para el análisis de los registros de pozos.

En este sentido, se delimitó, por zonas, la Formación Cubagua tal como se muestra en el escalograma de la [Figura 6\(a\)](#) correspondiente al pozo 4 de este campo. Desde la base de la Formación, identificada como Zona 4 (7900 - 7755 pies), se observan siluetas representativas de alta (~150) a mediana intensidad (~100) en el escalograma del GR, que se relacionan al límite basal de la unidad sedimentaria. Asimismo, y en dirección ascendente, se observaron siluetas de menor intensidad (color azul) que anticipan el cambio del ambiente de sedimentación. Es importante mencionar que, por observación directa del registro GR, solo es posible observar agradación de sedimentos en esta zona. La Zona 3 (7755 - 7610 pies) en el escalograma se caracteriza por la presencia de siluetas de mediana a alta intensidad (de color verde a rojo) que representan muy bien el cambio de la fase de sedimentación de mayor a menor energía. Asimismo, se observan variaciones de estructura ubicadas entre 7700 y 7650 pies, cuya escala es inferior a 100. Estas estructuras, junto a las variaciones observadas en el análisis del perfil de resistividad en el mismo intervalo de profundidad, sugieren la presencia de fluido en el espacio poroso.

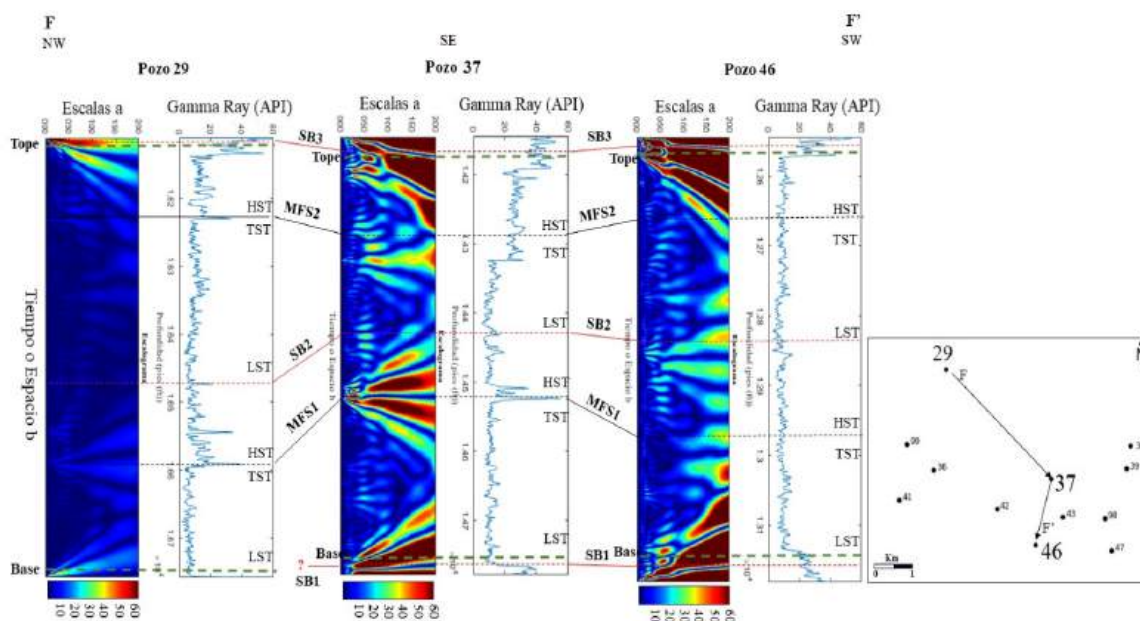


Figura 5. Posible correlación estratigráfica entre los pozos 29, 37 y 46. Campo West Waha - Worsham Bayer F-F': Perfil de la correlación entre pozos Campo Dragón.

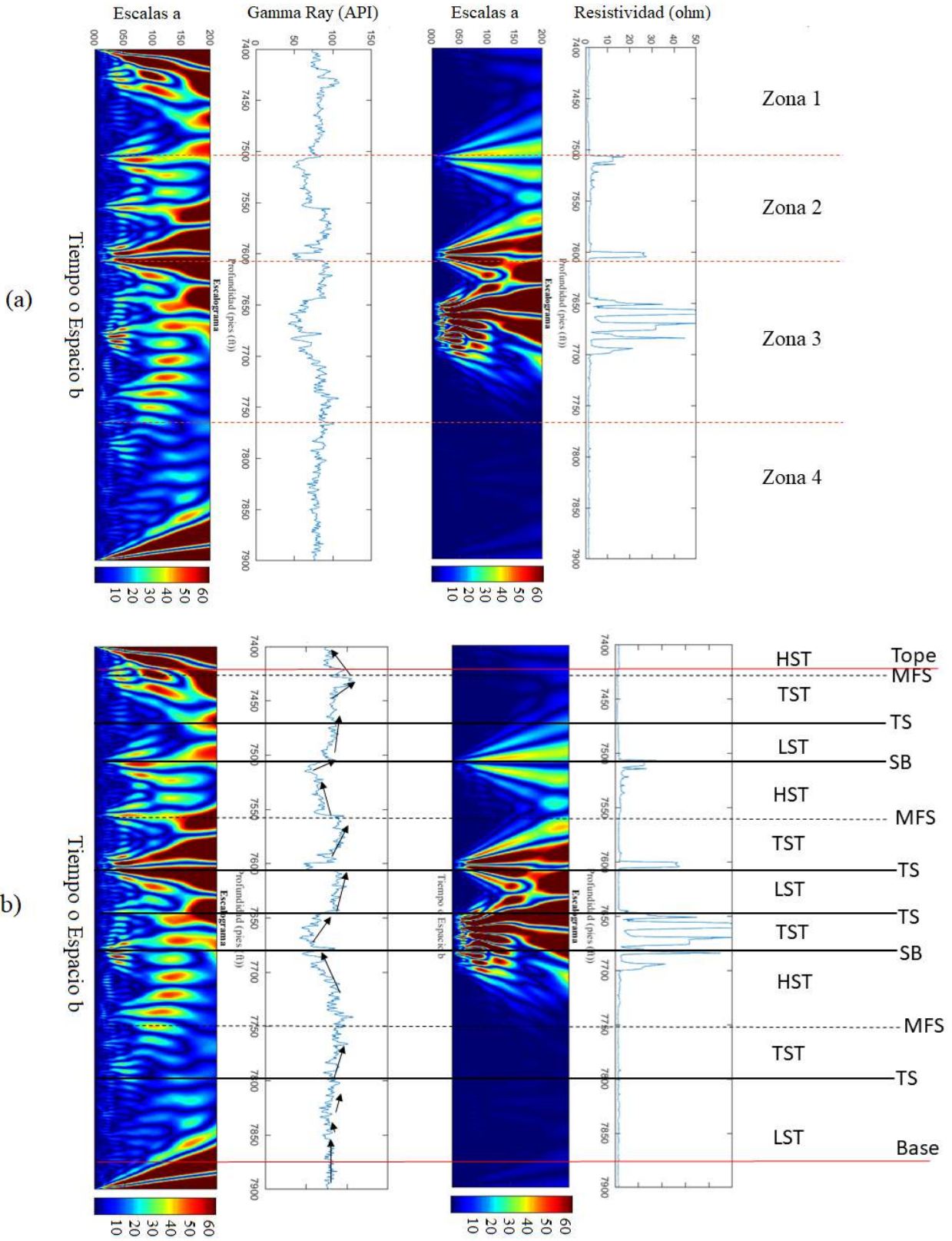


Figura 6. (a) Delimitación de zonas de interés para el pozo 4, a partir de los eventos observados en los escalogramas. (b) Interpretación estratigráfica del pozo 4, Campo Dragón.

La Zona 2 (7610 - 7505 pies) continúa con la tendencia de la zona infrayacente a ella, pero, en este caso, es posible observar valores en los escalogramas que marcan una sucesión de eventos de alta (a 7600 pies) a moderada intensidad (a 7505 pies). Dichos eventos se asocian a la disminución del tamaño de grano y, posiblemente, a la presencia de fluido en los poros de las rocas. En cuanto a la Zona 1 (7505 - 7400 pies), es posible establecer un límite de sucesiones de eventos hasta llegar al tope de la Formación, donde se observaron siluetas, bien delimitadas y de alta intensidad, en el escalograma (color rojo) que se relacionan con el límite estratigráfico de la unidad estudiada.

El análisis integrado de los registros y escalogramas permitió caracterizar las geometrías distintivas controladas por las variaciones relativas del nivel del mar en la Formación Cubagua. Estas geometrías pueden ser identificadas mediante la observación de siluetas en los escalogramas, como se muestra en la Figura 6(b).

Los sistemas transgresivos (TS) (Figura 6(b)) se asocian a siluetas de menor intensidad (color azul), las superficies de máxima inundación (MFS) a siluetas de mediana a alta intensidad (de color verde a rojo) y los límites de secuencia (SB) a siluetas largas y delimitadas de moderada a alta intensidad (color rojo oscuro).

Se realizó una correlación estratigráfica entre los pozos 1, 4 y 6 de este campo (ver Figura 7). Se distinguen (desde la base hacia el tope) tres límites de secuencia (SB) y tres superficies de máxima inundación (MSF), numerados de más antiguo a más joven. El primer límite de secuencia

(SB1) no fue observado en el pozo 4, posiblemente debido a que, al igual que para el caso de la Formación Thirtyone, el rango seleccionado en este estudio con base a los trabajos de Vásquez y Ochoa (2014), Mota (2015) y Arriaga (2009), comprende la casi totalidad de la Formación Cubagua, pero no alcanzó la profundidad suficiente para visualizar este límite. Es importante mencionar que Arriaga (2009) realizó análisis bioestratigráficos de la Formación Cubagua. La correlación con las demás superficies estratigráficas fue alta, a excepción de la última superficie de inundación (MFS3), que no se diferenció entre los pozos 6 y 1.

En términos generales, se puede afirmar que la implementación de la CWT ha resultado ser un complemento valioso en el análisis estratigráfico secuencial en los pozos de este campo. La CWT permitió detectar patrones y eventos en el tiempo a diferentes escalas, lo que resulta útil para la división cuantitativa de las secuencias sedimentarias.

Estudio de ciclicidades.

Los resultados del análisis espectral del registro GR en el intervalo correspondiente a la Formación Thirtyone se presentan en la Tabla 2. En el análisis se identificaron tres periodos dominantes (ver Figura 8), los cuales se utilizaron para calcular las escalas de los eventos representativos. Se realizó un conteo de los eventos en estas escalas y se observó que cumplían con la relación teórica de Milankovitch (1:2:4.8). Con esta información, se calculó la tasa de sedimentación para cada ciclo utilizando la ecuación (7), obteniéndose un valor promedio de 156,48 m/Ma.

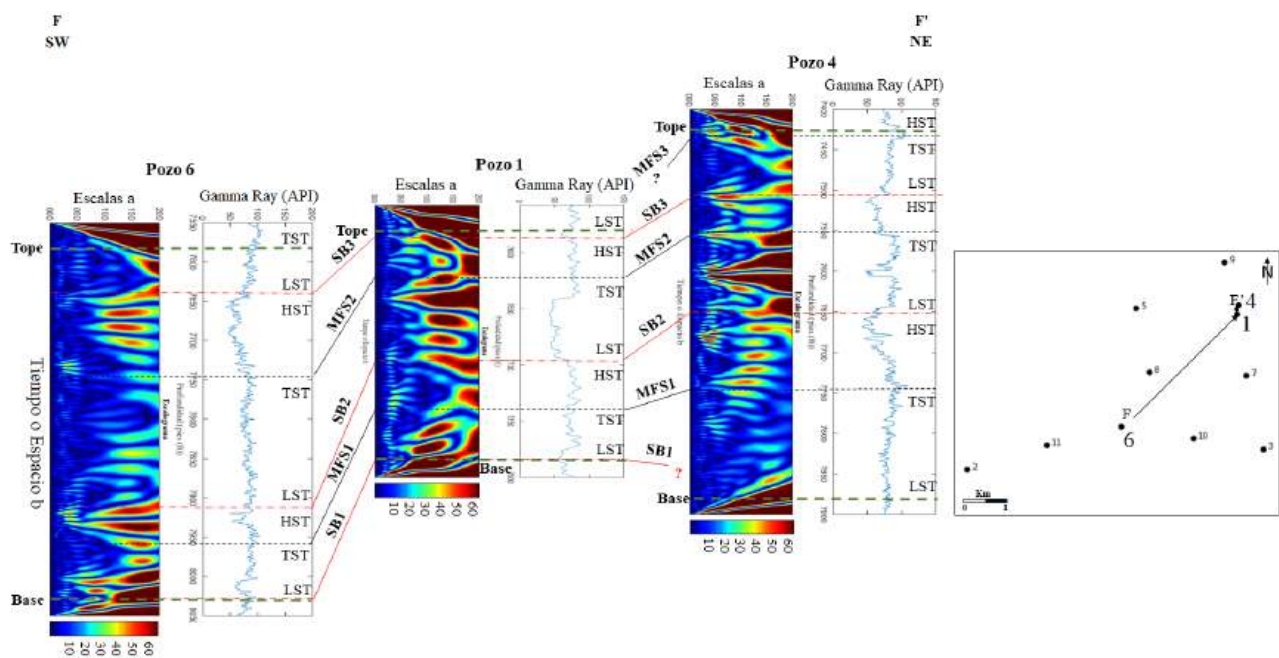


Figura 7. Posible correlación estratigráfica entre los pozos 6, 1 y 4, Campo Dragón. F-F': Perfil de la correlación entre pozos Campo Dragón.

Tabla 2. Resultados obtenidos del análisis de escalograma y periodograma, pozo 37.

Escala a (1/pies)	λ (m)	Relación	V (m/Ma)
93	14,91	1	149,12
41	6,50	2,01	158,58
20	3,24	4,61	161,74

a : escalas, λ : longitudes de onda correspondientes a los eventos representativos identificados en los escalogramas; relación entre las longitudes de onda; y V : velocidades de sedimentación obtenidas usando la ecuación (7).

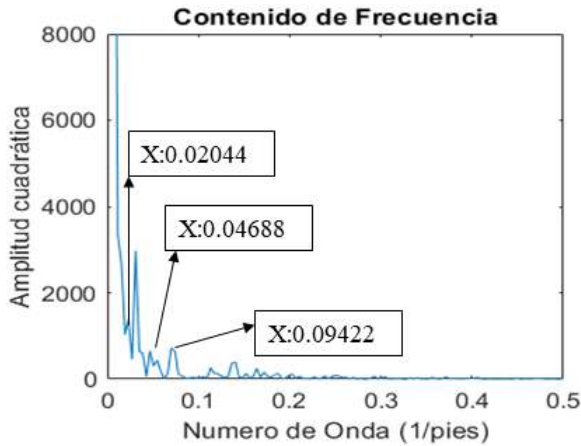


Figura 8. Periodograma del registro GR, pozo 37.

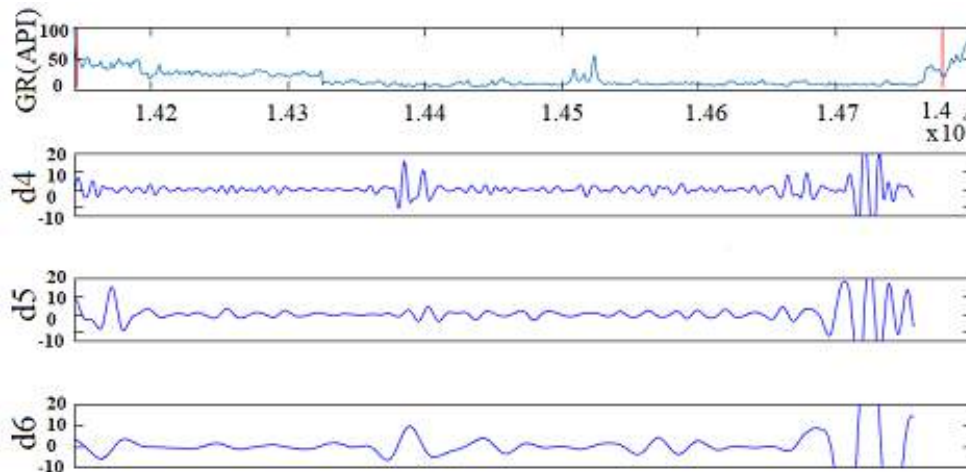


Figura 9. Análisis multirresolución del registro GR, pozo 37.

Los resultados del análisis de los pozos del Campo Dragón, presentados en la [Tabla 5](#), arrojaron resultados variados en cuanto a la correspondencia entre los valores calculados de la relación entre ciclos y los valores teóricos de Milankovitch (1:2:4,8). Mientras que en el pozo 6 se observó una buena concordancia con estos valores teóricos, en los pozos 1 y 4 solo se encontraron similitudes en cuanto a la influencia de los ciclos de precesión y oblicuidad en la sedimentación de la Formación Cubagua. Es posible, entonces, que en este

Además, se utilizó el Método 2 para analizar los mismos datos. En este caso, se tomó en consideración la escala computada y se calculó el logaritmo base 2 de la misma. Los resultados se presentan en la [Figura 9](#) y en la [Tabla 3](#); en esta última se observa una relación 1:2,1:4,8 entre los ciclos 72, 31 y 15. Con esta relación, se calculó una tasa de sedimentación promedio de 137,92 m/Ma (ver [Tabla 3](#)).

Tabla 3. Resultados del análisis multirresolución, Pozo 37.

Escala estimada a (1/pies)	V (m/Ma)
93	128,42
41	151,56
20	133,77

a : escalas, V : velocidades de sedimentación

Los análisis anteriores se hicieron para todos los pozos de los campos West Waha - Worsham Bayer y Dragón; los resultados se presentan en las [Tablas 4](#) y [5](#), respectivamente.

En todos los pozos del campo West Waha-Worsham Bayer, se observaron valores aproximados entre la relación de ciclos calculada, usando tanto la CWT como el análisis multirresolución del GR, y la relación teórica de ciclos de Milankovitch (1:2:4,8) (ver [Tabla 4](#)). Esto sugiere que las variaciones orbitales fueron un factor importante que controló la sedimentación de la Formación Thirtyone en los pozos de estudio. De este análisis se obtuvieron tasas de sedimentación de 172,71 m/Ma, con el Método 1, y de 155,96 m/Ma con el Método 2, para un valor promedio de 164,34 de m/Ma.

caso los ciclos de frecuencias más altas no se relacionen con las variaciones orbitales de Milankovitch sino con ciclicidades propias de la formación. Así, los ciclos periódicos identificados y el análisis estratigráfico secuencial realizado para esta Formación sugieren que los patrones verticales, identificados a mayor escala en los pozos estudiados, tienen relación con las variaciones climáticas controladas por Milankovitch y, a menor escala, los patrones no correlacionables entre pozos pueden tener un control autocíclico.

Se calculó la tasa de sedimentación para cada ciclo utilizando los métodos indicados, obteniéndose valores promedio de 169,78 m/Ma y 151,02 m/Ma, con el Método 1 y Método 2, respectivamente, (Ver Tabla 5). El valor promedio de ambos métodos para los pozos estudiados es de 160,40 m/Ma. Es importante mencionar que los cálculos realizados están sujetos a la calidad del escalograma, a la escala estimada y al conteo de eventos en esa escala. Los valores promedio de la tasa de sedimentación obtenidos

pueden ser un indicador representativo de los eventos sedimentarios más importantes en el intervalo de análisis de los pozos. Sin embargo, para obtener un valor más cercano al real, debe tenerse en cuenta las diferencias en las tasas de sedimentación en distintos ambientes y sistemas sedimentarios, ya que las tasas de sedimentación pueden variar significativamente entre un TST y un HST, así como entre un régimen carbonático y un régimen siliciclástico.

Tabla 4. Resultados del análisis multirresolución de los registros GR, pozos de los campos West Waha - Worsham Bayer.

Pozo	Método 1			Método 2		
	Escala (1/pie)	Relación	Tasa de sedimentación (m/Ma)	log ₂	Relación	Tasa de sedimentación (m/Ma)
29	101	4,68	162,91	6	1	141,51
	47	2,45	187,56	5	2,07	166,62
	22	1	162,90	4	4,43	159,77
	Promedio (m/Ma)		174,77	Promedio (m/Ma)		155,97
37	93	4,61	149,12	6	1	128,42
	41	2,01	158,58	5	2,1	151,56
	20	1	161,74	4	4,8	133,77
	Promedio (m/Ma)		156,48	Promedio (m/Ma)		137,92
46	113	4,43	182,29	6	1	160,67
	44	1,72	173,00	5	2,21	176,98
	26	1	205,33	4	4,36	184,37
	Promedio (m/Ma)		186,88	Promedio (m/Ma)		174,01

Tabla 5. Resultados del análisis multirresolución de los Registros GR, pozos del Campo Dragón.

Pozo	Método 1			Método 2		
	Escala (1/pie)	Relación	Tasa de sedimentación (m/Ma)	log ₂	Relación	Tasa de sedimentación (m/Ma)
1	139	1	156,05	7	1	127
	65	2,11	190,31	6	1,66	185,85
	46	3,08	No se cumple	5	4,33	146,53
	Promedio (m/Ma)		173,18	Promedio (m/Ma)		153,13
4	136	1	149,13	7	1	169,33
	67	1,96	178,33	6	2,08	154,87
	34	4,01	No se cumple	5	3,91	No se cumple
	Promedio (m/Ma)		163,73	Promedio (m/Ma)		162,10
6	157	1	172,93	7	1	127
	59	1,75	158,59	6	2,08	148,68
	34	4,65	185,78	5	4,16	No se cumple
	Promedio (m/Ma)		172,43	Promedio (m/Ma)		137,84

CONCLUSIONES

El análisis de registros de pozos usando la Transformada Ondícula, proporcionó información útil para la definición de secuencias estratigráficas y el estudio de ciclicidades en las Formaciones Thirtyone (campos West Waha - Worsham Bayer, EE. UU.) y Cubagua (Campo Dragón, Venezuela).

El uso de escalogramas permitió una mejor visualización y, por tanto, interpretación de las variaciones sutiles existentes en los registros de pozo, no detectables en la observación directa de los registros. Esto llevó a una división y correlación de las secuencias estratigráficas, con un acercamiento más cuantitativo, así como al reconocimiento de topes estratigráficos previamente establecidos en el área de estudio usando otro tipo de información (e.g. datos de núcleos y bioestratigrafía).

La utilización de la Transformada Ondícula, en conjunto con la Transformada Rápida de Fourier, permitió un análisis detallado de las ciclicidades presentes en los registros de pozo. Los resultados obtenidos mostraron una relación entre las periodicidades reconocidas y los ciclos de Milankovitch, lo que permitió calcular la tasa de sedimentación para cada ciclo y tener una mejor comprensión de la influencia del clima en la dinámica del medio. Las tasas de sedimentación promedio obtenidas para las Formaciones estudiadas en ambos campos (164,34 y 160,40 m/Ma para Thirtyone y Dragón, respectivamente) se pueden considerar un indicador representativo que debe afinarse usando información adicional (e.g. ambientes sedimentarios, datos de núcleos, etc.), no disponible en el presente estudio.

Es importante tener en cuenta que las respuestas de los escalogramas varían en función de la señal analizada. Por lo tanto, sería beneficioso combinar varios registros integrando, por ejemplo, registros de densidad y neutrón a los usados en este estudio, para interpretar las diferentes secuencias estratigráficas asociadas a límites de secuencias. Además, para confirmar la precisión de estos límites, se recomienda utilizar datos de núcleo si se dispone de esa información.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quisieran agradecer a J. Casas, C. Rodríguez y a un árbitro anónimo, por todos sus comentarios y sugerencias que contribuyeron a mejorar el manuscrito final.

REFERENCIAS

- ADDISON, P. (2005). Wavelet transforms and the ECG: a review. *Physiol Meas*, 26(5), R155-R199.
- ADEKUNLE, A. (2012). *Spectral decomposition techniques as hydrocarbon indicators a case study of West Waha and Worsham Bayer Field, West Texas*. [M.Sc. Thesis, University of Houston], USA. <https://uh-ir.tdl.org/bitstream/handle/10657/ETD-UH-2012-05-448/ADEKUNLE-.pdf?sequence=1>.
- ARRIAGA, M. (2009). *Estudio biostratigráfico con base en nanoplankton calcáreo de un pozo costa afuera al norte de la Península de Paria, Cuenca Carúpano, Venezuela*. [Trabajo Especial de Grado]. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- AVILÉS, M. (2013). *Modelado de facies sedimentarias en la Cuenca Delaware, oeste de Texas, mediante Simulación Gaussiana Truncada*. [Tesis de Maestría]. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- BARMASE, S., SAURAV D., & MUKHOPADHYAY, S. (2013). Wavelet Transform-Based Analysis of QRS complex in ECG Signals. arXiv:1311.6460v1 [cs.CE]. <https://arxiv.org/abs/1311.6460>.
- CASTRO, M., & MEDEROS, A. (1984). Estratigrafía de la cuenca de Carúpano (Cuaternario, Neógeno, paleógeno, Cretáceo y Jurásico). Informe Interno, Departamento de Geología, Grupo de Estudios Regionales, Lagoven, 52 pp.
- COCONI-MORALES, E., RONQUILLO-JARILLO, G., & CAMPOS-ENRIQUEZ, J. O. (2010). Multi-scale analysis of well-logging data in petrophysical and stratigraphic correlation. *Geofísica internacional*, 49(2), 55-67.
- DAUBECHIES, I. (1992). *Ten Lectures on Wavelets*. Philadelphia, PA: SIAM (Society for Applied and Industrial Mathematics) Books.
- HARUNA, K.A., OJO O.J., & ODUFISAN, W. (2014). Subsurface Mapping and Reservoir Evaluation of West Waha and Worsham-Bayer Field Area of Southeastern Delaware Basin, West Texas. *Pacific Journal of Science and Technology (PJST)*, Akamai University, U.S.A, 15(1), 360-374.
- KAISER, G. (1994). *A Friendly Guide to Wavelets*. Birkhauser, Boston, 300 pp.
- KERANS, C. (1990). Depositional systems and karst geology of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), subsurface West Texas. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 193, 63 p.
- KOSTERS, E. C., & FINLEY, R. J. (1989). Atlas of Major Texas Gas Reservoirs. Gas Research Institute.
- KYLE, J. (1990). Geological history and mineral resource development of the norther Trans-Pecos region, Texas and New Mexico. En J. R. Kyle, Industrial mineral resources of the Delaware Basin, Texas and New Mexico. Soc. Econ. Geol., Guidebook Series, Vol. 8, 84-96.

- MARTÍN-CHIVELET, J., PALMA, R. M., DOMINGO, L., & LÓPEZ-GÓMEZ, J. (2015). Cicloestratigrafía, Cambio Climático y la Escala de Tiempo Astronómico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(2), 136 p. <https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/306514>.
- MISITI, M., MISITI, Y., OPPENHEIM, G., & POGGI, J. (1997). Wavelet Toolbox for Use with MATLAB®: User's Guide Version 2. The MathWorks. Inc., Apple Hill Drive Natick, USA (pág. 36).
- MOTA, A. (2015). *Análisis de procedencia de los sedimentos correspondientes a los sistemas encadenados de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST), de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano del Alto de Patao, al Norte de Paria*. [Tesis de Maestría, Universidad Central de Venezuela]. Caracas, Venezuela. <http://hdl.handle.net/10872/18940>.
- QIAN, S. (2002). *Introduction to Time-Frequency and Wavelet Transforms*, Prentice-Hall.
- RUPPEL, S. C., & HOLTZ, M. H. (1994). Depositional and Diagenetic Facies patterns and reservoir development in Silurian and Devonian Rocks of the Permian Basin. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 216, 89 p.
- RUPPEL, S., & BARNABY, R. (2001). Contrasting styles of reservoir development in proximal and distal chert facies: Devonian Thirtyone Formation, Texas. *AAPG Bulletin*, 85(1), 7-33.
- SÁNCHEZ, F. (2011). *Análisis Multiescala de Registros de Pozo, Campo Lama; Venezuela*. [Trabajo de grado]. Universidad Simón Bolívar]. Caracas, Venezuela.
- SÁNCHEZ, F., ALDANA, M., & FALCÓN, R. (2017). Descomposición espectral de registros de pozo usando la Transformada Ondícula para análisis estratigráficos y de ciclicidades, Campo Lama, Venezuela. *Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia*, 40(1), 3-10.
- SUTHERLAND, D. A. (1994). Foundations, Applications, and Assessment of Wavelets [microform]. [Boulder, CO]: U.S. Dept. of Commerce, National Telecommunications and Information Administration, 63 p. <https://its.ntia.gov/umbraco/surface/download/publication?reportNumber=93-302.pdf>.
- VALENCIA, Y. & RAMIREZ, R. (2014). Interpretation of Tectonosequence in a Structural High Containing Gas Fields in the Carupano Basin, Offshore Northeastern Venezuela. International Gas Union Research Conference IGRCopenhagen, September 17-19, Copenhagen, Dinamarca, 7p. http://members.igu.org/old/IGU%20Events/igrc/igrc-2014/papers/wp4-2_valencia_ramirez.pdf.
- VASQUEZ, C., & OCHOA, W. (2014). An improved gas-reservoir delineation from seismic-derived impedance and density interpretation at Dragon field, Venezuela. *The Leading Edge*, 33(7), 698-824.
- YU, J., SUI, F., LI, Z., HUA, L. & WANG Y. (2008). Recognition of Milankovitch cycles in the stratigraphic record: application of the CWT and the FFT to well-log data. *Journal of China University of Mining and Technology*, 18(4), 594-598.

ESTUDIO GEOFÍSICO DE GPR PARA LA UBICACIÓN DE TUBERÍAS DE GAS Y AGUA

MANUEL ALONSO^{1,a}, NOEL CRASTO^{1,b}, FREDDY RONDÓN^{1,c}, MARÍA SAAVEDRA¹, SIREL COLÓN²

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geología de Terremotos, Caracas, Venezuela.

e-mail:^amanuelalonso2305@gmail.com; ^bnoelcrasto8@gmail.com; ^cfjrondon369@gmail.com

Recibido: marzo de 2021

Aprobado para publicación: mayo de 2021

RESUMEN

El presente trabajo se realizó en las inmediaciones del Hospital Dr. Domingo Luciani, ubicado en El Llanito, Estado Miranda, Venezuela. El objetivo general del estudio geofísico consistió en detectar la ubicación de las tuberías de agua y gas en un sector de 580 m². Para esto se utilizó la técnica del radar de penetración de suelos (GPR), el cual es un método geofísico no invasivo que utiliza señales electromagnéticas como fuente, con el fin de generar radargramas en los que se pueden detectar objetos enterrados, como tuberías. Durante la adquisición se realizaron 4 perfiles longitudinales y 5 transversales con antenas de 80 y 200 MHz. Como resultado, se pudo comprobar la presencia de una tubería de agua que coincide con las indicaciones de los operadores de Hidrocapital al Este del área de estudio. Además de esta, se pudo interpretar la presencia de otras dos posibles tuberías de gas o agua en el extremo Oeste y en la zona central del área de estudio. Finalmente, se pudieron delimitar las zonas con menor riesgo de impactar alguna tubería durante la perforación del pozo.

Palabras claves: Geofísica, electromagnéticos, radar de penetración de suelos, radargrama, GPR.

GEOPHYSICAL STUDY OF GPR FOR THE LOCATION OF WATER AND GAS PIPES

ABSTRACT

This work was made at the environs of the Dr. Domingo Luciani Hospital, located at El Llanito, Miranda State, Venezuela. The general objective of the geophysical study was to detect the location of water and gas pipes in an area of 580 m². For this research, the technique of ground penetrating radar (GPR) was used, which is a non-invasive geophysical method that uses electromagnetic signals as a source, in order to generate radargrams in which buried objects, such as pipelines, can be detected. During acquisition 4 longitudinal profiles and 5 transversal profiles were made with 80 and 200 MHz antennas. As a result, it was possible to verify the presence of a water pipeline that coincides with the indications of the Hidrocapital operators to the east of the study area. In addition to this, it was possible to interpret the existence of two other possible gas or water pipelines at the extreme west and at the central zone of the study area. Finally, it was possible to outline the areas with the lowest risk of impacting a pipe during the drilling of the well.

Keywords: Geophysics, electromagnetics, ground penetrating radar, radargram, GPR.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se realizó en las inmediaciones del Hospital Dr. Domingo Luciani por parte de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), para determinar la localización de tuberías de gas y agua que podrían estar ubicados en una parcela no pavimentada localizada al Este del edificio principal del hospital, cercana a la salida vehicular (Figura 1). Esta problemática surge de la necesidad de realizar la perforación de un pozo para la extracción de agua subterránea de un acuífero ya identificado por parte del Hospital. No obstante, la ausencia de planos de tuberías hace que el riesgo de perforar una tubería en el momento de la instalación del pozo sea muy, siendo la tubería de gas la mayor preocupación al momento de la perforación por posible explosión. En este sentido, los departamentos de Geofísica y Geología de Terremotos de FUNVISIS realizaron una adquisición de Geo-radar (GPR),

con la finalidad de determinar la ubicación de las tuberías adyacentes a la zona donde se encuentra el acuífero y así indicar las áreas propicias para la perforación de un pozo.

El radar de penetración de suelos (GPR por sus siglas en inglés *Ground Penetrating Radar*), fue el equipo geofísico utilizado para este trabajo, debido a que es un método no invasivo de rápida respuesta (Jol, 2009). Este emite señales electromagnéticas para generar radargramas en los que se pueden detectar objetos enterrados, como tuberías.

La eficiencia de esta técnica para la caracterización del subsuelo, ha sido demostrada en estudios como Pérez y Vilorio (2013) en la identificación de tuberías y contaminantes en las inmediaciones de la construcción de línea 5 del metro de Caracas, y Jalil et al. (2019), quienes evidencian la capacidad resolutoria de los registros electromagnéticos en tuberías de diferentes materiales.



Figura 1. Vista de la zona de estudio en las inmediaciones del hospital Dr. Domingo Luciani, (Google Earth 2019).

El objetivo general del estudio geofísico consistió en detectar la ubicación de las tuberías de agua y gas en un área de aproximadamente 580 m², ubicado en las inmediaciones del hospital con el fin de descartar su presencia en el sitio previsto para realizar una perforación para instalar un pozo de agua. El estudio permitió comprobar la presencia de diferentes tuberías, cuya localización permitió la identificación de las zonas más seguras para las futuras labores de perforación de un pozo.

FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS

El radar de penetración de suelos (GPR) emite una señal electromagnética a través del subsuelo a una velocidad dependiente de las propiedades eléctricas del suelo (Davis y Annan, 1989). Cuando el impulso electromagnético emitido por la antena emisora alcanza interfaces con diferencias en las constantes dieléctricas al medio que lo rodea se produce una fracción de la energía que posteriormente es detectado por una antena receptora (Galvis, 2011).

Los resultados son representados mediante perfiles distancia-tiempo o distancia-profundidad, en donde, de forma análoga a una sísmica de reflexión, se podrán identificar los elementos anómalos de interés.

La metodología empleada, consistió en una etapa previa a la adquisición de los datos, en donde se realizó la observación de las dimensiones del área de estudio mediante, observación directa y sistemas de información geográficos (SIG). Debido a la ausencia de planos o croquis del lugar de estudio, la inspección de campo fue

fundamental en la identificación de elementos de interés y el diseño de la adquisición.

Para la etapa de adquisición se utilizó un equipo GPR, con antenas RIS One & RIS Plus (Radares de Investigación de Suelos) de la marca IDS (Ingeniería Dei Sistemi). Se usaron antenas de 80 y 200 MHz para evaluar la respuesta ante diferentes escalas de resolución. Durante la adquisición se utilizó el software de K2FastWave v02.00.006 (IDS, 2009).

El diseño de la adquisición constó de 9 perfiles dispuestos en forma de mallado, 4 longitudinales y 5 transversales, con un espaciamiento de 5 m entre ellos y longitudes que varían desde 19 a 25 m. Adicionalmente, se realizaron 3 perfiles en zonas adyacentes, de manera de contar con puntos de control al momento de realizar las interpretaciones (Figura 2).

Luego de la etapa de adquisición, se procedió a la conversión y procesamiento de datos para la visualización de estos. Para incrementar la calidad de los radargramas se aplicó una secuencia de procesamiento basada en, corrección de tiempo, eliminación del ruido de fondo, filtros pasabanda y ganancia. Dichas operaciones se llevaron a cabo mediante el software GresWin2 (módulo de software de IDS) (IDS, 2003).

Es importante mencionar que, durante el procesamiento de los radargramas se realizó una conversión de tiempo doble (TWT) a profundidad, utilizando una velocidad de propagación de ondas electromagnéticas de 0,1 m/ns según las recomendaciones de Jol y Bristow (2003) para suelos arenosos húmedos.



Figura 2. Ubicación de los perfiles electromagnéticos elaborados. Las líneas blancas, verdes y amarillas corresponden a los perfiles electromagnéticos. El recuadro rojo representa la ubicación de la instalación de gas. La esfera azul claro indica la ubicación de la tanquilla de la tubería de Hidrocapital. El punto azul oscuro con contorno negro es la ubicación prevista para la perforación.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados presentados a continuación corresponden a los obtenidos con la antena de 200 MHz. Cabe destacar que se hicieron pruebas con la antena de 80 MHz los cuales no se muestran en este trabajo debido a que los radargramas adquiridos con la antena de 80 MHz no tenían buena resolución en las profundidades requeridas (0 - 4 m) por lo que tales resultados significaron un aporte irrelevante en la interpretación.

Los radargramas de los 5 perfiles transversales identificados como T1, T2, T3, T4 y T5 se observan en la [Figura 3](#). Estos presentan tres importantes respuestas delimitadas mediante cuadros de colores. En T1 (perfil más al sur) se puede observar una difracción ubicada en los primeros 2 m del perfil a una profundidad de 0,5 m aproximadamente (cuadro amarillo).

Esta difracción se pudo relacionar con otras difracciones observadas en los otros perfiles transversales, hasta llegar

a T5 (perfil más al norte), debido a la continuidad de esta respuesta en al menos 20 m. Por lo tanto, estas difracciones permitieron identificar la presencia de un elemento con geometría similar a una tubería, sin embargo, la ausencia de planos de las instalaciones de aguas y gas del hospital impiden definir el tipo de tubería.

A su vez, se pudo evidenciar un contraste electromagnético relevante a los 0,25 m de profundidad aproximadamente, ubicado entre los 10 y 12 m de los radargramas transversales (cuadro rojo). La continuidad observada en al menos 20 m podría sugerir la presencia de otra tubería, que al igual que la mencionada anteriormente no cuenta con documentación que sustente el tipo de fluido que transporta. Estos radargramas también presentaron respuestas relevantes a una distancia entre 18 y 19 m, y a una profundidad de 1 m aproximadamente (cuadro azul). La constante presencia de dichas difracciones coincide con la ubicación y dirección de la tubería matriz de aguas blancas indicada por operadores de Hidrocapital (comunicación personal).

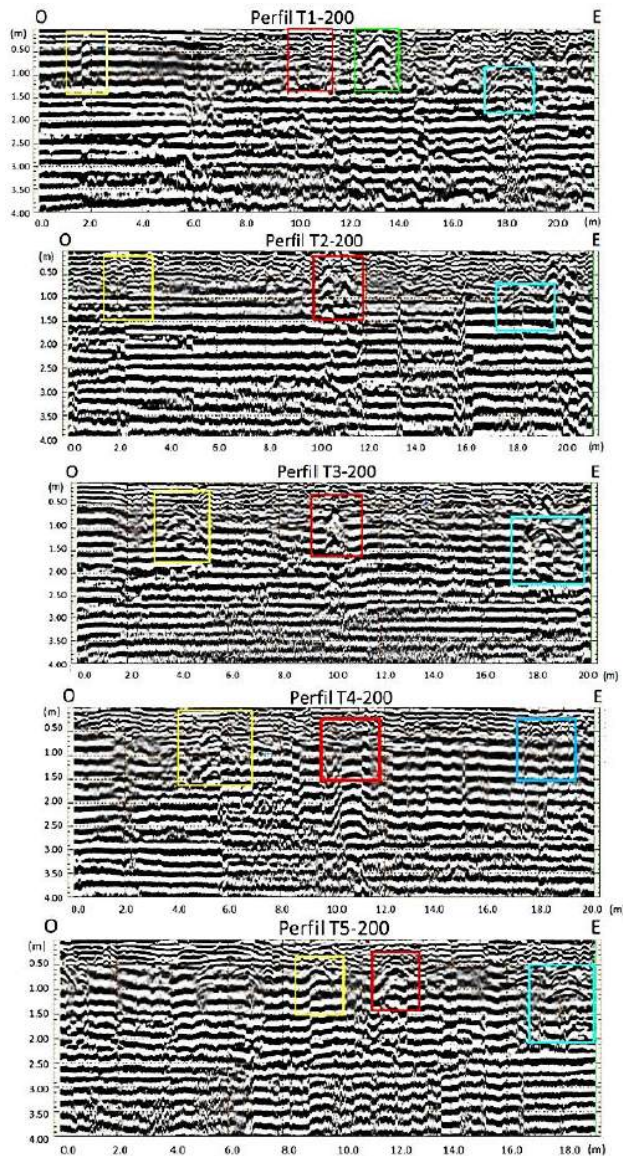


Figura 3. Radargramas correspondientes a los perfiles transversales adquiridos con la antena de 200 MHz, donde los cuadros amarillos, rojos y azules se relacionaron a la ubicación de tres tuberías interpretadas, mientras que el recuadro verde está relacionado a una base de concreto.

Por otro lado, la difracción observada en el perfil T1 a los 13 m de distancia (cuadro verde) presenta un considerable contraste de propiedades electromagnéticas, sin embargo, no presenta continuidad en los perfiles subsiguientes, por lo que es atribuido a la base de concreto de un antiguo poste.

Los radargramas de los 4 perfiles longitudinales identificados como L1, L2, L3 y L4 se observan en la [Figura 4](#). El perfil L1 presenta cuatro relevantes zonas de anomalías, relacionadas con una de las tuberías que se observaron en los radargramas transversales (cuadro amarillo), objetos aislados de características diferentes al medio (cuadros verdes) y raíces de plantas de gran tamaño (cuadro violeta).

De igual forma, el perfil L2 evidencia otras zonas con anomalías ubicadas a 5 y 13 m desde el punto de origen que son generadas por materiales de diferentes propiedades electromagnéticas. No obstante, la ausencia de evidencia en superficie y la escasa información de la zona, impiden establecer una interpretación más concreta en relación con el objeto responsable de las mencionadas anomalías.

