

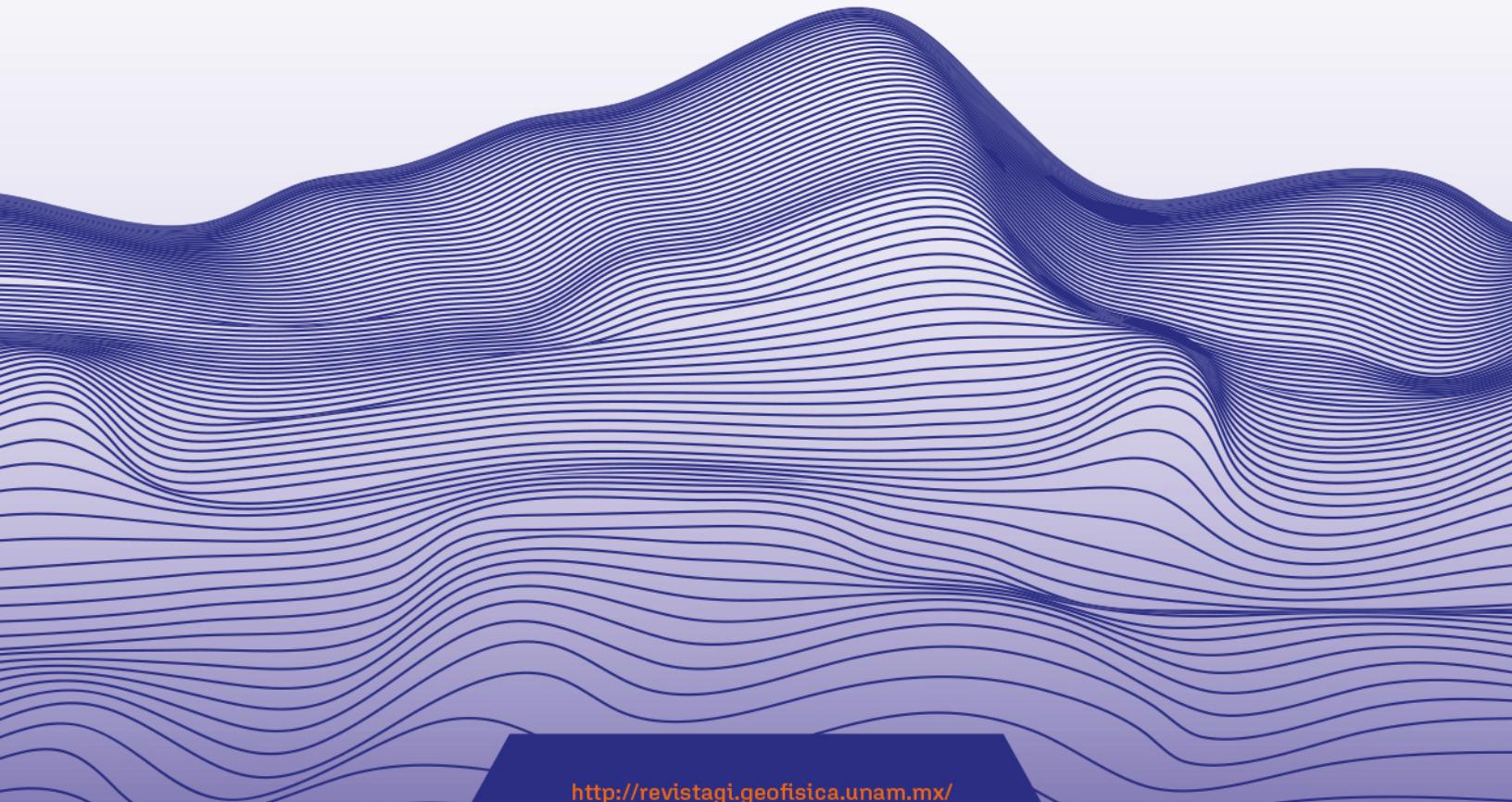


Enero - Marzo
Volumen 63
Número 1

January - March
Volume 63
Number 1

Geofísica Internacional

Revista Trimestral Publicada por el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México
Quarterly Journal Published by the Institute of Geophysics of the National Autonomous University of Mexico



<http://revistagi.geofisica.unam.mx/>

ISSN 2954-436X



MÉXICO MEXICO

— Geofísica Internacional —

Editors-in-Chief

Dr. Servando De la Cruz-Reyna,
Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de
Geofísica, México.

Editor-in-chief

Dr. Oscar Valdiviezo Mijangos,
Instituto Mexicano del Petróleo, México.

Editor-in-chief of the "Geophysics, Geology and Somera Geochemistry" Area

Dr. Luis Rivera,
Institut Terre & Environnement Strasbourg (ITES) CNRS,
Université de Strasbourg, France, Francia.

Editor-in-chief of the "Solid Earth" Area

Dr. José Gómez Valdés,
Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California, Departamento de
Oceanografía Física, División de Oceanología, México.

Editor-in-chief of the "Geophysical Fluids" Area

Dr. Juan Américo González Esparza,
Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de
Geofísica, Unidad Michoacán, México.

Editor-in-chief of the "Space and Planetary Studies" Area

Responsible Editor

Mtro. Saúl Armendáriz Sánchez
Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de
Geofísica, México.

Editorial Board

Dra. Xyoli Pérez Campos
International Monitoring System, Commission for the
Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization
(CTBTO), Austria.

Dr. Peter Schaaf
Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto
de Geofísica, Departamento de Geomagnetismo y
Exploración, México.

Dr. Federico Graef
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior
de Ensenada, Departamento de Oceanografía, México.

Dr. José Manuel Romo
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior
de Ensenada, Departamento de Geofísica Aplicada, México.

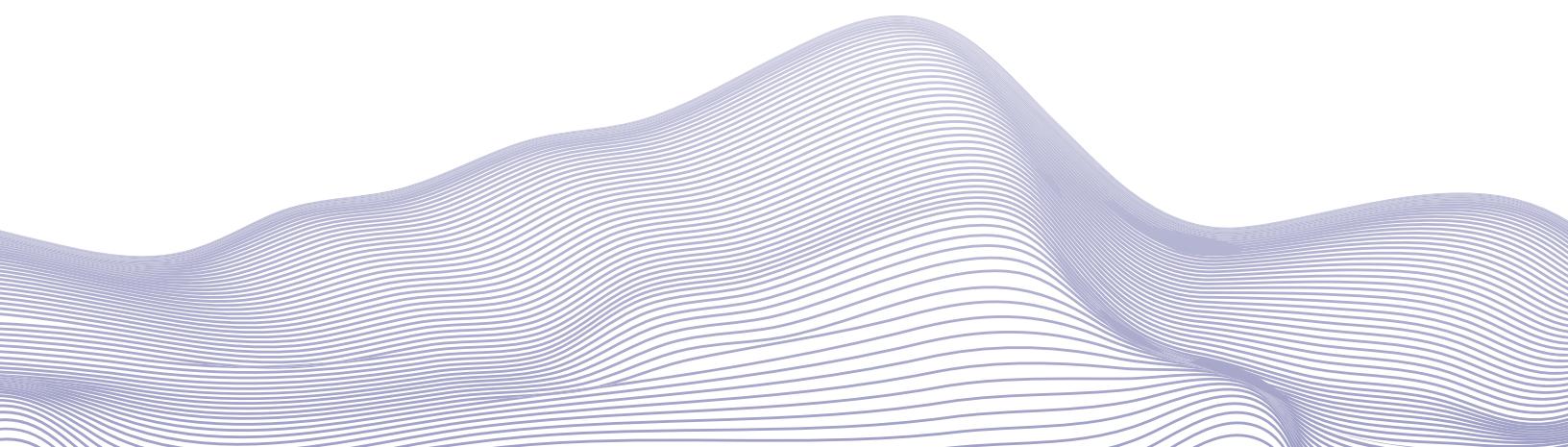
Dra. Isabel Israde Alcántara
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo,
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, México.

Dr. Raúl Madariaga
Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie,
Francia.

Dr. Raúl Pérez López
Instituto Geológico y Minero de España, Departamento de
Investigación y Prospectiva Geocientífica, España.

Dra. Cristina Mandrini
IAFE, UBA-CONICET, Instituto de Astronomía y Física
del Espacio, Argentina.

Dr. Donald Dingwell
Ludwig-Maximilians-University Munich, Department for
Earth and Environmental Science, Alemania.





GEOFÍSICA INTERNACIONAL, Año 63, Vol. 63, Núm. 1, enero - marzo de 2024 es una publicación trimestral, editada por la Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México, a través del Instituto de Geofísica, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México, Tel. (55)56 22 40 36. URL: <http://revistagi.geofisica.unam.mx>, correo electrónico: revistagi@igeofisica.unam.mx. Editor responsable: Saúl Armendáriz Sánchez. Certificado de Reserva de Derechos al uso Exclusivo del Título: 04-2022-081610251200-102, eISSN: 2954-436X, otorgados por el Instituto Nacional del Derecho de Autor (INDAUTOR). Responsable de la última actualización, Minerva Castro Escamilla, Editora Técnica. Fecha de la última modificación: 1 de enero de 2024, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Alcaldía Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México.

El contenido de los artículos es responsabilidad de los autores y no refleja el punto de vista de los árbitros, del Editor o de la UNAM. Se autoriza la reproducción total o parcial de los textos siempre y cuando se cite la fuente completa y la dirección electrónica de la publicación.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1>



OPEN ACCESS

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional.

Contents

Seismic Hazard Analysis at Los Mochis, Sinaloa, Mexico

Héctor E. Rodríguez Lozoya, Tonatiuh Domínguez Reyes, Armando Aguilar-Meléndez, José Eduardo Valdez Robles and José Miguel Telles Valdez

637

Significado tectónico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria en el Anteárcico de Costa Rica

Carolina Fallas-Salazar, Lepolt Linkimer e Ivonne G. Arroyo

651

Seismic facies characterization using Rock Physics Templates and brittleness indices: Stybarrow field

Daniel López-Aguirre, Miguel Ángel Domínguez-Cruz, José Aurelio España-Pinto, Oscar Cerapio Valdiviezo-Mijangos and Rubén Nicolás-López

677

Interpretation of Regional Geophysical Data Acquired at the Bathurst Mining Camp, Canada

Juan I. Martínez and Bogdan Nitescu

697

Interpretation of vertical electrical soundings by means of ISM, PHT and C-N, case of a ditch in Al-Sharquieh phosphate mine in Syria

Jamal Asfahani

711

Foreword of Special section=Prefacio de Sección especial

Marie-Noëlle Guilbaud, Coordinator, Giovanni Sosa-Ceballos, Christina Siebe and Roberto Carniel

728

Geomorfositios de interés geoturístico del volcán monogenético Tajogaite, erupción de 2021 (La Palma, Islas Canarias, España)

Javier Dóniz-Páez, Rafael Becerra-Ramírez, Karoly Németh, Rafael U. Gosálvez y Estela Escobar Lahoz

731

Seismic Hazard Analysis at Los Mochis, Sinaloa, Mexico

Héctor E. Rodríguez Lozoya¹, Tonatiuh Domínguez Reyes², Armando Aguilar-Meléndez³, José Eduardo Valdez Robles¹ and José Miguel Telles Valdez¹

Abstract

We studied the regional seismic hazard of the state of Sinaloa with emphasis on Los Mochis city, located in the municipality of Ahome, Sinaloa. Acceleration in rock was determined for different return periods ($T_r = 475, 975$, and 2475 years). We compared these results with the spectral accelerations proposed in the buildings seismic design Handbook by Earthquake of the Federal Electricity Commission (commonly applied in Mexico when absence of local regulations). It was observed that the seismic hazard was very sensitive to changes in the geometry of the source that contributes most to seismic hazard of the city. Particularly, PGA values were compared for 475 years, and it was observed that the increase in the PGA value due to that adjustment was approximately 35%. Additionally we performed a zonation study in the city, based on microtremors using single-station by applying horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSR) analysis to 32 sites within the city. Results show low variations with higher values of natural period of resonance (T_o) in the southwest of the city. We explore a possible response for the entire valley by calculating a seismic hazard curve in terms of amplification factors.

Resumen

Se estudió el peligro sísmico regional del estado de Sinaloa con énfasis en la ciudad de Los Mochis, ubicada en el municipio de Ahome, Sinaloa. La aceleración en la roca se determinó para diferentes períodos de retorno ($T_r = 475, 975$ y 2475 años). Comparamos estos resultados con las aceleraciones espectrales propuestas en el Manual de diseño sísmico de edificios por Terremoto de la Comisión Federal de Electricidad (comúnmente aplicado en México cuando no hay regulaciones locales). Se observó que el peligro sísmico es muy sensible a los cambios en la geometría de la fuente que más contribuye al peligro sísmico de la ciudad. En particular, los valores de PGA se compararon durante 475 años, y se observó que el aumento en el valor de PGA debido a ese ajuste fue de aproximadamente 35%. Además, realizamos un estudio de zonificación en la ciudad, basado en vibración ambiental utilizando una sola estación mediante la aplicación de análisis de relaciones espectrales horizontales a verticales (HVSR) a 32 sitios dentro de la ciudad. Los resultados muestran pocas variaciones con valores más altos de los períodos naturales de vibración (T_o) en el suroeste de la ciudad. Exploramos una posible respuesta para todo el valle calculando una curva de peligro sísmico en términos de factores de amplificación.

Key words: seismic hazard, acceleration, seismic design, spectra, ambient vibration.

Palabras clave: peligro sísmico, aceleración, diseño sísmico, espectros, vibración ambiental.

Received: May 3, 2023; Accepted: November 6, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Carlos Miguel Valdés-González

* Corresponding author: Tonatiuh Domínguez Reyes, tonatiuh@ucol.mx

¹ Facultad de Ingeniería Civil. Universidad Autónoma de Sinaloa. Ciudad Universitaria, Culiacán Sinaloa México, 80000.

² Centro Universitario de Estudios Vulcanológicos. Universidad de Colima. Av. Universidad 333 Colonia Las Víboras, Colima Col., 28040.

³ Facultad de Ingeniería Civil. Universidad Veracruzana. Av. Prol. Venustiano Carranza S/N, Poza Rica, 93390.

Héctor E. Rodríguez Lozoya, Tonatiuh Domínguez Reyes, Armando Aguilar-Meléndez, José Eduardo Valdez Robles, José Miguel Telles Valdez.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1632>

Introduction

Seismicity associated with subduction is the best known in Mexico since it has caused the largest earthquakes recorded. However, there is another region with high seismicity also associated with plate interaction but in a different way. The Gulf of California region including the Baja California peninsula forms a divergent boundary between the North American and Pacific plates. There is a relative movement between Baja California

and the continent which is reflected in the existence of a system of transform faults and spreading centers that have generated large earthquakes and great damage on both sides of the gulf (Lonsdale, 1989). Seismicity in this region is distributed in the NW–SE direction along the axis of the Gulf of California, following the linear trend of these faults (figure 1).

Most earthquakes that occur in this region are moderate (magnitudes between 3 and 6 with depths close to 6 km (López Pineda et al, 2005). Among the regional moderate earthquakes

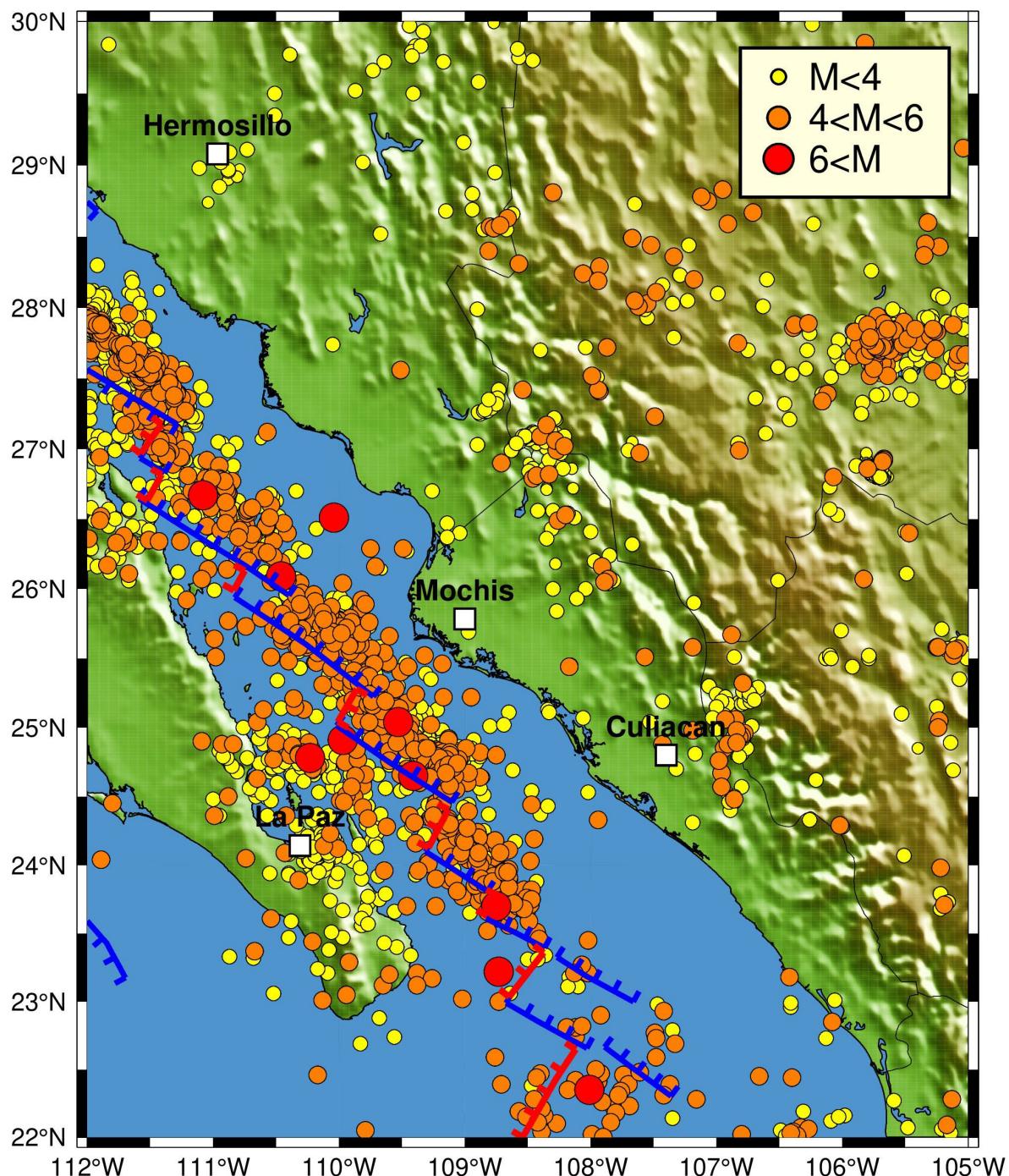


Figure 1. Tectonic setting and location of earthquakes. Blue lines indicate faults. Red lines indicate dispersion centers (Lonsdale, 1989). White squares indicate main cities in the area. Source, National Seismological Service of Mexico (SSN).

we can mention are the February 2005, (Mw 5.1), the September 2015 (Mw 6.7) and the July 2006 (Mw 5.8) earthquakes (Rodríguez et al, 2008, Rodríguez et al, 2010). However, there have also occurred larger earthquakes. The largest earthquake recorded in this area was the October 16, 1907 earthquake (Mw 7.1). Cities on both sides of the gulf are subject to the seismic hazard posed by earthquakes. Seismic records are essential for seismic hazard assessment which in turn can be used in civil engineering studies.

Mexico does not have a national regulation for seismic building design. Instead, two codes for seismic design are used throughout the country. The Complementary Technical Standards for earthquake design of Mexico City (NTC, 2017) and the buildings seismic design Handbook by the Federal Electricity Commission (MOC-CFE). The Mexican Society of Seismic Engineering included this topic as one of the main topics for discussion in their last conferences (SMIS, 2021, 2022), with the aim of moving towards the creation of a "Mexican Model Code for Seismic Design of Buildings".

For the elaboration of a realistic regulation for a certain locality, the observations of local damages occurred during earthquakes must be taken into account or, in the other hand, measurements of the mechanical characteristics of the soil in different parts of the city.

Mapping of site effects, also called microzoning, has been carried out in large cities around the world. A large number of these types of studies have relied on ambient vibration records given the ease and low cost with which the data can be obtained. Spectral ratios calculated between horizontal components relative to the simultaneously recorded vertical component (HVSR) have been used by Nakamura, (1989); Lermo and Chavez-García, (1994); Field and Jacob, (1995), among many others. It is now recognized that the HVSR technique generally provides a reliable estimate of the resonant frequency.

The city of Los Mochis in the state of Sinaloa, Mexico, has achieved the highest economic and geographical development in the region, and its population is considerable high.

A probabilistic evaluation of the seismic hazard with emphasis on the comparison with the seismic design spectra that is commonly used for the seismic design of new constructions in the region, was carried out in this paper with the purpose of generating useful information for decision making.

Seismic Hazard In Los Mochis Sinaloa

Seismic hazard assessment was carried out from a probabilistic approach mainly through a Poissonian model, which considers that each event occurs independently. The probabilistic

methodology used in this study considers seismic sources or regions where earthquakes are known to have occurred and are expected to continue to occur. Seismic sources are those located at such distances that can generate significant seismic movements at a certain area the city of Los Mochis in this case. Estimation of seismic intensities, consider attenuation laws and equations that predict soil movement. In the probabilistic methodology, the uncertainties associated with seismic magnitudes, distances and intensities due to magnitude and distance are considered.

The basic equation of probabilistic seismic hazard was proposed by Cornell (1968) and taken up again by Esteva (1970). It establishes that the seismic hazard at a point of interest is defined by the sum of the seismic hazard associated with all seismic sources that influence that point.

The rate of exceedance of the intensities, at each site is calculated as:

$$v_i(a) = \sum_{j=1}^n w_{ij} \int_{M_0}^{M_u} \frac{-d\lambda_i}{dM} \Pr(A > a | M, R_{ij}) dM \quad (1)$$

Where $\Pr(A > a | M, R_{ij})$ is the probability that the acceleration "A" exceeds a fixed value "a", given the magnitude of the earthquake "M" and the distance "R_{ij}" between the source and the study site. w_{ij} is the weight assigned to each triangle in which the source has been divided. The integration is carried out from M_0 to M_u which means that the contribution of all the magnitudes that each of the sources is capable of generating, is considered, being M_u and M_0 the maximum and minimum magnitude respectively.

Finally, since in general for each calculation site there is more than one source contributing to the total seismic hazard level

$$v(a) = \sum_i^n v_i(a) \quad (2)$$

This model has been implemented in MOC-CFE (2008) which includes a computer package called PRODISIS. On the other hand, the Institute of Engineering, UNAM, developed a software called "Seismic Hazard in Mexico" or PSM2004. Both include these equations in their calculations.

Modeling begins with the definition of seismic sources which contribute to seismic hazard of a region. They can be point sources or seismic areas defined by geometric forms such as polygons. Seismic hazard estimation of the region is the result of the sum of all contributions (Zúñiga et al., 1997, Kramer, 1996). We use as a fundamental reference, the different versions of the MOC-CFE since they include seismic hazard studies of different sites and

different types of structures along the country. Additionally, we used works related to the seismic hazard of Mexico published in a complementary way to the CFE Handbook (Ordaz *et al.*, 2004; Ordaz *et al.*, 2015; Aguilar-Meléndez *et al.*, 2017).

Based on the geographical distribution of seismic hypocenters of earthquakes and tectonic features, MOC-CFE (2015a, c) defined geometric areas as seismic sources along the country (figure 2a).

For a first approximation of seismic hazard of Los Mochis, we considered that all the seismic sources, as defined in MOC-CFE, contributed. After a quick analysis we observed that only those in light gray and numbered in figure 2b actually contributes.

Each area is characterized by seismicity parameters such as higher magnitude of events that can occur within the area (M_u), lower magnitude (M_u), exceedance rate per year of earthquakes (λ), ratio between large and small earthquakes (β); variations of β , given by a coefficient named C , mean value of return periods ($Med(T)$), and standard deviation of acceleration of the characteristic event (σ_M) and the queer event (σ). Table 1 shows the seismicity parameters of these seismic sources.

Additionally, we used two attenuation laws. One for cortical earthquakes proposed by Abrahamson & Silva (1997), and the Atkinson & Boore's law (2006) as those are the most representative for the zone due its tectonic features (Table 2).

Seismic hazard can be estimated in a probabilistic mode

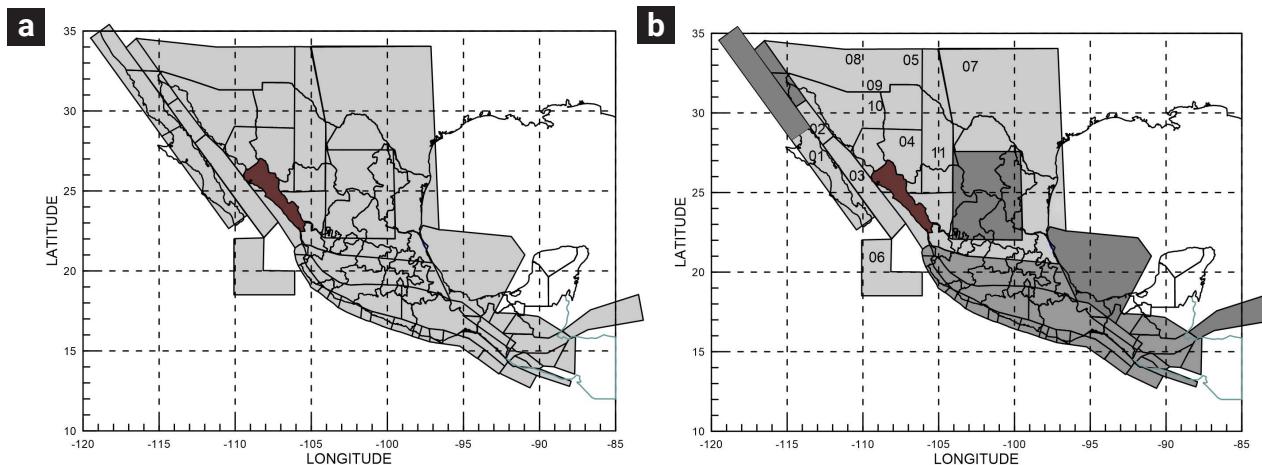


Figure 2. (a) Seismic sources used in MOC-CFE (2015a, c) for the entire country. (b) Seismic sources that contribute to the seismic hazard of Los Mochis (numbered sources).

Table 1. Parameters for seismic sources

| Number | Name * | Mo | $\lambda(Mo)$ | β | $C(\beta)$ | M_u | σ |
|--------|----------|------|---------------|---------|------------|-------|----------|
| F01 | SBCINTRA | 4.50 | 1.21 | 0.933 | 0.036 | 5.80 | 0.00 |
| F02 | CBCINTER | 4.50 | 0.726 | 1.637 | 0.168 | 7.40 | 0.40 |
| F03 | SBCINTER | 4.50 | 2.09 | 1.674 | 0.082 | 7.20 | 0.60 |
| F04 | SM | 4.50 | 0.116 | 2.880 | 0.03 | 5.60 | 0.00 |
| F05 | BR | 4.50 | 0.150 | 2.880 | 0.03 | 5.60 | 0.00 |
| F06 | PRB | 4.50 | 3.410 | 1.736 | 0.088 | 7.20 | 0.00 |
| F07 | DS01 | 4.50 | 0.607 | 2.880 | 0.03 | 5.60 | 0.00 |
| F08 | DS02 | 4.50 | 0.175 | 2.880 | 0.03 | 5.60 | 0.00 |
| F10 | BGR | 4.00 | 0.500 | 2.00 | 0.00 | 7.40 | 0.00 |
| F11 | WCH | 4.50 | 0.112 | 2.88 | 0.03 | 6.40 | 0.00 |

| Number | Name | Med (T) | σ_M | Mo | σ |
|--------|------|---------|------------|------|----------|
| F09 | BTC | 500 | 3.0 | 7.40 | 7.60 |

* SBCINTRA=South Baja California Intraplate; CBCINTER=Center Baja California Interplate; SBCINTER= South Baja California Interplate; SM=Sierra Madre; BR=Basin and Range; PRB=Pacific-Rivera Boundary; DS=diffuse seismicity; BGR=Bavispe Gutemberg-Richter; BTC=Bavispe Characteristic earthquake; WCH=West Chihuahua.

Table 2. Attenuation laws used.

| Number | Name | Model | Attenuation law |
|--------|----------|-------|--------------------|
| F01 | SBCINTRA | GR | Abrahamson & Silva |
| F02 | CBCINTER | GR | Abrahamson & Silva |
| F03 | SBCINTER | GR | Abrahamson & Silva |
| F04 | SM | GR | Abrahamson & Silva |
| F05 | BR | GR | Abrahamson & Silva |
| F06 | PRB | GR | Abrahamson & Silva |
| F07 | DS01 | GR | Abrahamson & Silva |
| F08 | DS02 | GR | Abrahamson & Silva |
| F09 | BTC | GR | Atkinson & Boore |
| F10 | BGR | TC | Atkinson & Boore |
| F11 | WCH | GR | Abrahamson & Silva |

* GR=Gutenberg-Richter; TC= characteristic earthquake

via exceedance probability. It is based on a modified Gutenberg-Richter relation

$$Pe(a, T \mid M, R) = 1 - \exp [-\Delta \lambda(M)T \cdot p_i(a \mid M, R)] \quad (3)$$

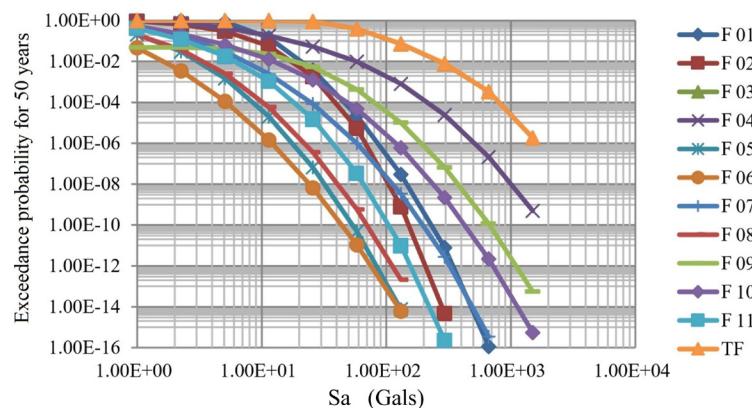
Where Pe is the exceedance probability of the hazard intensity level a , given that an event with magnitude M , occurred at a distance R from the site of interest, and is the poissonian magnitude exceedance rate associated to the magnitude range characterized by the magnitude M depends on table, the parameter which relates the proportion between large a small events in the original Gutenberg-Richter relation. The total contribution of the seismic source is calculated by equation (1).

The contribution of each source to the seismic hazard of Los Mochis in terms of exceedance probability for 50 years, was calculated using the CRISIS2015 software (Ordaz *et al.* 2015). It is shown in figure 3. It can be seen that the highest exceedan-

ce is due to the source called South Baja California Interplate (F03). For example, for a 58 gals Sa, the seismic source F03 contributes about 97% of the total exceedance rate, a trend that is maintained for higher seismic accelerations.

Considering physical characteristics of an area, spatial distribution of seismic sources and their contribution to the seismic hazard of that area, attenuation laws and characteristic vibration periods of civil structures among other parameters, we can build a spatial distribution map of probable ground motion acceleration due to the occurrence of an earthquake called designed seismic event with a specific return period. Conventional civil structures are usually designed for seismic events with return periods of 475 years but special structures are designed for larger return periods.

We calculated seismic hazard maps for Ahome municipality for which Los Mochis is the main city. PGA maps shown in figure 4, were calculated for return periods of 475, 975 and 2475 years.

**Figure 3.** Contribution of each source to the seismic hazard of Los Mochis.

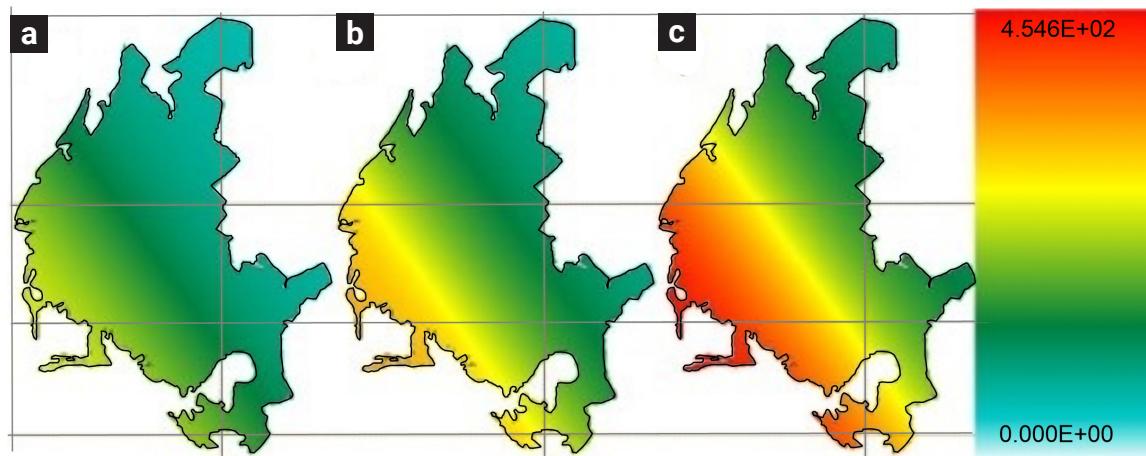


Figure 4. Hazard maps for Ahome municipality. Acceleration color code is in gals for return periods of 475 (a), 975 (b) and 2475 (c) years respectively.

Influence of changes in geometry of sources

Several modifications and additions of seismic sources have been incorporated in the MOC-CFE (2015a, c) since those proposed by Ordaz *et al.* in 2008 (Figure 5a). These updates result in modified seismic hazard values of some areas. One of the updates consisted of the fragmentation of existing sources into several independent sources as shown in Figure 5b.

We recalculated the exceedance rate of intensities for each seismic source considered in figure 5b and compared the contribution of each source, with that from the sum of all them (TF) for a given value of pseudo acceleration (Sa) and period (Te). The results are shown in Table 3.

Values suggest that the new seismic sources and changes considered in the MOC-CFE (2015a, c) are not relevant for the area of study. At the same time, they show that source 03

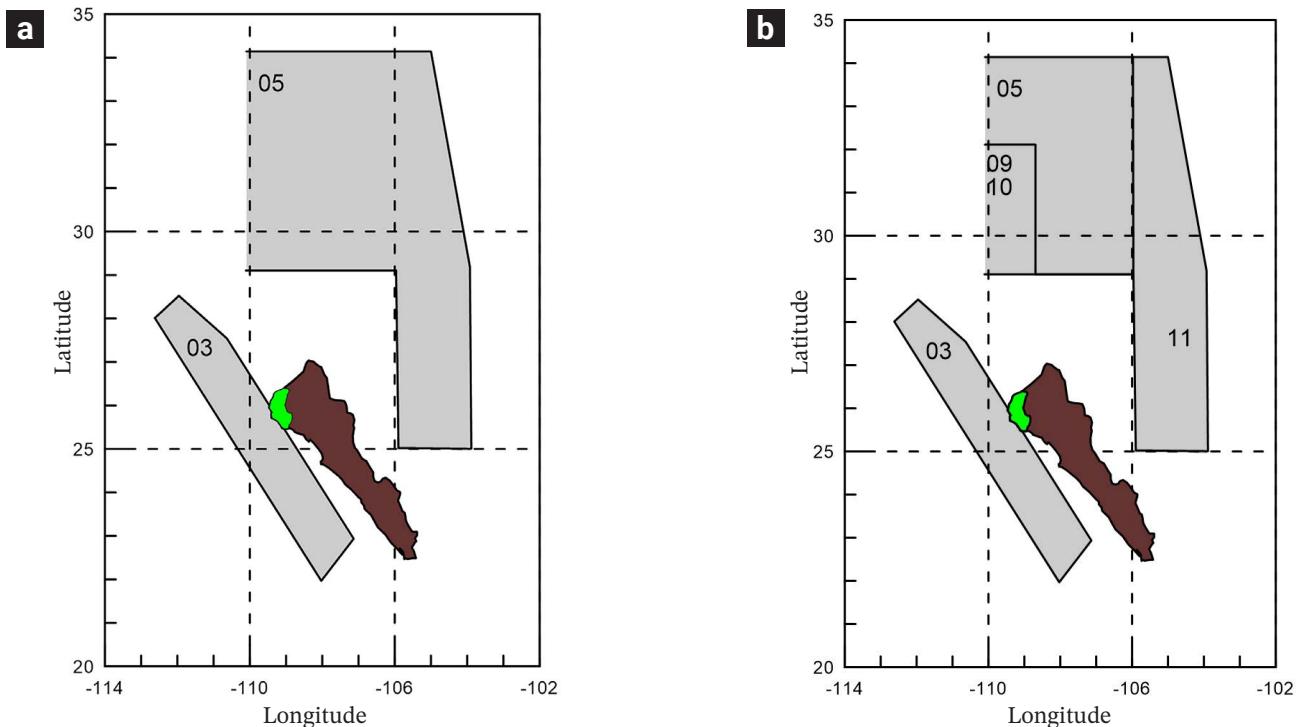


Figure 5. Seismic sources in the area of study. (a) from Ordaz *et al.* (2008) and (b) MOC-CFE (2015). Green area indicates the Ahome municipality.

Table 3. Contribution of sources to the seismic hazard for Los Mochis.

| Te (sec) | Sa | F03 | F05 | F09 | F10 | F11 | TF |
|-----------------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|
| 0.01 | 113.00 | 98.17% | 0.00% | 0.06% | 0.01% | 0.00% | 100.0% |
| 0.15 | 270.00 | 98.26% | 0.00% | 0.01% | 0.00% | 0.00% | 100.0% |
| 0.30 | 258.00 | 99.28% | 0.00% | 0.02% | 0.00% | 0.00% | 100.0% |
| 0.50 | 202.00 | 99.57% | 0.00% | 0.05% | 0.01% | 0.00% | 100.0% |
| 1.00 | 137.00 | 99.53% | 0.00% | 0.06% | 0.01% | 0.00% | 100.0% |
| 2.00 | 80.80 | 98.79% | 0.00% | 0.09% | 0.01% | 0.00% | 100.0% |
| 3.00 | 44.10 | 98.23% | 0.00% | 0.23% | 0.01% | 0.00% | 100.0% |

defines almost the totality of the seismic hazard for the city of Los Mochis, Sinaloa.

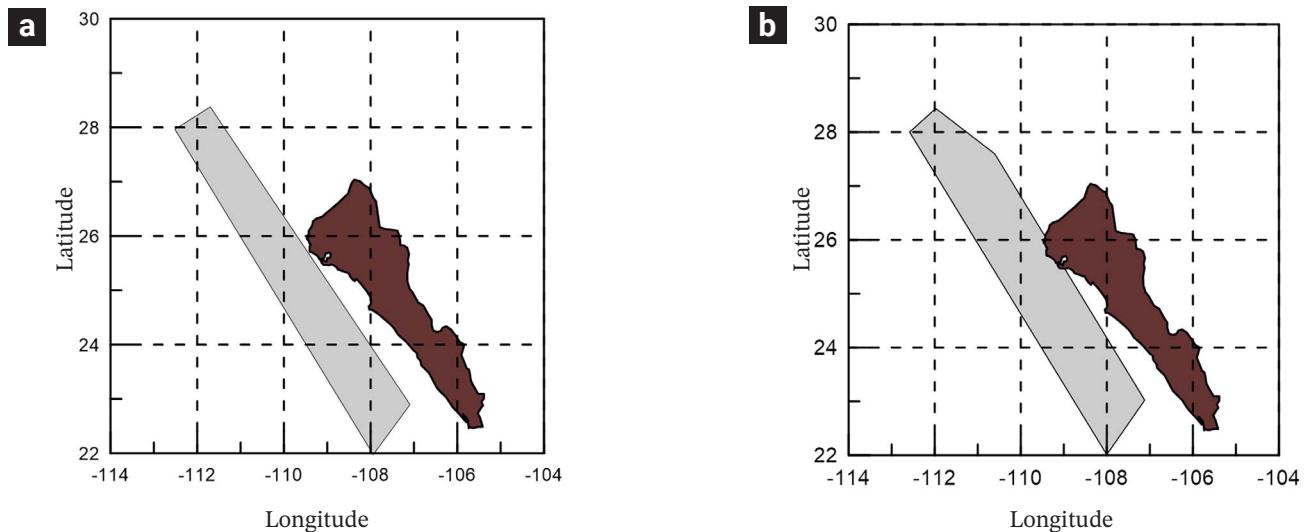
On the other hand, we compare in table 4, the PGA values obtained using PRODISIS v4.1 (2015) with those obtained from the 2004 study (PSM2004) for the city of Los Mochis for a return period of 475 years which, as mentioned before, is a standard return period for common structures design. We can observe a difference of about 35% for the different structural periods shown in the table.

The reason for this difference is mainly due to an adjustment made to the geometry of the seismic source of South Baja California Interplate. The 2004 did not include a part of the state of Sinaloa (figure 6). This inclusion affects specifically Ahome municipality. The modification of the geometry of the seismic source was due to the seismicity identified in the region (Leonardo, 2012; Castro *et al.*, 2021).

Estimation of Uniform Hazard Spectra (UHS) did also change due to the mentioned update. For comparative purposes, we obtained the UHS for a return period of 760 years (6.35%

Table 4. Spectral accelerations for Los Mochis, Sinaloa

| PSM 2004 | | PRODISIS (2015) | |
|-----------------|------------------|------------------------|------------------|
| Te (s) | Sa (gals) | Te (s) | Sa (gals) |
| 0.01 | 81.18 | 0.01 | 108.61 |
| 0.15 | 193.00 | 0.15 | 257.79 |
| 0.30 | 196.00 | 0.30 | 248.00 |
| 0.50 | 160.00 | 0.50 | 194.77 |
| 1.00 | 112.00 | 1.00 | 133.21 |
| 2.00 | 65.90 | 2.00 | 78.23 |
| 3.00 | 37.10 | 3.00 | 43.72 |

**Figure 6.** Geometry of the seismic source called South Baja California Interplate. (a) in 2004 and (b) in 2015.

of probability of exceedance in 50 years) from three different information sources: The PRODISIS, 2008, 2015, and the CRISIS2015 software (Figure 7)

Using CRISIS2015 software, we obtained UHS for return periods of 475, 975 and 2475 years. It is possible to observe from these spectra that between the structural periods of 0.15s and 0.40s there are important spectral accelerations in all cases (figure 8). These periods usually correspond to structures of low to medium height.

Site effects

Damage distribution during large earthquakes is frequently controlled by site effects. Subsoil impedance contrasts can significantly amplify the shaking level, as well as increase the

duration of strong ground motion. We begin with mapping the dominant period distribution along the city and then, as the city is over alluvial soil we explore an hypothetical response of the entire valley.

HvSR

Spectral ratios of horizontal components relative to the vertical recorded simultaneously have been widely used to determine site response from ambient-vibration records. The records of 32 sites within the urban area of Los Mochis were analyzed (Figure 10). A Kinematics ETNA recorder with triaxial accelerometers and a sampling rate of 100 samples per second was used. The open source Geopsy (Geophysical Signal Database for Noise array Processing) software (Wathelet et al, 2020) was used for this analysis.

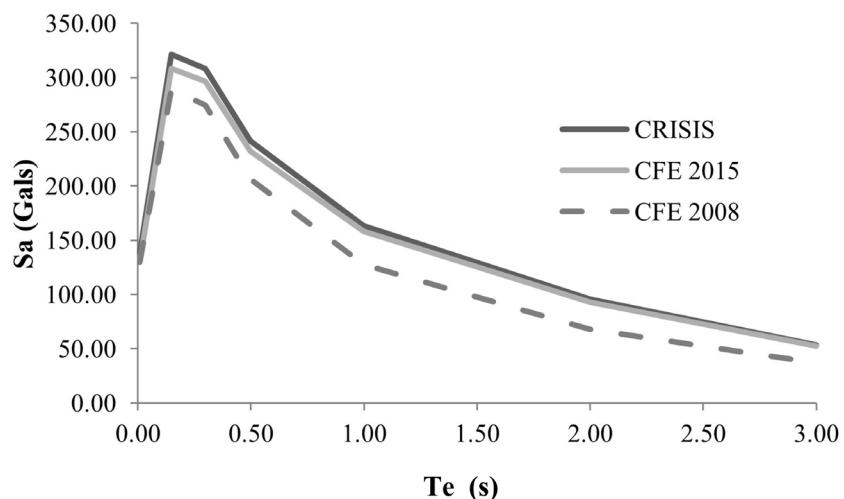


Figure 7. Uniform Hazard Spectra for return periods of 760 years for Los Mochis, from different sources.

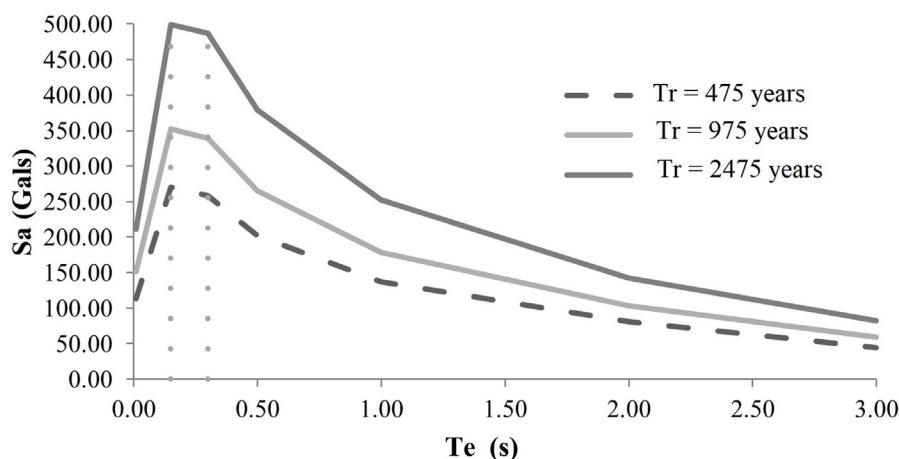


Figure 8. Uniform Hazard Spectra for Los Mochis for return periods of 475, 975 and 2475 years (CRISIS2015).

At each site we obtained two or more ambient vibration records (in most cases were three) with durations of 1 to 3 minutes. In each record, we selected 15 seconds windows which showed the fewest transient signals and the noise appeared more stationary (Figure 9a). The program calculates the spectral ratio for each window and returns the mean value and standard deviation (figure 9b). We choose the average of all the HVSR obtained and identified period value and maximum amplitude at the site (Figure 9b).

Once the dominant periods for all points were estimated, they were used to build a contour map for the city as shown in Figure 9.

We observed dominant periods between 0.4 and 0.5 seconds within the city. As the city is built entirely over an alluvial soil, we did not expect great variations. Nevertheless we observed slight higher values (around 0.6 seconds) towards the southwest of the city.

In order to determine a possible response of the entire valley in the presence of an earthquake, we used the relative amplification derived from the single-station microtremor measurements, analyzed using HVSR.

Seismic Hazard

An analysis of seismic hazard, in terms of amplification factors was carried out.

Values of maximum relative amplification, as measured from the HVSR, vary between 2 and 4.2, although the majority are around a factor of 2. Given this variation and the fact that HVSR of microtremor records usually underestimates amplification (Bard, 1999), we included two possible amplification factors to estimate seismic hazard curves for Los Mochis using CRISIS2015 software (figure 10).

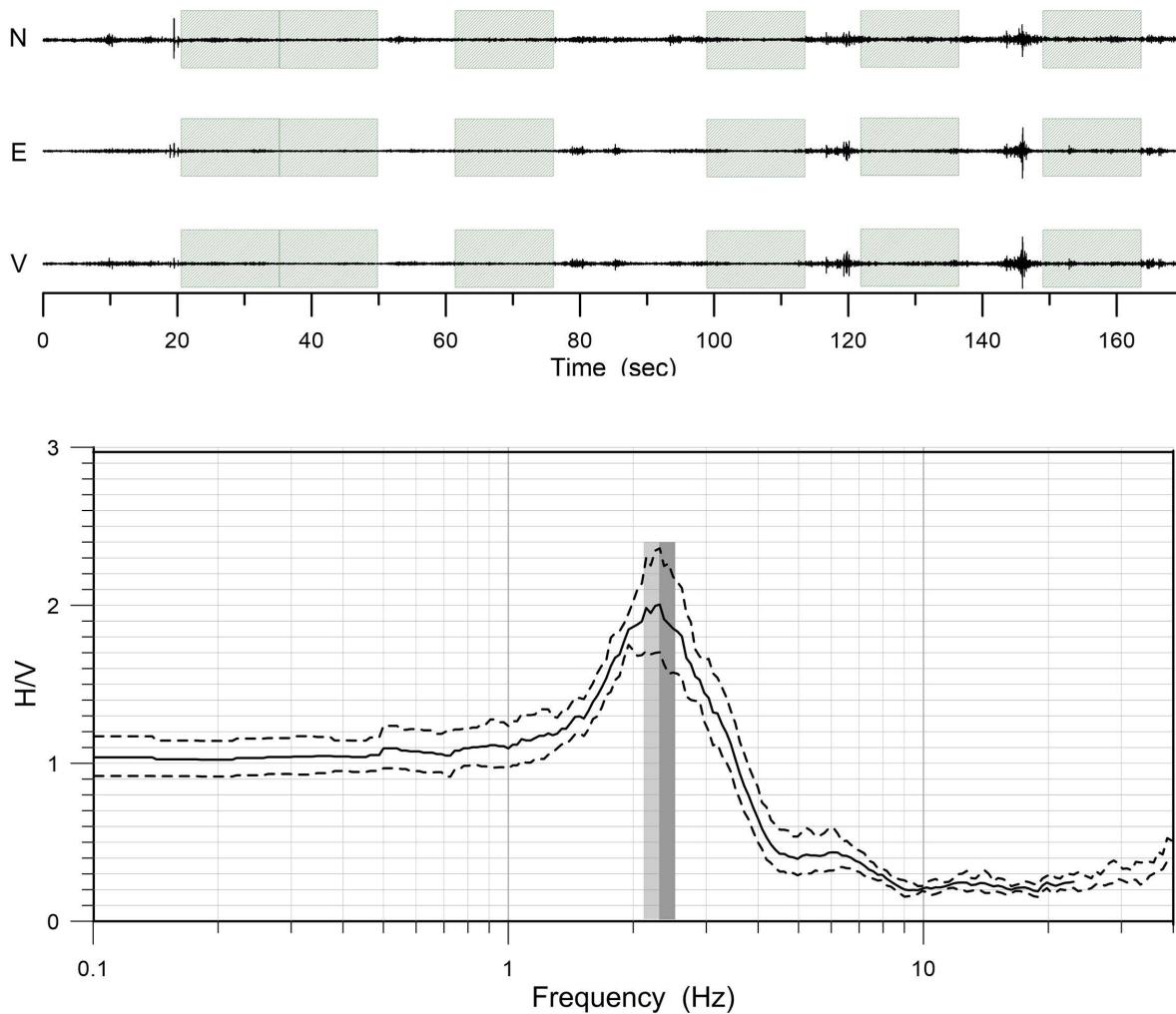


Figure 9. Example of a three component record (a) and spectral ratio (b) obtained at site P01. Green rectangles show the windows used. Shadowed rectangles in (b) show the maximum amplitude. Dashed lines indicate standard deviation of the spectral ratios given by the different windows used.

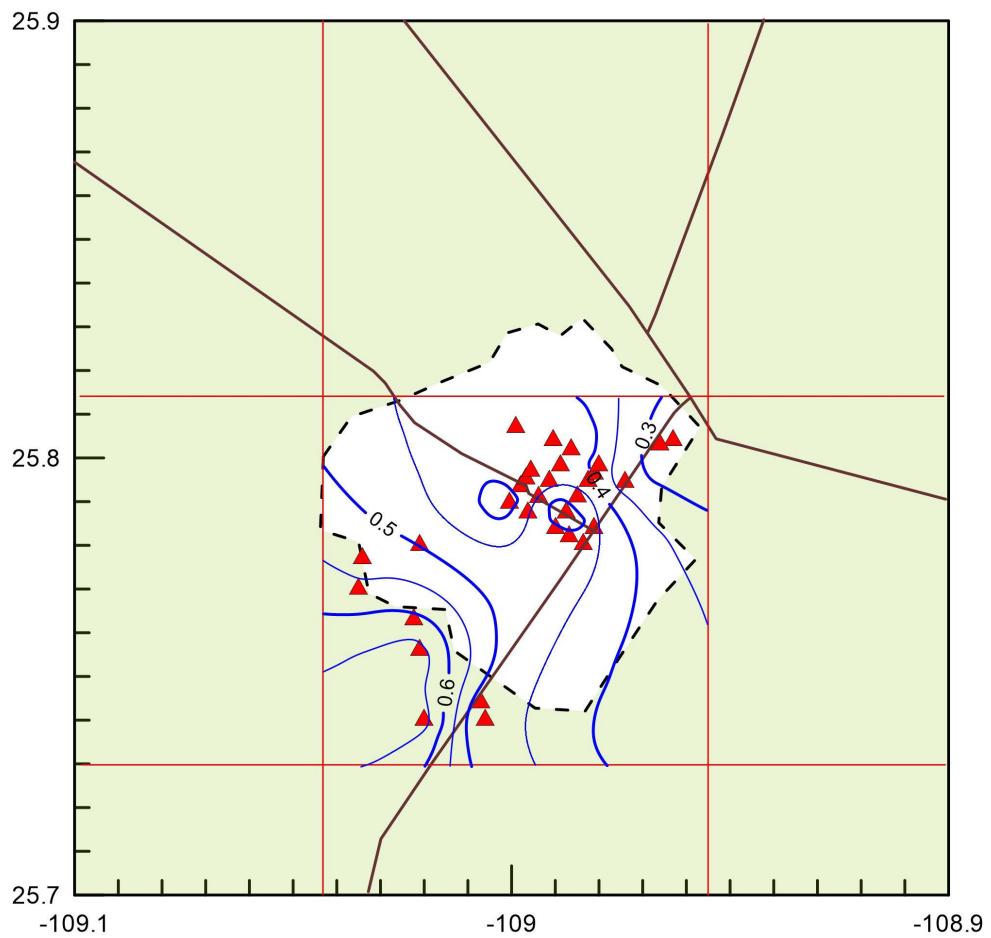


Figure 10. Contour map of dominant periods for Los Mochis city (blue lines). Triangles indicate the sites of measurements of ambient noise. Brown lines indicate the main roads. Dashed line indicate city limit.

According to these results, the value of acceleration in rock for a return period of 475 years is equal to 113 gals while for soft soil (alluvial) the value of the acceleration for that same return period is between 126 and 475 gals depending on the amplification factor of 2 or 4.2, respectively.

These results, show the importance of considering site effects in estimating the seismic hazard. It is worthy to mention that the value of 113 cm/s² obtained for a return period of 475 years for Los Mochis, is similar to the 108.61 cm/s² obtained by PRODISIS v4.1 (CFE, 2015b) for the same city.

Using an amplification factor of 4.2, which was the largest amplification we found, a seismic hazard map was obtained for the municipality of Ahome (Figure 11).

It can be seen that accelerations shown in the map obtained considering firm rock changes drastically when compared with those in the map with uniform amplifications of 4.2, for a return period of 475 years. This observation confirms the importance of conducting further studies to determine site effects in Ahome.

Conclusions

We calculated Uniform Hazard Spectra for Los Mochis and seismic hazard maps for Ahome municipality for which Los Mochis is the main city from a probabilistic approach for return periods of 472, 975 and 2475 years.

It was observed that an adjustment made to the geometry of the seismic source of South Baja California Interplate that include a part of the state of Sinaloa, meant a difference of 35% in seismic PGA.

We performed a microzonation study in the city, based on microtremors using single-station by applying horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSР) analysis. Results show low variations with slightly higher values of T₀ in the southwest of the city.

The attempt of estimating the response of the entire valley in the presence of earthquakes, show the importance of taking into account the site effects, since the accelerations that occur in soil can be significantly larger than those that occur in rock.

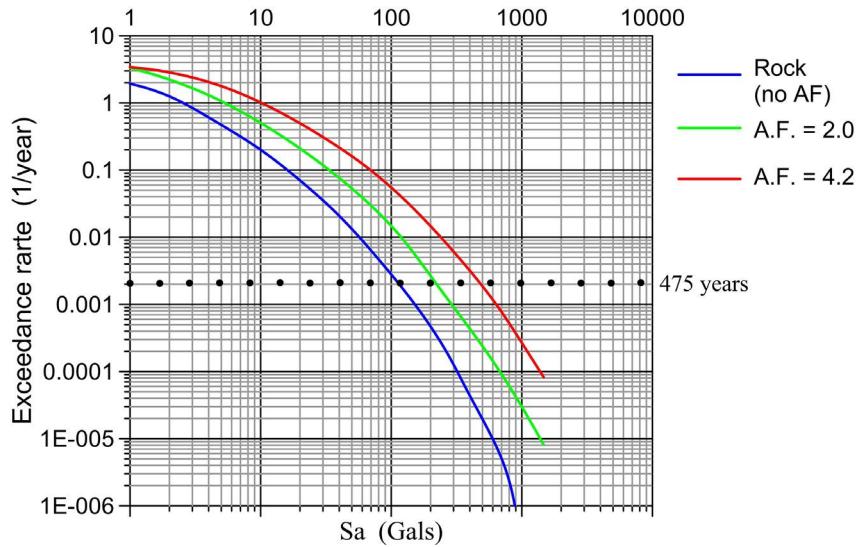


Figure 11. Seismic hazard curves for Los Mochis in terms of amplification factors.