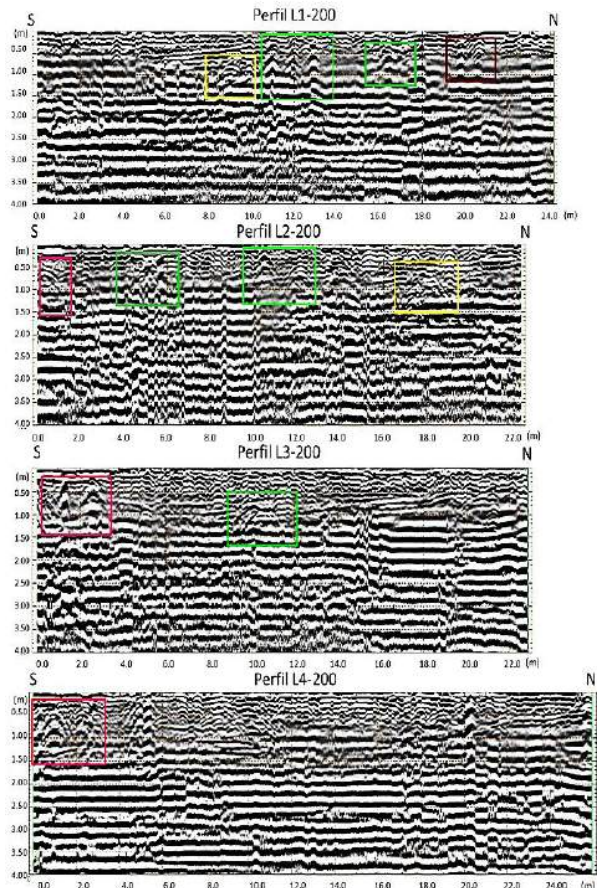


Figura 4. Radargramas correspondientes a los perfiles longitudinales adquiridos con la antena de 200 MHz, donde los cuadros amarillos corresponden con una tubería, mientras que los demás cuadros están relacionados con anomalías provenientes de una pared de concreto, objetos con distintas propiedades electromagnéticas y raíces de plantas de gran tamaño.

En L2 también se pudo apreciar una anomalía a los 18 m, que se relacionó con la continuidad de la tubería que se observó en L1 (cuadro amarillo). Por otra parte, en los perfiles L2, L3 y L4 coinciden ciertas anomalías (cuadros rosados) entre los 0 y 3 m de distancia desde su origen, las cuales están relacionadas a elementos estructurales, debido a la cercanía de los extremos iniciales de los perfiles con una pared de concreto identificada en la [Figura 2](#).

Las zonas difusas observadas a lo largo de los perfiles longitudinales y transversales entre profundidades de 0 y 1,5 m, corresponden a la humedad del suelo producto de las precipitaciones ocurridas en los días previos a la adquisición.

Por ende, se considera que esta condición del suelo fue un condicionante en cuando a la obtención de radargramas de mejor resolución, ya que la elevada conductividad del agua puede atenuar la respuesta relacionada con otros materiales conductivos, como las tuberías de metal. Aunado a esto, algunas difracciones observadas en los radargramas y que no fueron señaladas en la interpretación, fueron generadas al momento de la adquisición por las malas condiciones del terreno.

En la **Figura 5** se tiene una vista de planta en la que se ubicó la distribución de las tuberías y posición tentativa para la perforación del pozo. La línea azul representa una

tubería de agua de Hidrocapital mientras que las líneas roja y amarilla representan las tuberías interpretadas a partir de la continuidad de las anomalías.

Se observa que el punto establecido inicialmente por las personas interesadas en realizar la perforación (punto azul) se ubica sobre una de las tuberías interpretadas, por lo que este debió ser trasladada hacia otra zona de menor riesgo, específicamente, al sector noreste. La zona identificada con el cuadro azul representa el área que se recomienda para hacer la perforación del pozo, ya que en este lugar no se observaron difracciones relacionadas a objetos o tuberías en los primeros 4 m de profundidad.

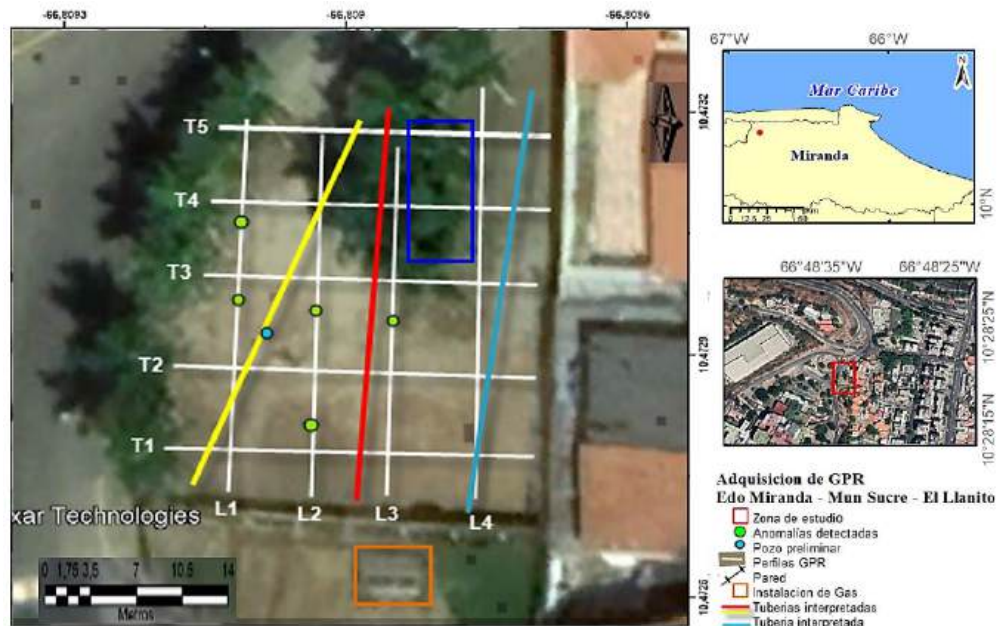


Figura 5. Mapa de ubicación de las anomalías y tuberías de agua y gas interpretada, las tuberías amarilla y roja podrían ser asociadas a Gas o Agua debido a que el método no permite determinar la naturaleza de estas, la tubería azul interpretada es asociada a la tubería de agua del servicio de Hidrocapital ya que coincide con la trayectoria de la tubería que va desde la tanquilla al centro de distribución ubicado detrás a la derecha de la instalación de gas. El rectángulo azul indica la zona recomendada para realizar la perforación del pozo.

La distribución de las tuberías también puede ser observado de forma tridimensional (**Figura 6**) de manera que facilita la posible geometría y localización de los elementos detectados.

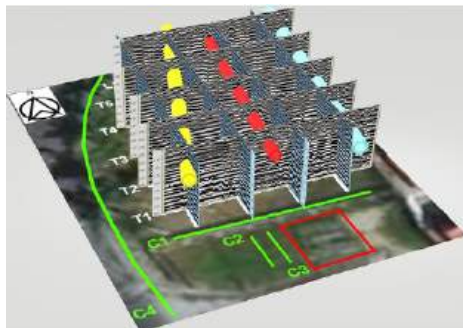


Figura 6. Vista tridimensional de la disposición de los radargramas y las tuberías interpretadas. El cuadro rojo representa la ubicación de las instalaciones de gas. C1, C2, C3, C4 corresponden a perfiles de control.

CONCLUSIONES

Se identificó la tubería principal de aguas blancas la cual coincide con la ubicación de una tanquilla con una toma de agua de Hidrocapital.

La continuidad de las difracciones en los perfiles transversales permitió detectar 3 posibles tuberías que atraviesan la zona de estudio, sin embargo, no se cuenta con la información relacionada a los sistemas de tuberías de las instalaciones para definir su tipo.

Se detectaron posibles elementos estructurales asociados a la pared ubicada adyacente al extremo norte de los perfiles longitudinales, los cuales presentan una reducida extensión lateral y se ubican entre 0,5 y 1 m de profundidad.

Se pudo identificar la presencia de una posible tubería bajo la ubicación inicial designada por la parte interesada en el estudio para la perforación del pozo, de manera que el equipo que el equipo de trabajo recomendó la reubicación

del pozo al sector noreste debido a la ausencia de elementos estructurales de importancia en los primeros 4 m de profundidad.

La elevada humedad provocada por las precipitaciones en los días previos a la adquisición impidió obtener imágenes de mejor resolución debido a la naturaleza conductiva del agua. Por lo tanto, se recomienda hacer adquisiciones en terrenos poco húmedos o en temporadas de sequía.

RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar una recopilación de mapas, planos y croquis presentes en la zona de estudio, con la finalidad de incrementar la precisión de la interpretación. Asimismo, es importante plantear estudios integrados con otros métodos geofísicos que permitan sustentar una interpretación bajo distintos enfoques.

REFERENCIAS

- DAVIS, J. & ANNAN, J. (1989). Ground Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37(5), 531-551.
- GALVIS, R. (2011). *La Técnica GPR como herramienta en la detección de tuberías y filtraciones*. Caracas: TRX Consulting.
- IDS (INGEGNERIA DEL SISTEMI) (2003). The GresWin 2 Software Module. Pisa: s. n.
- IDS (INGEGNERIA DEI SISTEMI) (2009). SOFTWARE K2_FW Acquisizione dati. Pisa: s.n.
- JALIL, M, SAHRIMAN, N, GHAZALI, R, IBERAHIM, M, RASAM, A, & RAZALI, M. (2019). Ground Penetrating Radar for Detecting Underground Pipe Buried in Different Type Materials. In: *IEEE 10th Control and System Graduate Research Colloquium (ICSGRC)*, Shah Alam, Malaysia, 156-161.
- JOL, H. (2009). *Ground Penetrating Radar: Theory and applications*, (first edition). Elsevier Sciences, Amsterdam, The Netherlands.
- JOL, H., & BRISTOW, C. (2003). GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Bristow, C. & Jol, H. (eds), *Ground penetrating radar in sediments*. Geological Society, Londres, Special Publications, Vol. 211, 9-27.
- PÉREZ, M & VILORIA, A. (2013). *Caracterización del subsuelo en el tramo de las estaciones Bello Monte – Las Mercedes y la estación Bello Campo de la línea cinco del metro de Caracas, aplicando GPR y métodos geológicos*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas - Venezuela.

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y FLEXURAL DE LA PROVINCIA DE THARSIS, REGIÓN ECUATORIAL DE MARTE

NICOLE OLIVEIRA^{1,a}, MARIANO ARNAIZ²

^{1,2}Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.
e-mail: anko2gym@gmail.com

Recibido: Abril de 2021

Aprobado para publicación: junio de 2021

RESUMEN

Se analizó la flexión litosférica bajo la carga de las estructuras volcánicas dispuestas en la región de Tharsis, partiendo de la elaboración de una serie de mapas gravimétricos que permitieron posteriormente plantear diversos modelos geológicos de la estructura cortical debajo de los mega-escudos volcánicos allí presentes. Se estudió el grado de compensación isostática para cada una de las cargas mediante el cálculo de sus anomalías isostáticas, determinando que el sistema de compensación en la región no puede ser explicado por medio de mecanismos de isostasia local. Mediante la aplicación de la teoría de flexión elástica se propusieron modelos flexurales, suponiendo un comportamiento mecánico anisotrópico de la litósfera, para obtener las variaciones del espesor elástico efectivo a lo largo de los perfiles sugeridos. El espesor elástico promedio estimado sobre la orientación preferencial de las estructuras se obtuvo con un valor de 127 km, concluyendo que las mismas se formaron sobre una litósfera considerablemente rígida. A partir de estos resultados se determinó que, en su estado estático actual, la resistencia mecánica de la placa decrece de Norte a Sur. Se interpretó una zona de anisotropía mecánica en la región al Sureste de Tharsis, manifestándose principalmente por los procesos reológicos que intervinieron en el pasado más que por la magnitud de las cargas presentes. Desde un punto de vista isostático, esta área con el mayor grado de anisotropía podría ser representativa de la actividad volcánica más reciente dentro de la historia evolutiva de la provincia.

Palabras claves: Flexión litosférica, isostasia, litósfera, espesor elástico, Tharsis.

GRAVIMETRIC AND FLEXURAL ANALYSIS OF THE THARSIS PROVINCE, EQUATORIAL REGION OF MARS

ABSTRACT

The lithospheric flexure under the load of the volcanic structures located in the Tharsis region was analyzed, departing from the elaboration of a set of gravimetric maps which subsequently allowed to propose several geological models of the crustal structure beneath the mega-shield volcanoes present there. The isostatic compensation degree for each of the loads was studied according to their isostatic anomalies, determining that the compensation system in the region can't be explained by means of local isostasy mechanisms. Through the application of the elastic flexure theory flexural models were proposed, supposing an anisotropic mechanical behavior of the lithosphere, to obtain the variations of the effective elastic thickness along the suggested profiles. The mean elastic thickness estimated over the preferential orientation of the structures was obtained with a value of 127 km, concluding that they were formed on a considerably rigid lithosphere. From these results, it was determined that, in its current static state, the mechanical strength of the plate decreases from North to South. A mechanical anisotropy zone was interpreted in the Southeastern region of Tharsis, and was manifested mainly due to the rheological processes that intervened in the past rather than due to the magnitude of the present loads. From an isostatic standpoint, this area with the highest degree of anisotropy, could be representative of the most recent volcanic activity within the evolutionary history of the province.

Keywords: Lithospheric flexure, isostasy, lithosphere, elastic thickness, Tharsis.

INTRODUCCIÓN

La flexión litosférica es una consecuencia directa de la tectónica de placas que permite explicar el ajuste de la corteza y el manto superior ante la presencia de cargas geológicas expuestas sobre la superficie. De esta manera, el modelo de flexión elástica nace para describir el comportamiento mecánico de la litósfera a partir de la depresión flexural que se observa a los lados de la carga topográfica en respuesta a su compensación (Vening-Meinesz, 1939). El espesor elástico efectivo (T_e) como propiedad mecánica de la litósfera

y directamente asociado a su rigidez flexural, presenta múltiples restricciones al momento de ser estimado, ya que depende de ciertos parámetros y consideraciones que varían de acuerdo al modelo de flexión y la situación geodinámica que se pretende estudiar (Burov y Diament, 1995; Watts, 2001; McGovern et al., 2002; Andrews-Hanna et al., 2008; Beuthe, et al., 2012; Thor, 2016).

La teoría de flexión elástica supone que todos los sistemas de esfuerzos externos al flexural (esfuerzo vertical) son inexistentes (Watts, 2001). Sin embargo, la Tierra al ser un planeta tectónicamente activo siempre va a estar afectada

por dos o más esfuerzos actuantes sobre la placa, por lo que, una forma de comprobar el modelo teórico de flexión elástica es aplicarlo en un lugar en el cual la tectónica sea inactiva y, por lo tanto, no se requiera tomar en consideración otros sistemas de esfuerzo además del principal. La provincia de Tharsis, en la región ecuatorial de Marte, es particularmente apta para realizar este estudio, dada la disposición geográfica lineal de inmensos escudos volcánicos que representan cargas significativas sobre un medio con posibles propiedades mecánicas anisotrópicas (Beuthe et al., 2012; Thor, 2016) y en aparente estado de compensación isostática

(Smith et al., 1980; Comer et al., 1985).

Ante el amplio margen de valores de espesor elástico estimados para la provincia de Tharsis (Tabla 1), se propone analizar la flexión litosférica bajo la carga de las estructuras volcánicas de dicha región, aplicando los conceptos de la teoría de flexión elástica independiente del tiempo. Con ello, se espera contribuir hacia una interpretación menos ambigua y más concluyente acerca del comportamiento mecánico de la litósfera marciana, lo que representaría un aporte posterior para la comprensión de la evolución geodinámica de la provincia volcánica.

Tabla 1. Compilación de espesores elásticos que han sido estimados para la región de Tharsis.

Espesor elástico efectivo (km)			Autores	Método/s empleado/s
Ascraeus	Pavonis	Arsia		
22±14	26±16	18	Comer et al. (1985)	Espacial/Tectónico
	70		Zuber et al. (2000) ^(a)	Espectral
	81		McKenzie et al. (2002) ^(a)	Espectral
2 – 80	< 100	> 20	McGovern et al. (2004)	Espectral
105 ± 40	> 50	< 30	Belleguic et al.(2005) ^(b)	Espectral
> 50	> 50	< 35		
	29 – 40		Jellinek et al. (2008)	Magnético
	> 100		Williams et al. (2008) ^(a)	Espectral
	100		Andrews-Hanna et al. (2008)	Estructural
116	113	72	Grott y Breuer (2010)	Termal/Reológico
20 – 60	—	≤ 10	Beuthe et al. (2012) ^(c)	Espectral
	> 150		Audet (2014) ^(a)	Espectral
30	30	40	Thor (2016)	Estadístico/Espectral

(a) Espesor elástico estimado para los tres volcanes de Tharsis más Olympus Mons.

(b) Superior: Estimaciones según el modelo sin cargas enterradas.

Inferior: Estimaciones según el modelo con cargas enterradas.

(c) Superior: Estimaciones según el top/bottom model.

Inferior: Estimaciones según el top/top model

MARCO GEOLÓGICO

La provincia volcánica de Tharsis es considerada un abultamiento topográfico que se sitúa sobre el hemisferio occidental de Marte y cubre casi un 20% de su superficie (Wieczorek, 2007; Barlow, 2008). Una línea de tres grandes volcanes de escudo con orientación preferencial N40°E: Ascraeus, Pavonis y Arsia, conforman los llamados montes de Tharsis, cuya separación es de aproximadamente 700 km entre sí (Figura 1a; Carr, 2006).

De manera general, la región de Tharsis se encuentra rodeada por distintos tipos de características estructurales sobre su superficie como testimonio de actividad sísmica y fallamiento frágil de la corteza (Figura 1b), lo que sugiere que el origen y desarrollo de estos volcanes pudo haber controlado la mayor parte del tectonismo extensivo y compresivo que habría tenido lugar a lo largo de la historia marciana (Carr, 2006; Chapman, 2007).

Los volcanes de escudo basáltico se identifican típicamente por sus suaves pendientes promedio por debajo de ~10° (Poppe, 2012). De acuerdo con Keddie y Head, (1994) su evolución se puede resumir en tres etapas principalmente:

1. la llegada del penacho mantelar que provoca el levantamiento de la topografía;
2. la construcción del edificio volcánico con la acumulación de flujos; y
3. el cese de la actividad volcánica y enfriamiento de la cámara de magma (Figura 2).

En Marte, siendo la gravedad de la superficie apenas un 38% de la terrestre, y debido a la presencia de una sola placa litosférica inmóvil, las construcciones volcánicas suelen ser más altas debido a la acumulación de flujos de lava sobre la misma área durante largos períodos de tiempo (Werner, 2009).

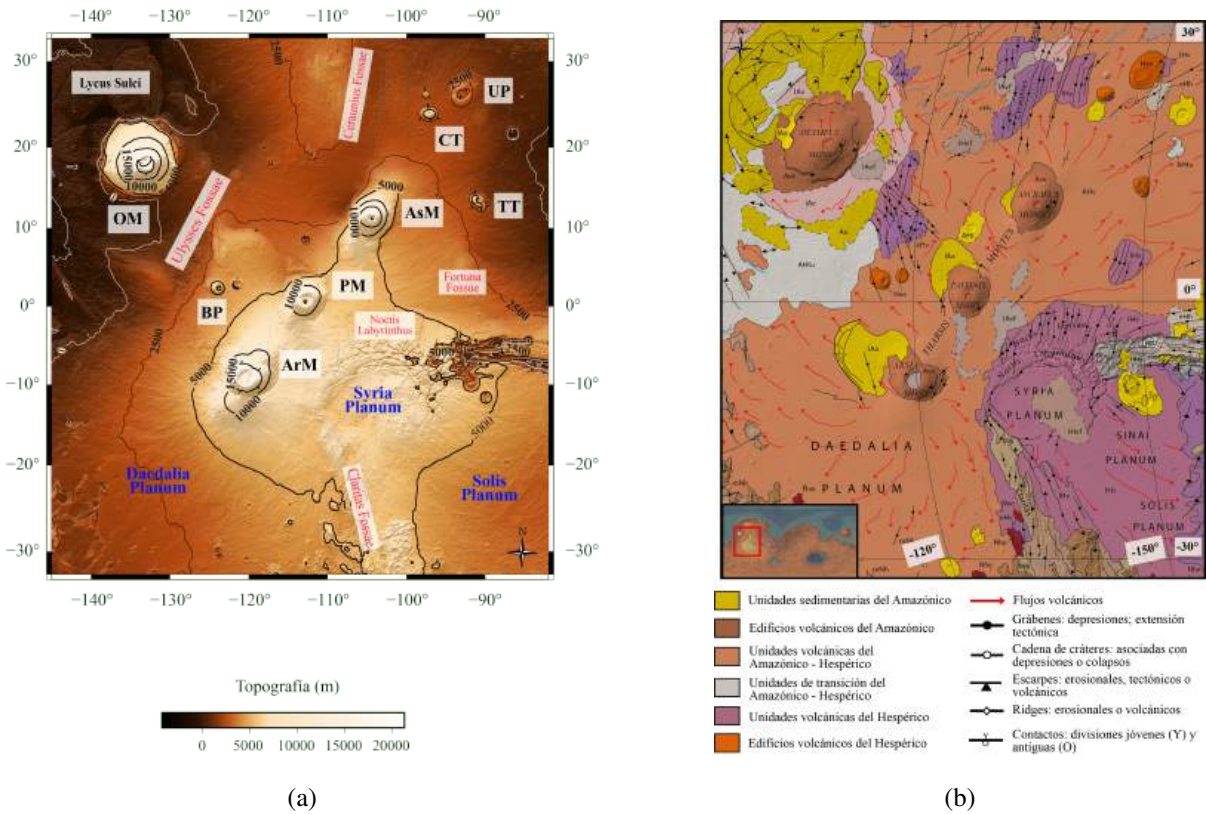


Figura 1. (a) Mapa topográfico con localización de las estructuras representativas de la provincia de Tharsis. Las abreviaciones representan los diferentes tipos de volcanes en escudo, entre ellos, los más grandes: OM, Olympus Mons (21 km); AsM, Asraeus Mons (18 km); PM, Pavonis Mons (14 km); ArM, Arsia Mons (17 km). Los más pequeños: CT, Ceraunius Tholus; TT, Tharsis Tholus. Y aquellos con una pendiente más baja: BP, Biblis Patera; UP, Ulysses Patera. En azul se presentan las mesetas volcánicas y en rojo las agrupaciones de grábenes, depresiones o sistemas de fracturas. (b) Mapa geológico y estructural de la provincia volcánica tomado y modificado de Tanaka et al. (2014), identificado con las unidades cronológicas de los diferentes períodos geológicos del planeta (Noachiense: 4,5 - 3,7 Ga, Hespérico: 3,7 - 3,15 Ga y Amazónico: 3,15 - presente).

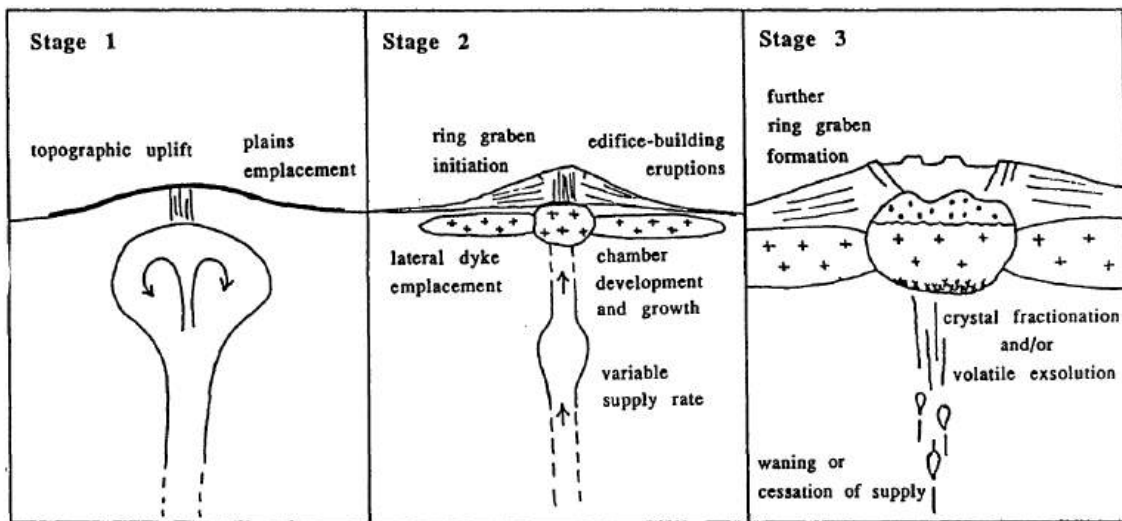


Figura 2. Diagrama interpretativo de las etapas evolutivas principales de los volcanes de escudo, basado en la evolución del volcán Sapas Mons de la región ecuatorial de Venus (modificado de Keddie y Head, 1994). La primera etapa se caracteriza por la erupción de voluminosas llanuras de lavas. En la segunda etapa ocurre la formación y el crecimiento de la cámara magmática, así como el emplazamiento de diques laterales. Finalmente, con el cese de la actividad magmática, se desarrolla un sistema de grábenes circunferenciales alrededor del domo pudiendo provocar un colapso de la caldera.

Evolución de la provincia de Tharsis

A diferencia de la Tierra, Marte no desarrolló una tectónica de la corteza dividida en placas debido a la rápida caída del flujo calórico en su interior que condujo al planeta a mantenerse dinámicamente activo solo durante las primeras etapas de su historia (los primeros 500 - 800 Ma; [Smith et al., 1999](#); [Zuber, 2001](#); [Forget et al., 2006](#)). En este sentido, diversas investigaciones han demostrado que el régimen de convección mantelar de "tapa estancada" (stagnant-lid convection; [Stern et al., 2018](#)) domina hoy el planeta, habiendo permanecido en ese estado desde hace aproximadamente 3,7 - 4 Ga ([Davaille y Limare, 2007](#); [Zhang y O'Neill, 2015](#)).

Las edades basadas en el recuento de cráteres sugieren una actividad de larga duración para las estructuras volcánicas de la región de Tharsis originadas posiblemente a finales del período Noachiense Medio (~3,8 Ga atrás), con algunos flujos de lava quizá tan recientes como hasta 40 Ma ([Hartmann et al., 1999](#)). Algunos autores indican que la mayor parte de la provincia se formó como una construcción volcánica de flujos individuales que fueron acumulándose, con contribuciones de magmatismo extrusivo e intrusivo ([Solomon y Head, 1982](#); [Banerdt y Golombek, 2000](#)). La otra hipótesis radica en la presencia de una o más plumas mantelares de posible origen endogénico o exogénico (i.e., pluma mantelar inducida por un mega-impacto;

[Reese et al., 2004](#)), actuando como fuente de calor para el posible levantamiento topográfico de las estructuras y posterior desarrollo de un volcanismo extensivo ([Redmond y King, 2004](#); [Steinberger et al., 2010](#)).

Con respecto a las propiedades intrínsecas de su corteza basáltica, en estudios anteriores, se reportaron espesores promedio para toda la corteza marciana con valores entre 35 - 62 km ([Neumann et al., 2004](#); [Genova et al., 2016](#); [Goossens et al., 2017](#)). [Zuber et al. \(2000\)](#), y [Neumann et al. \(2004\)](#) propusieron modelos de espesor cortical suponiendo una densidad uniforme para la corteza y el manto de 2,9 g/cm³ y 3,5 g/cm³ respectivamente, así como un espesor cortical promedio de 45 km requerido para el cómputo del relieve de Moho. Particularmente, la región de Tharsis en estos modelos sobresalió con un valor local máximo de espesor cortical de 100 - 110 km en las adyacencias del escudo de Arsia Mons. Más adelante, [Goossens et al. \(2017\)](#) calcularon diferentes modelos de espesor cortical para Marte ([Figura 3](#)), determinando la posible existencia de grandes variaciones laterales en la densidad de la corteza marciana, debido a la evidencia de estimaciones más altas de esta propiedad sobre los complejos volcánicos (2,9 g/cm³). Extrapolando a la provincia de Tharsis para el área de la ventana seleccionada en este estudio, se determinó un espesor cortical promedio de ~58 km y una profundidad de Moho promedio de ~49 km.

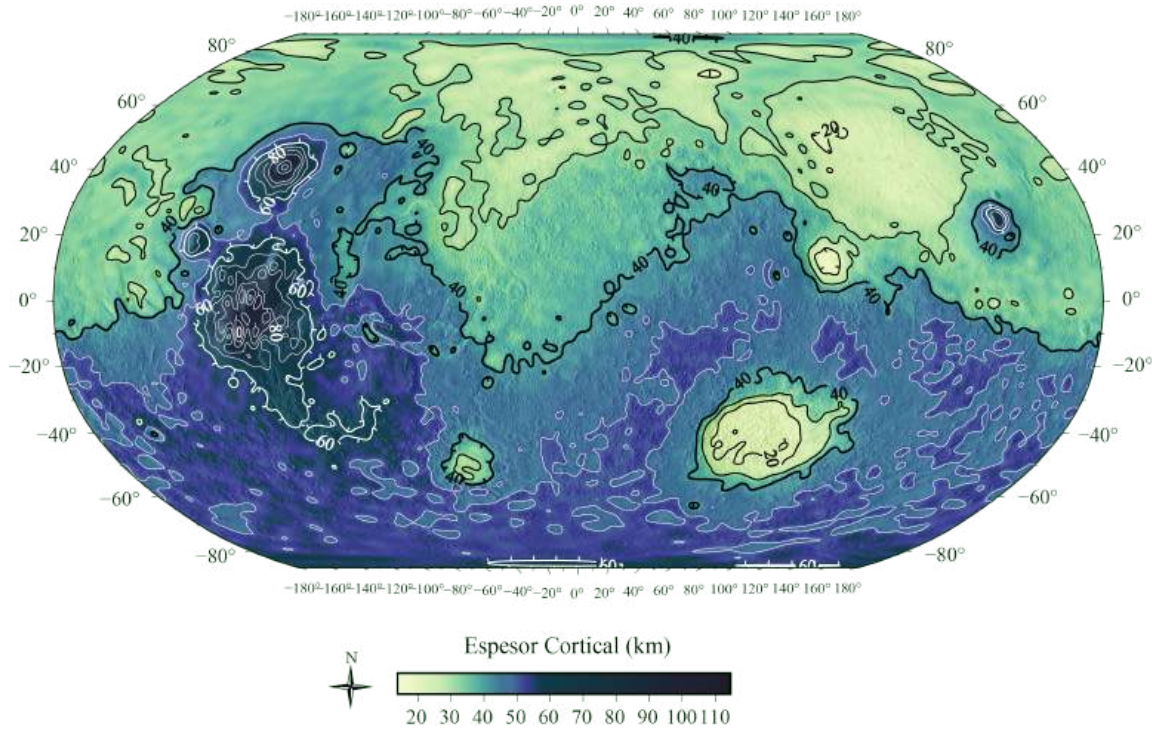


Figura 3. Representación de uno de los modelos de espesor cortical calculados por [Goossens et al. \(2017\)](#) para su valor promedio calculado de la densidad de toda la corteza marciana (2,58 g/cm³) tomando en consideración una densidad de 2,9 g/cm³ en los complejos volcánicos.

MARCO METODOLÓGICO

A partir del modelo topográfico de alta resolución para Marte, conocido como el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA; Smith et al., 2001), en conjunto con un modelo de aceleraciones de gravedad (MGM2011; Hirt et al., 2012), se obtuvieron los datos con los que se llevaron a cabo las diferentes etapas de esta investigación (Figura 4). El MGM2011 funciona como un modelo del campo de gravedad de alta resolución (0,05°; ~3 km; 3 arc-min) del planeta, ya que fue el resultado de la integración de tres componentes: (1) un campo gravitatorio de referencia (MGRS); (2) un modelo satelital de armónicos esféricos que permitió resolver las características de longitud de onda larga (MRO110B2); y (3) un modelo de funcionales calculadas a partir de la topografía residual para estimar el campo de gravedad de longitud de onda corta (MRTM85).

Etapas de interpretación gravimétrica-estructural

Esta etapa estuvo destinada a la propuesta de cuatro modelos geológicos acerca de la estructura cortical de los tres volcanes de escudo de la provincia de Tharsis. Se partió del cálculo de las anomalías de aire libre de la misma forma en que se suelen calcular para el caso de la Tierra, pero alterando los parámetros del elipsoide (extraídos de Ardan et al., 2010) y tomando en consideración la

corrección por efecto indirecto, además de la corrección de aire libre de segundo orden (Heiskanen y Moritz, 1969; Hinze et al., 2005). Para la obtención de la anomalía de Bouguer total se tomó en consideración una densidad de 2,9 g/cm³ referida como un valor estándar para la corteza de las provincias volcánicas en Marte (Zuber et al., 2000; Neumann et al., 2004; Genova et al., 2016; Goossens et al., 2017).

Se procedió a estudiar entonces el espectro de potencias de la anomalía de Bouguer promediado radialmente, logrando identificar un total de cinco tendencias principales, cuyas pendientes se utilizaron para estimar las diferentes profundidades de la fuente gravimétrica (Figura 5). A pesar de haber determinado la presencia de dos fuentes más profundas, la interpretación gravimétrica para la elaboración de los modelos geológicos no estuvo focalizada más allá de la profundidad de la interfaz corteza - manto, por lo que las tres primeras estimaciones de longitud de onda corta fueron de mayor importancia en esta etapa. Entre las fuentes relacionadas con el basamento, destacó en el espectro el depocentro de la cuenca flexural más pronunciada de todas las estructuras volcánicas, ubicada al este de Arsia Mons; adicionalmente, resaltaron las profundidades de las cuencas más someras y posiblemente también las de algunos cuerpos intrusivos cercanos al basamento.

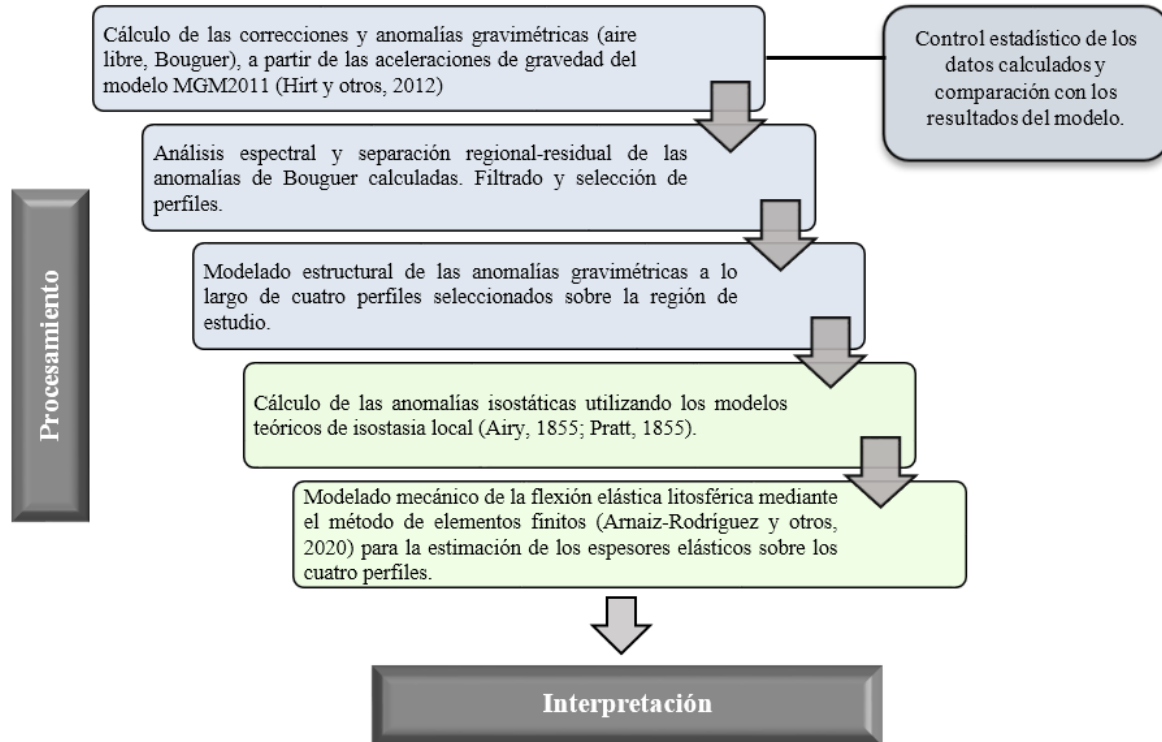


Figura 4. Diagrama general de la metodología de trabajo empleada, abarcando las etapas requeridas para el procesamiento de los datos. Aquellas sombreadas en azul representan la fase de interpretación gravimétrica - estructural y las sombreadas en verde la etapa de interpretación isostática - flexural.

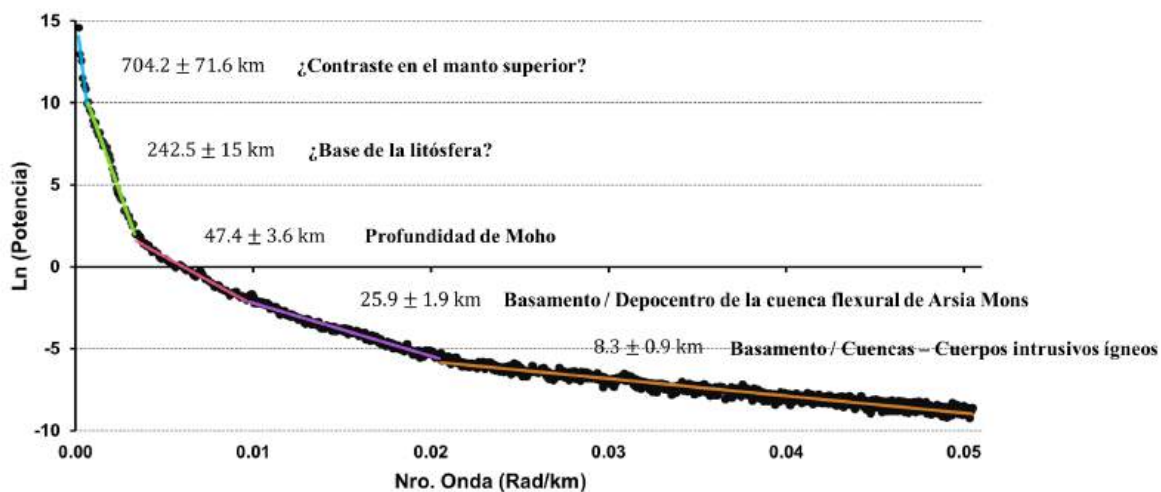


Figura 5. Espectro de potencias promediado radialmente que muestra las profundidades de la fuente gravimétrica estimadas a partir de las tendencias de la curva. Se cortó la cola de ruido del gráfico (valores superiores a 0,05 rad/km) para una mejor visualización de las pendientes. Las componentes de longitud de onda más larga (bajas frecuencias) son representativas de las fuentes más profundas, posiblemente ubicadas a niveles del manto litosférico. La discontinuidad de Moho se ha asociado a la longitud de onda intermedia, llegando a presentar un valor máximo en promedio de 51 km para la provincia de Tharsis. Las fuentes más someras estimadas a partir de las longitudes de onda más cortas fueron relacionadas con contrastes del basamento.

Para continuar con la selección de los perfiles, se procedió a aplicar un filtro de continuación analítica hacia arriba (CAHA) para suprimir todas las longitudes de onda excepto la más larga y de esta manera poder obtener una adecuada separación regional - residual de las anomalías de Bouguer. La altura óptima resultante fue de 50 km, la cual fue seleccionada mediante el cálculo de correlaciones cruzadas entre las anomalías adquiridas a diferentes alturas siguiendo las metodologías de Zeng et al. (2007); (Figura 6). Una vez obtenidas las anomalías regionales y residuales se seleccionaron cuatro perfiles para la elaboración de los modelos geológicos - estructurales mediante el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj, tomando en consideración los siguientes contrastes de densidades:

1. corteza vs. manto ($0,5 \text{ g/cm}^3$);
2. corteza vs. sedimentos volcánicos ($0,15 - 0,2 \text{ g/cm}^3$);
3. corteza vs. cuerpos intrusivos ígneos ($0,15 - 0,3 \text{ g/cm}^3$);
4. sedimentos vs. cuerpos intrusivos ígneos ($0,35 - 0,4 \text{ g/cm}^3$).

Debido a la inexistencia de pozos y la escasa información sobre eventos sísmológicos en Marte para el momento en que se realizó esta investigación, se trató de controlar la discontinuidad corteza - manto en los modelos trazando los mismos perfiles propuestos sobre el mapa de relieve de Moho calculado por la NASA (datos publicados y proporcionados directamente por S. Goossens, com. pers.). Nos aseguramos de que en cada modelo las profundidades promedio de Moho representarían al menos un 80% de la profundidad promedio obtenida para cada perfil según los datos suministrados.

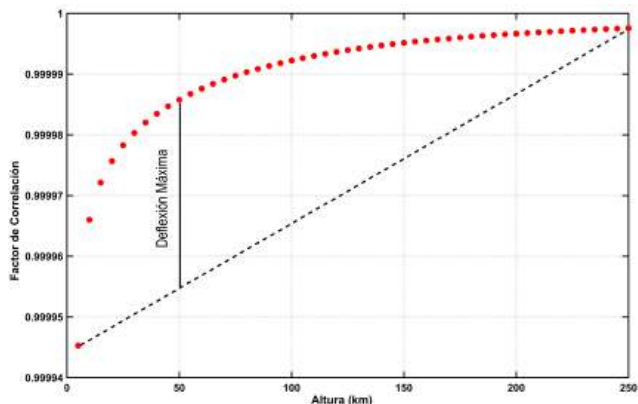


Figura 6. Determinación de la altura óptima para la separación regional - residual. La metodología de Zeng et al. (2007) aplicada se basó en el cálculo de una serie de correlaciones cruzadas entre las continuaciones analíticas a dos alturas sucesivas. La altura promedio de la deflexión máxima de los factores de correlación correspondió a la altura óptima para la separación regional - residual (50 km).

Etapa de interpretación isostática - flexural

Esta etapa estuvo enfocada principalmente en la elaboración de los modelos flexurales de manera que fuesen capaces de dar una explicación desde el punto de vista mecánico a las configuraciones geológicas que fueron propuestas en la etapa anterior para cada uno de los escudos volcánicos. Sin embargo, antes fue necesario evaluar localmente la situación isostática de estas estructuras para tener una idea sobre el

estado de compensación de las mismas, de acuerdo con los modelos de isostasia local de [Airy \(1855\)](#) y [Pratt \(1855\)](#).

Para el caso de la isostasia de Airy, las raíces fueron calculadas según [Fowler \(2005\)](#) para diferentes densidades de la corteza (2,9 - 3 - 3,15 g/cm³), determinando que mientras más alto era este valor, la raíz resultaba más pronunciada y profunda dando lugar a una anomalía isostática de mayor amplitud; de esta manera, se eligió una densidad de 2,9 g/cm³ como el valor más representativo de un sistema compensado localmente. Bajo este criterio, se calcularon las anomalías para diferentes espesores corticales

(50 - 150 - 250 km) notando que cuanto mayor era el mismo, mejor era el ajuste de los residuales isostáticos lo que daba lugar a una anomalía de menor amplitud en los centros de las estructuras ([Figura 7](#)). En este sentido, para alcanzar un estado de equilibrio de acuerdo con el modelo de compensación local de Airy, la corteza por debajo de los montes de Tharsis tendría que ser extremadamente gruesa. Adicionalmente, cabe destacar que en los perfiles de anomalías de Bouguer no hubo indicios que permitieran inferir la presencia de raíces isostáticas (mínimo de anomalía gravimétrica) debajo de alguno de los escudos volcánicos.

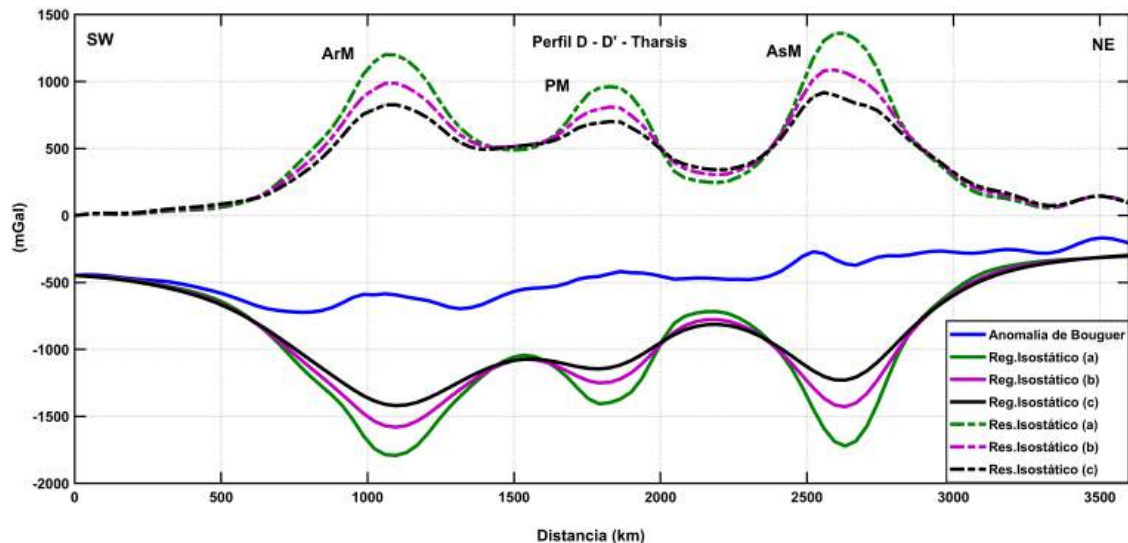


Figura 7. Anomalías isostáticas según el modelo local de Airy para el perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis con una orientación de N40°E. Los residuales isostáticos (anomalías isostáticas) se representan con líneas discontinuas siendo calculados para diferentes espesores de la corteza: (a) 50 km (verde), (b) 150 km (morado), y (c) 250 km (negro). Las curvas continuas corresponden a los regionales isostáticos que son las respuestas gravimétricas de las raíces calculadas para cada caso. Las amplitudes positivas en el centro de los volcanes son representativas de algo mucho más denso que el medio, lo cual se encuentra rompiendo con el equilibrio hidrostático local según el modelo teórico de Airy.

La isostasia de Pratt se evaluó mediante el cálculo de las variaciones de densidad cortical para diferentes profundidades de compensación (250 - 750 - 1000 km) que se tomaron en cuenta como la base de la litósfera según el modelo teórico de Pratt ([Fowler, 2005](#)). De esta manera, algunas de ellas se eligieron en base a las profundidades inferidas a partir de las longitudes de onda larga del espectro de potencias ([Figura 5](#)).

De manera general, al calcular las anomalías isostáticas, se pudo verificar que mientras mayor eran las profundidades de compensación, menor resultaban las amplitudes de estas anomalías encontrándose las estructuras más cerca de alcanzar un posible estado de equilibrio ([Figura 8](#)). Sin embargo, aun así con un valor de 1000 km, la litósfera marciana requeriría ser mucho más profunda para que los residuales isostáticos se acercaran a cero en el centro de los escudos volcánicos, algo que no se considera realista según los estudios realizados hasta ahora sobre la estructura mecánica de Marte ([Sleep y Phillips, 1979](#); [Zuber, 2001](#); [Khan et al., 2018](#)).

Flexión litosférica

El procedimiento para el cálculo de los modelos flexurales se basó en el método de elementos finitos utilizado por [Arnaiz-Rodríguez et al. \(2020\)](#) para la elaboración de un código (LIFFE) capaz de modelar la flexión de la litósfera tomando en consideración la variación de los espesores elásticos efectivos a lo largo de la misma. Básicamente lo que hace el código es calcular la flexión elástica de la placa a partir de las cargas introducidas y una serie de parámetros de entrada ([Tabla 2](#)), y con ello calcula la anomalía gravimétrica resultante de esa flexión. Esto se tornará un proceso iterativo hasta lograr reproducir la configuración general del basamento propuesta anteriormente en los modelos geológico - estructurales y hasta que la anomalía del modelo se ajuste a la topografía observada. Específicamente se modificaron continuamente la distribución de las cargas y los espesores elásticos de la placa hasta replicar los depocentros de las cuencas flexurales adyacentes a los escudos volcánicos y la flexión del basamento inferida por debajo de los mismos.

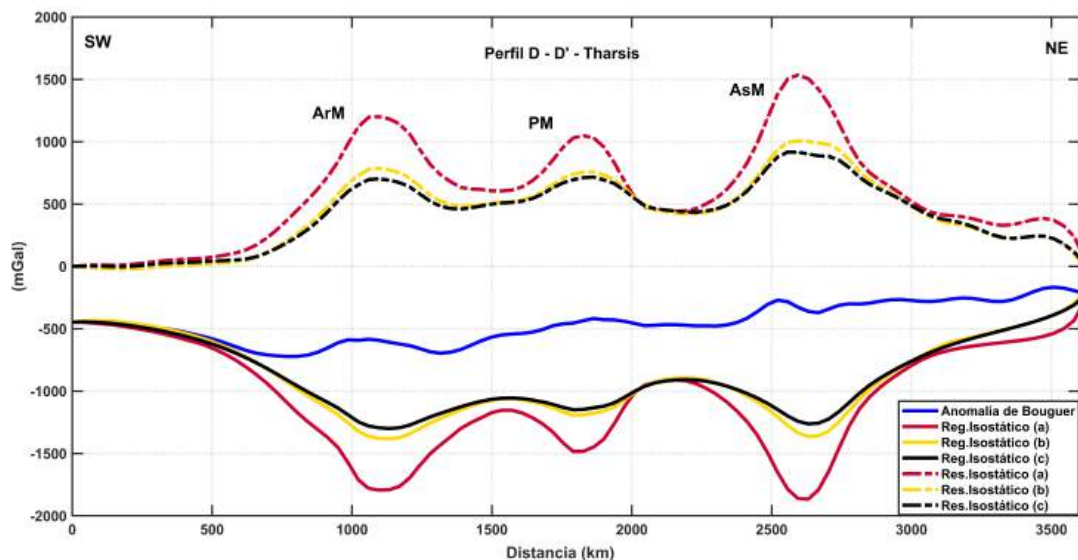


Figura 8. Anomalías isostáticas (líneas discontinuas) según el modelo local de Pratt para el perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis con una orientación de N40°E. Todas ellas fueron calculadas suponiendo una densidad cortical de entrada de 2,9 g/cm³ para diferentes profundidades de compensación: (a) 250 km (rojo), (b) 750 km (amarillo) y (c) 1000 km (negro). Las curvas continuas corresponden a los regionales isostáticos que son las respuestas gravimétricas producto de los cambios laterales de densidad en la corteza para cada caso.

Tabla 2. Parámetros generales considerados dentro de la rutina de cálculo de la flexión elástica litosférica.

Símbolos	Parámetros Mecánicos	Valores
<i>BaseL</i>	Elevación de la placa antes de la flexión	0 m
<i>Water</i>	Especifica si la flexión es en agua (1) o en tierra (0)	0
<i>v</i>	Módulo de Poisson de la placa	0,25
<i>E</i>	Módulo de Young de la placa	100e ⁹ Pa
<i>muk</i>	Coefficiente de fricción cinética entre la placa y la placa adyacente	0
<i>Grav</i>	Aceleración de gravedad	3,72 m/s ²
<i>RhoC</i>	Densidad de la corteza	3000 kg/m ³
<i>RhoM</i>	Densidad del manto	3500 kg/m ³
<i>RhoS</i>	Densidad de los sedimentos de la cuenca	2850 kg/m ³
Símbolos	Parámetros Termales	Valores
<i>T₀</i>	Temperatura en el tope de la placa	-50°C
<i>GradT</i>	Gradiente geotérmico	0,007 °C/m
<i>Alfa</i>	Coefficiente de expansión termal de la placa (corteza basáltica)	1,4e ⁻⁵ °C ⁻¹
<i>AtmGradT</i>	Gradiente térmico del medio que rodea a la placa (aire)	-0,0025 °C/m
Símbolos	Parámetros de los Elementos Finitos y la Placa	Valores
<i>SizeM</i>	Tamaño (m) de las aristas de los elementos finitos	15000 - 25000
<i>R</i>	Vector utilizado para definir las restricciones en los extremos de la placa (tanto el desplazamiento horizontal como vertical se restringieron para el caso de Marte)	[2 2]

Debido a que en el contexto geodinámico de la litósfera marciana se contempla una sola placa que ha permanecido en un régimen de tapa estancada hasta el día de hoy (Zhang y O'Neill, 2015; Azuma y Katayama, 2017), se supuso el caso de una placa única infinita y por lo tanto demasiado larga para desplazarse, restringiendo su movimiento en ambos extremos tanto en dirección horizontal como vertical. Sin embargo, entre algunas de las restricciones presentadas por el código, cabe destacar que se debió incluir la densidad de los cuerpos intrusivos como parte de la densidad de las cargas, ya que los mismos no pudieron ser tomados en cuenta como cargas interiores exclusivas; lo anterior conllevó a un ajuste inexacto de la anomalía de Bouguer en el centro de las estructuras. Adicionalmente, algo similar sucedió con el relleno sedimentario de las depresiones flexurales cuyo contraste no fue tomado en cuenta por el código para el cálculo de la anomalía de aire libre, debiendo considerar un porcentaje aproximado de estos sedimentos como parte de la densidad de las cargas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mapas de anomalías de Bouguer

El primer aporte para la interpretación fue el mapa de anomalías de Bouguer total (Figura 9) en donde se observa en primera instancia una orientación preferencial de los contornos de N40°E, coincidiendo con la distribución geográfica de los escudos volcánicos en superficie. Las magnitudes positivas aumentan desde el sur hacia el NW y NE en esta misma dirección sugiriendo un adelgazamiento cortical que resultó congruente con los modelos de espesor cortical desarrollados por Neumann et al. (2004), Goossens et al. (2017); Figura 3. De esta manera, sur de la

provincia de Tharsis se denota enmarcada por un contorno de -600 mGal revelando un engrosamiento de la corteza exactamente sobre la zona topográfica abultada, aspecto que autores como Phillips et al. (1973), y más adelante Zuber et al. (2000) llegaron a relacionar con un levantamiento cortical en respuesta al extenso volcanismo regional evidenciado en la región. El máximo absoluto de anomalía gravimétrica destaca al NW con una magnitud de 435 mGal sobre un área de gradientes pronunciados entre $1,58 - 1,77$ mGal/km. La misma corresponde a una zona de surcos y depresiones al norte de Olympus Mons (Lycus Sulci; Figura 1a) que hoy en día se encuentra cubierta y rellena por una gran cantidad de flujos de lavas acumulados y unidades sedimentarias del Amazónico tardío. Los contrastes positivos sobre esta región indican una alta contribución de magmatismo intrusivo relacionado con el emplazamiento de cumulos ultramáficos genéticamente ligados a la actividad volcánica más reciente del escudo. El mínimo gravimétrico absoluto con una magnitud de -900 mGal se situó sobre el flanco Este del escudo de Arsia Mons caracterizando el depocentro más profundo de todas las cuencas flexurales adyacentes a los volcanes de Tharsis. Cabe destacar que las anomalías que se encuentran rodeando los flancos presentan gradientes variables entre $0,3 - 1,25$ mGal/km siendo indicativo de algunas cuencas con pendientes más pronunciadas que otras generando un mayor contraste de densidades.

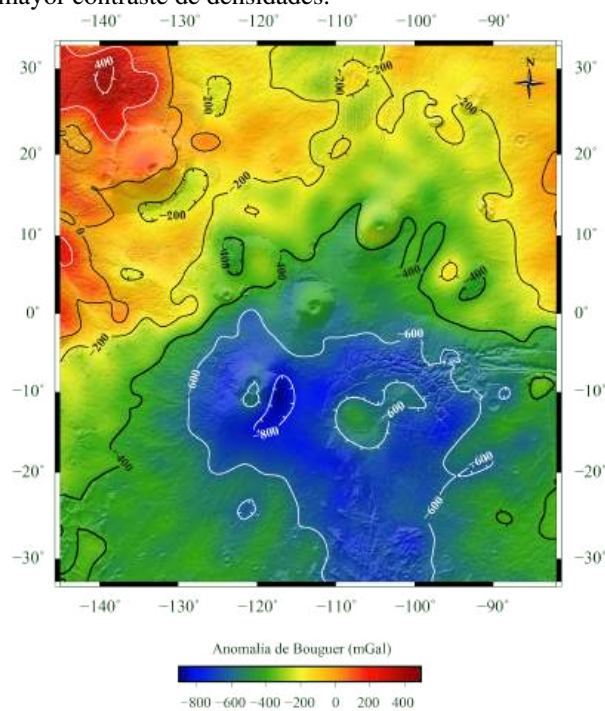


Figura 9. Anomalía de Bouguer total con contornos cada 200 mGal. El rango de valores se encuentra entre -900 y 435 mGal.

Anomalías regionales y residuales

En el mapa de anomalías regionales (Figura 10a) la respuesta gravimétrica a una altura de 50 km se manifestó principalmente controlada por las variaciones de la interfaz corteza - manto como la fuente más profunda identificada a

nivel de la corteza (Figura 5). De esta manera, se contrasta la presencia de dos provincias corticales distintas, un aspecto que ha sido referido a nivel geológico y geográfico como parte de la dicotomía hemisférica del planeta (Zuber et al., 2000; Watters et al., 2007). Por un lado, hacia el norte destaca una zona de adelgazamiento cortical con las magnitudes más positivas ($-150 - 300$ mGal) que contiene al escudo volcánico de Olympus Mons y los escudos más pequeños al este. Por otro lado, el dominio de las anomalías negativas prevalece hacia el sur con magnitudes entre $-300 - 750$ mGal, abarcando toda la protuberancia volcánica junto con los tres montes de Tharsis (aproximadamente el 60% del área de estudio). Con respecto a las anomalías residuales (Figura 10b), pese a la baja resolución del mapa, las respuestas gravimétricas que mejor se distinguen son exclusivamente aquellas dispuestas sobre los tres volcanes de escudo. Alrededor de cada una de las estructuras se observan mínimos de anomalías gravimétricas rodeando un máximo central, donde las magnitudes negativas representan los hundimientos del basamento como indicio de su respuesta flexural. Las magnitudes de mayor amplitud en los centros denotan la presencia de cuerpos más densos de extensión considerable que se interpretaron como cumulos ultramáficos peridotíticos (con un cierto contenido de plagioclasa considerando que, debido a la baja presión litostática en Marte, la transición peridotita plagioclásica a espinélica ocurre a mayor profundidad) relacionados con sus cámaras magmáticas extintas. Cabe mencionar que de los tres volcanes, Arsia Mons presentó las anomalías de mayor gradiente ($0,8$ mGal/km) y baja magnitud (-117 mGal), manifestando una mayor huella flexural y cuencas con depocentros más profundos y pendientes pronunciadas.

Modelos geológico - estructurales

La intención de estos modelos será reproducir la forma del basamento a lo largo de los perfiles excluyendo únicamente la porción directamente por debajo de las estructuras volcánicas, la cual se ha representado mediante líneas discontinuas solo como referencia (el contraste de densidades entre la corteza y el cono volcánico se encuentra completamente opacado por la presencia de los cuerpos intrusivos ígneos). Esta parte del basamento es lo que queremos modelar más adelante mediante la flexión litosférica como parte de nuestros resultados, correspondiendo a lo que será el tope de la placa.

Perfil A - A': Asraeus Mons

En el modelo de la Figura 11 se muestra la propuesta geológica para el escudo volcánico más alto de los tres montes de Tharsis, con más de dos veces la altura del monte Everest. En el perfil se manifiesta una suave respuesta regional controlada por la discontinuidad corteza - manto con una profundidad promedio de $48,8$ km, donde se puede notar un adelgazamiento cortical de ~ 8 km hacia el NW. La anomalía gravimétrica se caracterizó por la existencia de múltiples respuestas de larga amplitud entre $130 - 210$ mGal, lo que conllevó a proponer la presencia de una gran cantidad de cuerpos intrusivos de alta densidad con forma de lacolitos/lopolitos que se representan como cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos.

Williams et al. (2003) exponen que, de todas estas intrusiones, las de mayor extensión se encuentran causando abultamiento y zonas de fracturamiento en la corteza suprayacente, tal y como se ilustra en el caso del cumulado al Oeste de Fortuna Fossae. Finalmente, en el centro del perfil se aprecia la respuesta gravimétrica vinculada al escudo volcánico, compuesta por dos flancos de baja magnitud con valores entre -428 y -451 mGal que se corresponden con los depocentros de las cuencas adyacentes al edificio volcánico; las mismas se muestran asimétricas con profundidades de 12 y 8 km de Sur a Norte, logrando acercarse al rango estimado por las fuentes someras del espectro de frecuencias promedio. Sobre la cima de Ascreaus se observa una anomalía de baja magnitud (-330 mGal) alrededor de la cual destacan otras dos de menor longitud de onda (74 km). Lo anterior fue interpretado estructuralmente como la presencia de una cuenca producto de uno o más colapsos de su complejo sistema de más de seis calderas (Zimbelman y Edgett, 1992), deformando así la estructura interna del cono volcánico. Adicionalmente, esta anomalía de pequeña amplitud (37 mGal) se encuentra opacando la alta respuesta correspondiente a los vestigios de una cámara magmática extinta en la raíz del volcán, en la cual quedaron depositados estos cumulos densos de peridotitas plagioclásicas (S. Grande, com. pers., julio de 2019).

Perfil B - B': Pavonis Mons

Sobre el perfil de la Figura 12 se distingue una respuesta gravimétrica inclinada y controlada por la larga longitud de onda con un descenso de la pendiente hacia el SE, lo que

permite apreciar un engrosamiento de la corteza sobre el área envuelta por el sistema de fracturas circunferenciales (Banerdt y Golombek, 2000; Goossens et al., 2017). De hecho, si se compara con el modelo anterior en donde el volcán se encuentra más hacia el NE, la corteza aumenta en grosor ~10 km sobre este perfil, para el cual la discontinuidad corteza - manto alcanza una profundidad promedio de 57,2 km, fuera de la media estimada para toda la ventana de estudio. En general se observan dos estructuras cuya respuesta gravimétrica resalta a lo largo del perfil. La primera de ellas, la inmensa cuenca de valle de rift al SE que se forma por debajo del sistema de grábenes interconectados de Noctis Labyrinthus. La misma se expresa a través de una anomalía de -730 mGal en la zona más profunda alcanzando un depocentro de ~14 km. La segunda estructura sobresale hacia el norte del perfil como un mínimo gravimétrico de longitud de onda larga (266 km), representando el conjunto de depresiones de Ulysses Fossae que bordean la vertiente occidental de Tharsis. La situación geológica parece ser similar a la de Fortuna Fossae, ya que dicha anomalía se muestra acompañada por una de amplitud opuesta y longitud de onda similar, formando una especie de cupla gravimétrica. Finalmente, la anomalía observada sobre Pavonis Mons demuestra una alta influencia de la fuente residual, con mínimos locales de aproximadamente -570 mGal adyacentes al edificio volcánico. Hacia el este se observa una cuenca continua y somera, con una respuesta gravimétrica de gradiente más suave, alcanzando solo 5 km de profundidad. Hacia el oeste se ubica la anomalía de gradiente más pronunciado, representando una cuenca de aproximadamente el doble de profundidad que la anterior, posiblemente asociada a una mayor tasa de subsidencia por acumulación de flujos y sedimentos. En el centro resalta una

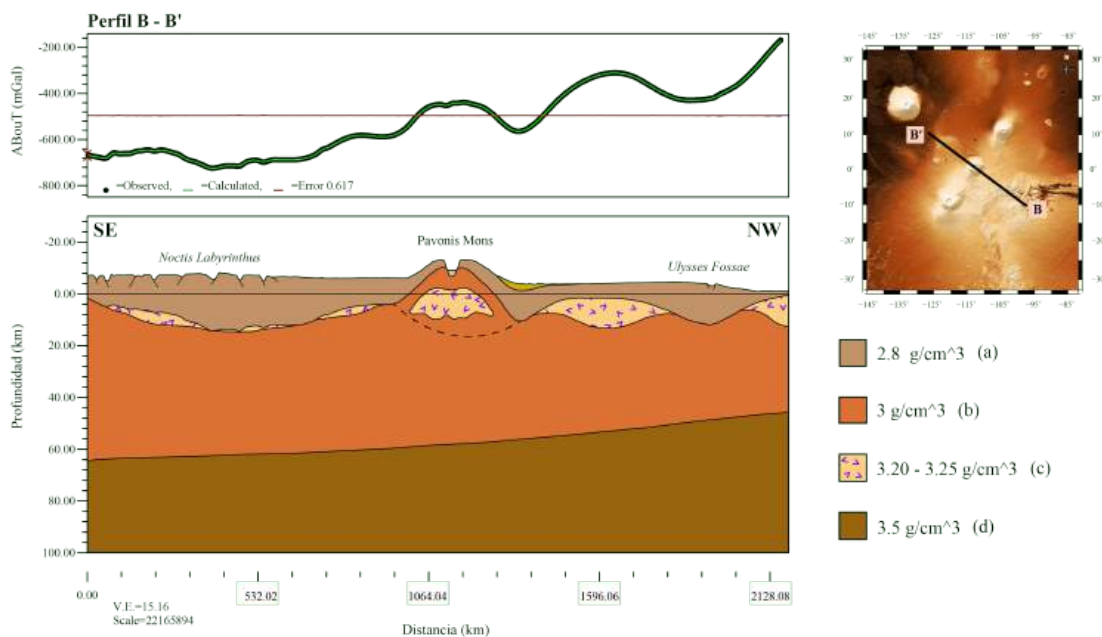


Figura 12. Modelo gravimétrico correspondiente al perfil B - B' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / cono volcánico; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; y (d) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de Janle y Erkul (1991), McKenzie et al. (2002), Belleguic et al. (2005), Parro et al. (2017), entre otros.

anomalía positiva con una magnitud de -433 mGal y longitud de onda larga (250 km), estando relacionada con la presencia de uno de los cumulos peridotíticos plagioclásicos que en algún momento constituyó la cámara magmática de dicho cono volcánico.

Perfil C - C': Arsia Mons

La respuesta gravimétrica del modelo propuesto en la [Figura 13](#) posee un dominio predominantemente regional en donde se mantiene la tendencia de adelgazamiento cortical hacia el NW. La interfaz corteza - manto se presenta con una profundidad promedio de 57,3 km caracterizando un espesor cortical de ~64 km a lo largo de todo el perfil. A diferencia de los dos modelos anteriores, la discontinuidad de Moho se manifiesta con una deflexión mucho más pronunciada por debajo del cono volcánico de Arsia Mons, revelando una mayor respuesta flexural. Sobre la anomalía central se manifiesta el contraste del cumulo ultramáfico como rastro de su cámara magmática extinta, el cual presentó una extensión vertical en profundidad de ~24 km en coherencia con el inmenso tamaño de su singular caldera (más de 100 km de longitud; [Zimbelman y Edgett, 1992](#)). Adicionalmente, fue necesario incluir un cumulo más denso (olivínico o dunítico) por debajo del ya existente para lograr reproducir la respuesta anómala de ~96 km de longitud de onda sobre la cresta de la anomalía. Un aspecto sobresaliente en el perfil es la asimetría de la carga, en donde el flanco SE de la estructura posee una pendiente mucho más pronunciada que el flanco NW. Dicho comportamiento

se refleja en la respuesta gravimétrica representando una cuenca al oeste más extensa y somera, con un depocentro de aproximadamente 9 km, en contraste con los casi 24 km del hundimiento al este, donde además la corteza se torna más gruesa. Formando parte de una cupla de anomalías al SE, se encuentran el sistema de grábenes de Claritas Fossae, que aunque poseen una clara expresión topográfica, representan una anomalía muy tenue probablemente opacada por el mínimo gravimétrico local de -900 mGal. Hacia el NW, una respuesta de larga longitud de onda, mayormente influenciada por el adelgazamiento cortical, indica además la presencia de algún cuerpo denso cercano a la superficie. De acuerdo con la geología local, se trata de una unidad de transición del Amazónico - Hespérico ([Tanaka et al., 2014](#)) que aflora y se encuentra asociada a la formación de mesetas de forma irregular que pueden llegar a extenderse de cientos a más de 1000 km de distancia, cuya fuente principal se estima que provenga de la intensa actividad volcánica que tuvo lugar al NW asociada con Olympus Mons.

Perfil D - D': Montes de Tharsis

En la anomalía gravimétrica del perfil que marca la tendencia preferencial de los tres montes de Tharsis ([Figura 14](#)) se aprecia una pendiente suave de la discontinuidad corteza - manto, la cual se torna ~11 km más somera hacia el NW. El espesor cortical promedio es de aproximadamente 64.3 km para todo el perfil, presentando un engrosamiento local de ~78 km al SW situado

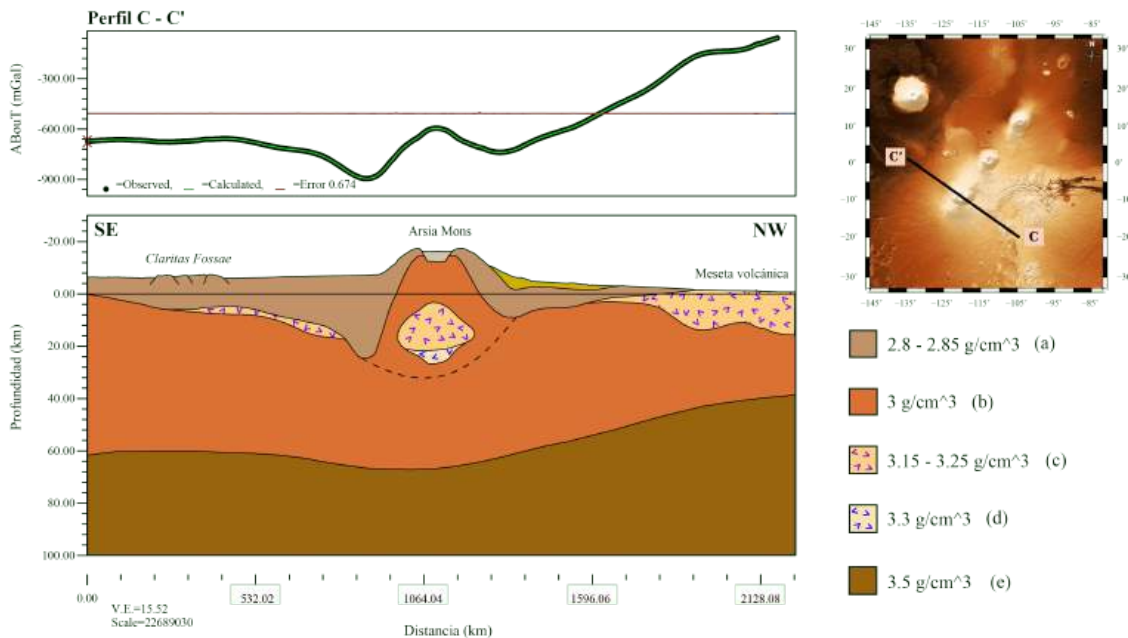


Figura 13. Modelo gravimétrico correspondiente al perfil C - C' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / cono volcánico; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; (d) cumulos ultramáficos mayormente formados por olivino; y (e) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de [Janle y Erkul \(1991\)](#), [McKenzie et al. \(2002\)](#), [Belleguic et al. \(2005\)](#), [Parro et al. \(2017\)](#), entre otros.

específicamente sobre la construcción volcánica de Arsia Mons, zona que habría de sufrir un mayor grado de vulcanismo en sus orígenes (Smith et al., 1999). En esta zona se observan dos mínimos locales, con magnitudes entre -700 y -725 mGal, representativos de las cuencas flexurales, ambas de diferente longitud de onda, pero con depocentros situados a una profundidad similar entre 10 - 12 km. En el centro se ubica el cuerpo intrusivo que representa el exceso de masa que ocasiona un incremento de la anomalía con una amplitud de ~ 140 mGal sobre el cono volcánico. En el caso de Pavonis Mons, el alto contraste de la respuesta gravimétrica del cuerpo ultramáfico resalta mostrando una extensión de ~ 740 km acompañado del emplazamiento de diques laterales. Los mínimos locales característicos de las cuencas adyacentes a la carga son de muy baja amplitud (32 - 42 mGal), asociados con depocentros simétricos

y poco profundos de ~ 3 km. Finalmente, el escudo volcánico de Asraeus Mons exhibe una anomalía controlada por las fuentes de alta frecuencia, donde se presenta el mismo sistema de fallas asociadas al colapso de calderas, mostrando una respuesta gravimétrica de amplitud negativa y magnitud de -372 mGal justo sobre la cima del escudo, la cual caracteriza la cuenca anteriormente interpretada en el perfil A - A'. Dicha anomalía se observa acompañada por una cupla positiva de mayor amplitud (~ 112 mGal), como parte de la expresión de su cámara magmática extinta que se encuentra de cierta forma opacada por el contraste de los sedimentos de la cuenca. Hacia el NE se distinguen una sucesión de cuerpos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos muy cercanos a la superficie, con máximos de anomalías gravimétricas entre -550 y -164 mGal, que sugieren cierta continuidad desde el centro del volcán.

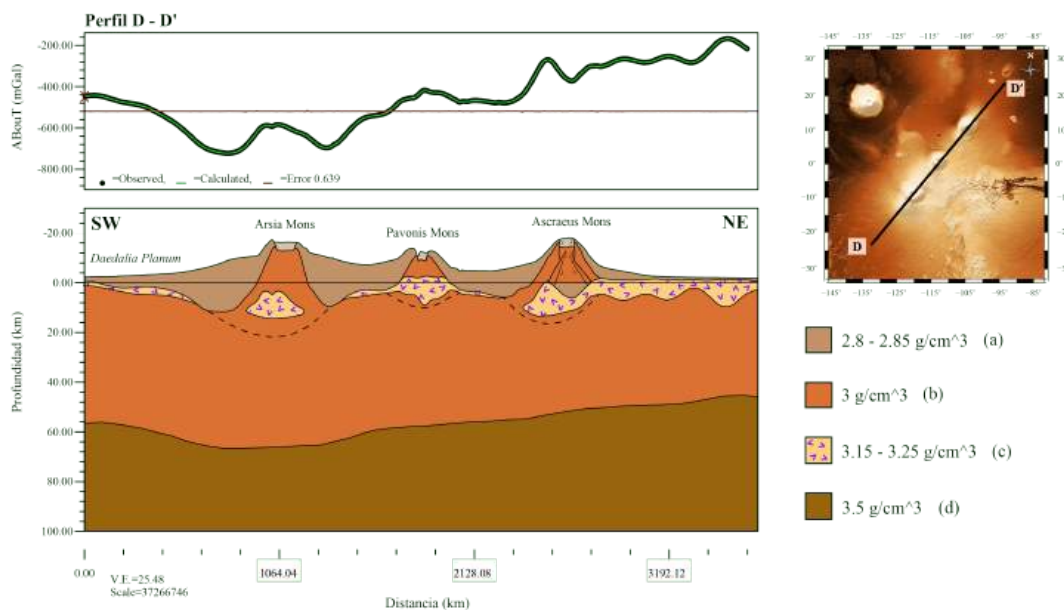


Figura 14. Modelo gravimétrico correspondiente al perfil D - D' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / conos volcánicos; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; y (d) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de Janle y Erkul (1991), McKenzie et al. (2002), Belleguic et al. (2005), Parro et al. (2017), entre otros.

Modelos mecánicos - flexurales

Perfil A - A': Asraeus Mons

En el modelo de la Figura 15 se manifiesta la carga de Asraeus que sería necesaria para dar lugar a las cuencas relativamente asimétricas observadas en la propuesta geológica de la Figura 11. Se predijo una raíz volcánica de 11 km por debajo de la topografía observada (Tabla 3) constituyendo aproximadamente un 38% de la altura estructural total de 29 km. Mediante esta configuración se logró obtener una respuesta flexural concordante con la profundidad relativamente somera de las cuencas de ~ 12 y ~ 8 km respectivamente de sur a norte. La densidad de la carga ($3,12 \text{ g/cm}^3$) fue representativa de tres contribuciones distintas ya que, además de la

corteza, se debió considerar un porcentaje de los sedimentos (10%) y todo el cuerpo intrusivo como parte de la misma. Este valor se encontró dentro del rango de densidades de carga volcánica ($3,00 - 3,26 \text{ g/cm}^3$) que han sido utilizadas en otros trabajos para realizar estimaciones del espesor elástico sobre esta estructura (Belleguic et al., 2005; Grott y Breuer, 2010; Beuthe et al., 2012). Las variaciones del espesor elástico no deformado (T_e) estimadas a lo largo del perfil se mantuvieron consistentes con el comportamiento de un basamento que se va tornando ligeramente más somero hacia el NW, por lo tanto, se obtuvieron valores elevados hacia el norte (100 km) y más bajos hacia el sur (80 km). Esto podría sugerir que, desde el punto de vista mecánico, la región NW de la placa es considerablemente más rígida que la región SE, en donde se observa una mayor tasa de subsidencia debida a una mayor acumulación de los sedimentos.

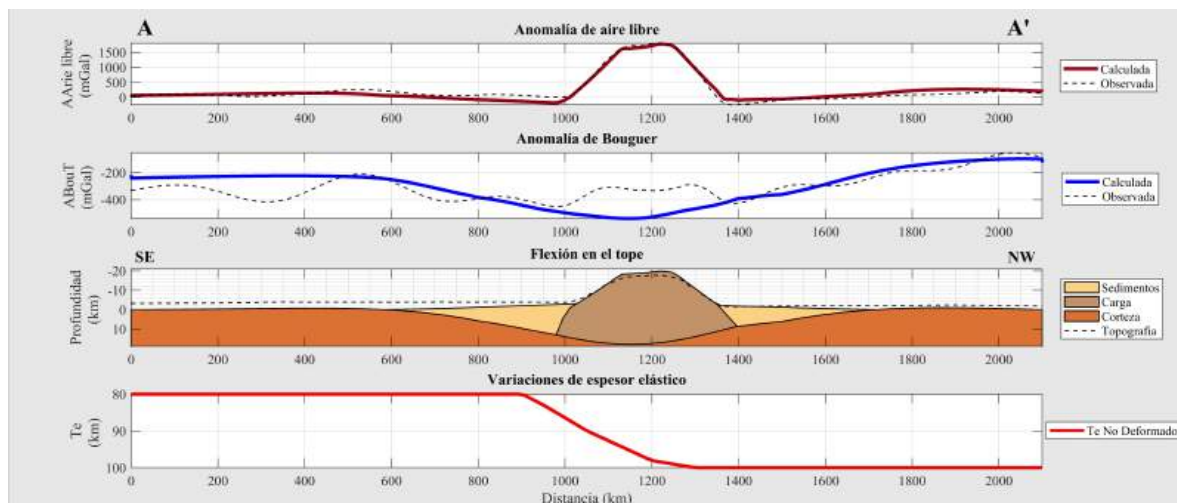


Figura 15. Modelo flexural correspondiente al perfil A - A' a lo largo de Ascræus Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de la placa (corteza) de ~18 km ligeramente desviada al este desde el centro de la estructura.

Tabla 3. Parámetros variables y resultados de los modelos flexurales.

Parámetros	A - A'	B - B'	C - C'	D - D'
Topografía (km)	18	14	17	AsM - PM - ArM
Carga total promedio (km)*	29	23	40	23 - 15 - 27
Densidad de la carga (g/cm ³)	3,12	3,1	3,07	3,1
Infill (%)**	120	130	130	150
Resultados				
Te promedio (km)	88	67	51	127
Raíz volcánica (km)	11	9	23	5 - 1 - 10
Flexión máxima en el tope de la placa (km)	18	17	35	15 - 10 - 18

* Promedio de la distribución de las cargas necesarias para obtener la respuesta flexural deseada en cada caso.

** Porcentaje de material que rellena las cuencas flexurales. Un valor mayor al 100% representa cuencas con una alta tasa de sedimentos.

Perfil B - B': Pavonis Mons

En la [Figura 16](#) se ilustra el modelo flexural correspondiente a Pavonis Mons, el cual se reveló con una carga total de 23 km compuesta por una raíz volcánica de 9 km representando un 39% de la estructura. Se consideró un 15% de contribución sedimentaria, así como la presencia del cuerpo intrusivo para calcular la densidad de la carga, obteniéndose un valor de 3,1 g/cm³ consistente con el rango de valores (2,10 - 3,24 g/cm³) tomados en cuenta anteriormente por autores como [Belleguic et al. \(2005\)](#); [Beuthe et al. \(2012\)](#). La asimetría de los hundimientos del basamento asociados a la carga, siendo el depocentro norte el doble de profundo que el situado al sur (~10 km y

~5 km respectivamente), se logró reproducir mediante la variación del espesor elástico efectivo (Te). En este caso se observa que los valores de espesor elástico más elevados se ubican hacia el sur (80 km) y los más bajos al norte (45 km), sugiriendo un comportamiento mecánico de la litósfera inverso al del perfil anterior, a pesar de que en ambos se estimó un valor de 80 km hacia el SE de la placa. Cabe destacar que la presencia de la extensa cuenca de rift de Valles Marineris que hunde al basamento en ~18 km ([Figura 12](#); no se representa en el modelo flexural porque no se origina como respuesta a una carga volcánica en superficie), pudiera también haber contribuido a la asimetría de las cuencas mucho después del surgimiento de la carga.

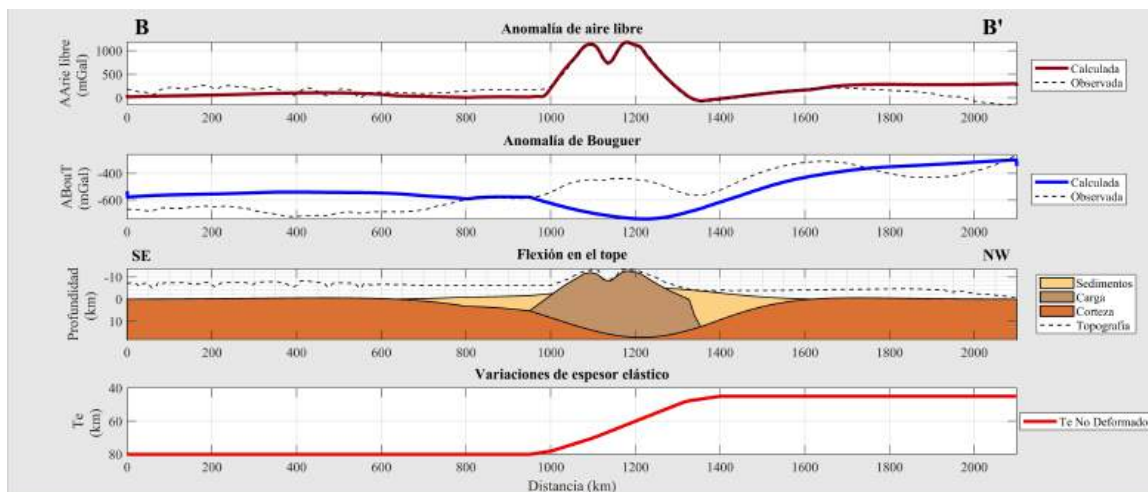


Figura 16. Modelo flexural correspondiente al perfil B - B' a lo largo de Pavonis Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de ~ 17 km desplazada a la derecha desde el centro de la estructura.

Perfil C - C': Arsia Mons

La explicación mecánica al modelado geológico de Arsia Mons se presenta en la Figura 17, en donde se observa a primera vista una drástica variación de los espesores elásticos entre los extremos de la placa (65 km). De los tres montes de Tharsis, Arsia corresponde a aquel que, según estimaciones relativas hechas hasta el momento, lleva más tiempo expuesto sobre la superficie marciana debilitando a la litósfera en mayor medida (Zimbelman y Edgett, 1992; Beuthe et al., 2012). Se requirió de una raíz de 22 km adicionales a la topografía observada para reproducir una flexión máxima en el tope de la placa de ~ 35 km, representando esta raíz más de la mitad (55%) de la estructura completa. La carga fue extendida lateralmente para permitir el ajuste de la anomalía de aire libre, debiendo considerar una contribución sedimentaria del 25% como parte de su densidad. De esta manera, se

obtuvo un valor de $3,07 \text{ g/cm}^3$ concordando con el límite inferior del rango de densidades que ya han sido utilizadas en trabajos anteriores ($3 - 3,3 \text{ g/cm}^3$; Comer et al., 1985; McGovern et al., 2002; Belleguic et al., 2005). La asimetría de la carga sobresalió como un aspecto determinante para representar las depresiones flexurales de ~ 24 km al este y ~ 9 km al oeste, lo cual fue posible mediante la variación contrastante de los espesores elásticos y debido a los rellenos sedimentarios que en este caso sobrecargaron a la litósfera en un 30%. A lo largo de la placa se interpreta una litósfera que se torna mecánicamente más débil hacia el sur, donde decaen los valores de espesor elástico a 20 km, lo que caracteriza una acentuada flexión en esta dirección. Algunos aspectos estructurales que podrían haber contribuido con el debilitamiento de la litósfera en este sentido son el conjunto de deformaciones de Claritas Fossae, asociadas a los esfuerzos radiales que se interconectan en el laberinto de grábenes de Noctis Labyrinthus.