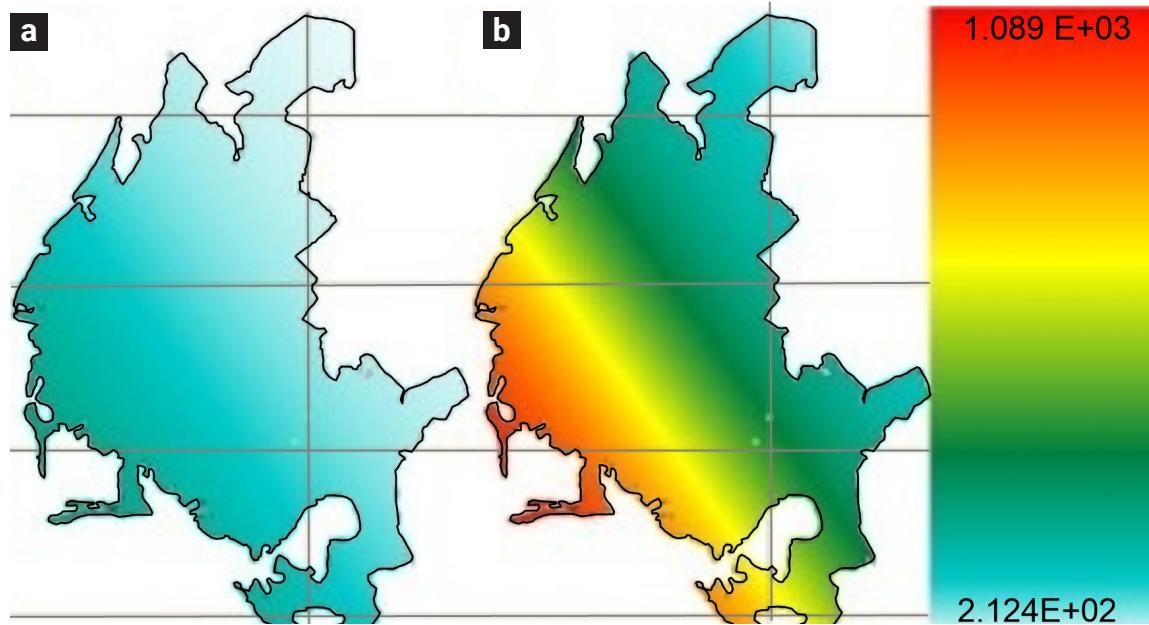


Figure 12. Seismic hazard map in terms of accelerations (gals). (a) for rock and (b) for soft ground considering 4.2 as amplification factor.

Underestimating spectral accelerations can significantly reduce the safety of structures.

More site effect studies should be done in Los Mochis and other main cities of Sinaloa state to improve the dataset available but it is more important that new resources can be applied in order to elaborate seismic normative for the main cities of Mexico. This condition is essential in order to increase the resilience of the Mexican cities.

New buildings should be subject of thorough studies of seismic engineering.

It is essential to promote the execution of seismic hazard studies of each region of our country, so that these studies include sensitivity analyses that contribute to identifying the most appropriate parameters, to consider the seismic particularities of each region.

Acknowledgements

This work has been possible with the support of Universidad Autónoma de Sinaloa, Universidad de Colima, and Universidad de Veracruz. The first author thanks the valuable support of CONACYT for the development of this research project. The comments of the anonymous reviewers of the journal Geofísica Internacional helped improve our manuscript.

References

- Abrahamson, A. and Silva, W. (1997). "Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Crustal Earthquakes", *Seismological Research Letters*, 68(1), 94-127. doi: <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.94>
- Aguilar-Meléndez, A., Ordaz Schroeder, M. G., De la Puente, J., González-Rocha, S. N., Rodríguez-Lozoya, H. E., Córdova-Ceballos, A., and Campos-Ríos, A. (2017). Development and validation of software CRISIS to perform probabilistic seismic hazard assessment with emphasis on the recent CRISIS2015. *Computación y Sistemas*, 21(1), 67-90. doi: <https://doi.org/10.13053/cys-21-1-2578>
- Atkinson, G. and Boore, D. (2006). Earthquake Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2181-2202. doi: <https://doi.org/10.1785/0120070023>
- Bard, Pierre-Yves. (1998). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? The effects of surface geology on seismic motion. 3, 1251-1279.
- Castro, R., Carciumaru, D., Collin, M., Vetel, W., González, H., Mendoza, A., Pérez, A. (2021). "Seismicity in the gulf of California, México, in the period 1901-2018". *Journal of South American Earth Sciences*, v. 106, 2021. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103087>
- Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (1980). Red Sísmica del Noroeste de México. doi: <https://doi.org/10.7914/SN/BC>
- Comisión Federal de Electricidad (2008). "Manual de diseño de obras civiles: diseño por sismos, México". <https://tinyurl.com/vyyptush>
- Comisión Federal de Electricidad (2015a). "Manual de diseño de obras civiles: diseño por sismos, México". <https://tinyurl.com/yr9mdtw>
- Comisión Federal de Electricidad (2015b). PRODISIS (Programa de diseño sísmico). Relativo al capítulo de diseño por sismo del Manual de diseño de obras civiles de la CFE. <https://www2.ineel.mx/prodisis/es/prodisis.php>
- Comisión Federal de Electricidad (2015c). "Manual de diseño de obras civiles: diseño por Sismos: comentarios", México.
- Cornell, A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), 1583-1606.
- Esteva, L. (1970). Regionalización sísmica de México para fines de ingeniería. Institute of Engineering Series 246, Universidad Nacional Autónoma de México, México. <https://tinyurl.com/yrfm68d6>
- Field, E. H. and Jacob, K. (1995). "A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non-reference-site dependent". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85 (4), 1127-1143. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0850041127>
- Gaceta Oficial de la Ciudad de México (2017). "Diseño por sismo: normas técnicas complementarias".
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2010). Compendio de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos 2010. Sinaloa. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825293147>
- Kramer, S. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Pearson, London: Prentice-Hall International. Series in civil engineering and engineering mechanics.
- Leonardo, M. (2013). "PSM2012: Aplicación Web para la difusión y consulta de datos de peligro sísmico" [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería].
- Lermo, J. and Chavez-García, F. J. (1994). "Are microtremors useful in site effect evaluation?" *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350-1364. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840051350>
- Lonsdale, P. L. (1989). "Geology and tectonic history of the Gulf of California", The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, E. L. Winterer, Donald M. Hussong, Robert W. Decker. doi: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-N.499>
- López-Pineda, L. and Rebollar, C. J. (2005). "Source characteristics of the (Mw 6.2) Loreto earthquake of 12 March 2003 that occurred in a transform fault in the middle of the Gulf of California, México". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 419-430. doi: <https://doi.org/10.1785/0120030227>
- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Q. Rep. Railway Tech. Res. Inst.* 30, (1), 25-33.
- Ordaz, M., Aguilar, A. y Arboleda, J. (2004). "Peligro sísmico en México", Programa de cómputo, UNAM, Instituto de Ingeniería.
- Ordaz, M., Faccioli, E., Martinelli, F., Aguilar, A., Arboleda, J., Meletti, C. y D'Amico, V. (2008). "CRISIS 2008 USER'S MANUAL", México, UNAM, Instituto de Ingeniería.
- Ordaz, M., Martinelli, F., Aguilar, A., Arboleda, J., Meletti, C. y D'Amico, V. (2015). "CRISIS2015, ver. 4.1. Program for computing seismic Hazard", México, UNAM, Instituto de Ingeniería. <https://sites.google.com/site/codecrisis2015/download>
- Rodríguez-Lozoya, H. E., Quintanar, L., Ortega, R., Rebollar, C. J., Yagi, Y. (2008). "Rupture process of four medium-sized earthquakes that occurred in the Gulf of California". *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B10301. doi: <https://doi.org/10.1029/2007JB005323>
- Rodríguez-Lozoya, H. E., Quintanar, R. L., Huerta López, C. I., Bojórquez Mora, E., León Monzón, I. (2010). "Source parameters of the July 30, 2006 (Mw 5.5) Gulf of California earthquake and a comparison with other moderate earthquakes in the region". *Geofísica Internacional*, 63(1), 1-14.

ca Internacional 49(3), 119-129. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2010.49.3.108>

Servicio de Sismológico Nacional (2021). Catálogo del Servicio de Sismológico Nacional. México, UNAM. <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica A. C. (2021). XXII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. <https://smis.org.mx/cnis2021/>

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica A. C. (2022). XXIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. <https://smis.org.mx/cnis2022/>

Wathelet, M., Chatelain, J. L., Cornou, C., Di Giulio, G., Guillier, B., Ohrnberger, M. and Savvaidis, A. (2020). “Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing”. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878-1889. doi: <https://doi.org/10.1785/0220190360>

Zúñiga, R., Suárez, G., Ordaz, M. y García, V. (1997). Proyecto peligro sísmico en Norteamérica y el Caribe. Reporte Final. Capítulo 2: México. Centro Internacional e Investigaciones para el desarrollo. Otawa, Canada. Proyecto 89-0190. IPGH, 84 p.

Significado tectónico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria en el Antearco de Costa Rica

Carolina Fallas-Salazar^{1*}, Lepolt Linkimer² e Ivonne G. Arroyo³

Abstract

In this research, we study the Jaris and Candelaria faults, in the fore-arc of Costa Rica, based on photointerpretation, field work, and the relocation of earthquakes recorded by the National Seismological Network of Costa Rica. We present evidence that confirms that both systems correspond to right-lateral strike-slip faults and are oriented northwest-southeast. Furthermore, we determined a total length of 35 and 65 km, for the Jaris and Candelaria fault systems, respectively, which implies a seismic potential of moment magnitude (Mw) 6.9 and 7.2. We postulate that the 2004 Damas Earthquake (Mw 6.4) is associated with the Candelaria system and, furthermore, that these faults, together with other right-lateral strike-slip faults in the center of the country, facilitate the tectonic escape of the Central American Forearc Block from an area much further to the southeast than previously proposed. Due to their proximity to the Greater Metropolitan Area of San Jose (15-35 km), the studied faults are dangerous for the most populated area of Costa Rica.

Key words: neotectonics; seismicity; active fault; forearc sliver; Central American Forearc, Damas earthquake.

Resumen

En esta investigación se estudian las fallas Jaris y Candelaria, en el antearco de Costa Rica, a partir de la fotointerpretación, el trabajo de campo y la relocalización de sismos registrados por la Red Sismológica Nacional de Costa Rica. Presentamos evidencias que confirman que ambos sistemas son de tipo dextral y de rumbo noroeste-sureste. Además, determinamos una longitud total de 35 y 65 km, para los sistemas Jaris y Candelaria, respectivamente, lo que implica un potencial sísmico de magnitud momento (Mw) 6.9 y 7.2. Postulamos que el Terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) está asociado con el sistema Candelaria y, además, que estas fallas, junto con otras fallas dextrales del centro del país facilitan el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano desde una zona mucho más al sureste de lo propuesto anteriormente. Debido a su cercanía con la Gran Área Metropolitana de San José (15-35 km), las fallas estudiadas son peligrosas para la zona más poblada de Costa Rica.

Palabras clave: neotectónica; sismicidad; falla activa; escape tectónico, antearco centroamericano; terremoto de Damas.

Received: July 23, 2023; Accepted: November 21, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta

* Corresponding author: Carolina Fallas-Salazar, xinia.fallas@ucr.ac.cr

¹ Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, xinia.fallas@ucr.ac.cr

² Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, lepolt.linkimer@ucr.ac.cr

³ Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica, ivonne.arroyo@ucr.ac.cr

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1720>

Introducción

Las fallas Jaris y Candelaria se localizan en el antearco del Pacífico Central de Costa Rica, a solo 15-35 km al suroeste de la ciudad capital de San José (Figura 1). Estas dos fallas son ejemplos de las muchas estructuras geológicas que han resultado del complejo contexto tectónico dominado por la subducción de la placa Coco junto con una cordillera submarina debajo de la placa Caribe y de la microplaca Panamá (Figura 1).

Los grandes rasgos geomorfológicos de las fallas Jaris y Candelaria han sido descritos previamente, por ejemplo, su rumbo general noroeste-sureste y la localización geográfica de la traza principal (*e.g.*, Montero y Morales, 1990; Arias y

Denyer, 1991a; Montero *et al.*, 1998) y su tipo de movimiento dextral (Montero, 2001; Montero y Rojas, 2014). También existen estudios de secuencias sísmicas cercanas a las fallas (*e.g.*, Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019; Campos-Durán *et al.*, 2021). Pese a lo anterior, hasta este momento ambas fallas han carecido de la descripción detallada de todos sus ramales y especialmente, de estudios de la sismicidad de sus trazas, esto último debido a la falta de cobertura con estaciones sismológicas en décadas previas. Además, las fallas Jaris y Candelaria no han sido explicadas en el contexto del escape tectónico del noroeste de Costa Rica, en el cual el Bloque Antearco Centroamericano se mueve hacia el noroeste (Montero *et al.*, 2017; Figura 1) y cuyo despegue en el centro de Costa Rica aún no ha sido determinado



Figura 1. Contexto tectónico simplificado de Costa Rica mostrando los principales sistemas de fallas dextrales de acuerdo con Montero (2001) y Denyer *et al.* (2003). Se rotulan los siguientes elementos tectónicos: CDCCR Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDNP Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FARS falla Atirro-Río Sucio, FCA Falla Cote-Arenal, FC falla Candelaria, FCAN falla Canoas, FCHI falla Chiripa, FCN falla Caño Negro, FHA falla Haciendas, FJ falla Jaris, FL falla longitudinal, FSV falla San Vito, FVA falla Viejo-Aguas Zarcas, FMA fosa Mesoamericana, LF levantamiento de Fisher y PQ Plateau de Quepos. Algunas fallas sinestrales relevantes se muestran como líneas café de acuerdo con la compilación de Rodríguez (2017). Los volcanes del Holoceno de Costa Rica se representan como triángulos y la ciudad de San José como un cuadrado. Las estaciones sismológicas se representan como cuadros grises. El recuadro señala el área mostrada en la Figura 2.

con claridad. Con el fin de llenar estos vacíos de información, se realizó una tesis de licenciatura (Fallas, 2022) en la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR), que dio pie al presente artículo, en el cual se sintetizan y refinan los resultados, aportando por primera vez una descripción detallada de las trazas de los sistemas de falla y de la sismicidad relacionada con estas.

La Red Sismológica Nacional (RSN) de la UCR posee un catálogo sísmico que se extiende desde 1975 hasta el presente. Desde el año 2015, la red de estaciones sismológicas ha crecido drásticamente, pasando de solo 47 en ese año a 180 en el 2023 (Linkimer *et al.*, 2018; Linkimer, *et al.*, 2023; Figura 1). Este reciente aumento de cobertura ha permitido usar en esta investigación un extenso registro de sismos, los cuales han sido cuidadosamente relocalizados para iluminar las características de las fallas.

Desde 1976, la RSN registra en promedio dos sismos de magnitud momento (Mw) mayor o igual a 5.0 en la región del Pacífico Central de Costa Rica, la mayoría asociados con la subducción de la placa Coco. El 20 de noviembre del 2004, un sismo de Mw 6.4, conocido como el terremoto de Damas de Parrita, provocó serios daños en la región del Pacífico Central. Su epicentro estuvo localizado muy próximo (~5 km) al sistema de fallas Candelaria; sin embargo, estudios previos sobre este terremoto (e. g., Barquero y Rojas, 2004; Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019) solo descartaron que este evento fuera ocasionado en la zona sismogénica de la subducción de la placa Coco y no concluyeron sobre su origen en una falla específica.

A partir del análisis de sensores remotos y del trabajo de campo, en conjunto con la relocalización de la sismicidad reciente registrada por la RSN, presentamos a continuación la geomorfología, geometría, grado de actividad y potencial sísmico de las fallas Jaris y Candelaria. Adicionalmente, proponemos por primera vez, que el terremoto del 2004 se relaciona con el sistema de fallas Candelaria. Finalmente, con base en la integración de nuestras observaciones con las de estudios previos, discutimos el significado tectónico de los sistemas de fallas que podrían contribuir con el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano desde una zona mucho más al sureste de lo anteriormente propuesto.

Contexto tectónico

El contexto tectónico de Costa Rica es complejo porque interactúan al menos cinco bloques tectónicos. El país se ubica en la placa Caribe y la microplaca Panamá, debajo de las cuales ocurre la subducción de la placa Coco, que a su vez incluye la cordillera submarina del mismo nombre (Figura 1). Esta subducción es oblicua a la fosa Mesoamericana y termina en el sur

de Costa Rica en el contacto con la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), una falla transformada de tipo dextral que sirve de límite entre las placas Coco y Nazca. La subducción de la placa Coco posee una tasa de convergencia variable a lo largo del margen Pacífico de Costa Rica, con una velocidad de 83 mm/año para el sector noroeste y de 89 mm/año en el sureste (DeMets *et al.*, 1994; Figura 1).

La cordillera submarina Coco es el elemento batimétrico más notorio de la placa Coco en las proximidades de Costa Rica (Figura 1), con una extensión de casi 2000 km de largo, 150-300 km de ancho y con una elevación de 2-2.5 km sobre el piso marino (Walther, 2003). Se calcula que su arribo a la fosa Mesoamericana ocurrió hace unos 2-3 Ma., y este evento propició el régimen compresivo que predomina actualmente y el engrosamiento de la corteza de la placa superior (e.g., Morell, 2015).

Además de la interacción entre las placas tectónicas mencionadas, en el noroeste de Costa Rica ocurre el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano (Figura 1) a 11 mm/año (e.g., LaFemina *et al.*, 2009; Feng *et al.*, 2012; Álvarez *et al.*, 2019). La subducción de la cordillera submarina Coco ha sido propuesta como el origen de este escape tectónico por su papel de indentador, al ser el elemento más espeso y prominente de la placa Coco que colisiona con la fosa Mesoamericana (Montero, 1994; LaFemina *et al.*, 2009). El límite noreste del Bloque Antearco Centroamericano está marcado por un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo dextral que ha sido claramente reconocido a lo largo del arco volcánico de Guatemala, El Salvador y Nicaragua (e.g., DeMets, 2001; Corti *et al.*, 2005; Styron *et al.*, 2020). En Costa Rica, Montero *et al.* (2017) proponen que los sistemas de fallas Caño Negro y Haciendas-Chiripa (Figura 1), también de tipo dextral, representan este límite; sin embargo, la terminación sureste del Bloque Antearco Centroamericano aún no ha sido determinada claramente en la literatura.

Por otra parte, el límite entre la placa Caribe y la microplaca Panamá corresponde con el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR, Marshall, 2000; Montero, 2001; Figura 1). Este cinturón consiste de una zona de unos 100 km de ancho, con una alta densidad de fallas y pliegues activos, que atraviesa Costa Rica desde el Pacífico hasta el Caribe. Las fallas Jaris y Candelaria, objetos de este estudio, han sido descritas como parte del CDCCR (Montero, 2001). Además, la subducción de la cordillera submarina Coco también ha sido ligada con el desarrollo del CDCCR impulsando la propagación de los esfuerzos hacia las placas cabalgantes (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001).

La falla Jaris aparece en diversos mapas geológicos de la zona central de Costa Rica (e. g., Dondoli y Chaves, 1968; Castillo, 1969; Denyer y Arias, 1990) y ha sido abordada con su nombre y con diverso grado de detalle en al menos seis estudios previos. Arias y Denyer (1990a, 1990b) y Denyer y Arias (1991a) identificaron la falla como una estructura lineal de unos 42 km,

principalmente a lo largo del río Jaris que le da su nombre, sin embargo, Obando (2011) identificó su traza más hacia el sureste. Todos estos autores indicaron que su movimiento es dextral. Montero (2001), por su parte, describió de forma general la geomorfología de la traza principal y reportó que la falla corta depósitos cuaternarios. Montero y Rojas (2014) hicieron una descripción más detallada y consideraron esta estructura como un sistema de fallas conectadas, las cuales, hacia el noroeste, limitan con la falla Picagres. Además, estos autores mencionaron una posible componente normal en algunos sectores, donde el bloque oriental se encuentra levantado.

Los estudios para la falla Candelaria han sido menos detallados que los de la falla Jaris. La falla se incluye en Arias y Denyer (1991a) y Denyer y Arias (1991b) desde el sureste de Orotina hasta las inmediaciones de Quepos y es descrita como de movimiento dextral y con longitudes de 60-80 km (Montero *et al.*, 1998; Montero, 1999; 2001; Marshall *et al.*, 2000 y Denyer *et al.*, 2003). Montero (1999) y Montero (2001) presentaron una descripción geomorfológica de su traza principal y Fernández y Pacheco (1998) y Montero (2001) indicaron que la falla podría tener sismicidad. Asimismo, Montero (1999) sugirió que algunas de las réplicas del terremoto de Orotina de 1924 pudieron haberse originado en esta falla y Montero y Rojas (2014) le asociaron sismicidad de la secuencia de Puriscal de 1990. Marshall *et al.* (2000) y Montero (1999) agregaron que la falla presenta una componente inversa que levanta el bloque noreste y Montero y Rojas (2014) propusieron que la falla Purires es un ramal de la Candelaria.

Datos y metodología

Sensores remotos y trabajo de campo

La identificación de marcadores geomorfológicos del fallamiento activo se realizó a partir de fotointerpretación, el uso de herramientas geoespaciales como *Google Earth*, la interpretación de las curvas de nivel y de los ríos del Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica (IGN) a escala 1:25000 y la comprobación de campo.

Para la fotointerpretación, se usaron 256 fotografías del proyecto Terra del IGN tomadas entre los años 1996 y 2000. Además, se utilizaron las ortofotos del 2017, a escala 1:5000, provenientes del OGC (*Open Geospatial Consortium*) obtenidos a través del geoportal del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) del IGN. Estas fotografías se georreferencian usando el software ArcGIS como Sistema de Información Geográfica y se integraron con un modelo de elevación digital construido con las curvas de nivel, escala 1:25000 del IGN. Este fue el marco de referencia en el cual se identificaron las geofor-

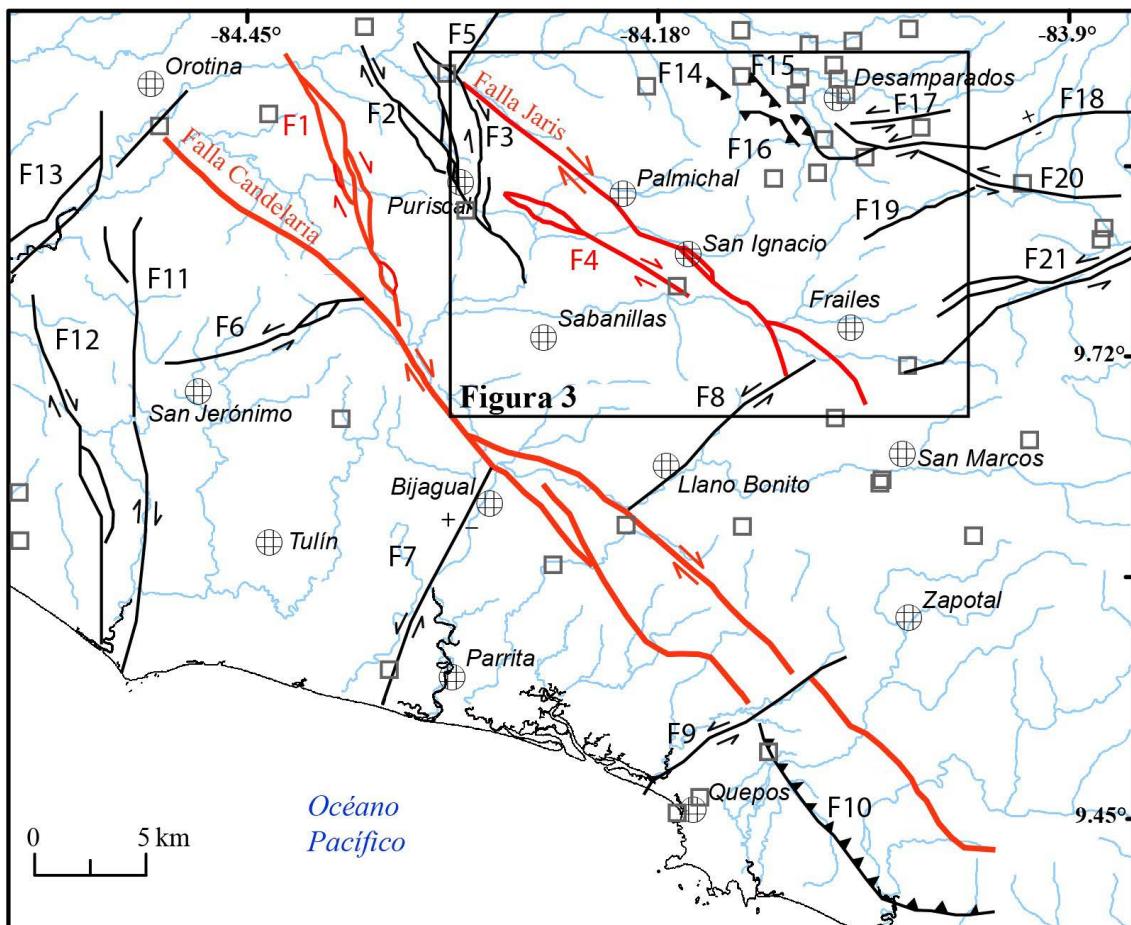
mas sugestivas de fallamiento activo. Con el fin de comprobar detalles de la geomorfología, se usó *Google Earth* para sitios seleccionados, aprovechando las funciones de acercamiento, rotación y visualización en 3D.

La estrategia seguida fue el análisis de la topografía usando las herramientas mencionadas en búsqueda de escarpes, bermas (*i.e.* cambios de pendiente), facetas, terrazas aluviales y cualquier rasgo geomorfológico que pudiera ser indicativo de movimiento tectónico reciente. Además, se prestó especial atención a los drenajes, en busca de desplazamientos o desvíos en las corrientes, que coincidieran con la traza de los lineamientos propuestos. De esta forma, se fueron marcando en los mapas los elementos geomorfológicos como símbolos individuales, que luego fueron interpretados en conjunto, para establecer las trazas de las fallas.

Posteriormente, se seleccionaron unos 50 sitios en donde se realizó una comprobación de campo. Los puntos visitados fueron seleccionados con base en los siguientes criterios: el sitio coincide con la traza del lineamiento, el sitio ha sido cartografiado con depósitos del Holoceno en mapas geológicos, el sitio coincide con sismicidad localizada en este estudio y el sitio posee elementos geomorfológicos prominentes sugestivos de falla activa determinados en la fotointerpretación. En cada punto, se realizó un registro fotográfico y una descripción detallada de lo observado. Aunque no fue posible encontrar un afloramiento con las fallas cortando claramente depósitos del Holoceno, sí se midieron planos de falla y estrías en rocas más antiguas cuando fueron encontradas.

Luego de la identificación de los marcadores geomorfológicos, se realizó una descripción detallada de los lineamientos sugestivos de ser fallas activas, los cuales fueron referidos con nombres de poblados cercanos o con los nombres previamente propuestos en la literatura (Figura 2). Finalmente, para confecionar los mapas del fallamiento activo, se realizó la integración de nuestras observaciones geomorfológicas con descripciones de investigaciones previas y con los resultados de nuestro estudio de la sismicidad.

Con base en todo lo anterior, para cada falla se determinó la longitud, el rumbo promedio, el sentido de movimiento, el grado de expresión superficial y de actividad, la sismicidad y el sismo máximo posible (Tabla 1). La expresión geomorfológica de cada falla se clasificó en tres categorías: prominente, moderada y débil y el grado de actividad en dos: activa y neotectónica, con base en las definiciones descritas en Linkimer (2003). Un lineamiento fue considerado prominente cuando los rasgos geomórficos puntuales o lineales se pueden apreciar casi continuamente a lo largo de toda su extensión; un lineamiento fue clasificado como moderado cuando los rasgos geomorfológicos poseen una naturaleza discontinua a lo largo de la traza y débil, cuando los rasgos geomorfológicos se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) y solo definen una traza aproximada.



| | | | |
|----------------|----------------|---------------------|---------------------|
| ● Localidad | F1=Purires | F8=Delicias | F15=Bello Horizonte |
| □ Estación RSN | F2=Zapote | F9=Paquita | F16=Aserrí |
| — Drenaje | F3=Picagres | F10=Longitudinal | F17=Río Azul |
| — Falla | F4=Bajos Jorco | F11=Delicias 2 | F18=Ochromongo |
| | F5=Virilla | F12=Herradura | F19=Tobosi |
| | F6=Tulín | F13=Tárcoles-Garita | F20=Aguacaliente |
| | F7=Parrita | F14=Escazú | F21=Navarro |

Figura 2. Ubicación de las fallas Jaris y Candelaria (rojo) y fallas aledañas (negro), de acuerdo con la compilación de Rodríguez (2017). El recuadro señala el área mostrada en la Figura 3.

Finalmente, la inclinación del plano de falla se infirió con base en la fotointerpretación a partir del patrón que la falla mostraba en superficie o también con base en los planos nodales de los mecanismos focales.

Localización de sismicidad y potencial sísmico

Esta parte del estudio inició con la búsqueda de sismicidad localizada en la zona de estudio contenida en el catálogo sísmico de la RSN, con el objetivo de extraer las formas de onda y posteriormente realizar su relocalización. La búsqueda de los sismos se realizó seleccionando los eventos registrados en al menos cinco estaciones sismológicas cuya cobertura tuviera un

vacio menor o igual a 180° y una localización hipocentral con una profundidad menor a 40 km. Estos criterios fueron usados para seleccionar los eventos con las mejores localizaciones iniciales.

La base de datos construida está compuesta por 710 sismos, divididos en dos rangos temporales. El más antiguo contiene 225 sismos registrados entre noviembre del 2004 y noviembre del 2005. Este periodo fue determinado para estudiar el terremoto de Damas del 2004: el único sismo de $Mw > 6.0$ en las proximidades de la falla Candelaria registrado durante el periodo de existencia de la RSN y cuyo origen no se ha relacionado con una falla particular en la literatura.

El segundo rango temporal contiene 485 sismos escogidos entre enero del 2011 hasta agosto del 2020. La elección del año

Tabla 1. Características de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.

| | Falla | Longitud (km) | Rumbo | Sentido de movimiento | Expresión superficial | Sismicidad asociada | Grado de actividad | Potencial sísmico |
|------------|-----------------------|---------------|----------|-----------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|-------------------|
| Jaris | Jaris | 13.5 | N50-60°W | Dextral | Moderado | Sí | Activa | 6.4 |
| | Palma | 5.8 | N40-50°W | Dextral | Moderado-débil | Sí | Activa | 6.0 |
| | Jaris (Tabarcia) | 11.5 | N50°W | Dextral | Prominente-moderado | Sí | Activa | 6.3 |
| | Corralar | 6.4 | N20-70°W | Dextral-normal | Prominente | Sí | Activa | 6.1 |
| | Mina | 7.4 | N30-80°W | Dextral | Moderado | No | Neotectónica | 6.1 |
| | San Ignacio | 10.2 | N30-50°W | Dextral | Prominente-moderado | Sí | Activa | 6.3 |
| | Bajos de Jorco | 15.5 | N50°W | Dextral | Moderado | Sí | Activa | 6.5 |
| | Resbalón | 12.0 | N30-55°W | Dextral | Prominente-moderado | Sí | Activa | 6.4 |
| | Jaris (Monterrey) | 10.3 | N30-60°W | Dextral-normal | Prominente | Sí | Activa | 6.3 |
| Candelaria | Purires | 25.0 | N15-30°W | Dextral | Prominente-Moderado | Sí | Activa | 6.7 |
| | Candelaria (Túfares) | 45.0 | N40-60°W | Dextral | Prominente | No | Neotectónica | 7.0 |
| | Bajo Pérez | 12.0 | N46°W | Dextral-normal | Prominente | No | Neotectónica | 6.4 |
| | Carmen | 32.0 | N50°W | Dextral | Moderado | Sí | Activa | 6.8 |
| | Candelaria (Bijagual) | 12.5 | N50°W | Dextral | Moderado | Sí | Activa | 6.4 |
| | Candelaria (Cañas) | 14.0 | N45°W | Dextral | Moderado | Sí | Activa | 6.4 |

2011 como el inicio para este rango temporal, se debe a que a partir de ese momento la RSN posee una red de instrumentos suficientemente densa para obtener localizaciones óptimas con base en los criterios de selección mencionados anteriormente.

Posteriormente, se realizó la revisión del arribo de las ondas P y S en cada sismograma de los 710 sismos seleccionados. Para estas lecturas de arribos se siguió un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los arribos, con factores de calidad que oscilan de 0 para la incertidumbre de lectura más baja (± 0.05 s) hasta 4 (> 0.30 s). Se estableció la polaridad (compresión o dilatación) en los arribos de las ondas P, para elaborar mecanismos focales. Con las lecturas revisadas se realizó una nueva localización de cada sismo usando el programa HYP (*Hypocenter*) incluido en el sistema de análisis sismológico SEISAN (Ottemöller *et al.*, 2011). No se llevó a cabo el cálculo de magnitudes, sino que se usó el provisto por el catálogo de la RSN para los 710 sismos relocalizados.

El cálculo de los mecanismos focales se realizó a partir de la observación de los primeros arribos de la onda P con el programa Focmec (Snoke *et al.*, 1984). Solo se interpretaron los mecanismos focales considerados como de alta calidad, siguiendo los siguientes criterios: un mínimo de 30 polaridades distribuidas en todas las regiones de la esfera, planos nodales que separan sin

errores las observaciones de polaridades positivas y negativas y una variación menor a 10 grados en el rumbo y buzamiento para las posibles soluciones de los planos nodales. Solamente cumplieron con estos requisitos los sismos posteriores al 2014, cuando la red de estaciones ha sido más densa. La solución elegida como final, fue determinada usando el promedio geométrico de los planos obtenidos y cuando fue posible, la solución fue comparada con soluciones presentadas por otros autores (Campos-Durán *et al.*, 2021).

Para la base de datos de 710 sismos con lecturas revisadas, se realizó la relocalización por medio del algoritmo de doble diferencia HypoDD, el cual permite ubicar más adecuadamente los sismos cuando estos ocurren en una misma estructura (Waldauser y Ellsworth, 2000). Este programa usa tiempos de arribo absolutos y diferenciales: los primeros fueron determinados directamente de la lectura de los sismogramas y los segundos se obtuvieron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos caracterizados por una distancia menor a 10 km entre sí y registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 200 km con respecto del conjunto de sismos de interés. Los dos grupos de sismos con distintos rangos temporales descritos arriba (2004-2005 y 2011-2020) fueron relocalizados por aparte en HypoDD.

Para complementar el estudio de la sismicidad reciente, se buscó en referencias bibliográficas y en el catálogo de la RSN los sismos que han provocado daños en la zona de estudio desde el inicio del catálogo de la RSN en 1976. Este grupo de sismos consiste de cinco eventos. El arribo de las ondas P y S también fue revisado para estos sismos y luego fueron relocalizados individualmente usando el programa Hypocenter. Para estos eventos también se buscó el tensor de momento usando el catálogo del Centro Nacional de Información sobre Terremotos (NEIC, por sus siglas en inglés) que es parte del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Los cinco eventos históricos fueron luego analizados en conjunto con los sismos relocalizados en HypoDD en este trabajo y con las localizaciones de la secuencia del terremoto de Damas provistas por Pacheco *et al.* (2006).

Finalmente, se calculó el potencial sísmico de las fallas con el método clásico de Wells y Coppersmith (1994), en el que la magnitud momento (M_w) se relaciona con la longitud de ruptura

en la superficie (L en km) y para esto se usó la ecuación $M_w = 5.16 + 1.12 \log L$ sugerida para fallas desplazamiento de rumbo.

Resultados

Expresión geomorfológica del fallamiento

Sistema de fallas Jaris

Este sistema está conformado por al menos nueve fallas de desplazamiento de rumbo dextral con componente normal, con un rumbo general noroeste-sureste, que transcurren a lo largo de 35 km en una zona con un ancho de hasta 6 km. Se infiere con base en la fotointerpretación que todas estas fallas tienen un ángulo de inclinación casi vertical. Se extienden desde el poblado La Palma, al noreste de Puriscal, hasta la comunidad de Higuerón al suroeste de Frailes de Desamparados (Figura 3).

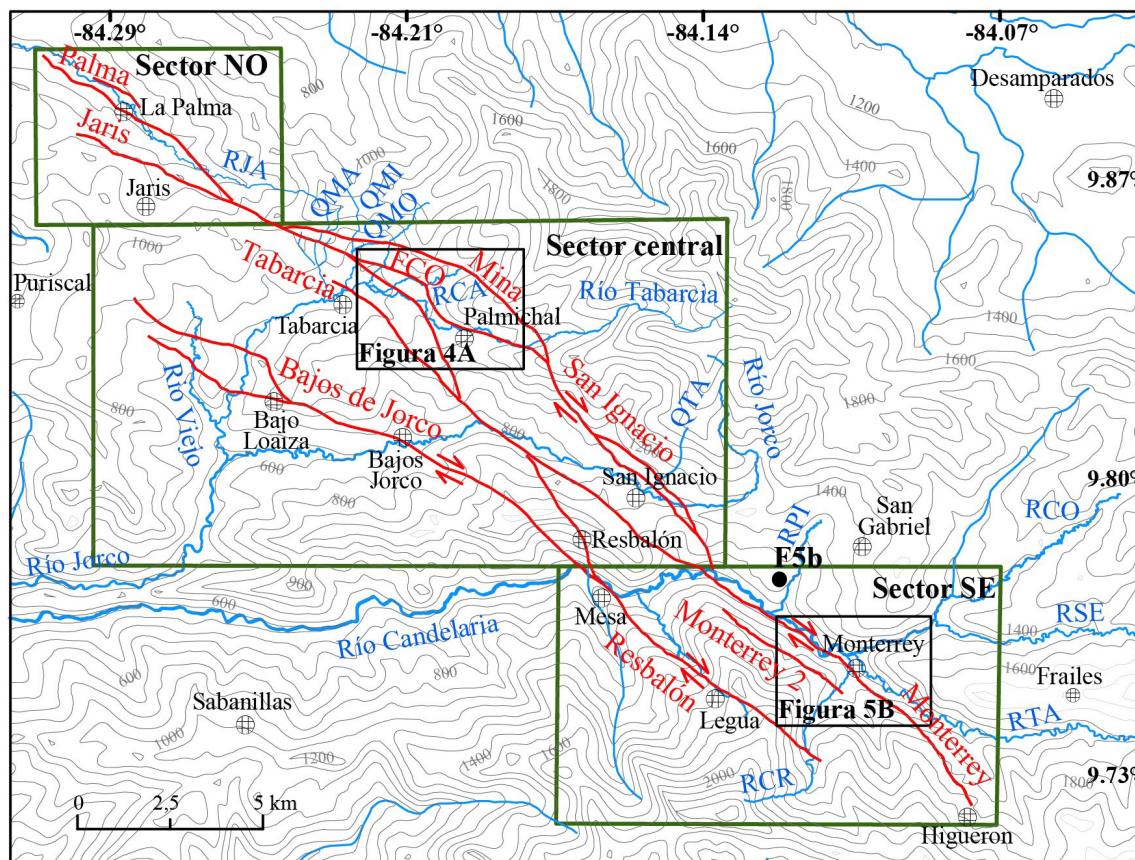


Figura 3. Mapa del sistema de fallas Jaris separando los sectores noroeste (NO), central y sureste (SE), con recuadros verdes. Se rotulan los siguientes drenajes con abreviaturas: QMA Quebrada Mata, QMI Quebrada Mina, QMO Quebrada Mónica, QTA Quebrada Tablazo, RCA Río Cañas, RCO Río Conejo, RCR Río Caraigres, RJA Río Jaris, RPI Río Pital, RSE Río Santa Elena y RTR Río Tarrazú y la falla Corralar (FCO). Los recuadros negros señalan las áreas mostradas en las figuras 4A y 5B. El punto F5b denota la localización de la fotografía mostrada en Figura 5B.

Este conjunto de fallas recibe su nombre por ubicarse de forma paralela o a lo largo del valle lineal del río Jaris. El sistema incluye las fallas Jaris, Bajos de Jorco y Resbalón descritas previamente en Arias y Denyer (1990a, 1991b) y Montero y Rojas (2014). La falla Jaris propiamente se divide desde el noroeste al sureste en tres segmentos, denominados en esta investigación: Jaris, Tabarcia y Monterrey. Además, se incorporan las siguientes fallas como parte del sistema: Palma, Mina, Corralar y San Ignacio (Figuras 3 y 4, Tabla 1). En este artículo, la descripción del sistema Jaris se presenta dividida en tres sectores: noroeste, central y sureste (Figura 3).

El sector noroeste se caracteriza por dos trazas principales denominadas Jaris y Palma, de 6.5 y ~5.8 km de longitud, respectivamente; sin embargo, el segmento Jaris posee una longitud mayor pues continúa por otros 7 km en el sector central (Figura 3). En el sector noroeste, la falla Jaris posee una expresión geomorfológica moderada, con escarpes de hasta 300 m de altura, colinas desplazadas y bermas y sillas de falla. Por su parte, el segmento Palma tiene una expresión de moderada a débil, caracterizada por la alineación de sillas y bermas de falla y por escarpes facetados de 50 m de alto y 700 m de longitud, que miran al suroeste. También se reconocen valles lineales en el río Jaris y en las quebradas Ingenio y Aguacate, en las cercanías de la comunidad de La Palma.

El sector central es el más complejo, ya que existen al menos siete trazas distintas distribuidas en una zona de unos 6 km de ancho (Figura 3). Aquí se identificaron los segmentos de fallas: Jaris, Mina, Corralar, Tabarcia, San Ignacio, Bajos de Jorco y Resbalón (Figura 3; Tabla 1). El segmento de falla Jaris posee una expresión prominente a lo largo de 7 km, con evidencias como: bermas, lomos y sillas de falla, colinas y terrazas desplazadas y el desplazamiento dextral de 50 m en la quebrada Mónica y de 70 m en el río Cañas. Además, cerca de la localidad de Corralar se observa un desplazamiento dextral de por lo menos 500 m en el río Tabarcia (Figura 4A).

El segmento Tabarcia en su extremo noroeste es subparalelo a la falla Jaris, hasta unirse con dicha falla al sur del poblado de Palmichal. En total posee una longitud de 11.5 km dentro del sector central, pero continúa hacia el sector sureste en el segmento que se denominó Monterrey. El segmento Tabarcia presenta una expresión de prominente a moderada, con marcadores como: bermas, sillas, valles lineales, escarpes, divisorias desviadas, colinas y terrazas desplazadas y facetas triangulares. Además, provoca un desplazamiento dextral de 700 m en los ríos Tabarcia y Jorco (Figura 3).

El segmento de falla Corralar presenta una expresión prominente de 6.4 km de longitud y está evidenciado por geoformas como: bermas, sillas, escarpes, facetas triangulares y divisorias, colinas y terrazas desplazadas. Además, se reconoció el desplazamiento dextral de 550 m en el río Cañas, de 400 m en el

río Tabarcia (Figura 4A) y de 150 m en las quebradas Mónica y Mina (Figura 3).

En la zona del poblado de Corralar (Figura 4), la falla Corralar cambia su rumbo de noroeste a nornoroeste (Figura 4A) propiciando la formación de una zona transtensiva que fue descrita en Montero y Rojas (2014) y que está caracterizada por una zona de depósitos aluviales en medio de la zona montañosa con dimensiones de 2.5 por 0.5 km. La componente normal de la falla en ese sitio se evidencia por una serie de facetas triangulares ubicadas en el lado este de la falla (Figura 4B). El descenso del bloque oeste ha facilitado la acumulación de los depósitos aluviales en esta zona. Adicionalmente, en este sector existe un marcado contraste geológico a ambos lados de la falla con el afloramiento de rocas sedimentarias de edad Mioceno de la Formación Peña Negra del lado noreste y las formaciones volcánicas La Cruz y Grifo Alto de edad Mioceno-Plioceno en el lado suroeste (Figura 4A; Denyer y Arias, 1991b).

Por su parte, la falla Mina presenta una expresión de moderada a débil a lo largo de 7.4 km de longitud. Este segmento posee geoformas como: bermas, escarpes, sillas, lomos, valles lineales, facetas triangulares, quebradas descabezadas y colinas, terrazas, divisorias y drenajes desplazados, como por ejemplo el desplazamiento dextral de 150 m en la quebrada Mata y de 500 m de la quebrada Mónica (Figura 3).

El segmento San Ignacio presenta una expresión de prominente a moderada a lo largo de 10.2 km longitud, con marcadores como: bermas, sillas, valles lineales, escarpes, divisorias desviadas, colinas y terrazas desplazadas y el desplazamiento dextral de 50 m de la quebrada Tablazo y de 300 m del río Jorco (Figura 3).

En el sector central también existen los segmentos Bajos de Jorco y Resbalón (Figura 3) con expresión de prominente a moderada y longitud de 15.5 y 4 km respectivamente, sin embargo, la falla Resbalón tiene una longitud mayor pues se extiende por el sector sureste con 8 km adicionales. Las evidencias geomorfológicas de estas dos últimas fallas mencionadas son las siguientes: escarpes, valles, bermas, sillas, colinas y quebradas desplazadas, divisorias desviadas, una quebrada descabezada. También se reconoció un represamiento aluvial en el río Viejo, al noroeste de Bajo Loaiza y el desplazamiento dextral de 150 m de los ríos Viejo, Tabarcia y Jorco por la falla Bajos de Jorco.

Por último, en el sector sureste continúa la falla Resbalón por 8 km y la falla Jaris-Monterrey con 10 km de longitud, ambas con una expresión prominente (Figura 3). Uno de los aspectos más notorios del segmento Resbalón es el desplazamiento dextral de 1.5 km del río Candelaria en las proximidades del poblado Mesa (Figura 3).

Por su parte, el segmento Jaris-Monterrey corresponde con la continuación al sureste de las fallas Tabarcia y San Ignacio. A lo largo de su traza se encontraron divisorias, colinas y quebradas desplazadas, escarpes y bermas de falla, terrazas desplazadas

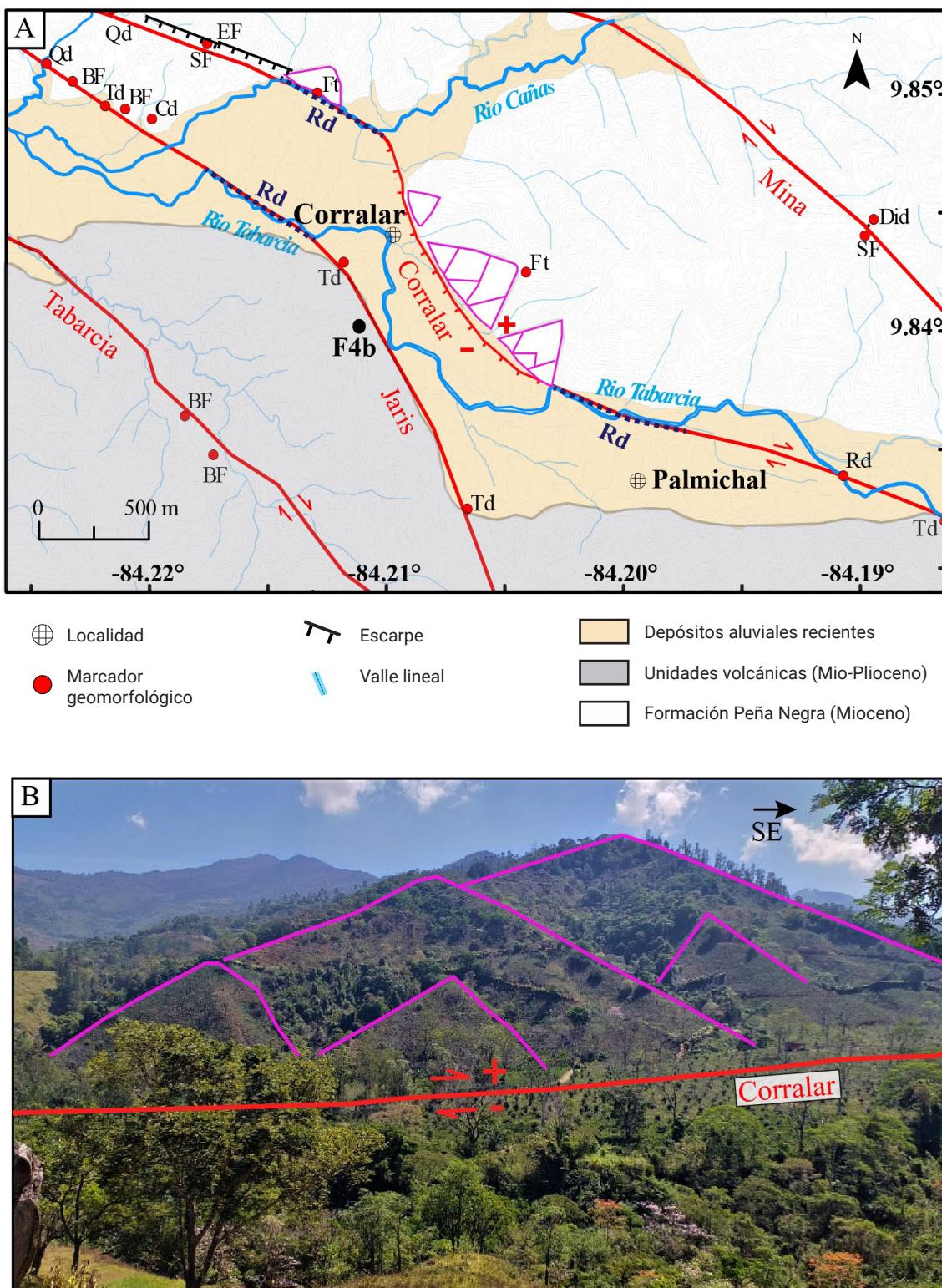


Figura 4. Neotectónica del sector central de la falla Jaris (Figura 3). A) Mapa de marcadores geomorfológicos en la zona de los poblados Corralar y Palmichal en donde ocurre el levantamiento del bloque este de la falla. Se muestran los siguientes elementos geomorfológicos: BF berma de falla, Cd colina desplazada, Did divisoria desviada, EF escarpe de falla, Ft faceta triangular, Qd quebrada desplazada, Rd río desplazado, SF silla de falla y Td terraza desplazada. Las facetas triangulares se muestran como líneas moradas y los ríos desplazados como una línea azul punteada. La geología es modificada de Denyer y Arias (1990). B) Fotografía tomada desde el punto F4b (Figura 4A) hacia el noreste mostrando tres generaciones de facetas triangulares (líneas moradas) del segmento de falla Corralar.

y adelgazadas, facetas triangulares, una quebrada y un valle descabezados (indicados con abreviaturas en Figuras 5). Este segmento presenta una expresión prominente y al igual que la falla Resbalón, provoca el desplazamiento dextral del río Candelaria por 4.5 km y a su vez genera gran cantidad de facetas triangulares (Figura 5B).

Al noreste de la localidad de Monterrey (Figuras 5A y 6), se reconoce la traza de la falla, principalmente por un escarpe de 100 m de alto, con facetas triangulares y con un pequeño deslizamiento activo cuya corona tiene 30 m de diámetro (Figuras 6A y 6C). Además, se identificó un valle que ha sido descabezado por el paso de la falla, generando a su vez un desvío hacia la izquierda del drenaje de aproximadamente 30 m (Figuras 6A y 6B).

En la zona de confluencia de los ríos Tarrazú, Caraigres y Santa Elena, que dan origen al río Candelaria, existe una zona de depósitos aluviales de 0.5 km de ancho en donde se presentan al menos tres niveles de terrazas aluviales levantadas que son desplazadas al ser atravesadas por la falla Jaris-Monterrey (marcado con las abreviaturas At y Td en Figuras 5A y 6A.). Esta observación también fue documentada por Montero y Rojas (2014) quienes describen que estas terrazas se adelgazan al ser atravesadas por la falla. Finalmente, en este sector, existe el lineamiento de 5 km de longitud, paralelo a la falla Monterrey y ubicado a 1 km al suroeste de esta, que está caracterizado por bermas de falla (falla Monterrey 2 en Figuras 5, 6A y 6C).

Sistema de fallas Candelaria

Este sistema está formado por al menos seis fallas de desplazamiento de rumbo dextral con componente normal, con un rumbo general noroeste-sureste, que se extienden a lo largo de 65 km y discurren en una zona de 10 km de ancho, desde el sureste de Orotina hasta el este de los poblados de Damas de Parrita y Cañas (Figura 7A). Con base en la fotointerpretación se deduce que estas fallas tienen un ángulo de inclinación casi vertical, ya que el patrón en superficie es muy lineal.

En este artículo, se considera como parte del mismo sistema a las fallas Purires y Candelaria descritas previamente en Arias y Denyer (1990a, 1991b), Montero (2001) y Montero y Rojas (2014). La falla Candelaria se divide en este trabajo en tres segmentos denominados: Túfares, Bijagual y Cañas. Además, se proponen las fallas Bajo Pérez y Carmen (Figura 7A, Tabla 1). Para su descripción, todo este grupo de fallas es separado en dos sectores: noroeste y sureste (Figura 7A) y el detalle de cada lineamiento geomorfológico puede ser consultado en Fallas (2022).

El sector noroeste presenta dos trazas principales denominadas Purires y Candelaria-Túfares de 25 y 45 km de longitud, respectivamente. La falla Purires fue descrita por primera vez

en Montero y Rojas (2014) como un ramal de la falla Candelaria debido a que están ubicadas muy cerca una de la otra y muestran una alineación y orientación similar, además de que se conectan entre sí al sureste de Jilgueral (Figura 7A). La falla Purires presenta expresión superficial moderada con marcadores geomorfológicos como: bermas, sillitas, escarpes y valles de falla, quebradas descabezadas, divisorias desviadas y el desplazamiento de 700 m del río Grande de Tárcoles, de 300 m en el río San José y de 50 m en las quebradas Salitrillos y Grande. Al noroeste de las localidades de Purires y Jilgueral, la falla Purires consiste de dos trazas paralelas. Al sureste del poblado de Jilgueral las trazas se unen y la falla provoca el desplazamiento de 1.6 km en el río Quivel (Figura 7A) y un lomo de falla.

El segmento Túfares de la falla Candelaria se extiende desde Orotina hasta la intersección con la falla Purires. Este segmento tiene una expresión geomorfológica prominente y presenta un marcado contraste topográfico a ambos lados de la traza. Del lado noreste, la pendiente es moderada (10-25°) mientras que, del lado suroeste, en donde se encuentran los cerros de Turrubares y La Cangreja, las pendientes son altas (25-38°) y existen facetas triangulares que sugieren el levantamiento de ese bloque (Figura 7B). A lo largo del segmento Túfares se observan elementos geomorfológicos como: bermas, sillitas, valles y escarpes de falla, colinas desplazadas y desplazamientos dexterales en quebradas y ríos como el Grande de Tárcoles por 800 m y el Turrubares por 100 m. Además, se caracteriza por el valle lineal y el desplazamiento dextral de 3.7 km en el río Cajón.

En el sector sureste del sistema de fallas existen al menos cuatro trazas distintas distribuidas en una zona de unos 4 km de ancho (Figura 7A). Aquí se identificaron los segmentos de falla: Bajo Pérez, Carmen, Candelaria-Bijagual y Candelaria-Cañas (Figura 7A; Tabla 1). En este sector, el segmento de falla Bajo Pérez presenta una expresión prominente a lo largo de sus 12 km de longitud y posee geoformas como: el valle lineal en el río Candelaria, bermas, sillitas y el desplazamiento dextral de 200 m en el río Parritilla. En un afloramiento en el campo (P en Figura 7A) se midió la orientación de una falla cortando la unidad de basaltos del Cretácico-Paleógeno del complejo de Nicoya (Denyer y Arias, 1991b). El plano de falla posee un rumbo de N46°W, una dirección de buzamiento S44°W y un ángulo de inclinación de 77° que coincide con la orientación de la falla Candelaria en ese sector (Tabla 1). Desafortunadamente, no se encontraron depósitos del Holoceno afectados por fallamiento y por esta razón, no se puede discriminar si la falla observada corresponde con una traza activa de la falla Candelaria.

La falla Carmen tiene una expresión geomorfológica moderada, una longitud de 32 km y presenta los siguientes marcadores geomorfológicos: bermas y sillitas de falla y colinas desplazadas (Figura 7C), además de valles de falla, divisorias desplazadas,

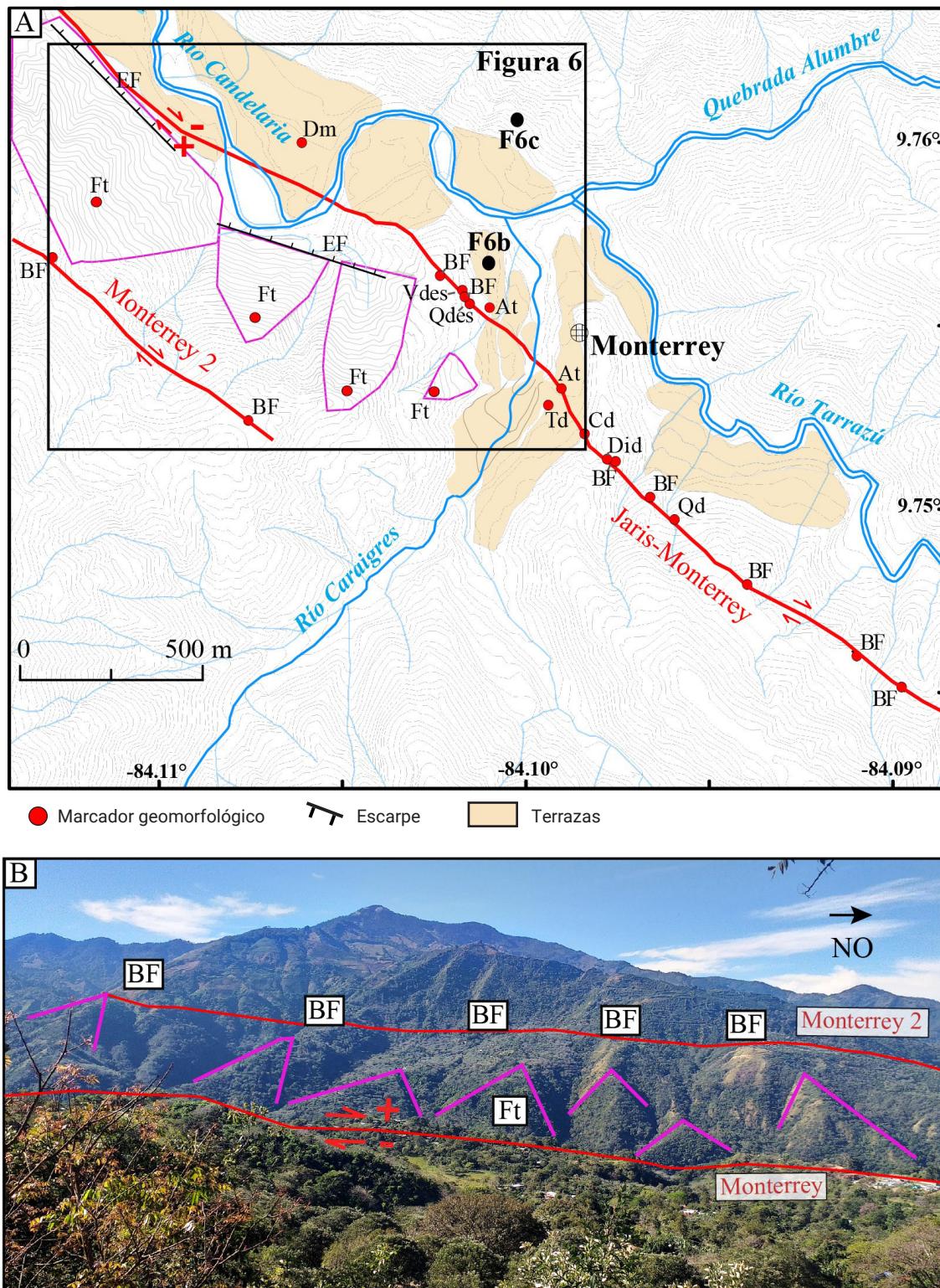


Figura 5. Neotectónica del sector sureste de la falla Jaris (Figura 3). A) Mapa de marcadores geomorfológicos en la zona de Monterrey. Se marcan los elementos geomorfológicos: At: adelgazamiento de terraza, BF berma de falla, Cd: colinas desplazadas, Did divisoria desviada, Dm drenaje meándrico, EF escarpa de falla, Ft faceta triangular, Qd quebrada desplazada, Qdes quebrada descabezada, Td terraza desplazada y Vdes: valle descabezado. Las facetas triangulares se muestran como líneas moradas. El recuadro negro señala el área mostrada en Figura 6A. Los puntos F6b y F6c denotan la localización de las fotografías mostradas en Figuras 6B y 6C. B) Fotografía tomada desde el punto F5b marcado en Figura 3 hacia el suroeste, mostrando las facetas triangulares de la falla Jaris-Monterrey (líneas moradas).