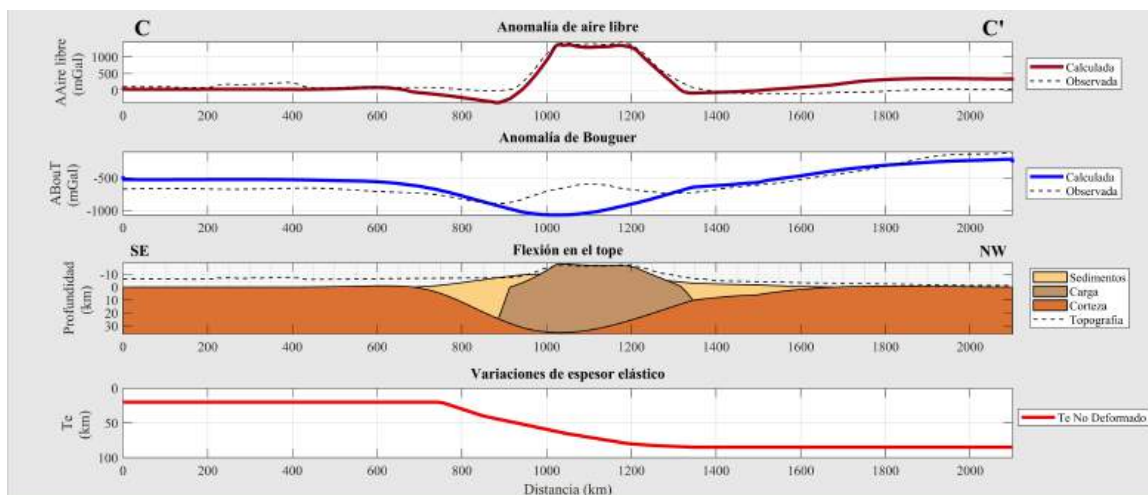


Figura 17. Modelo flexural correspondiente al perfil C - C' a lo largo de Arsia Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de ~ 35 km desplazada a la izquierda desde el centro de la estructura.

Perfil D - D': Montes de Tharsis

La propuesta del comportamiento mecánico de la litósfera que soporta la carga conjunta de los tres montes de Tharsis se visualiza en la [Figura 18](#). La densidad de las cargas en conjunto se consideró con un valor de $3,1 \text{ g/cm}^3$ como el promedio de las densidades calculadas para los tres perfiles anteriores, representando los sedimentos un 17% de las cargas. En el modelo se observa que la contribución más significativa para la litósfera se situó al SW, sobre el escudo volcánico de Arsia Mons, requiriéndose una carga total de 27 km para obtener una flexión en el tope de la placa de $\sim 19 \text{ km}$ (causando unas cuencas flexurales relativamente simétricas). De manera característica, se encontró que los espesores elásticos necesarios para soportar esta carga fueron sumamente altos en sentido al SW (150 km), en comparación con los valores requeridos al SE en el perfil individual (20 km), en donde se exhibía a una litósfera más débil siendo la flexión resultante más pronunciada.

Lo anterior podría dar indicios de un comportamiento mecánico variable en la litósfera al sur de Tharsis al analizar la misma propiedad en dos direcciones distintas ([Audet, 2014](#)). Para el caso de Pavonis Mons, un volcán que se encuentra prácticamente confinado por la carga de los dos escudos volcánicos a sus extremos, la respuesta gravimétrica deseada se logró representar a partir de una carga total en promedio de 15 km, causando la flexión menos pronunciada acompañada de los valores más bajos de espesor elástico (50 km). De los tres escudos volcánicos, Ascraeus Mons es el que menor acumulación de sedimentos presenta en cualquiera de las direcciones que se analicen, mostrándose en este perfil con una carga ligeramente asimétrica hacia el SW y de 23 km en promedio para lograr una flexión máxima en el tope de la placa de $\sim 16 \text{ km}$. El comportamiento de los espesores elásticos se mantuvo con valores entre 95 - 120 km, cercanos a aquellos estimados en el perfil individual, interpretándose una litósfera rígida al haberse ido enfriando con el tiempo.

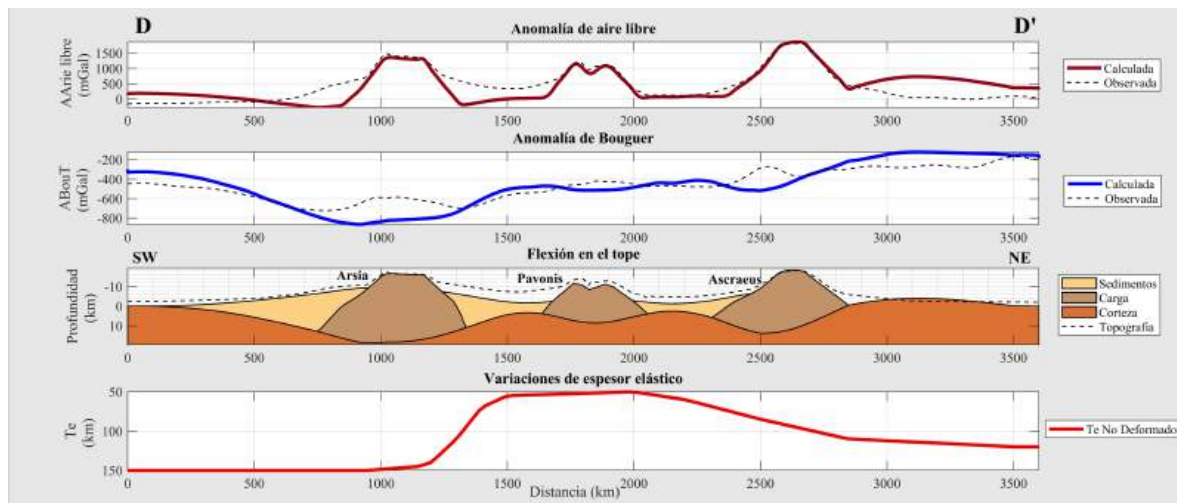


Figura 18. Modelo flexural correspondiente al perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y la respuesta flexural máxima en el tope de la placa se refleja sobre Arsia Mons.

Considerando que la teoría clásica de flexión elástica en la cual se basan nuestros modelos ya de por sí supone que la litósfera se comporta de manera rígida para largos períodos de tiempo ([Walcott, 1970](#)), la propiedad que se está interpretando en realidad es el espesor elástico, que a su vez es una función de la edad de las cargas y el tiempo que una región lleva enfriándose ([Watts, 2001](#)). Sin embargo, cabe destacar que, durante estos largos períodos de tiempo (en escalas de millones de años) diferentes procesos pueden llegar a afectar la reología de la placa generando grandes implicaciones desde el punto de vista mecánico, por lo que es importante entender que la relación espesor elástico versus edad de la carga no necesariamente va a seguir el comportamiento habitual (i.e., valores altos de espesor elástico asociados a cargas más jóvenes y viceversa).

A partir de los resultados mostrados en la [Tabla 3](#), se deriva que el perfil con la carga más grande (Arsia Mons) presentó el valor más bajo de espesor elástico promedio (51 km) siendo coherente con una litósfera menos fuerte. Lo anterior

siendo coherente con una litósfera menos fuerte. Lo anterior podría sugerir que, por tratarse de la masa más volumétrica, la misma se encontraría asociada a una intensa actividad volcánica en el pasado, lo que podría haber afectado la rigidez actual de la litósfera. Para el caso de los otros dos perfiles, en los que se observó una flexión del basamento menos pronunciada, la mayor proporción de carga se situó sobre el perfil de Ascraeus Mons, para el cual se estimó un valor de T_e promedio de 88 km, siendo representativo de una litósfera mecánicamente competente para soportar cargas y que posiblemente estuvo afectada en menor medida por algún proceso anterior o posterior a la carga. El valor intermedio de T_e promedio (67 km) se estimó sobre el perfil de Pavonis Mons, el cual representó a la menor carga de las tres estructuras volcánicas y, por lo tanto, la menor respuesta flexural; en este caso, el comportamiento mecánico de la litósfera pudo haber estado mayormente afectado por las estructuras de deformación presentes a lo largo del perfil, más que por el vulcanismo asociado a la construcción del escudo volcánico.

CONSIDERACIONES FINALES

Para poder explicar el equilibrio isostático en la región de Tharsis, fue necesario evaluar el parámetro del espesor elástico efectivo suponiendo que la litósfera presenta un comportamiento mecánico anisotrópico, lo que fue contemplado en los modelos propuestos anteriormente (en el cruce de dos perfiles no coinciden los mismos valores de espesor elástico). En vista que, de manera general, la litósfera de esta provincia volcánica se torna mecánicamente menos resistente de norte a sur y que la mayor discrepancia observada en el comportamiento flexural se situó sobre el escudo volcánico de Arsia Mons, se interpretó un comportamiento mecánico anisotrópico al SE de la placa. Una zona de anisotropía mecánica se suele relacionar con una litósfera que no es homogénea y que por lo tanto estuvo afectada por uno o más procesos además de la carga. En este sentido, se mencionan las siguientes propuestas:

1. Una intensa actividad volcánica durante un tiempo prolongado se concentró en la región Sur de Tharsis, pudiendo haber sido episódica (Wilson y Head, 1994). El tamaño de la carga ubicada al sur (Arsia Mons) fue al menos un 28% mayor que la de los otros dos volcanes. Esto podría significar que, a lo largo de la historia marciana, el vulcanismo fue predominantemente acentuado sobre esta estructura en comparación con las demás.
2. La(s) pluma(s) mantelar(es) responsable(s) de la alta tasa de vulcanismo sobre este escudo volcánico debió contribuir significativamente en el debilitamiento de la litósfera al sur de Tharsis, pudiendo ello ser indicio de la gran cantidad de estructuras de deformación concentradas al SE, desde Claritas Fossae hasta el sistema de fracturas circunferenciales de Noctis Labyrinthus. Cabe destacar que esta área de fallamientos coincide con la zona más débil del perfil C - C', estimándose un espesor elástico de 20 km, lo que permitiría dar sustento al alto grado de esfuerzos y deformaciones que debieron afectar la resistencia mecánica de la litósfera en esta dirección.
3. Al este de Arsia Mons y entre los perfiles B - B' y C - C', se encuentra la meseta volcánica de Syria Planum, la cual correspondió al centro de la actividad tectónica y volcánica de Tharsis durante un largo período (Noachiense - Hespérico tardío; Richardson et al., 2013). Se podría sugerir que la formación de esta meseta pudo haber realizado el debilitamiento de la litósfera en la región SE, tornándose más evidente sobre esta dirección preferencial.
4. La actividad de una pluma mantelar de larga duración, por lo general, implica la formación de una anomalía termal o química en el manto que ocasiona el abultamiento de la litósfera por expansión térmica. Como sucede en algunos casos de la Tierra (Burov y Guillou-Frotier, 2005; Guex et al., 2016), esta actividad pudo haber traído como consecuencia la "erosión termal" de la litósfera en la región al SE de Tharsis, contribuyendo con un déficit de masa y la pérdida de rigidez.

5. Se plantea como hipótesis que la actividad volcánica más reciente habría tenido lugar sobre el escudo volcánico de Arsia Mons (más joven), ya que la litósfera se presenta más débil al no haberse terminado de curar del impacto de la pluma mantelar.

REFERENCIAS

- AIRY, G. B. (1855). On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-Masses, as Disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 101-104.
- ANDREWS-HANNA, J. C., ZUBER, M. T., & HAUCK II, S. A. (2008). Strike-Slip Faults on Mars: Observations and Implications for Global Tectonics and Geodynamics. *Journal of Geophysical Research*, 113(E8), 1-19.
- ARDALAN, A., KARIMI, R., & GRAFAREND, E. (2010). A New Reference Equipotential Surface and Reference Ellipsoid for the Planet Mars. *Earth, Moon and Planets*, 106(1), 1-13.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S., ÁLVAREZ HOSTOS, J. C., & AUDEMARD, F. (2020). LIFFE: Lithospheric Flexure with Finite Elements. *Computers & Geosciences*, 140, 104483. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104483>
- AUDET, P. (2014). Toward Mapping the Effective Elastic Thickness of Planetary Lithospheres from a Spherical Wavelet Analysis of Gravity and Topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 226, 48-82.
- AZUMA, S., & KATAYAMA, I. (2017). Evolution of the Rheological Structure of Mars. *Earth, Planets and Space*, 69(8), 1-13.
- BANERDT, W. B., & GOLOMBEK, M. P. (2000). Tectonics of the Tharsis Region of Mars: Insights from MGS Topography and Gravity. In *Lunar and Planetary Science XXXI Conference*, March 13-17, 2000, Houston, Texas.
- BARLOW, N. (2008). *Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere*. Cambridge: Cambridge Planetary Science Series.
- BELLEGUIC, V., LOGNONNÉ, P., & WIECZOREK, M. (2005). Constraints on the Martian Lithosphere from Gravity and Topography Data. *Journal of Geophysical Research*, 110(E11), 1-22.

- BEUTHE, M., LE MAISTRE, S., ROSENBLATT, P., PÄTZOLD, M., & DEHANT, V. (2012). Density and Lithospheric Thickness of the Tharsis Province from MEX MaRS and MRO Gravity Data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(E4), 4002.
- BUROV, E. B., & DIAMENT, M. (1995). The Effective Elastic Thickness (Te) of Continental Lithosphere: What Does It Really Mean? *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3905-3927.
- BUROV, E. B., & GUILLOU-FROTTIER, L. (2005). The Plume Head-Continental Lithosphere Interaction using a Tectonically Realistic Formulation for the Lithosphere. *Geophysical Journal International*, 161(2), 469-490.
- CARR, M. (2006). The Surface of Mars (F. Bagenal, F. Nimmo, C. Murray, D. Jewitt, R. Lorenz, & S. Russell (eds.)). Cambridge: Cambridge Planetary Science Series.
- CHAPMAN, M. G. (ED.) (2007). *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analogs*. Nueva York: Cambridge University Press.
- COMER, R. P., SOLOMON, S. C., & HEAD, J. W. (1985). Mars: Thickness of the Lithosphere from the Tectonic Response to Volcanic Loads. *Reviews of Geophysics*, 23(1), 61-92.
- DAVILLE, A., & LIMARE, A. (2007). Laboratory Studies of Mantle Convection. En G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (p. 3921). Los Angeles: Elsevier B.V.
- FORGET, F., COSTARD, F., & LOGNONNÉ, P. (2006). Planet Mars: Story of Another World (J. Mason (ed.)). Paris: Springer - Praxis.
- FOWLER, C. M. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- GENOVA, A., GOOSSENS, S., LEMOINE, F. G., MAZARICO, E., NEUMANN, G. A., SMITH, D. E., & ZUBER, M. T. (2016). Seasonal and Static Gravity Field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO Radio Science. *Icarus*, 272, 228-245.
- GOOSSENS, S., SABAKA, T. J., GENOVA, A., MAZARICO, E., NICHOLAS, J. B., & NEUMANN, G. A. (2017). Evidence for a Low Bulk Crustal Density for Mars from Gravity and Topography. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 7686-7694.
- GROTT, M., & BREUER, D. (2010). On the Spatial Variability of the Martian Elastic Lithosphere Thickness: Evidence for Mantle Plumes? *Journal of Geophysical Research*, 115(E3), 1-16.
- GUEX, J., PILET, S., MÜNTENER, O., BARTOLINI, A., SPANGENBERG, J., SCHOENE, B., SELL, B., & SCHALTEGGER, U. (2016). Thermal Erosion of Cratonic Lithosphere as a Potential Trigger for MassExtinction. *Scientific Reports*, 6, 23168.
- HARTMANN, W. K., MALIN, M., MCEWEN, A., CARR, M., SODERBLUM, L., THOMAS, P., DANIELSON, E., JAMES, P., & VERVEKA, J. (1999). Evidence for Recent Volcanism on Mars from Crater Counts. *Nature*, 397(6720), 586-589.
- HEISKANEN, W., & MORITZ, H. (1969). *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- HINZE, W. J., AIKEN, C., BROZENA, J., COAKLEY, B., DATER, D., FLANAGAN, G., FORSBERG, R., HILDENBRAND, T., KELLER, G. R., KELLOGG, J., KUCKS, R., LI, X., MAINVILLE, A., MORIN, R., PILKINGTON, M., PLOUFF, D., RAVAT, D., ROMAN, D., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., ... WINESTER, D. (2005). New Standards for Reducing Gravity Data: The North American Gravity Database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.
- HIRT, C., CLAESSENS, S. J., KUHN, M., & FEATHERSTONE, W. E. (2012). Kilometer-Resolution Gravity Field of Mars: MGM2011. *Planetary and Space Science*, 67(1), 147-154.
- JANLE, P., & ERKUL, E. (1991). Gravity Studies of the Tharsis Area on Mars. *Earth, Moon and Planets*, 53, 217-232.
- JELLINEK, A. M., JOHNSON, C. L., & SCHUBERT, G. (2008). Constraints on the Elastic Thickness, Heat Flow, and Melt Production at Early Tharsis from Topography and Magnetic Field Observations. *Journal of Geophysical Research*, 113(E6), 1-15.
- KEDDIE, S. T., & HEAD, J. W. (1994). Sapas Mons, Venus: Evolution of a Large Shield Volcano. *Earth, Moon and Planets*, 65(2), 129-190.
- KHAN, A., LIEBSKE, C., ROZEL, A., RIVOLDINI, A., NIMMO, F., CONNOLLY, J. A. D., PLESA, A. C., & GIARDINI, D. (2018). A Geophysical Perspective on the Bulk Composition of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(2), 575-611. <https://doi.org/10.1002/2017JE005371>
- MCGOVERN, P. J., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., SIMONS, M., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., NEUMANN, G. A., AHARONSON, O., & HEAD, J. W. (2002). Localized Gravity/Topography Admittance and Correlation Spectra on Mars: Implications for Regional and Global Evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107(E12), 5136.

- MCGOVERN, P. J., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., SIMONS, M., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., NEUMANN, G. A., AHARONSON, O., HEAD, J. W., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., GREGORY, A., AHARONSON, O., & HEAD, J. W. (2004). Correction to "Localized Gravity/Topography Admittance and Correlation Spectra on Mars: Implications for Regional and Global Evolution". *Journal of Geophysical Research*, 109(E7), 1-5.
- MCKENZIE, D., BARNETT, D. N., & YUAN, D. (2002). The Relationship between Martian Gravity and Topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(1-2), 1-16. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00555-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00555-6)
- NEUMANN, G. A., ZUBER, M. T., WIECZOREK, M. A., MCGOVERN, P. J., LEMOINE, F. G., & SMITH, D. E. (2004). Crustal Structure of Mars from Gravity and Topography. *Journal of Geophysical Research*, 109(E8), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2004JE002262>
- PARRO, L. M., JIMÉNEZ-DÍAZ, A., MANSILLA, F., & RUIZ, J. (2017). Present-day Heat Flow Model of Mars. *Scientific Reports*, 7(45629), 1-9. <https://doi.org/10.1038/srep45629>
- PHILLIPS, R. J., SAUNDERS, R. S., & CONEL, J. E. (1973). Mars: Crustal Structure Inferred from Bouguer Gravity Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 78(23), 4815-4820. <https://doi.org/10.1029/JB078i023p04815>
- POPPE, S. (2012). *Caldera Collapse on Basaltic Shield Volcanoes: Analogue Models Compared to the Karthala Caldera Complex, Grande Comore*. [Thesis Master]. Ghent University, Belgium.
- PRATT, J. H. (1855). On the Attraction of the Himalaya Mountains, and of the Elevated Regions beyond them, upon the Plumb-Line in India. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 16(2), 36-41. <https://doi.org/10.1093/mnras/16.2.36>
- REDMOND, H., & KING, S. (2004). A Numerical Study of a Mantle Plume beneath the Tharsis Rise: Reconciling Dynamic Uplift and Lithospheric Support Models. *Journal of Geophysical Research*, 109(E9), 1-14. <https://doi.org/10.1029/2003JE002228>
- REESE, C. C., SOLOMATOV, V. S., BAUMGARDNER, J. R., STEGMAN, D. R., & VEZOLAINEN, A. V. (2004). Magmatic Evolution of Impact-induced Martian Mantle Plumes and the Origin of Tharsis. *Journal of Geophysical Research*, 109(E8), 1-10. <https://doi.org/10.1029/2003JE002222>
- RICHARDSON, J., BLEACHER, J., & GLAZE, L. (2013). The Volcanic History of Syria Planum, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.007>
- SLEEP, N. H., & PHILLIPS, R. J. (1979). An Isostatic Model for the Tharsis Province, Mars. *Geophysical Research Letters*, 6(10), 803-806. <https://doi.org/10.1029/GL006i010p00803>
- SMITH, D. E., SJOGREN, W. L., TYLER, G. L., BALMINO, G., LEMOINE, F. G., & KONOPLIV, A. S. (1999). The Gravity Field of Mars: Results from Mars Global Surveyor. *American Association for the Advancement of Science*, 286(5437), 94-97. <https://doi.org/10.1126/ciencia.286.5437.94>
- SMITH, D. E., ZUBER, M. T., FREY, V., GARVIN, B., MUHLEMAN, O., PETTENGILL, H., PHILLIPS, J., ZWALLY, H. J., DUXBURY, C., LEMOINE, G., NEUMANN, A., ROWLANDS, D. D., AHARONSON, O., FORD, P. G., IRANOV, A. B., JOHNSON, L., MCGOVERN, J., ABSHIRE, B., AFZAL, R. S., & SUN, X. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment Summary After the First Year of Global Mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106(E10), 23689-23722.
- SMITH, D., ZUBER, M. T., SOLOMON, S. C., PHILLIPS, R. J., HEAD, J. W., GARVIN, J. B., BANERDT, W. B., MUHLEMAN, D. O., PETTENGILL, H., NEUMANN, G. A., LEMOINE, F. G., ABSHIRE, J. B., AHARONSON, O., BROWN, D. C., HAUCK, S., IVANOV, B. A., MCGOVERN, P. J., ZWALLY, H. J., & DUXBURY, C. (1999). The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution. *Science*, 284(5419), 1495-1503.
- SMITH, J. C., PHILLIPS, R. J., & RITKE, S. (1980). An Analysis of Martian Gravity over Three Shield Volcanoes (abs.). En Reports of Planetary Geology Program, 1979-1980, NASA TM- 81776, p. 79.
- SOLOMON, S. C., & HEAD, J. (1982). Evolution of the Tharsis Province of Mars: The Importance of Heterogeneous Lithospheric Thickness and Volcanic Construction. *Journal of Geophysical Research*, 87(B12), 9755-9774.
- STEINBERGER, B., WERNER, S. C., & TORSVIK, T. H. (2010). Deep versus Shallow Origin of Gravity Anomalies, Topography and Volcanism on Earth, Venus and Mars. *Icarus*, 207(2), 564-577. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.12.025>
- STERN, R. J., GERYA, T., & TACKLEY, P. J. (2018). Stagnant-lid Tectonics: Perspectives from Silicate Planets, Dwarf Planets, Large Moons, and Large Asteroids. *Geoscience Frontiers*, 9(1), 103-119.

- TANAKA, K. L., SKINNER, J. A., DOHM, J. M., IRWIN, R. P., KOLB, E. J., FORTEZZO, C. M., PLATZ, T., MICHAEL, G. G., & HARE, T. M. (2014). Geologic Map of Mars: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, Scale 1:20,000,000, Pamphlet 43 p. <https://dx.doi.org/10.3133/sim3292>
- THOR, R. (2016). *Mapping the Thickness of the Martian Elastic Lithosphere Using Maximum Likelihood Estimation* [Thesis Master of Science]. Delft University of Technology, Holanda.
- VENING-MEINESZ, F. A. (1939). Tables Fondamentales pour la Réduction Isostatique Régionale. *Bulletin Géodésique*, 63, 711-776.
- WALCOTT, R. I. (1970). Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3941-3954.
- WATTERS, T. R., MCGOVERN, P. J., & ROSSMAN, P. I. (2007). Hemispheres Apart?: The Crustal Dichotomy on Mars. *Earth and Planetary Science*, 35(1), 621-652.
- WATTS, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Oxford: Cambridge University Press.
- WERNER, S. C. (2009). The Global Martian Volcanic Evolutionary History. *Icarus*, 201(1), 44-68. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.019>
- WIECZOREK, M. A. (2007). Gravity and Topography of the Terrestrial Planets. In Schubert G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*, Vol. 10, 165-206. Los Angeles: Elsevier B.V.
- WILLIAMS, J. ., PAIGE, D. A., & MANNING, C. E. (2003). Layering in the Wall Rock of Valles Marineris: Intrusive and Extrusive Magmatism. *Geophysical Research Letters*, 30(12), 1623.
- WILLIAMS, J., NIMMO, F., MOORE, W. B., & PAIGE, D. A. (2008). The Formation of Tharsis on Mars: What the Line-of-Sight Gravity is Telling Us. *Journal of Geophysical Research*, 113(E10), 1-19.
- WILSON, R. C. L., & HEAD, J. W. (1994). Mars: Review and Analysis of Volcanic Eruption Theory and Relationships to Observed Landforms. *Reviews of Geophysics*, 32(3), 221-263.
- ZENG, H., XU, D., & TAN, H. (2007). A Model Study for Estimating Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over a Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. *Geophysics*, 72(4), 145-150.
- ZHANG, S., & O'NEILL, C. (2015). The Early Geodynamic Evolution of Mars-Type Planets. *Icarus*, 265(2016), 187-208. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.10.019>
- ZIMBELMAN, J. R., & EDGETT, K. S. (1992). The Tharsis Montes, Mars: Comparison of Volcanic and Modified Landforms. *Proceedings of Lunar and Planetary Science*, 22, 31-44.
- ZUBER, M. T. (2001). The Crust and Mantle of Mars. *Nature*, 412, 220-227. <https://doi.org/10.1038/35084163>
- ZUBER, M. T., SOLOMON, S. C., PHILLIPS, R. J., SMITH, D. E., TYLER, G. L., AHARONSON, O., BALMINO, G., BANERDT, W. B., HEAD, J. W., JOHNSON, C. L., LEMOINE, F. G., MCGOVERN, P. J., NEUMANN, G. A., ROWLANDS, D., & ZHONG, S. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. *Science*, 287(5459), 1788-1793.

MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DE CARIACO

NOEL CRASTO^{1,2,a}, RAFAEL ACOSTA¹, FREDDY RONDÓN^{1,3}, MICHAEL SCHMITZ^{1,2,3}

¹Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geofísica Aplicada, Caracas, Venezuela.

²Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

³Universidad Simón Bolívar, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela.

e-mail:^anoelcrasto8@gmail.com

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: abril de 2021

RESUMEN

Se realizó un conjunto de modelos gravimétricos 2D de la ciudad de Cariaco, con el objetivo de describir la estructura y geometría de la cuenca sedimentaria de Cariaco a una escala regional y así contribuir con los estudios de microzonificación sísmica de la región. Se utilizó una base de datos de anomalía de Bouguer que integra información terrestre y satelital con una resolución de $0,01^\circ \times 0,01^\circ$, la separación regional y residual se obtuvo mediante una continuación analítica 200 m hacia arriba y los perfiles se trazaron sobre el mapa residual de la anomalía de Bouguer. En el mapa residual se pudo observar que los contornos que incluyen los menores valores de anomalía de Bouguer poseen una tendencia que varía de E-O a SO-NE, la cual corresponde a la extensión de la cobertura sedimentaria, mientras que los espesores determinados mediante los modelos 2D varían entre 60 m y 270 m. Los espesores entre 200 m y 270 m representan el depocentro de la cuenca, que además coincide con la localidad de Cariaco, el espesor de sedimentos mantiene una tendencia descendente hacia los extremos este y oeste, mientras que, al norte y sur, la cuenca se encuentra limitada por la cordillera Araya - Paria y la Falla El Pilar.

Palabras claves: Modelo gravimétrico, Cariaco, Microzonificación sísmica, Anomalía de Bouguer, Falla El Pilar.

2D GRAVIMETRIC MODELS OF THE CARIACO SEDIMENTARY BASIN

ABSTRACT

A set of 2D gravimetric models of the city of Cariaco was made, with the objective of describing the structure and geometry of the basin at a regional scale and thus contribute to the seismic microzoning studies of the region. The Bouguer anomaly database used integrates terrestrial and satellite information with a resolution of $0.01^\circ \times 0.01^\circ$, the regional and residual separation was obtained by an analytical continuation 200 m upwards and the profiles were drawn on the residual map of the Bouguer anomaly. In the residual map it could be observed that the contours that include the lowest values of the Bouguer anomaly have a trend that varies from EO to SO-NE, which corresponds to the extension of the sedimentary cover, while the thicknesses determined by the models 2D vary between 60 m and 270 m. The thicknesses between 200 m and 270 m represent the depocenter of the basin, which also coincides with the town of Cariaco, the thickness of the sediments maintains a downward trend towards the east and west, while, to the north and south, the basin is located bounded by the Araya - Paria mountain range and the Falla El Pilar.

Keywords: Gravimetric model, Cariaco, Seismic microzoning, Bouguer anomaly, Falla El Pilar.

INTRODUCCIÓN

Las condiciones geológicas y estructurales de las cuencas sedimentarias han sido un importante objeto de estudio en zonas urbanas, debido a la amplificación que experimentan las ondas sísmicas en presencia de material sedimentario. Diferentes métodos geofísicos se utilizan para obtener estimaciones detalladas de la estructura y propiedades físicas de suelo, con el fin de identificar y delimitar zonas según su respuesta sísmica, lo que se conoce como microzonificación sísmica.

Entre los métodos empleados para los estudios de microzonificación sísmica, la gravimetría representa un gran

aporte para el entendimiento de las estructuras del subsuelo y la estimación de espesores sedimentarios. En Venezuela, las zonas de mayor densidad poblacional coinciden con las zonas de mayor actividad sísmogénica. Eventos como el terremoto del 9 de julio de 1996 en la localidad de Cariaco, evidencian la importancia de estos estudios para disminuir las pérdidas humanas y materiales ante la ocurrencia de un evento sísmico.

La ciudad de Cariaco (Figura 1) se localiza al oeste del estado Sucre y es conocida por su elevada actividad sísmica. Esta ciudad se encuentra sobre el Sistema de Fallas El Pilar, uno de los principales sistemas de fallas de Venezuela, por lo que se considera como una ciudad de alto riesgo sísmico.

Después del terremoto de 1996 se incrementaron los estudios geológicos y geofísicos con la finalidad de estudiar el factor de riesgo y así formular recomendaciones estructurales con el fin de mitigar el riesgo sísmico de la zona; no obstante, aún se desconoce la estructura y espesor sedimentario de la cuenca sobre la que se asienta la ciudad. Por lo tanto, como una primera solución a este problema,

se planteó la realización de modelos gravimétricos 2D del subsuelo, con el objetivo de obtener perfiles que describan la estructura y geometría de la cuenca a una escala regional, lo que sería un valioso aporte a futuro al integrar estos resultados con otros métodos geofísicos realizados en la zona para desarrollar el proyecto de microzonificación sísmica de Cariaco.

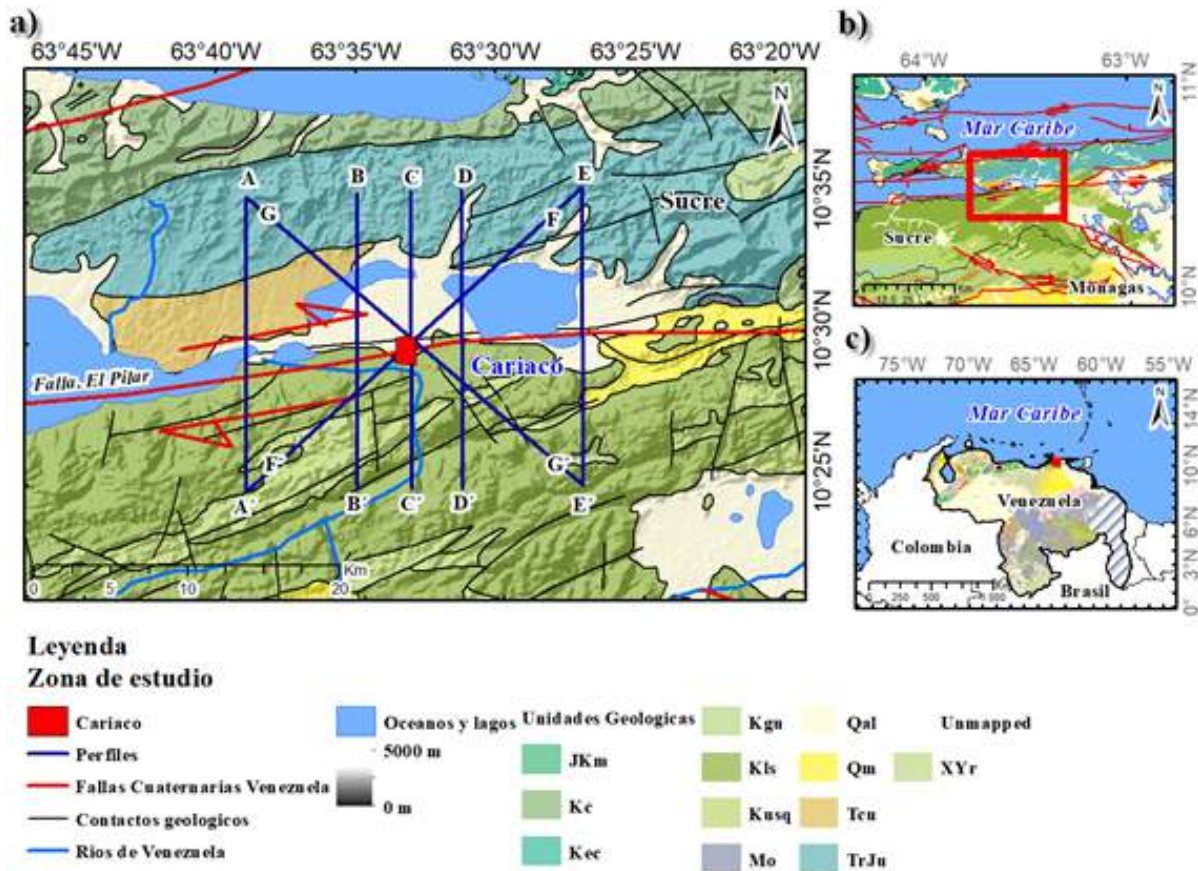


Figura 1. Mapa de Geología y localización de la zona de estudio con unidades geológicas (Hackley et al. (2006)) y fallas cuaternarias (Audemard et al. (2000)). a) Zona de estudio, b) Ubicación regional de la zona nororiental de Venezuela, c) Ubicación regional de Venezuela.

MARCO GEOLÓGICO

El oriente de Venezuela se caracteriza por la interacción transpresiva entre las placas Caribe y Suramericana (Audemard, 2007). La placa Caribe presenta un movimiento relativo hacia el este a razón de 20 mm/año con respecto a la placa Suramericana (Pérez et al., 2001). Este movimiento se evidencia a lo largo del límite sur de la placa Caribe a partir del sistema de fallas San Sebastián - El Pilar (Speed, 1985; Avé Lallemand, 1997). El sistema de fallas El Pilar presenta un movimiento transcurrente dextral y se extiende por aproximadamente 350 km entre el golfo de Cariaco y la península de Paria. La profundidad de esta falla no se encuentra bien definida; Vierbuchen (1983) infiere a partir de gradientes de gravedad que las discontinuidades verticales de densidad se encuentran entre 5 y 10 km, mientras que Schubert (1984) propone que el plano de falla

alcanza una profundidad de 8 km según estudios de sísmica de reflexión.

Al norte de la falla El Pilar se encuentra la cordillera Araya - Paria, la cual consiste en un bloque de rocas metamórficas mesozoicas, mientras que al sur se ubica la Serranía del Interior, la cual se compone por una secuencia sedimentaria plegada y fallada que suprayace a sedimentos cretácicos y terciarios (González de Juana, Iturralde de Aroza y Picard, 1980; Avé Lallemand, 1997). Al noreste de Cariaco (Figura 1) se ubica una unidad de rocas neógenas, mientras que al sur de la falla El Pilar se encuentran sedimentos cuaternarios. Los sedimentos que constituyen el subsuelo de Cariaco pertenecen a una cuenca controlada por la falla El Pilar, el aporte de material proviene tanto de la cordillera Araya-Paria, como de la Serranía del Interior, lo que deriva en un material sedimentario heterogéneo principalmente de origen continental (González et al., 2004).

Estudios geofísicos previos a partir de mediciones de microtremor realizados por Masaki, Saguchi y Sánchez, (1998) sugieren que la zona de mayor espesor sedimentario se localiza al norte de Cariaco, no obstante Schmitz, Alvarado y Luth (2005) indican a partir de estudios de sísmica de refracción que la zona de mayor espesor se encuentra en el borde de la falla El Pilar, al sur de Cariaco. Por otra parte, González et al. (2004) indican a partir de sísmica de refracción, que las velocidades de ondas S correspondientes a los sedimentos cuaternarios (menor a 700 m/s) supera los 90 m en gran parte de la ciudad; asimismo, señalan la presencia de una capa de material terciario a profundidades entre 60 y 90 m que no se distingue en toda la ciudad.

METODOLOGÍA

La base de datos gravimétricos utilizada en este trabajo, corresponde a las anomalías de Bouguer completa del departamento de geofísica de FUNVISIS (2018), la cual se encuentra corregida al nivel medio del mar con una densidad de 2,67 g/cm³. Los datos está compuesto por información de origen terrestre, integrados con datos del modelo gravimétrico satelital EIGEN 6C4 del ICGEM (International Centre for Global Earth Models) (Förste et al., 2014). El EIGEN-6C4 (European Improved Gravity model of the Earth by New techniques) (Förste et al., 2014) es un modelo estático mundial del campo gravimétrico global que incluye datos del GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer) hasta el grado 2190, en término de armónicos esféricos. Ha sido elaborado conjuntamente por GFZ Potsdam y GRGS Toulouse. Los datos gravimétricos del modelo EIGEN 6C4 empleados fueron descargados de la página web del ICGEM (International Centre for Global Earth Models). con el fin de mejorar la cobertura de los datos terrestres, de origen satelital con una resolución de 0,01°×0,01°.

El procesamiento del dato se realizó mediante el software Oasis Montaj (Geosoft Inc., 2006), en donde se obtuvieron las componentes regional y residual a partir de una continuación analítica 200 m hacia arriba. Con el fin de modelar los depósitos sedimentarios, se trazaron 7 perfiles sobre el mapa residual de la anomalía de Bouguer. En los perfiles se incorporó toda la información geológica y geofísica regional y local disponible (Audemard et al. 2000; González et al. 2004; Schmitz et al. 2005a; Hackley et al. 2006; Liuzzi et al. 2006). El modelo digital de elevación del terreno (DEM) usado para la corrección topográfica está basado en el modelo Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Jarvis et al. 2008) con una resolución de 30 m. mientras que los rangos de densidad utilizados para el ajuste del modelo, se basaron en los estudios previos de Schmitz et al. (2005) y Rodríguez (2014) que comprenden el Oriente de Venezuela.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La separación regional y residual permitió distinguir con mayor detalle las variaciones litológicas y estructurales de la zona. El mapa de anomalía de Bouguer regional (Figura 2a) mantiene una tendencia ascendente de los valores de anomalías hacia el norte, lo que refleja la variación del espesor cortical en esta zona de oriente de Venezuela. En el mapa residual de la anomalía de Bouguer (Figura 2b) se observa una tendencia delimitada por contornos cuya orientación varía de E-O a SO-NE. Resalta la presencia de una zona de valores entre -3 mGals y -10 mGals que se extiende desde el extremo oriental del Golfo de Cariaco hasta Carúpano. Esta zona está relacionada al espesor de sedimentos que constituye las cuencas ubicadas entre la cordillera Araya-Paria y la Serranía del Interior. Al norte y sur de esta franja, los valores de anomalías incrementan debido a la presencia de las rocas de la Serranía del Interior y la cordillera Araya-Paria.

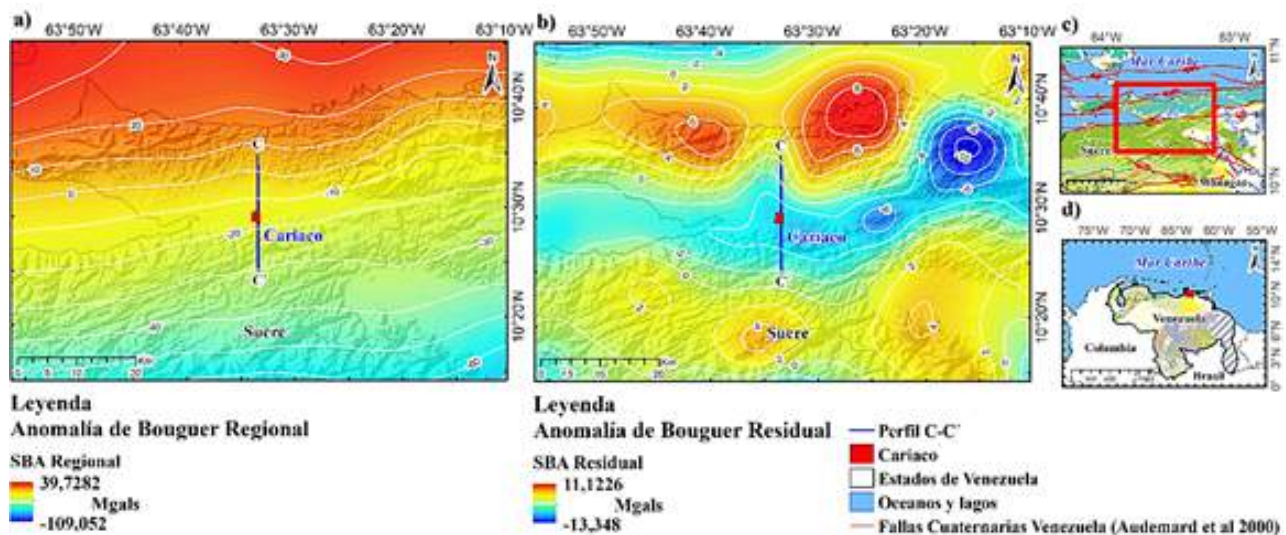


Figura 2. a) Anomalía de Bouguer regional. b) Anomalía de Bouguer residual, c) Ubicación regional de la zona de estudio, d) Ubicación regional de la zona nororiental de Venezuela.

El perfil C-C' (Figura 3) atraviesa la ciudad de Cariaco, en el extremo norte se observan las rocas metamórficas de la cordillera Araya - Paria, mientras que al sur las rocas sedimentarias de la Serranía del Interior. Las areniscas y calizas del Mio-Plioceno no afloran en la zona que comprende el perfil y su espesor se reduce significativamente de 96 m en el norte a 30 m al sur en la ciudad de Cariaco. La cobertura sedimentaria alcanza una profundidad máxima de 270 m en el centro de la cuenca y luego disminuye hacia el sur, donde alcanza 120 m en

el contacto con la falla. Finalmente, se podría concluir que el mapa residual permitió observar una zona de mínimos locales y absolutos correspondientes a la extensión de la cobertura sedimentaria. El modelo gravimétrico permitió conocer la estructura y geometría de la cuenca de Cariaco, en donde la falla El Pilar representa un contacto abrupto que limita la extensión de los sedimentos hacia el sur de la misma. Además, se pudo detallar el depocentro de la cuenca cercano a la ciudad de Cariaco, con espesores entre 200 y 270 m.

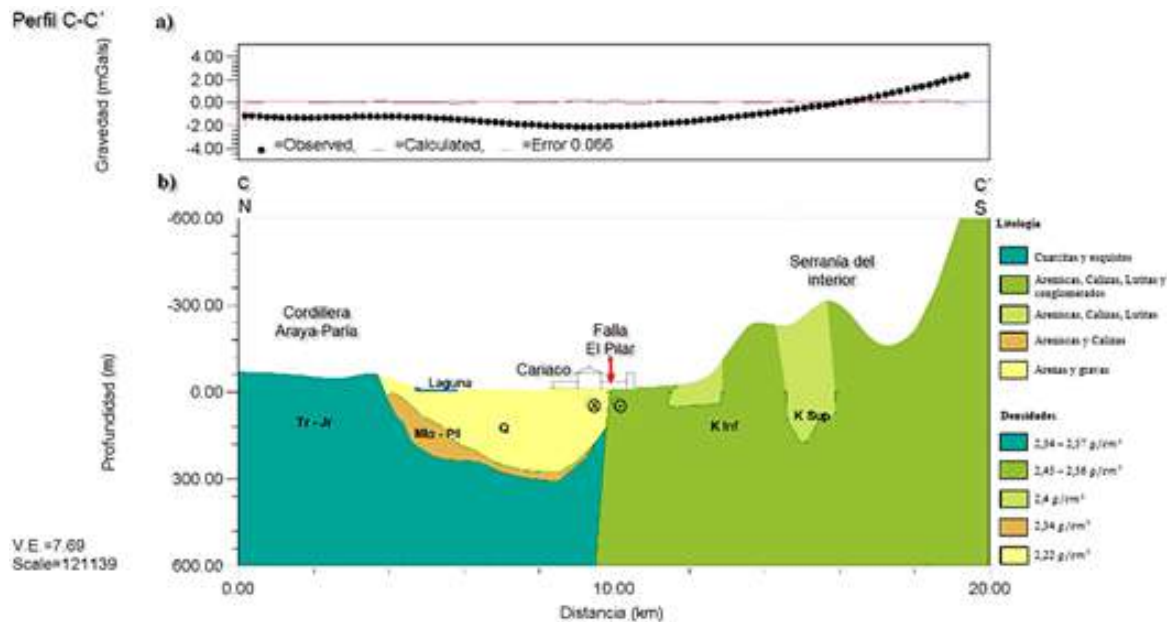


Figura 3. a) Curva de anomalía de Bouguer, b) Modelo gravimétrico de la ciudad de Cariaco-Perfil C-C'.

CONCLUSIONES

El mapa de anomalías de Bouguer se encuentra influenciado principalmente por las fuentes profundas como la variación del espesor cortical; sin embargo, el mapa residual permitió observar una zona de mínimos locales y absolutos correspondientes a la extensión de la cobertura sedimentaria, diferenciada de las zonas de máximos que corresponden a las cordilleras que limitan la cuenca al norte y sur.

El perfil C-C' permitió conocer la estructura y geometría de la cuenca de Cariaco, en donde la falla El Pilar representa un contacto abrupto que limita la extensión de los sedimentos hacia el sur de la misma. Además, se pudo detallar el depocentro de la cuenca cercano a la ciudad de Cariaco, con espesores entre 200 y 270 m. Al oeste de Cariaco se tiene una capa de areniscas y calizas consolidadas que se extienden desde el golfo de Cariaco y disminuye su espesor hacia el Sur; coincidiendo con los modelos y resultados presentados en estudios previos.

Se recomienda realizar una comparación de este estudio con adquisiciones terrestres de mejor resolución para obtener

estimaciones más exactas de las variaciones del espesor de sedimentos bajo la ciudad de Cariaco. Del mismo modo, es importante integrar estos resultados con otros estudios geofísicos y geomorfológicos para obtener modelos más robustos.

REFERENCIAS

- AUDEMARD, F., MACHETTE, M., COX, J., DART, R. & HALLE, K. (2000). *Map and database of quaternary faults and folds in Venezuela and its offshore regions*. 78-page report, Reston, VA, USA.
- AUDEMARD, F. (2007). Revised seismic history of the El Pilar fault, northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results. *Journal of Seismology*, 11, 311 - 326.
- AVÉ LALLEMANT, H. (1997). Transpression, displacement partitioning, and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary zone. *Tectonics*, 16(2), 272-289.

- FÖRSTE, C., BRUINSMA, L., ABRIKOSOV, O., LEMOINE, J., SCHALLER, T., H. J. GÖTZE J., MARTY, F., FLECHTNER, G., BALMINO R., & BIANCALE, F. (2014). EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. *5th GOCE User Workshop*, Paris, 25 - 28 Nov., France.
- GEOSOFT INC. (2006). Tutorial and user guide: Gravity data processing extension for Oasis Montaj v6.3. In Whitehead, N. and Musselman, C. (Edits.) Toronto: Geosoft Oasis Montaj.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE DE AROZENA, J., & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas. Ediciones Foninves. 1106.
- GONZÁLEZ, J., SCHMITZ, M., AUDEMARD, F.A., CONTRERAS, R., MOCQUET, A., DELGADO, J., & DE SANTIS, F. (2004). Site effects of the 1997 Cariaco, Venezuela earthquake. *Engineering Geology*, 72, 143-177.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, W., & GARRITY, C. (2006). *Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750,000*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1109.
- JARVIS, A., REUTER, I., NELSON, A. & GUEVARA, E. (2008). Hole-filled seamless SRTM data V4. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). <http://srtm.csi.cgiar.org>
- LIUZZI, D., SCHMITZ, M., JÁCOME, M & SÁNCHEZ, J. (2006). Adelgazamiento de sedimentos Cretácicos - Oligocenos bajo de Serranía del Interior, Noreste de Venezuela: Evidencia a partir de observaciones de sísmica profunda. *Conference Proceedings, 9th Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas* (Colombia).
- MASAKI, K., SAGUCHI, K., & SÁNCHEZ, A. (1998). On the 1997 Cariaco earthquake and microtremor observation in the Cariaco city. *Taller sobre Microzonificación Sísmica en Países Vulnerables*, Yokohama, Japón, 9 - 10 de marzo de 1998, Proceedings. 10 pp.
- PÉREZ, O., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J., HERNÁNDEZ, N., MONCAYO, C., HOYER, M., & KOZUCH, M. (2001). Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South?American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letter*, 28(15), 2987-2990.
- RODRÍGUEZ, I. (2014). *Gravity Anomalies, Geodynamic modelling and the Eastern Venezuela basin evolution*. [PhD Thesis, Durham University]. Durham, England.
- SCHUBERT, C. (1984). Basin formation along the Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. *Journal of Geophysical Research Bulletin*, 89(B7), 5711-5718.
- SCHMITZ, M., ALVARADO, L. & LUTH, S. (2005). The velocity structure of the Cariaco sedimentary basin, northeastern Venezuela, from refraction seismic data and possible relationship to earthquake hazard. *Journal of South American Earth Sciences* 18(2), 89-105.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M. I., SÁNCHEZ, J., & ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wideangle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*, 399, 109-124.
- SPEED, R. C. (1985). Cenozoic collision of the Lesser Antilles Arc and continental South America and the origin of the El Pilar fault. *Tectonics*, 4, 41-69.
- VIERBUCHEN, R. (1984). *The geology of the El Pilar Fault Zone and adjacent areas in northeastern Venezuela*. Bonini, W.E., Hargraves, R.B. and Shagram, R. (Editors). The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. The Geological Society of America. Memoir 162, 189-252.

ANÁLISIS INTERFEROMÉTRICO MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES (IMASW) Y REFRACCIÓN DE MICROTREMORES PARA EL CÁLCULO DE VS30 EN MARACAY, VENEZUELA

VÍCTOR ADOLFO ESCOBAR^{1,a}, MICHAEL SCHMITZ^{1,2,3,b}, JAVIER SÁNCHEZ ROJAS², FREDDY RONDÓN^{1,2,c}

¹Universidad Simón Bolívar (USB), Dpto. de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela.

²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geofísica Aplicada, Caracas, Venezuela.

³Universidad Central de Venezuela (UCV), Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

e-mail: ^avaescobarb@gmail.com, ^bschmitzschutt@gmail.com, ^cfjrondon369@gmail.com

Recibido: marzo de 2021

Aprobado para publicación: junio de 2021

RESUMEN

Los métodos sísmicos de fuente pasiva basados en arreglos lineales constituyen una práctica común para la estimación de la velocidad de onda de corte del subsuelo somero, especialmente en entornos urbanos. El presente trabajo está enfocado en la comparación de dos de estos métodos: análisis interferométrico multicanal de ondas superficiales (IMASW) y refracción de microtremores (ReMi). Se aplicaron ambos métodos a un set de datos sísmicos con fuentes de ruido ambiental de la ciudad de Maracay. Se utilizó interferometría sísmica para generar registros de fuente virtual a partir de mediciones de ruido ambiental, y a estos registros se les aplicó un análisis multicanal de ondas superficiales, para finalmente construir un mapa de velocidad de onda de corte hasta 30 m de profundidad. Los resultados obtenidos incluyen perfiles bidimensionales que destacan la distribución de velocidades en los primeros 30m de profundidad. Estos resultados evidencian principalmente que ambos métodos tienen limitaciones para recuperar información en las bajas frecuencias. El método IMASW ofrece una alternativa viable y menos ambigua (en términos de interpretación) respecto al método ReMi. Como alternativa, esta metodología tiene un potencial a ser explorado en el contexto de adquisición (diferentes arreglos, tiempos de adquisición) y también en el procesamiento. Este trabajo pretende ser una contribución en favor de esta metodología para microzonificación sísmica.

Palabras claves: Métodos sísmicos pasivos, Interferometría sísmica, ruido sísmico, análisis multicanal de ondas superficiales, refracción de microtremores.

MULTICHANNEL INTERFEROMETRIC ANALYSIS OF SURFACE WAVES (IMASW) AND REFRACTION MICROTREMORS FOR THE CALCULATION OF VS30 IN MARACAY, VENEZUELA

ABSTRACT

Passive source seismic methods based on line arrays are common for shear wave velocity estimation of the shallow subsurface, especially in urban environments. The present work is focused on comparing two of these methods: interferometric multichannel analysis of surface waves (IMASW) and microtremor refraction (ReMi). Both methods were applied to a seismic dataset with ambient noise sources from Maracay. Seismic interferometry was used to generate virtual source records from ambient noise measurements. A multichannel surface wave analysis was applied to these records to construct a shear wave velocity map up to 30 m depth. The results include two-dimensional profiles highlighting the velocity distribution in the first 30m depth. These results show that both methods have limitations in retrieving information at low frequencies. The IMASW method offers a viable and less ambiguous (in terms of interpretation) alternative to the ReMi method. As an alternative, this methodology has the potential to be explored in the acquisition context (different arrays, acquisition times) and also in processing. This work intends to contribute to favor of this methodology for seismic microzonation.

Keywords: Passive seismic methods, seismic interferometry, seismic noise, multichannel surface wave analysis, microtremor refraction.

INTRODUCCIÓN

La caracterización geofísica del subsuelo somero es de vital importancia en áreas urbanas, por lo cual es necesario el desarrollo de métodos que permitan estimar los efectos de sitio de manera más eficiente y al menor costo posible. El análisis interferométrico es un campo de

la investigación geofísica cada vez más extendido. Este se basa en la correlación cruzada de campos de onda registrados en cada receptor, con la finalidad de obtener funciones de Green empíricas, las cuales serían las señales registradas si uno de los receptores es reemplazado por una fuente (Bakulin y Calvert, 2006; Curtis et al., 2006; Sánchez-Sesma, 2006).

En sus orígenes, el método interferométrico fue aplicado a registros de ruido sísmico ambiental empleando sismómetros como una alternativa a la tomografía sísmica convencional (Shapiro y Campillo, 2004; Snieder, 2004; Bensen et al., 2007; Xu et al. 2013). Aplicaciones más recientes optan por usar ruido generado por el tráfico, como fuente para la recuperación de ondas superficiales, especialmente en áreas urbanas, donde el uso de fuentes activas no siempre es posible o logísticamente rentable (Behm et al., 2014; Feuvre et al., 2014; Cheng et al., 2015; Pan et al., 2016).

Es posible aplicar análisis multicanal de ondas superficiales a registros de fuente virtual, los cuales son obtenidos mediante correlación cruzada de registros de arreglos unidimensionales para obtener la velocidad de cizalla del subsuelo en estudio (Cheng et al., 2016). Esta metodología surge como alternativa al método de refracción de microtremores (ReMi), el cual está basado en una transformada bidimensional de lentitud-frecuencia (denotada por algunos autores como p-f) para luego realizar la selección de pares lentitud-frecuencia que componen la curva de dispersión (Louie, 2001). Esta selección debe ser realizada con especial cautela ya que la velocidad de fase verdadera puede corresponder a cualquier valor entre la máxima amplitud y la envolvente de mínima velocidad,

lo cual implica cierta incertidumbre en las curvas de dispersión obtenidas mediante ReMi (Strobbia y Cassiani, 2011). Dicha incertidumbre es mucho menor al realizar la selección de los pares velocidad- frecuencia en el espectro de dispersión obtenido mediante el análisis multicanal de ondas superficiales, donde los pares son seleccionados en las secciones de máxima amplitud del espectro (Xu et al., 2017).

Considerando las diferencias entre ambos métodos, se propone una comparación que permita establecer las diferencias entre ellos, principalmente en el cálculo del parámetro Vs30. Para este propósito, se aplican análisis de Refracción de Microtremores e interferometría multicanal a mediciones de ruido sísmico adquiridas en la ciudad de Maracay, Venezuela.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca del Lago de Valencia es una depresión topográfica limitada por fallas dextrales (Figura 1). La ciudad de Maracay, ubicada al noreste del lago, está asentada sobre sedimentos de edad cuaternario (Pleistoceno a Holoceno) que pueden tener, principalmente, dos orígenes: aluvial y lacustre (Hernández, 2006).

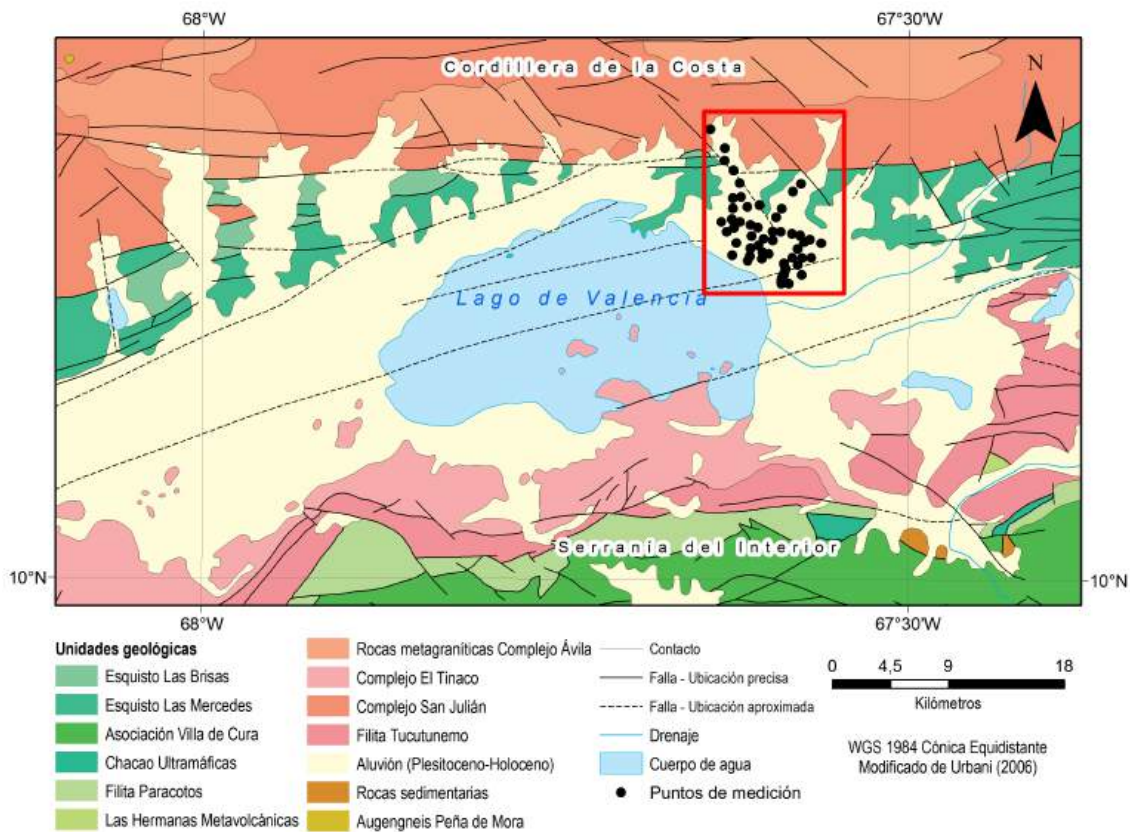


Figura 1. Mapa geológico destacando, en un rectángulo rojo, la zona de estudio. Se observa que las principales formaciones cercanas a la zona de estudio son el Esquisto de Las Mercedes y el Complejo San Julián. En color negro se indican las ubicaciones de los tendidos. Modificado del mapa de Hackley et al. (2006).

Lago de Valencia

El Lago de Valencia es un lago endorreico situado en una fosa tectónica, un graben hundido en la corteza terrestre con respecto a las dos cadenas montañosas: la Cordillera de La Costa, al norte, y la Serranía del Interior, al sur. Tiene una superficie cercana a 380 km². Su profundidad máxima alcanza 38 m en su parte centro-oriental. Esta fosa tectónica es la expresión superficial de la Falla de La Victoria (Bueno, 1979).

Evolución del Lago de Valencia El Lago de Valencia se formó bajo condiciones de un clima tropical húmedo, al empezar el Pleistoceno, en un "goben". Este graben desarrolló un sistema hidrográfico que drenaba toda el área entre los valles de Aragua y la cuenca, provocando conos aluviales y sedimentos fluviales, originando el represamiento de aguas, y con este, el origen del lago Valencia I (Peeters, 1971).

El clima evolucionó a condiciones sub-áridas durante la primera mitad del Pleistoceno, desecando el lago Valencia I. Las áreas desecadas fueron cubiertas por el avance de los conos de deyección de los ríos importantes y también por napas de gradación. El cuerpo de agua se redujo hasta conformar el lago Valencia II. Predominan los materiales producto de meteorización mecánica transportados por las fuertes lluvias que permitieron el desplazamiento de sedimentos gruesos: peñones, grava y arena gruesa. Una vez más, cambian las condiciones a un clima pluvial y el nivel del lago sube considerablemente durante la segunda mitad del Pleistoceno, formando el Lago Valencia III, alcanzando la máxima cobertura de aguas en el período Holoceno. Peeters (1971) también señala la existencia de tres niveles de arcilla con Planorbis intercalados con niveles de sedimentos fluviales, lo que sugiere períodos de transgresión y regresión lacustre.

TÉCNICAS EXPERIMENTALES

Especificaciones de los datos

Los datos usados corresponden a registros de ruido sísmico de 70 tendidos distribuidos en el área de la ciudad de Maracay (Casalena, 2011), adquiridos como parte de los trabajos de investigación realizados por FUNVISIS (Figura 2). Estos registros tienen un intervalo de muestreo de 0,004 s. Fueron adquiridos mediante arreglos lineales de 48 geófonos de frecuencia fundamental 4,5 Hz. Cada uno de los registros tiene una duración de 30 s, siendo en total 14 registros para cada tendido.

Procesamiento IMASW

De acuerdo con Cheng et al. (2015), el procesamiento mediante análisis multicanal de ondas superficiales (IMASW) puede ser dividido en dos etapas:

1. recuperación de señal de ondas Rayleigh a partir de los registros de ruido, mediante interferometría sísmica, y
2. determinación de la velocidad de ondas S a partir de registros virtuales mediante análisis multicanal de ondas superficiales.

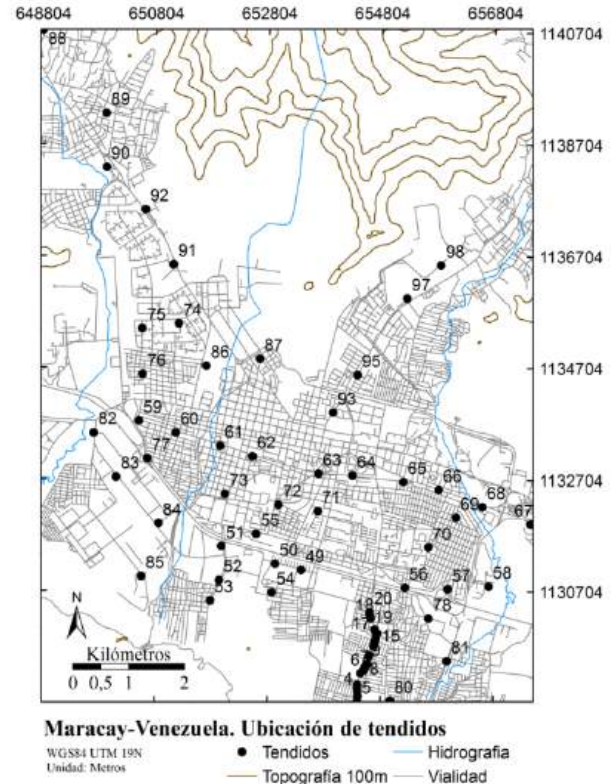


Figura 2. Distribución de los tendidos en la zona de estudio. Los puntos negros indican la ubicación de cada tendido identificado con el número de tendido.

Pre-procesamiento

En esta etapa, mediante el empleo del software Geopsy, y de manera simultánea, se configuran los parámetros de cada geófono correspondiente a un mismo registro. El propósito de este paso es acentuar la señal de banda ancha mediante la atenuación de irregularidades instrumentales (Lontsi et al., 2016). Es importante señalar que algunas de las modificaciones no son lineales, por lo que el orden en que se realizan las operaciones es importante.

- *Substract value: mean value:* Para centrar la señal y remover efectos indeseados de offset.
- *Filtro Pasaband tipo Butterworth [0,25 - 30 Hz]:* También conocido como filtro trapezoidal. Permite atenuar los eventos fuera del rango de frecuencias de interés.
- *Blanqueamiento espectral:* De acuerdo con Bensen et al. (2007), la normalización espectral amplía la banda de señal de ruido ambiental en las correlaciones y mitiga la degradación provocada por fuentes monocromáticas.
- *Función ventana (taper):* también llamada función apodizante en algunos textos. Esta función mejora las propiedades de la señal en el espectro de frecuencia. La amplitud de la señal es reducida a cero en los bordes de la duración muestreada. (Weisstein, s.f.).

- **Correlación cruzada:** Se aplica la correlación entre todos los pares de geófonos posibles y se apilan los resultados de acuerdo con la posición de cada receptor. La correlación cruzada es un indicador de la similitud entre dos señales. En este caso, tiene la finalidad de proveer una estimación de la función de Green entre dos receptores. Finalmente, se obtiene un registro de fuente virtual (**Figura 3**).

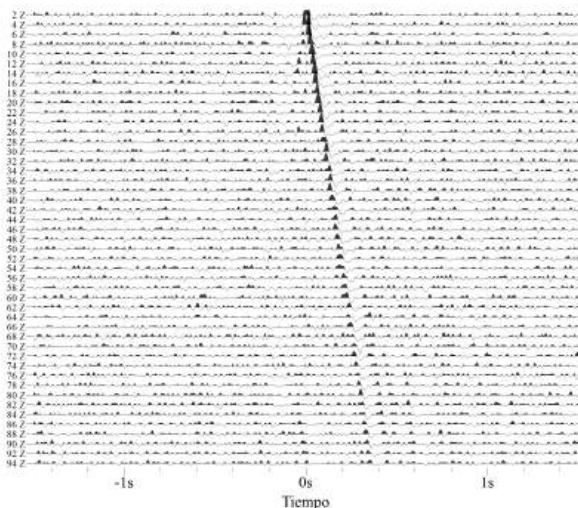


Figura 3. Ejemplo de shot-gather obtenido, mediante correlación con la fuente virtual, en uno de los extremos del tendido.

A los registros de fuente virtual, se les aplica un análisis MASW convencional para generar el espectro de dispersión. Posteriormente se realiza la selección de los pares velocidad-frecuencia que constituirán la curva de dispersión (**Figura 4**).

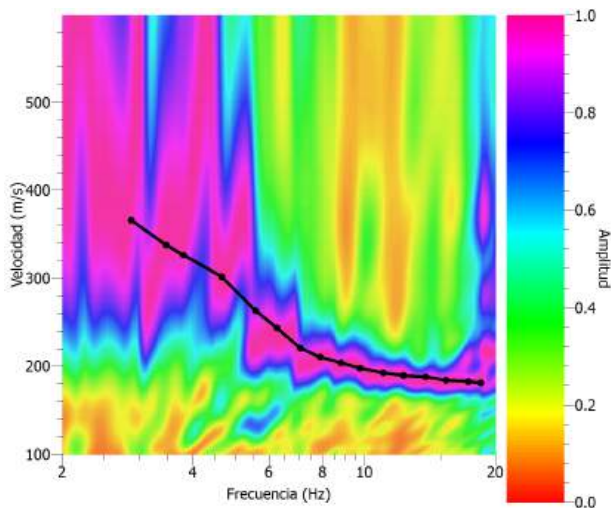


Figura 4. Ejemplo de espectro de dispersión obtenido. A la derecha: selección de puntos para la curva de dispersión.

Procesamiento mediante Refracción de Microtremores (ReMi)

Para obtener resultados mediante el método ReMi, se empleó el software M.A.S. (Microtremor Analyzer Software) desarrollado por **Díaz (2018)**. El programa permite aplicar la configuración geométrica y el pre-procesamiento de la señal de manera automatizada, para todos los registros correspondientes a un tendido, para después aplicar la transformada p-f y, finalmente, extraer una curva de dispersión.

- **Aplicación de geometría:** Se introducen los parámetros correspondientes a la adquisición, tales como la tasa de muestreo y la separación entre los geófonos.
- **Pre-procesamiento:** La señal es centrada y normalizada.
- **Inversión p-tau:** Se aplica la transformada mediante la cual es obtenido el espectro de dispersión.
- **Apilamiento de los espectros obtenidos para cada registro:** Los espectros obtenidos para cada registro de un mismo tendido son apilados y se obtiene una imagen con mejor definición.
- **Extracción de la curva de dispersión:** Para la extracción de la curva de dispersión se consideraron los criterios planteados por **Louie et al. (2017)**, siguiendo una misma tendencia de amplitudes para obtener una curva suavizada, y evitando seleccionar pares frecuencia-velocidad en bandas de frecuencia con muy poca energía sobre la envolvente de mínima velocidad (**Figura 5**).

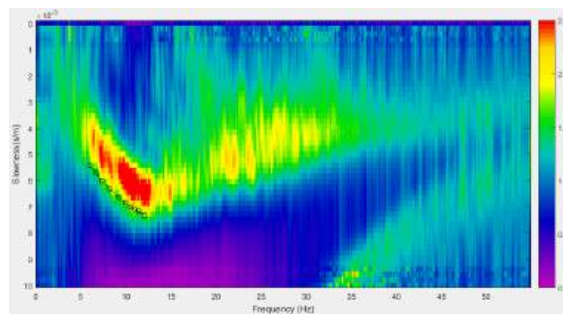


Figura 5. Espectro de ReMi obtenido mediante el programa M.A.S (**Díaz, 2018**). Los círculos de color negro representan los pares lentitud frecuencia seleccionados para la curva de dispersión.

Inversión

Considerando los resultados obtenidos por investigaciones anteriores (**Díaz, 2018**), se proponen tres modelos geológicos de 7 capas, con espesores y velocidades de ondas de corte que incrementan con la profundidad. El principal parámetro es la velocidad de onda S (V_s) dado que, de acuerdo con **Okada (2003)**, la variación de la velocidad de fase de una onda Rayleigh es más susceptible a la velocidad de onda S. Sabiendo esto, se establecen en el software de

inversión, por defecto, los parámetros como la densidad y el coeficiente de Poisson y se varía, principalmente, la velocidad de onda S para mejorar el ajuste. La selección del modelo geológico para cada tendido se hizo tomando en consideración el mapa propuesto por Rojas (2008). Se consideraron también los resultados reportados por Casalena (2011), los cuales son medidas del parámetro Vs30 aplicando el método ReMi.

Las inversiones fueron realizadas mediante la herramienta dinver del programa Geopsy, la cual utiliza el método iterativo del vecino más cercano. Dado un set de ns muestras en el espacio del modelo, este espacio es dividido en ns regiones llamadas celdas de Voronoi, cada muestra corresponde a un modelo. Se calcula una función de desajuste para cada modelo, y se seleccionan los nt modelos con el desajuste más bajo. Nuevamente, se generan ns modelos en el espacio de los previos modelos nt. El proceso se repite para el número de iteraciones establecido por el usuario.

Para facilitar la comparación entre curvas de ambos métodos, se aplica un remuestreo de los pares velocidad-frecuencia de cada curva: 50 muestras con escala en frecuencia, y un corte entre 2 y 20 Hz. Este remuestreo implica una interpolación lineal entre dos pares adyacentes de velocidad frecuencia para una curva. Considerando esto, y que cada curva fue interpretada manualmente, no hay una pérdida significativa de información en frecuencia. Los parámetros utilizados para cada curva fueron seleccionados de acuerdo con su ubicación en el área de estudio. De acuerdo con la geología de la zona, se esperan sedimentos menos consolidados y, por lo tanto, con velocidades menores, en el área mas cercana al lago de Valencia. Los modelos de inversión para tendidos en esta área tienen velocidades de onda de corte menores, en comparación con los tendidos en el norte de la ciudad.

A continuación, se determina la velocidad de onda de corte hasta los primeros 30 m de profundidad. De acuerdo con la norma COVENIN (2001), la velocidad promedio hasta cierta profundidad se obtiene como el cociente de la altura total del perfil, entre la sumatoria de tiempos parciales de viaje por estrato:

$$V_{sp} = \frac{H}{\sum_i^n \frac{h_i}{V_{s,i}}} \quad (1)$$

En la relación anterior, V_{sp} es la velocidad de ondas de corte promedio, H es la profundidad total, h_i es el espesor de la i -ésima capa, y $V_{s,i}$ la velocidad de la i -ésima capa.

Elaboración de mapas

Los mapas se generaron utilizando el método de cuadrícula conocido como kriging. Adicionalmente, se suavizaron las cuadrículas obtenidas mediante un filtro gaussiano de 3×3 , aplicando 10 iteraciones del mismo. Este tipo de filtro modifica los valores de una celda específica con un factor calculado tomando en cuenta los valores de las celdas adyacentes. El "peso" de cada celda en este cálculo depende de su distancia con respecto a la celda central. En el caso de un filtro 3×3 , la subcuadrícula para aplicar el filtro estará compuesta por 9 celdas, con la celda a ser modificada ubicada en el centro.

Se generaron mapas para los resultados obtenidos por MASW Interferométrico, así como también para los resultados obtenidos por Casalena (2011). En el caso de los perfiles, se optó por utilizar el método de cuadrícula de mínima curvatura. Es importante tener en cuenta que este método puede generar artefactos de alta magnitud en áreas donde no hay datos (GOLDEN SOFTWARE, 2018). En este caso, el método de kriging es más adecuado para los mapas, ya que permite delinear con más precisión las variaciones de velocidad en la zona. Para las secciones transversales, se optó por la mínima curvatura para evitar artefactos de alta velocidad que habrían sido delineados por el método de kriging.

Comparación de resultados

Para establecer cualitativamente las diferencias entre las curvas, se graficaron las tres curvas de cada tendido (Figura 6, Figura 7, Figura 8). De manera general, se observan dos tendencias claras en el comportamiento de las curvas: una tendencia en la cual las tres curvas son similares tanto en forma como en valores de pares velocidad-frecuencia (Figura 7), y una tendencia en la cual

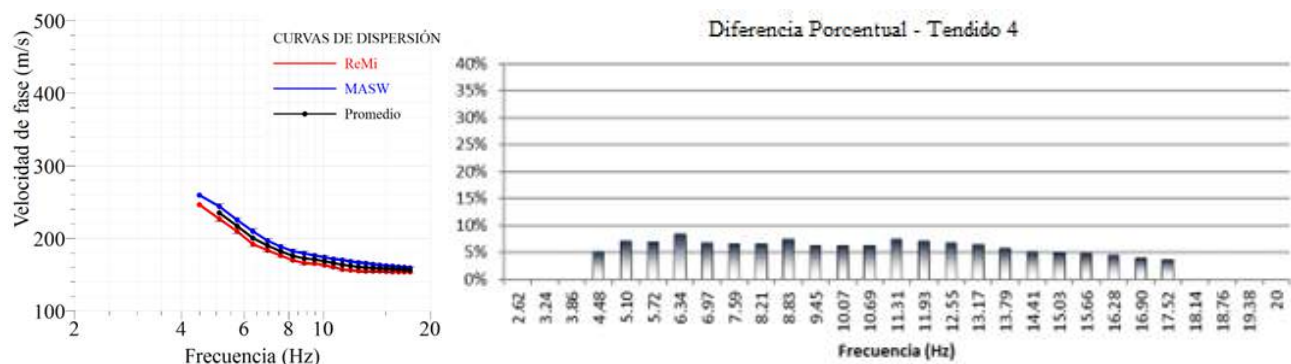


Figura 6. Comparación de curvas remuestreadas con curvas promedio. Método IMASW (Azul); método de ReMi con el programa M.A.S.(Rojo); promedio (Negro). Tendido 4.

la forma de las curvas es similar, pero la curva de IMASW muestra valores de velocidad considerablemente mayores (Figura 8).

Empleando la función promedio del módulo dinver de Geopsy, se calculó una curva promedio tomando en cuenta las curvas extraídas en este estudio (IMASW y ReMi), después de haber sido remuestreadas para los mismos valores de frecuencia. Este remuestreo es una interpolación lineal de pares velocidad-frecuencia adyacentes seleccionados por el intérprete y, por lo tanto, no implica pérdida de información en frecuencia. Se excluyó la curva extraída por Casalena (2011), dado que implicaría que el método ReMi tendría el doble de peso en el cálculo del promedio.

Para cuantificar la diferencia de los valores de velocidad, se calcula la diferencia porcentual de las velocidades en cada frecuencia. Esta diferencia se presenta para cada tendido como un gráfico de barras añadido a cada gráfico de comparación de curvas. La Figura 9 presenta la diferencia porcentual promedio para todas las curvas.

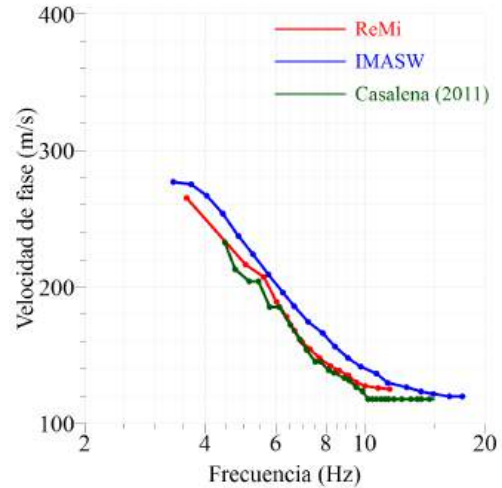


Figura 7. Comparación de curvas de dispersión. Método IMASW (Azul); método de ReMi con el programa M.A.S.(Rojo); método de ReMi obtenido por Casalena (2011) con el programa SeisOpt (Verde). Tendido 10.

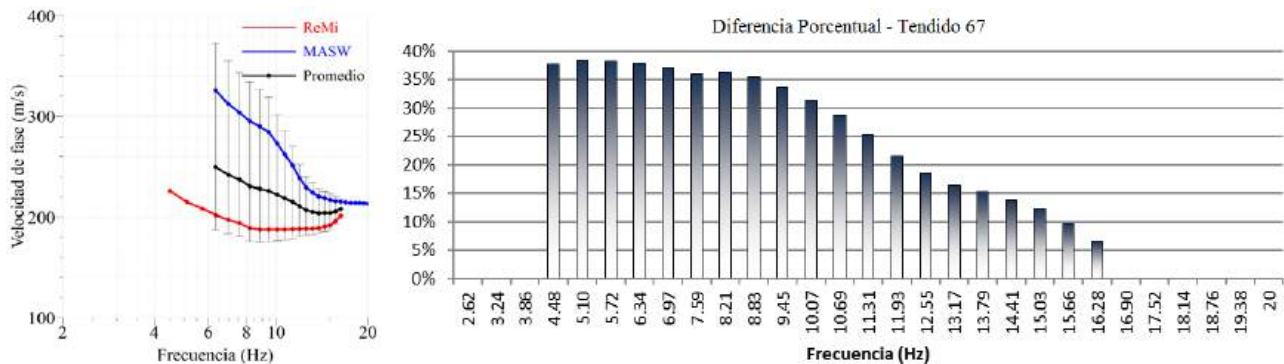


Figura 8. Comparación de curvas re-muestreadas con curvas promedio. Método IMASW (Azul); método de ReMi con el programa M.A.S.(Rojo); promedio (Negro). a) Tendido 4.

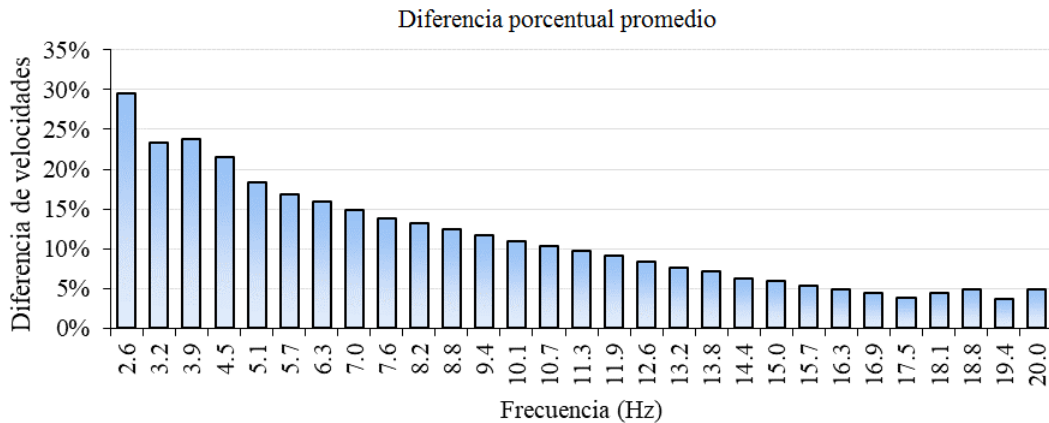


Figura 9. Gráfico de la diferencia porcentual, para todos los tendidos, promedio según la frecuencia.

También, se calcularon los coeficientes de correlación de las curvas remuestreadas mediante la ecuación:

$$\text{Correl}(X, Y) = \frac{\sum(x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x - \bar{x})^2 \sum(y - \bar{y})^2}} \quad (2)$$

donde: \bar{x} e \bar{y} son las medias de las muestras x e y .

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La diferencia entre los resultados obtenidos se establece considerando las curvas de dispersión extraídas para cada método. Para apreciar directamente esta diferencia, se graficaron las curvas obtenidas por ambos métodos, y también se incluyó la curva obtenida por Casalena (2011), la cual fue digitalizada para obtener los pares velocidad-frecuencia (Figura 6). En general, las curvas seleccionadas por Casalena (2011) y las extraídas por este estudio mediante el método ReMi, muestran tendencias y valores similares, especialmente para el rango de frecuencias entre 4-18Hz.

En cuanto a las comparaciones entre las curvas de IMASW y ReMi de este estudio, se observan dos tendencias claras. Una de las tendencias refleja una curva de dispersión de IMASW muy cercana a la curva seleccionada en el espectro de dispersión de ReMi. En la otra, la diferencia entre las dos curvas es mucho mayor en casi todas las frecuencias. La primera tendencia se observa en la Figura 6 y la Figura 7. Como se observa en el gráfico de barras, la diferencia de los valores es consistente, por debajo del 15%, para casi todas las frecuencias. La segunda tendencia, en la Figura 8, muestra una alta diferencia que disminuye con la frecuencia.

En la Figura 6 se muestran las comparaciones directas entre las tres curvas de dispersión para el tendido 4. Se observa que la curva obtenida mediante el método IMASW alcanza valores de frecuencia ligeramente más bajos que la curva de dispersión del método ReMi. En estos casos fue posible identificar una tendencia, incluso a bajas frecuencias, a pesar de la alta incertidumbre de los valores de amplitud. Para estos tendidos, en los espectros dispersivos de ReMi, no se observa información de amplitud a bajas frecuencias que pueda interpretarse como continuidad de la curva de dispersión. Por otra parte, en la Figura 8 se observa que los valores de velocidad de la curva de dispersión IMASW son mayores con respecto a los valores de las curvas extraídas para el método ReMi. Esta diferencia se hace menor a medida que se incrementa el valor de la frecuencia.

El desplazamiento observado entre las curvas es una consecuencia directa de la selección de los pares tiempo velocidad durante la interpretación. Como se indicó anteriormente, existe cierta ambigüedad en la selección de los pares velocidad-frecuencia en el método ReMi. En algunos casos, no fue posible identificar puntos para las bajas frecuencias. Por otra parte, el IMASW reporta consistentemente valores más altos debido al criterio de máxima energía utilizado para seleccionar los puntos de la curva de dispersión.

Se calculó el coeficiente de correlación de las curvas obtenidas mediante ambos métodos y se obtuvo que, para

56 tendidos, el coeficiente de correlación fue mayor a 0,9, mientras que para 11 tendidos el coeficiente de correlación fue menor a 0,9. El menor coeficiente de correlación fue 0,67. En promedio, el coeficiente de correlación es de 0,9488. Este coeficiente de correlación fue calculado respecto las curvas remuestreadas, lo que explicaría los altos valores obtenidos. Este resultado corrobora que las curvas obtenidas mediante ambos métodos son similares en sus valores de velocidad, lo cual sugiere que el método IMAW podría ser una alternativa viable al método ReMi.

Se calcularon curvas mediante el promedio de la curva IMASW y la curva ReMi para cada tendido. El cálculo del promedio permitió también el cálculo de la desviación estándar para cada curva respecto al promedio. Para el tendido 4 el porcentaje de desviación estándar es de 4,5%; para el tendido 57 fue de 5,2%; para el tendido 78 fue de 9,2%; y para el tendido 61 fue de 9,5%.

Por otra parte, en la Figura 8 se observa una de las curvas de dispersión que corresponde a los coeficientes de correlación más bajos, para ilustrar la otra tendencia identificada en los resultados. La desviación estándar para el tendido 67 fue de 21%; para el tendido 20 fue de 11,8%; para el tendido 84 fue de 14,4%; para el tendido 90 fue de 15,6%. Para ambas tendencias se observa que los valores de velocidad en la curva de dispersión IMASW son siempre mayores a los de la curva ReMi. Cada uno de estos gráficos muestra también la diferencia porcentual de velocidad para cada frecuencia. No obstante, es importante destacar que, en ambos, casos los valores de desviación estándar relativa son bajos para las frecuencias superiores a 10 Hz, es decir, la diferencia entre las curvas es mucho menor en el rango donde se ubica el mayor contenido de frecuencias.