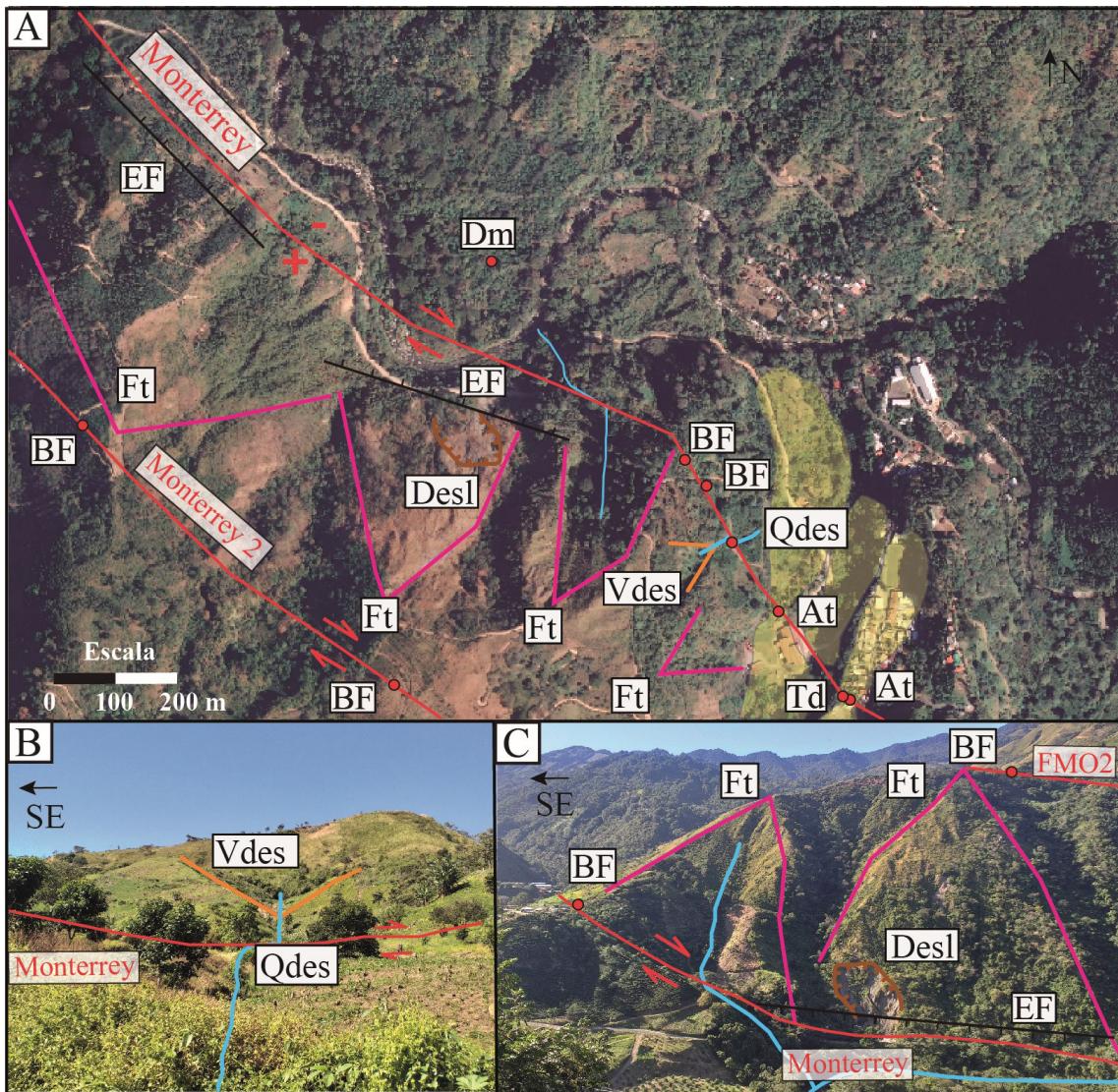


Figura 6. Neotectónica del sector sureste de la falla Jaris (Figura 5A). A) Ortofoto del 2017, proveniente del OGC (*Open Geospatial Consortium*) a través del geoportal del SNIT del IGN, mostrando la interpretación de marcadores geomorfológicos en la zona de Monterrey: At: adelgazamiento de terraza, BF berma de falla, Dm drenaje meandrino, EF escarpe de falla, Ft faceta triangular, Qdes quebrada descabezada, Td terraza desplazada y Vdes: valle descabezado. Se señala un deslizamiento con línea café, las facetas triangulares con líneas moradas, una quebrada descabezada con línea celeste y un valle descabezado con líneas anaranjadas. B) Fotografía tomada desde el punto F6b (Figura 5A) hacia el suroeste, mostrando un valle descabezado (línea amarilla, Vdes) y una quebrada descabezada de la falla Jaris-Monterrey (línea celeste, Qdes). C) Fotografía tomada desde el punto F6c (Figura 5A) hacia el suroeste, mostrando para la falla Jaris-Monterrey: facetas triangulares (líneas moradas, Ft), una berma de falla (BF) y un deslizamiento (Desl) y para el ramal Monterrey 2 (FMO2) una berma de falla (BF).

escarpes facetados, el desplazamiento dextral de 75 m en el río Parritilla, 7 km en el río Pirrís y 3 km en el río Palo Seco y el desvío izquierdo de los ríos Negro y Paquita.

La parte sureste de la falla Candelaria presentan una expresión superficial moderada y se divide en los segmentos Bijagual y Cañas, con longitudes de 12.5 y 14 km, respectivamente. El segmento Bijagual transcurre desde la unión entre los segmentos Túfares y Purires hasta la intersección entre los segmentos Cañas y Carmen. Este segmento se caracteriza por: bermas, sillas, es-

carpes y valles de falla, colinas, terrazas y divisorias desplazadas y el desplazamiento dextral de 100 m en las quebradas Estrella, Guatuso y Bejuco (Figura 7A) y de 1.7 km del río Parritilla y de 1.5 km en el río Pirrís (Figura 7C). Además, la falla transciere por 8 km a lo largo del río Grande de Candelaria.

Por último, el segmento Cañas es la traza ubicada más al sureste de la falla Candelaria y presenta geoformas como: bermas y sillas de falla, divisorias y colinas desplazadas y el desplazamiento dextral de 1 km en el río Palo Seco, de 50 m en

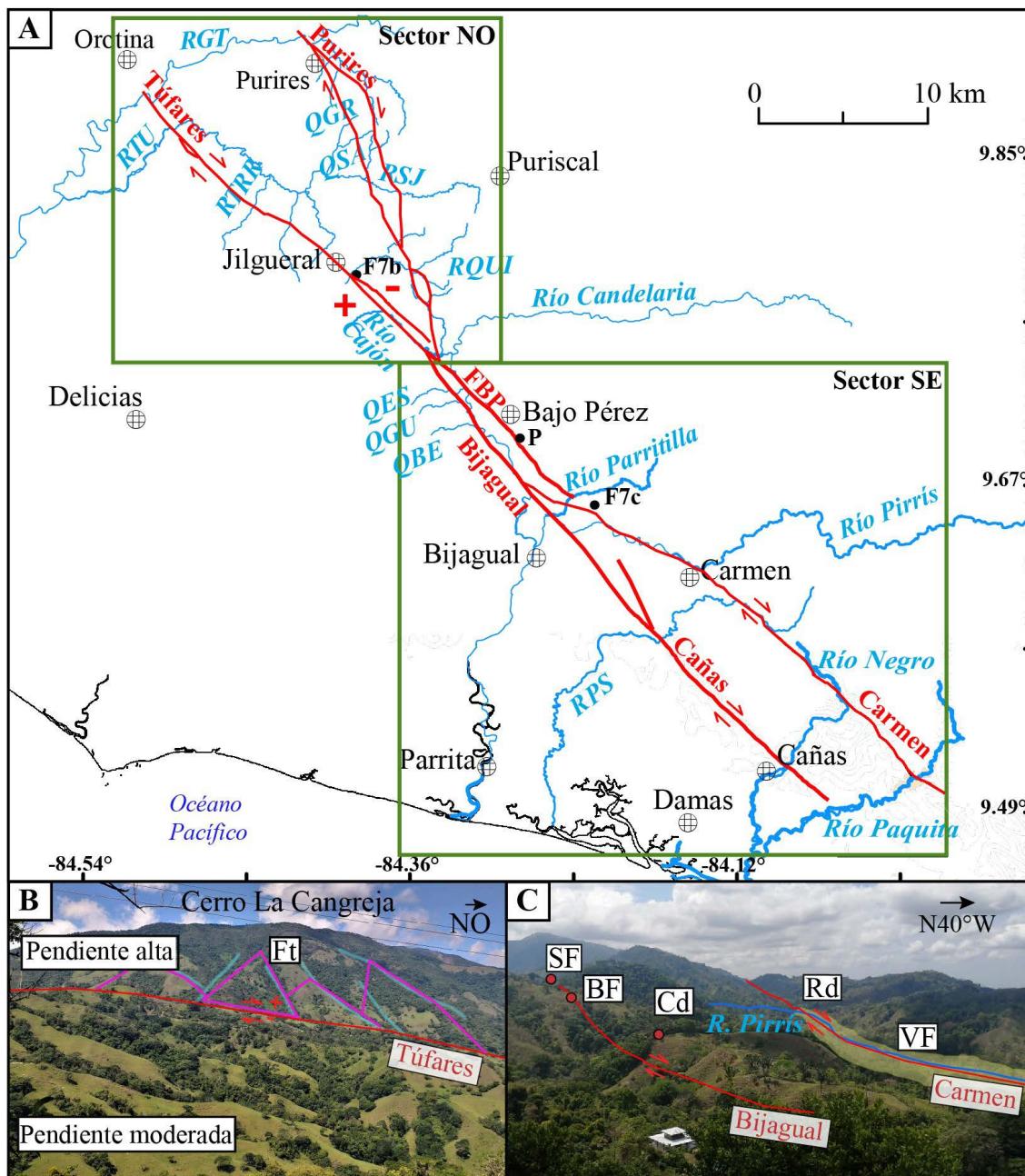


Figura 7. A) Mapa del sistema de fallas Candelaria separando los sectores noroeste (NO) y sureste (SE). Se muestra las siguientes abreviaturas: QBE Quebrada Bejucos, QES Quebrada Estrella, QGR Quebrada Grande, QGU Quebrada Guatuso, QSA Quebrada Salitrillos, RGT Grande de Tárcoles, RTU Turrubares, RTRR Turrubaritos, RSJ San José, RQUI Quivel y RPS Palo Seco. Además, se rotula la falla Bajo Pérez (FBP). Se rotula el punto P en donde se realizó una medición del plano de falla. B) Fotografía tomada desde el punto F7b (Figura 7A) hacia el suroeste, mostrando facetas triangulares (Ft, líneas moradas) del segmento de falla Candelaria-Túfares y un sector donde ocurre un cambio de pendiente al noreste del cerro La Cangreja. C) Fotografía tomada desde el punto F7c marcado en Figura 7A) hacia el sureste, señalando algunos marcadores geomorfológicos de los segmentos de falla Candelaria-Bijagual y Carmen mostrando una silla de falla (SF), berma de falla (BF), colina desplazada (Cd), río Pirrís desplazado (Rd) y un valle de falla (VF).

el río Damas, de 100 m en el río Cañas y de 1 km en el Savegre, todos ubicados en la cercanía del poblado Cañas (Figura 7A).

Sismicidad del 2011-2020

Los 485 sismos localizados con el programa Hypocenter que sucedieron entre enero del 2011 y agosto del 2020 se caracterizan por presentar magnitudes Mw de entre 1.7 y 4.9 y profundidades entre 1 y 30 km (Figura 8). Los errores promedio estimados en estas localizaciones son: 1.6 km en latitud, 3.0 km en longitud y 4.9 km en profundidad. Los años con la mayor cantidad de sismos localizados fueron el 2014 (93 sismos) y el 2015 (78 sismos). Por otro lado, los años 2011, 2012 y 2013 tuvieron la

menor cantidad de sismos localizados, con sólo 8, 30 y 7 respectivamente. Esto podría deberse a que a partir del año 2014 la RSN aumentó significativamente su número de estaciones en la parte central del país, permitiendo registrar y localizar con calidad óptima una mayor cantidad de sismos.

La mayoría de los sismos localizados no corresponden con secuencias sísmicas (*i.e.* sismo principal, premonitores y réplicas) o con enjambres (*i.e.* grupos de sismos de magnitud similar ubicados en la misma región geográfica durante un rango de tiempo corto). En su lugar, la actividad sísmica se podría describir como sismicidad de fondo, sin una relación temporal entre eventos. Solo 52 sismos se relacionan con secuencias sísmicas de los tres eventos de mayor tamaño, ocurridos el 7

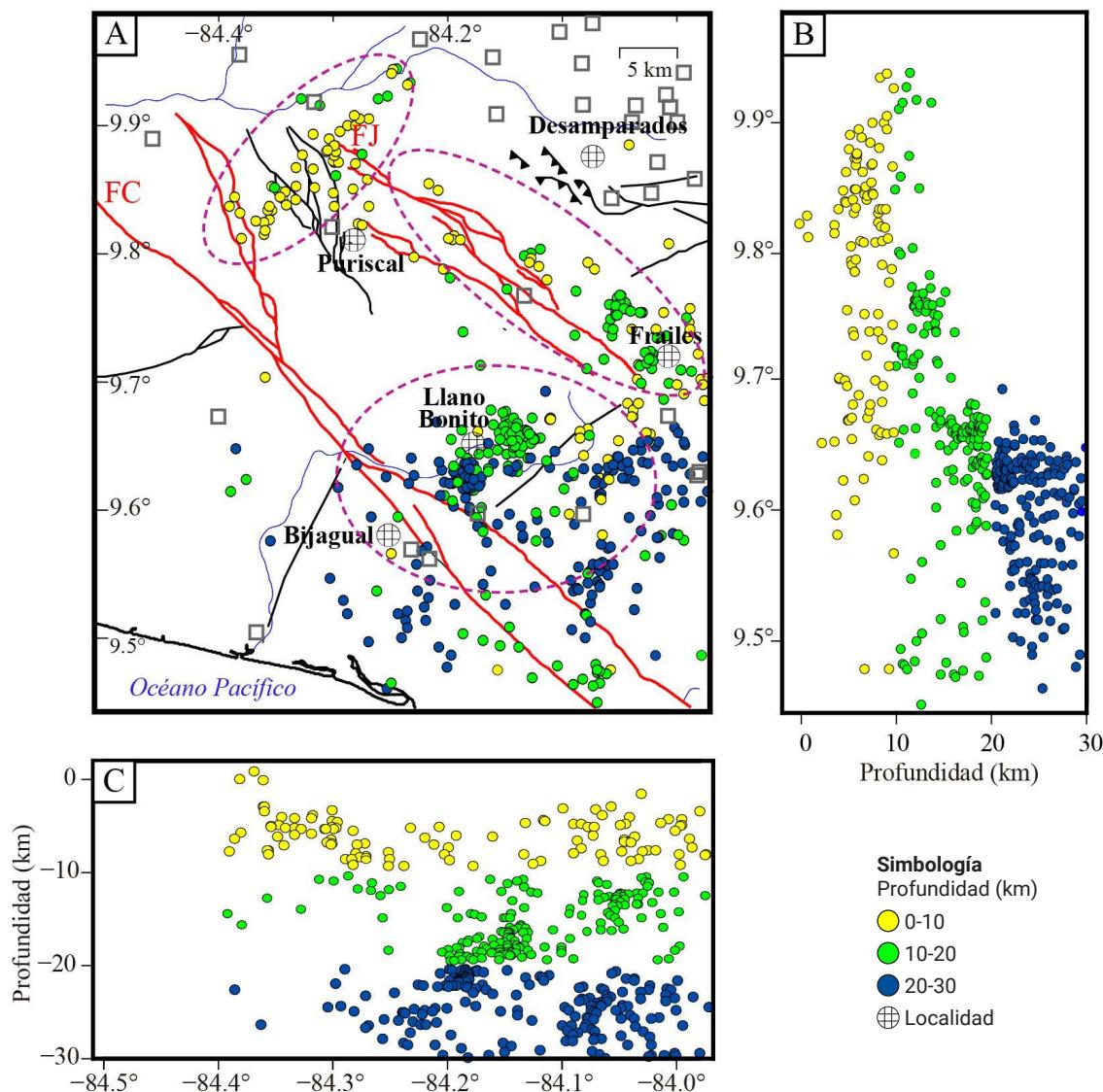


Figura 8. Sismicidad localizada con el programa Hypocenter entre enero del 2011 y agosto del 2020. A) Mapa epicentral con indicación de la profundidad de acuerdo con el color señalado. Las estaciones sismológicas están representadas como cuadros grises. Se rotulan las fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC). Las líneas discontinuas engloban las tres zonas de sismicidad descritas en el texto. B) Perfil de hipocentros con dirección norte-sur. C) Perfil de hipocentros con dirección este-oeste.

de agosto del 2014 (Mw 4.9), el 5 de julio del 2020 (Mw 4.8) y el 27 de julio del 2018 (Mw 4.5; Tabla 1). Con respecto a la magnitud, la mayoría de los sismos (464) tuvieron una Mw menor a 3.4 y solo 21 una Mw entre 3.5 y 4.9. Por profundidad, la mayoría (40% del total) de los hipocentros se ubicaron en un rango entre 18 y 25 km y luego entre 5 y 12 km (30% del total), mostrando dos zonas sismogénicas dentro de la corteza a esas profundidades (Figura 8).

Geográficamente, los sismos localizados se distribuyen espacialmente en tres sectores (Figura 8A) que no corresponden exactamente con la ubicación de las tres secuencias sísmicas mencionadas. Esos sectores son al noroeste de Puriscal, al oeste de Frailes y entre los poblados de Llano Bonito y Bijagual. La tendencia general de los epicentros cercanos a la localidad de Puriscal es noreste-suroeste, no obstante, en la geomorfología no se observó lineamientos con esa orientación en ese sector. Aunque la localización general de estos epicentros no coincide con el rumbo general de los sistemas de fallas Picagres y Zapote (Figuras 2 y 8A), no se descarta que parte de esta sismicidad haya sido originada por esas fallas o en fallas ciegas de rumbo noreste-suroeste. La sismicidad de esta zona se caracteriza también por ser muy superficial, con profundidades usualmente menores a 10 km (Figura 8A) y con un promedio de 8 km.

La sismicidad en las proximidades de Frailes tiene una tendencia general noreste-sureste (Figura 8A). Estos epicentros coinciden o discurren de forma paralela al sistema de falla Jaris, por lo que proponemos que esta sismicidad está principalmente asociada con ese fallamiento. Cerca de la localidad de Frailes, los epicentros se localizan entre 0 y 5 km al noreste de las trazas de las fallas, lo que sugiere que el fallamiento se inclina en esa dirección coincidiendo también con la inclinación de los planos nodales de los mecanismos focales indicados en la siguiente sección. Los hipocentros a lo largo del sistema de fallas Jaris se encuentran entre 5 y 15 km de profundidad y son en general más profundos (promedio 12 km) que los de la zona de Puriscal.

Finalmente, en el sector de Llano Bonito y Bijagual, la sismicidad se concentra en una zona de 15 por 20 km, sin una tendencia particular (Figura 8A). Es aquí donde se localizaron la mayor cantidad de sismos de este estudio (120 eventos). En este sector coexisten las fallas del sistema Candelaria y Delicias (Montero *et al.*, 1998; Figuras 2 y 8A) por lo que la sismicidad podría ser atribuida a ambos sistemas. Esta zona contiene los sismos más profundos, con hipocentros usualmente entre 10 y 30 km, para un promedio de 20 km. En esta zona además los sismos con hipocentros menores a 10 km son muy escasos.

Una observación relevante es la ausencia de sismicidad en una zona de unos 35 km a lo largo de la mitad norte de la falla Candelaria durante el periodo de tiempo estudiado del 2011 al 2020 (Figura 8A). Por las características de la red de estaciones

de la RSN en el periodo analizado, se descarta que la falta de cobertura sea la causa de este vacío sísmico para ese sector. La ausencia de sismicidad en el norte de la falla Candelaria durante este periodo de tiempo podría significar que este sector presenta un deslizamiento asísmico, o bien, que se encuentra en un momento del ciclo sísmico en el que no está ocurriendo sismicidad luego de haber presentado sismicidad en décadas previas. Montero y Rojas (2014) sugieren que algunos sismos durante la secuencia de Puriscal de 1990 pudieron haber sido originados en la falla Candelaria, no obstante, la calidad de las localizaciones en esa época no era óptima y esa sismicidad podría estar asociada con otros sistemas de fallas cercanas.

Los perfiles de la sismicidad (Figuras 8B y 8C) permiten visualizar claramente que el sector norte del área estudiada (al norte de latitud 9.7°) no posee hipocentros con profundidades mayores a 12 km, sino que los sismos son muy superficiales, entre 3 y 12 km (Figura 8B). Por otro lado, la zona al sur de latitud 9.7° posee una menor cantidad de sismicidad superficial y la mayoría de los hipocentros ocurren en un rango entre 15 y 30 km. Este patrón observado en la sismicidad en profundidad podría significar que las fallas en el sector sur cortan partes más profundas de la corteza, en comparación con el sector norte, en donde las fallas podrían ser más someras.

Sismicidad histórica y mecanismos focales

En la vecindad de las fallas Jaris y Candelaria han ocurrido cinco sismos con reportes de daños en las localidades de la zona de estudio (Tabla 2; Figura 9): el sismo de Los Santos del 26 de febrero de 1989 (Mw 5.4; Barquero *et al.*, 1989), el sismo de Puriscal del 30 de junio de 1990 (Mw 5.5; Barquero y Boschini, 1991), el Terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre 1990 (Mw 6.0; Montero y Rojas, 2014), el sismo de Frailes del 9 de agosto de 1991 (Mw 5.2; Barquero *et al.*, 1991) y el Terremoto de Damas del 20 de noviembre del 2004, (Mw 6.4; Pacheco *et al.*, 2006).

Los mecanismos focales para los cuatro eventos de 1989-1991 (Tabla 2; Figura 9) corresponden con fallas de desplazamiento de rumbo puro, mientras que el del terremoto de Damas del 2004 es oblicuo con una componente normal (Pacheco *et al.*, 2006). Tomando en cuenta su mecanismo focal y la ubicación de los sismos con respecto de las fallas cartografiadas, se ha asociado el sismo de Puriscal de 1990 con la falla Purires (Montero y Rojas, 2014), el terremoto de Piedras Negras con la falla Picagres y el sismo de Frailes de 1991 con la falla Navarro (Montero *et al.*, 2016). El sismo de Los Santos de 1989 no ha sido determinado claramente en la literatura (*e.g.*, Barquero *et al.*, 1989; Montero, 2001; Campos-Durán *et al.*, 2021), no obstante, el epicentro relocalizado con los registros de la RSN se ubica 5 km al noreste

Tabla 2. Mecanismos focales usados en esta investigación. Las localizaciones de todos los sismos fueron determinadas en esta investigación. Los mecanismos focales de los sismos de los años 1989-1991 se tomaron del catálogo del NEIC (USGS, s.f.) y el terremoto del 2004 de Pacheco *et al.* (2006). El resto de mecanismos, numerados del 1 al 15, fueron determinados en este trabajo. Se resalta en negrita el plano nodal seleccionado como origen del sismo cuando pudo ser determinado.

| Identificador | Fecha | Hora UTC | Lat. (°) | Long. (°) | Prof. (km) | Mw | Rumbo 1 (°) | Buz. 1 (°) | Rake 1 (°) | Rumbo 2 (°) | Buz. 2 (°) | Rake 2 (°) |
|---------------|------------|----------|----------|-----------|------------|-----|-------------|------------|------------|-------------|------------|-------------|
| Santos | 1989/02/26 | 12:21 | 9.67 | -84.18 | 15.7 | 5.4 | 251 | 80 | 6 | 160 | 84 | 170 |
| Puriscal | 1990/06/30 | 14:51 | 9.88 | -84.39 | 20.1 | 5.5 | 61 | 69 | -26 | 161 | 66 | -157 |
| P.Negras | 1990/12/22 | 17:27 | 9.89 | -84.33 | 5.8 | 6.0 | 57 | 89 | -23 | 147 | 67 | -179 |
| Frailes | 1991/08/09 | 9:33 | 9.77 | -84.05 | 5.1 | 5.2 | 158 | 90 | -180 | 68 | 90 | 0 |
| Damas | 2004/20/11 | 8:07 | 9.53 | -84.21 | 23.3 | 6.4 | 208 | 44 | -18 | 311 | 78 | -133 |
| 1 | 2014/08/07 | 8:50 | 9.66 | -84.21 | 21.1 | 4.9 | 209 | 41 | -40 | 332 | 64 | -124 |
| 2 | 2015/02/04 | 8:10 | 9.70 | -84.18 | 15 | 3.6 | 277 | 38 | -46 | 357 | 63 | -118 |
| 3 | 2015/04/30 | 8:50 | 9.66 | -84.21 | 19.2 | 3.4 | 230 | 33 | -23 | 341 | 77 | -121 |
| 4 | 2015/10/02 | 10:41 | 9.85 | -84.37 | 3 | 3.9 | 55 | 90 | 10 | 325 | 80 | -180 |
| 5 | 2015/12/16 | 21:01 | 9.69 | -84.05 | 22.1 | 3.4 | 247 | 44 | -21 | 353 | 75 | -132 |
| 6 | 2016/01/12 | 8:15 | 9.59 | -84.11 | 21.9 | 3.8 | 198 | 36 | -13 | 299 | 82 | -125 |
| 7 | 2016/07/27 | 10:50 | 9.67 | -84.39 | 22.2 | 4.2 | 66 | 71 | -23 | 164 | 67 | -159 |
| 8 | 2018/04/16 | 7:47 | 9.69 | -84.17 | 14.5 | 3.3 | 226 | 69 | -12 | 320 | 78 | -158 |
| 9 | 2018/07/27 | 15:33 | 9.78 | -84.09 | 12.5 | 3.9 | 233 | 77 | -15 | 326 | 74 | -167 |
| 10 | 2018/07/27 | 17:50 | 9.79 | -84.10 | 12.5 | 4.5 | 237 | 85 | -16 | 328 | 76 | -175 |
| 11 | 2018/09/04 | 15:53 | 9.78 | -84.09 | 12.3 | 3.4 | 237 | 76 | -26 | 334 | 64 | -164 |
| 12 | 2019/09/04 | 6:22 | 9.69 | -84.18 | 15 | 3.7 | 233 | 53 | 16 | 133 | 77 | 141 |
| 13 | 2020/03/29 | 5:19 | 9.87 | -84.30 | 9.6 | 3.2 | 218 | 75 | 1 | 128 | 88 | 165 |
| 14 | 2020/07/05 | 9:39 | 9.86 | -84.39 | 7.1 | 4.8 | 233 | 83 | -28 | 327 | 61 | -171 |
| 15 | 2020/07/12 | 22:24 | 9.75 | -84.07 | 10.1 | 3.4 | 83 | 65 | 38 | 334 | 56 | -149 |

de la falla Candelaria y 1 km al noroeste de la falla Delicias, por lo que no se descarta que esté asociado con alguna de estas estructuras. Finalmente, el origen del terremoto de Damas del 2004 no se ha establecido en una falla particular en la literatura y se detallará más adelante en este trabajo.

De los sismos localizados en el periodo 2011-2020, se calcularon 15 mecanismos focales de alta calidad (Figura 9; Tabla 2). Se obtuvieron 10 soluciones de desplazamiento de rumbo puro (Figura 9, color gris) y de estas, cuatro corresponden con sismos ubicados al noreste de la traza de la falla Jaris (números 9, 10, 11 y 15) por lo que se considera que se originaron en ese sistema. Además, el plano nodal con rumbo noroeste-sureste de tipo dextral, coincide para estos casos con la falla Jaris (Tabla 2). El sismo del 27 de julio del 2018 (Tabla 2 y Figura 9, número 10), que corresponde con el tercer sismo de mayor magnitud (4.5 Mw) analizado en este trabajo, también fue estudiado por Campos-Durán *et al.* (2021) quienes determinaron el tensor de momento del centroide (CMT), usando estaciones de la red sismográfica de la Universidad Nacional de Costa Rica (UNA).

Nuestros resultados para ese mecanismo focal coinciden con dicho estudio y con la interpretación de que el plano nodal más favorable para el origen del sismo es el de rumbo noroeste-sureste de tipo dextral y con alto ángulo de inclinación (76°). No obstante, en la zona exacta del epicentro no se encontraron evidencias geomorfológicas de una traza de falla, pero al encontrarse esta sismicidad a sólo 3 km de la falla Jaris-Monterrey, sugerimos que está asociado con dicho sistema de fallas, ya que coincide con su orientación y tipo de movimiento.

Para otros tres mecanismos focales de desplazamiento de rumbo (números 4, 13 y 14), también se prefiere el plano nodal noroeste-sureste de tipo dextral para explicar el origen del sismo. Uno de estos eventos tiene su epicentro al noreste de Puriscal (Figura 9, número 13) cerca de la falla Picagres y del terremoto de Piedras Negras (Montero y Rojas, 2014; Figuras 3 y 9) por lo que se considera originado en esa falla. Otros dos eventos (Figura 9, números 4 y 14) se localizan al noroeste de la falla Purires y cerca del epicentro del sismo de Puriscal de 1990 (Montero y Rojas, 2014; Figuras 3 y 9). Ambos casos se asocian con la

falla Purires y uno de estos, el sismo del 5 de julio del 2020, es el segundo en magnitud (4.8 Mw) analizado en este estudio.

Por su ubicación epicentral, tres sismos con mecanismos focales de desplazamiento de rumbo podrían corresponder con eventos originados en el plano nodal noreste-suroeste de tipo sinestral y relacionarse con fallas no estudiadas en esta investigación (Figura 3), como las fallas Tulín (Figura 9, número 7) y Delicias (Figura 9, números 8 y 12).

Cuatro sismos con mecanismo focal de falla normal con componente de rumbo (Figura 9, números 1, 2, 3 y 5) se sitúan

en el conjunto de sismos entre las fallas Jaris y Candelaria. Estos sismos tienen hipocentros con profundidad de entre 15 y 21 km y cada uno posee dos opciones de planos nodales: uno con rumbo noreste-suroeste y otro nornoroeste-sureste (rumbos 1 y 2 en Tabla 2). Uno de estos sismos, ocurrido el 7 de agosto del 2014 (Tabla 1, Figura 9, número 1), corresponde con el sismo de mayor magnitud de esta investigación (Mw 4.9). El mecanismo focal determinado para este evento coincide con el presentado por Campos-Durán *et al.* (2021), quienes no lo asocian con una falla en específico. Aunque existe cierta tendencia

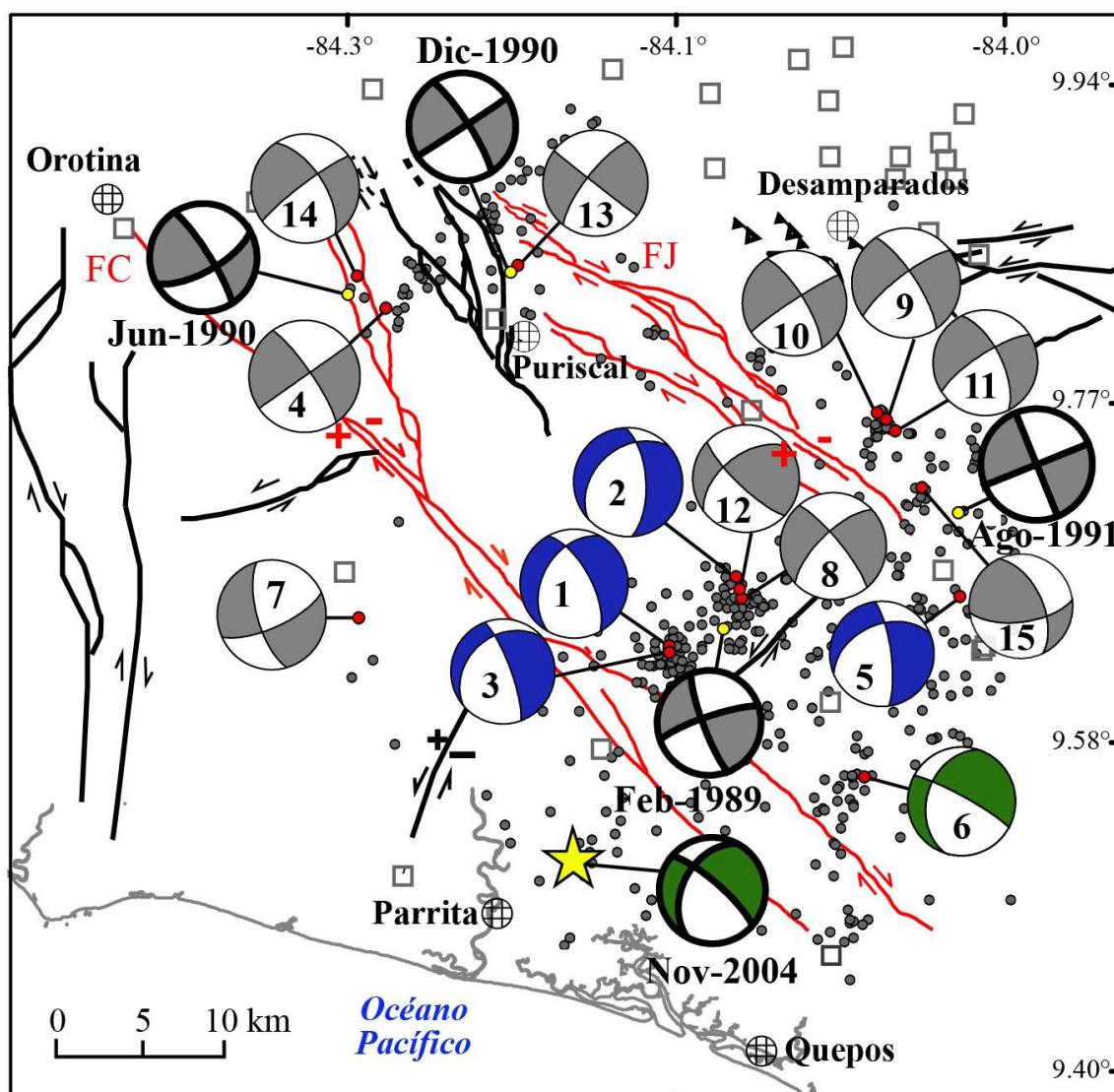


Figura 9. Relación entre el fallamiento propuesto en esta investigación (líneas rojas) y otras fallas (líneas negras, Rodríguez, 2017) con los mecanismos focales. Los círculos amarillos corresponden con los sismos históricos (Tabla 2). El resto de los círculos son los eventos localizados con el programa Hypocenter, resaltando en rojo los eventos a los que se les calculó un mecanismo focal y cuyos números están referidos en el Tabla 2. Los mecanismos focales están coloreados según el tipo de falla: gris para desplazamiento de rumbo puro, azul para falla normal y verde para oblicua con un plano dextral-normal. Los mecanismos focales señalados con un borde de mayor grosor y con indicación de la fecha corresponden con los sismos históricos (Tabla 2). La estrella señala el epicentro del terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) relocalizada en este trabajo. Las estaciones sismológicas están representadas como cuadros grises.

noreste-sureste en la sismicidad localizada en ese sector, la falta de lineamientos geomorfológicos con evidencias de fallamiento normal no permite determinar un plano nodal favorito para explicar el origen de estos sismos que también podrían haberse generado en fallas ciegas.

Finalmente, se calculó un mecanismo focal oblicuo (Figura 9, número 6), con un plano nodal de rumbo noroeste-sureste de tipo dextral-normal y un plano nodal de rumbo noreste-suroeste de tipo sinestral. El epicentro de este sismo se ubica a 3 y 10 km al noreste de las trazas de los segmentos Carmen y Cañas, respectivamente. El primer plano nodal coincide con el rumbo de las trazas de ambos segmentos por lo que se podría asociar con alguna de estas fallas o con una falla ciega paralela. Este sismo posee un mecanismo focal muy similar al del terremoto de Damas del 2004 (Figura 9) y además ocurrió a una profundidad de 22 km, similar a la de dicho terremoto (23 km).

Grado de actividad del fallamiento y potencial sísmico

Con base en la integración del estudio geomorfológico, geológico y de sismicidad y los hallazgos de referencias previas, se propone el grado de actividad de cada uno de los segmentos de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria (Tabla 2). Para el sistema Jaris se estima que ocho de los nueve segmentos son fallas activas, por considerarse que existe suficiente evidencia geomorfológica y sismicidad sobre o muy cerca de cada uno de estos segmentos. Las fallas tienen longitudes de entre 5.8 km (Palma) y 15.5 (Bajos de Jorco), lo que implica un potencial sísmico con Mw de entre 6.0 y 6.5. La ruptura total de extremo a extremo en el sistema de falla Jaris (~35 km), implicaría un terremoto de Mw 6.9.

Para el sistema Candelaria se considera que cuatro de los seis segmentos son fallas activas. Los segmentos Túfares y Bajo Pérez, aunque poseen una expresión geomorfológica prominente, no presentaron sismicidad durante el periodo observado. Las fallas del sistema Candelaria tienen longitudes de entre 12 km (Bajo Pérez) y 45 km (Túfares), por lo que el potencial sísmico podría variar entre Mw 6.4 y 7.0. Una ruptura total del sistema de fallas de extremo a extremo (~65 km) significaría un terremoto de Mw 7.2.

Discusión

¿Es la falla Candelaria el origen del terremoto de Damas del 2004?

Usualmente, los sismos destructivos con $Mw > 6.0$ en la zona del Pacífico Central de Costa Rica se originan en la zona

sismogénica interplacas debido a la subducción de la placa Coco. No obstante, el 20 de noviembre del 2004 ocurrió un terremoto de $Mw 6.4$ con un origen distinto, dentro de la corteza de la placa superior (Figuras 9 y 10, estrella amarilla). Este evento, conocido como el terremoto de Damas de Parrita, causó ocho muertes y daños considerables en la zona epicentral, en donde alcanzó la intensidad de VII en la escala Mercalli Modificada (Barquero y Rojas, 2004).

Tres estudios diferentes sobre este sismo (Barquero y Rojas, 2004; Pacheco *et al.*, 2006; Quintero *et al.*, 2019) coinciden en que el origen del terremoto fue en una falla cortical, pero ninguno lo asocian directamente con estructuras reconocibles en la superficie. Según Barquero y Rojas (2004), el origen se relacionó con una falla en la parte profunda de la corteza que tendría una dirección norte-sur y un ángulo de inclinación de 45° al oeste, no obstante, esta interpretación se basó meramente en la distribución de los hipocentros.

Pacheco *et al.* (2006) coinciden en que este terremoto ocurrió en la corteza inferior. El mecanismo focal estimado por estos autores tiene un plano nodal con rumbo noreste de tipo sinestral y otro de rumbo noroeste de tipo dextral (Tabla 2; Figura 9), los cuales son similares a los calculados por el NEIC (rumbo 204, inclinación 49 y rake -16 del plano 1 y rumbo 305, inclinación 78 y rake -138 del plano 2). A pesar de esto, los autores no distinguen cuál de los dos planos nodales describe mejor el origen del terremoto. Por su parte, Quintero *et al.* (2019) sí establecen una preferencia con base en la distribución de las réplicas y atribuyen el origen de este sismo a una falla con un rumbo nornoroeste-sursureste y con un ángulo de buzamiento de 77° hacia el noreste.

La relocalización de la secuencia del terremoto de Damas registrada por la RSN y realizada como parte de esta investigación (Figura 10), muestra una distribución muy similar a la de Pacheco *et al.* (2006) y Quintero *et al.* (2019). Los epicentros se encuentran distribuidos en una zona con forma casi rectangular, con dimensiones 12 por 15 km, que tiende a ser más alargada en el sentido noreste-sureste y que colinda con las trazas del sistema de falla Candelaria (Figura 10B). Los hipocentros en su mayoría tienen profundidades entre 15 y 25 km, pero también existe sismicidad más somera hasta la superficie. En un perfil transversal a la falla Candelaria (Figura 10A), los hipocentros muestran una tendencia general que se inclina $\sim 80^\circ$ hacia el noreste (Figuras 10C y 10D).

Arroyo *et al.* (2014) realizaron un estudio de tomografía con sismos locales en la zona del Pacífico Central. La superposición de la sismicidad relocalizada en la imagen tomográfica muestra que la secuencia del terremoto de Damas ocurre directamente sobre una anomalía de bajas velocidades detectada en ese estudio (Figura 10B). Apoyados en varias herramientas para evaluar la

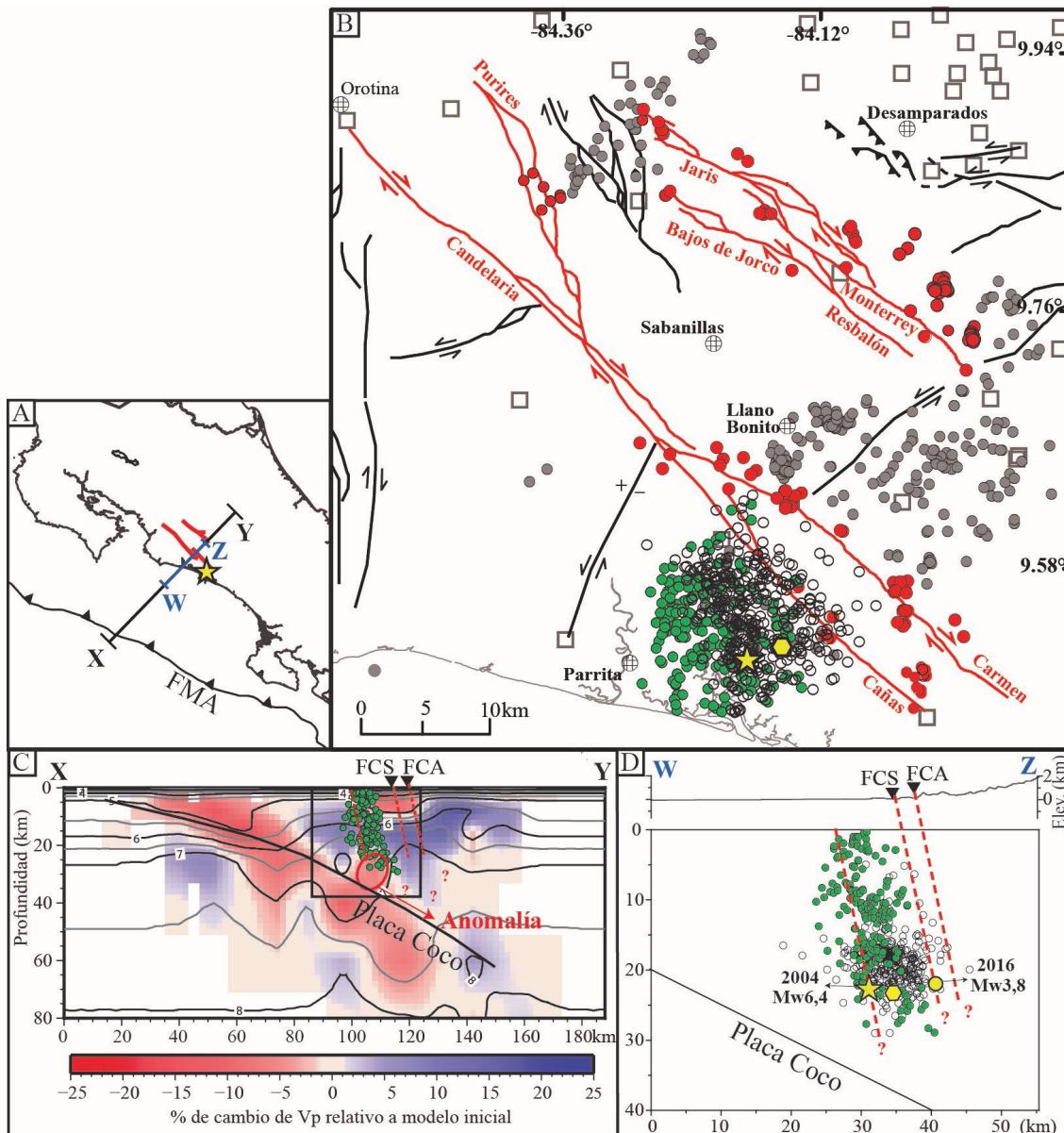


Figura 10. A) Mapa de ubicación de las fallas estudiadas (rojo) con respecto de la fosa Mesoamericana (FMA) y de los perfiles mostrados en esta figura. La estrella amarilla muestra el terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4). B) Mapa de las fallas estudiadas (líneas rojas) y la sismicidad relocalizada con hypoDD. Los círculos rojos son los sismos asociados con las fallas estudiadas y los grises los asociados con otras fallas (líneas negras) y/o con fallas ciegas o aún no descritas. Los círculos vacíos muestran la sismicidad localizada por Pacheco *et al.* (2006) para el terremoto de Damas. Las estaciones sismológicas están representadas como cuadros grises. El epicentro del terremoto de Damas se muestra como una estrella amarilla según este estudio y como un hexágono amarillo según Pacheco *et al.* (2006). C) Perfil tomográfico X-Y tomado de Arroyo *et al.* (2014) en el que se sobreponen la sismicidad relocalizada (círculos verdes) asociada con el terremoto de Damas. El recuadro representa la zona mostrada en la parte D. Las abreviaturas FCS y FCA son para las fallas Cañas y Carmen del sistema Candelaria. Además, se muestra el techo de la placa Coco según Lücke y Arroyo (2015) y una interpretación de las fallas en profundidad (líneas discontinuas) y de la falla ciega que ocasionó el terremoto de Damas. Se señala en rojo la anomalía tomográfica mencionada en el texto. D) Detalle de la zona hipocentral del terremoto de Damas, mostrando la sismicidad de Pacheco *et al.* (2006) como círculos vacíos. Los símbolos son los mismos de la parte C y el epicentro del sismo del 2016 (número 6 en Tabla 2) se muestra como un círculo amarillo.

calidad y la resolución de la tomografía, Arroyo *et al.* (2014) interpretaron dicha anomalía como evidencia de la subducción de un monte submarino. Estos rasgos batimétricos cubren el 40% del piso oceánico del Pacífico Central, siendo los más notables el Levantamiento de Fisher y el Plateau de Quepos (Figuras 1; von Huene *et al.*, 2000).

Del perfil tomográfico (Figura 10B) se puede interpretar que la secuencia de Damas ocurre totalmente en la placa superior, en una falla que parece cortar la totalidad de la corteza, desde la zona sismogénica interplacas hasta la superficie. Siguiendo la interpretación de que la anomalía de velocidades corresponde con un monte submarino subducido, ubicado inmediatamente debajo de la sismicidad, inferimos que la rugosidad del piso oceánico que se subduce tiene un impacto profuso en la deformación de la placa superior en el antearco, propiciando el fallamiento desde la parte inferior de la corteza. La deformación producida en el antearco interno por la presencia de montes submarinos en la zona interplacas ha sido ampliamente documentada en varios estudios neotectónicos (Gardner *et al.*, 2001; Sak *et al.*, 2009; Morell, 2016).

Una comparación entre la sismicidad de la RSN relocalizada en este estudio y la de Pacheco *et al.* (2006) muestra que la mayor parte de la sismicidad coincide geográficamente. La localización del sismo principal es en ambos casos muy similar, con un epicentro a profundidad de ~23 km y con un epicentro a una distancia de 2 km el uno del otro (Figura 10B). Al igual que nuestros resultados, el estudio de Pacheco *et al.* (2006) muestra que la mayoría de los hipocentros se ubican entre 15 y 25 km de profundidad, pero la sismicidad registrada por la RSN contiene más eventos someros.

La distribución de las réplicas relocalizadas muestra una tendencia de rumbo noroeste-sureste y un ángulo de inclinación casi vertical que concuerda con uno de los planos nodales determinados tanto por Pacheco *et al.* (2006) como por el NEIC (United States Geological Survey [USGS], s.f.). Por otro lado, las réplicas no coinciden con el otro plano nodal de rumbo noreste-suroeste y de solo 44° de inclinación, por lo que ese plano nodal se descarta como posible origen del terremoto. El plano nodal que sí coincide con la distribución de las réplicas también es consistente con el rumbo noroeste-sureste y el sentido de movimiento dextral-normal del sistema de fallas Candelaria.

La falla reconocida en superficie más próxima a la secuencia de Damas del 2004 es la falla Candelaria, la cual es justamente una de las fallas más largas (65 km) y de expresión más prominente en el Pacífico Central. El epicentro del sismo principal relocalizado en este estudio se ubica 6 km al suroeste del segmento Cañas, mientras que el resultado de Pacheco *et al.* (2006) a sólo 4 km. La zona de réplicas cubre un área ubicada entre 1 y 12 km al suroeste de la traza de la falla mencionada (Figura

10B). Debido a que los errores promedio estimados en nuestras localizaciones (1.6 km en latitud, 3.0 km en longitud y 4.9 km en profundidad) son menores a esas distancias, no se puede concluir con los datos actuales que el terremoto haya ocurrido en uno de los segmentos de falla del sistema Candelaria que tienen expresión superficial. Sin embargo, la proximidad geográfica entre el epicentro y la falla más larga y prominente de la zona nos permite sugerir que sí existe conexión entre este sistema de fallas y el terremoto de Damas.

Tal y como se ha descrito en secciones anteriores, los sistemas de fallas en esta zona del antearco están compuestos por una serie de trazas paralelas, con el mismo sentido de movimiento, separadas a pocos kilómetros unas de las otras. De manera análoga, proponemos entonces que existen otros segmentos del sistema de falla Candelaria que no tienen expresión superficial y que ocasionaron la sismicidad del 2004 (Figura 10D). De ser así, el sistema de falla Candelaria tendría un segmento ciego y paralelo al denominado Cañas, pero ubicado ligeramente al suroeste, que ocasionó la ruptura del terremoto del 2004 (Figura 10D). Esta sería una manera de explicar por qué la distribución de las réplicas y el mecanismo focal sí coinciden con la geometría y sentido de movimiento de la falla Candelaria, aunque la secuencia no está ubicada exactamente en la traza de las fallas reconocidas.

Significado tectónico

El rasgo tectónico más importante del sector Pacífico de Costa Rica es la subducción de la placa Coco junto con la cordillera submarina del mismo nombre (Figura 1). Se ha estimado que la corteza engrosada de la cordillera submarina Coco arribó a la fossa Mesoamericana entre el Plioceno Superior (Morell, 2015) y el Pleistoceno Inferior (Vannucchi *et al.*, 2013). La subducción de esta corteza engrosada bajo el sureste de Costa Rica ha sido ampliamente citada para explicar las peculiaridades que posee el istmo centroamericano en ese sector, como el rápido levantamiento de la cordillera de Talamanca y el cese del volcanismo durante el Pleistoceno (*e.g.*, Gräfe *et al.*, 2002; MacMillan Gans y Alvarado, 2004).

La deformación en las placas superiores también ha sido explicada en términos de la subducción de la cordillera submarina Coco por su papel de indentador tectónico. Por ejemplo, se ha explicado que el origen del CDCCR tiene relación con la indentación de la cordillera Coco (Montero, 1994; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001). En forma similar, el escape tectónico hacia el noroeste del Bloque Antearco Centroamericano con una velocidad de 11 mm/año (Feng *et al.*, 2012; Figura 1) también ha sido atribuido a la indentación. Incluso el arreglo de fallas neotectónicas de la península de Nicoya se ha explicado como parte de ese mismo proceso (Montero *et al.*, 2017).

Un ejemplo clásico de indentación a nivel global, es la colisión/subducción entre la India y el continente asiático (Figura 11A). En esta zona del planeta ocurrió la migración de la India desde finales del Cretácico aproximándose hacia Asia (Molnar y Tapponnier, 1975), de forma que los fragmentos de corteza oceánica que tenía por delante eran subducidos y se generó un arco volcánico continental. Finalmente, las dos masas continentales chocaron durante el Mioceno por lo que la subducción cesó, finalizó la actividad volcánica y se formaron las grandes cadenas montañosas del Himalaya (Molnar y Tapponnier, 1975).

Tapponnier *et al.* (1982), mediante experimentos con bloques de plastilina, reprodujeron en el laboratorio ese caso particular de indentación comprobando cómo esta colisión desenlaza en el escape o extrusión de bloques continentales facilitados por grandes fallas, como la falla Sagaing de tipo dextral que transcurre por Myanmar y Tailandia (Figura 11A; Tsutsumi y Sato, 2009) y la falla del Río Rojo, también de tipo dextral, que se extiende por el sureste de China (Figura 11A; Molnar y Tapponnier, 1975; Tapponnier y Molnar, 1977; Shi *et al.*, 2018).

Aunque el caso de indentación del sureste asiático diverge del de Costa Rica en aspectos como las dimensiones del indentador, la magnitud de los desplazamientos y la edad de los procesos, sí se asemeja en el concepto básico de un indentador más rígido aproximándose e interactuando con una zona de subducción. Tal como ya se ha propuesto, la subducción de la corteza engrosada de la cordillera Coco transfiere esfuerzos compresivos a la placa superior que resultan en el escape o extrusión de bloques limitados por fallas (Montero, 1994; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001).

En Costa Rica se han identificado muchas fallas de tipo dextral a lo largo de su territorio. En el arco volcánico de Guanacaste existen, por ejemplo, las fallas Haciendas-Chiripa, Caño Negro y Cote-Arenal (Montero *et al.*, 1998; Camacho, 2015; Montero, 2001; Montero *et al.*, 2017; Figura 2), caracterizadas por un rumbo noroeste-sureste, expresión geomorfológica prominente y sismicidad. Estos sistemas de fallas han sido propuestos como el límite noreste del Bloque Antearco Centroamericano (Montero *et al.*, 2017; Figura 2), que continúa hacia el noroeste a lo largo del margen Pacífico hasta Guatemala a través de Nicaragua y El Salvador (*e.g.*, DeMets, 2001; Corti *et al.*, 2005; Styron *et al.*, 2020). No obstante, el límite sureste del Bloque Antearco Centroamericano, en la parte más cercana al indentador, aún no se encuentra descrito claramente en la literatura.

Las fallas mencionadas de tipo dextral en el arco volcánico de Guanacaste, se ubican a más de 300 km de la zona de contacto entre la cordillera Coco y la fosa Mesoamericana. Como parte del CDCCR, han sido descritas algunas fallas de geometría y dimensiones similares a las mencionadas, pero que se encuentran mucho más cerca de la zona de contacto entre la cordillera

Coco y la fosa Mesoamericana. Algunos ejemplos son (Figura 1; Montero, 2001): las fallas Jaris (ubicada a 210 km), Candelaria (190 km), Atirro-Río Sucio (175 km) y Viejo-Aguas Zarcas (250 km). Estas fallas también se caracterizan por ser de tipo dextral y de gran longitud (35-150 km) y por tener un rumbo noroeste-sureste, una expresión geomorfológica prominente y sismicidad asociada.

Al ser estas fallas dextreales más cercanas a la zona de contacto de la cordillera Coco y la fosa Mesoamericana y poseer geometrías y dimensiones similares a las que limitan el Bloque Antearco Centroamericano, creemos posible que estas estructuras también podrían facilitar el movimiento hacia el noroeste del antearco. En este escenario, el Bloque Antearco Centroamericano se extendería hasta el Pacífico Central de Costa Rica, coexistiendo con la zona del CDCCR en donde, a diferencia del arco volcánico de Guanacaste, existen fallas dextreales más separadas unas de otras en una zona de deformación ancha (100 km).

Desafortunadamente, existen pocas observaciones de GPS en el Pacífico Central de Costa Rica, ya que las redes locales e internacionales se han concentrado históricamente en las penínsulas de Nicoya (Norabuena *et al.* 2004, Feng *et al.*, 2012) y Osa (Perry *et al.*, 2023). Los estudios existentes para toda Costa Rica indican que las velocidades de las placas cabalgantes muestran un patrón de movimiento en abanico alejándose del eje de la cordillera Coco (LaFemina *et al.*, 2009; Álvarez *et al.*, 2019). Específicamente, en el antearco del Pacífico Central, los trabajos de LaFemina *et al.* (2009) y Kobayashi *et al.* (2014) incluyen datos de velocidades horizontales derivadas de solamente cinco estaciones de GPS. De ellas, dos estaciones ubicadas en Quepos y en el promontorio de Herradura (60 km al noroeste de Quepos) muestran velocidades horizontales en el orden de 20 mm/año hacia el noroeste. En contraste, una estación de GPS ubicada 20 km al sureste de Quepos y todas las estaciones de la región sureste de Costa Rica muestran velocidades hacia el noreste. Dado que la estación de GPS de Quepos se encuentra en el límite sur de la falla Candelaria, estos datos coinciden con el inicio del escape tectónico del antearco como se propone en este trabajo. Sin embargo, los datos disponibles son muy escasos como para ser interpretados en detalle y es necesaria una mayor instrumentación para la parte del Pacífico Central para lograr documentar apropiadamente el movimiento del antearco en ese sector.