Considerando que, incluso para los casos en los que el coeficiente de correlación es bajo, la desviación estándar porcentual es de alrededor del 15%, puede indicarse que, de manera general, las curvas de dispersión son similares.

La diferencia porcentual promedio obtenida para cada una de las frecuencias individuales indica valores de menos de 20% de diferencia para valores de frecuencia mayores a 5 Hz (Figura 9).

De acuerdo con lo que se observa en la Figura 10, en la mayoría de los tendidos fue posible extraer curvas de dispersión compuestas por pares velocidad-frecuencia para este rango de frecuencias. Las curvas de dispersión con frecuencias bajas, en su mayoría, fueron extraídas de espectros de dispersión obtenidos mediante IMASW, mientras que los valores de frecuencia mayores a 4,5 fueron extraídos de ambos tipos de espectros. Se resalta entonces la similitud entre los resultados obtenidos por ambos métodos para las frecuencias superiores a 4,5 Hz, considerando que la diferencia porcentual es menor al 20% a partir de los 5,1 Hz.

El promedio de diferencia porcentual para todas las frecuencias es de 11,1%. En general, los valores de velocidad entre ambos métodos varían en menos de 15%, lo cual indica una similitud alta y comprueba la validez del método de MASW interferométrico.

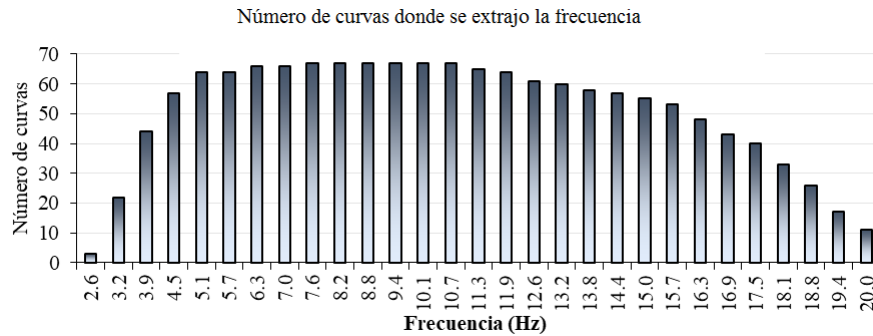


Figura 10. Histograma del número de curvas usadas para extraer cada frecuencia, según la frecuencia.

Respecto a la diferencia de velocidades, algunos estudios previos, tales como los de Xu et al. (2017), sugieren que proviene de la incertidumbre en la distribución de las fuentes de ruido ambiental. Si las fuentes son más fuertes en una dirección oblicua al tendido, se introduce un sesgo en la velocidad de fase que podría indicar valores de velocidad mayores. Esto podría ser solucionado estableciendo la dirección de las fuentes, para lo cual son necesarios arreglos bidimensionales y tiempos de adquisición más largos.

Comparación de perfiles unidimensionales

Se compararon los valores de velocidad obtenidos en profundidad con los dos métodos, mostrando ambos perfiles en el mismo gráfico, en el cual no se observaron diferencias significativas entre ambos métodos, dado que los parámetros de los modelos geológicos utilizados durante la inversión son los mismos para ambas curvas. Además, las curvas de dispersión de cada método no presentaron diferencias significativas en la mayoría de los casos. Se observa una tendencia general de los perfiles obtenidos mediante IMASW. Esta muestra valores de velocidad de ondas de corte superiores a los resultados obtenidos mediante ReMi (Figura 11).

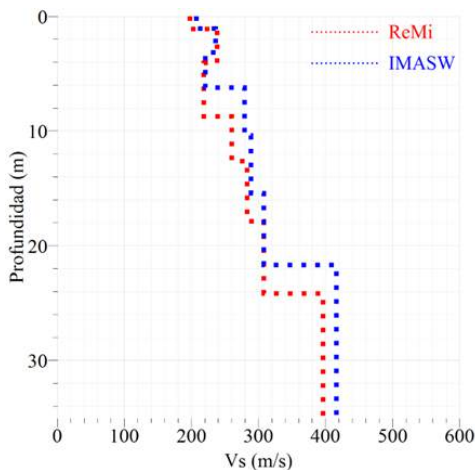


Figura 11. Comparación de perfiles unidimensionales hasta 30 m de profundidad. Tendido 77.

Esta tendencia de valores más altos incrementa con la profundidad, lo cual se atribuye a los valores de velocidad para las frecuencias más bajas del método

IMASW. El contenido de frecuencias disminuye con la profundidad, por lo cual la cantidad de información recuperada para profundidades mayores es menor. Esto trae como consecuencia una mayor incertidumbre en los valores de velocidad, que se muestra en los valores de velocidad de las curvas de dispersión.

Se observa que existe alta similitud entre los perfiles obtenidos mediante ambos métodos. Los perfiles son similares tanto en los valores de velocidad como en el espesor de las capas del modelo propuesto (Figura 11). Sin embargo, se destaca el caso del tendido 67 (Figura 12), el cual fue uno de los tendidos que presentó menor valor para la correlación entre las curvas. Esta tendencia de diferencia de los valores de velocidad se asocia, directamente, con la diferencia de valores observada en la curva de dispersión antes expuesta. Incluso, para profundidades de apenas 10 metros, la diferencia es evidente.

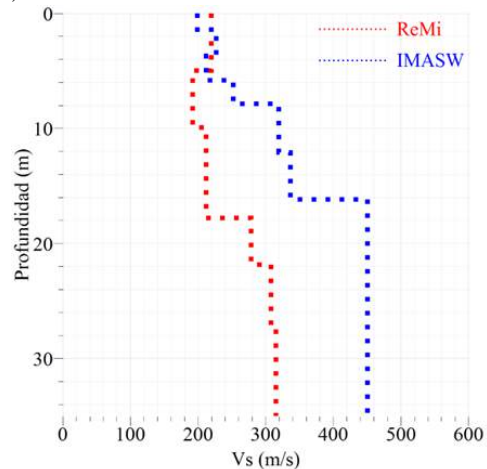


Figura 12. Comparación de perfiles unidimensionales hasta 30 m de profundidad. Tendido 67.

Para obtener una comparación cuantitativa, se calcularon las diferencias porcentuales entre los valores de Vs30 de ambos métodos. Se obtuvo un promedio de 11 % de diferencia entre ambos métodos. Con un mínimo de 1,9 % y un máximo de 27,8 %; este último valor corresponde al tendido 67. Para un 80 % de los tendidos, la diferencia es de menos de 15 %. Lo anteriormente expuesto verifica que con el método IMASW es posible obtener valores de Vs30 que concuerdan, en gran medida, con aquellos derivados la metodología ReMi.

Respecto a los modelos unidimensionales obtenidos, es importante destacar la no-unicidad intrínseca del problema inverso. Foti et al. (2009) plantean que, si los perfiles de velocidad de onda de corte son equivalentes respecto a la dispersión de ondas Rayleigh, también son equivalentes respecto a la respuesta sísmica del sitio. En este caso, las características dispersivas de las ondas Rayleigh fueron estudiadas mediante ambos métodos, obteniéndose una alta similitud entre ellas.

Comparación con estudios SPT

Los valores de Vs30 obtenidos mediante IMASW se compararon con los resultados de análisis de ensayos de penetración estándar (SPT-Standard Penetration Test) reportados por Vernáez et al. (2011) mediante la construcción de un mapa de Vs30 en la zona de estudio (Figura 13).

La tendencia de los valores de Vs30 obtenidos mediante IMASW concuerda con la tendencia inferida a partir de ensayos SPT, con los valores más bajos hacia el sur-oeste de la ciudad, y los valores más altos hacia las quebradas ubicadas en el norte. No obstante, la comparación entre los valores hace evidente la diferencia de los valores de Vs30 obtenidos mediante el método IMASW. En la zona sur de la ciudad, donde los valores de Vs30 obtenidos mediante SPT son menores a 180 m/s, los valores de IMASW son de alrededor de 230 m/s. En otros casos, se observó que los valores de Vs30 obtenidos del análisis multicanal son los esperados para la zona, como en los tendidos 88, 89, 90, 95, 97, y 98.

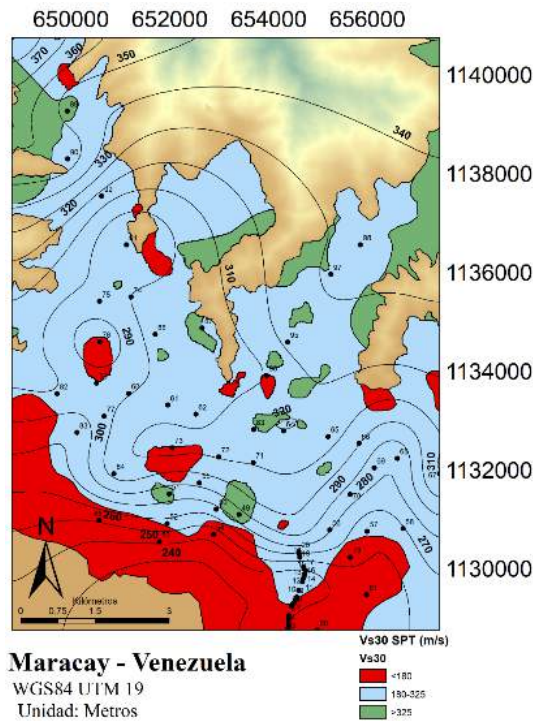


Figura 13. Mapa de Vs30, calculado mediante SPT. Las líneas de contorno corresponden a valores de Vs30 calculados mediante IMASW. Maracay. Modificado de Vernáez et al. (2011).

La diferencia principal se ubica al sur de la zona de estudio, donde los valores indicados por Vernáez et al. (2011), provenientes de estudios SPT son menores a 180 m/s, mientras que los obtenidos mediante IMASW se ubican en la categoría entre 180 - 325 m/s. Esta diferencia en los valores podría estar relacionada a efectos azimutales no corregidos durante el análisis dispersivo. Cheng et al. (2016) realizaron estudios con pruebas sintéticas aplicando análisis multicanal basado en correlaciones cruzadas, y encontraron que, cuando no se realizan ajustes azimutales, existe una desviación de la tendencia de valores de velocidad del espectro de dispersión hacia valores más altos. Cheng et al. (2016) proponen, como solución a este efecto, el uso de observaciones de ruido de mayor duración en tiempo, de 1 a 2 horas, generando una imagen de dispersión sin desviaciones.

En general, el Vs30 calculado mediante IMASW es mayor que lo indicado por los estudios SPT. Esta diferencia es mayor en la zona sur de la ciudad. Es conocido que esta zona tiene características distintas al resto del área, por su proximidad con el lago de Valencia. Un estudio empleando arreglos bidimensionales, con tiempos de adquisición mayores, para determinar la ubicación de la fuente y corregir, en consecuencia, los efectos azimutales, podría proveer más información acerca de esta diferencia.

Mapa Vs30

Uno de los resultados más importantes del presente estudio es un mapa de Vs30 que resulta de estimar este parámetro por IMASW para cada uno de los modelos unidimensionales obtenidos en los tendidos e interpolar los datos en un sistema de información geográfica para toda la zona (Figura 14).

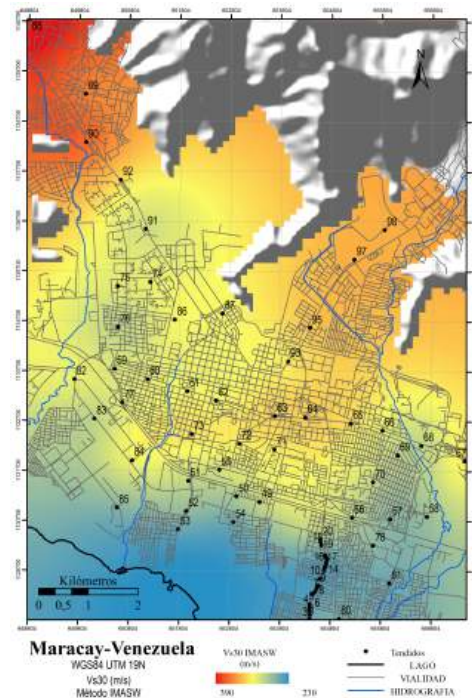


Figura 14. Mapa que indica la variación gradual de los valores estimados de Vs30, con el método IMASW en la ciudad de Maracay.

El mapa generado muestra una tendencia de velocidades crecientes hacia el norte, siendo el valor más alto 390 m/s (tendido 88) con los valores más bajos de velocidad ubicados en la zona sur de la ciudad, siendo estos de alrededor de 230 a 260 m/s. Esta distribución de velocidades se corresponde con lo esperado según la distribución de sedimentos en la ciudad de Maracay. La velocidad de ondas de corte suele ser mayor mientras mayor sea la dureza y rigidez de la roca. Así, los sedimentos poco consolidados tienen velocidades de ondas sísmicas menores respecto a los sedimentos consolidados, y también respecto a las rocas ígneas y metamórficas.

Las altas velocidades (330-390 m/s) observadas en las ubicaciones 88,89 y 90 probablemente están relacionadas a bloques de rocas metamórficas que fueron desplazados como consecuencia de los aludes torrenciales que han ocurrido en tiempo geológico reciente en la cuenca El Limón. En la zona noreste de la ciudad, el mapa exhibe un comportamiento similar, es decir, los valores de velocidad incrementan hasta 330 m/s. Este incremento probablemente está asociado a bloques desplazados por aludes torrenciales en la cuenca del río Las Delicias. La comparación expuesta en la [Figura 14](#) presenta pequeñas zonas de alta velocidad en las ubicaciones 95,93 y 63, las cuales también podrían estar asociadas a bloques desplazados desde la cuenca alta del río Las Delicias.

Hacia el oeste de la ciudad, en las ubicaciones de los tendidos 75,76, 59, 77 y 83, los valores de V_{s30} se reducen a alrededor de 270 a 290 m/s. Esta reducción de los valores de velocidad se atribuye a la presencia de los ríos en la zona, que implica un predominio de sedimentos fluviales, poco consolidados, en la zona delimitada por los dos ríos que se localizan donde se ubican los tendidos antes mencionados.

Los valores de velocidad en la zona este de la ciudad, en las ubicaciones de los tendidos 66, 69, 68, 57,58 y 81, exhiben un comportamiento similar al anteriormente descrito, reduciéndose a valores entre 260-280 m/s. Esto se atribuye a los sedimentos fluviales del río Maracay, depositados en tiempo reciente.

Por último, se identifica una franja de velocidades bajas (240-260 m/s) al sur de los 1130706 m N. Estas velocidades bajas se atribuyen a sedimentos poco consolidados del tipo lacustre, depositados como consecuencia de uno de los períodos de expansión de la superficie del Lago de Valencia, específicamente el Lago Valencia III (Peeters, 1971). El incremento de velocidades hacia el norte de la ciudad está relacionado a la disminución del espesor de estos sedimentos blandos. La influencia de los sedimentos lacustres se hace menor en sentido norte, como se observa en la planicie del valle.

Perfiles bidimensionales

Para complementar la interpretación y visualización de los datos, se construyeron 3 perfiles en el área de estudio, cuya longitud y dirección se ilustra en la [Figura 15](#), y que se describen a continuación. De manera general, los perfiles corroboran la información presentada en la [Figura 14](#).

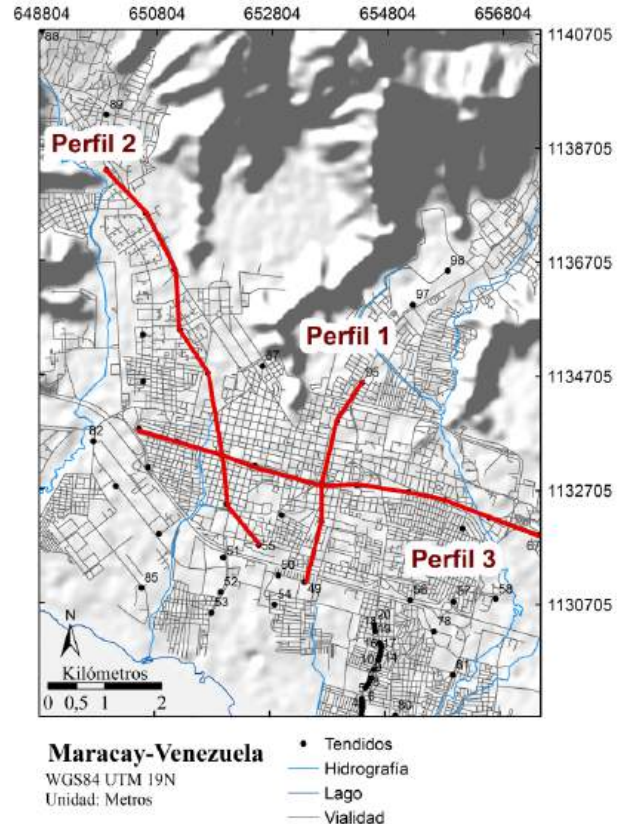


Figura 15. Distribución de los perfiles de V_{s30} generados en el área de estudio. Las líneas rojas indican la ubicación de los perfiles.

Perfil 49-95

La [Figura 16](#) ilustra una tendencia de velocidades crecientes hacia el norte, con las velocidades menores ubicadas en el sur. Estas velocidades bajas del sur se atribuyen a los sedimentos cuyo origen es el Lago de Valencia, específicamente de su etapa Valencia III. Las velocidades altas a poca profundidad en el norte se relacionan a los bloques de rocas metamórficas desplazados por aludes torrenciales desde los altos topográficos de la zona.

Perfil 55-90

La [Figura 17](#) muestra la distribución de velocidades del perfil 2. Se observa una tendencia bastante similar a la del perfil 1. Las ubicaciones 55 y 73 indican velocidades bajas en los primeros metros de profundidad. En dirección norte los valores de V_{s30} incrementan, probablemente por efecto de los bloques desplazados por aludes torrenciales.

Perfil 59-67

El perfil 3 ([Figura 18](#)), muestra la tendencia de valores de V_{s30} en las ubicaciones cercanas a los 1132705 m N, en la zona de estudio. Se observa que, hacia el oeste (cerca de los tendidos 5 y 60), dominan los valores de velocidad bajos (230- 280 m/s), lo cual puede ser atribuido a la presencia de los ríos Tapatapa y Güey en la zona oeste de la ciudad.

Hacia el centro del perfil, en la ubicación de los tendidos 63 y 64, los valores de velocidad de ondas S sugieren un incremento notable en profundidad, probablemente por la influencia de una masa de escombros rocosos depositada como consecuencia de aludes torrenciales. Más hacia

el este, en la ubicación del tendido 68, se observan valores de velocidad bajos respecto a los demás valores de la zona. Estos probablemente están relacionados a sedimentos que han sido arrastrados por la corriente del río Maracay.

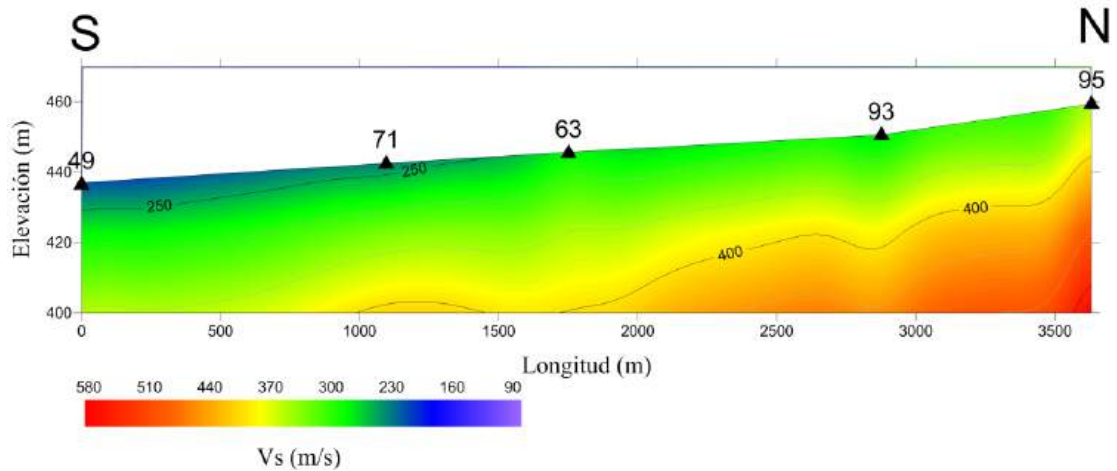


Figura 16. Perfil 1. Tendidos 49-95. Los triángulos de color negro indican la ubicación de las estaciones ubicadas sobre el perfil.

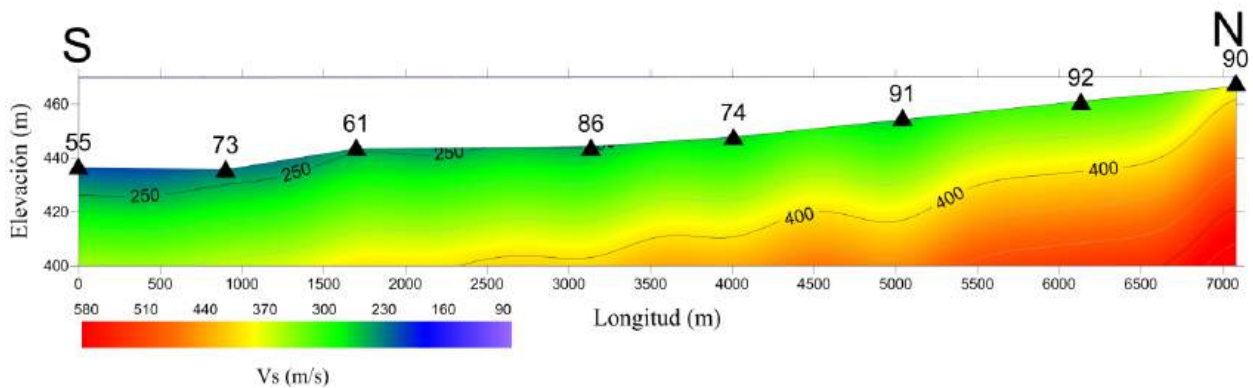


Figura 17. Perfil 2. Tendidos 55-90. Los triángulos de color negro indican la ubicación de las estaciones sobre el perfil.

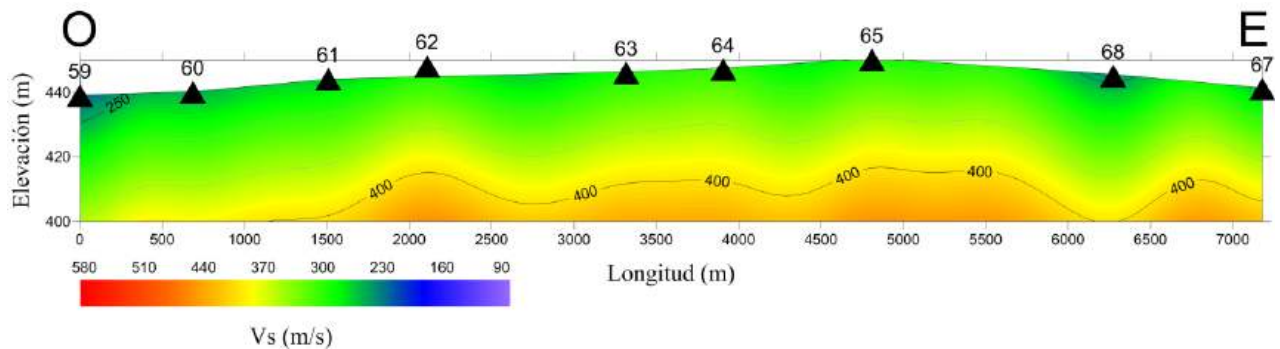


Figura 18. Perfil 3. Tendidos 59-67. Los triángulos de color negro indican la ubicación de los perfiles.

CONCLUSIONES

Se verificó que los resultados obtenidos mediante el análisis interferométrico multicanal (IMASW) concuerdan con los estudios previos realizados aplicando otras metodologías, como estudios de penetración estándar y refracción de microtemores, con un rango de error de ± 30 m/s. Los resultados también estimaron las características de la velocidad de ondas de corte de los sedimentos distribuidos en la ciudad de Maracay y resultaron concordantes con las esperadas de acuerdo con estudios previos.

Las diferencias cuantitativas entre ambos métodos, como la diferencia de 10% de los valores de Vs30 de IMASW respecto al método ReMi, están condicionadas al criterio para la selección de los pares velocidad-frecuencia que siga el intérprete. En este particular, el criterio de selección de máxima amplitud seguido en el método IMASW trae como resultado una diferencia de velocidades de alrededor de 10% respecto al método ReMi. El método de IMASW permite obtener espectros de energía concentrados que facilitan la selección de la curva de dispersión. Sin embargo, ambos métodos muestran una alta similaridad respecto a resultados.

El método de MASW interferométrico demostró ser una alternativa viable, y más directa para obtener la curva de dispersión, respecto al método de Refracción de Microtemores. La diferencia tanto para el Vs30 calculado, como para los pares velocidad-frecuencia de la curva de dispersión demostró ser lo suficientemente baja como para ser aceptable. El método de MASW interferométrico demostró ser una alternativa viable, y más directa para obtener la curva de dispersión, respecto al método de Refracción de Microtemores. La diferencia tanto para el Vs30 calculado, como para los pares velocidad-frecuencia de la curva de dispersión demostró ser lo suficientemente baja como para ser aceptable.

RECOMENDACIONES

Tomando en cuenta las conclusiones, se recomienda:

1. Adquisición de mediciones de ruido en una mayor cantidad de ubicaciones, para caracterizar la zona de estudio con mayor detalle y precisión.
2. Adquisición de datos mediante ensayos downhole, para comparar con los resultados obtenidos mediante IMASW.
3. Adquisiciones empleando arreglos lineares más largos, con un mayor espaciamiento entre geófonos y de mayor duración. De manera que sea posible aplicar análisis que permitan identificar la dirección azimutal de propagación de las ondas de fuente pasiva y considerar esta dirección para el análisis dispersivo de los registros, con el objetivo de minimizar la sobrestimación de los valores de Vs30 obtenidos mediante IMASW

REFERENCIAS

- BAKULIN, A., & CALVERT, R. (2006). The Virtual Source Method: Theory and Case Study. *Geophysics*, 71(4), SI139-SI150.
- BEHM, M., GARRET, M., & SNIEDER, R. (2014). Retrieval of Local Surface Wave Velocities from Traffic Noise-an example from the La Barge Basin (Wyoming). *Geophysical Prospecting*, 62, 223-243.
- BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., LEVSHIN, A. L., LIN, F., MOSCHETTI, M. P., SHAPIRO, N. M., & YANG, Y. (2007). Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad-Band Surface Wave Dispersion Measurements. *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260.
- BUENO, E. (1979). *Cuenca del Lago de Valencia. Análisis hidrogeológico e hidrogeoquímico*. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Renovables. pp 44.
- CASALENA, G. (2011). *Caracterización Geofísica del suelo somero mediante la aplicación del método de Refracción por Microtemores (ReMi) en la ciudad de Maracay-estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- CHENG, F., XIA, J., LUO, Y., XU, Z., WANG, L., SHEN, C., LIU, R., PAN, Y., MI, B., & HU, Y. (2016). Multichannel Analysis of Passive Surface Waves Based on Crosscorrelations. *Geophysics*, 81(5), EN57-EN66.
- CHENG, F., XIA, J., XU, Y., XU, Z., & PAN, Y. (2015). A New Passive Method Based on Seismic Interferometry And Multichannel Analysis of Surface Waves. *Journal of Applied Geophysics*, 117, 126-135.
- COVENIN, (2001). *Edificaciones sismorresistentes. Norma venezolana COVENIN 1756:2001*. Comisión Venezolana de Normas Industriales, FONDONORMA, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Ministerio de Infraestructura, & FUNVISIS, Caracas.
- CURTIS, A., GERSTOFT, P., SATO, H., SNIEDER, R., & WAPENNAAR, K. (2006). Seismic Interferometry - Turning Noise Into Signal. *The Leading Edge*, 25(9), 1082-1092.
- DIAZ, D. (2018). *Generación de software para el procesamiento de datos de refracción de microtemores (ReMi)*. [Tesis de Grado]. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

- FEUVRE, M., JOUBERT, A., DONATIENNE, L., & CÔTE, P. (2014). Passive Multi-Channel Analysis of Surface Waves with Cross-Correlations and Beamforming. Application to a Sea Dike. *Journal of Applied Geophysics*, 114, 36-51.
- FOTI, S., COMINA, C., BOIERO, D., & SOCCO, L. V. (2009). Non-Uniqueness in Surface-Wave Inversion and Consequences on Seismic Site Response Analyses. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29, 982-993.
- GOLDEN SOFTWARE, L. (2018). What types of gridding methods are available in Surfer? <https://support.goldensoftware.com/hc/en-us/articles/226628127-What-types-of-gridding-methods-are-available-in-Surfer>
- HACKLEY, P.C., URBANI, F., KARLSEN A.W., & GARRITY C.P. (2006). *Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2006-1109.
- HERNÁNDEZ, M. A. (2006). *Estudio geológico y reconocimiento de arcillas expansivas en suelos de una zona al sur de Maracay, Estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- LONTSI, A. M., OHRNBERGER, M., Y KRÜGER, F. (2016). Shear Wave Velocity Profile Estimation by Integrated Analysis of Active and Passive Seismic Data from Small Aperture Arrays. *Journal of Applied Geophysics*, 130, 37-52.
- LOUIE, J. (2001). Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 347-364.
- LOUIE, J., PANCHA, A., Y PULLAMMANAPPALLIL, S. (2017). Applications of Refraction Microtremor Done Right, and Pitfalls of Microtremor Arrays Done Wrong. *16th World Conference on Earthquake Engineering*, 16WCEE 2017, Santiago Chile.
- OKADA, H. (2003). The Microtremor Survey Method. *Geophysical Monograph Series*, 12, 65-66.
- PAN, Y., XIA, J., XU, Y., XU, Z., CHENG, F., XU, H., Y GAO, L. (2016). Delineating Shallow S-Wave Velocity Structure Using Multiple Ambient-Noise Surface Wave Methods: An Example from Western Junggar, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(2), 327-336.
- PEETERS, L. (1971). *Nuevos Datos acerca de la evolución de la Cuenca del Lago de Valencia (Venezuela) Durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno*. Geografisch Institut, Vrije Universiteit Brussel, pp. 3-10.
- ROJAS, P. (2008). Determinación de los períodos fundamentales del suelo de la ciudad de Maracay, edo. Aragua. [Tesis de Grado, Universidad Simón Bolívar], Sartenejas, Venezuela.
- SÁNCHEZ-SESMA, F. J. (2006). Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 1182-1191.
- SHAPIRO, N. M., Y CAMPILLO, M. (2004). Emergence of Broadband Rayleigh waves from Correlations of the Ambient Noise. *Geophysical research letters*, 31(L07614).
- SNIEDER, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review*, 69, 046610-1 - 046610-8.
- STROBBIA, C., Y CASSIANI, G. (2011). Refraction Microtremors: Data Analysis and Diagnostics of Key Hypothesis. *Geophysics*, 76, MA11-MA20.
- VERNÁEZ, G., CANO, V., SCHMITZ, M., MANCHEGO, M., SALCEDO, A., COURTEL, F., LEAL, V., MADRID, I., FLORES, H., RODRÍGUEZ, I., POMBO, A., CAPRILES, M. D., GUZMÁN, J., PAOLINI, M., REINOZA, C., ROCABADO, V., AGUILAR, A., JEGAT, H., ALVARADO, M., CERRADA, M.,... SANZONETTI, J. (2011). *Proyecto de investigación aplicada a la gestión integral del riesgo en espacios urbanos* (FONACIT 2007000939). FUNVISIS.
- WEISSTEIN, E. W. (S.F.). Apodization Function. MathWorld. <http://mathworld.wolfram.com/ApodizationFunction.html>.
- XU, Y., ZHANG, B., LUO, Y., Y XIA, J. (2013). Surface-Wave Observations After Integrating Active and Passive Source Data. *The Leading Edge*, 32(6), 593-724.
- XU, Z., MIKESSELL, T. D., XIA, J., Y CHENG, F. (2017). A Comprehensive Comparison Between The Refraction Microtremor Method and Seismic Interferometry Method for Phase Velocity Estimation. *Geophysics*, 82(6), EN99-EN108.

ESTUDIO DEL PARÁMETRO VS30 MEDIANTE EL ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES EN LA CIUDAD DE VALENCIA, EDO. CARABOBO

MARYSOL MIJARES^{1,a}, MICHAEL SCHMITZ^{1,2,b}, JAVIER SÁNCHEZ-ROJAS², FREDDY RONDÓN^{1,2}

¹Universidad Simón Bolívar (USB), Dpto. de Ciencias de la Tierra, Caracas, Venezuela.

²Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), Dpto. de Geofísica, Caracas, Venezuela.

e-mail:^amarysolmijares@gmail.com; ^bschmitzschutt@gmail.com

Recibido: febrero de 2021

Aprobado para publicación: mayo de 2021

RESUMEN

El promedio de la velocidad de ondas de corte o velocidad de ondas S (abreviada Vs) en los primeros 30 m de espesor es un parámetro geofísico ampliamente utilizado en la caracterización de áreas urbanas (parámetro Vs30). Además, este representa un insumo de vital importancia para el proyecto de microzonificación sísmica de las principales urbes de Venezuela. Utilizando el método IMASW, que combina los fundamentos de la interferometría sísmica y el Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW), se procesaron los registros de 64 tendidos de ruido sísmico ambiental distribuidos en el Área Metropolitana de Valencia (AMV) para obtener perfiles 1D de Vs mediante la inversión de curvas de dispersión. Además, los datos sísmicos fueron re-procesados mediante el método ReMi. Asimismo, se emplearon estos resultados para elaborar un mapa de Vs30 integrando los valores por aproximación topográfica, además de la base de datos de Vs30 NEHRP, derivados de perforaciones geotécnicas SPT. Mediante la norma venezolana COVENIN 1756-1:2019, se obtuvo la clasificación de sitio del mapa Vs30 obtenido, encontrándose que en los suelos urbanizados del área de estudio domina la clase de sitio D (Vs30 entre 200-300 m/s), tanto hacia el centro de los valles aluviales como hacia el sur del área de estudio. Asimismo, hacia los estribos montañosos, las clases de sitio aumentan de CD hasta C. Las clases de sitio B y BC (Vs30 >650 m/s) se obtienen específicamente en los altos topográficos que, en general, son áreas montañosas no urbanizadas.

Palabras claves: Vs30, ondas superficiales, IMASW, ReMi, ruido sísmico, SPT, clasificación de sitio, NSPT-Vs.

A STUDY OF THE VS30 PARAMETER BY MEANS OF MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES IN THE CITY OF VALENCIA, CARABOBO

ABSTRACT

Average shear wave velocity in the upper 30 m (Vs30) is one of the several parameters widely used in geophysical characterization of urban areas. In addition, this represents an input of vital importance for the Seismic Microzoning Project of the main cities of Venezuela. Using the IMASW method, which combines the fundamentals of seismic interferometry and Multichannel Surface Wave Analysis (MASW), 64 ambient seismic noise lines distributed in the Metropolitan Area of Valencia (AMV) were processed to obtain 1D profiles of Vs by dispersion curve inversion. In addition, the seismic data was re-processed using the ReMi method for comparison purposes. Furthermore, these results were used to develop a Vs30 map adding on Vs30 values by topographic approximation, along with Vs30 NEHRP database, derived from SPT boreholes. By means of the Venezuelan standard COVENIN 1756-1:2019, the site classification of the Vs30 map was obtained, finding that in the urbanized soils of the study area, site class D predominates (Vs30 between 200-300 m/s), towards the center of the alluvial valleys and the lake plain, to the south of the study area. Toward the mountains, the site classes increase from CD to C. The site classes B and BC (Vs30 >650 m/s) are obtained specifically in the topographic highlands that, in general, are non-urbanized mountainous areas.

Keywords: Vs30, surface waves, IMASW, ReMi, seismic noise, SPT, site classification, NSPT-Vs.

INTRODUCCIÓN

En función de mitigar el riesgo sísmico, el Proyecto de Microzonificación Sísmica de FUNVISIS busca delimitar las microzonas que muestran relativa uniformidad en respuesta ante la excitación sísmica en las principales urbes del país (Schmitz et al., 2015). El Área Metropolitana de Valencia (AMV) posee un contexto de amenaza sísmica enmarcado por la compleja interacción tectónica Caribe-Sur América (Audemard, 2014); la sismicidad de la zona aunado a los efectos de sitio, producto del espesor

sedimentario de la cuenca urbana, la colocan en una situación de peligro sísmico elevado (COVENIN, 2019). Además, el riesgo sísmico de la ciudad está vinculado a la calidad de los suelos presentes en el AMV, que son en su mayoría sedimentos del Cuaternario, lo que los hace susceptibles al fenómeno de licuación (Pombo, 2018). En este sentido, la caracterización geofísica es un eje fundamental de la microzonificación sísmica urbana. Por ello, el estudio de las condiciones locales de la velocidad de las ondas S, específicamente el parámetro Vs30, definido como el promedio de la velocidad de ondas de corte en los

primeros 30 metros de profundidad, es especialmente relevante, ya que este parámetro se relaciona con la rigidez (módulo de corte) y la densidad del material por donde las ondas se propagan, lo que permite caracterizar la calidad geotécnica del subsuelo somero y, por consiguiente, estimar la amplificación del movimiento sísmico (Borcherdt, 2012). En diversas recomendaciones internacionales de construcción civil e ingeniería sísmica, tales como las del NEHRP (BSSC, 2003), se determina la calidad del subsuelo superficial mediante el parámetro Vs30, asociándole un rango de velocidades a una clasificación de sitio, de acuerdo a la rigidez, compactación o sus propiedades geotécnicas.

Para llevar a cabo el presente trabajo de investigación, se contó principalmente con datos sísmicos y datos geotécnicos proporcionados por FUNVISIS; los datos sísmicos constaron de los registros de 64 tendidos de ruido sísmico ambiental distribuidos en el AMV en los municipios Naguanagua, San Diego y Valencia (parroquias San José, Catedral, San Blas, Candelaria, El Socorro, Miguel Peña, Santa Rosa y Rafael Urdaneta) La distribución e identificación de los mencionados tendidos, así como, la geología local del área de estudio, se aprecia en la Figura 1.

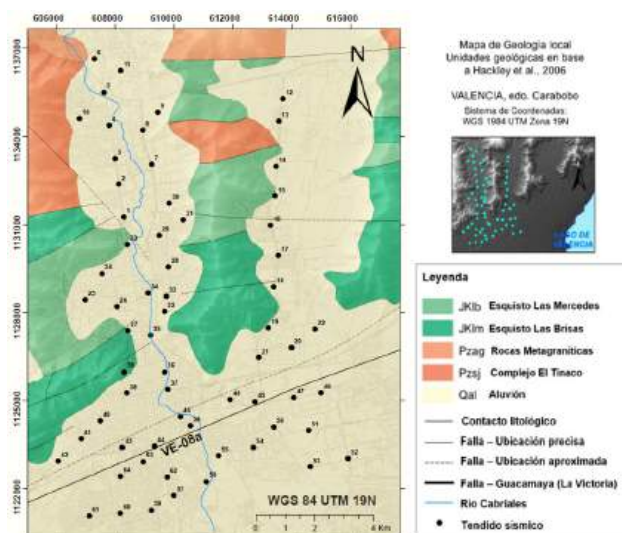


Figura 1. Distribución de los 64 tendidos sísmicos y geología local del área de estudio.

La adquisición de los datos fue llevada a cabo por FUNVISIS (Parra, 2012), donde se obtienen valores del Vs30 utilizando el método ReMi para el procesamiento de los datos. Además de los datos sísmicos, se contó con un inventario de reportes geotécnicos SPT o Ensayos de Penetración Estándar. La información de estos ensayos geotécnicos permitió obtener perfiles 1D de NSPT-Vs en función de la relación empírica NEHRP (BSSC, 2003), que relaciona la velocidad de ondas de corte con el número de golpes (N) de una perforación SPT. Esta conversión fue sugerida y utilizada en el estudio antecedente de Márquez y Morales (2009). Además, a partir de la información litológica de las perforaciones, se optó por realizar dos perfiles estratigráficos 2D ubicados en los municipios Naguanagua y San Diego, con profundidades entre los 8 a 20 m.

En concreto, la caracterización de las condiciones locales del sitio de estudio representa el principal punto de partida para la elaboración de ordenanzas municipales complementarias a la Norma Sísmica Venezolana (COVENIN, 2019) que pueden definir los criterios sismorresistentes a los que deben ajustarse los proyectos de índole civil y urbanística. Por lo tanto, en este contexto tienen especial relevancia los métodos geofísicos que permiten estimar la respuesta sísmica del subsuelo de maneras no invasivas. De esta manera, los métodos que emplean el estudio de ondas superficiales mediante fuentes de índole natural (pasiva) resultan técnicas rentables y convenientes.

Asimismo, la interferometría sísmica pasiva es una rama de la investigación geofísica de mucha utilidad en ambientes urbanos, ya que, permite obtener resultados con relativa practicidad y eficiencia. Esta técnica consiste en generar nuevas respuestas sísmicas a partir de fuentes virtuales mediante la correlación cruzada de señales de fuente pasiva. O'Connell y Turner (2011) postulan el método del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales Interferométrico o IMASW (por sus siglas en inglés) para el estudio del subsuelo superficial o de profundidades someras, vinculando la interferometría sísmica con el método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) propuesto por Park et al. (1999). Por consiguiente, los datos sísmicos fueron procesados mediante el método IMASW para obtener curvas de dispersión asociadas a cada tendido. Con la intención de comparar diferentes métodos para estudiar la congruencia de los resultados, se reprocesaron los datos de ruido sísmico mediante el método ReMi (Refacción de Microtremores) propuesto por Louie (2001).

De esta manera, el objetivo general de este estudio se basó en estudiar el comportamiento de la velocidad de ondas S en el subsuelo somero de la ciudad de Valencia, mediante técnicas no invasivas. El motivo principal de este trabajo fue obtener un mapa de Vs30 soportado por los métodos geofísicos antes mencionados, integrando también la información de la estratigrafía geotécnica. Además, se exponen los resultados más relevantes asociados al mapa de Vs30, como la estimación de modelos geológicos de las capas superficiales del área de estudio y perfiles bidimensionales de las ondas de corte en la ciudad de Valencia, en función de que estos productos sirvan de insumo para la microzonificación sísmica de la ciudad.

METODOLOGÍA

En la fase preliminar de este proyecto se realizó una revisión y estudio exhaustivo de la información geológica, cartográfica y geofísica antecedente, así como la teoría de los métodos geofísicos a utilizar.

Además, previo a la ejecución de este trabajo se procuró contar con una amplia base de conocimientos técnicos, además de entender el contexto geológico al cual se supedita este estudio. A continuación, se presenta una descripción de las fases más relevantes en las que se sustenta este trabajo:

Fase I: Procesamiento de los datos sísmicos

Los datos sísmicos son el principal insumo de este trabajo. Según lo establecido por Parra (2012), la adquisición se realizó a partir de 48 geófonos de 4,5 Hz ajustados a land streamers y 2 sismógrafos digitales (Geometrics Geode). Los registros sísmicos contaron con ventanas de tiempo de 30s, adquiriendo alrededor de 15 grabaciones por tendido. Es preciso mencionar que, los resultados del mencionado estudio antecedente fueron tomados en cuenta para comparar los modelos de velocidad, los resultados del Vs30 de cada tendido y la congruencia del método geofísico utilizado.

De manera generalizada, el flujo de trabajo del procesamiento IMASW se basó en el propuesto por Bensen et al. (2007). La metodología IMASW consta fundamentalmente de tres fases: a) un pre-procesamiento básico de señales, que incluye filtros pasa-banda y blanqueamiento espectral para preparar los datos; b) la correlación cruzada del registro sísmico, de manera que entre todos los pares de geófonos disponibles se generan nuevas respuestas sísmicas, matemáticamente representadas por funciones de Green empíricas, obteniendo así, un registro sísmico multicanal de fuentes virtuales; y finalmente, c) el procesamiento MASW, todos los registros sísmicos se procesan con una metodología estándar MASW de fuentes activas.

En este caso de estudio, se utilizó el módulo de análisis FK lineal activo del software Geopsy para obtener los espectros de dispersión. Posteriormente, estos espectros son interpretados en función de detectar la curva aparente del modo fundamental de las ondas Rayleigh, y para ello, se interpretan los pares velocidad de fase-frecuencia del patrón dispersivo de máxima amplitud. De esta manera, se obtiene una curva de dispersión asociada a cada tendido. Para el procesamiento de los datos de ruido mediante el método ReMi, se utilizó el software M.A.S. desarrollado por Sánchez y Díaz (2018). El mencionado programa permite obtener un espectro de lentitud de fase vs frecuencia

mediante un análisis espectral basado en la transformada p-tau. Posteriormente, se realiza el picking para escoger la curva de dispersión, siguiendo la tendencia que marca la envolvente del modo fundamental de dispersión de onda Rayleigh, según el criterio del intérprete. En el caso de este estudio, se adoptó el criterio planteado por Louie et al. (2017).

Fase II: Análisis comparativo de las curvas de dispersión, proceso de inversión y cálculo del Vs30

Se realizó un análisis comparativo de las curvas de dispersión extraídas con distintos métodos: IMASW y ReMi obtenidas en este trabajo y las curvas ReMi del estudio de Parra (2012). Para establecer un criterio cuantitativo en la comparación de las curvas de dispersión, se realizó un análisis a partir del coeficiente de correlación de la velocidad de fase respecto a la frecuencia entre las mencionadas curvas. Para ello, fue necesario muestrear las curvas de dispersión en el mismo rango de frecuencia y así, obtener el coeficiente de correlación entre los conjuntos de datos para cada tendido. El coeficiente de correlación (valor estadístico acotado en el rango [-1,1]) indica el grado de relación y dependencia lineal entre dos variables y, por tanto, la correspondencia cuantitativa entre las curvas.

Con base a estudios antecedentes de la geología local tales como: la zonificación geotécnica del valle de Valencia de Holmquist y Ponce (1986) además de la información litológica de perforaciones SPT disponible, se elaboró una serie de modelos de parámetros geofísicos para realizar la inversión de las curvas de dispersión. El proceso de inversión se llevó a cabo mediante el módulo Dinver 2.9.0 del software GEOPSY, a partir de la parametrización propuesta asociada a un modelo geológico inicial de capas horizontales con variaciones en función de la profundidad. El algoritmo Neighbourhood (Wathelet, 2008) es la base funcional de este programa de inversión. Consecuentemente, se generó el perfil 1D de mejor ajuste (menor misfit). En la Figura 2, se aprecia la curva de dispersión y el perfil asociado para el tendido 42.

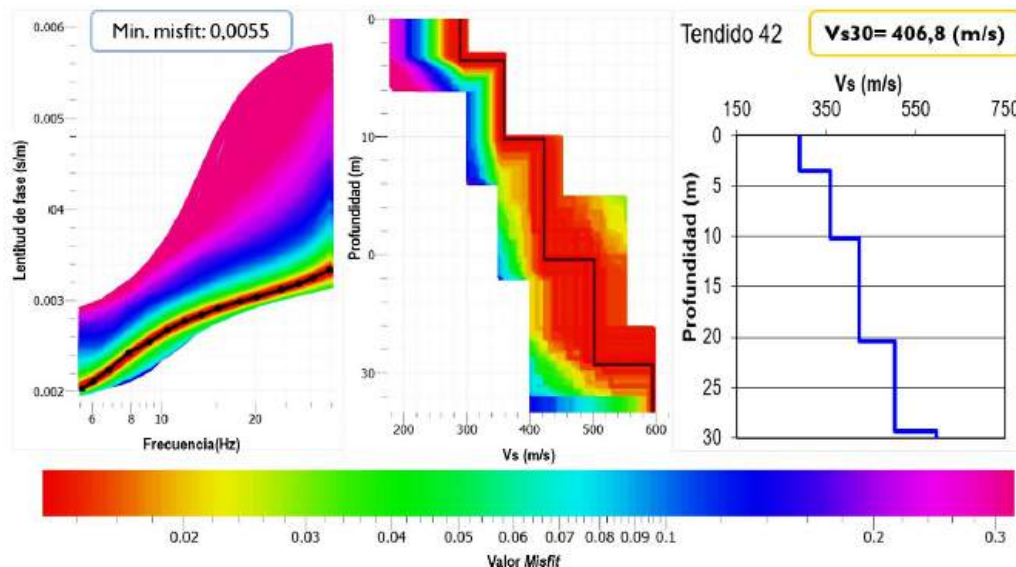


Figura 2. Ejemplo de curva de dispersión y modelo de Vs asociado. Resultado del proceso de inversión.

A partir de los modelos unidimensionales de Vs, se calculó el parámetro Vs30 de cada tendido mediante la expresión:

$$V_{s30} = \sum_{i=1}^n \frac{30}{\frac{h_i}{v_{s_i}}} \quad (1)$$

Dónde, V_{s_i} es la velocidad de las ondas S en el estrato i y h_i es el espesor del estrato i , ubicado dentro de los primeros 30 m del subsuelo. La expresión (1) está en el sistema de unidades MKS.

Fase III: Inventario de reportes geotécnicos, generación de perfiles estratigráficos y modelos 1D de NSPT-Vs

Para proceder con los reportes geotécnicos SPT, se elaboró un inventario reportando la ubicación, fecha, profundidad y litología de cada estrato. Se escogieron 10 perforaciones de acuerdo a su profundidad (mayor a 20 m) y de acuerdo a su conveniente proximidad a los tendidos sísmicos.

La información de estos ensayos geotécnicos permitió obtener perfiles 1D de NSPT-Vs a partir de la conversión empírica NEHRP (BSSC, 2003) reportada en León (2018). A partir de la información litológica se optó por realizar dos perfiles 2D para estimar la sección estratigráfica interpolada mediante el software *Strater 5*. En la Figura 3, se observan algunos de los perfiles litológicos derivados de los reportes geotécnicos SPT ubicados en el Municipio Naguanagua.

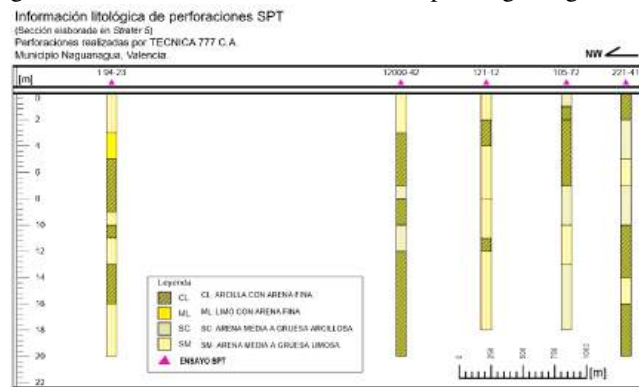


Figura 3. Perfiles litológicos ubicados en el Municipio Naguanagua derivados de información de perforaciones geotécnicas.

Para comprobar la pertinencia de los datos Vs30 de distintas metodologías, se consideró una muestra de las perforaciones de los datos de Márquez y Morales (2009) que estuvieran en una proximidad de un radio de al menos 100 a 500 m a los tendidos sísmicos, y se procedió a comparar estos valores con los Vs30-IMASW y los Vs30-ReMi de Parra (2012). Los resultados indicaron que, para perforaciones profundas (de al menos 20 m de profundidad), los valores Vs30 son relativamente similares, encontrando una diferencia promedio del 6,1 % entre los datos Vs30-NEHRP y Vs30-IMASW, y una diferencia promedio del 0,35 % entre los datos Vs30-NEHRP y Vs30-ReMi. Por consiguiente, se integraron 222 puntos Vs30-NSPT como datos válidos en el área de estudio, que representa alrededor del 17% del total de la base de datos de Márquez y Morales (2009), descartando las perforaciones con profundidad menor a 20 m.

Asimismo, se generó un mapa de Vs30 a partir de la interpolación de los datos geofísicos y los datos de índole geotécnica. Al determinar limitaciones para definir las clases de sitio debido a la escasa densidad de datos se generó un mapa de Vs30 integrando los valores por aproximación de la pendiente topográfica, de la metodología de Allen y Wald (2007), a partir del mapa de Vs30 reportado en Vernáez et al. (2011), de una resolución de 300 m (SRTM). En la Figura 4, se ubican los puntos de datos Vs30 de distinta índole que fueron utilizados para generar el mapa de Vs30 antes mencionado. Cabe destacar que, los resultados del Vs30 fueron clasificados de acuerdo a la norma sismorresistente venezolana COVENIN 1756 (COVENIN, 2019) (Tabla 1).

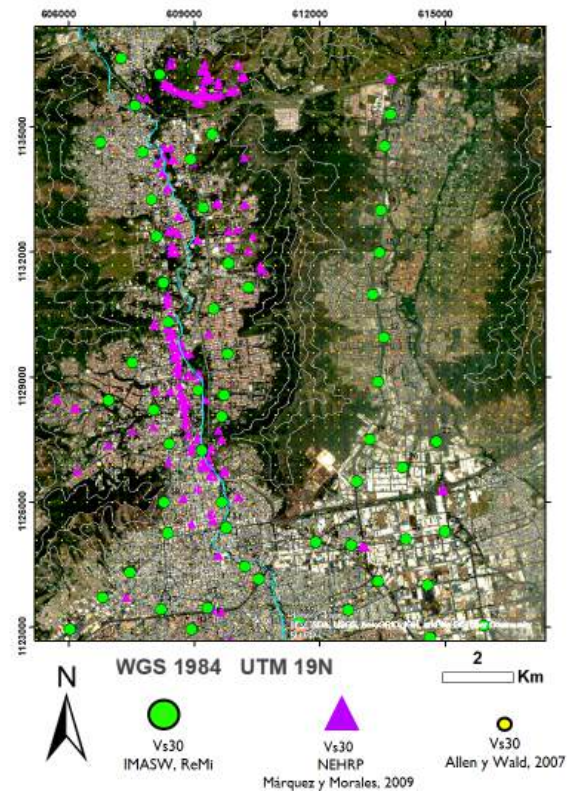


Figura 4. Ubicación de los datos de Vs30 utilizados.

Tabla 1. Clases de sitio de acuerdo a COVENIN (2019).

Clase de sitio	Vs30 (m/s)	Descripción cualitativa
DE	170 a 200	Entre clases D y E
D	200 a 300	Arenas o gravas densas; arcillas duras
CD	300 a 400	Entre clases C y D Roca blanda;
C	400 a 650	arenas o gravas muy densas; arcillas muy duras
BC	650 a 850	Entre clases B y C
B	850 a 1300	Roca dura o formación similar

PRINCIPALES RESULTADOS

Curvas de dispersión

Para analizar de manera cualitativa las diferencias y comparaciones entre curvas de dispersión con diferentes métodos geofísicos, se compararon las curvas de dispersión de los métodos ReMi e IMASW obtenidas en este estudio y ReMi de Parra (2012). A partir de la comparación gráfica de las curvas mencionadas, se realizaron las siguientes observaciones:

- (a) En tendencia, las velocidades de fase de las curvas del método IMASW son mayores con respecto a las curvas del método ReMi y, por lo tanto, su posterior inversión supone un modelo de velocidades más altas.

- (b) De manera general, las curvas ReMi e IMASW extraídas en este estudio pueden derivar en un mayor alcance de profundidad y mayor resolución en las capas más someras y profundas del modelo de velocidad, ya que, poseen rangos más amplios en la zona de las bajas frecuencias entre 2-5 Hz y en las frecuencias mayores a 20 Hz, en comparación a las curvas de dispersión ReMi de Parra (2012).

- (c) Existe buena correspondencia entre las curvas ReMi de este estudio y las de ReMi de Parra (2012), es decir, se puede ratificar la validez de los métodos al obtenerse resultados similares mediante distintos programas e intérpretes, en rangos de frecuencia comparables. En la Figura 5, se observan gráficos comparativos de las curvas de dispersión con distintos métodos, para una muestra de tres tendidos.

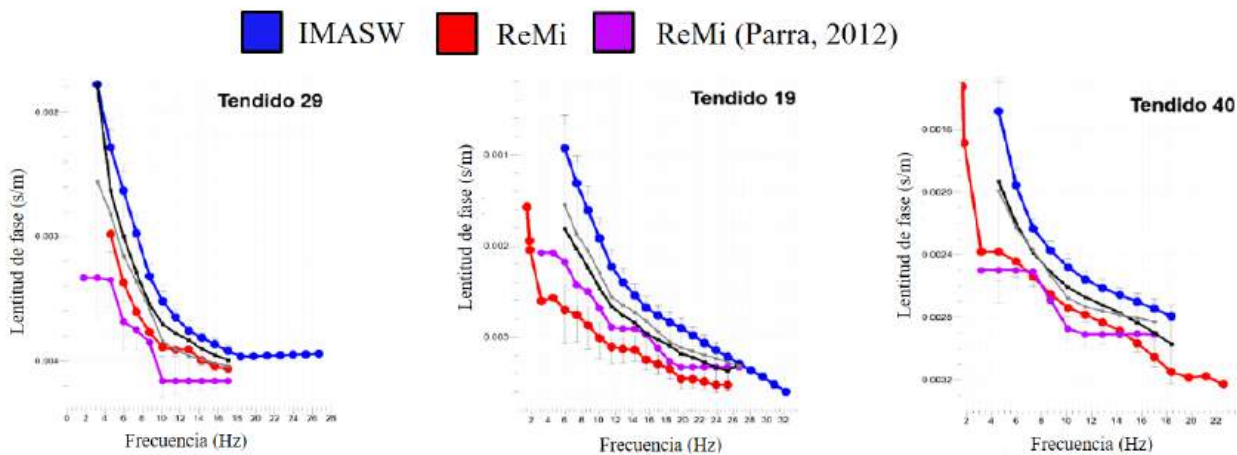


Figura 5. Muestra comparativa de curvas de dispersión obtenidas por distintos métodos: IMASW y ReMi.

Análisis comparativo y coeficiente de correlación de curvas de dispersión

Los resultados indican que aproximadamente 16% de los tendidos comparados obtuvieron una correlación de mala calidad (menor a 0,7) entre las curvas IMASW y ReMi de este estudio. Sin embargo, para la comparación de curvas IMASW y ReMi de Parra (2012) los resultados sugieren que 26% de los tendidos tienen una correlación considerada como débil. Por lo tanto, en general, las curvas IMASW y ReMi extraídas en este estudio poseen una correlación más robusta. De esta manera, la correlación débil entre estas curvas puede justificar si los posteriores perfiles 1D obtienen resultados contradictorios entre distintos métodos.

Del análisis comparativo por componente de frecuencia, el método IMASW posee más curvas con frecuencias en el rango de 1,8 a 7,3 Hz y 25,3 a 35 Hz, en comparación al método ReMi, por lo tanto, se estima que las curvas de dispersión IMASW pueden resolver de manera más certera tanto capas más someras y profundas. Para cuantificar la diferencia porcentual según cada componente de frecuencia, se calculó el promedio de estas diferencias para cada valor de frecuencia muestreada.

Se observó que existe una diferencia considerable en las velocidades de fase en el rango de las frecuencias bajas entre los métodos IMASW y ReMi, ya que, al menos en el rango de 1,8 a 6 Hz, las diferencias porcentuales varían en general entre 20 a 40% para la comparación entre curvas IMASW y ReMi de este estudio.

Sin embargo, la diferencia porcentual en el picking de las velocidades de fase disminuye a medida que aumenta la frecuencia, y de esta manera, las curvas son más similares al menos en el rango de 10,1 a 25,3 Hz, donde las diferencias varían en general entre 10-20%. De manera general, se infiere que los perfiles 1D derivados de las curvas de dispersión de distintos métodos tendrán diferencias en los valores de velocidad de ondas de corte en estratos profundos y pueden resolver modelos de velocidad similares para profundidades más someras.

Perfiles 1D de Vs

De los 64 tendidos sísmicos, se obtuvieron 49 perfiles con modelos de velocidad creciente con la profundidad y 15 perfiles con capas de baja velocidad en profundidad. En general, el método IMASW fue la técnica preferencial, sin embargo, se optó por utilizar la curva de dispersión derivada

del método ReMi en los casos donde no fue posible extraer la curva de dispersión IMASW debido a la falta de fiabilidad de la tendencia dispersiva en el espectro. La inversión de las curvas de dispersión obtuvo un error asociado al valor mínimo residual (*min misfit*) no mayor al 0,03 para todos los tendidos en cuestión.

Además, los mencionados perfiles 1D obtuvieron una profundidad objetivo de alrededor de 27-32 m, lo que fue un resultado adecuado para estudiar la profundidad de investigación. Los perfiles con descensos de velocidad en profundidad, en general, están ubicados al sur de la cuenca del río Cabriales con capas de baja velocidad en los estratos someros entre los 5-15 m de espesor. También, en la planicie sur de la ciudad estas capas se encuentran en los estratos más profundos, entre los 20-30 m de profundidad. En la e muestra la distribución de los perfiles de Vs de acuerdo a los resultados de los tipos de modelos de velocidad y los tendidos donde el método ReMi fue más propicio.

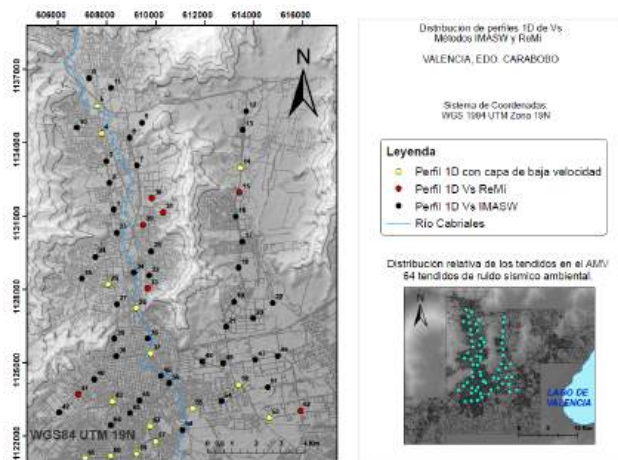


Figura 6. Distribución de los perfiles 1D de Vs de acuerdo al método utilizado por tendido. Se indican los perfiles 1D que arrojaron modelos con capas de baja velocidad.

Las capas de baja velocidad en estratos superficiales se asocian a la hidrografía circundante, representada principalmente por la llanura aluvial del río Cabriales. Existe una coincidencia geográfica de la tendencia de capas de baja velocidad con la proximidad al río Cabriales específicamente en los tendidos 4, 5, 26, 35 y 37 (Figura 6).

De acuerdo a la zonificación geotécnica de la cuenca del río Cabriales de Holmquist y Ponce (1986), los tendidos 4 y 5 estarían ubicados en una Zona I (SP-SM) a Zona II (CL-ML) en la región más central de la cuenca del río, y el descenso en las velocidades se atribuye a los suelos granulares mal gradados compuestos principalmente por arenas con contenido de limos, que en general son más porosos y menos densos que los suelos arcillosos superficiales.

De manera congruente, Holmquist y Ponce (1986) afirman que los suelos de este tipo poseen una consistencia blanda a media, por lo que se interpreta que la disminución de velocidad se asocia al litotipo de estos estratos, sedimentos del tipo aluvial o fluvial, que posteriormente fueron soterrados por sedimentos más finos como arcilla a limos

por una eventual crecida del cauce cubriendo la llanura aluvial del río.

Adicionalmente, estos estratos pueden estar relacionados con el nivel freático, ya que, según este autor en estas zonas geotécnicas se pueden encontrar acuíferos superficiales, entre los 10 a 15 m. En la Figura 7 se muestran ejemplos de este tipo de modelo de velocidad donde la velocidad desciende con la profundidad en los estratos superficiales.

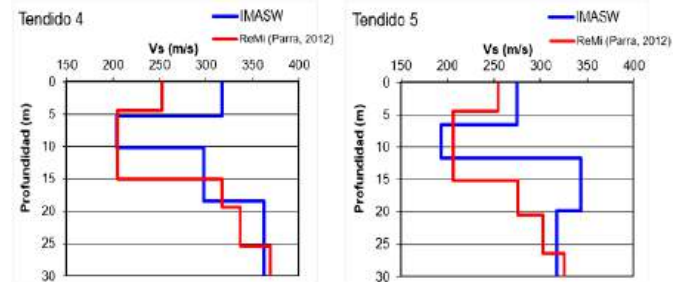


Figura 7. Modelos 1D de Vs que coinciden con capas de baja velocidad, según resultados del método IMASW y el estudio ReMi de Parra (2012).

La interpretación de las capas de baja velocidad en los estratos más profundos, resultado obtenido en los modelos 1D de Vs ubicados en la planicie sur de la ciudad, se atribuye posiblemente a estratos de sedimentos diatomáceos que se depositaron en las planicies adyacentes al lago de Valencia, en un período de transgresión lacustre hacia el fin del pleistoceno, similar a la fase III de extensión lacustre de Peeters (1968).

De este modo, constituyen los suelos conocidos como "tierra de diatomeas", de características homogéneas con baja densidad relativa y alto porcentaje de porosidad (Hernández, 2006; López, 2009), propiedades físicas que explican los descensos de velocidad en los modelos 1D de Vs hacia el sur de la ciudad de Valencia. Consecuentemente, se interpreta que estos suelos diatomáceos fueron soterrados por sedimentos aluviales asociados a la desecación lacustre de edad Holoceno-presente (fase IV del lago de Valencia) (González de Juana et al. (1980)), que se relacionan a los suelos calcáreos de origen orgánico, identificados como "suelos de caracolilloz materia orgánica no descompuesta (turba), que en congruencia con Hernández (2006), se encuentran sobre los depósitos de "tierras de diatomeas", y según este autor están principalmente formados por arenas finas y limos, altamente porosos y ricos en materia orgánica, en algunos puntos intercalados con lentes de arena.

Perfiles 2D de Vs

A partir de los perfiles 1D de Vs se elaboraron perfiles 2D de Vs interpolados en secciones transversales de sentidos Norte-Sur y Este-Oeste. Fue posible distinguir el comportamiento de la velocidad de ondas de corte a profundidades someras y estimar el contenido sedimentario de las capas, según la geología local consultada. A continuación, se describen tres perfiles 2D de Vs (Perfil 1 N-S, Perfil 2 N-S y Perfil 3 E-W) ubicados respectivamente en el valle del Cabriales, en el valle de San Diego y en la planicie sur de la ciudad:

El Perfil 1 se muestra en la [Figura 8](#), cruza en dirección norte-sur a la ciudad de Valencia atravesando su valle occidental por los municipios Naguanagua al norte y Valencia hacia el sur, siguiendo de manera aproximada el cauce del río Cabriales. En el perfil se distingue la diferenciación de tres capas con velocidades tope de 320, 400 y 500 m/s aproximadamente, a lo largo del perfil. A partir de estas velocidades y la estratigrafía consultada de perforaciones geotécnicas disponibles, es posible asociar las velocidades de este perfil a sedimentos finos a gruesos con clasificaciones geotécnicas entre SP-SM (arenas), ML (limo) y CL (arcilla con arena fina), por lo que se relacionan los estratos superficiales con sedimentos más blandos y

menos compactados, posiblemente de granulometría arena media, asociadas al cauce del río Cabriales, de manera que a mayor profundidad se pudiesen encontrar granulometrías más finas, asociadas a sedimentos más compactados. Se observa que los cruces con el cauce del río Cabriales en el sur, corresponden con aumentos repentinos en el espesor de la capa más superficial asociada previamente a sedimentos SM, menos compactados y de densidades bajas, lo que se considera coherente, ya que, es probable que la llanura aluvial del Cabriales contenga sedimentos de este tipo en los primeros metros de profundidad (10-15m), en congruencia con la descripción de la zona geotécnica I y II propuesta por [Holmquist y Ponce \(1986\)](#).

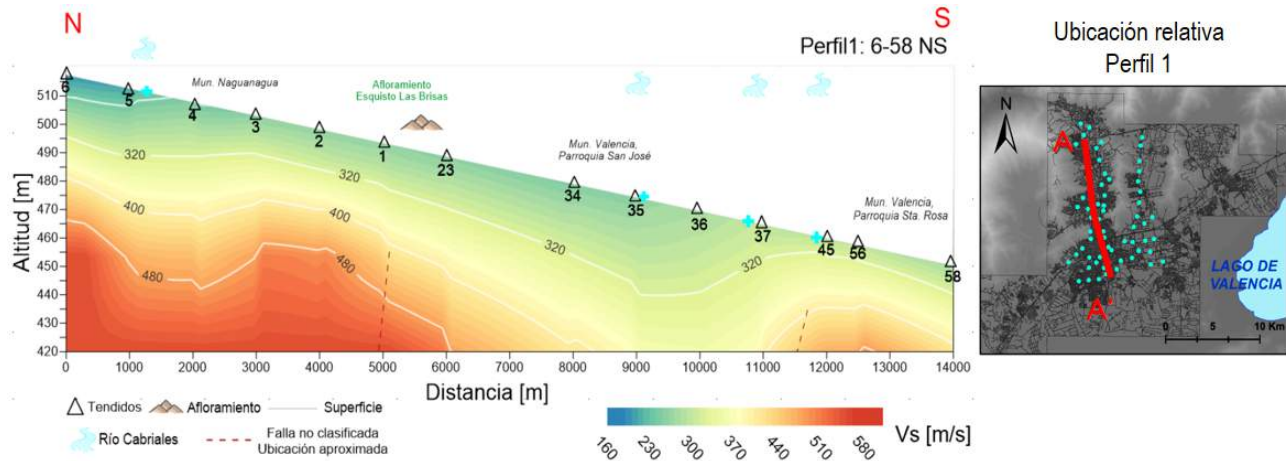


Figura 8. Perfil 1 A-A'. Sección transversal N-S ubicada en el valle del Cabriales, al oeste de la ciudad de Valencia.

El perfil 2 ([Figura 9](#)), cruza en dirección N-S a la ciudad de Valencia, atravesando desde su valle oriental (Municipio San Diego) hasta zonas de la parroquia Urdaneta en el Municipio Valencia. Se observan velocidades más altas en los estratos más someros, en comparación al perfil 1, por lo que se interpreta menor espesor de sedimentos blandos, lo que puede deberse al hecho de que en este perfil no se ubican cruces con cauces de ríos, y además los cursos de agua en el

valle de San Diego son de menor importancia, por lo que las capas más superficiales pueden relacionarse a sedimentos más compactados con grano más fino, en comparación a los del valle de Valencia. Además, conforme a la información litológica de perforaciones SPT disponibles en esta zona, los estratos más superficiales (entre 8-10m de profundidad) se relacionan con sedimentos CL (arcilla con arena fina), lo que es congruente con las velocidades presentes.

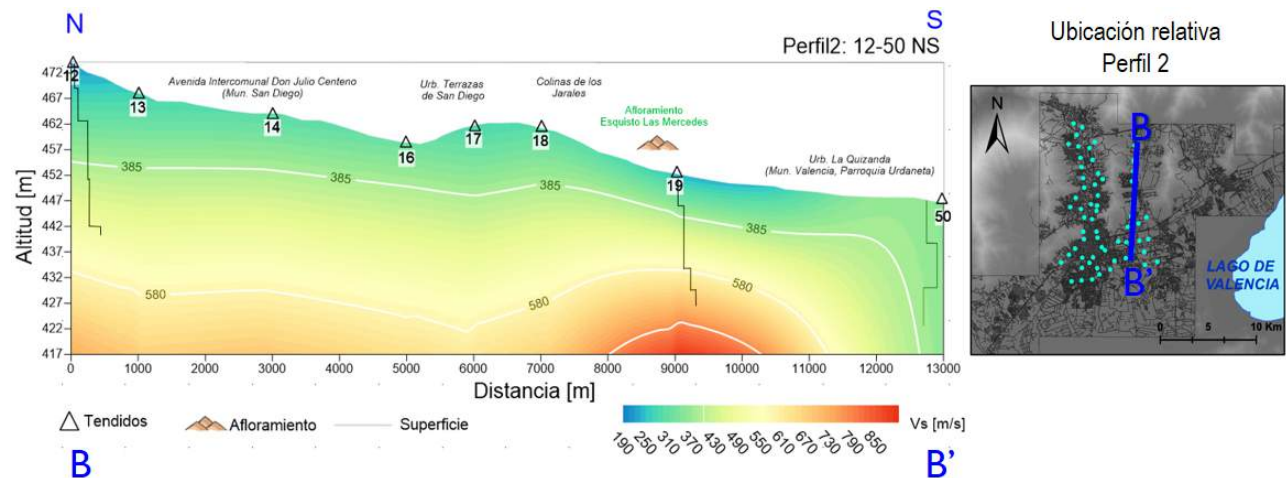


Figura 9. Perfil 2 B-B'. Sección transversal N-S ubicada en el valle de San Diego, al este de la ciudad de Valencia.

El perfil 3, de una orientación OSO-ENE (Figura 10), atraviesa el tendido 42 al 46 y se ubica en la planicie sur de la ciudad. En este perfil se distingue una primera capa superficial con Vs tope de 380 m/s que se interpreta como sedimentos blandos, granulares, poco compactados, de origen aluvial-lacustre, cuyo espesor aumenta en sentido este en dirección a la llanura del lago de Valencia. Alrededor de la parroquia Miguel Peña, se distingue un perfil del

tipo de capas de baja velocidad en estratos profundos, que se atribuye a presencia de material sedimentario menos denso de origen orgánico-lacustre. Además, se observa que el espesor de la capa de sedimentos blandos disminuye en sentido WSW, en dirección contraria al lago, donde justamente afloran los Esquistos Las Mercedes, lo que es congruente con el aumento puntual de Vs en profundidad para esa zona.

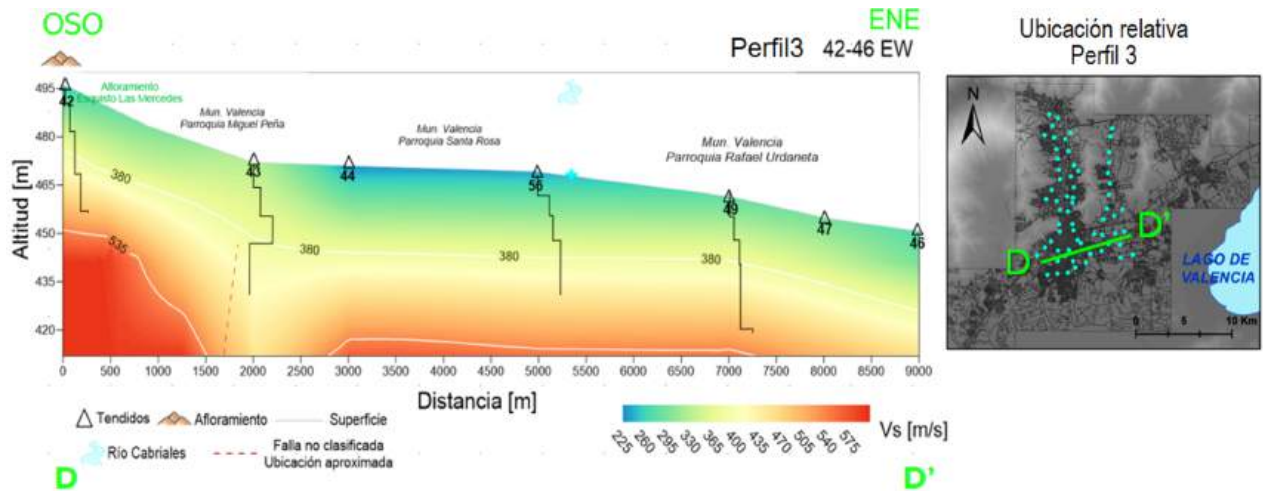


Figura 10. Perfil 3 D-D'. Sección transversal WSW-ENE ubicada en la planicie sur de la ciudad adyacente al lago de Valencia.

Secciones estratigráficas

Sección 1-SPT Naguanagua

En la Figura 11 se muestra la sección 1-SPT ubicado al este del Municipio Naguanagua, derivada de la información litológica de reportes geotécnicos. Los perfiles de Vs-NSPT calculados con la relación NEHRP se muestran superpuestos a la sección. En esta sección se distingue una secuencia lateral predominante del litotipo SM (arena media a gruesa limosa) para estratos superficiales con profundidad máxima de 3 m.

Este estrato disminuye su espesor hacia el sureste encontrándose con capas de sedimentos tipo SC (arena

media a gruesa arcillosa). De manera general, en toda la extensión del perfil predomina el litotipo CL (arcilla con arena fina) para profundidades mayores a 3-5m, con estratos de arena intercalados en toda la sección, aunque en menor medida hacia el norte.

Además, los perfiles de velocidad muestran una tendencia general de aumento de la velocidad en profundidad, y se aprecian pocas capas de baja velocidad, que se asocian con estratos de menor compactación y/o densidad, lo que es congruente con la sección litológica en cuestión, ya que, tienden a ocurrir en las interfases de arcilla a arena donde disminuye el número N (resistencia a la penetración) del ensayo SPT.

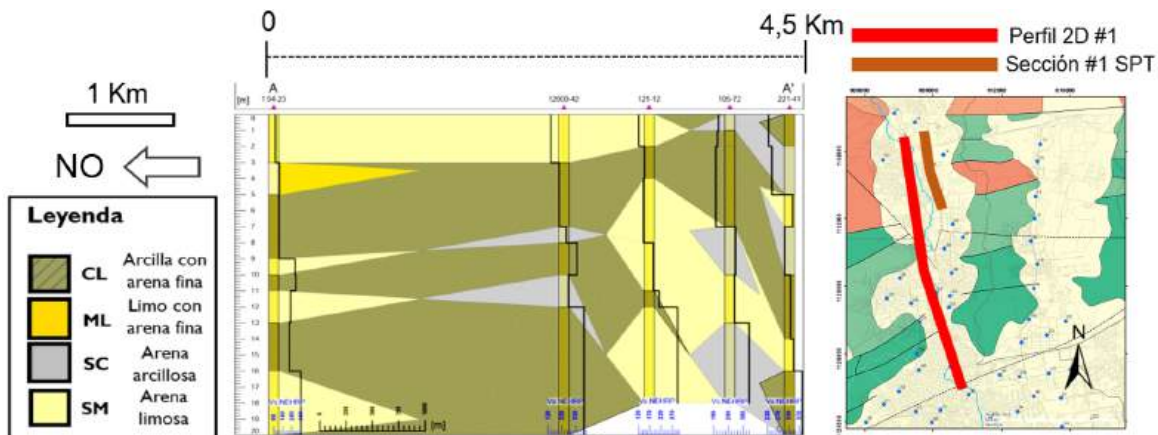


Figura 11. Sección 1-SPT de 5 perforaciones de una profundidad de 20 m (Municipio Naguanagua), con ubicación relativa. Se indican litotipos en base al Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.

Sección 2-SPT San Diego

En la Figura 12 se muestra la sección 2-SPT ubicada en el Municipio San Diego, al oeste de la ciudad y una profundidad limitada de 8 m de profundidad. El perfil muestra una tendencia estratigráfica monótona en toda la sección, en donde predomina el litotipo CL (arcilla con arena fina), con capas de arena media a gruesa (SC-SM) de máximo 1 m de espesor para los estratos más superficiales.

Del perfil se observa que los modelos de velocidad son siempre crecientes con la profundidad, lo que se relaciona con la disminución del tamaño de grano (sedimentos más densos) y el aumento de la compactación de los estratos en profundidad. De esta manera, se encuentra que en esta zona del Municipio San Diego, se estiman capas superficiales con sedimentos de granulometría fina (arcilla con arenas finas), con velocidades de ondas de corte (V_s -NEHRP) de alrededor de 300 m/s.

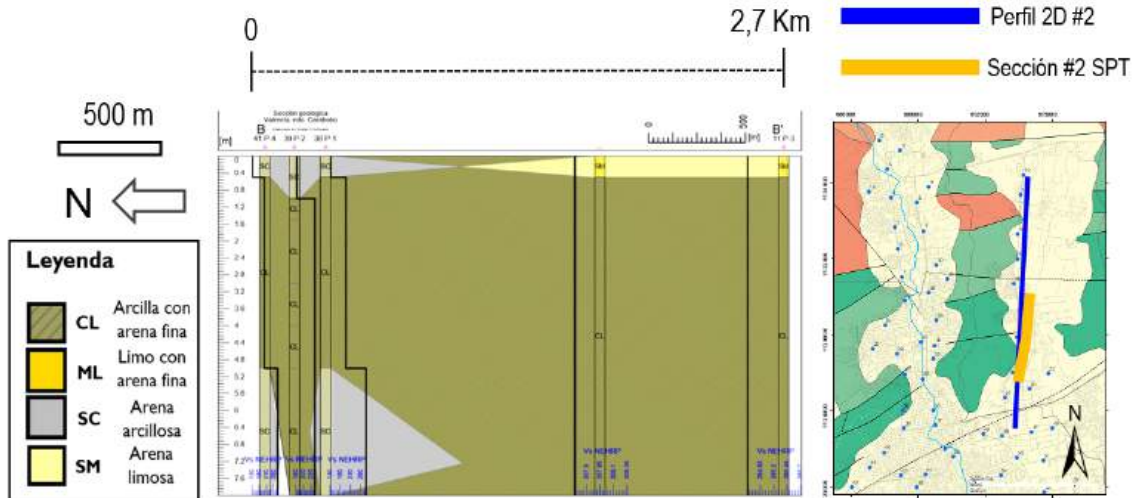


Figura 12. Sección 2-SPT de 5 perforaciones de una profundidad de 8 m (Municipio San Diego), con ubicación relativa.

Integración de los resultados y estimación de modelos geológicos

Valle del Cabriales (valle oeste)

En el valle occidental de Valencia se obtuvieron perfiles 1D de con capas de baja velocidad en estratos someros aproximadamente en los 5-15 m de profundidad, específicamente en los tendidos 4 y 5, ubicados en el cauce alto del río Cabriales. El descenso de velocidad se atribuye a los suelos granulares mal gradados compuestos principalmente por arenas con contenido de limos, que en general son más porosos y menos densos que los suelos arcillosos superficiales, de potencial acuífero y que de acuerdo a la zonificación geotécnica de la cuenca Cabriales de Holmquist y Ponce (1986), se afirma que son depósitos de consistencia blanda a media y con las menores densidades en estratos de 10 a 15 m, asociado a sedimentos del tipo aluvial o fluvial, que posteriormente fueron soterrados por sedimentos más finos como arcilla a limos por una eventual crecida del cauce cubriendo la llanura aluvial del río. A partir del perfil 2D de V_s , que cruza de N a S el valle del Cabriales, siguiendo aproximadamente el cauce del río, se estima una capa superficial de espesor entre 15-20 m con una V_s tope estimada de 320 m/s, que se interpreta como suelos granulares SM-SP derivados de la vega del río Cabriales; estos se asocian a las zonas I y II, de la zonificación geotécnica de la cuenca del río de acuerdo a Holmquist y Ponce (1986), que en congruencia con la sección estratigráfica confirman la existencia de estos litotipos.

Valle de San Diego (valle este)

El perfil 2D de V_s ubicado en este valle muestra una primera capa superficial con una V_s que alcanza los 385 m/s, esta capa se relaciona con sedimentos más densos o compactados que los del valle del Cabriales. De la sección estratigráfica ubicada en el Municipio San Diego se obtuvo una tendencia monótona donde predomina el litotipo CL (arcilla con arena fina), con capas de arena media a gruesa (SC-SM) de máximo 1 m de espesor para los estratos más superficiales. Del perfil se observa que los modelos de velocidad son siempre crecientes con la profundidad, lo que se relaciona con la disminución del tamaño de grano (sedimentos más densos) y el aumento de la compactación de los estratos en profundidad. También, se encuentra un comportamiento monótono de la V_s -NSPT entre 284-307 m/s. De esta manera, se propone un modelo geológico de capas superficiales entre 8-10m con sedimentos de granulometría fina (arcilla con arenas finas), con velocidades de ondas de corte de alrededor de 300 m/s hasta 385 m/s.

Planicie lacustre (sur de la ciudad)

En la zona meridional del área de estudio, hacia la planicie lacustre en sentido sureste, se encuentran modelos de V_s con capas de baja velocidad en los estratos más profundos (capas entre los 20-30 m de profundidad), que se interpretan como sedimentos diatomáceos de origen orgánico, que fueron soterrados por los depósitos aluviales asociados a la desecación lacustre del lago de Valencia de edad Holoceno - presente (Peeters, 1968); estos depósitos

aluviales se relacionan con los llamados "suelos de caracolillo"(Planorbis Sp), formados por arenas finas y limos, altamente porosos y ricos en materia orgánica y cochas de Planorbis o çaracolillo", sedimentos calcáreos y materia orgánica no descompuesta (turba), que en congruencia con [Hernández \(2006\)](#), se encuentran suprayacentes a los depósitos conocidos como "tierras de diatomeas", suelo de material muy fino, de color gris claro, que se identifica por una alternancia irregular de capas de arcillas, limos, arenas y gravas de granulometría variable.

Este suelo diatomáceo es de baja densidad relativa y alto porcentaje de porosidad. Cabe destacar que, ambos depósitos han sido estudiados por su propensión a la saturación y al fenómeno de colapso por autores como [Heredia \(1984\)](#) quien estudia profundamente este fenómeno de colapso en los suelos diatomáceos del lago de Valencia e indica que esto sucede con frecuencia en los suelos granulares con alto contenido de "caracolillo" de las planicies del lago. Adicionalmente, [Hernández \(2006\)](#) estudia los suelos del lago de Valencia, específicamente su inclinación al colapso e hinchamiento de las arcillas expansivas, de tal manera que, afirma que el fenómeno de colapso es el más importante en esta zona de estudio y depende directamente del grado de saturación del estrato y la carga a la que se somete.