Inmediatamente al noreste del indentador, la falla activa más prominente reconocida en la literatura es la falla Longitudinal, de tipo inverso (Montero *et al.*, 1998; Figura 1) y que manifiesta el régimen compresivo en la zona más próxima al arribo de la cordillera submarina Coco. Más hacia el este, existe el sistema de fallas Canoas, San Vito y otras fallas dextreales, con rumbo norte-sur (*e.g.*, Arroyo, 2001; Morell *et al.*, 2008; Figura 1), las

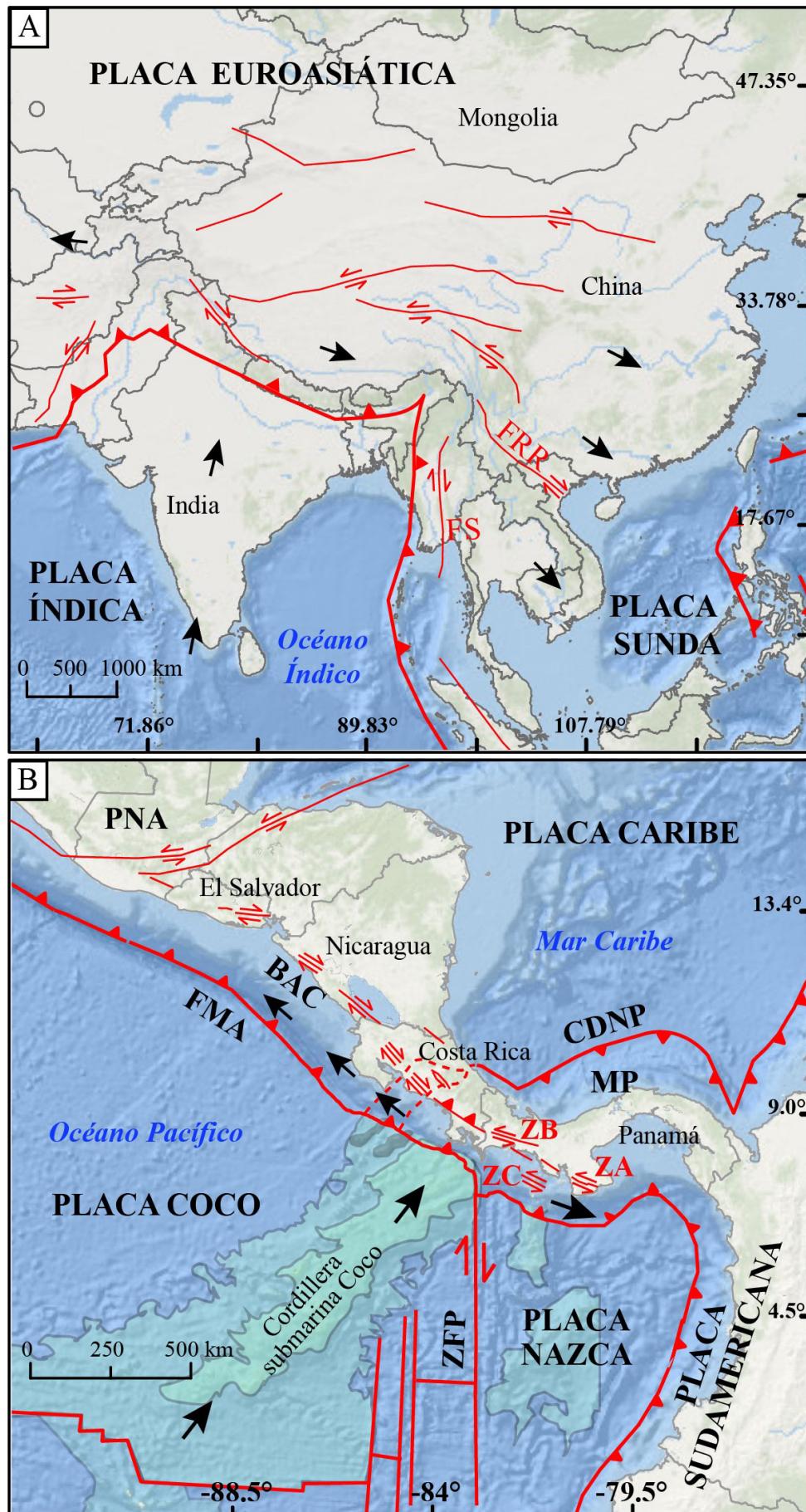


Figura 11. Comparación del contexto tectónico del sureste de Asia y de América Central. Las flechas negras gruesas marcan el sentido de movimiento de los bloques tectónicos. A) Mapa simplificado de la tectónica y grandes fallas en Asia oriental, modificado de Tapponnier *et al.* (1982). Las abreviaturas mostradas son las siguientes: FS: falla Sagaing, FRR: falla Río Rojo. B) Mapa tectónico simplificado de América Central mostrando la extrusión del Bloque Antearco Centroamericano (BAC). La línea roja discontinua es el área aproximada del CDCCR. Las abreviaturas mostradas son las siguientes: CDNP Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FMA fosa Mesoamericana, MP Microplaca de Panamá, PNA Placa Norteamericana, ZA Zona de falla Azuero-Soná, ZB Zona de falla Ballena Celmira, ZC Zona de falla Coiba y ZFP Zona de Fractura de Panamá

cuales han sido explicadas como una respuesta a la subducción de la Zona de Fractura de Panamá (Morell *et al.*, 2008).

Las fallas Jaris y Candelaria estudiadas en este artículo son entonces las fallas dextrales de rumbo noroeste-sureste más cercanas al indentador, y en estas se iniciaría la extrusión del antearco, no obstante, no se descarta que existen otras trazas con orientación similar todavía más cerca del indentador. La gran longitud de la falla Candelaria (65 km) y la sismicidad localizada en su vecindad a profundidades de entre 18 y 25 km, sugieren que esta falla es una estructura regional que podría cortar casi la totalidad de la placa superior y significar que es una de las fallas principales desde donde ocurre el despegue del Bloque Antearco Centroamericano. Las fallas equivalentes del lado panameño, al este del indentador, serían las zonas de falla Ballena-Celmira, Azuero-Soná y Coiba (Cowan *et al.*, 1997, 1998; Styron *et al.*, 2020; Figura 11B), que también poseen un rumbo noroeste-sureste, pero son de tipo sinestral, y facilitan en este sector la extrusión del antearco de Panamá, en una dirección opuesta a la del antearco de Costa Rica (Figura 11B).

Conclusiones

Los sistemas de fallas Jaris y Candelaria están compuestos por segmentos de falla de tipo predominantemente dextral y con componente normal, de rumbo noroeste-sureste y con una expresión geomorfológica prominente. La longitud total de 35 y 65 km para los sistemas de falla Jaris y Candelaria implica un potencial sísmico de Mw 6.9 y 7.2, respectivamente.

Con base en la ubicación de la sismicidad reciente con respecto de las trazas de las fallas, se considera que ocho de los nueve segmentos del sistema Jaris y cuatro de los seis segmentos del sistema Candelaria son fallas activas. La sismicidad localizada cercana al sistema de falla Jaris se caracteriza por ser más superficial (promedio 12 km de profundidad) que la sismicidad en las cercanías de la falla Candelaria (20 km). Además, la mitad noroeste del sistema de falla Candelaria no presentó sismicidad durante el periodo analizado entre el 2011 y 2020.

Existe sismicidad entre los sistemas de fallas Jaris y Candelaria que podría asociarse con fallas sinestrales de rumbo noreste-sureste, como la Tulín o Delicias y/o con fallas ciegas o no descritas aún en la literatura. Además, existe sismicidad en el sector de Llano Bonito y Bijagual, con profundidades entre 15 y 20 km y con mecanismos focales de tipo normal, que no fue posible correlacionar con fallas específicas con los datos recopilados.

La falla reconocida en superficie más próxima al terremoto de Damas del 2004 (Mw 6.4) es la falla Candelaria. La distribución de las réplicas relocalizadas y la solución del mecanismo focal

del terremoto son consistentes con un origen en un plano de falla con rumbo noroeste-sureste y con sentido de movimiento dextral-normal, similar al de la falla Candelaria. Este aspecto, junto con la proximidad geográfica (5 km) entre el hipocentro y las trazas de las fallas, nos permite concluir que el terremoto de Damas ocurrió en un segmento ciego y paralelo al segmento denominado Cañas, pero ubicado ligeramente al suroeste de las fallas con expresión superficial.

La gran longitud de la falla Candelaria (65 km) y la sismicidad localizada en su vecindad a profundidades de entre 18 y 25 km, sugieren que esta falla es una estructura regional que podría cortar la totalidad de la placa superior. Proponemos que las fallas Jaris y Candelaria, al poseer geometrías y dimensiones similares a las que limitan el Bloque Antearco Centroamericano en la cordillera de Guanacaste, facilitan el movimiento hacia el noroeste del antearco desde una zona más cercana al indentador (cordillera submarina Coco). En este escenario, el Bloque Antearco Centroamericano se extendería hasta el Pacífico Central de Costa Rica, coexistiendo con la zona del CDCCR.

Agradecimientos

Este artículo resulta de los proyectos 830-C3-073 “Replanteamiento de los límites de las placas cabalgantes en Costa Rica y posibles efectos de su sismicidad asociada en las edificaciones” y 113-B5-704 “Vigilancia sísmica de Costa Rica”, adscritos al programa de investigación 113-B9-911 “Red Sismológica Nacional” de la UCR. Además, ha sido posible gracias al financiamiento que la RSN recibe a través de la Ley Nacional de Emergencias N° 8488. Agradecemos al personal de la UCR y del ICE que permitió mantener la red de estaciones, especialmente a Jean Paul Calvo y también a tres revisores anónimos, cuyos aportes mejoraron significativamente el manuscrito. Finalmente, agradecemos al Dr. Javier Pacheco del Ovsicori-UNA por proveer las localizaciones de los sismos del artículo Pacheco *et al.* (2006).

Referencias

- Álvarez-Gómez, J. A., Staller Vázquez, A., Martínez-Díaz, J. J., Canora, C., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., and Béjar-Pizarro, M. (2019). Push-pull driving of the Central America Forearc in the context of the Cocos-Caribbean-North America triple junction. *Scientific Reports*, 9, 11164. doi: <https://doi.org/10.1038/S41598-019-47617-3>
- Arias, O., y Denyer, P. (1990a). Mapa geológico de la hoja Caraigres. - Escala 1:50 000. Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1990b). Mapa geológico de la hoja Río Grande. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1991a). Estructura geológica de la región com-

- prendida en las hojas topográficas Abra, Caraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61-74.
- Arias, O., y Denyer, P. (1991b). Aspectos neotectónicos y geológicos de Puriscal y alrededores, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 83-95.
- Arroyo, I. G. (2001). Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del Proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Arroyo, I., Husen, S., and Flueh, E. R. (2014). The seismogenic zone in the Central Costa Rican Pacific margin: high-quality hypocentres from an amphibious network. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1747-1764. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0955-8>
- Barquero, R., y Boschini, I. (1991). La crisis sísmica del golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990. [Informe Interno]. Red Sismológica Nacional, 163 págs.
- Barquero, R., y Rojas, W. (2004). *Terremoto de Damas (Quepos) del 20 de noviembre del 2004*. Informe sismológico. Instituto Costarricense de Electricidad y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica.
- Barquero, R., Rojas, W., y Climent, A. (1989). *El temblor del 26 de febrero de 1989: Informe sismológico y análisis preliminar de acelerogramas de la presa San Miguel*. [Informe Interno]. Instituto Costarricense de Electricidad. 18 págs.
- Barquero, R., Rojas, W., Climent, A y Montero, W. (1991). *El temblor el 9 de agosto de 1991, Costa Rica. Informe Sismológico, Oficina de Sismología y Vulcanología*, [Informe Interno]. Instituto Costarricense de Electricidad, San José 7 págs.
- Camacho, J. (2015). *Caracterización geofísica y neotectónica de la falla Cote-Arenal*, Costa Rica. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Campos-Durán, D., Quintero-Quintero, R., y Segura-Torres, J. (2021). Sismo de San Gabriel, 27 de julio de 2018 (Ml 4,6): análisis de los parámetros de la fuente sísmica y del contexto sísmico de la región suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Boletín de Geología*, 43(3), 165-178. doi: <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021008>
- Castillo, R. (1969). *Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica*. Mapa 1: 50 000. Informe MEIC [Informe Interno]. 40 pág.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., and García, M. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33 (12): 989-992. doi: <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Cowan, H., Montero, W., Salazar, G., Tapia, A., Alvarado, G., and Arias, R. (1997). Active faulting at the Cocos-Nazca-Caribbean Triple Junction, Southern Costa Rica, and Western Panama. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 29(6), A-442.
- Cowan, H., Machette, M. N., Haller, K. M., and Dart, R. L. (1998). Map and database of Quaternary faults and folds in Panama and its offshore regions (Open-File Report 98-779). U.S. Geological Survey. url: <https://pubs.usgs.gov/of/1998/ofr-98-0779/ofr98-779.pdf>
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications or slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043–4046, doi: <https://doi.org/10.1029/2001GL013518>
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Journal Geophysical Research Letters*, 1, 2191-2194. doi: <https://doi.org/10.1029/94gl02118>
- Denyer, P., y Arias, O. (1990). Geología de la hoja Abra. - Escala 1: 50 000, Instituto Geográfico Nacional, San José.
- Denyer, P., y Arias, O. (1991a). Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Caraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61-74.
- Denyer, P., y Arias, O. (1991b). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1-59.
- Denyer, P., Aguilar, T., y Alvarado, G. (2003). Geología y estratigrafía de la Hoja Barranca, Costa Rica. San José, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 29, 105-125.
- Dondoli, C. y Chaves, R., (1968). Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central-Escala 1: 150 000, IGN, San José.
- Fallas, C. (2022). *Sismotectónica de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- Feng, L., Newman, A. V., Protti, M., González, V., Jiang, Y., and Dixon, T. H. (2012). Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: Interseismic megathrust coupling. *Journal of Geophysical Research*, 117, B06407. doi: <https://doi.org/10.1029/2012JB009230>
- Fernández, M. y Pacheco, J. (1998). Sismotectónica de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 21, 5-23.
- Gardner, T. W., Marshall, J., Merrits, D., Bee, B., Burgette, R., Burton, D., Cooke, J., Kehrwals, N., Protti, M., Fisher, D. M., and Sak, P. (2001). Holocene forearc block rotation in response to seamount subduction, southeastern Peninsula de Nicoya, Costa Rica. *Geology*, 29(2), 151-154.
- Gräfe, K., Frisch, W., Villa, I. M., and Meschede, M. (2002). Geodynamic evolution of Southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, 348, 187-204.
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., and Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(Q05S14). doi: <https://doi.org/10.1029/2008GC002181>
- Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San Pedro, Costa Rica.
- Linkimer, L., Fallas, C., y Arroyo, I. G. (2023). Sismicidad localizada por la Red Sismológica Nacional durante el 2022. *Revista Geoló-*

- gica de América Central, 68, 1-18. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.2023.54122>
- Linkimer, L., Arroyo, I. G., Alvarado, G. E., Arroyo, M., and Bakkar, H. (2018). The National Seismological Network of Costa Rica (RSN): An Overview and Recent Developments. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 392-398. doi: <https://doi.org/10.1785/0220170166>
- Lücke, O., and Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth Discussions*, 7, 1941-1977. doi: <https://doi.org/10.5194/sed-7-1941-2015>
- MacMillan, I., Gans, P. B., and Alvarado, G. (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics*, 392 (1), 325-348.
- Marshall, J. (2000). *Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America.* (Tesis de doctorado). Pennsylvania State University.
- Marshall, J. S., Fisher, D. M., and Gardner, T.W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: *Science*, 189, 419-426.
- Montero, W. (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. *Profil*, 7, 125-141.
- Montero, W. (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran terremoto interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá? *Revista Geológica América Central*, 22, 25-62.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica América Central*, 24, 29-56.
- Montero, W., y Morales, L. D. (1990). Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 11, 69-87.
- Montero, W., y Rojas, W. (2014). Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica del Puriscal de 1990. *Revista Geológica de América Central*, 50, 39-69. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i50.15107>
- Montero, W., Linkimer, L. y Rojas, W. (2016). El sistema de falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del cinturón deformado del centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 55, 71-100. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.v55i0.27062>
- Montero, W., Lewis, J. C., and Araya, M. C. (2017). The Guanacaste Volcanic Arc Sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7, 1797. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01593-8>
- Montero, W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, G. E., Cowan, H., Machette, M., Haller, K., and Dart, R. (1998). Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. Reporte preliminar de USGS.
- Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 3362-3382, doi: <https://doi.org/10.1002/2015GC005971>
- Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 35, 357–385. <https://doi.org/10.1002/2015TC003950>
- Morell, K. D., Fisher, D. M., and Gardner, T. W. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 82-95. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.039>
- Norabuena, E., Dixon, T. H., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M., Gonzalez, V., Dorman, L., Flueh, E. R., Lundgren, P., Pollitz, F., and Sampson, D. (2004). Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 109(B11403). doi: <https://doi.org/10.1029/2003JB002931>
- Obando, L. (2011). Estratigrafía y tectónica de la parte noroeste de la hoja Dota (1:50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 44, 71-82.
- Ottemöller, L., Voss, P., and Havskov, J. (2011). *SEISAN: the Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, LINUX, and MACOSX, version 9.0.1.* University of Bergen, Norway, 361p.
- Pacheco, J., Quintero, R., Vega, F., Segura, J., Jiménez, W., and González, V. (2006). The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershock and Slip Distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4), 1-12. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050261>
- Perry, M., Muller, C., Protti, M., Feng, L., and Hill, E. M. (2023). Shallow slow slip events identified offshore the Osa Peninsula in southern Costa Rica from GNSS time series. *Geophysical Research Letters*, 50. doi: <https://doi.org/10.1029/2023GL104771>
- Quintero Q. R., Vega S., F., Segura T., J., y Jiménez U., W. (2019). Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica. *Revista Geofísica*, 61, 19-32.
- Rodríguez, J. (2017). *Potencial Sísmico de las fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica. San Pedro, Costa Rica.
- Sak, P. B., Fisher, D. M., Gardner, T. W., Marshall, J. S., and La Femina, P. C. (2009). Rough crust subduction, forearc kinematics, and Quaternary uplift rates, Costa Rican segment of the Middle America Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 121(7/8), 992-1012. doi: <https://doi.org/10.1130/B26237.1>
- Shi, X., Sieh, K., Weldon, R., Zhu, C., Han, Y., Yang, J., and Robinson, S. W. (2018). Slip rate and rare large prehistoric earthquakes of the Red River fault, southwestern China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2014–2031. doi: <https://doi.org/10.1029/2017GC007420>
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., and Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and S v-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15-20.
- Styron, R., García-Pelaez, J., and Pagani, M. (2020). CCAF-DB: the Caribbean and Central American active fault database. *Natural Hazards*

- and Earth System Sciences, 20, 831-857. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-20-831-2020>
- Tapponnier, P., and Molnar, P. (1977). Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2905-2930. doi: <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02905>
- Tapponnier, P., Peltzer, G. L., Le Dain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia. New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-616. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<611:PETIAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<611:PETIAN>2.0.CO;2)
- Tsutsumi, H., and Sato, T. (2009). Tectonic Geomorphology of the Southernmost Sagaing Fault and Surface Rupture Associated with the May 1930 Pegu (Bago) Earthquake, Myanmar. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4): 2155-2168. doi: <https://doi.org/10.1785/0120080113>
- United States Geological Survey. (s.f.). NEIC Catalog [Catálogo de información sísmica]. Recuperado de: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>
- Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K., and Ujiie, K. (2013). Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins. *Geology*, 41(9), 995-998, doi: <https://doi.org/10.1130/G34355.1>
- von Huene, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., and Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19, 314-334.
- Waldhauser, F., and Ellsworth, W. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. doi: <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Walther, C. H. E. (2003). The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2136. doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000888>
- Wells, D., and Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and Surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974-1002. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>

Seismic facies characterization using Rock Physics Templates and brittleness indices: Stybarrow field

Daniel López-Aguirre¹, Miguel Ángel Domínguez-Cruz¹, José Aurelio España-Pinto², Oscar Cerapio Valdiviezo-Mijangos² and Rubén Nicolás-López³.

Abstract

This paper proposes a method for identifying the lithological properties of the medium based on the joint analysis of the Lamé parameters, Young's Modulus, and Poisson's Ratio. Additionally, an analysis of brittleness was proposed to identify brittle/ductile intervals and areas of potential reservoirs. The petroelastic properties were analyzed at well and seismic scales using ternary rock physics templates. These templates were built from a self-consistent micromechanical model. In addition, the analysis allows for preserving the conditions of the environment subsurface in the seismic and log information. A workflow for petroelastic lithology interpretation was coupled with a workflow of brittleness modeling. The results correlate well with conventional qualitative methodologies applied in previous studies. A brittleness analysis methodology was developed and tested to identify reservoirs associated with the Lower Cretaceous in the Stybarrow field in Australia; the results highlight the high brittleness zones attenuated by hydrocarbons ($BA \geq 0.5$). The proposed seismic-based methodology is an improvement to conventional analysis trends for identifying lithologies and prospective hydrocarbon zones.

Key words: Elastic modulus, Petroelastic model, Brittleness, Rock Physics Templates.

Resumen

Se propone un método para identificar las propiedades litológicas del medio basado en el análisis conjunto de los parámetros de Lamé, Módulo de Young y Relación de Poisson. También se propone un análisis de fragilidad para identificar intervalos frágiles/dúctiles y áreas potenciales de yacimientos. Las propiedades petroelásticas se analizaron a escala sísmica y de pozo utilizando plantillas ternarias de física de rocas. Las plantillas ternarias se construyeron con un modelo micromecánico auto-consistente. El análisis permite preservar las condiciones del ambiente del subsuelo en la información sísmica y de registros. Se combinó un flujo de trabajo para la interpretación petroelástica de litologías con un flujo de trabajo de modelado de la fragilidad. Los resultados se correlacionan bien con las metodologías cualitativas convencionales aplicadas en estudios previos. Además desarrolló y probó una metodología de análisis de fragilidad para identificar yacimientos asociados con el Cretácico Inferior en el campo Stybarrow en Australia; los resultados resaltan las zonas de alta fragilidad atenuadas por hidrocarburos ($BA \geq 0.5$). La metodología propuesta basada en sísmica es una mejora a las tendencias de análisis convencionales para identificar litologías y zonas prospectivas de hidrocarburos.

Palabras clave: módulos elásticos, modelo petroelástico, fragilidad, plantillas de física de rocas.

Received: June 19, 2023; Accepted: November 7, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Alexandra Ossa López

* Corresponding author: Rubén Nicolás-López, rlopez@imp.mx

¹ Instituto Mexicano del Petróleo, Dirección de Desarrollo de Talento, Posgrado IMP, Ciudad de México, México. CP 07730

² Instituto Mexicano del Petróleo, Dirección de Servicios en Exploración y Producción, Ciudad de México, México. CP 07730

³ Instituto Mexicano del Petróleo, Dirección de Tecnología de Producto, Ciudad de México, México. CP 07730

Daniel López-Aguirre, Miguel Angel Domínguez-Cruz, José Aurelio España-Pinto, Oscar Cerapio Valdiviezo-Mijangos, Rubén Nicolás-López.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1716>

1. Introduction

Rock characterization based on elastic responses that consider mineralogical composition and pore-filling fluids at the core, well, and field scales have been reported by rich literature on rock physics applied to earth models (Goodway and Pérez 2010, Meléndez and Schmitt 2013, Perez and Mafurt 2014, Nicolás-López and Valdiviezo-Mijangos 2016, Carcione and Avseth, 2015, Sayar and Torres-Verdín 2017, Holt and Westwood, 2016, Nicolás-López *et al.*, 2019, and Nicolás-López *et al.*, 2020). However, most of these reported applications are related to petroelastic models constructed from classical static Gassmann models or dynamic micromechanical models for lithology interpretation and reservoir delineation.

The petroelastic models can be defined as a connection between reservoir properties and seismic attributes of the subsurface structures. This connection is used to link seismic parameters such as acoustic and shear impedances (I_p & I_s)

with rock's elastic parameters as shear modulus (μ), Lamé parameter (λ), Young's Modulus (E), and Poisson's ratio (ν) (Danaei *et al.*, 2020). A well-known methodology for interpreting the amplitudes from pre-stacked seismic reflection data to produce a probabilistic distribution of subsurface lithology and pore fluid information is described in Avseth *et al.* (2005). As part of this sort of contribution, in which relationships between seismic and elastic parameters are noted, the job of Danaei *et al.* (2020) has established a connection between petroelastic information and 4D seismic information. It was carried out to optimize volumes to identify pore pressure and fluid saturation variations. Similarly, Uhlemann *et al.* (2016) correlated the seismic velocities with seismic tomography to highlight the importance of the modulus of elasticity (M) for a better characterization in identifying potential hydrocarbon zones with seismic images of high resolution. Bredesen *et al.* (2021) demonstrated how to perform a quantitative reservoir characterization using rock physics models on

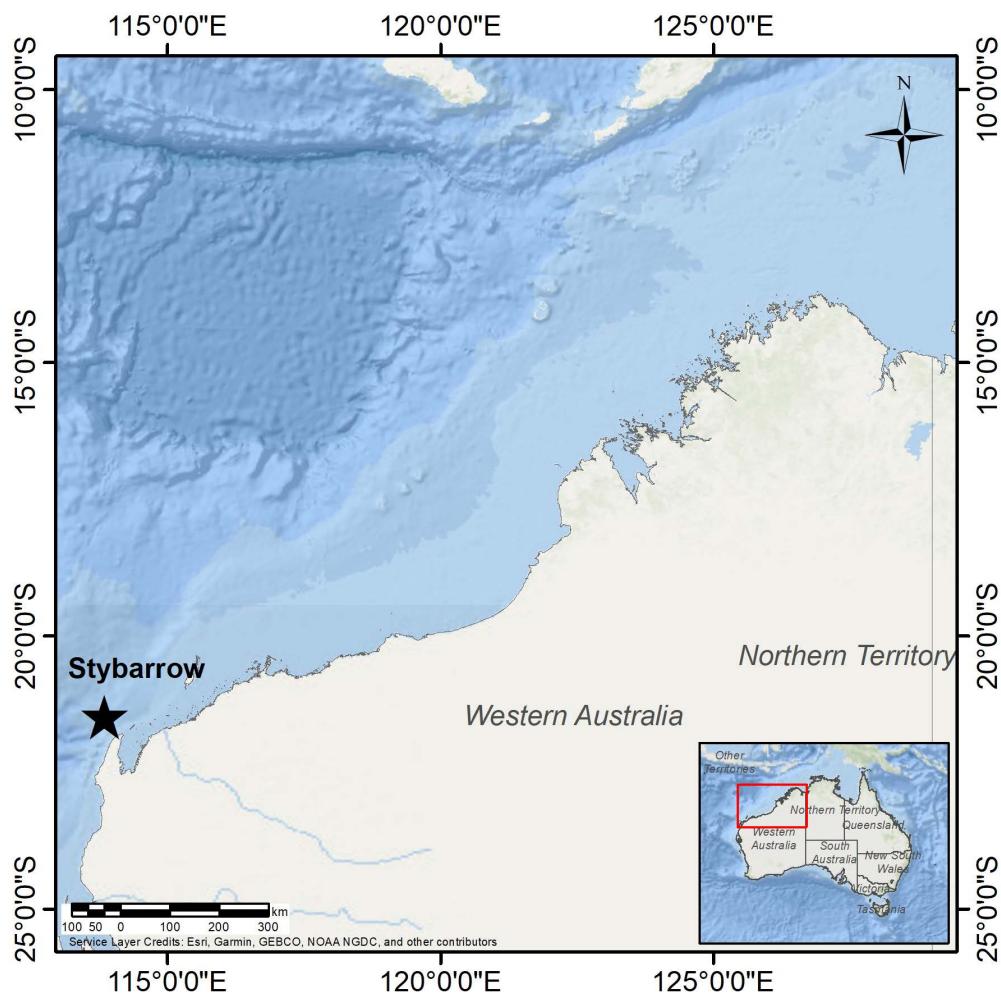


Figure 1. The geographic location of the study area.

Source: Generated from Gavin (2015).

seismic inversion data, achieving consistent predictions of a gas-condensate reservoir.

In the present study, we also worked with rock's elastic parameters, e.g., the modulus of elasticity, lambda-rho, or mu-rho, with the difference that a micromechanical quantitative method was used. This investigation focused on identifying potential prospective hydrocarbon reservoir zones through the lithological interpretation workflow via computing elastic properties from well-logs and seismic volumes. The objective was to establish the coupled relationship that exists between the elastic parameters at well and seismic scales to determine the lithological configuration of a study area, thus simplifying the scaling process and the prediction and identification of lithologies and areas of oil interest (reservoir) making possible the scaling of any elastic parameter in 3D seismic inversion data.

The novel methodology using a micromechanical model proposed here makes it possible to identify lithologies and prospective hydrocarbon zones. It also includes a new feature: 1D-3D brittleness workflows for identifying the reservoir zones. Both petroelastic and brittleness workflows were applied to identify a reservoir in the Lower Cretaceous associated with the Stybarrow field through quantitative (hard) results ($BA \geq 0.5$). The results were consistent with those reported using other methodologies (Ementon *et al.*, 2004; Arevalo-López 2017). Therefore, the proposed methodology represents an alternative to identifying potential oil or gas zones.

1.1. Geology setting: Barrow subbasin

The field information consists of geophysical logs and seismic information from a study area in deep water to the NW of Australia knowns as the Carnarvon Basin (Figure 1), which is a marine oil and gas-producing basin containing up to 10 km thicknesses of predominantly Mesozoic deltaic siliciclastics (Ementon *et al.*, 2004).

The Barrow Sub-basin is geologically an elongated marine basin trending NNE to SSW, which forms part of the North Carnarvon Basin in Northwest Australia. The Barrow Sub-basin is a deep syncline graben that forms a depocentre of about 10 km of predominantly Mesozoic and Cenozoic sequences, which are flanked to the east and west by shallow faulted terraces containing more than 5 km of Paleozoic strata from Cenozoic (Ementon *et al.*, 2004).

The development of the basin began in the Paleozoic, generating structural changes due to intense opening processes during the Late Triassic to Early Jurassic that occurred between Australia and the Burma Block to the West of India. During the Late Triassic to Early Jurassic, deltaic sand reservoirs of fluvial and coastal origin occurred. Later a transgressive phase of ma-

rine clastic sedimentation occurred in the Early to Late Jurassic. Subsequent extension events occurred during the Middle-Late Jurassic and Early Cretaceous. In contrast, for the Late Cretaceous, an inversion process led to compression until the Miocene, creating several structural traps within the Barrow Sub-basin. As a result, the Barrow Delta was prograded northward through the Barrow Sub-basin during the Early Cretaceous. It was followed by a transgressive phase of marine clastic sedimentation until the Middle Cretaceous (Ementon *et al.*, 2004).

The main exploration plays in the Barrow Sub-basin comprise anticlines and fault-limited structures, with the regional seal formed by Early Cretaceous deep marine shales. The accumulations of hydrocarbons are found predominantly in the Lower Cretaceous in siliciclastic rocks of continental origin of the volcanic type; due to this, in the storage rock of the study reservoir, we find the presence of sandstones with the content of Potassium Feldspars as well as a variety of clays among the main ones: kaolinite, smectite, and illite. Most oil and gas accumulations come from Upper Jurassic marine shales (source rock). The main pulse of hydrocarbon generation in the Upper Jurassic source rocks occurred during the Early Cretaceous and continued throughout the Late Cretaceous to the Cenozoic.

1.2. Case study: Stybarrow field

To deploy a field application of the proposed methodology, we used available stacked seismic information of the Stybarrow deepwater field, as well as the information of four wells (Stybarrow-1, Stybarrow-2, Stybarrow-3, and Stybarrow-4), from which the geological formations overlying and underlying the Lower Cretaceous reservoir were selected. The measured depths of wells range from the sea level to 2,100 m and 2,400 m approximately (Figure 2).

1.2.1. Lithology units

A selection of homologated stratigraphic peaks determined from qualitative analysis of the gamma-ray log was made for the four wells used in the proposed methodology (Figure 2). It derived from the little homogeneity in the information available. The available well logs of the Stybarrow-1, Stybarrow-2, Stybarrow-3, and Stybarrow-4 wells in the study area with which the proposed methodology are shown in Table 1.

In Figure 2, the GR log of the four wells in the Stybarrow field is displayed according to their geographic position from SW to NE, Stybarrow-2 (Sty-2), Stybarrow-1 (Sty-1), Stybarrow-4 (Sty-4), and Stybarrow-3 (Sty-3). Also, the reservoir zones penetrated by each well were highlighted with orange shading, highlighting that the Sty-3 no longer cut the reservoir, becoming a delimiting well of the field. As the Sty-1 well has

Table 1. Geophysical logs were available for the wells in the study area. These logs are essential to construct a petroelastic model.

| Well Log | Sty-1 | Sty-2 | Sty-3 | Sty-4 |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Interval [m] | 1,906-2,460 | 1,800-2,350 | 1,960-2,500 | 1,955-2,485 |
| GR | ♦ | ♦ | ♦ | ♦ |
| RHOB | ♦ | ♦ | ♦ | ♦ |
| Vp | ♦ | ♦ | ♦ | ♦ |
| Vs | | ♦ | | ♦ |

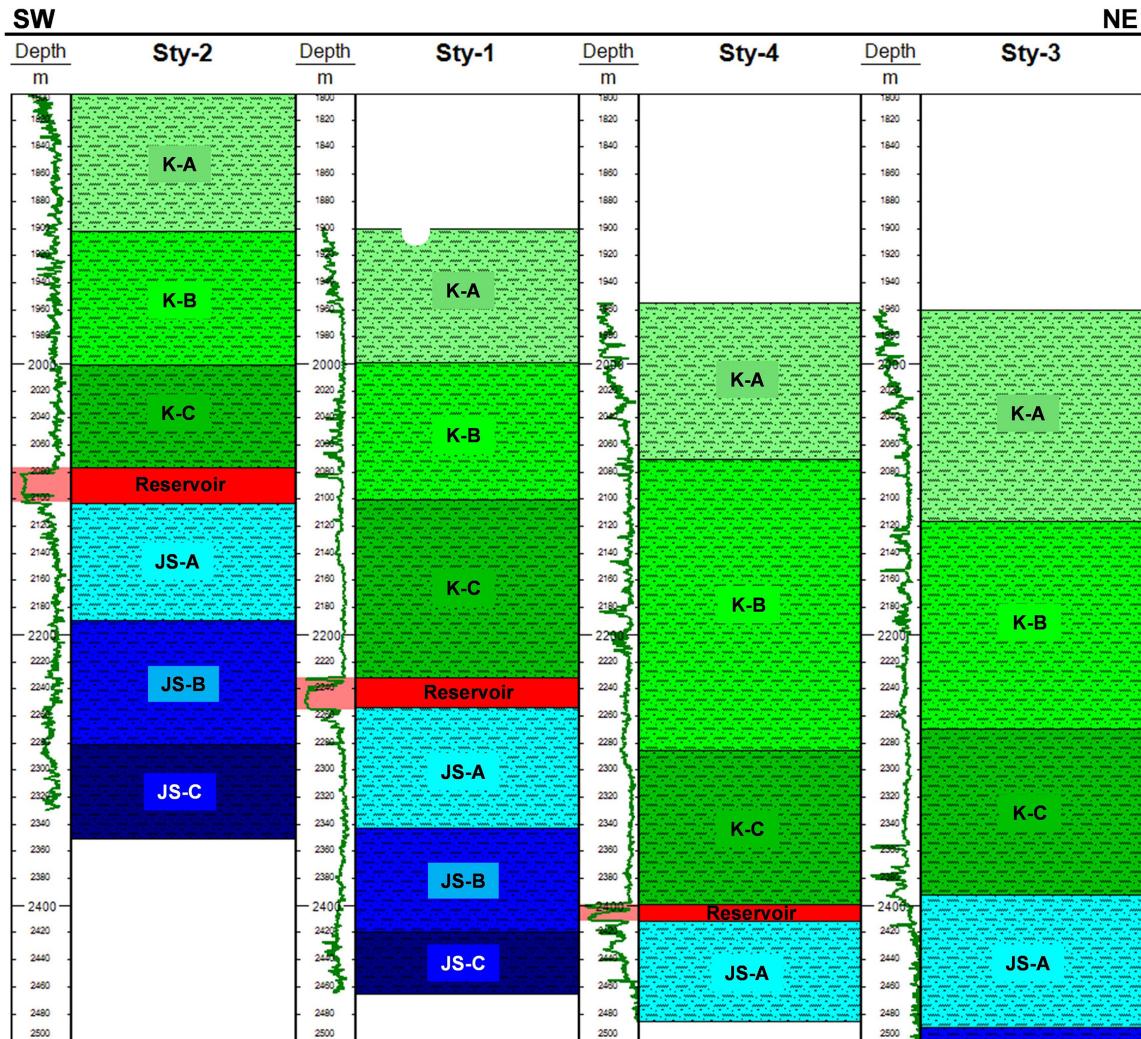


Figure 2. The correlation of the wells in the study area, represented from left to right, is the Gamma Ray (GR) log of the Stybarrow-2, Stybarrow-1, Stybarrow-4, and Stybarrow-3 wells.

complete information, it was from the results obtained for this well that the results for the other wells and seismic data of the area were calibrated.

1.2.2. Well and seismic inversion data

Herein, we used well data and volumes of inverted elastic

parameters provided by Stanford University. The detailed process of seismic inversion modeling is described in Arévalo-López (2017). The inversion process by which the volumes of I_p , I_s , and $RHOB$ were obtained is called simultaneous impedance inversion, performed using a constrained sparse-spike inversion algorithm based on the optimization of the L1 norm. This algorithm creates an ensemble of elastic models using

multiple partial angle stacks of seismic data (Arevalo-López and Dvorkin, 2017).

A set of elastic models using multiple seismic partial angle stacks were generated in Arevalo-López (2017). To achieve this, Aki-Richards equations were used to compute the reflection coefficients at seismic scale, while at well scale (low frequency), P and S velocities are used for the elastic model. Inversion process usually includes QC on input data, cross correlation between the angle stacks for obtaining time-aligned stacks, seismic-to-well tie, wavelet extraction for each angle gathers, horizon interpretation based on the near-stack amplitude, well- and horizon-based low frequency models of I_p , I_s , and density of the earth model, inversion parameter optimization, and quality control of the inversion results.

Inversion parameters were optimized to obtain the best fit between the seismically derived values and the data from Well Sty-1. Subsequently, these parameters were used to obtain the simultaneous impedance inversion for the entire seismic cube. The most critical optimization parameter was the "contrast mismatch" that controls the variance of the elastic parameters between the inversion results and the low-frequency well data (Figure 3).

According to Arévalo-López (2017), the key to obtaining an acceptable seismic inversion is to match the seismically derived Poisson's ratio with the same parameter calculated from well-log data.

2. Petroelastic and Brittleness workflows

2.1. Petroelastic model

This study extended the 1D methodology to implement self-consistent models SCM proposed by Nicolás-López and Valdiviezo-Mijangos (2016) to a 3D petroelastic workflow for

lithotype interpretation. SCM was applied to obtain rock's elastic effective properties considering a heterogeneous medium of inclusions (minerals, fluids, or organic matter) for different porosity scenarios. The self-consistent method equations introduced by Sabina and Willis (1988) are non-linear; Valdiviezo-Mijangos and Nicolás-López (2014) solved them with the fixed-point method. When obtaining the solution of the equations, it is assumed that the properties of the rock μ , κ and ρ of a homogeneous system become properties of a heterogeneous system, which are called effective properties (μ_0 , κ_0 y ρ_0).

Self-consistent equations for n inclusions are,

$$\kappa_0 = \kappa_{n+1} + \sum_{r=1}^n \frac{\alpha_r (\kappa_r - \kappa_{n+1})}{1 + 3(\kappa_r - \kappa_0)/(3\kappa_0 + 4\mu_0)} \quad (1)$$

$$\mu_0 = \mu_{n+1} + \sum_{r=1}^n \frac{\alpha_r (\mu_r - \mu_{n+1})}{1 + 6(\mu_r - \mu_0)[(\kappa_0 + 2\mu_0)]/[5\mu_0(3\kappa_0 + 4\mu_0)]} \quad (2)$$

$$\rho_0 = \rho_{n+1} + \sum_{r=1}^n \alpha_r (\rho_{r+1}) \quad (3)$$

where κ_0 is the effective bulk modulus, κ_{n+1} is the bulk modulus of the matrix, κ_r is the bulk modulus of an inclusion, α_r is the volume fraction of inclusions, μ_0 is the effective shear modulus, μ_{n+1} is the shear modulus of the matrix, μ_r is the shear modulus of inclusion, ρ_0 is the effective bulk density, ρ_{n+1} is the density of matrix, and ρ_r is the inclusion density.

The self-consistent equations, (1) to (3), were used to construct the rock physics templates RPT in terms of Mu-Rho ($\mu\rho$) vs. Lambda-Rho ($\lambda\rho$) where $\lambda = \kappa_0 + \frac{2}{3}\mu_0$. These equations consider elastic contributions of rock constituents based on mineral content and pore-filling fluids.

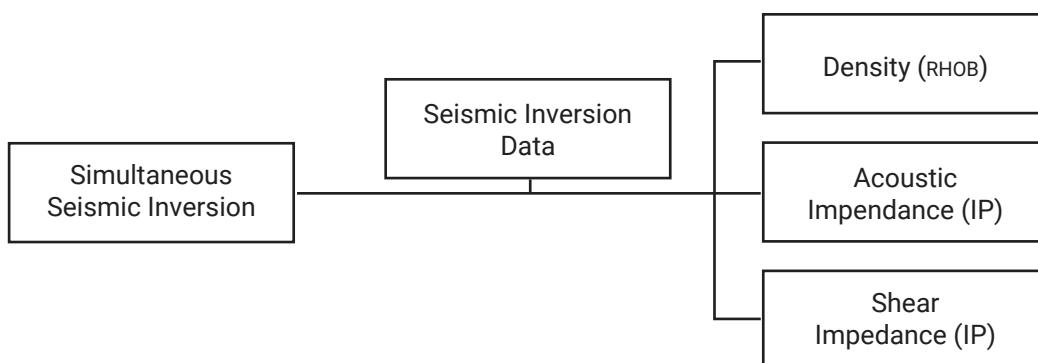


Figure 3. The sequence used to obtain volumes of elastic properties through simultaneous Seismic Inversion (Arévalo-López, 2017).

2.2. Brittleness models

This work proposed the integrated analysis of lithology's petroelastic interpretation and brittleness evaluation. Elastic parameters $\mu\rho$ and $\lambda\rho$ are convenient for construing 1D-3D lithology models, and E and v are for qualitative brittleness evaluation. The brittleness models defined by Rickman *et al.* (2008) and worked by Lizcano *et al.* (2018) considered the use of rock physics templates to define pay zones guided by mineral fractions of a lithology column. They were used to construct a novel 1D-3D brittleness and petroelastic workflow.

Brittleness index based on Young's modulus (BI_E)

This brittleness index is defined by normalization of Young's modulus, taking as its limits the maximum and minimum values of a sedimentary column. In an $(E - v)$ cross-plot, the results usually generate horizontal straight lines because E only varies. BI_E is calculated with the following equation,

$$BI_E = \frac{E - E_{\min}}{E_{\max} - E_{\min}} \quad (6)$$

where E is Young's modulus, E_{\min} is the minimum Young's modulus, and E_{\max} is the maximum Young's modulus. For practical applications, higher values of Young's modulus are related to brittle formations and lower to ductile formations.

Brittleness index based on Poisson's ratio (BI_v)

The normalization considers Poisson's ratio from a sedimentary column's maximum and minimum values. Poisson's ratio always has values between 0 and 0.5. This parameter generates vertical straight lines when superimposed on $(E - v)$ cross-plot. It is computed with the following equation,

$$BI_v = \frac{v - v_{\min}}{v_{\max} - v_{\min}}, \quad (7)$$

where v is Poisson's ratio, v_{\min} is the minimum Poisson's ratio, and v_{\max} is the maximum Poisson's ratio. Higher values of Poisson's ratio are always linked to ductile formations and lower to brittle formations.

Average Brittleness index (BA)

As for heuristics, BI_E and BI_v must be considered to improve brittleness evaluation. Therefore, BA is determined via the li-

near average between the values of BI_E and BI_v . This parameter generates oblique straight lines when they are superimposed on $(E - v)$ cross-plot and with which can be performed brittleness analysis. The average brittleness index is obtained with the following expression,

$$BA = \frac{BI_v + BI_E}{2} \quad (8)$$

where BI_E and BI_v were defined in equations (6) and (7).

2.3. Workflow for 1D-3D lithotype interpretation

The proposed workflow for 1D-3D lithotype interpretation is based on rock physics templates RPT which have risen as efficient tools for lithotype interpretation (Nicolas-López *et al.*, 2019). They were constructed similarly described in Nicolás-López and Valdiviezo-Mijangos (2016). Therefore, a new workflow for 3D lithotype interpretation was set up. The lithologies were identified from their 1D-3D elastic properties computed at well and field scale. It is worth mentioning that the same calibrated $(\mu\rho - \lambda\rho)$ RPT was used for $\mu\rho$ and $\lambda\rho$ calculated with geophysical logs and seismic inversion data.

In Figure 4, the steps for 1D-3D lithotype interpretation are shown. First, the geometry and consistency of data clouds of petroelastic parameters and density were validated for well and field scales. Next, supervised quality control must be conducted for seismic inversion data and well logs. Finally, the missed data were correlated, honoring the lithology reported in analog wells. Next, $(\mu\rho - \lambda\rho)$ RPT based on three dominant minerals was developed using the self-consistent equations, Eqs. (1) to (3). Elastic properties of pure dominant minerals define the vertexes of RPT; for instance: quartz, feldspar, and clay are often dominant minerals for terrigenous formations, and clay, calcite, and dolomite for carbonate formations. After RPT designing, lithotype interpretation is conducted using lithological zones related to lithotypes' elastic properties. Finally, the 1D-3D interpretation results are lithotype logs for wells analyzed and the volume of lithotypes.

2.4. Workflow for 1D-3D brittleness analysis

For well and field scale, lithology interpretation was suggested by calibrated $(\mu\rho - \lambda\rho)$ RPT. Nevertheless, we have proposed novel integrated workflows to couple brittleness analysis with petroelastic lithotype interpretation to enhance robustness, Figure 5. Reservoir delineation is improved because defining higher-brittleness zones aims to plan optimized well surveys for better hydrocarbon exploitation. First, the brittleness analysis is proposed using lithology-based limits to Young's modulus E

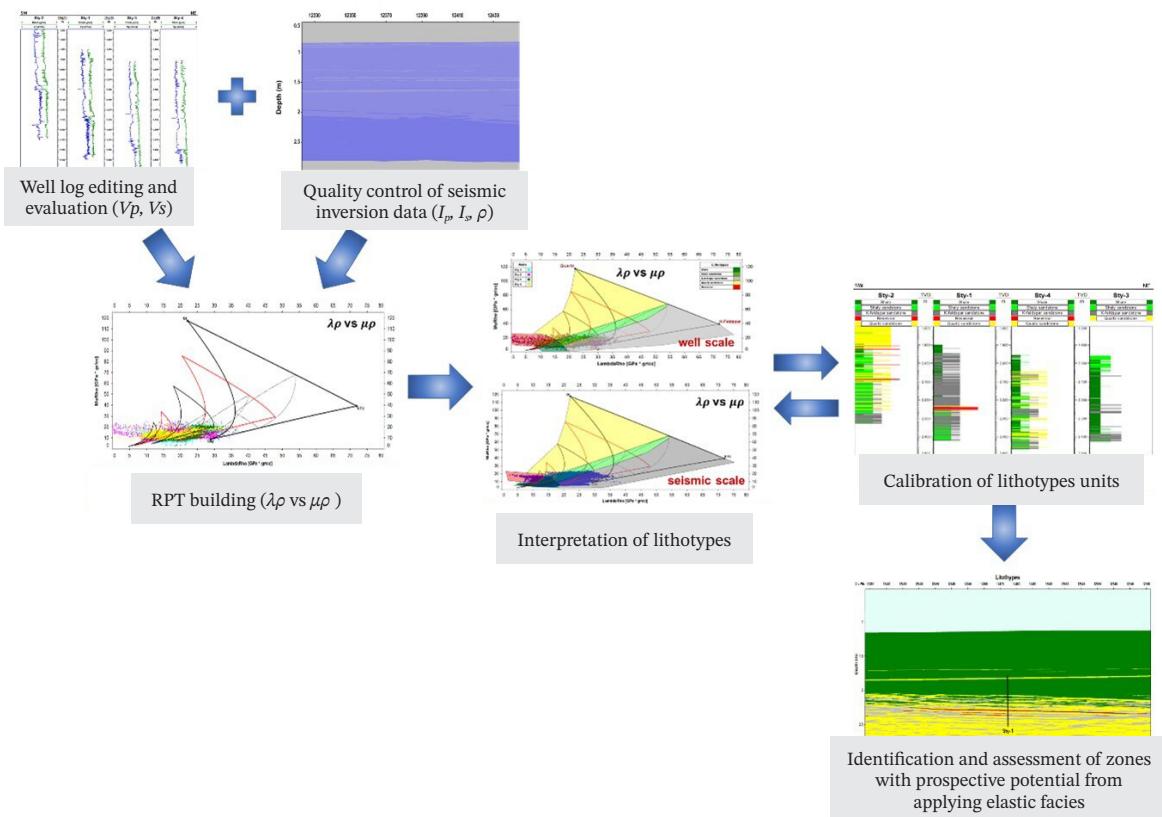


Figure 4. Workflow for 1D-3D lithotype interpretation using ternary rock physics templates. Petroelastic analysis sequence to relate seismic with well logs for obtaining lithotype logs and volume of lithotypes. Ternary rock physics templates were generated considering the 1D methodology described in Nicolás-López and Valdiviezo-Mijangos (2016).

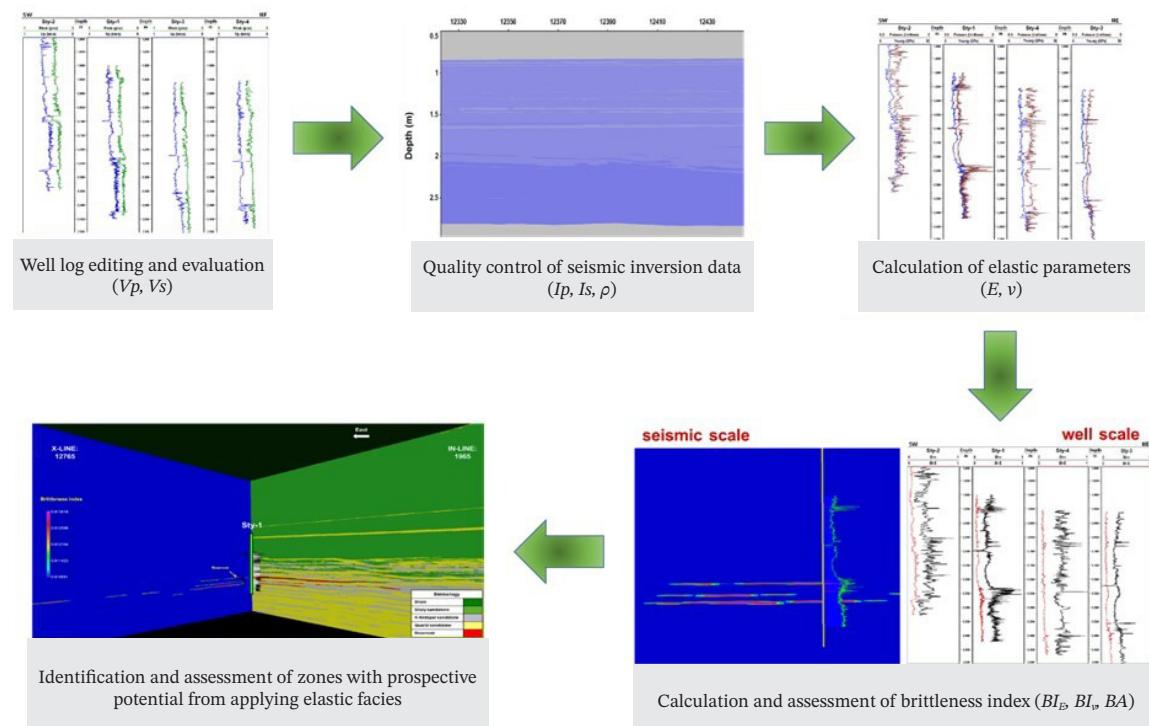


Figure 5. Novel workflow for 1D-3D brittleness analysis for identifying areas with reservoir potential using enhanced 1D brittleness methodology (Lizcano *et al.*, 2018).

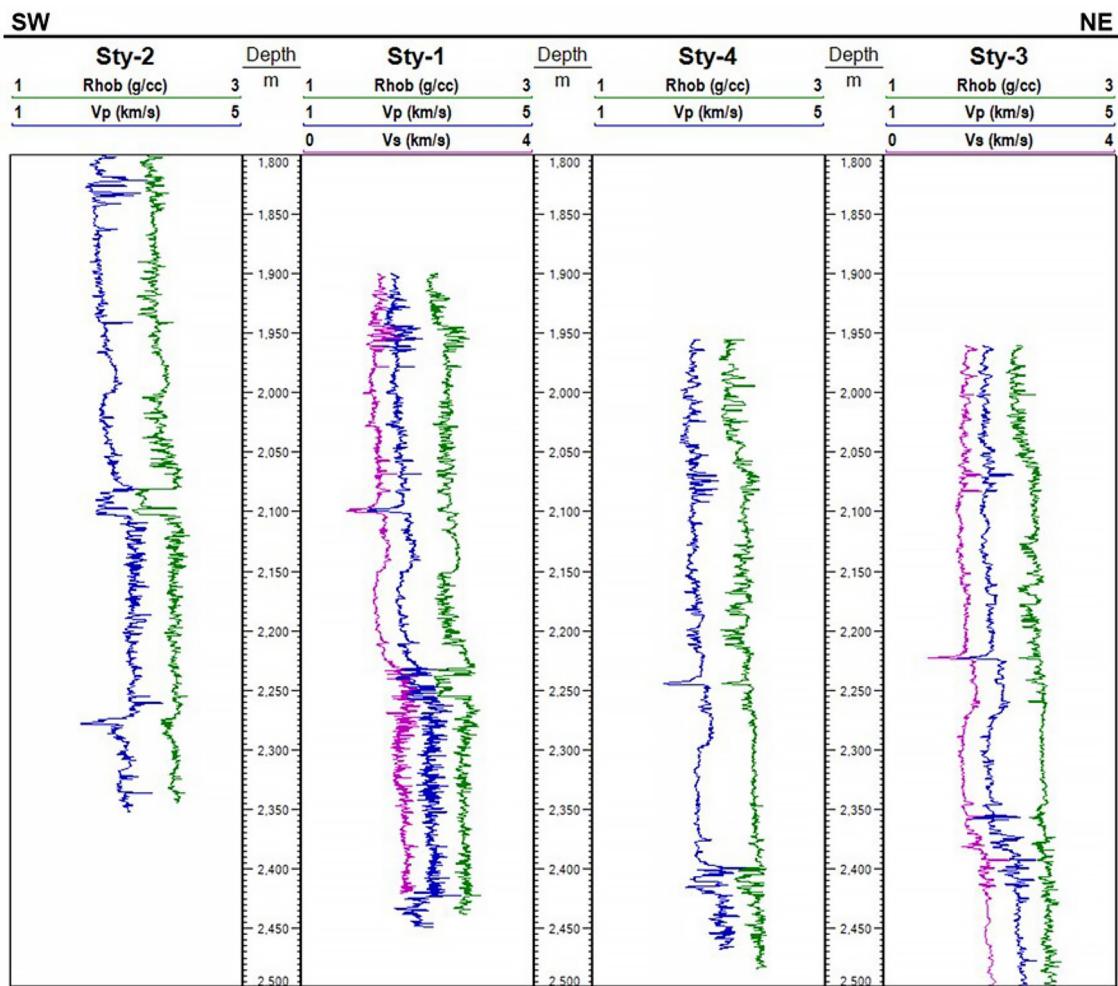


Figure 6. Logs of density and elastic parameters, V_p and V_s are shown. Wave velocities were calculated from transit time logs. Shear wave velocity V_s was solely available in Sty-1 and Sty-3.

and Poisson's ratio v . The E maximum and minimum used are related to brittle rocks. Conversely, E minimum and v maximum are related to ductile rocks; next, brittleness indexes in Eqs. (6) to (8) are calculated using geophysical well logs and volumes of elastic moduli. Next, cut-off values evaluate Brittleness logs and brittleness volumes to define reservoir zones prone to hydraulic stimulation. Finally, the petroelastic interpretation and brittleness analysis results are correlated to characterize zones for well placement.

3. Results

3.1. Characterization of density and rock's elastic properties

1D-3D petroelastic interpretation and brittleness workflows require a rigorous characterization of density and rock's elastic properties. The required curves to determine elastic properties

that will be scaled to seismic information were mainly wet bulk density RHOB, compressional V_p , and shear V_s wave velocities. In this case study, they were available for the Sty-1 and Sty-3 wells (Figure 6). In Sty-2 and Sty-4 wells, it is solely accounted with RHOB and V_p .

Therefore, it was necessary to compute V_s data for all wells involved in the novel petroelastic modeling proposed. To obtain V_s values with an acceptable accuracy to Sty-2 and Sty-4 wells, a neural networks NN methodology like the one proposed by López-Aguirre *et al.* (2020) was followed. Herein, V_s curves of Sty-1 and Sty-3 wells with a vertical resolution of 0.1524 m were used as data in training mode; while the wells that did not have V_s were included with a lower vertical resolution (2 m) in the data set defined like test mode. After the NN process was executed, V_s curves for Sty-1 and Sty-3 were modeled (Figure 7). Then, the analysis results for the training wells were compared with the hard data with which a high correlation was obtained. Finally, V_s curves were obtained for the wells that did not have them.