Figura 13. Modelos geológicos estimados para tres zonas geomorfológicas del área de estudio: valle del río Cabriales, valle de San Diego y la planicie lacustre al sur de la ciudad.

Mapa de Vs30 y clasificación de sitio

Se elaboró un mapa preliminar de Vs30 que contó con los resultados obtenidos del método IMASW, ReMi y Vs30-NEHRP. Se determinaron limitaciones para definir las clases de sitio, específicamente al este del valle de San Diego, debido a la escasa densidad de datos. Consecuentemente, se elaboró un mapa de Vs30 integrando los valores por aproximación de la pendiente topográfica de técnica de [Allen y Wald \(2007\)](#) que resultó ser el más propicio para realizar la clasificación de sitio del área de estudio.

De este mapa ([Figura 14](#)) se puede observar que el parámetro Vs30 disminuye hacia el centro de los valles, donde se encuentran los valores de Vs más bajos, especialmente en las adyacencias de la vega del río Cabriales, tanto en su cauce alto como en su cauce bajo, así como en ciertas zonas de la planicie lacustre. De manera congruente, se observan aumentos de velocidad a favor de la pendiente topográfica, hacia los afloramientos rocosos de los estribos montañosos que dividen los valles de la ciudad de Valencia. El Vs30 es de tendencia monótona hacia el sur del valle de Valencia en toda la planicie aluvial del río Cabriales y en sentido sureste, hacia la conexión con la planicie lacustre del lago de Valencia.

Los valores de Vs30 asociados a cada modelo 1D de Vs fueron clasificados mediante la norma venezolana COVENIN 1756 ([COVENIN, 2019](#)), esta clasificación por tendido se observa en la [Figura 15](#); se obtuvo que, en los perfiles ubicados en el valle de San Diego domina la clase de sitio C (Vs30 entre 400-650 m/s) y CD, la clase D (Vs30 entre 200-300 m/s) y CD en la cuenca del río Cabriales y la clase CD (Vs30 entre 300-400 m/s) en los perfiles ubicados al sur de la ciudad.

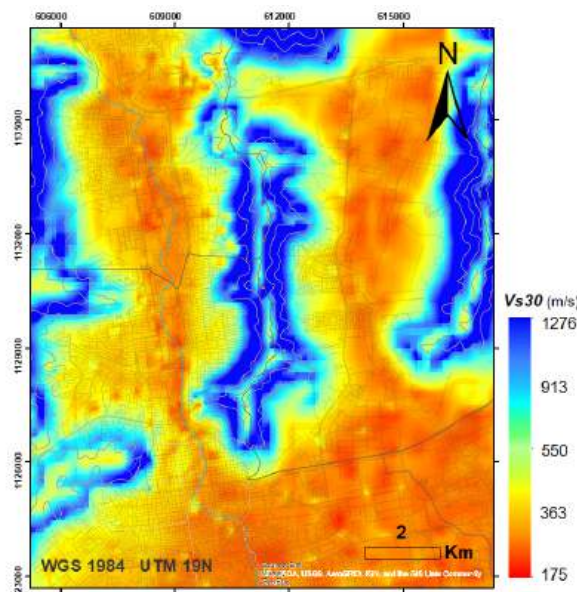


Figura 14. Mapa de Vs30 interpolado integrando los valores de Vs30 disponibles de distintos métodos: IMASW, ReMi, Vs-NSPT y Vs30 por pendiente topográfica.

De acuerdo a la clasificación de sitio del mapa Vs30 integrado (Figura 15) se obtuvo que en los suelos del área de estudio domina la clase de sitio D, tanto en los centros de los valles aluviales como hacia la planicie lacustre. Hacia

los estribos montañosos, las clases de sitio varían de CD hasta C. Las clases B y BC (Vs30 > 650 m/s) se obtienen específicamente en los altos topográficos que, en general, son áreas montañosas no urbanizadas.

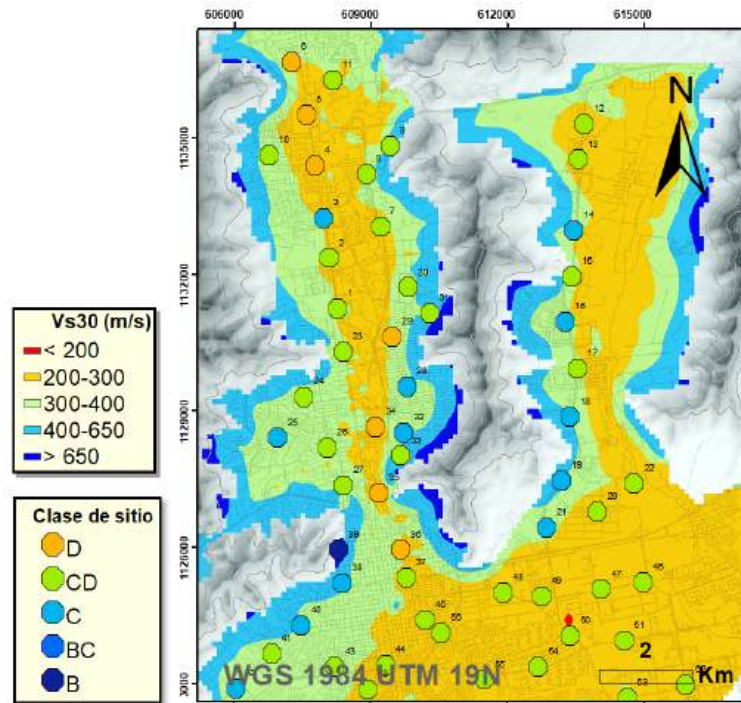


Figura 15. Clasificación de sitio del área de estudio. La clase de sitio D (200-300 m/s) es predominante.

CONCLUSIONES

El método IMASW logró recuperar un mayor número de curvas de dispersión en el rango de las bajas frecuencias, en comparación al método ReMi, lo que permite obtener mejor resolución y mayor certeza en el detalle de los estratos profundos en los modelos de velocidad. Además, la integración de otros métodos resultó clave para calibrar y verificar la calidad de los resultados. A partir de los modelos de velocidad y la información geotécnica, se estimaron modelos geológicos de las capas superficiales del área de estudio donde se interpretó la presencia de sedimentos de origen aluvial a lacustre.

El estudio de los modelos de velocidad en conjunto con la geología local permitió deducir la presencia de suelos con tendencia al colapso y al fenómeno de licuación. En los valles aluviales del área de estudio (valle del Cabriales y valle de San Diego), se corroboró la presencia de los litotipos arena limosa (SM) y arena arcillosa (SC) gracias a la información litológica derivada de perforaciones geotécnicas. Los mencionados sedimentos, en condiciones de saturación o cercanía al nivel freático, como es el caso de los sedimentos de la llanura aluvial del Cabriales y en las adyacencias del lago, representan un potencial de licuación importante y se ubica en estratos de profundidad menor o igual a 5 m, según lo afirma [Pombo \(2018\)](#). En

la planicie lacustre, adyacente a las llanuras del lago de Valencia, se encontraron congruencias entre los modelos de velocidad y las propiedades del contenido sedimentario descrito en la literatura.

Las capas de baja velocidad ubicadas a profundidades entre los 15-30 m, se relacionan con sedimentos diatomáceos de origen lacustre debido a sus características de baja densidad relativa y alta porosidad. Estos depósitos son conocidos como "tierras de diatomeas". Las capas suprayacentes se relacionan con otro tipo de suelo lacustre relacionado al llamado "caracolillo", cuyas capas someras de mayor velocidad se interpretan de un contenido sedimentario más fino y calcáreo, vinculado a la última desecación del Lago de Valencia (Holoceno-presente).

En congruencia con [Hernández \(2006\)](#), los llamados "suelos de caracolillo" se encuentran sobre los depósitos de "tierras de diatomeas". Cabe resaltar que, diversos autores relacionan este tipo de sedimentos, tanto sedimentos diatomáceos como los suelos calcáreos de caracolillo, con suelos colapsables por saturación, por lo que se infiere que estas zonas pueden relacionarse con suelos potencialmente licuables, debido a que son propensos a la saturación y la granulometría de los sedimentos está relacionados a este tipo de fenómeno.

El mapa de Vs30 integrado permitió determinar que en los suelos del área de estudio domina la clase de sitio D (200-300 m/s), tanto en los centros de los valles aluviales como hacia la planicie lacustre. Hacia los estribos montañosos, las clases de sitio varían de CD hasta C.

RECOMENDACIONES

En estudios geofísicos de esta índole, se ratifica la urgencia de la actualización de la norma sísmica vigente 1756 de COVENIN (2001), ya que, juega un rol fundamental en la definición de microzonas y, por ende, en la ejecución prudente de las obras civiles y urbanísticas en Venezuela.

AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto Investigaciones aplicadas a la gestión integral del riesgo en espacios urbanos (FONACIT 2007000939). Agradecemos a Javier Parra por la ayuda y el tiempo involucrado en la elaboración de este proyecto.

REFERENCIAS

- ALLEN, T. & WALD, D. (2007). *Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site-Conditions (Vs30) and Amplification Around the globe*. Open-File Report 2007-1357, R. U.S. Geological Survey, Virginia.
- AUDEMARD, F. (2014). Active Block Tectonics in and around the Caribbean: A review", In M. Schmitz, F. Audemard, F. Urbani, (Eds). *El Límite Noreste de la Placa Sudamericana - estructuras litosféricas de la superficie al manto* (p. 29-77). Editorial Innovación Tecnológica, Caracas, Venezuela.
- BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., LEVSHIN, A. L., LIN, F., MOSCHETTI, M. P., SHAPIRO, N. M., & YANG, Y., (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements", *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.
- BORCHERDT, R. (2012). VS30 - A Site-Characterization Parameter for Use in Building Codes, Simplified Earthquake Resistant Design, GMPES, and ShakeMaps, Conference: *15th World Conf. on Earthquake Engineering* (15 WCEE Lisboa), 2 pp.
- BSSC (2003). NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA 450), *Building Seismic Safety Council (BSSC)*, Washington, D.C., USA.
- COVENIN (2019). Norma venezolana COVENIN 1756-1:2019, Construcciones sismorresistentes. Parte 1: Requisitos (2da. Revisión), Comisión Venezolana de Normas Industriales, FODENORCA, Caracas, <http://www.sencamer.gob.ve/sencamer/normas/1756-1-2019.pdf>
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J., & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*, Ediciones Foninves, Caracas, pp. 1031.
- HEREDIA, J. (1984). *Comportamiento mecánico de suelos en la zona sur de Maracay* [Trabajo de Ascenso]. Instituto Universitario de Tecnología Antonio José de Sucre.
- HERNÁNDEZ, M. (2006). *Estudio geológico y reconocimiento de arcillas expansivas en suelos de una zona al sur de Maracay, Estado Aragua*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, 152 pp.
- HOLMQUIST, J., & PONCE, C. (1986) . *Propiedades geotécnicas del subsuelo y estudio de las soluciones de fundación comúnmente usadas en el Área Metropolitana de la Ciudad de Valencia y sus alrededores: zona industrial y Valle de San Diego*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Católica Andrés Bello, Caracas, Venezuela.
- LEÓN, A. (2018). *Generación de mapas de VS30 y microzonas sísmicas en el Distrito Metropolitano de Quito, Ecuador*. [Tesis de Pregrado]. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, 190 pp.
- LÓPEZ, J. (2009). Comportamiento cíclico de suelos diatomáceos. [Tesis de Maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México, 292 pp.
- LOUIE, J. (2001). Faster, Better: shear-wave velocity to 100 meters' depth from refraction, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 347-364.
- LOUIE, J., PANCH, A., & PULLAMMANAPPA-LLIL, S. (2017). Applications of Refraction Microtremor Done Right, and Pitfalls of Microtremor Arrays Done Wrong, *16th World Conference on Earthquake Engineering (16WCEE)*, Santiago, Chile, 9 pp.
- MÁRQUEZ, J., & MORALES, M. (2009). Elaboración de Mapa de Velocidad de Ondas de Corte Vs-30, a partir de base de datos existente y nueva del Área Metropolitana de Valencia. [Tesis de Pregrado], Universidad de Carabobo, Valencia, Venezuela, 172 pp.
- O'CONNELL, D., & TURNER, J. (2011). Interferometric Multichannel Analysis of Surface Waves (IMASW), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(5), 2122 - 2141.
- PARK, C., MILLER, R., & XIA, J. (1999). Multichannel Analysis of Surface Waves, *Geophysics*, 64(3), 800-808.

- PARRA, J. (2012). Caracterización Geofísica del Subsuelo Somero Mediante la Aplicación del Método de Refracción por Microtremores (ReMi) en la Ciudad de Valencia, Estado Carabobo [Tesis de Pregrado]. Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela, 90 pp.
- PEETERS, L. (1968). *Origen y evolución de la cuenca del lago de Valencia, Venezuela*. Caracas: Instituto para la Conservación del Lago de Valencia, 66 p.
- POMBO, A. (2018). Riesgo Sísmico en el Área Metropolitana de Valencia [Tesis Doctoral] Universidad de Carabobo, Valencia, Venezuela, 190 pp.
- SÁNCHEZ, J., & DÍAZ, D. (2018). Programa en MatLab para el procesamiento de datos de Refracción de Microtremores (ReMi), Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- SCHMITZ, M., CANO, V., LÓPEZ, O. A., KLARICA, S., POMBO, A., DÍAZ, J. F., HEREDIA, J., AVENDAÑO, J., MORALES, C., & EL GRUPO DE RIESGO SÍSMICO DEL PROYECTO INVESTIGACIÓN APLICADA A LA GESTIÓN INTEGRAL DEL RIESGO EN ESPACIOS URBANOS (2015). Estudios Geofísicos en Cuenas Urbanas en Venezuela con fines de Microzonificación Sísmica, *Boletín de Geología*, 37(1), 17-26.
- VERNAÉZ, G., CANO, V., SCHMITZ, M., MANCHEGO, M., SALCEDO, A., COURTEL, F. & SANZONETTI, J. (2011). *Informe técnico de avance correspondiente al Segundo Año del Proyecto de Investigación Aplicada a la Gestión Integral del Riesgo en Espacios Urbanos* (FONACIT 2007000939), FUN 012-2011, 229 pp.
- WATHELET, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling, *Geophysical Research Letters*, 35(9), 1-5. <https://doi.org/10.1029/2008GL033256>

NORMAS PARA AUTORES

TÍTULO DEL TRABAJO EN LETRA FUENTE TIMES NEW ROMAN , TAMAÑO 12, ALINEADO AL CENTRO. MAYÚSCULA, NEGRITA

Una línea en blanco (todas las líneas en blanco en Times New Roman, Tamaño 10)

Nombre y Apellido de los autores completos (en todos los casos, omitir títulos profesionales o académicos) centrados y escritos en letra fuente Times New Roman, Tamaño 10, efecto Versales. Ej.

LUIS FERNANDEZ^{1,a}, DANIEL HERNÁNDEZ^{2,b}

¹Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Eléctrica, Departamento de Comunicaciones
Caracas, Venezuela.

e-mail: ^axxxxxx@xxx.com, ^bxxxxxx@xxx.com

1 línea en blanco

RESUMEN

1 línea en blanco

El resumen en Español del artículo es obligatorio y será precedido por el subtítulo **RESUMEN**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la fuente Times New Roman, tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. **El resumen no excederá de 16 (dieciséis) líneas.** Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.) y deberá especificar brevemente el proceso experimental y las conclusiones.

1 línea en blanco

Palabras claves: deben incluirse al menos 5 (cinco) Palabras Claves, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 línea en blanco

TÍTULO TRADUCIDO AL INGLES EN LETRA FUENTE TIMES NEW ROMAN, TAMAÑO 12, ALINEADO AL CENTRO. MAYÚSCULA, NEGRITA

1 línea en blanco

ABSTRACT

1 línea en blanco

El «Abstract» en inglés, al igual que el resumen en español, es obligatorio Será precedido por el subtítulo **ABSTRACT**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la Fuente Times New Roman, Tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. El «abstract» no excederá de 25 (veinticinco) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), y deberá especificar brevemente el proceso, los resultados y las conclusiones principales.

1 línea en blanco

Keywords: Deben incluirse las Palabras Claves traducidas al inglés, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 línea en blanco

1 línea en blanco

INTRODUCCIÓN

1 línea en blanco

La introducción y el resto del texto del trabajo deben escribirse a espacio sencillo, a dos columnas, en un solo lado del papel y en hojas tamaño carta (21,5 × 28 cm), con márgenes de 2,5 cm por lado y espaciado entre columnas de 0,5 cm, utilizando estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangría, sólo en caso de que el trabajo sea aceptado para su publicación.

1 línea en blanco

Se aconseja a los autores utilizar subtítulos descriptivos de la forma siguiente: Introducción, Técnicas Experimentales, Resultados, Discusión, Conclusiones, Agradecimientos y Referencias. Los **SUBTÍTULOS** de cada sección en estilo Título 2, fuente Times New Roman, tamaño 10, mayúsculas, negrita, sin numeración, separados del párrafo anterior con una línea en blanco, y del párrafo siguiente con una línea en blanco.

El manuscrito debe ser claro, conciso y tener una extensión aproximada de 15 a 20 páginas, incluyendo figuras y tablas. Se preparará en formato .docx, utilizando el procesador de textos Microsoft Word versión 2016 o superior.

1 línea en blanco

Para la primera remisión del manuscrito, se enviará al Comité Editorial de la Revista, siguiendo la Plantilla, a la dirección de correo revistafacingeneria@gmail.com. El manuscrito deberá cumplir con las siguientes especificaciones: texto en hojas tamaño carta, formato Word, fuente Times New Roman tamaño 10, interlineado sencillo a dos columnas, las figuras y tablas se incluirán en el orden en que se citan en el texto. Las referencias dentro del texto y la lista de referencias al final del documento seguirán la normativa APA, con las referencias ordenadas finales alfabéticamente. Para el contenido del manuscrito serán utilizados los siguientes formatos y alineaciones:

Abreviaturas, símbolos y terminologías. En caso de incluir en el texto abreviaturas nuevas o especiales, no estándar deben ser explicadas cuando aparecen por primera vez en el texto y además debe incluirse al final del manuscrito un listado de las mismas con su significado. La terminologías deben seguir las normativas de la IUPAC (Internacional Unión of Pure and Applied Chemistry), la IUBMB(International Union of Biochemistry and Molecular Biology) y la IUPAP (International Union of Pure and Applied Physics). Las unidades deben seguir las Normas del Sistema Internacional de Unidades (SI). Se debe usar una coma para separar los decimales en todas las cantidades numéricas reportadas en el texto principal del manuscrito, así como en ecuaciones, tablas y figuras.

1 línea en blanco

Leyendas, Gráficos y Tablas: deben ser incluidas en el texto conservando tamaño y tipo de letra (Times New Roman 10). Cada figura, gráfico y tabla se colocará después de terminar el párrafo donde fue citada.

1 línea en blanco

Tablas – Construidas con la herramienta Tabla del procesador de textos Microsoft Word, deberán ser numeradas consecutivamente, referidas en el texto e insertadas en el lugar correspondiente. Para su incorporación en el texto, dejar una línea en blanco antes de la tabla y una línea en blanco después de ella. Cada tabla debe tener un título breve. Las aclaratorias deben estar al pie, no en el título. Los encabezamientos de las columnas serán cortos, abreviados y cuando sea necesario, serán explicadas en notas al pie.

1 línea en blanco

Títulos de tablas – Deberán ser incluidos en una línea inmediata superior de la Tabla y alinearlos a la izquierda, coincidiendo con el margen izquierdo de la tabla. Utilice fuente Times New Roman, tamaño 10. Ejemplo:

1 línea en blanco

Tabla 1. Parámetros técnicas analíticas utilizadas.

Parámetro	Técnica Analítica	Unidad
pH	Directo, Potenciométrico	-----
SST	SM, Gravimétrico	mg/L
SSV	SM, Gravimétrico	mg/L
DQO	SM, Reflujo Abierto	mg/L

SM: Standard Methods

1 línea en blanco

Figuras / Fotografías – Todas las figuras, gráficos, ilustraciones y fotografías serán consideradas como Figuras y deberán ser numeradas consecutivamente con números arábigos, referidas en el texto e insertadas en el lugar correspondiente. Las foto micrografías deben incluir una escala gráfica. En caso de requerir leyendas, éstas deberán escribirse utilizando fuente Times New Roman, tamaño 10. Para su incorporación en el texto, dejar una línea en blanco antes de la figura y una línea en blanco después de ella. Las figuras deben de tener una resolución mínima de 300 DPI y ser de tipo de archivo .PNG o .pdf

1 línea en blanco

Título de Figura / Fotografía – Deberá ser incluido en la línea inmediatamente inferior de la Figura, alineado a la izquierda, coincidiendo con el margen izquierdo de la Figura y utilizando fuente Times New Roman, Tamaño 10. Ejemplo:

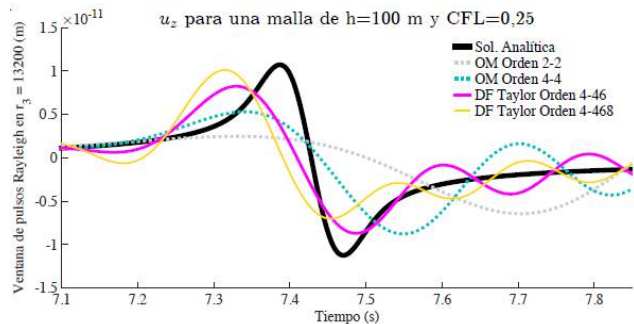


Figura 1. Simulaciones para el esquema HSSG con parámetros con $h = 100m$ y $CFL=0,25$.

1 línea en blanco

Fórmulas o Ecuaciones – Deberán ser generadas por editores de ecuaciones actualizados, utilizando fuente Times New Roman, tamaño 10, cursiva y centradas. También deberán ser numeradas en secuencia y referidas en el texto. Además distinga cuidadosamente entre subíndices, superíndices y símbolos especiales. Para su incorporación dejar una línea en blanco, antes y después de la ecuación. Ejemplo:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Reescribiendo (1) en notación vectorial

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{u} = 0 \quad (2)$$

Referencias: Las referencias deben limitarse a fuentes pertinentes y citadas en el texto, tales como artículos científicos, tesis y trabajos académicos, informes de investigación, material audiovisual, legislación, ponencias de congresos y jornadas, y sitios web de reconocido prestigio. Un «Abstract» identificado adecuadamente /Abs..) puede ser citado sólo cuando sea la única fuente bibliográfica disponible. Los autores son responsables de la exactitud de las referencias. Las referencias deben ser ordenadas alfabéticamente. La cita de cada referencia debe ser incluida en el texto por el apellido del autor y año de publicación. Cuando la cita de cada referencia tenga más de un autor se colocará según el ejemplo: (Acosta et al. 2004). Para toda la referencia se debe utilizar fuente Times New Roman 10, efecto versales para el nombre del o los autores. Alineación de párrafo justificado y sangría de 0,7 cm a la izquierda a partir de la segunda línea del párrafo. El estilo de citación en estilo APA 7° edición:

1 línea en blanco

Artículos: Apellido del primer autor, seguido por las iniciales de su nombre, iniciales del nombre y apellido de cada coautor, año, título del trabajo (solamente con la primera letra en mayúscula), nombre de la revista (abreviado como en Word List of Scientific Periodicals y en letras cursivas o subrayado, volumen(número) página inicial – página final. Ejemplo:

1 línea en blanco

Pelliccioni, O., Cerrolaza, M., & Herrera, M. (2006). Análisis bidimensional de la interacción fluidoestructura en válvulas mecánicas de corazón utilizando técnicas de células automátatas. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*, 21(1), pp. 111-123.

PEREIRA, A. G., LIMA, T. M., & SANTOS, F. C. (2020). Industry 4.0 and Society 5.0: opportunities and threats. *International Journal of Recent Technology and Engineering*, 8(5), 3305-3308. DOI: 10.35940/ijrte.D8764.018520

1 línea en blanco

Libros: Apellido del primer autor, seguido por las iniciales del nombre y así todos los coautores, año de publicación entre paréntesis, título de la obra en letras cursivas, (con la letra inicial en mayúscula y nombres propios), edición entre paréntesis, ciudad, editorial. Ejemplos:

1 línea en blanco

BERNARDAS, J. A. (2000). *Circuitos Secuenciales. Diseño y Análisis*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 línea en blanco

CARRILLO, G., & MARCIALES, L. (1998). *Análisis de Aguas y Líquidos Residuales, y Ensayos de Laboratorio*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 línea en blanco

Moaveni, S. (2011). *Engineering fundamentals: An introduction to engineering*. Toronto: Thomson Learning.

Tesis: Apellido del autor, seguido por las iniciales del nombre, tanto para el primer autor como para los co-autores, año de publicación entre paréntesis, título de la tesis en letra cursiva. Tesis de Pregrado, Maestría o Doctoral (publicada o no) entre corchetes. institución, ciudad, país. Ejemplo:

1 línea en blanco

RASTELLI, V (2005). *Automatización del Dimensionamiento de Silenciadores Acústicos* [Tesis de Maestría no publicada]. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

1 línea en blanco

Casalena, G. (2011). *Caracterización Geofísica del suelo somero mediante la aplicación del método de Refracción por Microtremores (ReMi) en la ciudad de Maracay-estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

1 línea en blanco

Para los demás estilos de citación de referencias, como informes o reportes de investigación, material audiovisual, legislación, congresos, jornadas y sitios web, se puede consultar las normas APA 7^o edición. En todos los casos, las referencias deben presentarse con fuente Times New Roman tamaño 10 puntos, efecto versales para los nombres de los autores, alineación de párrafo justificada y sangría francesa de 0,7 cm a partir de la segunda línea de cada referencia.

AUTHOR GUIDELINES

TITLE OF THE MANUSCRIPT IN TIMES NEW ROMAN FONT, SIZE 12, CENTER ALIGNED. CAPITALIZED, BOLD

One blank line (all blank lines in Times New Roman, Size 10)

Full Name of Authors (in all cases, omit professional or academic titles) centered and written in Times New Roman font, Size 10, Small Caps effect. Example:

LUIS FERNANDEZ^{1,a}, DANIEL HERNÁNDEZ^{2,b}

¹Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.

²Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Eléctrica, Departamento de Comunicaciones
Caracas, Venezuela.

e-mail: ^axxxxxx@xxx.com, ^bxxxxxx@xxx.com

1 blank line

ABSTRACT

1 blank line

The English abstract is mandatory. It will be preceded by the subtitle ABSTRACT, which shall be centered, written in the Times New Roman font, size 10, Capitalized, and Bold. The abstract text must be written in the Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without left or right indents, using single line spacing and it shall not exceed 16 (sixteen) lines. It must be written in a single informative paragraph, suitable for reproduction (without needing re-writing) by specialized journals (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), and should briefly specify the experimental process, main results and conclusions.

1 blank line

Keywords: At least 5 (five) Keywords must be included and separated by commas. Use the Normal style, Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without indentation to the right or left, and single line spacing.

1 blank line

TITLE TRANSLATED INTO SPANISH IN TIMES NEW ROMAN FONT, SIZE 12, CENTER ALIGNED. CAPITAL LETTERS, BOLD

1 blank line

RESUMEN

1 blank line

El «Abstract» en inglés, al igual que el resumen en español, es obligatorio. Será precedido por el subtítulo **ABSTRACT**, centrado, escrito en fuente Times New Roman, tamaño 10, Mayúsculas, Negrita. El texto del resumen utilizará la Fuente Times New Roman, Tamaño 10, alineación de párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o izquierda y espacio (entre líneas) sencillo. El «abstract» no excederá de 25 (veinticinco) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo. Debe ser adecuado para su reproducción (sin necesidad de una nueva redacción) por revistas especializadas (Chemical Abstracts, Engineering Abstracts, etc.), y deberá especificar brevemente el proceso, los resultados y las conclusiones principales.

1 blank line

Keywords: Deben incluirse las Palabras Claves traducidas al inglés, separadas por comas. Utilice estilo Normal, fuente Times New Roman, tamaño 10, alineamiento con párrafo justificado, sin sangrías a la derecha o a la izquierda y con espacio entre líneas sencillo.

1 blank line

1 blank line

INTRODUCTION

1 blank line

The introduction and the rest of the text of the manuscript must be written single-spaced, in two columns, on one side of the paper and on letter-sized sheets (21.5 × 28 cm), with margins of 2.5 cm per side and spacing between columns of 0.5 cm, using Normal style, Times New Roman font, size 10, justified paragraph alignment, without indentation, only if the manuscript is accepted for publication.

1 blank line

Authors are advised to use descriptive subtitles as follows: Introduction, Experimental Techniques, Results, Discussion, Conclusions, Acknowledgments and References. The SUBTITLES of each section must be written in Title 2 style, Times New Roman font, size 10, capital letters, bold, without numbering, separated from the previous paragraph with a blank line, and from the following paragraph with a blank line.

The manuscript should be clear, concise, and approximately 15 to 20 pages long, including figures and tables. The manuscript must be in .docx format, using the Microsoft Word word processor version 2016 or higher.

1 blank line

Authors are advised to use descriptive subtitles as follows: Introduction, Experimental Techniques, Results, Discussion, Conclusions, Acknowledgments and References. The SUBTITLES of each section must be written in Title 2 style, Times New Roman font, size 10, capital letters, bold, without numbering, separated from the previous paragraph with a blank line, and from the following paragraph with a blank line. The manuscript should be clear, concise, and approximately 15 to 20 pages long, including figures and tables. The manuscript must be in .docx format, using the Microsoft Word word processor version 2016 or higher.

Abbreviations, symbols and terminologies. If new or special, non-standard abbreviations are included in the text, they must be explained upon their first appearance in the text. A list of these abbreviations and their meaning must be included at the end of the manuscript. Terminology must conform to the standards set out by the IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry), IUBMB (International Union of Biochemistry and Molecular Biology), and IUPAP (International Union of Pure and Applied Physics). Units must follow the standards set out by the International System of Units (SI). A comma must be used to separate decimal places in all numerical quantities reported in the main text of the manuscript, as well as in equations, tables, and figures.

1 blank line

Legends, Charts and Tables: must be included in the text in the Times New Roman font, size 10. Each figure, graph, and table must be placed after the paragraph in which it was cited.

1 blank line

Tables – must be generated using Microsoft Word’s Table editing tool using, numbered consecutively, referenced in the text, and inserted in their corresponding place. To incorporate them into the text, leave a blank line before the table and a blank line after it. Each table should have a brief, descriptive title. Explanatory notes must be placed at the bottom of the tables; they should not be included in the title. Column headings should be short, abbreviated, and, if necessary, explained in the footnotes.

1 blank line

Table titles – should be placed on a line immediately above the table, left-aligned, and should be aligned with the left margin of the table. Use the Times New Roman font, size 10. Example::

1 blank line

Table 1. Variables and analytical techniques.

Parameter	Analytical Technique	Unit
pH	Direct, Potentiometric	-----
SST	SM, Gravimetric	mg/L
SSV	SM, Gravimetric	mg/L
DQO	SM, Open Reflux	mg/L

SM: Standard Methods

1 blank line

Figures / Photographs – All figures, graphs, illustrations, and photographs will be considered figures and must be numbered consecutively with Arabic numerals, referenced in the text, and inserted in their appropriate place. Photomicrographs must include a graphic scale. If legends are required, they must be written using Times New Roman font, size 10. To incorporate them into the text, leave one blank line before the figure and one blank line after it. Figures must have a minimum resolution of 300 DPI; PNG or .pdf file types must be used.

1 blank line

Figure / Photograph Titles – must be placed on the line immediately below the Figure, left-aligned, aligned with the left margin of said Figure and written using the Times New Roman font, Size 10. Example:

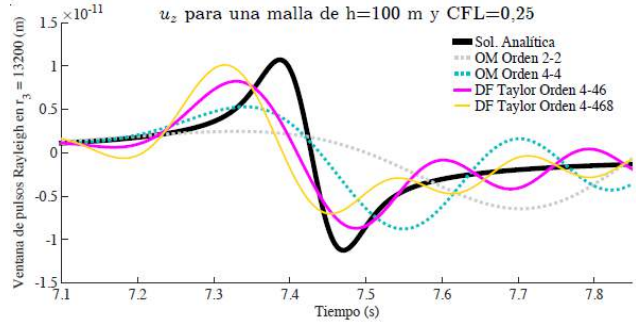


Figure 1. HSSG scheme simulations, with $h = 100$ m and $CFL=0.25$.

1 blank line

Formulas or Equations – must be generated by updated equation editors, using the Times New Roman font, size 10, italics, and centered. They should also be numbered sequentially and referenced in the text. Subscripts, superscripts, and special symbols should be carefully differentiated. To incorporate formulas or equations, leave a blank line before and after the equation. Example:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Rewriting (1) in vector notation

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{u} = 0 \quad (2)$$

References: References should be limited to relevant sources cited in the text, such as scientific articles, theses and academic papers, research reports, audiovisual material, legislation, conference and seminar papers, and reputable websites. A properly identified .Abstract"/(Abs.) may be cited only when it is the only bibliographically available source. Authors are solely responsible for the accuracy of the references cited in their manuscripts. References should be ordered alphabetically. Each reference should be cited in the text, it will include the author’s last name and year of publication. When a reference citation has more than one author, it must conform to the following format: (Acosta et al. 2004). Use the Times New Roman 10 font for the entire reference; the name(s) of the author(s) should be in small caps. Paragraph alignment should be justified and indented 0.7 cm to the left, starting from the second line of the paragraph. Citation must conform to the APA formatting and style guidelines, 7th edition.

1 linea en blanco

Articles: must conform to the following format: last name of the first author, followed by the initials of his or her first name, initials of the first and last name of each co-author, year, title of the work (only the first letter should be capitalized), name of the journal (abbreviated as set out in the Word List of Scientific Periodicals and in italics or underlined), volume (number) initial page - final page. Example:

PELLICCIONI, O., CERROLAZA, M., & HERRERA, M. (2006). Análisis bidimensional de la interacción fluidoestructura en válvulas mecánicas de corazón utilizando técnicas de células automáticas. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV*, 21(1), pp. 111-123.

1 blank line

PEREIRA, A. G., LIMA, T. M., & SANTOS, F. C. (2020). Industry 4.0 and Society 5.0: opportunities and threats. *International Journal of Recent Technology and Engineering*, 8(5), 3305-3308. DOI: 10.35940/ijrte.D8764.018520

1 linea en blanco

Books: Last name of the first author, followed by the initials of the name and so on for all co-authors, year of publication in parentheses, title of the work in italics (with the initial letter capitalized and proper names), edition in parentheses, city, publisher. Examples:

1 blank line

BERNARDAS, J. A. (2000) . *Circuitos Secuenciales. Diseño y Análisis*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

1 blank line

CARRILLO, G., & MARCIALES, L. (1998). *Análisis de Aguas y Líquidos Residuales, y Ensayos de Laboratorio*. Caracas: Editorial Innovación Tecnológica (EDIT).

MOAVENI, S. (2011). *Engineering fundamentals: An introduction to engineering*. Toronto: Thomson Learning.

1 blank line

Theses: Author's last name, followed by the initials of the first name, both for the first author and co-authors, year of publication in parentheses, title of the thesis in italics. Undergraduate, Master's or Doctoral thesis (published or unpublished) in brackets. institution, city, country. Example:

1 blank line

RASTELLI, V (2005). *Automatización del Dimensionamiento de Silenciadores Acústicos* [Tesis de Maestría no publicada]. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas, Venezuela.

1 blank line

CASALENA, G. (2011). *Caracterización Geofísica del suelo somero mediante la aplicación del método de Refracción por Microtremores (ReMi) en la ciudad de Maracay-estado Aragua*. [Tesis de Grado]. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

1 blank line

For other information sources, such as research reports, audiovisual material, legislation, congresses, conferences and websites, authors should consult the APA formatting and style guidelines, 7th edition. In all cases, references should be presented in the Times New Roman font, size 10. Authors' names should be written in Small Caps, using justified paragraph alignment and a French indentation of 0,7 cm from the second line of each reference.

NORMAS PARA ÁRBITROS

La labor de arbitraje es fundamental para asegurar la calidad de la publicación. A continuación, se presentan lineamientos básicos para desarrollar esta actividad.

- El manuscrito tiene que presentarse atendiendo todos los requerimientos establecidos en las normas para su ejecución, cuidando el uso correcto del idioma y su gramática, la coherencia entre las secciones del texto y su organización.
- Para emitir un veredicto sobre el manuscrito sujeto a arbitraje, considere los siguientes aspectos:
 1. **Título:** Debe dar cuenta del contenido del trabajo, no exceder de quince (15) palabras, evitando comenzar la descripción con verbos, artículos o preposiciones.
 2. **Resumen/Abstract:** No excederá de 16 (dieciséis) líneas. Deberá estar escrito en un solo párrafo de tipo informativo, donde se sintetice la justificación de la temática, objetivos de la investigación, metodología, así como principales resultados y conclusiones del trabajo realizado. No debe incluir abreviaturas, siglas, acrónimos, signos, fórmulas, códigos y símbolos.
 3. **Palabras clave:** No más de cinco (5). Pueden ser palabras compuestas que faciliten la consulta del trabajo en las bases de datos existentes.
 4. **Introducción:** Debe incluir la justificación del tema tratado, considerando el problema del conocimiento y/o la realidad objeto de estudio, así como las bases teóricas y metodológicas que sustentan el trabajo. Asimismo debe incluir el objetivo general del trabajo y los específicos si fuera el caso.
 5. **Metodología:** Debe aparecer en forma explícita y contribuir a la comprensión del método aplicado para la obtención de resultados presentados.
 6. **Resultados y discusión:** Deben relacionarse de forma clara con el o los objetivos planteados. Todo resultado que sea propuesto para su obtención a partir de la metodología experimental (en caso que la hubiese), debe ser discutido. En caso contrario no se deben discutir datos que no hayan sido obtenidos a partir de la metodología experimental planteada. De presentar comparaciones con datos de la literatura existente, deben colocarse las referencias del tema.
 7. **Conclusiones:** Deben recoger en forma clara y precisa los resultados del trabajo realizado, sin que represente una repetición de lo incluido en la discusión. No deben colocarse referencias bibliográficas.
 8. **Referencias:** Deben estar colocadas en orden alfabético y siguiendo las normas American Psychological Association (APA) vigentes.
- Recomendación del árbitro: Debe ser realizada de acuerdo a los criterios anteriores y presentada según el formato que recibirá junto con el manuscrito a evaluar.

PEER REVIEWER NORMS

Peer review is fundamental so as to guarantee the quality of the publication. Here are some general lines to be followed.

- The study should be presented according to the requirements established in the norms for publication. Care must be shown in terms in grammatical and lexical correctness and in the coherence between the different sections of the study and its organization.
- To emit an opinion on the work reviewed, consider the following aspects:
 1. **Title:** Should reflect the content of the work, not exceeding fifteen (15) words, avoiding the use of verbs, articles or prepositions at the beginning.
 2. **Abstract/Resumen:** Not to exceed sixteen (16) lines. Should be written in a single paragraph of the informative type, synthesizing the justification of the study, its aims, methodology, as well as main results and conclusions. Abbreviations, acronyms, formulae, codes and symbols should be avoided.
 3. **Keywords:** No more than five (5). Compound words found in existing data bases may be used for ease of reference.
 4. **Introduction:** Should include the justification of the topic, the problem involved and/or the situation under study, as well as the theoretical and methodological bases that support the work. Should also include the general aims of the study and the specific ones if necessary.
 5. **Methodology:** Should be explicit and contribute to the understanding of the method applied to obtain the results presented.
 6. **Results and Discussion:** Should clearly relate to the aims of the study. All results obtained by experimental means (should that be the case) should be discussed. Data that has not been thus obtained should not be discussed. On comparing data with those in existing literature, references must be mentioned.
 7. **Conclusions:** Should clearly and precisely point out the results of the study without merely repeating what was included in the discussion section. No bibliographical references to be included.
 8. **References:** Should be in alphabetical order and follow the methodology of the Word List of Scientific Periodicals.
- Recommendation of the reviewer: Must be made according to the above criteria and presented according to the format sent with the manuscript to be assessed.

Edición Digital: producida y publicada por la **Editorial Innovación Tecnológica (EdIT)**.
Coordinación de Investigación | Facultad de Ingeniería | Universidad Central de Venezuela (UCV).
Ciudad Universitaria de Caracas. Venezuela.

Editorial

Editorial

Isandra F. Angel C.

1

ARTÍCULOS

Geología, Minas y Geofísica

INTEGRACION DE DATOS GEOELECTRICOS Y GEOQUIMICOS USANDO MAPAS AUTOORGANIZADOS (SOM) PARA CARACTERIZAR UN VERTEDERO/ Integration Of Geoelectric And Geochemical Data Using Self-organizing Maps (som) To Characterize A Landfill
Camila Juliao, Johan Diaz, Yosmely Bermúdez, Milagrosa Aldana

3

ANALISIS MULTIESCALA DE REGISTROS DE POZO EN CAMPOS DE EE. UU. Y VENEZUELA / Multi-Scale Analysis of Well Logs in Fields From USA and Venezuela
Rubymer Morán, Milagrosa Aldana, Ilich García, Sary Zambrano, José Baena

9

ESTUDIO GEOFISICO DE GPR PARA LA UBICACION DE TUBERIAS DE GAS Y AGUA / Geophysical Study of Gpr for the Location of Water and Gas Pipes
Manuel Alonso, Noel Crasto, Freddy Rondón, María Saavedra, Sirel Colón

23

ANALISIS GRAVIMETRICO Y FLEXURAL DE LA PROVINCIA DE THARSIS, REGION ECUATORIAL DE MARTE / Gravimetric and Flexural Analysis of The Tharsis Province, Equatorial Region of Mars
Nicole Oliveira, Mariano Arnaiz

29

MODELOS GRAVIMETRICOS 2D DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DE CARIACO / 2D Gravimetric Models of the Cariaco Sedimentary Basin
Noel Crasto, Rafael Acosta, Freddy Rondón, Michael Schmitz

49

ANÁLISIS INTERFEROMÉTRICO MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES (IMASW) Y REFRACCION DE MICROTREMORES PARA EL CALCULO DE VS30 EN MARACAY, VENEZUELA / Multichannel Interferometric Analysis of Surface Waves (IMASW) and Refraction Microtremors for the Calculation of Vs30 in Maracay, Venezuela
Víctor Adolfo Escobar, Michael Schmitz, Javier Sánchez Rojas, Freddy Rondón

55

ESTUDIO DEL PARÁMETRO VS30 MEDIANTE EL ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES EN LA CIUDAD DE VALENCIA, EDO. CARABOBO / A Study of the VS30 Parameter by Means of Multichannel Analysis of Surface Waves in the City of Valencia, Carabobo
Marysol Mijares, Michael Schmitz, Javier Sánchez-Rojas, Freddy Rondón

69

INSTRUCTIVOS

NORMAS PARA AUTORES

83

AUTHOR GUIDELINES

86

NORMAS PARA ARBITROS

89

PEER REVIEWER NORMS

90