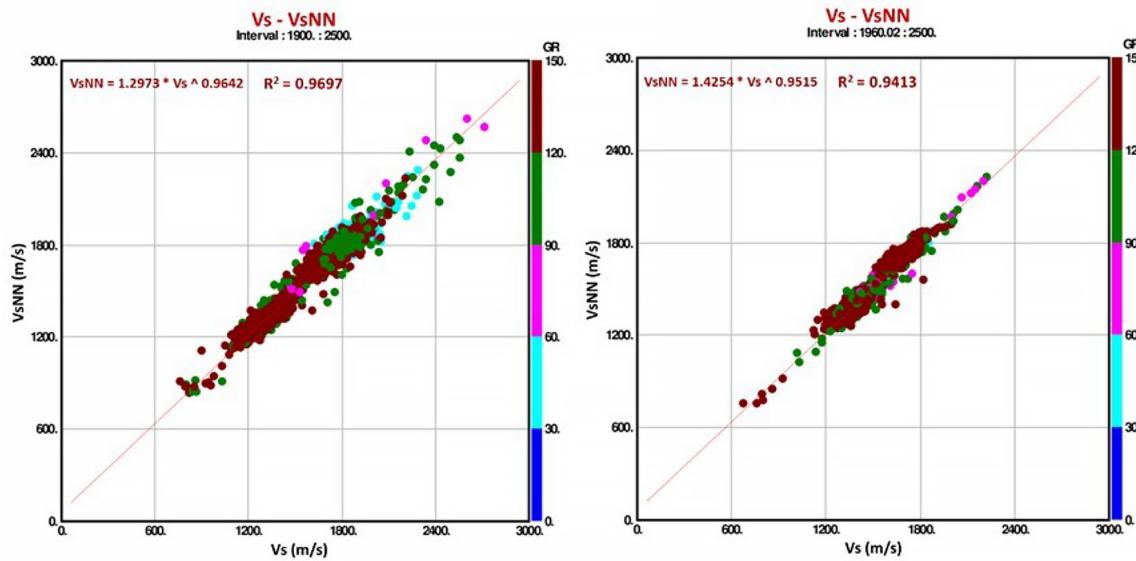


Figure 7. Analysis of the V_s results obtained from neural networks NN. The left figure shows V_s results obtained for the Sty-1, while the right figure shows the results of V_s for the Sty-3 well.

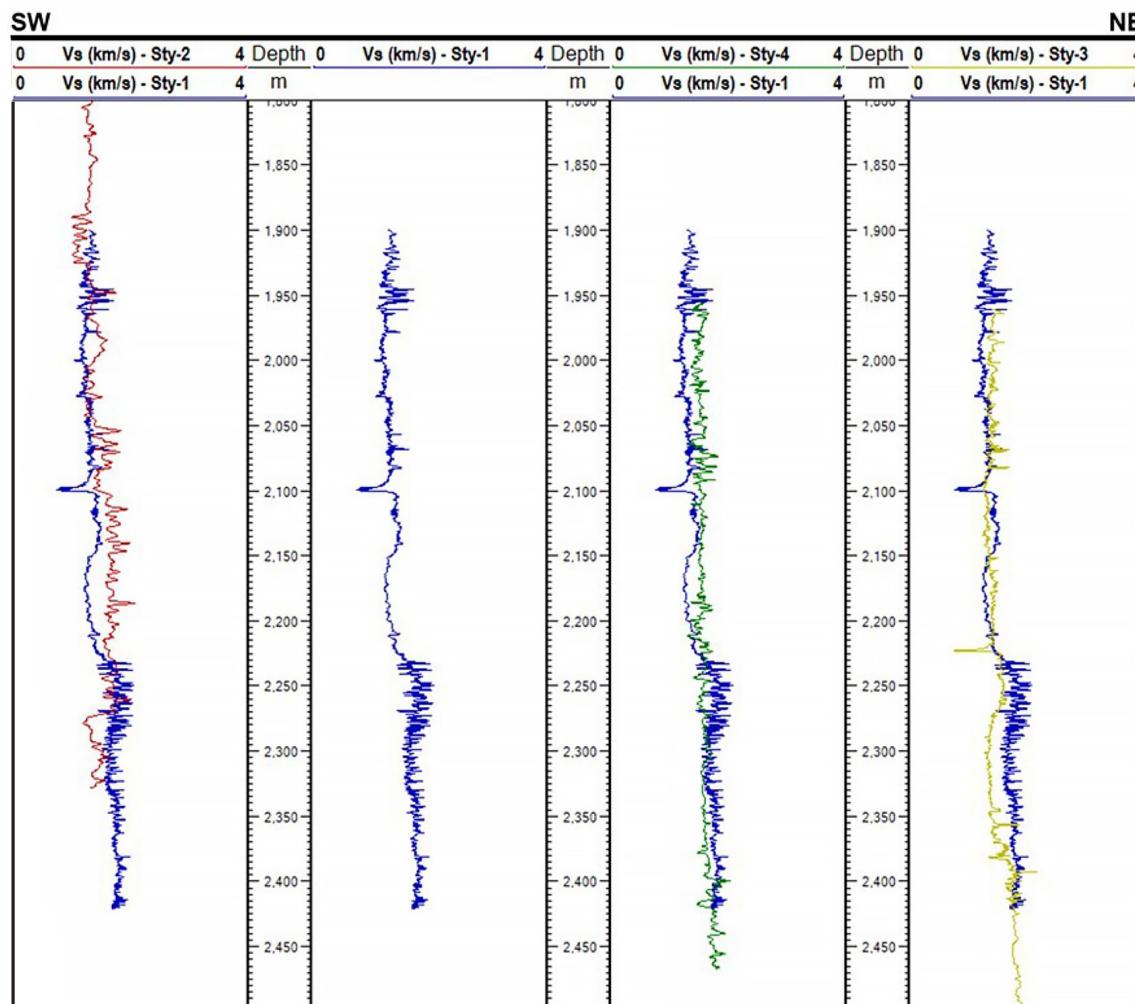


Figure 8. Value-range-based calibration of modeled V_s well logs. Sty-1 is the correlation well for qualitative analysis in tracks.

Figure 8 shows the validation of V_s results obtained with NN against actual V_s logs for the Sty-1 and Sty-3 wells. The relationships obtained are those mentioned in the following equations,

$$V_{s_{NN}} = 1.29 V_s^{0.96} \text{ for Sty-1}, \quad (9)$$

$$V_{s_{NN}} = 1.42 V_s^{0.95} \text{ for Sty-3}. \quad (10)$$

Next, V_s logs calculated with NN for Sty-2 and Sty-4 wells also have equivalent accuracy of around 95%. In addition, the value range of the four V_s curves estimated with NN is qualitatively placed in context using Sty-1 V_s log, Figure 8. After these realizations of V_s , we have completed the set of density RHO_B , compressional V_p , and shear V_s wave velocity for petroelastic interpretation of lithology columns.

3.2. Petroelastic parameters

The elastic parameters Mu-Rho ($\mu\rho$) and Lambda-Rho ($\lambda\rho$) to each well of the study case were calculated using well logs called bulk density RHO_B , compressional V_p , and shear V_s wave velocity,

Figure 9. They are central inputs to petroelastic interpretation workflows of lithologies and the presence of pore fluids. Note that Mu and Lambda are non-dependent elastic parameters, and both are impacted with bulk density to highlight the presence of pore-filling fluids. On the other hand, $\mu\rho$ is always less than $\lambda\rho$ because it is only sensitive to rock matrix, leaving out the pore fluids effect.

3.3. 1D petroelastic model for lithotype interpretation

RPT-based interpretation of lithotypes usually starts with defining lithology classification from the field description reported (Nicolás *et al.*, 2019). From the geological information of the study area, the lithologies are linked to dominant minerals, i.e., shale is related to clay minerals, and sandstone to quartz. Sandstones can also be discriminated via the content of the second dominant mineral, Table 2. Therefore, the column was primarily defined by lithologies considering mineralogy content.

After defining the lithologies that constitute the lithology column, the elastic properties of three dominant minerals were determined to build the specific RPT for the study area. First, we

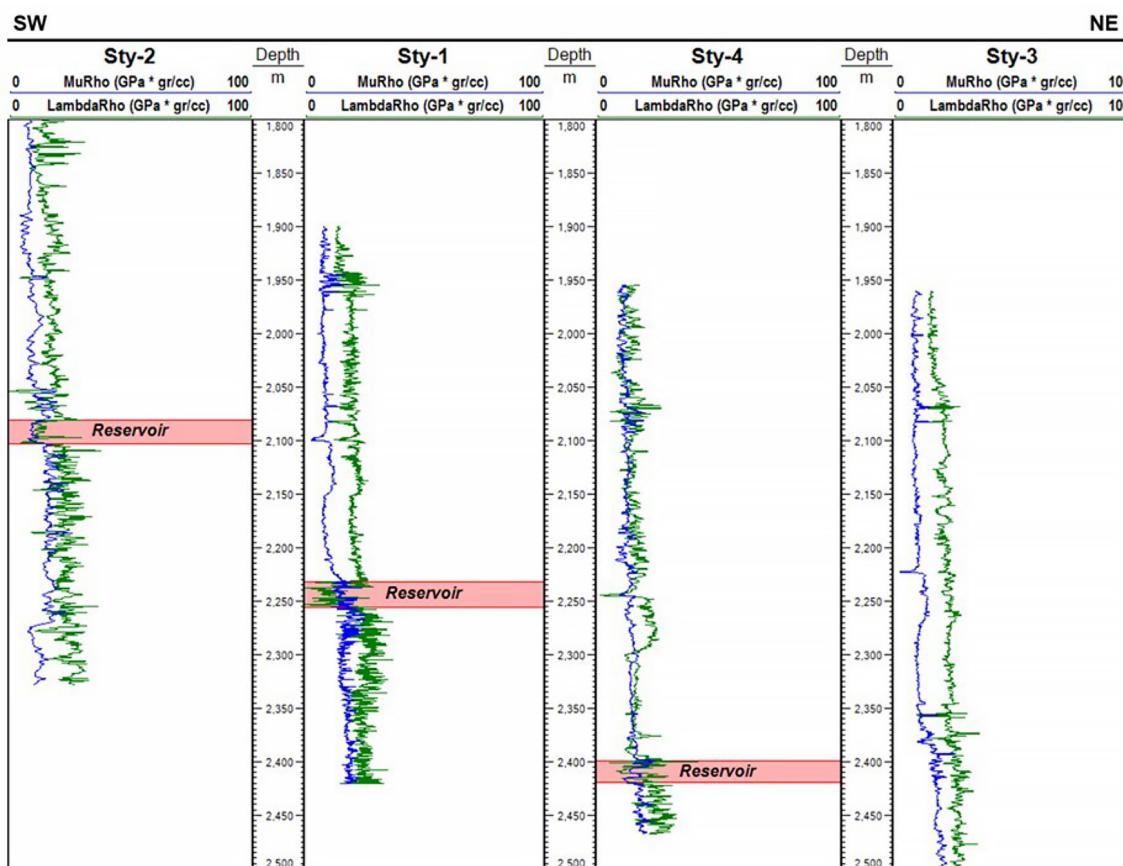


Figure 9. The elastic parameters, Mu-Rho ($\mu\rho$) and Lambda-Rho ($\lambda\rho$) in GPa, were obtained for the wells of the study case. Reservoir intervals reported in wells from Figure 2.

defined two siliciclastic minerals (quartz and potassium feldspar) and one argillaceous mineral (clay), taking information on the three types of clay reported in the case study. Next, a weighted average was calculated for illite/smectite, kaolinite, and chlorite to define clay's elastic properties. Finally, reference values were set for the dominant minerals: quartz, potassium feldspars, and clay, as shown in Table 3.

For the construction of RPT in terms of $\mu\rho$ and $\lambda\rho$, the heterogeneous isotropic method was applied for ternary plots. In

Figure 10, elastic properties of pure dominant minerals (quartz, potassium feldspar, and clay), denoted by diamonds, set the ternary RPT vertices for non-porous rock, i.e., the porosity of 0%. RPT bounds were calculated with the self-consistent method described above in Eqs. (1) to (3). In dashed lines, the sides of inner triangles represent 50% content of the dominant mineral portrayed in the opposite vertex. The ternary plots in black denote porosities of 0%, 15%, and 35%; intermediate plots in red are for 5% and 25%. In other words, the larger ternary plot

Table 2. Lithotypes related to rock's mineral composition. The classification used for 1D-3D lithotype interpretation on well logs and seismic inversion volumes. Feld: Feldspar, K: Potassium, and Qz: Quartz.

| Lithology | Description |
|------------------|--|
| Shale | Clays > 50% > Quartz, K-Feldspar |
| Shaly Sandstone | Quartz, K-Feldspar \leq 50% \leq Clays |
| Feld K Sandstone | Quartz, Clays \leq 50% \leq K-Feldspar |
| Qz-Sandstone | Quartz > 50% > K-Feldspar, Clays |

Table 3. Elastic properties of clays and the dominant rock minerals to build the specific ternary RPT for 1D-3D lithology interpretation.

| Clays | Density (g/cm ³) | V _p (km/s) | V _s (km/s) | Mineral | Density (g/cm ³) | V _p | V _s |
|-----------------|------------------------------|-----------------------|-----------------------|------------|------------------------------|----------------|----------------|
| Illite/Smectite | 2.40 | 3.6 | 1.85 | Quartz | 2.65 | 6.05 | 4.09 |
| Kaolinite | 1.58 | 1.44 | 0.93 | K-Feldspar | 2.62 | 4.68 | 2.39 |
| Chlorite | 2.60 | 4.90 | 3.23 | Clay | 2.47 | 2.77 | 1.21 |

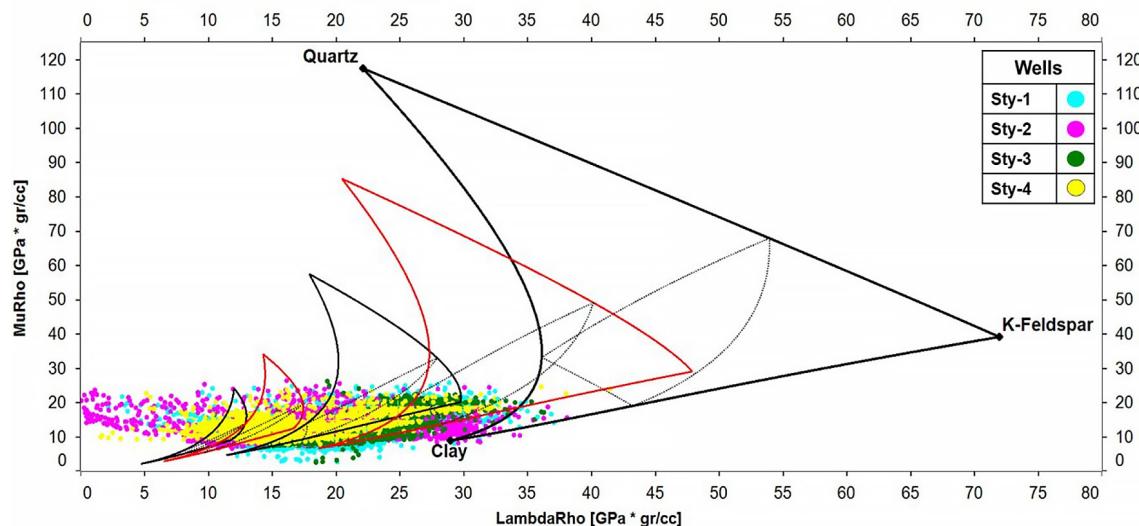


Figure 10. Construction of $(\mu\rho - \lambda\rho)$ RPT with vertexes defined by elastic properties of the calibrated dominant minerals, RPT bounds computed with micromechanics model. In color-filled points, elastic parameters of wells: Sty1, Sty2, Sty3, and Sty4.

in black is for 0% porosity, and the smaller is for 35%. Ternary plots decrease when porosity increases due to a lesser elastic contribution of pore-filling fluid.

In Figure 10, the elastic responses of wells from Figure 9 are plotted together with RPT. The point cloud of each color used corresponds to the elastic information of each of the four wells in the study area. Thus, the blue points correspond to Sty-1, green points to Sty-2, red points to Sty-3 well, and yellow points to Sty-4 well. The $(\mu\rho - \lambda\rho)$ cross plot shows that well data and ternary RPT are in range. Some points often drop out of RPT bounds because they could involve more minerals than the dominant minerals considered; however, the framework of the proposed RPT-based interpretation is unaltered.

Once the characterization of the ternary RPT with elastic information of the four wells was achieved, Figure 11, the petroelastic interpretation of lithotypes was carried out. At this point, lithologies are defined by elastic responses of rock mixtures where the elastic contribution of pure minerals is considered. In Figure 11, the superimposed zones are mainly guided by the vertices of ternary plots. These are related to lithotypes described in Table 2 as follows: the yellow zone is trending to quartz vertex; therefore, quartz sandstone is straightforwardly discretized; the red zone is for the reservoir and is linked to sandstones, high porosities, and pore-filling fluid; green zone for shales is biased by clay vertex, grey zone is for k-feldspar sandstone, and the light green zone is for shaly sandstone.

Zones portrayed in Figure 11 are used to select points and differentiate between themselves. The filtered points are separately related to each lithotype for 1D petroelastic lithology interpretation. A third fundamental property, apart from $\mu\rho$ and $\lambda\rho$, is the measured depth of elastic properties. Then lithotypes are

characterized in one-step along wells depth as shown in Figure 12. It is suggested that the characterization of lithotypes must be tied up with well geology reports. For instance, herein, Sty 1 reported massive intervals of k-feldspar sandstone and a better reservoir delineation. Modeling this information of correlated wells helped validate the novel petroelastic interpretation of lithology columns.

3.4. 3D petroelastic model for lithotype volume construction

1D petroelastic interpretation of lithologies is the main foundation for 3D petroelastic interpretation because the data design and visualization are analogous. In Figure 13, the validated ternary RPT was used in the same fashion as Figure 11. However, at this stage, the input data were calibrated volumes in terms of $\mu\rho$ and $\lambda\rho$. They are cross-plotted, and RPT is superimposed to guide 3D lithology interpretation. In Figure 13, the colored zones are also related to the same lithotypes, i.e., green for shale, light green for shaly sandstone, grey for k-feldspar sandstone, yellow for quartz sandstone, and red for the reservoir.

The shaded zones were used to select and characterize volumes of seismic inversion data in $\mu\rho$ and $\lambda\rho$. The result is a volume of lithotypes that quantifies each lithotype's position (x, y, z) and spatial distribution. 1D petroelastic interpretation from Figure 13 was used to tie up the lithotype volume obtained. Herein, in-line: 1,965 and x-line: 12,475 were used to show the main result of the proposed 3D petroelastic interpretation of lithologies. Figure 15 portrays the spatial distribution of shale, shaly sandstone, k-feldspar sandstone, quartz sandstone, and the reservoir. In addition, constructing sedimentary models and geobodies delineation could be its potential applications.

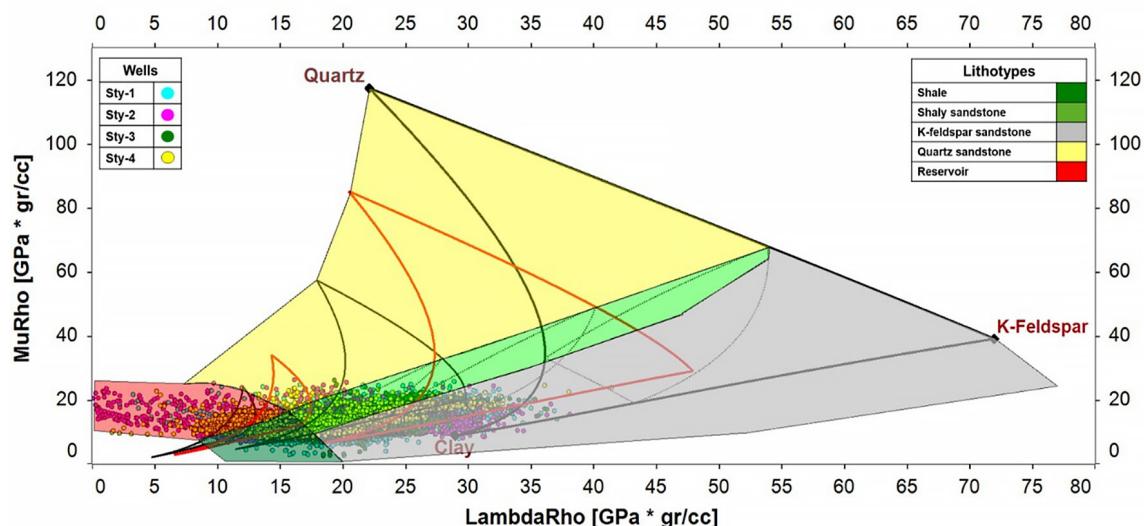


Figure 11. Ternary RPT shows the resulting lithotypes for the 1D model for the four wells, which would later be scaled to seismic to obtain a 3D geological model.

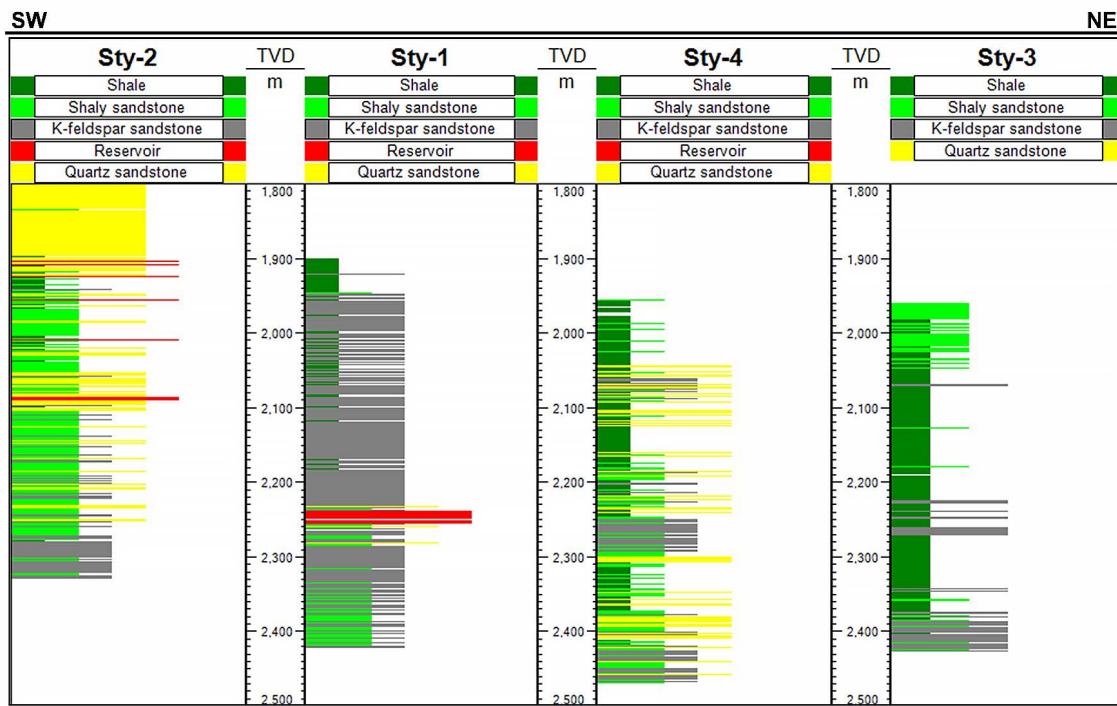


Figure 12. 1D petroelastic interpretation of lithologic columns. Cross-section correlation of lithology units colored with zones of Figure 11.

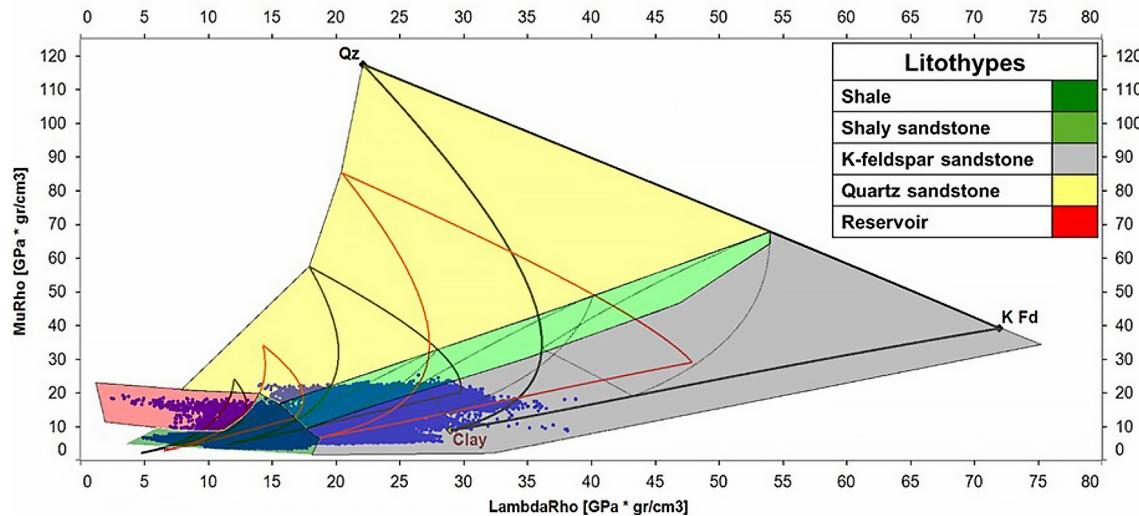


Figure 13. Shows the resulting lithotypes for the 1D model for the four wells, which would later be scaled to seismic to obtain a 3D geological model.

In Figure 15, stratal slice analysis focused on the spatial distribution of the reservoir was performed. Remember that this is a 3D visualization of the selection of intervals in red from Figure 13. These points are colored zones in red in Figures 14 and 15. Sty-1 well clearly dropped in the best zone of the reservoir because it landed in the broader area in red. Commercial

output is often linked to the vast presence of pore-filling fluid. In contrast, Sty-2 and Sty-3 were drilled in a sparse area in red. Sty-4, a re-entry of Sty-3, also dropped in a scarce area in red. The proposed 1D-3D interpretation of lithologies integrated with field and production well reports can assist in defining hydrocarbon-rich zones within the target stratum.

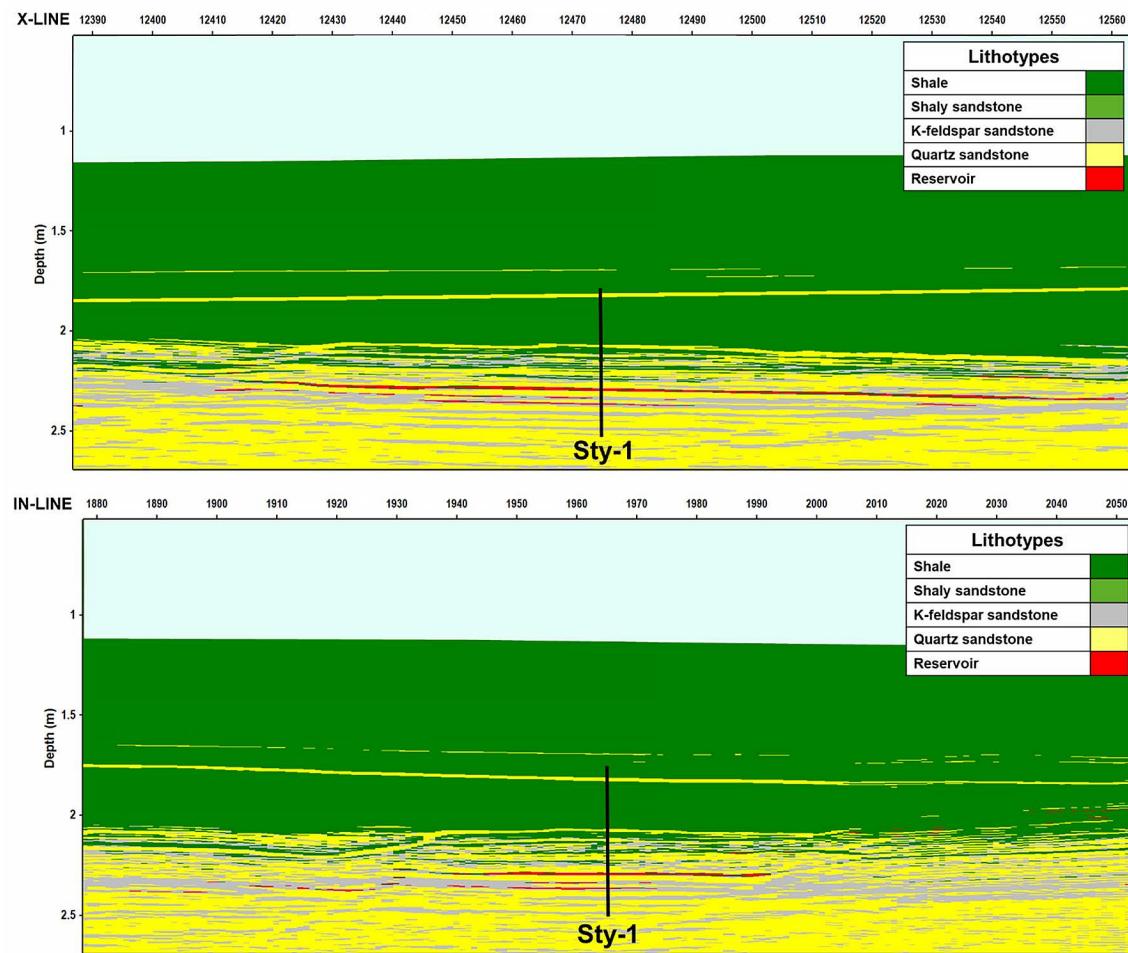


Figure 14. Lithotypes were obtained for the study case (In-line: 1,965; X-line: 12,475).

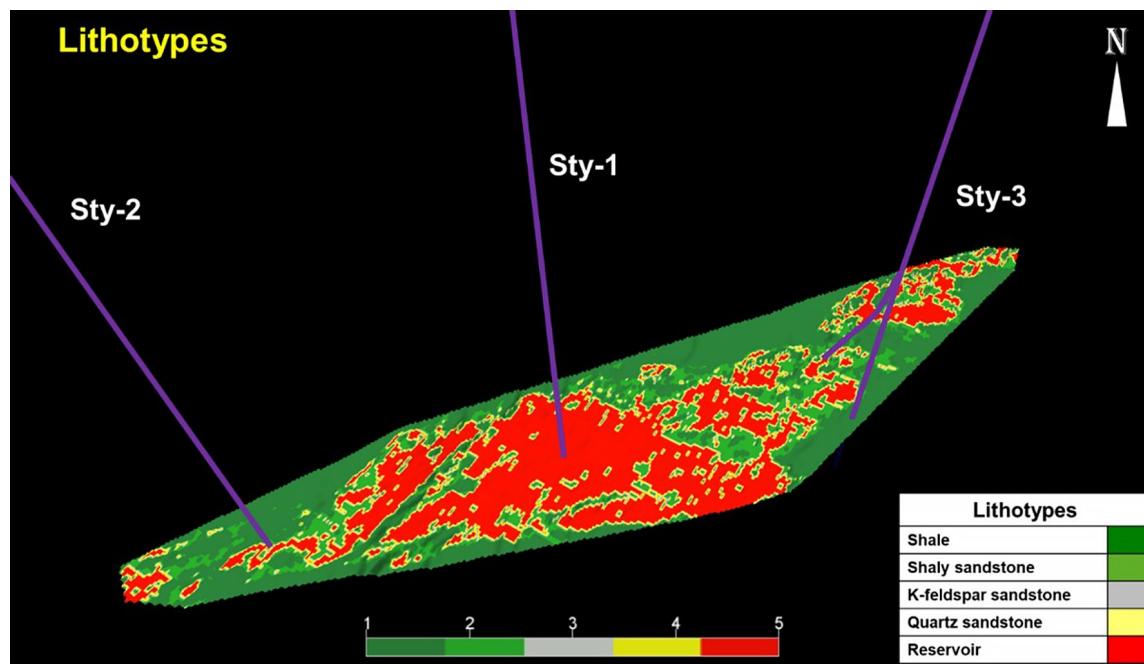


Figure 15. Stratal slice of reservoir identified by the rock physics templates RPT. The zone in red in Figure 13 encompasses the points distributed within the stratal slice.

3.5. 1D brittleness model

Integrating the petroelastic model of lithotypes and brittleness modeling is the major novelty of this research. Brittleness modeling reinforces 1D-3D petroelastic interpretation by quantifying brittleness in hydrocarbon-rich zones. Brittleness evaluation carried out based on Young's modulus E and Poisson's ratio v is well accepted in the oil industry, Section 2.2. Lab tests, well logs, and seismic inversion volumes can obtain these elastic parameters. Herein, the first step is to define the maximum and minimum values of E and v . In Table 5, the corresponding values are shown. They are related to dominant minerals with the highest and lowest values for E and v .

Next, E and v curves were calculated using geophysical logs modeled in section 3.1. The elastic parameters obtained for the wells are those presented in Figure 16.

With the elastic parameters defined and calculated for each well, E and v curves are normalized by applying equations 6 and 7. Brittleness indexes based on Young's modulus BI_E and Poisson's ratios BI_v are portrayed in Figure 17. They are qualitative indicators because they depend on the maximum and minimum values used. For instance, we used limits referenced in Table 4; however, the curve behavior will not change when other limits are used. The critical point is honoring the elastic properties of the most brittle and ductile formations.

Note that normalized profiles of BI_E are lesser than BI_v in

Table 4. Maximum and minimum values to E and v for brittleness analysis of the wells of the study case.

| Parameter | Max | Min |
|----------------|------|------|
| E (GPa) | 95.4 | 2.8 |
| v (Unitless) | 0.44 | 0.07 |

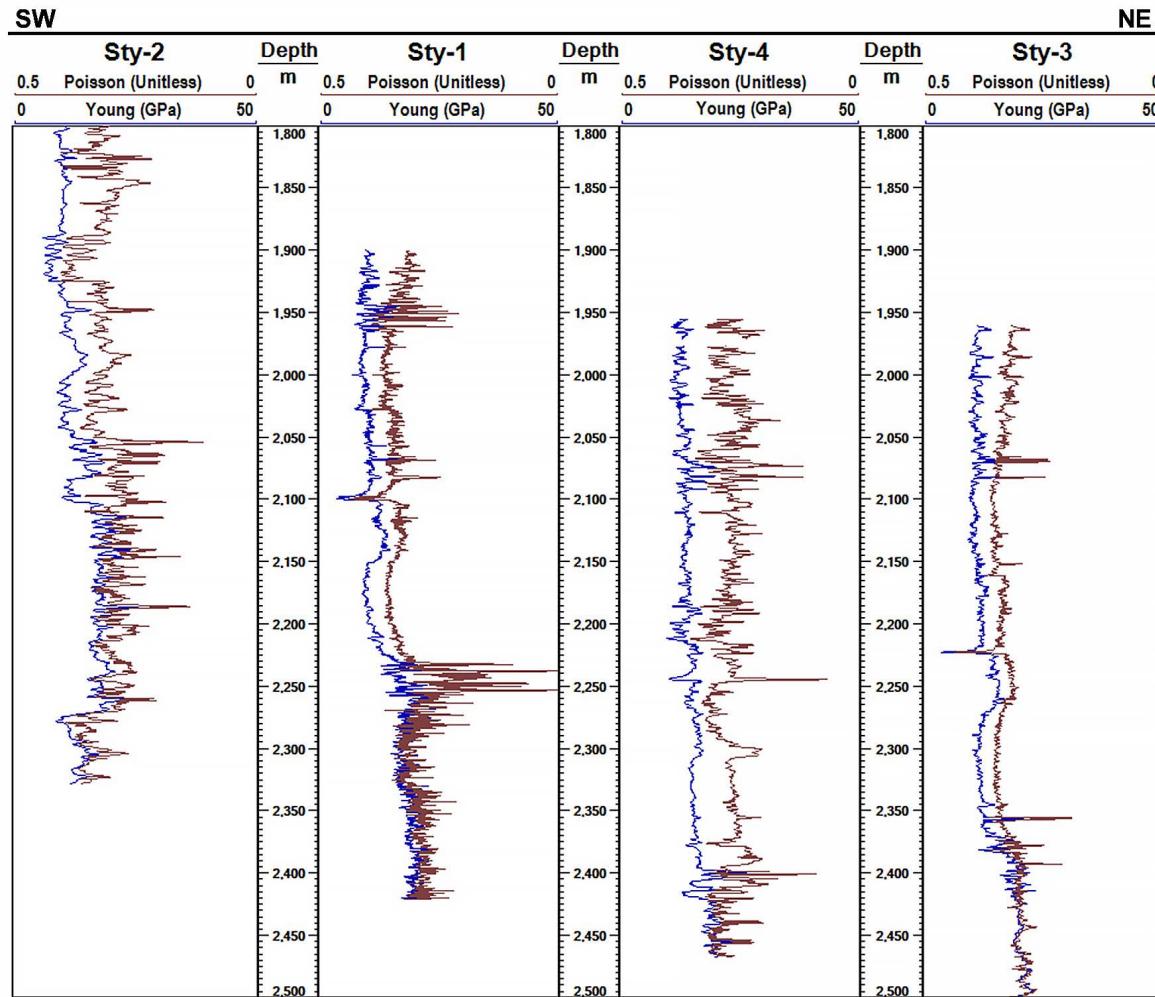


Figure 16. Elastic parameters E and v of the wells in the case study.

wells evaluated. This issue is because, in the discretization, the theoretical value of quartz with porosity equal to 0 was used as the maximum value for E . Therefore, we suggest using core data when available to maximum and minimum values for E and v at target formation. Finally, computing the arithmetic average of BI_E and BI_v with equation (8), the BA brittleness index was obtained and used to discriminate intervals with greater and lesser brittleness. Reservoir intervals reported are references to the brittleness quantification considering the elastic contribution of pore-filling fluid, Figure 18. Sty-1 reported a potent reservoir interval in contrast to Sty-3, which landed out of the hydrocarbon-rich zone. These well behaviors were linked to the performance of BA curves. Based on a qualitative interpretation of BA and the oil field data, the higher values ($BA \gg 0.5$) could indicate the presence of hydrocarbons upon the target stratum.

It was obtained, and in the case of the Sty-1 well, the identification of the hydrocarbon zone. In Figure 18, the results of BA are shown.

3.6. 3D brittleness model

In the same fashion that was scaled 1D to 3D petroelastic interpretation of lithotypes, sections 3.3 and 3.4., 1D brittleness modeling was scaled to 3D brittleness modeling. Herein, 3D brittleness analysis was executed using volumes of Young's modulus and Poisson's ratio. These volumes came from seismic inversion tied with the area wells (Arévalo-López, 2017). Drawbacks about using data at different scales were solved in that step. For brevity, figures of intermediate normalizations of BI_E and BI_v were skipped. Results of 3D brittleness analysis based on BA are shown at the target stratum. Reservoir zones linked to BA were also investigated as an indicator of saturated zones. The latter represents an outstanding feature of lithotypes and brittleness workflows proposed.

Figure 19 shows 1D-3D brittleness modeling conducted on in-line and x-line corresponding to the intersection with the Sty-1. Zones in red denote higher values of the BA brittleness

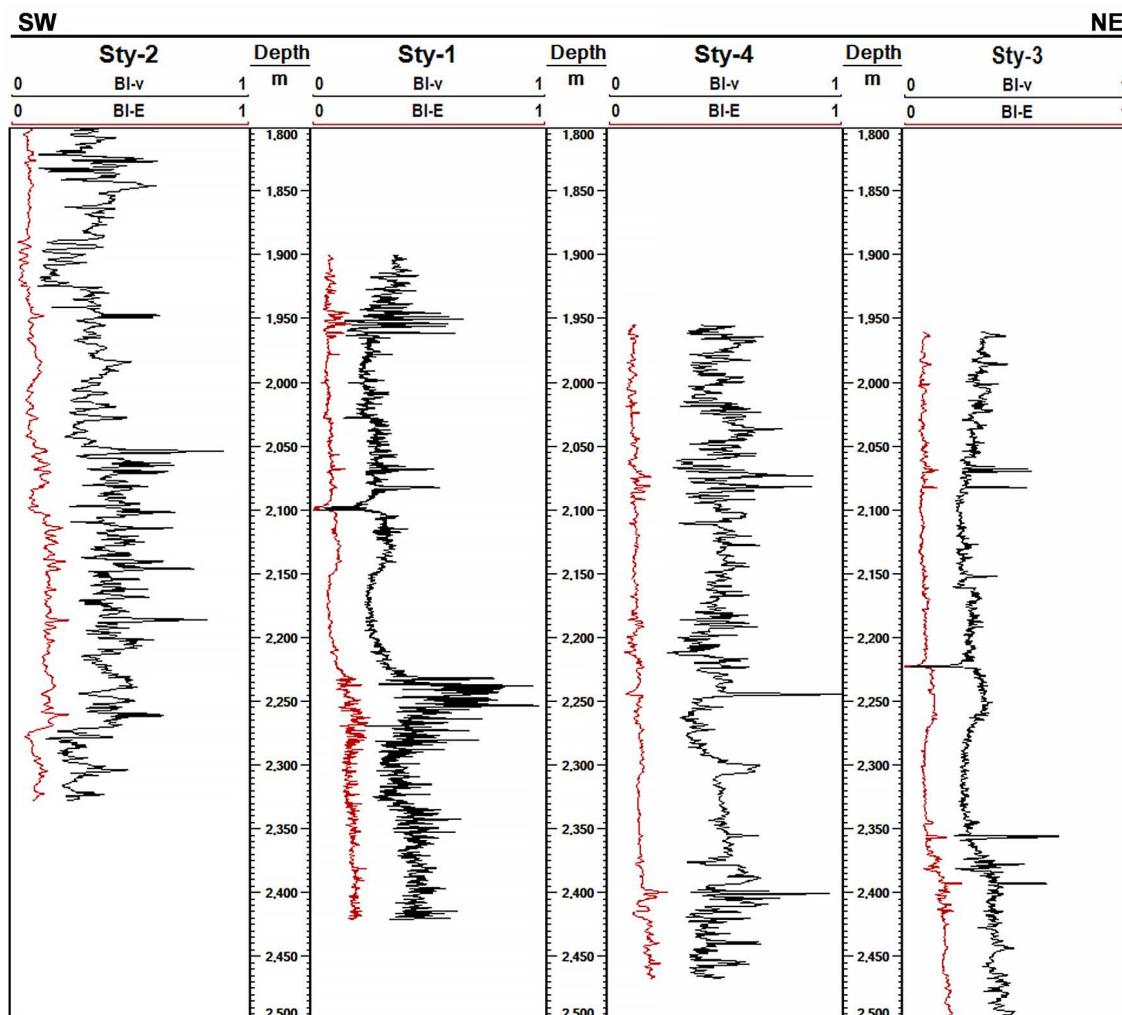


Figure 17. Brittleness indices, BI_E and BI_v , were calculated for wells of the case study.

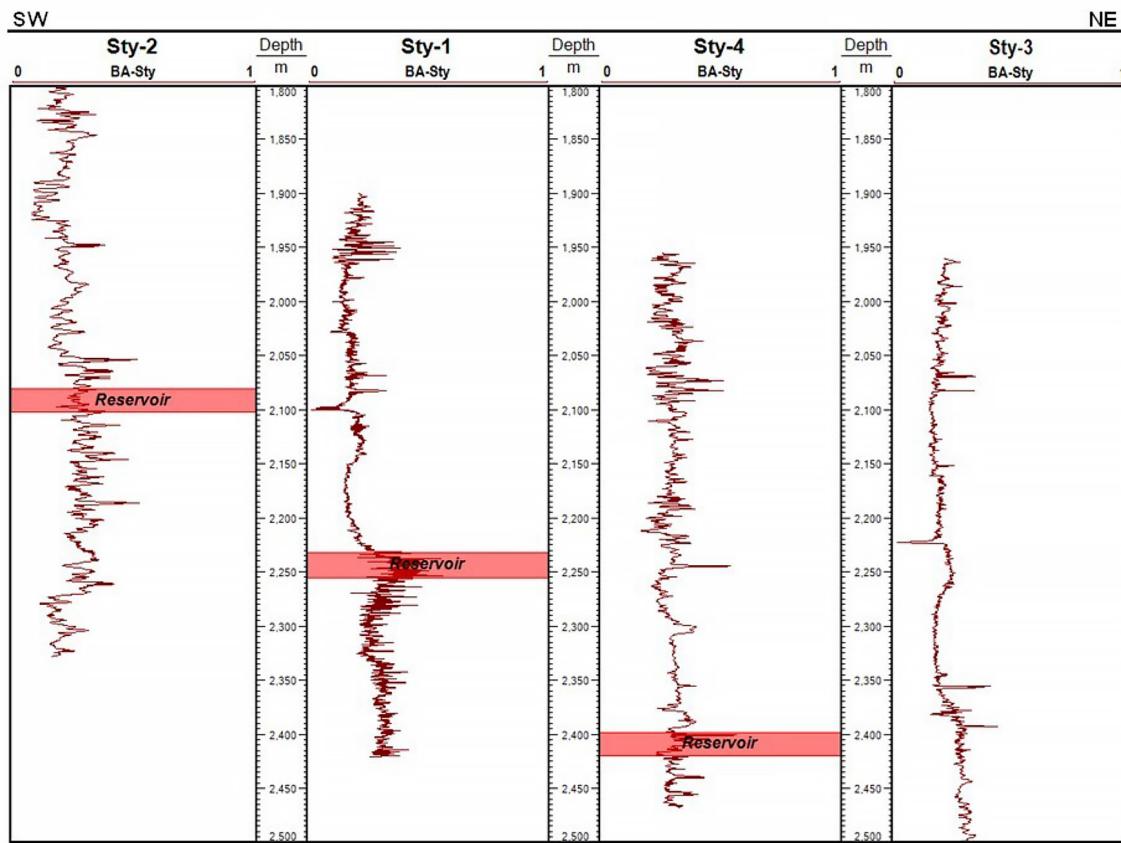


Figure 18. Brittleness average (BA) based on a simple average of BI_E and BI_v to wells in the case study. Reservoir depths were used to calibrate the ranges of BA qualitatively.

index, consistent with the 1D brittleness analysis performed on Sty-1. The horizontal spatial distribution is related to the lateral continuity of brittle intervals at the target stratum, and vertical variations can underpin well paths to drill the most significant number of brittle intervals.

The same stratal slice, Figure 15, is used to portray the spatial distribution of brittle zones and landing area of the well paths, Figure 20. Regions in red were discriminated by cutting the higher values of the BA brittleness index. For example, at the target stratum, Sty-1 was placed into a sizeable brittle zone; Sty-2 and Sty-3 were drilled in poor brittleness zones; and Sty-4, a re-entry well from Sty-3, was redirected to an area with higher brittleness. This brittleness analysis carried out on wells and stratal slices, features the BA brittleness index as a new reservoir indicator.

Finally, in Figure 21, the integration of workflow results of both petroelastic interpretation and brittleness analysis are shown. The in-line: 1965 and cross-line: 12765 corresponds to Sty-1, and the reservoir zone in red was identified at well scale and delineated at seismic scale. 3D visualization of lithotype distribution, Figure 15, and higher values of BA ($\gg 0.5$), Figure 20, are merely depicted and correlated with Sty-1.

4. Discussion

Following the proposed methodology (Section 2, Figure 4), it was possible to determine, with the support of the $\mu\rho - \lambda\rho$ RPT the petroelastic facies and confirm the reservoir zone at 1D (Figure 12) and 3D (Figures 14 and 15). However, particularly for the Sty-1 well, a better correlation of parameters and identification of the reservoir area was obtained concerning the other wells evaluated. It may be because available information was calibrated with this well. Additionally, with the Brittleness methodology (Section 2, Figure 5), results were also found at well level 1D (Figure 19) and 3D seismic (Figures 19 and 20) scale, consistent with what was described in the literature and what was obtained with the petroelastic method described in the previous paragraph. Particularly for this case, the brittle and ductile zones were distinguished employing the BA parameter (Figures 19, 20, and 21), observing that for the former ($BA \gg 0.5$), the attenuation caused by the presence of hydrocarbons allows the identification of the reservoir, due to the nature of the method that does not involve the bias of the user. Here, the 1D brittleness evaluation (Lizcano-Hernández *et al.*, 2018) was clearly extended to 3D

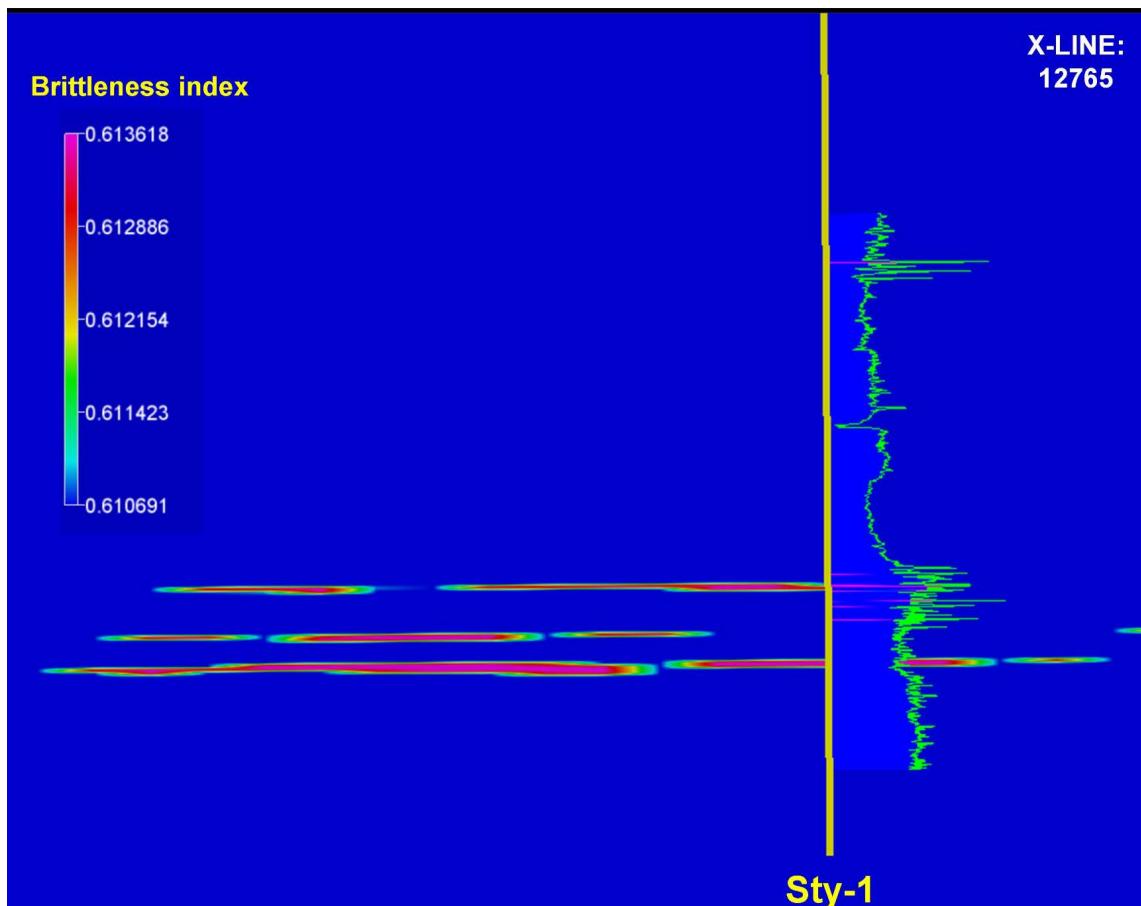


Figure 19. Brittle zones in red from 1D-3D brittleness analysis of the case study. Sty-1 is used as a correlation well.

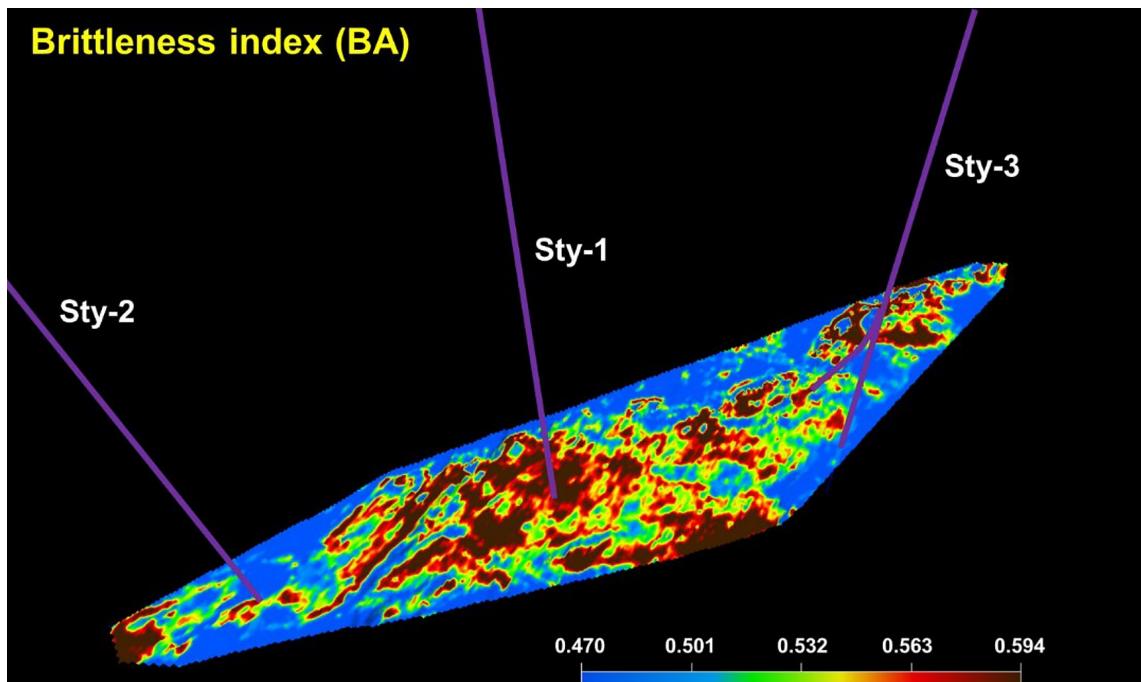


Figure 20. Reservoir identification using the brittleness index modeling. BA index was set out as a reservoir indicator in terrigenous formations.

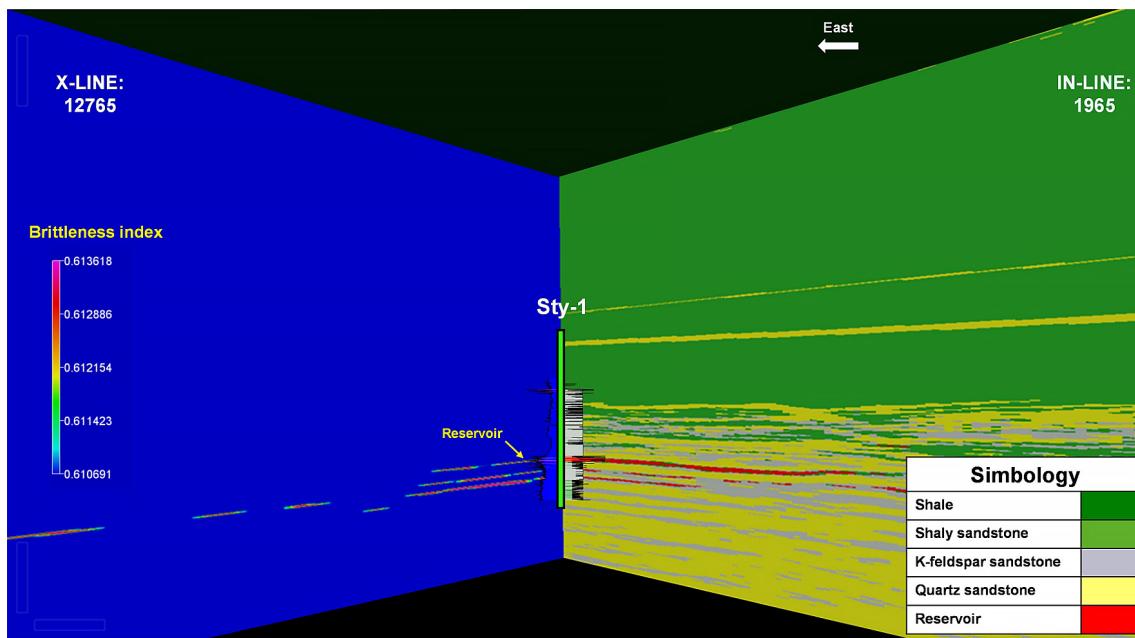


Figure 21. Results coupled of the brittleness analysis and lithology interpretation of the study case.

brittleness analysis to identify zones of potential reservoirs. This quantitative method of $E - v$ brittleness analysis enables us to identify the hydrocarbon zones sufficiently and reinforce the determinations of the conventional qualitative methods solely based on geology principles.

5. Conclusions

The results obtained from the lithotypes, at the well level and the seismic level, permit the identification of the reservoir zones, which were concordant at both levels of analysis. The effectiveness of the petroelastic workflow proposed as a complement to calibrate conventional exploratory analyzes was ascertained. The proposed methodology supported in the RPTs established the identification of lithologies at the log level, consistent with published results, which assisted defining and scaling the lithologies to the seismic one, with volumes of valuable subsurface information obtained.

Applying the proposed methodology, it was possible to determine the spatial distribution of the reservoir, which honors the results obtained independently for each of the wells, as well as confirm what has been reported in the literature for the study area. In the same way, the methodology allowed identifying the zones in which, according to what was reported, there are no reservoir conditions, as is the case of the Sty-3 well. It has also been possible to contribute to the quantitative seismic interpretation from the results obtained from the brittleness modeling both at

the well and seismic levels. With the above, it is noted that this method has great potential since it is through calculations and not the interpreter's subjectivity that the zones of the potential reservoir were differentiated.

In the lithological interpretation carried out with the RPT, the areas with hydrocarbon content that allowed their identification were attenuated. Additionally, the workflow for brittleness analysis was applied at the well and seismic level, which confirmed the areas of the reservoir with the best conditions for the prospective location of wells. While in the quantitative estimation carried out with the brittleness modeling, it was determined that the reservoir zones are found in BA brittleness index greater than 0.5. Also, in the application of the said methodology, it is the BI_v brittleness obtained for Poisson's ratio, which is the most sensitive to attenuation due to hydrocarbon content, for which it is proposed to carry out tests in which BA is obtained, through averages of a different nature than arithmetic to refine the areas of potential reservoir more.

Acknowledgments

Authors are thankful to Instituto Mexicano del Petróleo for supporting this research. They are also grateful the valuable suggestions from peer reviewers to improve the article's quality. DLA and MADC thank to CONAHCYT for the graduated scholarship granted. Stanford University provided the seismic

information used in this work and consists of the and volumes produced from a simultaneous impedance inversion process.

References

- Anatoly S. (1999). Mathematical models of elastic wave processes in seismology and seismic prospecting: forward and inverse problems. *Simulation Practice and Theory*, 7, 125–151. Computing Center, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, November 1998.
- Arévalo-López, H. S., (2017). Petro-Elastic Interpretation of Seismic Impedances. Dissertation for the Degree of Doctor of Philosophy at Stanford University, June 2017. <http://purl.stanford.edu/yb330pn2762>.
- Areválo-López, H. S. and Dvorkin, J. P., (2017). Simultaneous impedance inversion and interpretation for an offshore turbiditic reservoir, Interpretation, 5(3), SL9-SL23, doi: <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0192.1>
- Avseth, P., Mukerji, T., and Mavko, G. (2005). Quantitative Seismic Interpretation. Applying Rock Physics to Reduce Interpretation Risk. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University, doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756806233053>
- Bredesen, K., Lorentzen, M., Nielsen, L., and Mosegaard, K. (2021). Quantitative seismic interpretation of the Lower Cretaceous reservoirs in the Valdemar Field, Danish North Sea. Department of Geophysics, Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS), Copenhagen, Denmark (July 2021). doi: <https://doi.org/10.1144/petgeo2021-016>
- Byoung, Y.K. (2016). Prestack elastic generalized-screen migration for multicomponent data. *Journal of Applied Geophysics*, 126, 116–127, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.01.016>
- Chengbo, Y. (2016). Effects of porosity on seismic velocities, elastic moduli and Poisson's ratios of solid materials and rocks. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 8. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2015.07.004>
- Carcione, J., and Avseth, P. (2015). Rock-physics templates for clay-rich source rocks. *Geophysics*, 80, D481-D500. doi: <https://doi.org/10.1190/geo2014-0510.1>
- Danaei, S., Silva-Neto, G.M., Schiozer, D.J., and Davolio A. (2020). Using the petro-elastic proxy model to integrate 4D seismic in ensemble-based data assimilation. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 194, 107457. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107457>
- Ementon, N., Hill, R., Flynn, M., Motta, B., and Sinclair, S. (2004). Stybarrow Oil Field—From Seismic to Production, the Integrated Story so Far. Society of Petroleum Engineers (SPE 88574), Perth, Australia, October 2004. doi: <https://doi.org/10.2118/88574-MS>
- Gavin, L. J. (2015). Stress-induced seismic azimuthal anisotropy offshore NW Australia. Doctoral Thesis, The University of Western Australia. <https://research-repository.uwa.edu.au>
- Goodway, B., Perez, M., Varsek, J., and Abaco, C. (2010). Seismic petrophysics and isotropic-anisotropic AVO methods for unconventional gas exploration. *The Leading Edge*, 29(12), 1500-1508. doi: <https://doi.org/10.1190/1.3525367>
- Holt, R., and Westwood, B. (2016). Predicting mineralogy from elastic rock properties. *CSEG RECORDER*, 41, 22-26. <https://csegrecorder.com/articles/view/predicting-mineralogy-from-elastic-rock-properties>
- Lizcano-Hernández, E. G., Nicolás-López, R., Valdiviezo-Mijangos, O. C. and Meléndez-Martínez, J. (2018). Estimation of brittleness indices for pay zone determination in a shale-gas reservoir by using elastic properties obtained from micromechanics. *Journal of Geophysics Engineering* 15, 307–314, doi: <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa9a5e>
- López-Aguirre, D., García-Benítez, S. R., and Nicolás-López, R. (2020). Obtención de la velocidad de corte y parámetros elásticos-geomecánicos, utilizando redes neuronales. AIPM Petroleum Engineering Journal, 60(2), ISSN 0185-3899. <https://aipmac.org.mx/editorial/revista-ingenieria-petrolera/ediciones-2020>
- Mardani, R. A. (2020). Generating Synthetic Seismogram in Python, Online Short Course, EAGE, October 2020.
- Nicolás-López, R., and Valdiviezo-Mijangos, O. C. (2016). Rock physics templates for integrated analysis of shales considering their mineralogy, organic matter and pore fluids. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 137, 33-41. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2015.11.009>
- Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., and Chambers, J. (2016). Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction tomography — The importance of elastic moduli. *Journal of Applied Geophysics*, 134, 64–76. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.08.014>
- Valdiviezo-Mijangos, O. C., and Nicolás-López, R. (2014). Dynamic characterization of shale systems by dispersion and attenuation of P- and S-waves considering their mineral composition and rock maturity. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 122, 420-427. doi: <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2014.07.041>
- Zhiheng, J. (2019). Seismic inversion for fluid bulk modulus based on elastic impedance. *Journal of Applied Geophysics*, 169, 74-84. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.06.013>
- Zoback, M. D. (2007). Reservoir Geomechanics. Department of Geophysics, Stanford University. Cambridge University Press. The Edinburgh Building, Cambridge CB2 8RU, UK. doi: <https://doi.org/10.1190/geo2018-0700.1>

Interpretation of Regional Geophysical Data Acquired at the Bathurst Mining Camp, Canada

Juan I. Martínez^{*1}  and Bogdan Nitescu¹ 

Abstract

The Bathurst Mining Camp is a major base-metal mining district in New Brunswick, Canada that was a focus area for the Geological Survey of Canada Targeted Geoscience Initiative Phase 3 project. As part of this project, more than 3500 gravimetric observations were acquired in the Bathurst Mining Camp, with an average spacing of 1-2 km, in 2006. The gravimetric data was reduced for an average crustal density value of 2.77 g/cm^3 to obtain the Bouguer anomaly, which was analyzed and used to obtain 2.5D gravity models along five transects crossing the Bathurst Mining Camp. As a result of gravity modeling, a model of the general geometry of the main geological groups of the Bathurst Mining Camp (Fournier, California Lake, Tetagouche, and Miramichi) was obtained, which suggests that the Nine Mile Syncline is an open fold, and the Tetagouche Anticline is a gentle fold. Both folds are non-cylindrical and inclined, with their axial planes dipping in the 293° N direction: the angle of vergence of the folds increases towards the northeast of their axes. The structures under the Tetagouche Anticline axis gradually get deeper towards the Northeast reaching a maximum depth of 4 km. The depth of the structures modeled under the axis of the Nine Mile Syncline varies between 2 and 9 km, the deepest part being towards the center of the Bathurst Mining Camp; towards the northeast of its axis, the structures reach an intermediate depth of 4 km while towards the southwest they are 2 km deep on average.

Key words: gravity data, Bouguer anomaly, gravity modeling, Bathurst mining camp.

Resumen

El Campo Minero de Bathurst es un importante distrito minero de metales básicos en Nuevo Brunswick, Canadá, que fue un área de interés para el proyecto de la Fase 3 de la Iniciativa de Geociencias Dirigidas del Servicio Geológico de Canadá. Como parte de este proyecto, en 2006 se adquirieron más de 3.500 observaciones gravimétricas en el campo minero de Bathurst, con una separación media de 1 a 2 km. Los datos gravimétricos se redujeron a un valor medio de densidad de la corteza de 2.77 g/cm^3 para obtener la anomalía de Bouguer, que se analizó y utilizó para obtener modelos gravimétricos en 2,5D a lo largo de cinco transectos que cruzan el campo minero. Como resultado del modelo gravimétrico, se obtuvo un modelo de la geometría general de los principales grupos geológicos del campo (Fournier, California Lake, Tetagouche y Miramichi), que sugiere que el Sinclinal de Nine Mile es un pliegue abierto, y el Anticlinal de Tetagouche es un pliegue suave. Ambos pliegues son no cilíndricos e inclinados, con sus planos axiales sumergidos en la dirección 293° N : el ángulo de vergencia de los pliegues aumenta hacia el noreste de sus ejes. Las estructuras bajo el eje del anticlinal de Tetagouche se hacen gradualmente más profundas hacia el noreste, alcanzando una profundidad máxima de 4 km. La profundidad de las estructuras modeladas bajo el eje del Sinclinal de las Nueve Millas varía entre 2 y 9 km, siendo la parte más profunda hacia el centro del campo Minero de Bathurst; hacia el noreste de su eje, las estructuras alcanzan una profundidad intermedia de 4 km mientras que hacia el suroeste tienen una profundidad media de 2 km.

Palabras clave: datos de gravedad, anomalía de Bouguer, modelado de gravedad, campamento minero de Bathurst.

Received: November 20, 2022; Accepted: October 11, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Oscar C. Valdiviezo-Mijangos

* Corresponding author: Juan Ignacio Martínez Bustamante, ji.martinez11@uniandes.edu.co

¹ Cra. 1 #18a-12, Universidad de los Andes, IP Building, office 206, Bogotá, Cundinamarca, Colombia.

Juan Ignacio Martínez Bustamante and Bogdan Nitescu

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1444>

Introduction

The Bathurst Mining Camp (BMC) is located north of the Miramichi Highlands of New Brunswick (Fig. 1) and is one of the most important base-metal mining districts in Canada, hosting numerous deposits and massive sulfide occurrences related to volcanic activity (Goodfellow 2007). Many of these deposits are close to the surface and have been exploited for many years. However, the next generation of deposits is probably buried deeper than those currently being exploited, and it becomes necessary to have a better knowledge of the subsoil of the main geological units. The general objective of this study is to perform an analysis and modeling of the upper crustal structure of this area using the public gravimetric data acquired in the Bathurst Mining Camp, in order to contribute to the geological understanding of the main characteristics of the upper crust, such as depth and general geometry of the main regional mapped structures.

The Bathurst Mining Camp was a focus area of the Geological Survey of Canada's Targeted Geoscience Initiative Phase 3 project, which aimed to provide new geoscience knowledge to support mining exploration activities. As part of the mentioned project, the Geological Survey of Canada conducted a gravimetric survey in 2006, which led to the acquisition of over 3500 new gravity measurements, with an average spacing of 1-2 km.

The gravity data used in this study was downloaded from the

Geoscience Data Repository of Natural Resources Canada (<https://geophysical-data.canada.ca/Portal/Search>). The current study provides first a qualitative analysis of the regional gravimetric data, followed by 2.5D gravity forward models along five profiles that cross the BMC, which offer a perspective on the geometry of the upper crustal structures and geological bodies of the area. The results of this study contribute to the geological understanding of the main characteristics of the upper crust in the BMC.

Regional Geology

The Bathurst Mining Camp is a mining district located in the zone of Bathurst, northeastern New Brunswick, Canada. It occupies an approximately circular area with a diameter of about 70 km and has 46 major mineral deposits and more than 100 mineral occurrences (Goodfellow 2003). These deposits are hosted by Cambro-Ordovician rocks that were deposited in a retro-arc ensialic basin developed on the Gondwana continental margin of the northern Appalachians (Goodfellow 2003). The Bathurst Mining Camp has been subdivided into four coeval groups of volcanic and sedimentary rocks (Fig. 1): Tetagouche, California Lake, Sheephouse Brook, and Fournier. These groups overlap with older sedimentary rocks of the Miramichi Group, which correspond to an ancient passive continental margin (Goodfellow 2007).

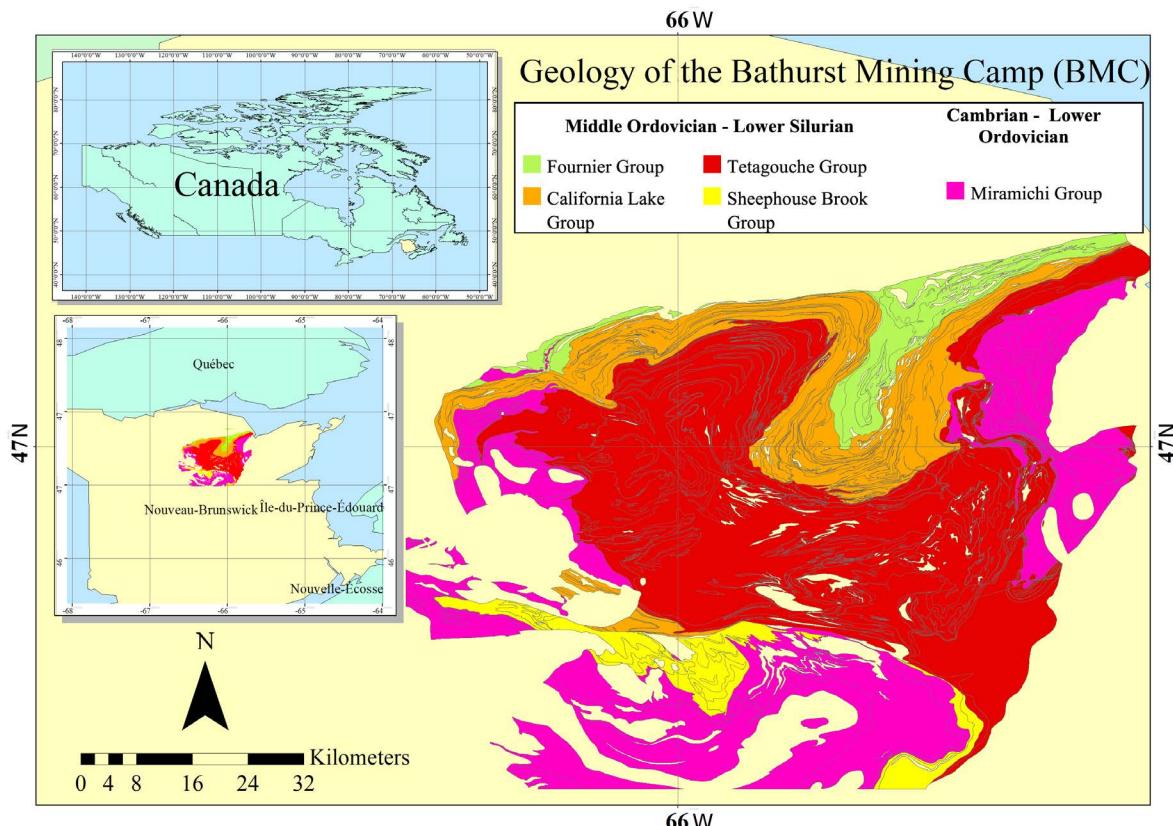


Figure 1. Location and major geological groups present at Bathurst Mining Camp (BMC).

Most of the massive sulfide deposits in the Bathurst Mining Camp are hosted by the Tetagouche and California Lake groups. The California Lake group contains approximately the same proportions of mafic and felsic volcanic rocks and probably represents the marginal basin that overlaps both oceanic crust and continental crust. The Tetagouche group, in contrast, consists of volcanic-felsic rocks and was possibly deposited in a basin of mostly continental crustal extension origin (Van Staal 2003). The massive sulfide deposits in these groups are associated with submarine volcanic calco-felsic rocks that formed from molten continental crust during the early stages of retro-arc creation. The subsequent process of retro-arc formation produced hyaloclastites and alkaline and tholeiitic (sub-alkaline) basalt flows resulting in a bimodal volcanic sequence (Goodfellow 2007).

Structurally, the Bathurst Mining Camp shows a pattern of interference produced by polyphase deformation (Goodfellow *et al.* 2003a). A first deformation event caused thrust faults and overturned isoclinal folds with axial planar foliation (Late Ordovician – Early Silurian), which formed under high-pressure greenschist and blueschist facies conditions. A second deformation caused tight to isoclinal folds with shallowly to steeply plunging fold axes accompanied by steeply-dipping axial planar cleavages formed under greenschist facies conditions (Late Silurian). Then, a third deformation event caused open to tight recumbent folds (Late Silurian). Finally, a fourth regional scale deformation event caused north–northeast- to the south–southwest-trending folds and cleavages (Early Devonian) (Ugalde *et al.* 2019).

It is interpreted that due to dextral transpression of the northern Appalachians during the Middle Devonian, the above-mentioned structures were folded again resulting in the formation of new folds. This late deformation led to the formation of dome structures, basins, and relevant structures of the zone such as the Pabineau Syncline, the Pabineau Anticline (Van Staal and Williams 1984), the Nine Mile Syncline and the Tetagouche Anticline (Van Staal 1986). The faults and axes of the current folds are shown in Fig. 2.

Methodology

The gravimetric data used in this study were collected as part of the Geological Survey of Canada's Targeted Geoscience Initiative Phase 3 (TGI3) project at Bathurst Mining Camp (BMC) in Canada. These data were downloaded from the Geophysical Data Repository of Natural Resources Canada (<https://geophysical-data.canada.ca/>) and formed the basis of the study.

In addition, a comprehensive review of the existing literature on the geology and physical properties of the Bathurst Mining

Camp was completed, in order to properly contextualize and understand its geological setting and characteristics.

The Bouguer anomaly data was recalculated for an average crustal density of $2.77\text{g}/\text{cm}^3$, based on the density values of the rocks in the BMC (Thomas 2003).

An initial qualitative analysis of the Bouguer anomaly data was performed to estimate the relationship between the densities of the different geological groups present in the study area. Also, a power spectrum analysis was carried out. This analysis provided estimates of the depth ranges of the geological structures in the study area.

Based on the available geological information and the qualitative analysis of the gravity data, 2.5D forward gravity modeling was performed along several transects that were considered representative for the description of the regional geologic features and structural relationships in the BMC.

For the construction of 2.5D models along the selected transects, the GM-SYS tool of Geosoft Oasis Montaj version 9.7.1 was used. These models incorporated key factors such as the density contrasts between geological groups, the depth of the structures estimated by the power spectrum analysis and known structural characteristics of the area, such as regional folds.

Additionally, the modeling process was guided by the assumptions that the modeled geologic groups are characterized by horizontal continuity and constant thickness across the BMC.

The models were constrained by the mapped position of the main geologic groups at surface and the modeling process was carried out by adjusting the modeled bodies so as to minimize the Root Mean Square Error (RMSE) value with respect to the observed Bouguer anomaly along each transect.

Gravity Data

The Bathurst Mining Camp was a focus area of the Targeted Geoscience Initiative Phase 3 project, which aimed to provide new geoscience expertise to support mining exploration activities. As part of the mentioned project, the Geological Survey of Canada conducted a gravimetric survey in 2006, which led to the acquisition of over 3500 new gravity data with an average spacing of 1–2 km, which significantly improved the resolution of the gravity field in this area (Fig. 3). The new gravity data were collected by the Geodetic Research Division of Natural Resources Canada using four LaCoste and Romberg gravimeters.

All new gravimetric observations were referenced to the Canadian Gravity Standardization Network. The positioning of the gravity stations was determined using a differential GPS of geodetic quality. The raw gravity data acquired in 2006 by the

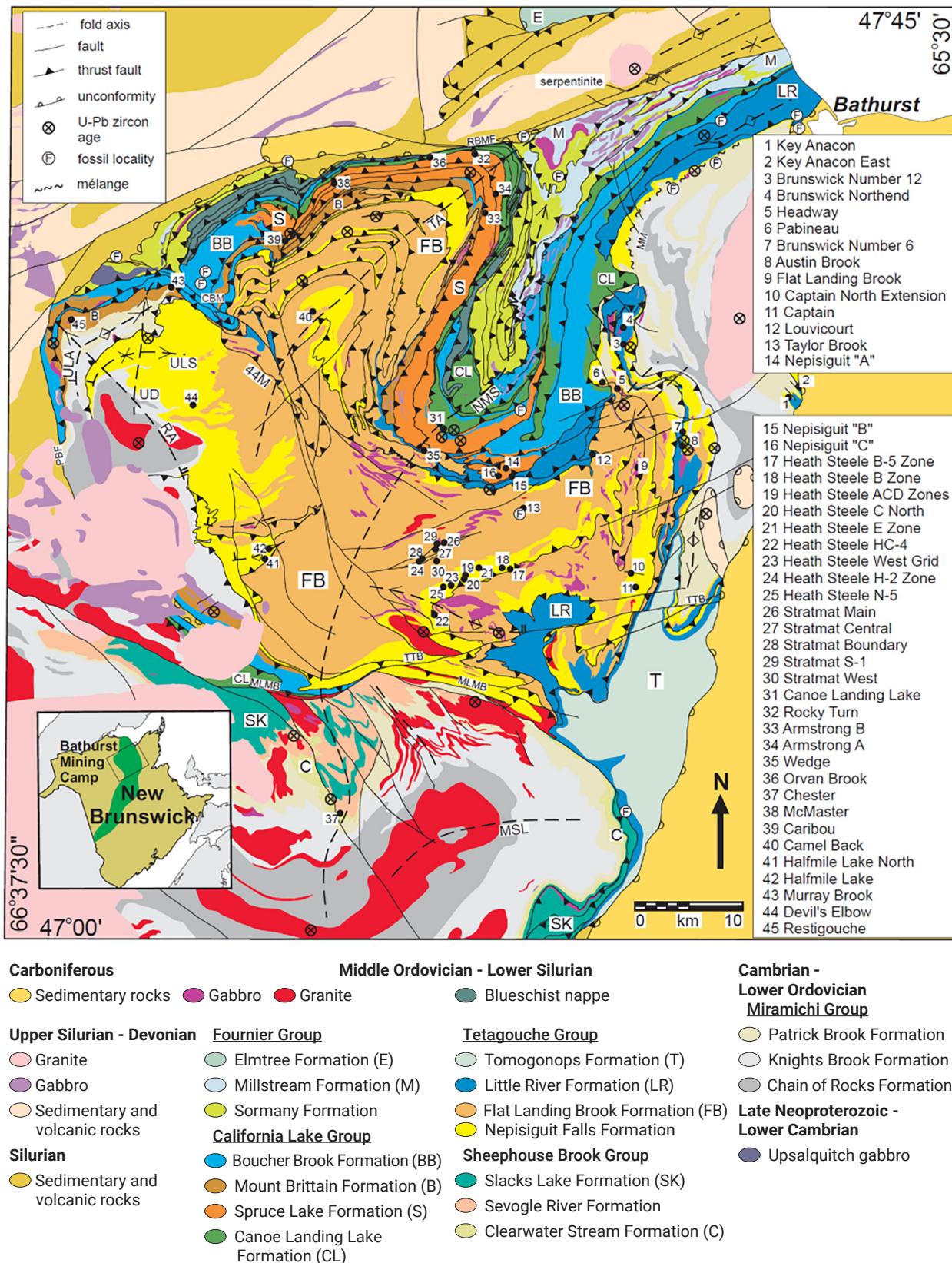


Figure 2. General geology of the BMC and major massive sulfide deposits hosted in volcano-sedimentary rocks. MLMB - Moose Lake-Mountain Brook fault; MSL - Mullin Stream Lake Syncline; TA - Tetagouche anticline; TTB - Tomogonops - Tozer Brook fault; UD - Upsalquitch Dome; ULA - Upsalquitch Lake anticline; ULS - Upsalquitch Lake Syncline; NMS - Nine Mile Syncline. Image taken from Goodfellow (2007).

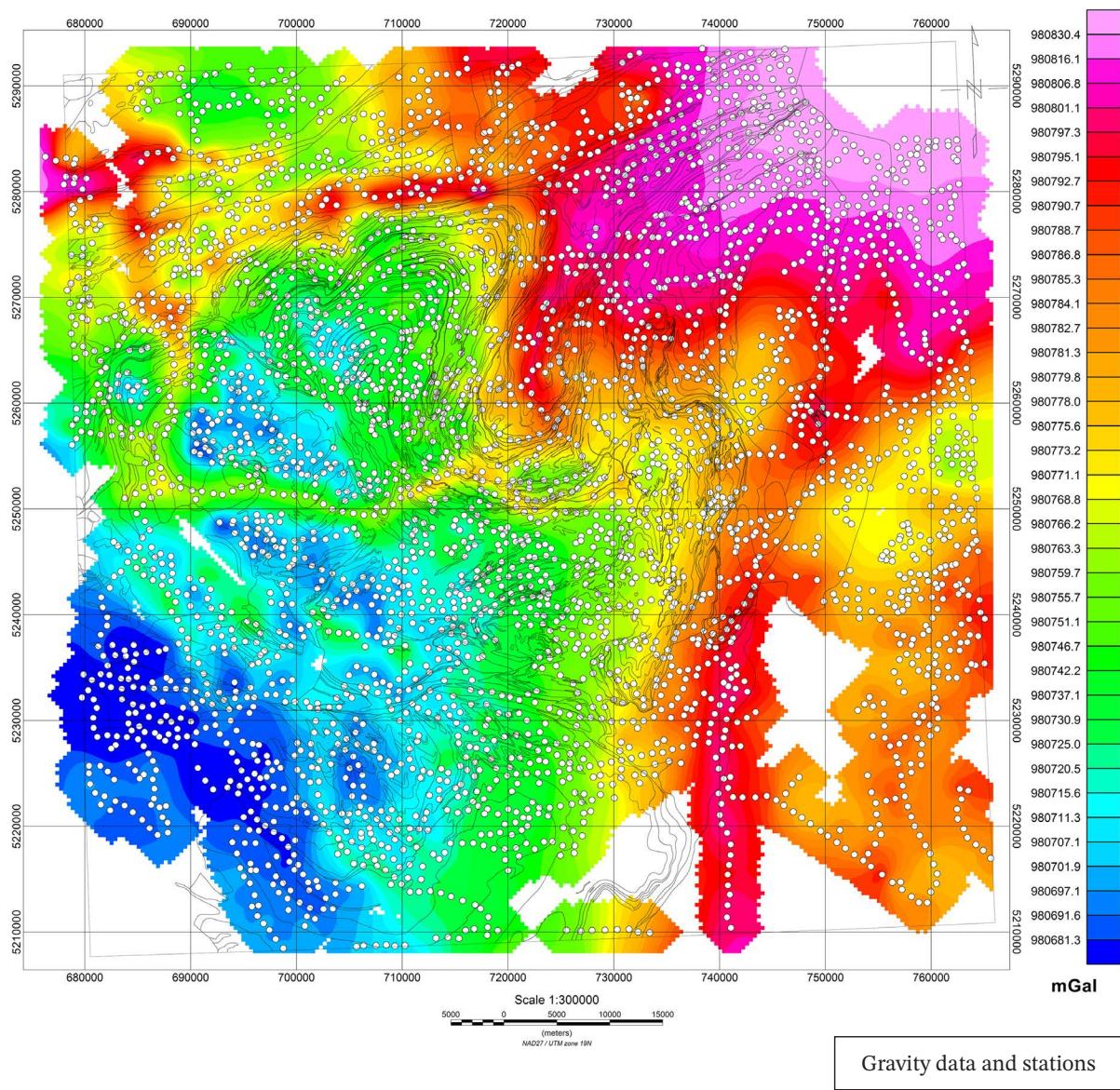


Figure 3. Raw gravimetric data and stations where they were taken represented on the map by white circles. Coordinate system NAD-27/UTM zone 19.

Targeted Geoscience Initiative Phase 3 project was processed (reduced) by Geomatics Canada. More specifications on the data acquisition can be found in the Geoscience Data Repository (<https://geophysical-data.canada.ca/Portal/Search>).

Qualitative Analysis

The Bouguer anomaly represents the gravitational effects caused by geology under a point obtained through the difference between the observed gravity and the gravity of a model of the earth at that point. The Bouguer anomaly reflects the effects of

mass excesses and deficiencies relative to the model of the earth.

The Bouguer anomaly values considered in this paper were obtained by assuming an average upper crustal density of $\rho_g = 2.77 \text{ g/cm}^3$ due to the extensive presence of igneous rocks of mafic composition in the area (Thomas 2003). This procedure was carried out following the Geomatics Canada protocol. The resulting Bouguer anomaly map is shown in Fig. 4. To facilitate the understanding of the location of the geologic groups in the Bouguer anomaly, the reader may refer to Fig. 1 and 2.

It can be noticed that in the area A₁ (Tetagouche Anticline area) the Bouguer gravity shows a symmetric pattern relative to the Tetagouche Anticline axis, with the value of the Bouguer

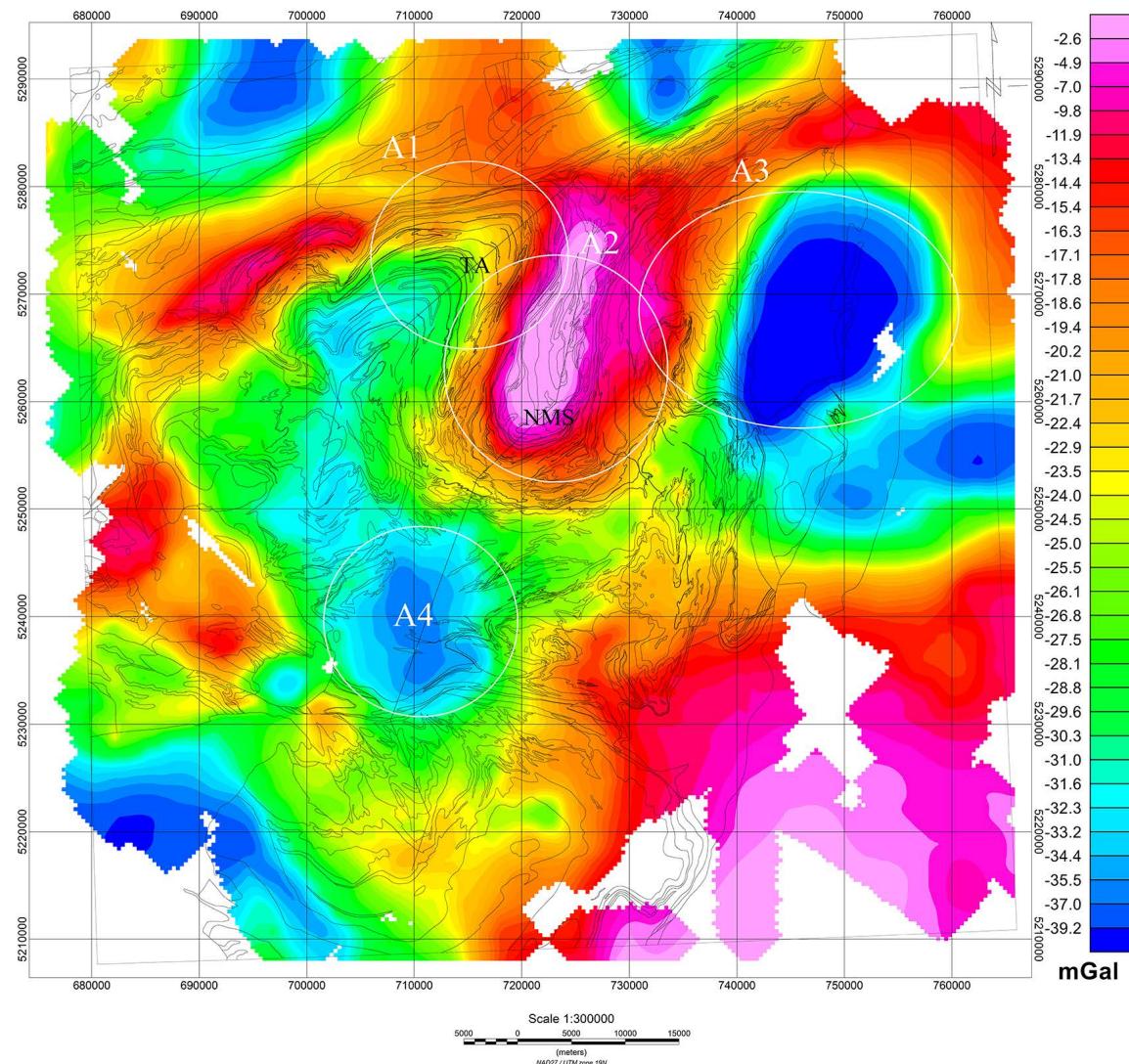


Figure 4. Bouguer anomaly of the BMC calculated for an overall density ρ_e of $2.77\text{g}/\text{cm}^3$. Axes of the Tetagouche Anticline (TA) and Nine Mile Syncline (NMS) are shown. The plotted curves correspond to the contours of the lithology of the BMC. Enclosed in white circles: Areas A₁, A₂, A₃ and A₄. Coordinate system NAD-27/UTM zone 19.

anomaly increasing away from the axis of the anticline. This pattern suggests that the layers in the core of the fold are less dense than the layers towards the outside area. Therefore, based on this observation, we assume that the density of the Tetagouche group should be lower than that of the California Lake group:

$$\rho_{\text{California}} > \rho_{\text{Tetagouche}}$$

On the other hand, in the area A₂, Bouguer gravity high correlates with the axis of the Nine Mile Syncline. This gravity anomaly also shows some symmetry relative to the fold axis, but here the pattern is that the value of the Bouguer anomaly decreases away in a transversal direction from the Syncline axis. Considering the type of structure, this behavior of the anomaly

suggests that the layers in the core of the fold are denser than the layers on the outside of it. In this case, the geological group that crops out along the Nine Mile Syncline axis and corresponds to its core is the Fournier group, while the one that crops out around the core is the California Lake group. Consequently, based on this observation, it is inferred that that the Fournier group must have a higher average density than the California Lake group:

$$\rho_{\text{Fournier}} > \rho_{\text{California}}$$

In contrast, the lowest values of the Bouguer anomaly in the study area are found in the A₃ zone (Fig. 4), suggesting that less dense rocks are hosted in this zone compared to the rest of the study area. When consulting the lithology, it is obtained that in

the part that corresponds to the minimum of the anomaly there is a granite body, and next to it, the Miramichi group, which outcrops in the area between the Tetagouche group and the mentioned granite body. Within the western part of this same area (A_3) crops out the Tetagouche group and presents values of the Bouguer anomaly higher than those presented by the Miramichi group. From the above, it is assumed that the Tetagouche group must be denser than the Miramichi group and the latter must be denser than the granite body: $\rho_{\text{Tetagouche}} > \rho_{\text{Miramichi}} > \rho_{\text{GraniteBody}}$. When looking at the transition of the Bouguer anomaly between the areas A_1 and A_2 and the areas A_2 and A_3 it can be clearly seen that this is consistent with the relationship between densities that was proposed above.

Another aspect to be pointed out is that in the areas A_1 , A_2 and A_3 and the area around A_4 (green area), by comparing the outcropping lithological groups and the Bouguer anomaly, it becomes evident that the values of the anomaly seem to be homogeneous at the points where the same geological group crops out. This allows us to infer that although the groups are composed of several formations, an average density value could be considered for each group. Based on this consideration, it was assumed for the modeling of the gravity data that the average density of each group is constant throughout the Bathurst Mining Camp and that the relationship between the average density values

of the different groups is: $\rho_{\text{Fournier}} > \rho_{\text{California}} > \rho_{\text{Tetagouche}} > \rho_{\text{Miramichi}}$.

In the area A_4 a local minimum is observed (Fig. 4) even though in that zone mainly the Tetagouche Group crops out. Considering the chronostratigraphic order and the relationship between densities mentioned above, it could be inferred that the Miramichi group is closer to the surface in the A_4 area, possibly forming a dome structure.

Power spectrum analysis

After the initial application of a Butterworth filter to the Bouguer anomaly in order to reduce noise, the power spectrum was calculated from the filtered Bouguer anomaly of the BMC. The power spectrum allows the estimation of the depth ranges of the regional structures and geological bodies that are reflected in the gravity data. This is possible since the deeper mass anomalies are translated in the power spectrum as lower frequencies, whereas the shallower mass anomalies are manifested in the power spectrum as higher frequencies (Maus and Dimri 1996). The estimation of the depth ranges of the mass anomalies in the Bathurst Mining Camp was obtained from the spectral analysis (Fig. 5) and suggests that structures located at great depth are 9–5 km from the surface, those at medium depth at 5–2 km and those at shallow depth at 2–0 km.

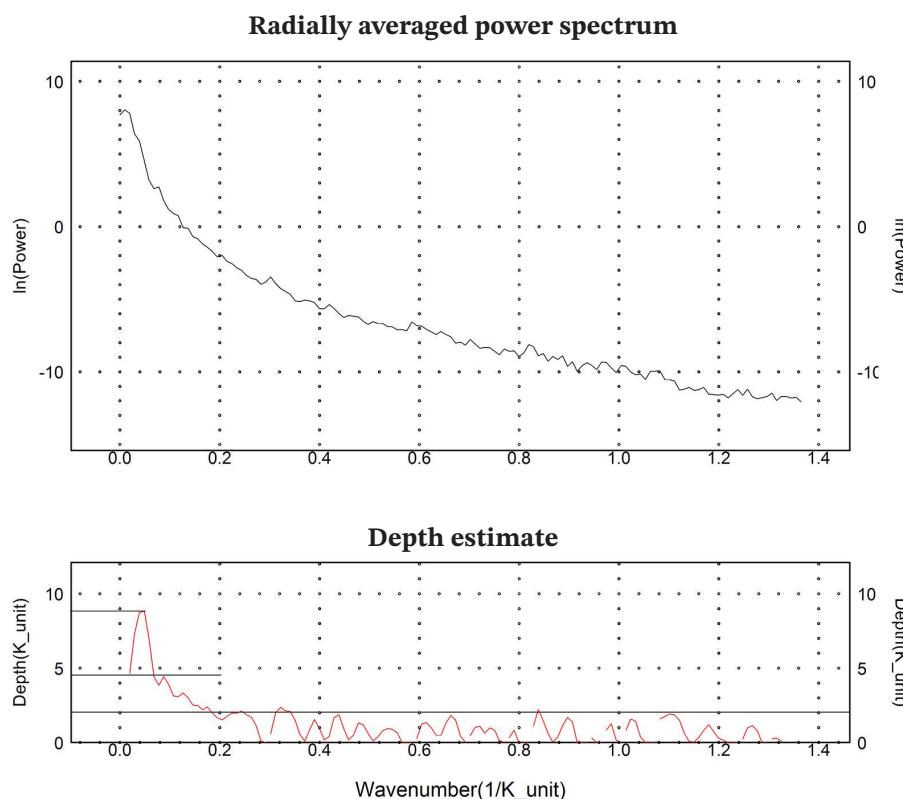


Figure 5. Bouguer anomaly power spectrum corresponding to the regional gravity contribution of large structures in the BMC. The horizontal lines in the depth estimate subsection enclose the high, medium, and shallow depth intervals of the structures.

2.5D MODELING

For the 2.5D modeling of the selected transects (see Fig. 6) the location of the contacts between the geological groups on the surface, the location of the fold axes and their type (synclinal or anticlinal), the relation of densities that the groups should follow according to previous results and the depth ranges for structures with high, medium, and low depth obtained in the previous analysis of the power spectrum were considered. The assumption that the groups respect the chronostratigraphic order in all points and that they had horizontal continuity, which was lost due to deformation and erosion processes, was also considered. The following models were made using the GM-SYS tool of the

Geosoft Oasis Montaj - Educational software edition version 9.7.1, from the profiles of the Bouguer anomaly shown in Fig. 6.

As the models are two-and-a-half-dimensional, their capacity to represent the geometry of the structures in the direction perpendicular to the profiles is limited. Nonetheless, selecting transects parallel or transverse to the primary fold axes allows for a more comprehensive visualization of the structural geometry within the BMC. To determine the positions of folds and geological contacts, we utilized mapping and structural shapefiles from the Geoscience Data Repository of Canada. Furthermore, density estimations for the geological groups were based on the density log obtained from drill core BR212-10, extracted from the Canoe Landing Lake area (Table 1).

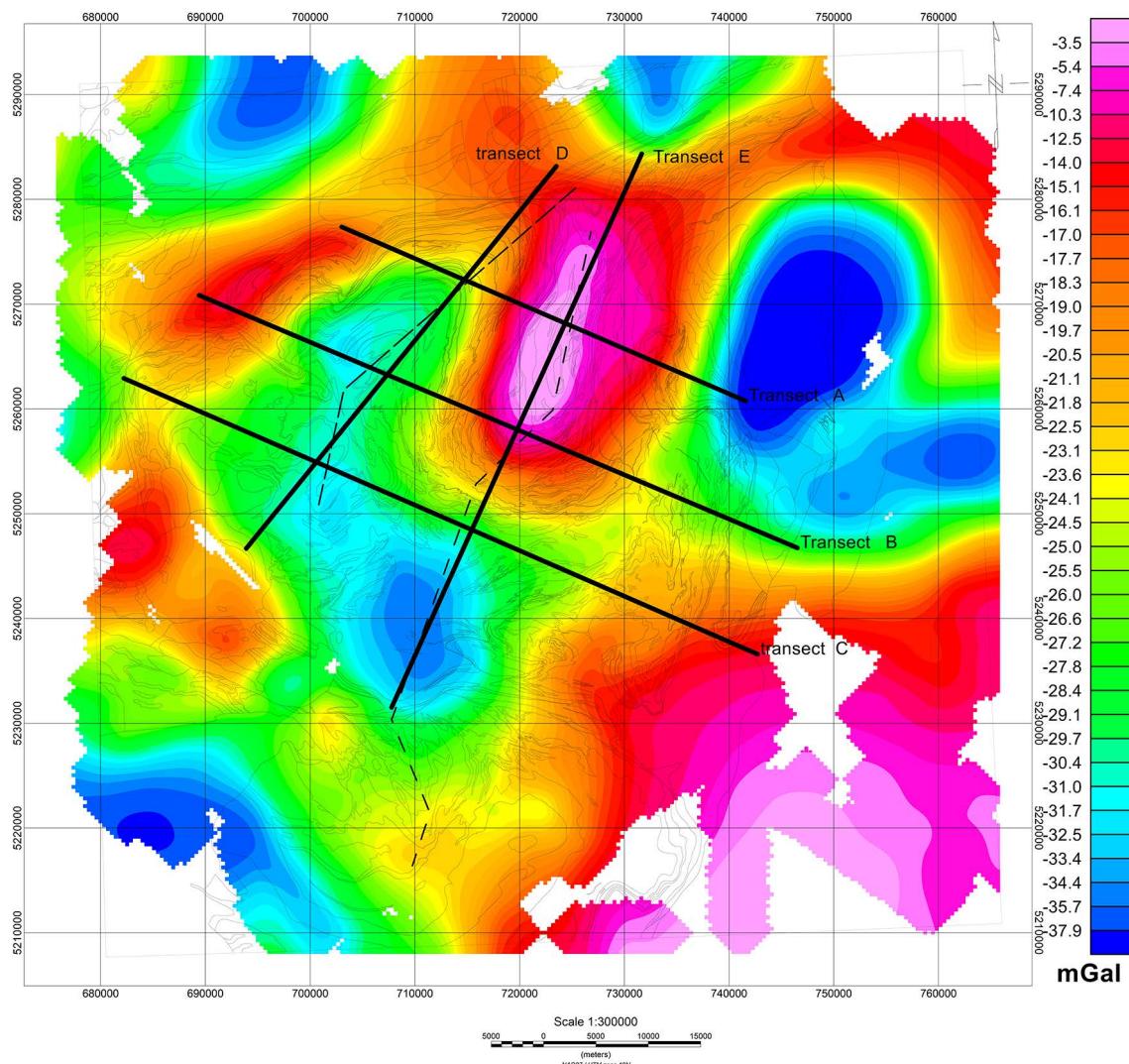


Figure 6. Bouguer anomaly with Butterworth filter. This map shows the Bouguer anomaly without effects caused by local anomalies. On the map are shown the transects selected for gravity modeling. The axes of the Tetagouche Anticline (left) and the Nine Mile Syncline (right) are shown in dashed black lines. NAD-27/UTM zone 19N coordinate system.

Table 1. Density log based on measurements made to the BR212-10 drill core which was taken from the Canoe Landing Lake reservoir property. [Mike Thomas, Geological Survey of Canada, personal communication to Bogdan Nitescu]

| Mineral deposits | | Host Rock | |
|------------------|------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|
| Mineral | density (g/cm ³) | Rock | density (g/cm ³) |
| Chalcopyrite | 4.2 | Felsic Volcanoclastics | 2.8 |
| Pyrite | 5.02 | Volcanic tuffs , Rhyolites | 2.7 |
| Pyrrhotite | 4.62 | Acid tuffs, Porphyritic rhyolites | 2.73 |
| Sphalerite | 4 | Mafic tuffs, Volcanoclastics | 2.91 |
| Galena | 7.5 | Basalt | 2.89 |
| Magnetite | 5.18 | Argillite | 2.82 |
| Hematite | 5.26 | Siltstone y Greywacke | 2.76 |

Model A

This model was made perpendicular to the general direction of the axes of the Tetagouche Anticline and Nine Mile Syncline in a northwest-southeast direction north of the Bathurst supergroup. It starts from point 703926E, 5276978N (NAD 27/ UTM zone 19N) with an azimuth of 113.3° N and covers approximately 40 km.

When analyzing the proposed model in Figure 7 it is ob-

served that the highest peak of the Bouguer anomaly is not over the location of the Nine Mile Syncline axis but more to the northwest. The same phenomenon occurs with the location of the lowest peak with respect to the axis of the Tetagouche Anticline. Based on the above, the model was started with the premise that the axial planes of the Nine Mile Syncline and the Tetagouche Anticline have a dip in a northwesterly direction, since the location of the maximum or minimum of the Bouguer

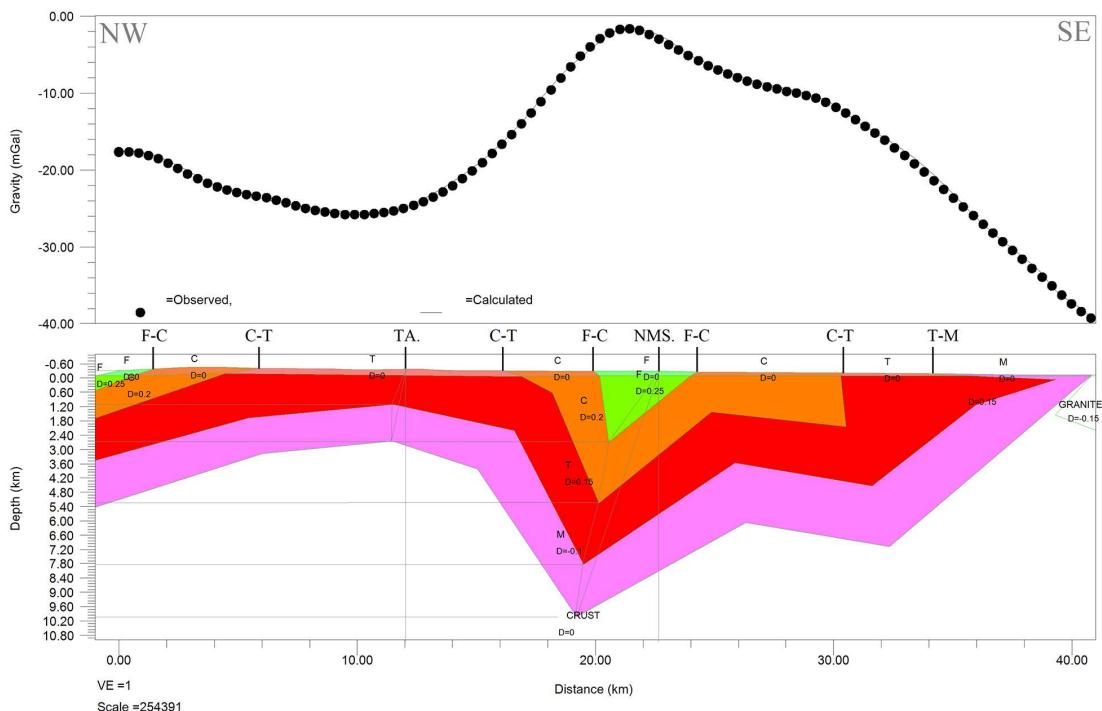


Figure 7. Gravimetric modeling of Transect A: from 703926E, 5276978N to 741417E, 5260832N (NAD 27/ UTM zone 19N). In green color, Fournier Group (F), $\Delta\rho_F = 0.25\text{ g/cm}^3$; In orange color, California Lake Group (C), $\Delta\rho_C = 0.2\text{ g/cm}^3$; In red color, Tetagouche Group (T), $\Delta\rho_T = 0.15\text{ g/cm}^3$; In pink color, Miramichi Group (M), $\Delta\rho_M = -0.1\text{ g/cm}^3$. Location on geologic contact profile: Fourier- California Lake groups (F-C), California Lake- Tetagouche groups (C-T), Tetagouche-Miramichi groups (T-M). Location on the profile of fold axes: Tetagouche Anticline (TA.), Nine Mile Syncline (NMS.), Tetagouche Anticline (TA.), Nine Mile Syncline (NMS.). Mile Syncline (NMS.). RMS Error=0.222.

anomaly on this type of structures should be consistent with the point where the geological layers change direction, that is: the axial plane of the folds.

Regarding the depth reached by the four groups in the profile, it is observed that the deepest point is under the intersection with the Nine Mile Syncline and is around 10 km. On the other hand, one of the lowest points reached by the modeled stratigraphic package is under the intersection with the Tetagouche Anticline, reaching approximately 2.5 km.

In the right part of the model, around km-40, a Granite fraction was added, which is part of a larger igneous body. The presence of this structure was relevant for the construction of the model, because at that point the anomaly drops drastically. The location of this body can be observed in Fig. 2 and is coherent with its positioning in the transect.

As for the densities, a contrast was assigned to each group with respect to the average density of the crust considering the density values shown by Thomas (2003) for different types of rocks in the BMC. These values are: $\Delta\rho_F=0.25\text{ g/cm}^3$ for the Fourier group, $\Delta\rho_C=0.2\text{ g/cm}^3$ for the California Lake group, $\Delta\rho_T=0.15\text{ g/cm}^3$ for the Tetagouche group, $\Delta\rho_M=-0.1\text{ g/cm}^3$ for the Miramichi group and $\Delta\rho_{\text{GRANITE}}=-0.15\text{ g/cm}^3$ for the external igneous body. The above contrasts satisfy the Bouguer anomaly response.

To the southeast of the profile, between kilometer 30 and 40, the Tetagouche group seems to extend further to the southeast

than its surface contact with the Miramichi group. This phenomenon is strange in comparison with the general behavior of the rest of the profile, so it could also be explained by assuming an increase in the density of the Tetagouche group.

Model B

This model was made perpendicular to the general direction of the axes of the Tetagouche Anticline and the Nine Mile Syncline, starts at point 690325E, 5270463N (NAD 27/ UTM zone 19N) with an azimuth of 112.9°N and covers approximately 60km.

When analyzing the proposed model in Figure 8, it is observed that it has similarities with Transect A in terms of the location of the maxima and minima of the anomaly with respect to the location of the main fold axes. Following the same reasoning as in the previous model, it is observed that the axial planes of the Nine Mile Syncline and the Tetagouche Anticline must also dip in a northwest direction at the intersection with this transect.

Regarding the depth reached by the four groups in this profile, it is observed that the deepest point is again below the intersection with the Nine Mile Syncline and is around 8 km. On the other hand, the structures modeled under the intersection with the Tetagouche Anticline reach a depth of approximately 2 km.

In terms of densities, these results demonstrate that the same set of density contrasts proposed in transect A explains

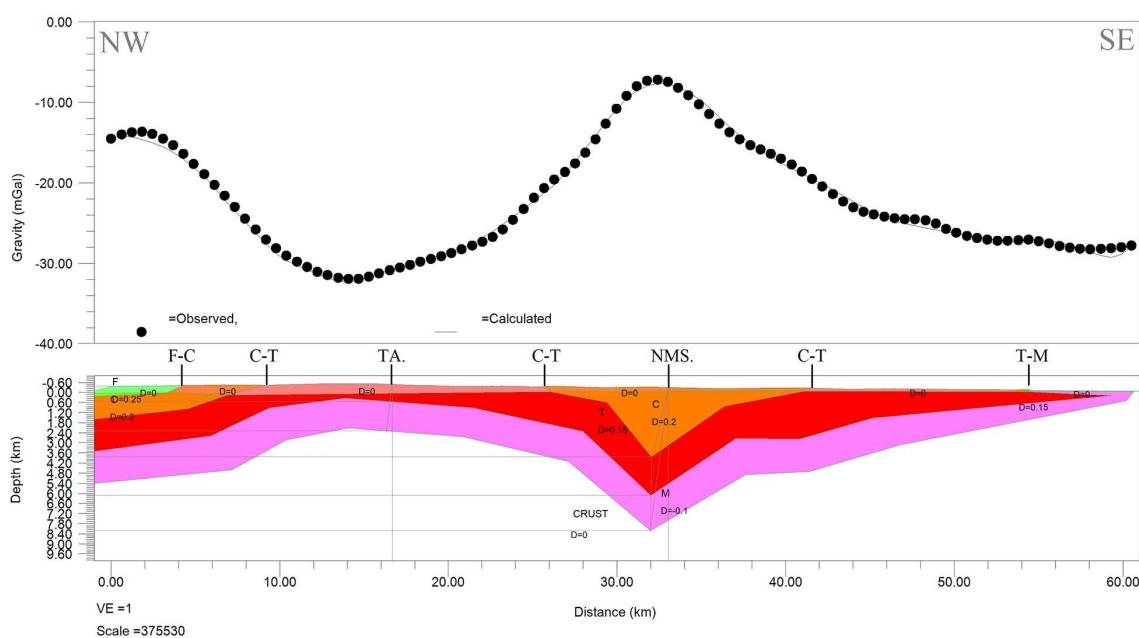


Figure 8. Gravimetric modeling of Transect B: from 690325E, 5270463N to 746085E, 5246910N (NAD 27/ UTM zone 19N). In green color, Fournier Group (F), $\Delta\rho_F = 0.25\text{ g/cm}^3$; In orange color, California Lake Group (C), $\Delta\rho_C = 0.2\text{ g/cm}^3$; In red color, Tetagouche Group (T), $\Delta\rho_T = 0.15\text{ g/cm}^3$; In pink color, Miramichi Group (M), $\Delta\rho_M = -0.1\text{ g/cm}^3$. Location on the Geologic Contacts profile: Fourier-California Lake groups (F-C), California Lake-Tetagouche groups (C-T), Tetagouche-Miramichi groups (T-M). Location on the profile of fold axes: Tetagouche Anticline (TA.), Nine Mile Syncline (NMS.), Tetagouche Anticline (TA.). Nine Mile Syncline (NMS.). RMS Error=0.469

the gravity response effectively while maintaining a simplified subsurface model. Additionally, a recurring pattern is observed to the southeast of the profile, approximately at kilometer 50, where it appears that the Tetagouche group extends further to the southeast once again.

Model C

This model was made perpendicular to the general direction of the axes of the Tetagouche Anticline and the Nine Mile Syncline, starts at point 683127E, 5262521N (NAD 27/ UTM zone 19N) with an azimuth of 113.5° N and covers approximately 60km. When analyzing the model proposed in Figure 9 it is observed that, although the effects produced by the Tetagouche Anticline and the Nine Mile Syncline are minimal, there are still observable traces of their effects.

Concerning the depth that the groups in this profile reach, it is observed that it does not present great changes and it is around 2.5 km throughout almost all the profile except for the extreme southeast, where it reaches around 3.5 km of depth.

As far as densities are concerned, these results show that the same set of contrasts between densities posed in transect A, explains well the gravimetric response maintaining a simplified model of the subsoil and keeping a relationship with the previous profiles. The Miramichi group was included in the model since, although it does not appear along with the profile, the chrono-stratigraphic sequence and the results of models A and

B suggest that this group must be present under the observable structures.

Model D

This model was made following the general direction of the Tetagouche Anticline axis, starts at point 694518E, 5247445N (NAD 27/ UTM zone 19N) with an azimuth of 39.07°N and covers approximately 45 km.

When analyzing the model shown in Figure 10 it is observed that the depth of the groups increases gradually from the southwest end to reach an approximate depth of 2 km, which is maintained until kilometer 28. From this point, the depth increases until reaching an average depth of 4 km at the northeast end of the profile.

As for the densities, these results show that the same set of contrasts between densities considered in transect A, explains well the gravimetric response maintaining a simplified model of the subsoil.

Model E

This model was made following the general direction of the axis of the Nine Mile Syncline, starts at point 708183 E, 5232417 N (NAD 27/ UTM zone 19N) with an azimuth of 24.34° N and covers approximately 60 km.

Analyzing the model shown in Figure 11, it is observed that

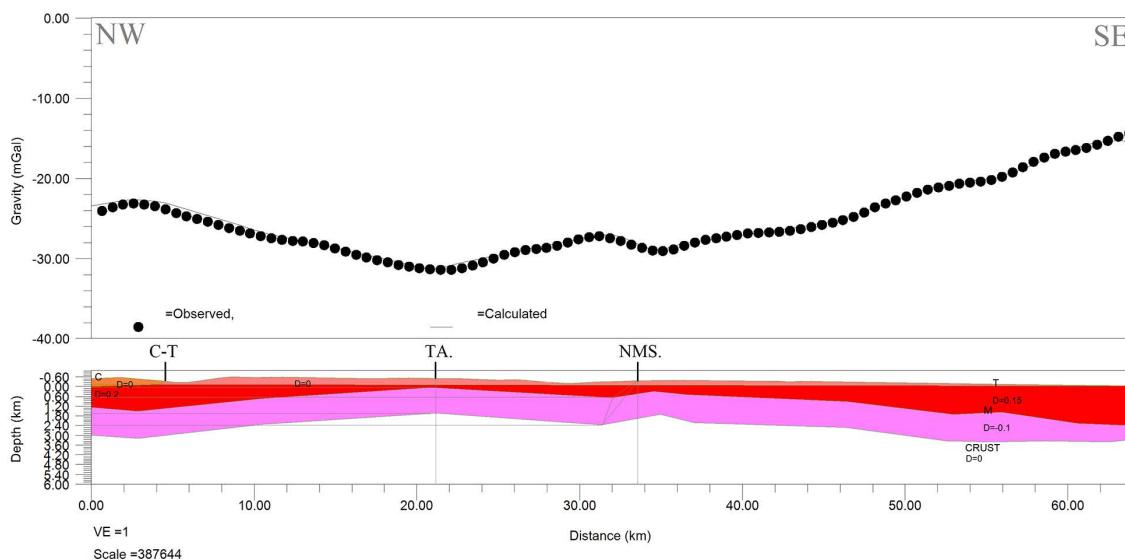


Figure 9. Gravimetric modeling of Transect C: from 683127E, 5262521N to 742184E, 5236818N (NAD 27/ UTM zone 19N). In orange color, California Lake Group (C), $\Delta\rho_C=0.2\text{g}/\text{cm}^3$; In red color, Tetagouche Group (T), $\Delta\rho_T=0.15\text{g}/\text{cm}^3$; In pink color, Miramichi Group (M), $\Delta\rho_M=-0.1\text{g}/\text{cm}^3$. Location on the geologic contact profile: California Lake-Tetagouche (C-T) groups. Location on profile of fold axes: Tetagouche Anticline (TA.), Nine Mile Syncline (NMS.). RMS Error=0.387.

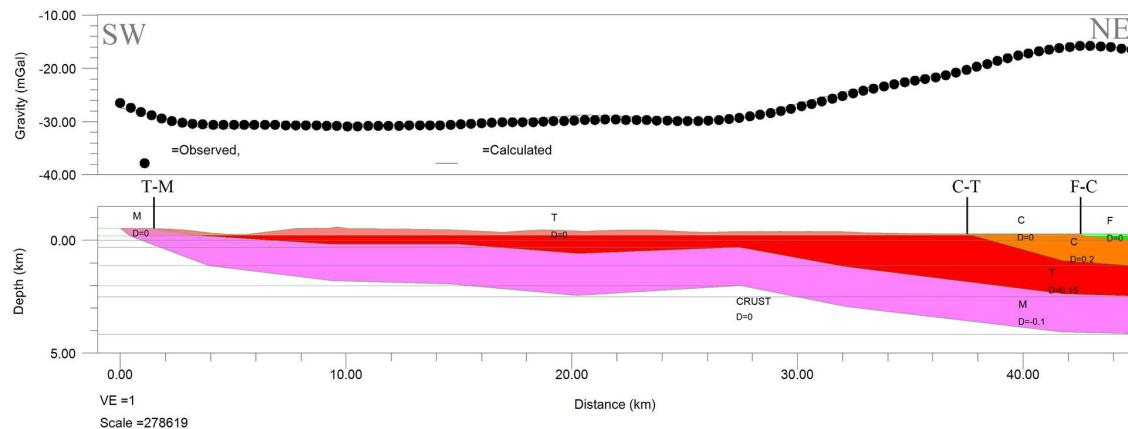


Figure 10. Gravimetric modeling of Transect D: from 694518E, 5247445N to 722956E, 5282476N (NAD 27/ UTM zone 19N). In green color, Fournier Group (F), $\Delta\rho_F = 0.25\text{g}/\text{cm}^3$; In orange color, California Lake Group (C), $\Delta\rho_C = 0.2\text{g}/\text{cm}^3$; In red color, Tetagouche Group (T), $\Delta\rho_T = 0.15\text{g}/\text{cm}^3$; In pink color, Miramichi Group (M), $\Delta\rho_M = -0.1\text{g}/\text{cm}^3$. Location on geologic contact profile: Fourier-California Lake groups (F-C), California Lake-Tetagouche groups (C-T), Tetagouche-Miramichi groups (T-M). Transect parallel to the axis of the Tetagouche Anticline. RMS Error=0.428.

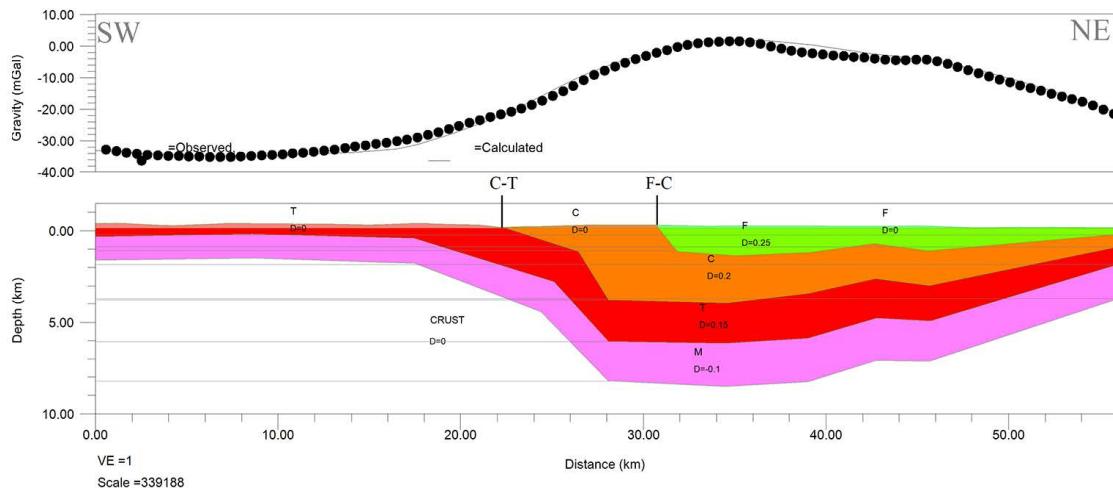


Figure 11. Gravimetric modeling of Transect E: from 708183E, 5232417N to 731390E, 5283743N (NAD 27/ UTM zone 19N). In green color, Fournier Group (F), $\Delta\rho_F = 0.25\text{g}/\text{cm}^3$; In orange color, California Lake Group (C), $\Delta\rho_C = 0.2\text{g}/\text{cm}^3$; In red color, Tetagouche Group (T), $\Delta\rho_T = 0.15\text{g}/\text{cm}^3$; In pink color, Miramichi Group (M), $\Delta\rho_M = -0.1\text{g}/\text{cm}^3$. Location on the profile of geologic contacts: Fourier-California Lake groups (F-C), California Lake-Tetagouche groups (C-T). Transect parallel to the axis of the Nine Mile Syncline. RMS Error=1.198.

the average depth of the groups is 2 km from the southwest end to km 18, from which the depth increases considerably to reach about 9 km at km 28 to the center of the profile. Then the depth decreases gradually towards the northeast end until reaching approximately 4 km.

As for the densities, these results show that the same set of contrasts between densities considered in transect A, explains well the gravimetric response maintaining a simplified model of the subsoil. Like the C profile, this profile does not show the Miramichi group, but it was considered in this model for the same reasons as in the model C.

Discussion

The forward gravity models of the upper crustal features of the BMC were obtained by considering a simplified geometry of the subsurface, with constraints provided by the surface location of the contacts between the geological groups of the Bathurst supergroup, the location of the axes of the Nine Mile and Tetagouche main folds, and the depth ranges indicated by the power spectrum analysis.

The density contrast values used in the models presented in this study suggest that the contrasts between the average density

of the upper crust and the respective geological groups are of $\Delta\rho F \approx 0.25\text{g/cm}^3$ for the Fourier group, of $\Delta\rho C \approx 0.2\text{g/cm}^3$ for the California Lake group, of $\Delta\rho T \approx 0.15\text{g/cm}^3$ for the Tetagouche group, and of $\Delta\rho M \approx -0.1\text{g/cm}^3$ for the Miramichi group.

These results agree with Goodfellow's (2007) statement that the Fournier, California Lake, and Tetagouche groups are composed mainly of volcanic rocks while the Miramichi group is composed of sedimentary rocks, from which it can be expected that the Miramichi group is the least dense. In addition, Van Staal (2003) and McCutcheon *et al.* (2005) indicate that the Fournier group has 460 My-old oceanic crust that is mainly formed by primitive MORB-type basalts and other mafic-composition rocks. This is consistent with the Fournier group being the densest group in the BMC.

With regards to the California Lake and Tetagouche groups, Van Staal (2003) states that the California Lake group is composed of volcanic rock formations with similar proportions between felsic and mafic rocks, while in the Tetagouche group, those of felsic composition predominate. Table 1 shows the density of various rock types; these densities were obtained from a study by the Dalhousie University High-Pressure Laboratory of drill core from the Canoe Landing Lake area within the Bathurst Mining Camp. It can be seen in Table 1 that in general volcanic rocks of mafic composition tend to be denser than those of felsic composition, therefore it is expected that the California Lake group presents a higher average density than the Tetagouche group, which is also consistent with the results of this study.

The coherence of the proposed contrasts between the densities of the different groups can also be checked by de-

termining the value of the density that the model predicts for each group. By assuming that the average crust density is $\rho_{\text{mean}} = 2.77\text{g/cm}^3$ the density of each group can be calculated as: $\rho_{\text{group}} = \rho_{\text{mean}} + \Delta\rho_{\text{group}}$. Thus, the density of the groups would be: $\rho_{\text{Fournier}} = 3.02\text{g/cm}^3$, $\rho_{\text{CaliforniaLake}} = 2.97\text{g/cm}^3$, $\rho_{\text{Tetagouche}} = 2.92\text{g/cm}^3$ and $\rho_{\text{Miramichi}} = 2.67\text{g/cm}^3$. We find that these values of densities are part of an acceptable range for the composition of each group. It should be clarified that the above calculation of densities at no time aims to determine the actual density of structures but to check the consistency between the densities taking as reference an average value of the upper crust.

The above considerations support the validity of the models obtained in this study. Together, these models provide a three-dimensional perspective of the subsurface structure and can be seen in Fig. 12. This figure shows the general geometry of the Tetagouche Anticline and the Nine Mile Syncline, which represent the main geologic structures of the BMC.

Conclusions

The general objective of this project was the modeling of the upper crust structure of the Bathurst Mining Camp (BMC) to contribute to the geological understanding of this area. This study led to a 3D perspective of the upper-crustal structure of the BMC, obtained from a compilation of 2.5D forward gravity models along five regional profiles.

Based on the geometry of the upper-crustal gravity models of the BMC obtained in this study, it was concluded that the Nine

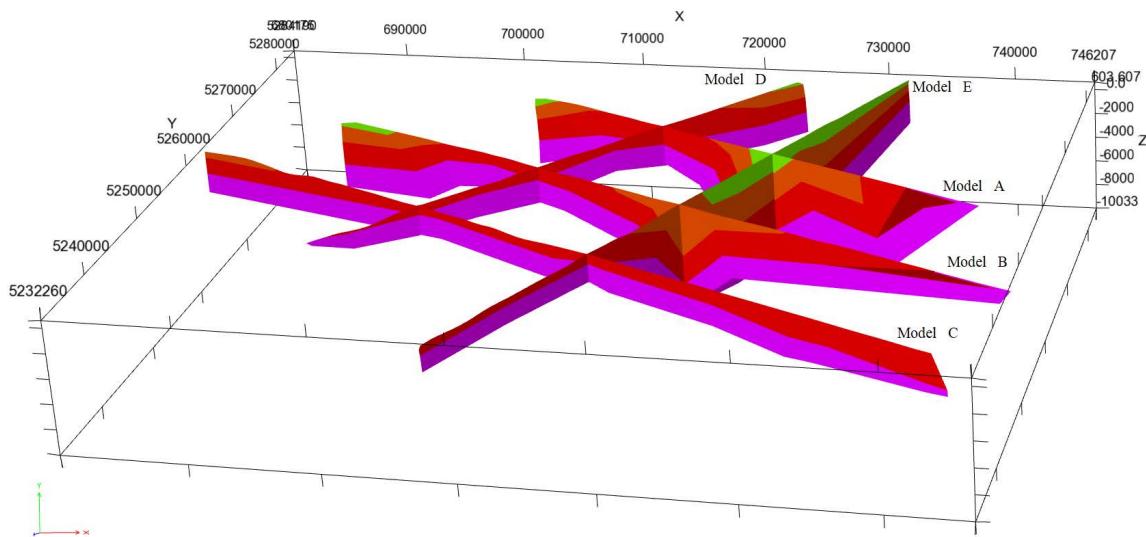


Figure 13. 3D visualization of models A,B,C,D and E. In green color, Fournier Group; In orange color, California Lake Group; In red color, Tetagouche Group; In pink color, Miramichi Group. Coordinate system NAD-27/UTM zone 19N.

Mile Syncline is an open fold, while the Tetagouche Anticline corresponds to a gentle fold. Both folds are non-cylindrical and inclined, and their axial planes dip in the direction of $\approx 295^\circ$ N; the angle of vergence of the folds tends to increase towards the northeast of their axes, as well as the effects of the deformation associated with these structures. The structures modeled under the Tetagouche Anticline axis gradually get deeper towards the Northeast reaching a maximum depth of 4 km. The depth of the structures modeled under the axis of the Nine Mile Syncline varies between 2 and 9 km with the deepest part being located towards the center of the Bathurst Mining Camp; towards the northeast of its axis, the modeled structures reach an intermediate depth of 4 km while towards the southeast they are 2 km deep on average. The deepest part of the whole modeled structure is under the Nine Mile Syncline towards the center of Bathurst Mining Camp.

Acknowledgements

The authors would like to thank the anonymous reviewer and the editors of the journal for their constructive comments and suggestions. This work was supported by Universidad de los Andes (FAPA fund PR.3.2020.7367 granted to B. Nitescu).

References

- Goodfellow, W. D. (2007). Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 5 Url: https://www.researchgate.net/publication/266409015_Metallogeny_of_the_Bathurst_Mining_Camp_northern_New_Brunswick
- Goodfellow, W. D., Mccutcheon, S. R. and Peter, J. M. (2003). Massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, and northern Maine. doi: <https://doi.org/10.5382/Mono.11>
- Goodfellow, W. D., Peter, J. M., Winchester, J. A. C. R. and van Staal, C. R. (2003). Ambient Marine Environment and Sediment Provenance during Formation of Massive Sulfide Deposits in the Bathurst Mining Camp: Importance of Reduced Bottom Waters to Sulfide Precipitation and Preservation, Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine, Wayne D. doi: <https://doi.org/10.5382/Mono.11.08>
- Gower, S. and McCutcheon, S. (1997). Siluro-Devonian tectonostratigraphic relationships in the Portage Brook area, northern New Brunswick: implications for timing of deformational events in the Bathurst Mining Camp. *Atlantic Geology*, 33(1), 19-29.
- Jacob A. de Roo and Cees R. van Staal, C. R. (1994). Transpression and extensional collapse: Steep belts and flat belts in the Appalachian Central Mobile Belt, northern New Brunswick, Canada. *GSA Bulletin* 1994; 106 (4): 541–552. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0541:TACCSB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0541:TACCSB>2.3.CO;2)
- Maus, S. and Dimri, V. (1996). Depth estimation from the scaling-power spectrum of potential fields? *Geophysical Journal International*, 124(1):113-120. Url: https://id.erudit.org/iderudit/ageo33_1art03
- Thomas, M. D. (2003). Gravity signatures of massive sulfide deposits, Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. doi: <https://doi.org/10.5382/Mono.11.36>
- Ugalde, H., Morris, W. A., and van Staal, C. R. (2019). The Bathurst Mining Camp, New Brunswick: data integration, geophysical modelling, and implications for exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(5), 433-451. doi: <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0048>
- van Staal, C. R. (1986). Preliminary results of structural investigations in the Bathurst Camp of northern New Brunswick. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper*, 193-204. doi: <https://doi.org/10.4095/120366>
- van Staal, C. R., and Williams, P. F. (1984). Structure, origin, and concentration of the Brunswick 12 and 6 orebodies. *Economic Geology*, 79(7), 1669-1692. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.7.1669>
- van Staal, C. R., Fyffe, L. R., Langton, J. P., and McCutcheon, S. R. (1992). The Ordovician Tetagouche Group, Bathurst Camp, northern New Brunswick, Canada; history, tectonic setting and distribution of massive-sulfide deposits. *Exploration and Mining Geology*, 1(2), 93-103. Url: <https://pubs.geoscienceworld.org/cim/emg/article/1/2/93/69274/The-Ordovician-Tetagouche-Group-Bathurst-Camp>
- van Staal, C. R., Wilson, R. A., Rogers, N., Fyffe, L. R., Langton, J. P., McCutcheon, S. R. and Ravenhurst, C. E. (2003). Geology and tectonic history of the Bathurst Supergroup, Bathurst Mining Camp and its relationships to coeval rocks in southwestern New Brunswick and adjacent Maine - A synthesis. *Economic Geology Monographs*, 11, 37-60. Url: <https://tinyurl.com/ykskkuet>

Interpretation of vertical electrical soundings by means of ISM, PHT and C-N, case of a ditch in Al-Sharquieh phosphate mine in Syria

Jamal Asfahani^{1*} 

Abstract

The main objective of this paper is basically to calibrate and compare the different geoelectrical results obtained by the three interpretative techniques of the inverse slope method (ISM), Pichgin and Habibuleav (PHT) and concentration-number (C-N) fractal modeling with the well lithology of an existing known ditch in the Al-Sharquieh phosphate mine in Syria. Those interpretative techniques are applied herein to interpret the vertical electrical soundings (VES) points measured along a parallel profile to the ditch. ISM reveals the presence of four to five geoelectrical layers in the study region. The PHT allows the determination of the tectonic subsurface features of the study region, by analyzing the non homogeneity points and their distributions along a given geoelectrical profile. The fractal C-N modeling provides the different apparent resistivity ranges dominating in the study region. Good agreements are obtained between the direct observed field lithological descriptions of both wall sides of this ditch, and the results obtained by those three interpretative geoelectrical techniques. The high radioactive readings exceeding four hundred count per second (cps) are due to the presence of secondary uranium accompanied with fractures, cracks and joints. The secondary uranium occurrences accompanied by phosphate deposits are found in the study area in the fractured zones, as determined by the geoelectrical PHT technique. The three mentioned geoelectrical methodologies are therefore used as indirect techniques for delineating the radioactive zones related to uranium prospecting. It is a successful application of the joint use of those three techniques, that could be applied in mining to delimit the subsurface geological structure. The reliability and efficacy of (ISM), (PHT), and (C-N) fractal modeling techniques are consequently well confirmed, and it is therefore recommended to use and apply them for characterizing and describing similar lithological phosphatic sequences, and for several shallow mining, environmental and civil engineering applications.

Resumen

El objetivo central de esta investigación es calibrar y comparar los resultados geoeléctricos obtenidos mediante tres técnicas interpretativas independientes: método de pendiente inversa (ISM); Pichgin y Habibuleav (PHT), y modelado fractal del número de concentración (C-N), con la litología de pozo de la expresión geológica de una zanja conocida, ubicada en la mina de fosfato Al-Sharquieh en Siria. Estas técnicas de interpretación se aplican aquí para interpretar los puntos obtenidos con sondeos eléctricos verticales (VES) medidos a lo largo de un perfil paralelo a la zanja. ISM revela la presencia de cuatro a cinco capas geoeléctricas en la región de estudio. PHT permite determinar las características tectónicas del subsuelo de la región de estudio analizando los puntos y distribuciones de no-homogeneidad a lo largo de un perfil geoeléctrico determinado. El modelado fractal C-N revela los diferentes rangos de resistividad aparente dominantes en la región de estudio. Los resultados obtenidos con estas tres técnicas geoeléctricas interpretativas se ajustan bien a las descripciones litológicas de campo observadas directamente en ambos lados de la pared de la zanja. Los altos conteos radiactivos, superando cuatrocientas cuentas por segundo (cps), se deben a la presencia de uranio secundario junto con fracturas, grietas y juntas. Tales ocurrencias de uranio secundario, acompañadas de depósitos de fosfato, se encuentran en las zonas fracturadas del área de estudio, como lo resolvió claramente la técnica geoeléctrica PHT. Por ello, las tres metodologías geoeléctricas mencionadas se utilizan como técnicas indirectas de prospección de uranio para delimitar las zonas radiactivas. El uso conjunto de esas tres técnicas podría aplicarse con buenos resultados en minería para delimitar la estructura geológica del subsuelo. Esto confirma la confiabilidad y eficacia de las técnicas de (ISM), (PHT) y de modelado fractal (C-N), por lo que se recomienda utilizarlas para caracterizar y describir secuencias litológicas fosfáticas similares y para diversas aplicaciones ambientales, de ingeniería civil y en minas poco profundas.

Key words: (ISM), (PHT), (C-N) fractal modeling technique, Al-Sharquieh phosphate mine, Syria

Palabras clave: (ISM), (PHT), Técnica de modelación fractal (C-N), Mina de fosfato Al-Sharquieh, Siria.

Received: November 17, 2022 ; Accepted: October 10, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Elsa Leticia Flores Márquez

* Corresponding author: Jamal. Asfahani, cscientific@aec.org.sy

¹ Geology Department, Atomic Energy Commission, B.O. Box. 6091, Damascus- Syria

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1443>

1. Introduction

Several quantitative approaches have already been undertaken and deeply discussed for interpreting the direct current (DC) earth resistivity measured data (Ghosh, 1971; Zohdy, 1975, 1985; Koefoed, 1979). Each interpretative technique is based on a separate approach and methodology, with its own limitations regarding suitability and accuracy in relation to different subsurface conditions.

The geoelectrical DC techniques have been introduced and used in different ways in expanded phosphate resource prospecting programs in Syria, and have given acceptable results in terms of evaluating the structural and geological conditions of the subsurface phosphatic environments (Asfahani & Mohammed, 2000; Asfahani, 2010).

Schlumberger configuration was already used to carry out the vertical electrical soundings (VES) field measurements in Al-Sharquieh mine, Syria. An interpretative conventional approach, including the Curve matching method (CMM) was first practiced to interpret those VES data to obtain the initial geoelectrical model. The inversion technique was thereafter used to get the final geoelectrical model (Asfahani & Mohammed, 2000; Velpen, 2004; Asfahani, 2016). The complexity of the lithological section in the study area and the limitations of the interpretative technique itself make the task difficult.

The facies of phosphate deposits in the Al-Sharquieh mine are characterized by very sharp changes in all directions. The resolution of the CMM is quite poor, such that the thin layers buried at depths more than five times their thickness cannot be recognized on the logarithmic plots. The different difficulties encountered during quantitative interpretations of the VES measurements have produced many spurious results.

The same VES data measured in Al-Sharquieh mine were reinterpreted by a new adapted and developed structural approach with the modified geoelectrical Schlumberger configuration (Asfahani, 2010), to enhance the results obtained by CMM. Asfahani's approach (2010) gave acceptable information about the subsurface structure and mentioned the presence of four main electrical horizons, each with a specific resistivity.

The geoelectrical combined sounding-profiling configuration, developed already by Asfahani, in 2019 was also applied to characterize the sedimentary phosphatic environment in the Al-Sharquieh deposit mine in Syria.

The inverse slope method (ISM) designed by Narayan and Ramanujachary (1967) is used to potentially interpret the VES data measured and collected by any geoelectrical configurations unlike traditional interpretation methods (Haby, Senosy, & Abdel Aal, 2013). ISM has evidently several advantages relative to other available interpretative techniques. Thus, the ISM was also recently used to reinterpret the same VES data from

Al-Sharquieh mine (Asfahani, 2016). George *et al.*, (2022) used the ISM technique as an efficient tool for exploring groundwater and related resources.

The PHT (1985), the most sophisticated method for characterizing the subsurface tectonic structures has been also used to characterize the phosphatic structural subsurface in the Al-Sharquieh mine (Asfahani, 2010).

Both techniques of ISM and PHT have been widely used for solving different hydrological, tectonic and mining problems in Syria and Arbil Iraq (Asfahani and Mohamed, 2002; Asfahani and Radwan, 2007; Asfahani, 2010; Asfahani *et al.*, 2010; Al-Fares and Asfahani, 2018; Sirwa and Asfahani, 2019; Asfahani *et al.*, 2023). Asfahani and Al-Fares, 2023 have recently calibrated the PHT results above an excavation at the Mehanbel area in the Al-Ghab region, where an exact concordance has also been obtained with the real positions of the recent and Quaternary structures in the study area.

A new semi-quantitative approach based on the fractal modeling technique of the concentration-number (C-N) model, and with adapting the threshold break points concept is recently introduced and proposed to interpret the measurements of vertical electrical sounding (VES) distributed along a given profile, and to readily differentiate between different apparent resistivity populations (Asfahani, 2021; Asfahani and Al-Fares, 2021). This fractal technique allows for two-dimensional (2D) semi-quantitative interpretation and a preliminary geological analysis along the geoelectrical profile under analysis. The fractal (C-N) modeling technique was applied for characterizing the Khanasser valley region in Northern Syria (Asfahani, 2021), and the basaltic formation in the Deir El-Adas region, Yarmouk basin in Southern Syria (Asfahani and Al-Fares, 2021).

The frequent question always posed is related to the reliability of the mentioned interpretative methods in comparing with real subsurface geology. The presence of an excavated ditch is a good occasion to test and examine directly on the field the reliability of those three interpretative geoelectrical techniques. This trench was not excavated specifically for phosphate and uranium prospecting, but was drilled as a rainwater drainage channel to protect the Eastern Al-Sharquieh mine site from the flow of flood waters during periods of torrential formation.

Ten VES measurements distributed along a parallel profile to the mentioned ditch, and carried out with Schlumberger configuration, have been interpreted in this paper by those three mentioned techniques.

It is to be mentioned that this paper is not to explore a ditch, but to confirm the reliability and confidence of the mentioned three interpretative techniques (ISM, PHT, and C-N) in such mining applications, by benefiting from and calibrating their results with well observed ditch lithology.

To achieve the main objective of this paper, the following

was done:

1. Carrying out VES measurements along and parallel to the excavated ditch by using the Schlumberger configuration.
2. Testing and calibrating the ISM, PHT, and concentration-number fractal (C-N) model.
3. Studying the electrical resistivity variations as a function of depth (AB/2) by using the fractal (C-N) model.
4. Carrying out a radioactive geological field survey along the excavated ditch.
5. Getting knowledge about the distribution of a real lithological sequence, and describing the phosphatic layers through this sequence.
6. Determining the favorable horizons for uranium occurrences through studying and analyzing the real lithological section along the excavated ditch.

2. Geological setting of the phosphatic region

The Palmyrides are located in central Syria and are 350 km long, with an NE–SW elongated ridge (Fig.1a). An extensive internally-drained basin called a Daww basin filled with Neogene-Quaternary deposits separates Northern and Southern Palmyrides.

A sedimentary sequence consisting of several lithologic units, including the Soukhneh formation is outcropped in the

Palmyrides ridge from the upper Triassic to the Neogene. The Soukhneh Formation composed of calcareous and siliceous rocks has significant phosphorite deposits.

The calcareous units are characterized by limestone, marly limestone, limy marl, and marl with characteristic limy balls ranging in size from a few centimeters up to 2 m in diameter. The thin-layered flint horizons or flint lenses and nodules characterize the siliceous rocks.

The phosphatic layers in the central part of the Palmyrides are thick, and become thin eastward. Those layers disappear completely under the marly deposits of the Arak and Tantour formations. Two A and B phosphatic deposits types are distinguished in Syria (Figs.1a, and 1b). The phosphates of the Late Cretaceous age are related to type A, while the early Eocene Syrian Desert phosphorites are related to type B (Ponikarov 1966).

Al-Sharquieh and Khneiffis are the two main mines in Syria for phosphate's exploitation (Fig.1). The phosphate layer at Al-Sharquieh mine gradually thickens to the south and southwest, where the layers are approximately horizontal (Abbas, 1987).

The phosphatic deposits are accompanied by primary and secondary uranium mineralizations. The former is associated with phosphate precipitation, while the later fills open cracks and pores, due to surface and subsurface percolation (Abbas, 1987). The geological column shown in Fig.1b indicates several phosphorite beds ranging in age from Late Cretaceous (Campanian) to Paleogene (Late Eocene; Atfeh, 1967; Jubeli, 1986; Abbas, 1987).

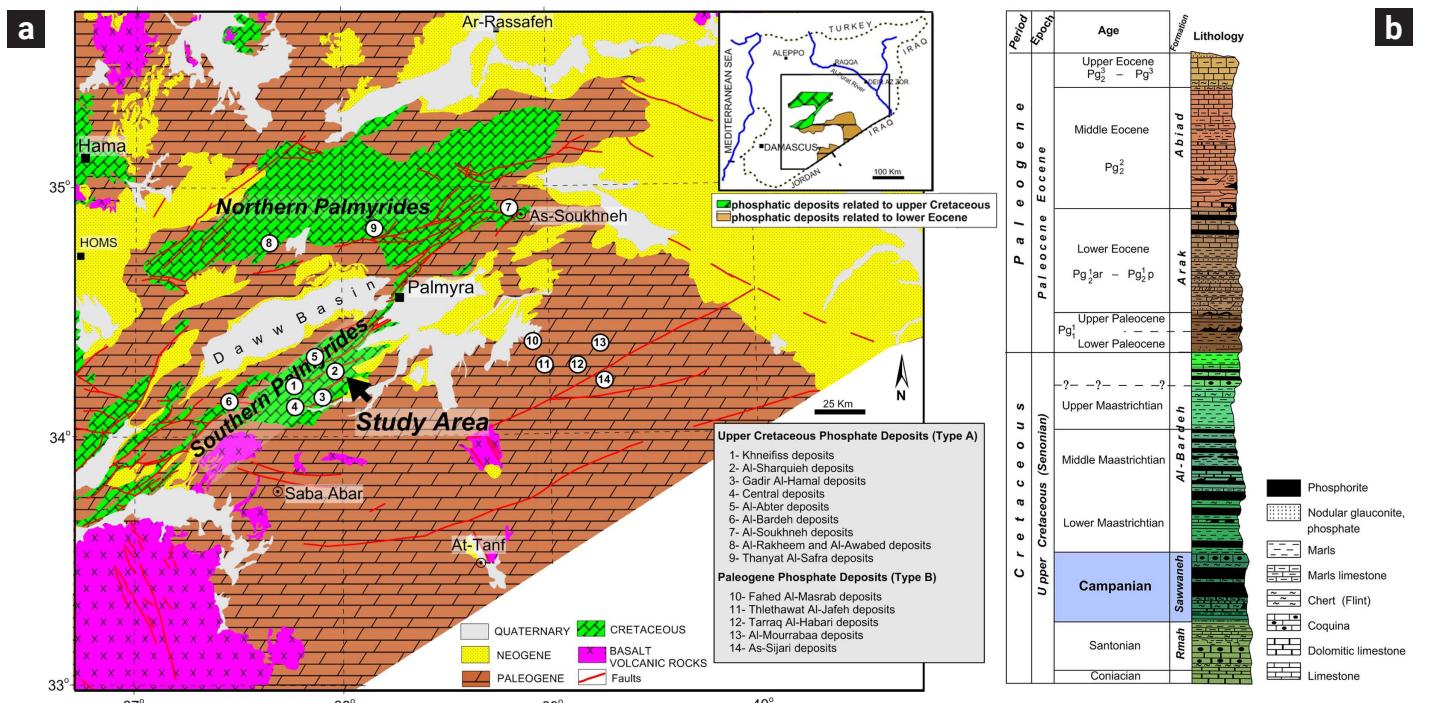


Figure 1(a). Geological map of the study area showing the main phosphatic deposits, (b): Typical geologic column of the phosphate deposits from central Syria.

The following lithological facies can be encountered in Al-Sharquieh mine (Asfahani & Mohamad, 2000):

- alluvial soil with calcareous rocks;
- calcareous clayey rocks accompanied by phosphate;
- phosphatic calcareous rocks;
- fractured dolomite;
- marl with interbedded clay;
- phosphatic sand;
- cherty layers.

Figure 2 shows the study area with the excavated ditch and the ten VES locations.

3. Geoelectrical VES technique and interpretations

3.1. VES

The vertical electrical resistivity sounding (VES) method is applied to determine the vertical variations in electrical resistivity. A maximum current electrode spacing ($AB/2 = 106.6$ m) of 106.6 m was chosen for all the VES soundings carried out in this research.

Table 1 shows the current and potential electrode separations $AB/2$ and $MN/2$ used in this paper. Those separations are purposely selected in this work to carry out shallow VES measurements, where more detailed ditch lithological information is required.

Ten VES soundings were carried out with a Schlumberger array in the study area, where their locations are shown on Fig.2. More details about this VES technique is shown in appendix-1.

3.2. ISM

This technique is widely used for estimating the different parameter layers in 1D resistivity surveys (Narayan and Ramanujachary, 1967). A simple linear graph paper is used in ISM to plot the field VES Schlumberger data for producing a straight line segment by joining various points. More details about the ISM technique are in appendix-2.

The applicability and suitability of the ISM were recently tested and proven, while interpreting vertical electrical soundings (VES), carried out in the Adamawa region of Cameroun, Central Africa, for hydro-geophysical and groundwater purposes related to the Pan-African aquifers (PAA) (Asfahani *et al.*, 2022).

This ISM is practiced herein for calibrating and interpreting the ten VES data acquired along the excavated ditch. This calibration is done to know at which degree the concordance exists between the ISM interpretative results and the known and

observed lithology ditch.

The ISM technique permits the determination of the real resistivities and thicknesses of the corresponding identified layers. Different complicated geological problems have been recently solved in Syria by applying ISM, where it has proven its high performance in comparison with the traditional curve matching method (CMM) (Asfahani, 2016).

3.3. Pichgin and Habibullaev Technique

The Pichgin and Habibuleav technique is the most sophisticated for determining subsurface structural features (Asfahani, 2007; Asfahani, 2011). It is used to interpret vertical electrical soundings (VES) carried out along a given profile (Pichgin and Habibullaev, 1985). Appendix-3 provides more details about this technique.

Different assumptions of this technique, shown in appendix-3, have been well calibrated and verified through different field examples and applications in Syria, where this technique has proven its efficacy in dealing with and solving different field mining, hydrogeological, geological and active tectonic problems (Asfahani and Mohamad, 2002; Asfahani and Radwan, 2007; Asfahani *et al.*, 2010; Al-Fares and Asfahani, 2018; and Asfa-

Table 1. AB/2 and MN/2 used and their corresponding geometrical factor (K)

| AB/2 | MN/2 | K |
|-------|------|---------|
| 1 | 0.2 | 7.48 |
| 1.3 | 0.2 | 13.08 |
| 1.68 | 0.2 | 21.68 |
| 2.18 | 0.2 | 39.25 |
| 2.82 | 0.2 | 62.8 |
| 3.66 | 1 | 19 |
| 4.74 | 1 | 36.51 |
| 6.15 | 1 | 57 |
| 7.97 | 1 | 95.15 |
| 10.33 | 1 | 165.3 |
| 13.38 | 2.5 | 104.67 |
| 17.35 | 2.5 | 184.7 |
| 22.49 | 2.5 | 314 |
| 29.15 | 2.5 | 523.3 |
| 37.78 | 2.5 | 897.14 |
| 48.87 | 2.5 | 1256 |
| 63.48 | 2.5 | 2616.67 |
| 82.27 | 2.5 | 4186.67 |
| 106.6 | 10 | 1744.4 |

hani and Al- Fares, 2023). This technique is practiced herein to interpret and calibrate the ten VES data acquired along the profile parallel to the excavated ditch (Fig.2). This calibration is done to know at which degree the concordance exists between the PHT interpretative results and the known and observed lithology ditch.

3.4. Fractal concentration-number (C-N) modeling

The concentration-number (C-N) multifractal model is practiced in this paper as a new application approach with the log-log graph for interpreting the VES measurements distributed along the study ditch profile, and for explaining their apparent resistivity variations with depth through differentiating between different resistivity population ranges. The following equation (Mendelbort, 1983) expresses the fractal concentration-number (C-N) model:

$$N(\geq \rho) = F\rho^{-D} \quad (1)$$

Where ρ denotes the treated apparent resistivity ($\Omega \cdot m$) values. The $N(\geq \rho)$ is the cumulative number of the apparent resistivity data ($CN\rho$), with the apparent resistivity values greater than or

equal to ρ , F is a constant and D is the scaling exponent or fractal dimension of the distribution of apparent resistivity values. The log-log graph presentation allows for determination of different break points with different straight line segments (SLS). Every SLS corresponds to a defined lithological unit with a specific resistivity range.

This (C-N) technique is applied to interpret and calibrate the ten VES data acquired along the profile parallel to the excavated ditch (Fig.2) and to distinguish between different apparent resistivity ranges. The aim of this calibration is to know at which degree the concordance exists between the fractal (C-N) interpretative results and the known and observed lithology ditch.

4. Results and Discussion

Geoelectrical and radioactive studies have been carried out on the existing excavated ditch, extended in the north western vicinity of Al-Sharquieh mine locality, with a length of 2.5 km long, 5 m, wide with different depths of up to tens of meters, depending on the topography of the ditch (Fig2). The litho-sequence traversed by this ditch has been investigated in detailed

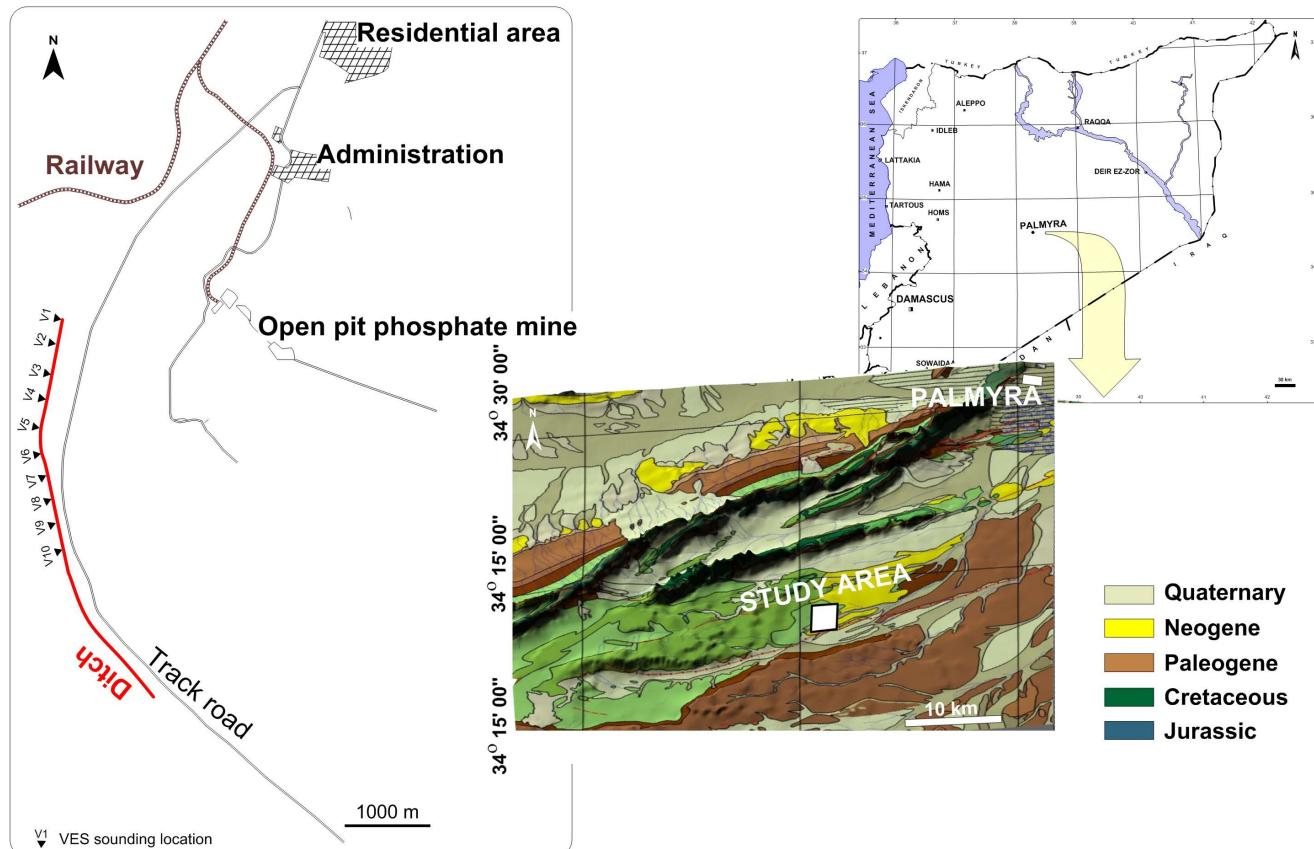


Figure 2. Study area, with the excavated ditch, and the locations of the ten VES points.

along the two eastern and western sides of the ditch walls. Geological cross-section and lithological columns corresponding to the locations of the executed VES have also been established.

The scintrometer is used to measure the radioactivity levels of the ditch outcrops in the study region. Such radioactivity measurement procedures have been carried out along the two wall sides of the excavated ditch, in attempt to define the secondary uranium mineralization occurrences, and determine the localities of their distributions and concentrations along the litho-sequence of the ditch walls.

Figure 3 shows the established radioactive cross-section of the Western wall of the ditch, where high readings above 400 cps are encountered.

The uranium occurrences are observed along the western side of the wall ditch, where a yellow, canary yellow of uranium vanadate is mostly accumulated in the fissured and crashed zones, along the ditch wall, and concentrated also in detritus and marly mortar zones around the phosphate and flint concretions and nodules. The high relatively radioactive readings are due to secondary uranium occurrences, mostly concentrated along horizons not exceeding 2.5 to 3 meters from the earth surface. Secondary uranium occurrences have resulted from vertical leaching movement from the phosphate deposits during the wet periods, with possible lateral contribution supply (Slansky, 1988). This secondary uranium mineralization is finally concentrated in the upper parts of the litho-horizons by the action of the capillary phenomenon under arid conditions during the dry periods.

A geoelectrical profile including ten VES soundings has been performed parallel to the western wall side of the ditch (Fig.2). Those VES points were interpreted by ISM, where their results are indicated and shown in Table.2 (Appendix-2). A model of five layers is found for the VES (V1, V3, V5, and V7), while a model of four layers is found for the VES (V2, V4, V6, V8, V9, and V10), as shown in Table.2. The depth penetration (DP) obtained by ISM for the current electrode spacing of AB/2 of 106.6 varies between 25.3m at VES (V3) and 54.8m at VES (V1), with an average of 44.7m. An acceptable agreement is found between the ISM interpretation results and the established field lithological columns as shown in Fig.4(a).

This agreement confirms again well the reliability of ISM in interpreting VES measurements in a variable lithological sequence.

The geologic legend is the same as presented in Fig.5(a). Those ten VES were also interpreted by CMM and inversion technique of Velpen 2004, where acceptable and comparable results are also obtained as shown and indicated in Table 2 (appendix_2). Fig.4(b) shows the VES results of (V1, V2, V3 and V4), in which the real values of the thicknesses and resistivities of the corresponding layers are represented.

This agreement between ISM and CMM confirms directly in

the field the reliability and the efficacy of ISM technique in determining the lithological sequence in a phosphatic environment.

The interpretation of this profile by the PHT method is shown in Fig.5. The distribution of the non-homogeneity points (NHP) represented by (+) indicates the structural subsurface of the study profile. A deep pelvic structure is shown between V1 and V6, while a shallow pelvic structure is observed between V6 and V10. The PHT technique also indicates the positions of the different faults through the distribution of NHP.

The comparison of the geoelectrical results obtained with the geological cross-sections (Fig.5a) indicates a very good concordance between them, where the distribution of the layers shows a form of basin between V1 and V5, followed by an uplift structure between V5 and V7, and finally by a basin structure between V7 and V10. Such a concordance between the results of the geological cross-section (Figs.5a, and 5b) realized in the western wall of the ditch and the geoelectrical ones confirms the reliability of the PHT in providing the phosphatic subsurface structure under a given profile.

The ten VES measured points distributed along the ditch profile of 2250 m are interpreted and analyzed by applying the fractal concentration-number (C-N) model. The log-log plots of CN ρ shown in Fig.6(a) as a function of the apparent resistivity values show the apparent resistivity scattered data points, which can be fitted by several straight lines (segments) with different slopes based on a least square regression. The selection of the break points as threshold values is an objective decision since apparent resistivity populations are addressed by different line segments in the C-N log-log plots. The intensity of the various populations is depicted by each slope of the line segment in the C-N log-log plots.

The locations of the break points allow the determination of the apparent resistivity ranges. The use of those resistivity ranges permits the establishment of the apparent resistivity cross-section. Every resistivity population range is due to a distinct and specific lithology. The boundaries between those resistivity ranges also indirectly emphasize the lithological type distribution along the studied profile.

Based on the C-N log-log plot presented in Fig.6(a) for the study ditch profile, the apparent resistivity ρ_a for all the AB/2 spacings shows four threshold break points C1, C2, C3 and C4 at the locations of 1.84, 2.12, 2.34 and 2.53 respectively. Those four break points correspond to five apparent resistivity population ranges with their lithological descriptions inferred from the geological cross-section described above (Fig.5a) as follows:

1. Less than 69 $\Omega \cdot m$: corresponds to lacustrine limestone, wadi-fill deposits and gypsum.
2. 69-132 $\Omega \cdot m$: corresponds to conglomerates (fissured), detritus and debris.

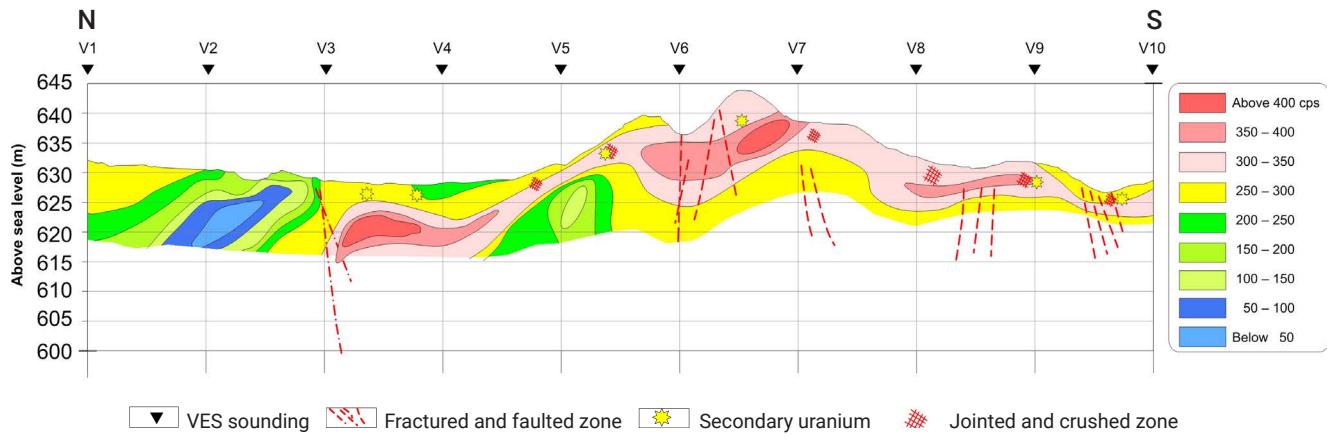


Figure 3. Radiometric cross-section of the Western wall of the ditch in Al-Sharquieh phosphatic mine.

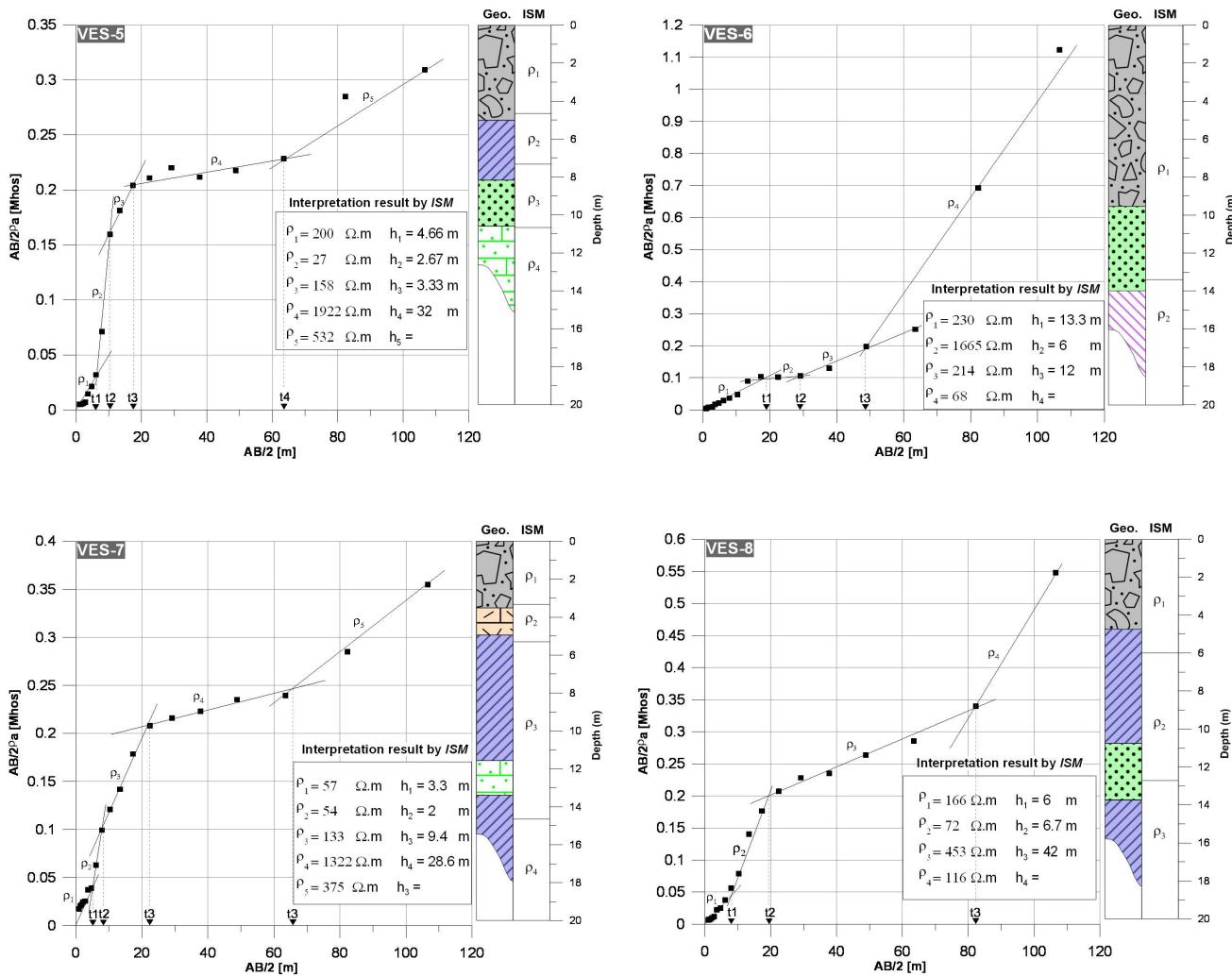


Figure 4(a). Interpretation of VES (V5,V6,V7, and V8) by ISM, with lithological columns for comparison.

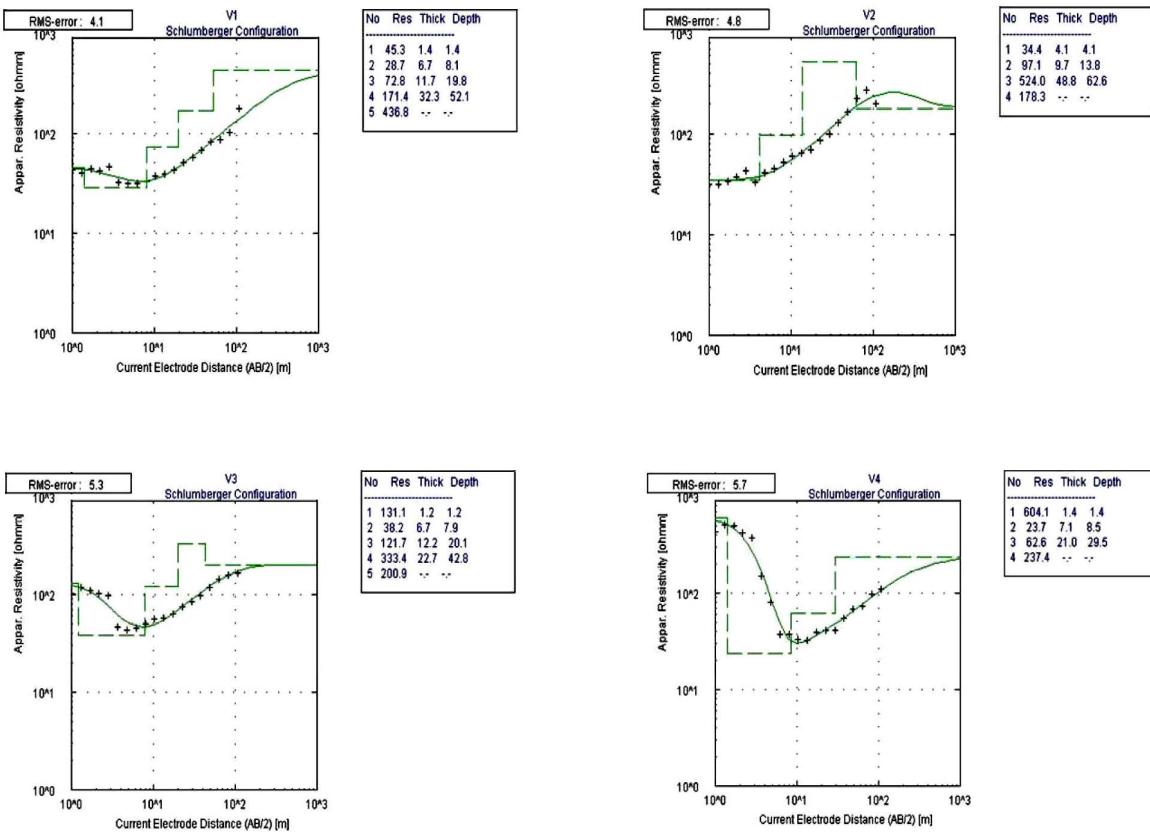


Figure 4(b). Interpretation of VES (V1,V2,V3, and V4)) by CMM and inversion technique of Velpen, 2004.

3. 132-219 $\Omega\text{.m}$: corresponds to marly, clayey phosphate, organic limestone and chalk- like marly limestone.
4. 219- 339 $\Omega\text{.m}$: corresponds to phosphatic limestone, phosphate rocks of carbonate/ silicate cementation and duricrusts (slightly fissured).
5. More than 339 $\Omega\text{.m}$: silicified compacted phosphate rocks, phosphotized flint (sometimes fissured and cracked).

The apparent resistivity cross-section along the ditch profile is established through the use of the mentioned apparent resistivity ranges as shown in Fig.6(b). The distinction between those five resistivity populations is very clear, where every apparent resistivity population is related to a distinguished lithology. The lithology distribution along the studied profile is also indirectly indicated by the boundaries between those resistivity ranges. The positions of the faults also control those lithological boundaries.

Fig.6(b) is a comprehensive representation of all the interpretative techniques applied in this paper (ISM, PHT, and fractal C-N). It generally summarizes all the geoelectrical results obtained in this paper. The comparison between those different

methods and their results is therefore done and discussed.

The joint combination of the radiometric cross-section with the integrated geoelectrical results including the resistivity models shown in Fig.6b allows for a good correlation between them. The secondary uranium occurrences in the study region are accumulated in the weak, fractured and faulted zones around the phosphatic deposits, determined particularly by the geoelectrical PHT technique. The application of geoelectrical techniques for delineating such interesting radioactive zones constitutes, therefore, an indirect technique for nuclear uranium prospecting.

5. Conclusion

The reliability of the inverse slope method (ISM), Pichgin and Habibuleav technique (PHT), and concentrate-number (C-N) fractal modeling technique, used for interpreting vertical electrical sounding (VES) data is confirmed through the presence of an excavated ditch in the phosphatic Al-Sharquieh mine in Central Syria. The concordance between the different obtained geoelectrical results and the lithology of the ditch is well verified.

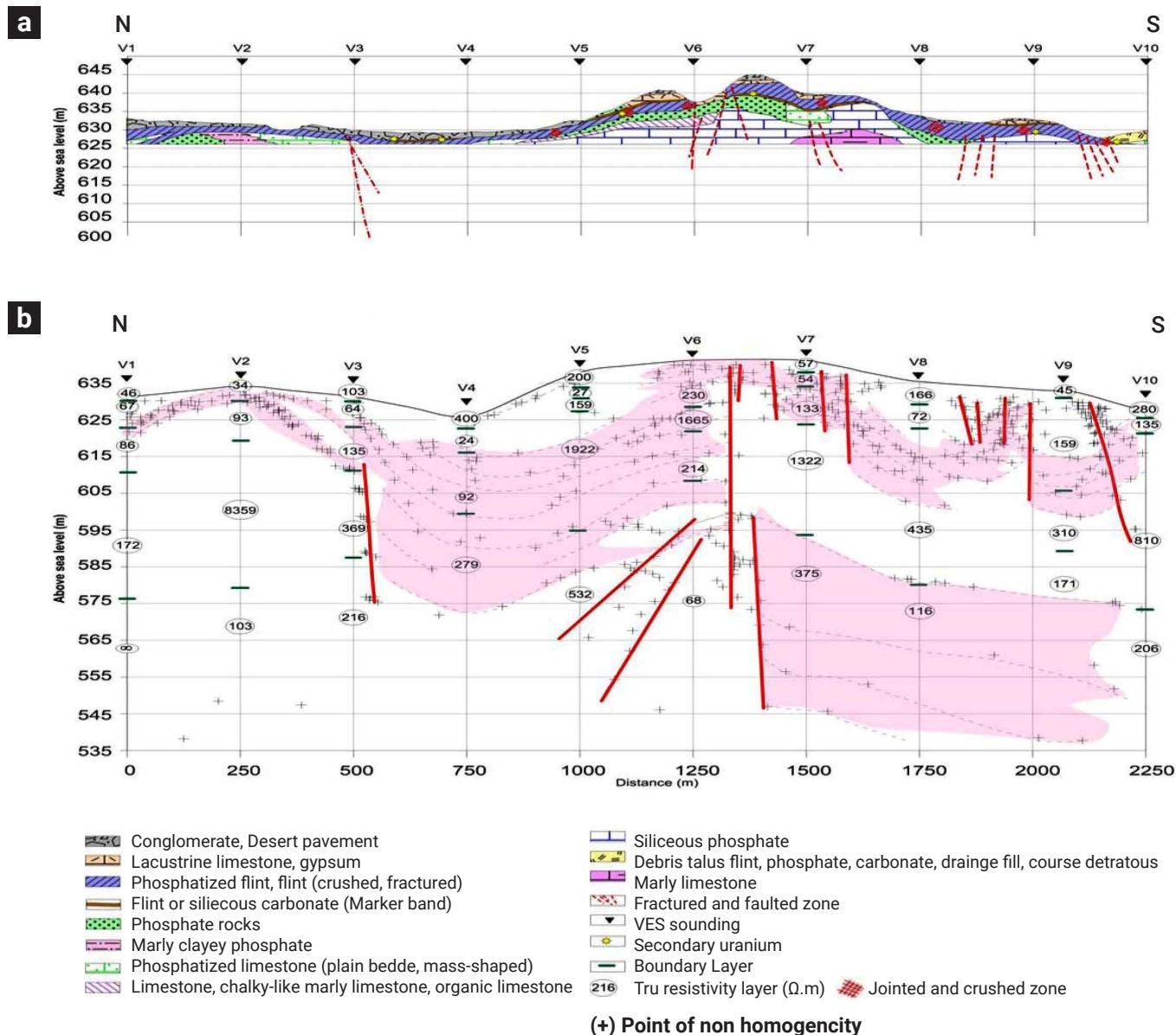


Figure 5(a). Geological cross-section of the western wall of the ditch in Al-Sharquieh phosphatic mine, (b):Subsurface tectonic structure derived by PHT.

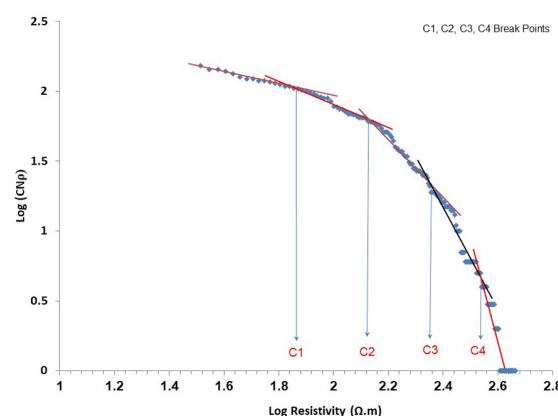


Figure 6(a). Fractal (C-N) log-log plot for the measured apparent resistivity data along the ditch profile.

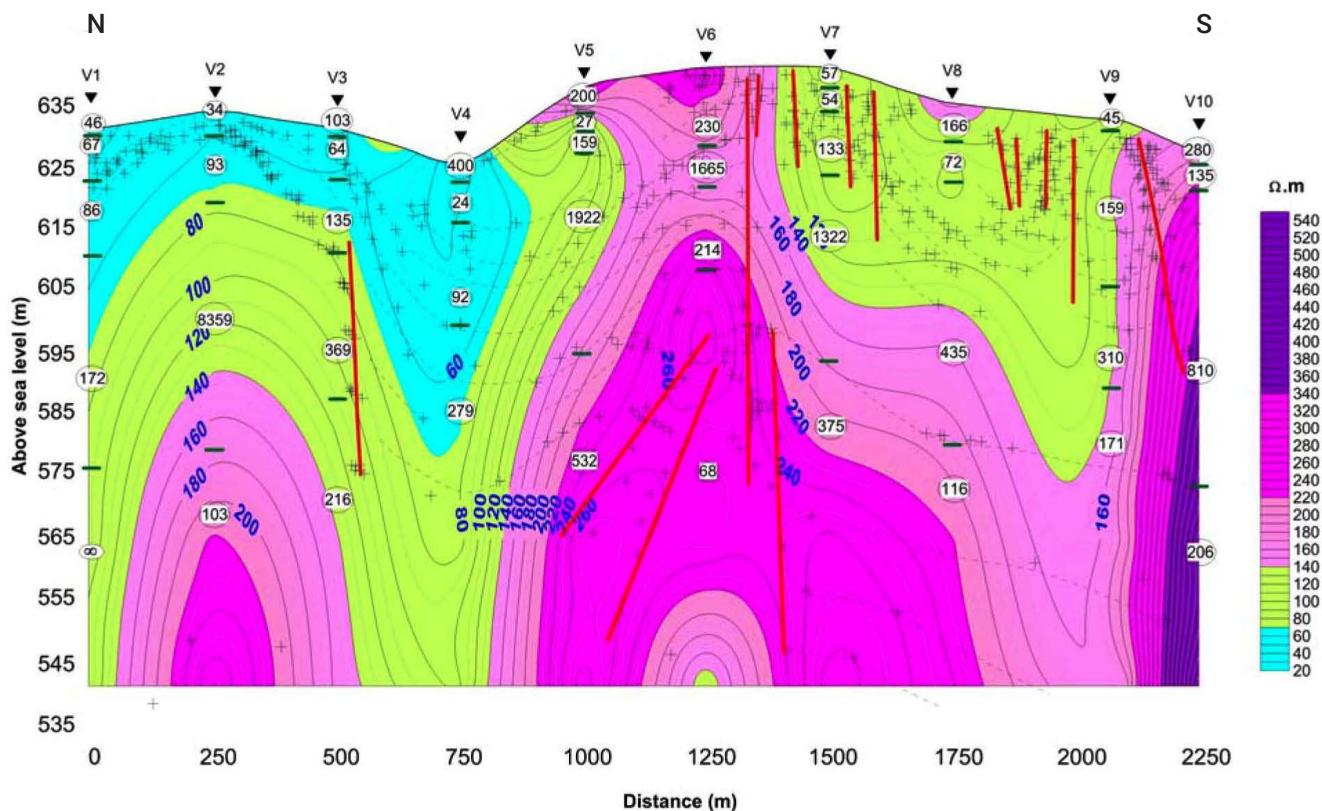


Figure 6(b). Apparent resistivity population ranges according to (C-N) fractal modeling under the excavated ditch.

The 1D quantitative interpretation of the available ten VES by ISM indicates the presence of four to five geoelectrical layers in the study region. The ISM results discussed and documented are in good agreement with those obtained by CMM and the inversion of Velpen, (2004). This agreement proves and valorizes the ISM technique for such interpretation and mining applications.

The PHT helps in determining the main tectonic subsurface features of study region by analyzing and studying the positions of the non homogeneity points (NHP) and their distributions along a given 2D geoelectrical plan profile.

The non linear fractal C-N modeling technique provides the different apparent resistivity ranges dominating in the study region. The C-N approach deals only with apparent resistivity values measured for different AB/2 spacing's (from 1 to 106.6m) to separate simply different apparent resistivity ranges that differ from area to area. The locations of the break points on the log-log graph in this case study permit the determination of the dominant apparent resistivity ranges, which can be used later for establishing the apparent resistivity cross-section as discussed in this paper. It was shown that every resistivity range is related to a distinct and specific lithology. The boundaries between those different resistivity ranges indirectly indicate the lithological

type distribution along the studied profile. It is to mention that the two techniques of C-N and VES inversion are completely different. However, the fractal C-N largely helps in separating the different apparent resistivity ranges, that dominate in the study area, and relating those ranges with geological variations laterally and vertically. While, the VES inversion technique deals with its different approaches to getting the interpretative real thicknesses and resistivities models of the corresponding layers under every studied VES point. The joint integration of the radiometric cross-section (Fig.3) with the combined geoelectrical results, including the different resistivity models indicated in Fig.6b permits the correlation between radiometric and geoelectrical results. The secondary uranium occurrences are concentrated in the weak, fractured and faulted zones around the phosphatic deposits, determined in the study area basically by the geoelectrical PHT technique. The useful application of geoelectrical techniques for locating radioactive uranium zones can be regarded advantageously as an indirect approach to uranium prospecting.

The presence of the excavated ditch allows for the formation and distribution of secondary uranium concentrations accompanied with the phosphatic layers. They are characterized by

high radioactive readings exceeding four hundred counts per second (cps).

The three geoelectrical approaches of ISM, PHT, and C-N used for VES interpretations can therefore be employed in the domain of phosphate prospecting, mining, environmental research, and civil engineering.

6. Acknowledgments

The author would like to thank I. Othman, General Director of the Syrian Atomic Energy Commission for his permission to publish this work. The two competent reviewers are cordially thanked for their professional criticisms, remarks, and suggestions, that considerably improve the final quality of this paper. The Editor in Chief and the staff of Geofisica Internacional are thanked for their assistance during the different stages of this paper.

7. Data availability

The datasets related to this research paper are available with the author, however accessing to these data or making them available to others requires special permission from the Syrian Atomic Energy Commission.

8. Declaration of competing interest

The author declares that he has no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

9. References

- Abbas M. (1987). Geochemie de l'uranium des phosphorites des Palmyrides Centrales, Syrie: These Sci., Univ., Louis Pasteur Strasbourg, France, 166 p.
- Al-Fares W., Asfahani J. (2018). Evaluation of the leakage origin in Abu Baara earthen dam using electrical resistivity tomography, northwestern Syria. Geofísica Internacional., 57, 223–237. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2018.57.4.2102>
- Asfahani J. (2010). Geophysical Case Study of Shallow and Deep Structures Based on Traditional and Modified Interpretation Methods: Application to Tectonic Studies and Mineral Exploration: Exploration and Mining Geology, Vol.19, Nos.3-4, P135-152.
- Asfahani J. (2011). The Role of Geoelectrical DC Methods in Determining the Subsurface Tectonics Features. Case Studies from Syria, Tectonics, Damien Closson (Ed.), ISBN: 978-953-307-545-7, InTech, Available online: <https://cdn.intechopen.com/pdfs/14080.pdf>, doi: <https://doi.org/10.5772/13580>
- Asfahani J. (2016). Inverse slope method for interpreting vertical electrical soundings in sedimentary phosphatic environments in the Al-Sharquieh mine, Syria. CIM Journal, Vol.7, No.2, 93-104.
- Asfahani J. (2019). Geoelectrical Combined Sounding-Proiling Configuration for Characterizing the Sedimentary Phosphatic Environment in Al-Sharquieh Deposits Mine in Syria. Geofísica Internacional , 57-3: 189-203. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2018.57.3.2111>
- Asfahani J. (2021). New semi-quantitative approach for interpreting vertical electrical sounding (VES) measurements using fractal modeling technique, case study from Khanasser valley, Northern Syria. Geofísica Internacional. 60-3: 211-228. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.3.1920>.
- Asfahani J., Al-Fares W. (2021). Geological and structural characterizations of a basaltic environment by vertical electrical soundings and multifractal modeling techniques in Deir Al-Adas Area, Yarmouk Basin, Syria. Acta Geodaetica et Geophysica. 56:211–228. doi: <https://doi.org/10.1007/s40328-020-00319-z>
- Asfahani J., Al-Fares W. (2023). Developing and calibrating a new approach of geoelectrical acquisition for detecting active tectonic features, Northern Dead Sea Fault System, Syria. Geofísica Internacional, 62, 1, 429-444, doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2023.62.1.1450>
- Asfahani J., Aretouyap Z., George N. (2023). Environmental and hydraulic characterization of the Adamawa-Cameroon aquifer using inverse slope method. Water Practice & Technology Vol 18 No 3, 547 doi: <https://doi.org/10.2166/wpt.2023.033>
- Asfahani J., Mohamad R., (2000). Investigation of electrical properties of radioactive phosphatic layers in Al-Sharquieh mine, Syria: Exploration and Mining Geology, Vol.9, 141-148.
- Asfahani J., Mohamad R. (2002). Geoelectrical Investigation for sulfur prospecting in Techreen structure in northern Syria. Exploration and Mining Geology, 11, 1-4, 49–59, doi: <https://doi.org/10.2113/11.1-4.49>
- Asfahani J., Radwan Y. (2007). Tectonic evolution and hydrogeological characteristics of Khanaser Valley, Northern Syria, derived from the interpretation of vertical electrical soundings. Pure Appl. Geophys., 164, 11, 2291-2311, doi: <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0274-8>
- Asfahani J., Radwan Y., Layyous I. (2010). Integrated Geophysical and Morphotectonic Survey of the Impact of Ghab Extensional Tectonics on the Qastoon Dam, Northwestern Syria. Pure Appl. Geophys, 167, 3, 323-338, doi: <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0019-y>
- Atfeh S. (1967). The phosphorite deposits of Syria: Unpublished Ph.D. thesis, University of London, King's College, 348 p.
- Dobrin M. B. (1976). Introduction to geophysical prospecting: Mc Graw-Hill, New York.
- Gardi S., Asfahani J. (2019). Subsurface tectonic characterizations by

the use of geo-electrical resistivity technique and their implications on environmental soil and groundwater at Erbil dumpsite, west of Erbil city – Iraqi Kurdistan region. Contributions to Geophysics and Geodesy. Vol. 49/3, 2019 (325-354).

George N. J., Ekanem K. R., Ekanem A. M., Udosen N. I., Thomas J. E. (2022). Generic comparison of ISM and LSIT interpretation of geo-resistivity technology data, using constraints of ground truths: a tool for efficient explorability of groundwater and related resources, Acta Geophysica, doi: <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00794-8>

Gosch D. P. (1971). Inverse filter coefficients for computing of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth: geophysical Prospecting, 19: 769-775.

Haby S., Senosy M., Abdel Aal G. (2013). Upgrading of the inverse slope method for quantitative interpretation of earth resistivity measurements: Arab Geosci, doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1075-2>

Jubeli M. (1986). Multielement geochemical reconnaissance for uranium in the Palmyrides region central Syria (Unpublished PhD thesis). Imperial College, London, UK.

Koefoed O. (1979). Recent development in the direct interpretation of resistivity sounding: Geophys Explor 14: 243-250.

Mandelbrot B. B. (1983). The Fractal Geometry of Nature, W. H. Freeman, San Francisco, 468 pp.

Narayan, PVS., Ramanujachary, K. R. (1967) . An inverse slope method determining absolute resistivity: Geophysics 32, 1036-1040.

Orellana E., Mooney H. M. (1966). Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding Over Layered Structures: Interciencia, Madrid, Spain.

Pichgin N. I., Habibullaev I. K. H. (1985). Methodological Recomendations in studying geo-tectonic conditions of vertical electrical soundings data with application of EC computer for solving hydrogeological and geo-engineering problems, Tashkend (in Russian).

Ponikarov V. P. (1966). The Geological Map of Syria, scale 1:200000, sheets I-37-XIX and I-36-XXIV, Ministry of Industry, Damascus.

Slansky M. (1986). Geology of sedimentary phosphates. Elsevier science publishing co, UK (pp210).

Velpen, B. P. A. (2004). WinRESIST Version 1.0 Resistivity Depth Sounding Interpretation Software. Delf, the Netherland: ITC.

Zohdy A. A. R. (1975). Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves using modified Dar Zarrouk Function: Bull.B.B.E., U.S. Geeol.surv.

Zohdy A. A. R. (1985). A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves: Geophysics 54:245-253.

configuration to impose the electrical current on the study area by at varying spacing expanding symmetrically from a central point. Another additional pair of electrodes M and N at appropriate spacing was used for measuring the surface expression of the resulting potential field (Fig.1).

For any Schlumberger configuration of four electrodes A and B, M and N, the apparent resistivity ρ_a is represented by following expression (Dobrin 1976):

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (2)$$

K is the geometrical factor, I is the current injected into the earth, and ΔV is the difference potential measured between M and N electrodes.

The apparent resistivity values "pa" are obtained by increasing the A and B distance about a fixed point, and plotted against half electrode separation $AB/2$ to construct the curve of field apparent resistivity.

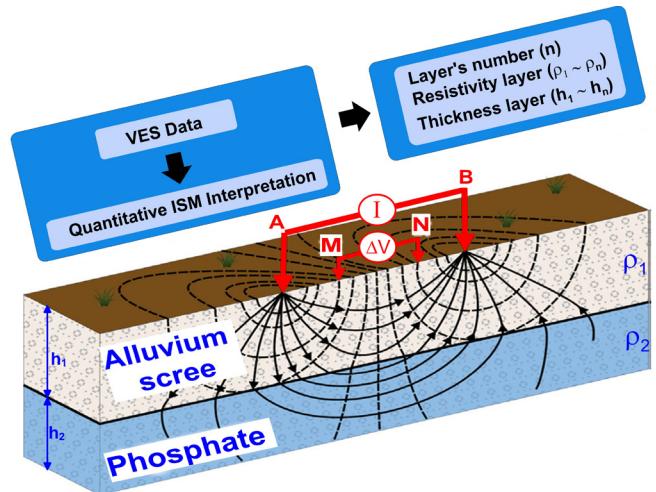


Figure 1. Schlumberger configuration in the field.

Appendix-1

VES Technique

A pair of electrodes A and B was used in the Schlumberger

Appendix-2

ISM technique

The inverse slope method (ISM) is applied to interpret the

Table 2. ISM and inversion results for the ten study VES in the study area.

| VES | Layer | /SM | | | CMM and inversion | | |
|--------|-------|------------------|--------|-------|-------------------|--------|-------|
| Number | Numb | $\rho(\Omega.m)$ | $h(m)$ | D (m) | $\rho(\Omega.m)$ | $h(m)$ | D (m) |
| V1 | 1 | 45.6 | 1.3 | 1.3 | 45.3 | 1.4 | 1.4 |
| | 2 | 67 | 6.7 | 8 | 28.7 | 6.7 | 8.1 |
| | 3 | 86 | 11.3 | 19.3 | 72.8 | 11.7 | 19.8 |
| | 4 | 172 | 35 | 54.3 | 171.4 | 32.3 | 52.1 |
| | 5 | 375 | | | 436.8 | | |
| V2 | 1 | 34 | 4 | 4 | 34.4 | 4.1 | 4.1 |
| | 2 | 93 | 10.66 | 14.66 | 97.1 | 9.7 | 13.8 |
| | 3 | 8350 | 40 | 54.66 | 524 | 48.8 | 62.6 |
| | 4 | 103 | | | 178.3 | | |
| V3 | 1 | 103 | 1.3 | 1.3 | 131.1 | 1.2 | 1.2 |
| | 2 | 64 | 6.7 | 8 | 38.2 | 6.7 | 7.9 |
| | 3 | 135 | 11.3 | 19.3 | 121.7 | 12.2 | 20.1 |
| | 4 | 369 | 23.4 | 42.7 | 333.4 | 22.7 | 42.8 |
| | 5 | 216 | | | 200.9 | | |
| V4 | 1 | 400 | 2.7 | 2.7 | 604.1 | 1.4 | 1.4 |
| | 2 | 24 | 5.9 | 8.6 | 23.7 | 7.1 | 8.5 |
| | 3 | 92 | 16.7 | 25.3 | 62.6 | 21 | 29.5 |
| | 4 | 279 | | | 23.7.4 | | |
| V5 | 1 | 200 | 4.66 | 4.66 | 191 | 4.25 | 4.25 |
| | 2 | 27 | 2.67 | 7.33 | 30 | 2.21 | 6.46 |
| | 3 | 158 | 3.33 | 10.66 | 170 | 3.82 | 10.28 |
| | 4 | 1922 | 32 | 42.66 | 2000 | 33 | 43.28 |
| | 5 | 532 | | | 575 | | |
| V6 | 1 | 230 | 13.3 | 13.3 | 244 | 14 | 14 |
| | 2 | 1665 | 6 | 19.3 | 1724 | 5.7 | 19.7 |
| | 3 | 214 | 12 | 31.3 | 244 | 13.2 | 32.9 |
| | 4 | 86 | | | 73 | | |
| V7 | 1 | 57 | 3.3 | 3.3 | 66 | 3 | 3 |
| | 2 | 54 | 2 | 5.3 | 51 | 3.2 | 6.2 |
| | 3 | 133 | 9.4 | 14.7 | 141 | 8.5 | 14.7 |
| | 4 | 1322 | 28.6 | 43.3 | 1425 | 30 | 44.7 |
| | 5 | 375 | | | 325 | | |
| V8 | 1 | 166 | 6 | 6 | 199.4 | 4.4 | 4.4 |
| | 2 | 72 | 6.7 | 12.7 | 51.8 | 7.6 | 12 |
| | 3 | 453 | 42 | 54.7 | 459.1 | 40.3 | 52.3 |
| | 4 | 116 | | | 111.4 | | |
| V9 | 1 | 45 | 1.3 | 1.3 | 45 | 1.2 | 1.2 |
| | 2 | 159 | 25 | 26.3 | 156.3 | 26.8 | 28 |
| | 3 | 310 | 16.4 | 42.7 | 283.3 | 15.9 | 43.9 |
| | 4 | 171 | | | 156.8 | | |
| V10 | 1 | 280 | 2.7 | 2.7 | 431 | 2 | 2 |
| | 2 | 135 | 4 | 6.7 | 88.9 | 4.6 | 6.6 |
| | 3 | 810 | 48 | 54.7 | 708 | 43.3 | 49.9 |
| | 4 | 206 | | | 28.1.1 | | |

curves of field VES apparent resistivity.

The inverse resistance values ($AB/2pa$) are plotted against the half electrode separation $AB/2$ as shown in Fig.2. Every line segment represents an identified layer and the intersections of the line segments with the multiplication of a factor of 2/3 indicate to the depths to the particular layers.

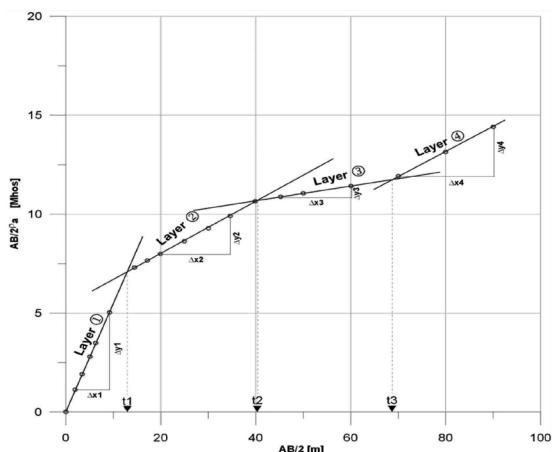


Figure 2. An example of an interpreted VES sounding by the inverse slope method (ISM).

Appendix-3

Pichgin and Habibuleav technique (PHT)

The theoretical bases of the PHT can be summarized as follows:

If two vertical electrical soundings, VES1 and VES2 are measured on either side of a vertical contact. All the resistivity

profile curves for every given current electrode half-spacing ($AB/2$) will be intersected at a point directly located over this vertical contact. The locations of the vertical electrical soundings carried out on a given profile are therefore plotted on the abscissa, while the corresponding measured apparent resistivities for each given $AB/2$ are plotted on the ordinate, as shown in Fig.3.

The intersection points termed as non-homogeneity points (NHP) resulting from establishing the resistivity curves for the different $AB/2$ are plotted on a 2-D (x, z) geological section. The depth (z) of every NHP can be assessed from the following equation:

$$Z = [(AB/2)_i + (AB/2)_j]/2 \quad (3)$$

where $(AB/2)_i$ and $(AB/2)_j$ are the half-spacings between the electrodes A and B, for which two horizontal resistivity curves are intersected. The distribution and interpretation of NHP along the studied profile allows to determine the sub fractured zones.

The geological interpretation of the NHP according to this technique is based on the following assumptions:

1. NHP indicate the presence of an inhomogeneous lithologic contact when they are distributed on an oblique lines located at shallow depths,
2. NHP indicate a fractured zone when they are arranged along oblique lines dipping at an angle exceeding 30° at depth.
3. NHP indicate an homogeneous lithology when they are scattered randomly near the surface.
4. NHP may indicate and reflect certain geological structures, such as synclines, anticlines, or horizontally layered strata when they are arranged in regular forms.

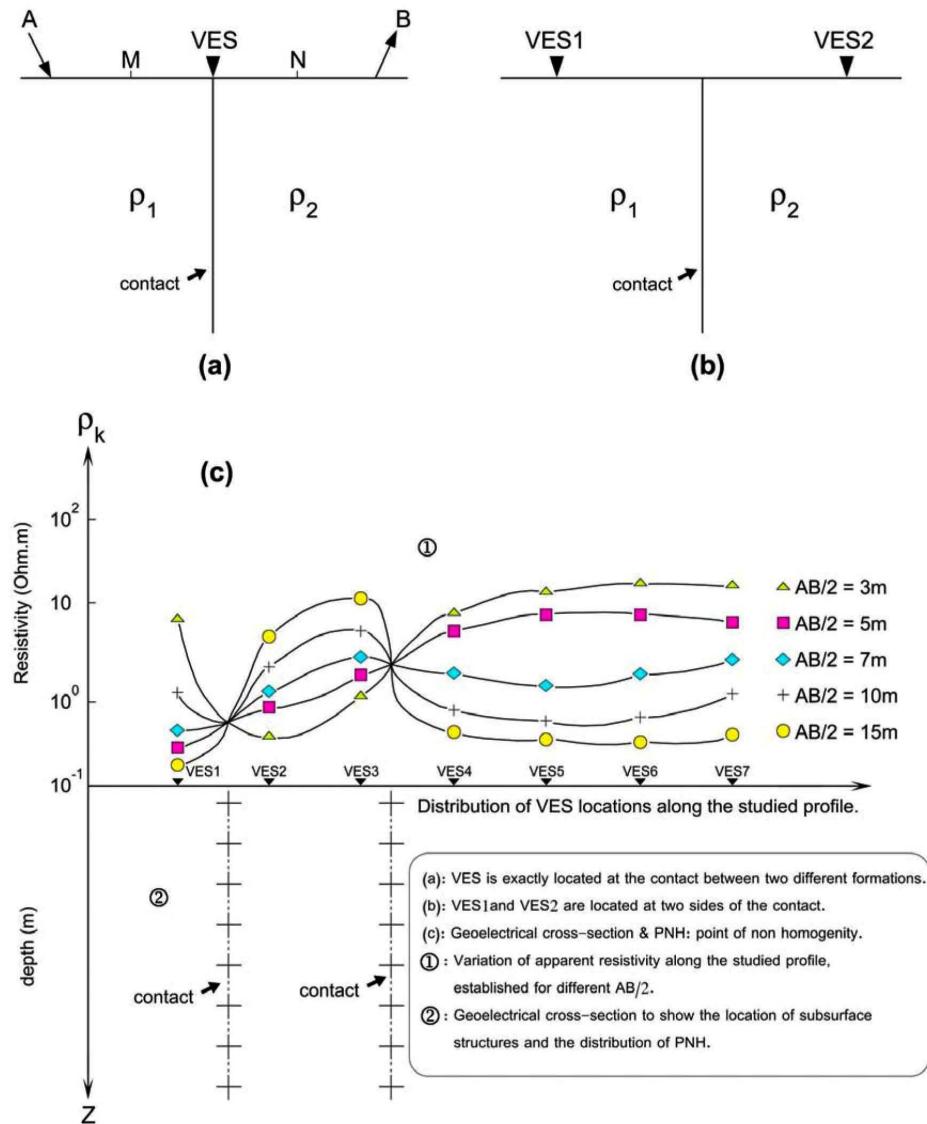


Figure 3. Principles of PHT technique.

Sección especial

Vulcanismo
Monogenético, medio
ambiente y sociedad

Special section

Monogenetic volcanism,
environment and society



Geofísica Internacional, Journal of the Institute of Geophysics, UNAM, Mexico

Foreword of Special section titled: "Monogenetic Volcanism, environment and Society"

Monogenetic volcanism is a worldwide phenomenon that occurs in all tectonic and geographic environments, representing an important manifestation of the Earth's internal dynamics that causes the formation of numerous volcanic edifices distributed over large areas, the monogenetic fields. The volcanic activity within these fields is generally of low intensity and with relatively long repose periods between successive events, favoring human settlements on the fertile soils it produces and their abundant natural resources, and causing a distributed volcanic hazard difficult to assess. With the increase in human population, the threats of new eruptions to society and highly productive agricultural areas are increasing every day.

The links between monogenetic volcanism, environment, and society are thus very important to consider in this context, yet they remain poorly studied and understood. On February 19-24, 2023, an international conference was organized in Morelia (Michoacán, Mexico) for the 80th anniversary of the Paricutin volcano, the first monogenetic eruption documented with modern instruments. During this conference, more than 100 scientists, artists, and other members of the society discussed monogenetic volcanism from a wide range of viewpoints, highlighting the benefits of entangling disciplines such as geology, geochemistry, archaeology, ecology, seismology, sociology, art, and literature (Figures 1 and 2). You can access the videos of the plenary conferences and other products of the conference on the page: <https://paricutin80.geofisica.unam.mx>.

The purpose of this special section of Geofísica Internacional is to continue this effort by publishing high-quality peer-reviewed papers on monogenetic volcanism from different disciplines, hence contributing to improving the preparation and management of the risks of possible future eruptions, as well as

the preservation of the exposed natural and cultural heritage.

One of the motivations to organize this conference was the enormous amount of new knowledge that was generated by recent monogenetic events at La Palma (Canary Islands, Spain) and Reykjanes Peninsula (Iceland). Precisely, the first accepted paper of this special issue, herein included, is a thorough study of the geoheritage created by the 2021 Tajogaite eruption (La Palma) that is highly valuable for science and society. The authors present an inventory of a range of geosites, which will be very useful to stimulate geotourism in the island, providing opportunities for sustainable development. Hence, the products of recent monogenetic eruptions are not only very important for increasing our knowledge on eruptive phenomena but also may have important benefits for the local populations, which the scientists can contribute to create.

We invite you to enjoy the reading of this first paper, while waiting for the following ones that are brewing in the oven of the review process. We can anticipate that proximal publications will address a large variety of topics such as soil development, landscape evolution, seismo-magmatic phenomena, eruption dynamics, morpho-tectonic processes and ancient to recent living practices that all together provide an overview of the complex natural and social processes that take place in monogenetic fields and make them so interesting.

Regards,

Marie-Noëlle Guilbaud, Coordinator (marie@igeofisica.unam.mx), Giovanni Sosa-Ceballos (giovannis@igeofisica.unam.mx), Christina Siebe (siebe@unam.mx), Roberto Carniel (roberto.carniel@uniud.it).
Associated editors of the special section



Figure 1. Photograph by drone of the crater of the Paricutin volcano on the 22nd of February 2023. Credits to Sergio Salinas.

Figura 1. Fotografía by dron del cráter del Volcán Paricutin el 22 de febrero el 22 de febrero del 2023. Amablemente proporcionada por Sergio Salinas.

Geofísica Internacional, Revista del Instituto de Geofísica, UNAM, México

Prefacio de Sección especial: "Vulcanismo monogenético, medio ambiente y sociedad"

El vulcanismo monogenético es un fenómeno mundial que ocurre en todos los ambientes tectónicos y geográficos, ya que representa una componente importante de la dinámica interna y externa de la Tierra que produce la formación de numerosos edificios volcánicos distribuidos sobre grandes áreas, los campos monogenéticos. La actividad volcánica dentro de los campos monogenéticos es generalmente de baja intensidad y con largos períodos de reposo entre eventos sucesivos, por lo que favorece el desarrollo de asentamientos humanos que aprovechan sus fértiles tierras y abundantes recursos naturales, y causando un peligro volcánico distribuido que es difícil de evaluar. Con el aumento en la población, nuevas erupciones representan un riesgo creciente para la sociedad y para sus medios de producción.

Los vínculos entre el vulcanismo monogenético, el medio ambiente y la sociedad son muy importantes en este contexto, sin embargo requieren ser más estudiados y mejor comprendidos. Del 19 al 24 de febrero de 2023 se organizó en Morelia (Michoacán, México) una conferencia internacional por el 80 aniversario del volcán Paricutín, la primera erupción monogenética documentada con instrumentos modernos. Durante esta conferencia, más de 100 científicos, artistas y otros miembros de la sociedad discutieron el vulcanismo monogenético desde una amplia gama de puntos de vista, destacando los beneficios de entrelazar disciplinas como la geología, la geoquímica, la arqueología, la ecología, la sismología, la sociología, el arte y la literatura (Figuras 1 y 2). Pueden acceder a los videos de las conferencias plenarias y otros productos del congreso en la página <https://paricutin80.geofisica.unam.mx>.

El propósito de esta sección especial de *Geofísica Internacional* es continuar este esfuerzo mediante la publicación de artículos arbitrados de alta calidad sobre diferentes disciplinas del vulcanismo monogenético, contribuyendo así con la preservación del patrimonio natural y cultural y con la preparación de la sociedad ante nuevas erupciones.

Una de las motivaciones para organizar esta conferencia fue la enorme cantidad de conocimiento nuevo generado por los recientes eventos monogenéticos en La Palma (Islas Canarias, España) y la Península de Reykjanes (Islandia). Precisamente, el primer artículo aceptado de este número especial, que aquí se incluye, es un estudio exhaustivo del geopatrimonio creado por la erupción de Tajogaite (La Palma) de 2021 que es de gran valor para la ciencia y la sociedad. Los autores presentan un inventario de una variedad de geositios que será de gran utilidad para estimular el geoturismo en la isla, brindando oportunidades para el desarrollo sostenible. Por lo tanto, los productos de las recientes erupciones monogenéticas no sólo son muy importantes para aumentar nuestro conocimiento sobre los fenómenos eruptivos, sino que también pueden tener importantes beneficios para las poblaciones locales, a los que los científicos pueden contribuir a generar.

Los invitamos a disfrutar la lectura de este primer artículo, a la espera de los siguientes que se están gestando en el horno del proceso de revisión. Podemos anticipar que las próximas publicaciones abordarán una gran variedad de temas como el desarrollo del suelo, la evolución del paisaje, los fenómenos sismo-magnéticos, la dinámica de las erupciones, los procesos morfo-tectónicos y las prácticas de vida antiguas y recientes que, en conjunto, brindan una visión general de la complejidad de los procesos naturales y sociales que tienen lugar en campos monogenéticos y los hacen tan interesantes.

Cordialmente,

Marie-Noëlle Guilbaud, coordinadora (marie@igeofisica.unam.mx), Giovanni Sosa-Ceballos (giovannis@igeofisica.unam.mx), Cristina Siebe (siebe@unam.mx) y Roberto Carniel (roberto.carniel@uniud.it).

Editores asociados de la sección especial



Figure 2. Group photograph of the participants to the conference on the 23rd of February 2023.
Figura 2. Fotografía de los participantes a la conferencia el 23 de febrero del 2023.

Geomorfositios de interés geoturístico del volcán monogenético Tajogaite, erupción de 2021 (La Palma, Islas Canarias, España)

Javier Dóniz-Páez¹, Rafael Becerra-Ramírez², Karoly Németh³, Rafael U. Gosálvez² y Estela Escobar Lahoz²

Abstract

The Canary Islands (Spain) are an oceanic, subtropical, and active volcanic area located in the African Plate. In the past 500 years, sixteen historical eruptions were documented. The latest eruption formed the Tajogaite monogenetic volcano in La Palma between 19 September and 13 December in 2021. Besides its notable negative impacts on the local communities, the eruption generated an important and diverse volcanic geoheritage with a significant potential for geotourism. The main aim of this work is to select the different and most important volcanic geomorphosites of interest for geotourism development of the Tajogaite volcano and provide a comprehensive catalogue of other volcanic heritage linked to earlier volcanism. The methodology used is based on fieldworks and videos and photos captured from drone surveys during and after the eruption to provide evidence-based data for geoheritage evaluation. The main volcanic geoforms recognized are associated with the formation of volcanic edifices and important lava fields; erosion and accumulation forms have also been identified. As a result, the eruption affected both urban and rural areas and it also generated a significant heritage associated with the effects of tephra and lava accumulation on housing, infrastructure, and crops. Sixteen geomorphosites have been selected and studied. Six sites represent geoheritage of the eruption itself while the remaining ten are related to the surrounding natural and rural pre-eruption landscapes. From these, authorities and companies can generate an on-site and/or virtual geoitineraries.

Key words: Geotourism, Geomorphosites, Tajogaite monogenetic volcano, Spain.

Resumen

Las Islas Canarias (España) son un conjunto de islas volcánicas oceánicas localizadas en la placa africana y en la latitud subtropical. En los últimos 500 años han ocurrido dieciséis erupciones históricas y la última, la del volcán monogenético Tajogaite, tuvo lugar en La Palma en 2021 (19 de septiembre-13 de diciembre) y, además de sus profundos impactos negativos en la comunidad, generó un importante y diverso geopatrimonio volcánico con un enorme potencial para el geoturismo. El objetivo principal de este trabajo es identificar, seleccionar, caracterizar y valorar geomorfositios de elevado interés geoturístico que sean representativos del patrimonio natural y cultural tanto del paisaje previo afectado por la erupción, como del generado durante la misma y que puedan ser visitados *in situ* o de manera virtual. La metodología empleada se basa en trabajos de campo y vídeos y fotos de vuelos de dron registrados durante y después de la erupción y la evaluación de su geopatrimonio. Las principales geoformas están asociadas con los edificios volcánicos y los importantes campos de lava. También se han identificado formas de erosión y acumulación. Igualmente, la caída de piroclastos y la emisión de coladas de lava afectaron a zonas urbanas y rurales generando un importante patrimonio asociado a los efectos sobre viviendas, infraestructuras y cultivos. Se han seleccionado y estudiado dieciséis geomorfositios de los cuales seis se generaron durante la erupción y el resto están relacionados con los paisajes naturales y rurales previos a la misma. A partir de los geomorfositios las autoridades y empresas pueden diseñar geoitinerarios, reales y/o virtuales.

Palabras clave: Geoturismo, Geomorfositios, Volcán monogenético de Tajogaite, España.

Received: August 1, 2023; Accepted: September 28, 2023; Published on-line: January 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Marie-Noëlle Guilbaud

* Corresponding author: Dóniz-Páez jdoniz@ull.edu.es

¹ GeoTurVol-Departamento de Geografía e Historia, Universidad de La Laguna, San Cristóbal de La Laguna, España. Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), San Cristóbal de La Laguna, España.

² GEOVOL-Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Facultad de Letras, Universidad de Castilla-La Mancha. España. Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), San Cristóbal de La Laguna, España.

³ School of Agriculture and Environment, Massey University, New Zealand. Lithosphere Physics Research Group, Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary. The Geoconservation Trust Aotearoa Pacific, Opotiki Nueva Zelanda.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.1.1731>

Introducción

Una erupción volcánica constituye, sin duda alguna, un espectáculo natural de enorme atractivo para visitantes y turistas (Erfurt-Cooper, 2014). Tal es así, que dentro de la variedad de recursos con potencial turístico que podemos encontrar en los paisajes volcánicos (Baadi y Németh, 2023), las erupciones constituyen uno de los principales (Sigurdsson y Lopes, 2000). En este sentido, la erupción monogenética del Tajogaite en la isla de La Palma, pese a los enormes daños directos e indirectos que ha tenido y continúa teniendo sobre la población y sus bienes, se convirtió desde el primer momento en un atractivo para visitantes y turistas (Dóniz-Páez *et al.*, 2023; Hernández *et al.*, 2023; Rey *et al.*, 2023) (Figura 1).

Ahora bien, el potencial geoturístico vinculado con las erupciones y sus paisajes debe ser bien planificado para minimizar el riesgo que implica una erupción y para garantizar la conservación de su patrimonio natural y cultural y que una mala gestión derivada, por ejemplo, de una afluencia masiva de visitantes no

provoque la destrucción irreversible o la desaparición de los valores de estos atractivos volcánicos con potencial turístico. Aunque también es cierto que por definición el geoturismo es una actividad sostenible (Dowling y Newsome, 2006; Boley *et al.*, 2011) y los practicantes de éste deben ser respetuosos con el entorno al que acuden en su tiempo de ocio.

El geoturismo es una modalidad de turismo relativamente nueva que engloba diferentes acepciones (geológica y geográfica) y tipos de actividades que no deben ser excluyentes (Dowling y Newsome, 2018) y que se centran en los geositios, geomorfositos o lugares de interés geoturístico de un área concreta. En este sentido, el geoturismo incluye aspectos abióticos (geología, geomorfología, clima), bióticos (fauna y flora) y culturales (estilos de vida, tradiciones y costumbres de la población) (Dowling, 2013; Ólafsdóttir y Tverijonaite, 2018) que conforman el patrimonio del lugar en donde se pretende implementar el geoturismo. Las actividades que se pueden desarrollar dentro del mismo son variadas y el hilo conductor debe ser el geopatrimonio. Éstas están relacionadas con el senderismo, la visita a cuevas, los de-



Figura 1. Interés turístico del volcán: (A) columna eruptiva del volcán Tajogaite. (B y C) visitantes observando la erupción del volcán Tajogaite (septiembre-diciembre, 2021). (D) periodistas fotografiando la erupción por la noche. Fuente: los autores.

portes de aventura y riesgo (escalada, *rafting*, etc.), los fósiles, la observación de fauna y flora o experimentar los sabores y las costumbres locales (Štrba *et al.*, 2015; Schlüter y Schumann, 2018; Becerra-Ramírez *et al.*, 2020). Todas estas actividades contribuyen a mejorar de forma sostenible el nivel de bienestar de la población local de la región, al mismo tiempo que se transfiere al visitante la importancia del geopatrimonio y la necesidad de geoconservarlo (Hose 2008; Coratza y Regolini-Bissig, 2009; Bosak *et al.*, 2010; Dowling y Newsome, 2010; Farsani *et al.*, 2012). Pero igualmente, es muy importante concienciar a la población local sobre la protección de estas zonas (Akbulut, 2011; Ferrer *et al.*, 2023), máxime cuando los espacios naturales de interés para el geoturismo se han convertido, cada vez más, en lugares alternativos para el ocio y en válvula de escape de personas que están expuestas a las multitudes y al estrés de la vida urbana (Reynard y Brilha, 2017). Aunque también es cierto que la práctica del geoturismo en entornos urbanos está adquiriendo mucha importancia (Hernández *et al.*, 2022) y en este caso no requiere desplazamientos fuera de las ciudades puesto que la práctica geoturística se desarrolla en el interior e inmediaciones de las urbes.

Por lo tanto, el objetivo de este trabajo, a partir de los resultados preliminares presentados por Dóniz-Páez *et al.*, (2022), en los que se señalaba la importancia del patrimonio volcánico de esta erupción para el desarrollo del geoturismo, es identificar, seleccionar, caracterizar y valorar geomorfositios de elevado interés geoturístico que sean representativos del patrimonio natural y cultural tanto asociado al paisaje previo afectado por la erupción monogenética del Tajogaite, como al generado durante la misma y que puedan ser visitados *in situ* o de manera virtual, acorde con el principio del turismo accesible que promueve la Organización Mundial del Turismo (2020).

Área de estudio

Canarias lo conforman ocho islas habitadas y varios islotes que suman 7.447 km² que están localizados a tan solo 100 km del desierto del Sahara, frente a la costa oeste de África (Figura 2). La actividad económica principal en el Archipiélago es el turismo, recibiendo más de 15 millones de visitantes al año (Istac, 2022). Se trata de islas oceánicas de latitud subtropical, ubicadas en el interior de la placa litosférica africana, de génesis eruptiva, con volcanismo activo y con un variado geopatrimonio de naturaleza volcánica y no volcánica (Dóniz-Páez *et al.*, 2020). Desde que las islas Canarias fueron incorporadas a la corona española, hace cinco siglos, se ha documentado diecisésis erupciones históricas en cuatro de las islas: Lanzarote (1730-1736 y 1824), Tenerife (1492, 1704-1705, 1706, 1798 and 1909), El Hierro (2011-2012)

y La Palma (1430-1440, 1585, 1646, 1677-1678, 1712, 1949, 1971 y 2021).

El volcán monogenético Tajogaite (VMT) es la última erupción registrada en Canarias. Se localiza en el flanco oeste de la dorsal de Cumbre Vieja en la isla de La Palma (Canarias, España), a una altitud que varía entre los 840 y los 1100 m.s.n.m. (Figura 2). La erupción se inició el domingo 19 de septiembre de 2021 y finalizó oficialmente el 13 de diciembre del mismo año. El paroxismo estuvo precedido por una crisis volcánica asociada a una intensa sismicidad, a la emisión de gases y a la deformación del terreno (Romero *et al.*, 2021) y, en tan solo una semana, culminó con el inicio de la erupción. La apertura de la fisura eruptiva que dio lugar al VMT se desarrolló a lo largo de 1 km de longitud siguiendo una dirección NNW-SSW (Martí *et al.*, 2022) y a lo largo de la misma se abrieron diferentes cráteres que emitían gases, piroclastos y lavas. Durante el proceso eruptivo se emitieron unos 36.5 ± 0.3 Mm³ de material, correspondiente a unos $54.7 \pm 23.9 \times 10^{10}$ kg, se cubrió una superficie de 0.6 km² (Bonadonna *et al.*, 2022; Ferrer *et al.*, 2023a) y se construyó un edificio volcánico de unos 200 metros de altura (Alonso *et al.*, 2023) y 800 metros de diámetro. La dinámica eruptiva del VMT varió desde los estilos hawaianos, con la formación de fuentes de lava con alturas de más de un centenar de metros, hasta los estrombolianos y estrombolianos violentos (Taddeucci *et al.*, 2023), con columnas eruptivas que alcanzaron los 8.5 km de altura y en las que se podían reconocer fases explosivas hidromagnéticas (Cívico *et al.*, 2022). El contacto agua-magma en las erupciones históricas de Canarias y de La Palma es relativamente frecuente (Romero, 1991).

Las principales geoformas volcánicas del VMT están asociadas a los materiales de proyección aérea (conos de escorias, hornitos y superficies de piroclastos) y a los campos de lavas (pāhoehoe, ‘A‘ā, en bloques y en bolas, deltas lávicos, cascadas de lavas, canales lávicos, tubos volcánicos, jameos -hundimiento del techo del tubo volcánico-, fisuras efusivas, túnulos, lavas de resalida, shatter rings, scutulums etc.). Sin embargo, las formas y procesos de erosión y acumulación también están presentes con la formación de pequeños barrancos, acantilados, taludes, flujos de detritos, dunas y playas (Ferrer *et al.*, 2022; 2023b; Alonso *et al.*, 2023).

Metodología

El método para la identificación, inventario, selección y evaluación de los geomorfositios de interés geoturístico (GIGs) del volcán Tajogaite se basa en investigaciones previas (Reynard *et al.*, 2007; Moufti *et al.*, 2013; Reynard *et al.*, 2016; Bouzekraoui *et al.*, 2017; Pérez-Umaña *et al.*, 2019; 2020; Zangmo-Tefogoum

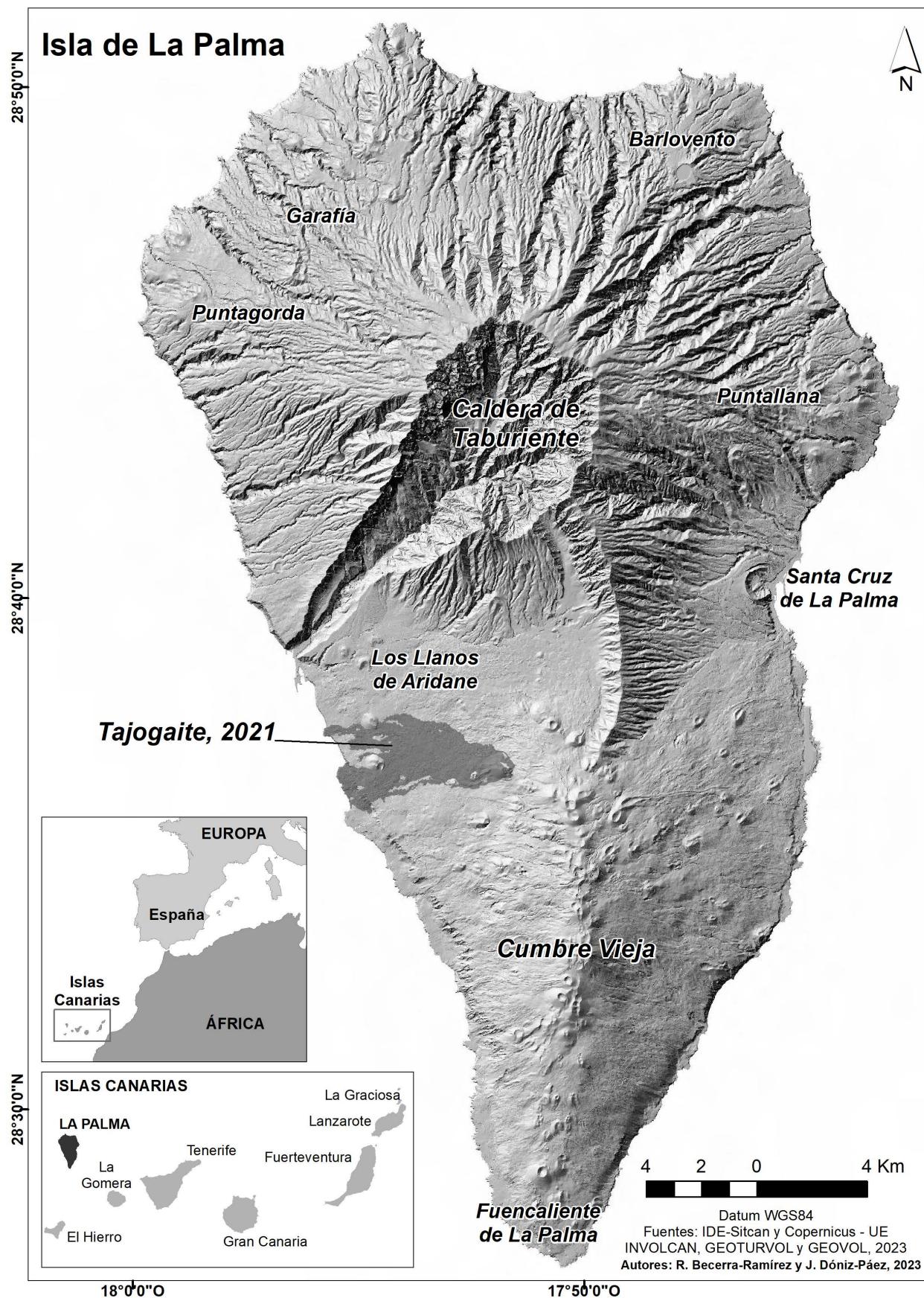


Figura 2. Localización del área de estudio. Fuente: IDE-Sitcan y Copernicus-UE. Elaboración propia.

et al., 2020, Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2020; Quesada-Román y Pérez-Umaña, 2020). Este trabajo se desarrolló en tres fases: 1-identificación, inventario y selección de los GIGs; 2-caracterización de los GIGs; y 3-evaluación cuantitativa de sus valores intrínsecos (científicos y adicionales o añadidos) y cualitativa de los de uso y gestión.

Para la identificación de los GIGs se realizó una revisión de la literatura científica y se utilizó cartografía temática a diferentes escalas, modelos digitales del terreno, fotografías aéreas y, sobre todo, los vuelos de dron (DJI Mavic 2 Pro con cámara Hasselblad) y trabajo de campo durante y con posterioridad a la erupción en los años 2021, 2022 y 2023.

Para la caracterización de los GIGs se incluyeron dos tipos de datos. Por un lado, datos numéricos generales (coordenadas, elevación, etc.) que permiten ubicar los GIGs en un mapa de síntesis. Y, por otro, información cualitativa sobre la caracterización de estos (geología, geomorfología, geografía, ecología, historia, usos, estética, etc.) que sigue siendo escasa dado el carácter reciente de las geoformas y que casi toda se ha obtenido y generado a partir de los vuelos de dron y el trabajo de campo. Toda la documentación recopilada es clave para la evaluación de cada uno de los GIGs durante su valoración y cuyos datos se recogieron en una ficha que ya se ha utilizado previamente en otros trabajos (Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2020) y que,

además de muy útil, facilita el tratamiento de la información.

La evaluación de los GIGs seleccionados sigue metodologías previas desarrolladas en espacios tanto volcánicos como no eruptivos. La base del método de valoración son las investigaciones de Reynard *et al.*, (2007, 2016), pero se incorporan las especificidades para los espacios volcánicos del mismo modo que se ha hecho en otras investigaciones (Dóniz-Páez *et al.*, 2011, Becerra-Ramírez, 2013; Pérez-Umaña *et al.*, 2019; 2020; Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2020; Quesada *et al.*, 2020; Zangmo-Tefogoum *et al.*, 2020). Para llevar a cabo la evaluación es necesario separar los valores en dos grupos (Reynard *et al.*, 2016). Los valores intrínsecos son los inherentes y específicos de cada lugar, se valoran en una escala cuantitativa que varía de 0 a 1 en intervalos de 0.25, y se dividen a su vez, en valores científicos (Vc) (que incluye valores como la integridad, representatividad, rareza e interés paleogeográfico) (Tabla 1) y valores añadidos (Va) que incluyen ecológicos, estéticos, culturales y económicos (Tabla 2). Y los valores de uso y gestión (Vug), sólo se consideran como un valor cualitativo del GIG, por tanto, la información es recopilada y almacenada en una base de datos que puede ser utilizada para la clasificación, comparación y posteriormente para gestión de éste, cuando se implementen los diferentes usos en cada geomorfositio. Para una explicación más detallada de la metodología aplicada en espacios volcánicos se

Tabla 1. Criterios utilizados para la obtención de los valores científicos. Adaptado de Reynard *et al.*, 2007, 2016.

| Criterio | Valor |
|--|---|
| Integridad (I) Estado de conservación del sitio. La mala conservación puede deberse a factores naturales (por ejemplo, erosión) o factores humanos. | 0 = Destruído 0.25 = Prácticamente destruido 0.5 = Parcialmente destruido 0.75 = Ligeramente dañado 1 = Intacto |
| Representatividad (R) Se usa con respecto a un espacio de referencia (por ejemplo, comarca, región, isla, país). Todos los sitios seleccionados deben cubrir los procesos principales, activos o relictos, en el área de estudio | 0 = Nulo 0.25 = Débiles 0.5 = Moderado 0.75 = Alto 1 = Muy alto |
| Rareza (Rz) Se refiere a la rareza del sitio con respecto a un espacio de referencia (por ejemplo, comarca, región, isla, país). El criterio sirve para identificar accidentes geográficos excepcionales en un área. | 0 = > 7 0.25 = 5-7 0.5 = 3-4 0.75 = 1-2 1 = único |
| Interés paleogeográfico (Ip) Importancia del sitio para la historia de la Tierra o el clima (por ejemplo, evolución del paisaje volcánico). | 0 = Nulo 0.25 = Débiles 0.5 = Moderado 0.75 = Alto 1 = Muy alto |
| Promedio | (I+R+Rz+Ip)/4 |

Tabla 2. Criterios utilizados para los valores adicionales o añadidos. Adaptado de Reynard *et al.*, 2007; 2016 y Bouzekraoui *et al.*, 2017.

| Valores ecológicos (Ec) | |
|--|--|
| Criterio | Valor cuantitativo |
| Influencia ecológica | 0 Sin relación con las características biológicas. |
| | 0.25 Presencia de flora y fauna interesante |
| | 0.50 Uno de los mejores lugares para observar fauna y/o flora interesantes. |
| | 0.75 Las características geomorfológicas son importantes para los ecosistemas. |
| | 1 Las características geomorfológicas son cruciales para los ecosistemas. |
| Protección del sitio | 0 No protegido. |
| | 0.25 Protección a escala local |
| | 0.50 Protección a escala regional. |
| | 0.75 Protección nacional. |
| | 1 Protección internacional. |
| Valores estéticos (Es) | |
| Criterio | Valor cuantitativo |
| Puntos desde donde se ven | 0 El sitio solo es visible <i>in situ</i> o no es fácilmente accesible |
| | 0.25 El sitio no es fácilmente accesible, pero ofrece 1 o 2 lugares desde donde se ve. |
| | 0.50 El sitio ofrece algunos puntos de vista (3-5) debido a la presencia de obstáculos visuales. |
| | 0.75 El sitio tiene muchos puntos de vista (> 5). |
| | 1 El sitio tiene muchos puntos de vista y es visible desde grandes distancias. |
| Contrastes verticales desarrollo y estructuración espacial | 0 El sitio es monótono: topografía llana y monocolor. |
| | 0.25 El sitio muestra cierto desarrollo vertical y se reconocen hasta tres colores. |
| | 0.50 El sitio es abrupto y se reconocen hasta 5 colores. |
| | 0.75 El sitio muestra una topografía contrastada y se reconocen hasta 7 colores. |
| | 1 El sitio muestra una topografía contrastada y abrupta y se reconocen más de 7 colores. |
| Valor cultural (C) | |
| Criterio | Valor cuantitativo |
| Importancia religiosa y simbólica | 0 El sitio no presenta ninguna importancia religiosa |
| | 0.25 El sitio presenta una importancia religiosa local. |
| | 0.50 El sitio presenta una importancia religiosa provincial o regional |
| | 0.75 El sitio presenta una importancia religiosa nacional |
| | 1 El sitio presenta importancia religiosa internacional. |
| Importancia histórica | 0 El sitio no presenta ninguna importancia histórica. |
| | 0.25 El sitio presenta una importancia histórica local. |
| | 0.50 El sitio presenta una importancia histórica provincial o regional |
| | 0.75 El sitio presenta una importancia histórica nacional |
| | 1 El sitio presenta una importancia histórica internacional |
| Importancia artística y literaria | 0 Ninguna importancia artística. |
| | 0.25 Importancia artística local. |
| | 0.50 Importancia artística regional. |
| | 0.75 Importancia artística nacional. |
| | 1 Importancia artística internacional. |

| | | |
|--------------------------|---------------------------|--|
| Importancia geohistórica | 0 | El sitio no está en el origen de ningún descubrimiento a través de la historia de las Ciencias de la Tierra. |
| | 0.25 | El sitio, debido al desarrollo científico o la demostración de un proceso, es conocido localmente. |
| | 0.50 | El sitio, debido al desarrollo científico o la demostración de un proceso, es conocido en el ámbito regional y / o provincial. |
| | 0.75 | El sitio, debido al desarrollo científico o la demostración de un proceso, es conocido a nivel nacional. |
| | 1 | El sitio, debido al desarrollo científico o la demostración de un proceso, es conocido internacionalmente |
| Valores económicos (E) | | |
| Criterio | Valor cuantitativo | |
| Productos económicos | 0 | El sitio no genera ningún ingreso. |
| | 0.25 | El sitio es conocido, pero es la causa de beneficios indirectos (turismo) |
| | 0.50 | El sitio es una fuente de ingresos, pero está amenazado por la actividad humana que puede agotarlo. |
| | 0.75 | El sitio es administrado por una empresa, no causa ningún impacto. |
| | 1 | El sitio permite la gestión directa de una empresa autónoma que no causa ningún impacto negativo. |
| Promedio | $(Ec+Es+C+E)/4$ | |

puede consultar los trabajos de Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez (2020) y Pérez-Umaña *et al.*, (2020).

Para llevar a cabo la cuantificación de los diversos valores intrínsecos se debe elegir una unidad territorial de referencia, que en este estudio es la isla de La Palma, debido a que por su propia definición constituye una unidad espacial, territorial y geográfica muy bien delimitada. Con el fin de establecer comparaciones y definir un nivel jerárquico para cada GIG se establece la siguiente clasificación: valores bajos si las puntuaciones son < 0.4 ; medios si son ≥ 0.4 y < 0.6 ; y altos si son ≥ 0.6 (Bouzekraoui *et al.*, 2017).

Resultados

Identificación, inventario, selección y caracterización de los geomorfositios

Se han estudiado dieciséis geomorfositios asociados directa e indirectamente con el volcán Tajogaite. De éstos, seis lugares se construyeron durante la erupción (cono del volcán Tajogaite, hornitos, fisuras eruptivas, lavas pāhoehoe, lavas ‘A‘ā y delta lávico) y diez corresponden al patrimonio natural y rural previo a la erupción (Montaña Rajada, Montaña Cogote, Montaña Todoque, Montaña La Laguna, Miradores de Tacande, Campitos, Tajuya, San Isidro, La Hoya y La Bombilla) (Figura 3).

Todos los geomorfositios seleccionados son representativos del patrimonio volcánico generado durante la erupción, del que existía previamente a la misma y del resultado de la combinación de ambos (Tabla 3). En este sentido, dentro de los lugares podemos encontrar edificios volcánicos de diferentes edades y con morfologías variadas de tipo anular, abiertos en herradura, múltiples (Figura 4A) o montañas de lapilli; varios hornitos (Figura 4B) formados por el apilamiento de depósitos de *spatter* con y sin raíz y fisuras eruptivas (Figura 4C) con acumulación de *spatter* formando pequeños centros de emisión de menos de un metro de altura y desde los que se emitieron lavas clastogénicas de escaso recorrido. Igualmente se pueden reconocer campos lávicos con morfologías superficiales muy diversas de tipo pāhoehoe (Figura 4D), ‘A‘ā (Figura 4E), en bloques, en bolas, etc., en las que se pueden identificar puntos de redistribución lávica, pequeñas charcas de lava desbordadas, tubos volcánicos, jameos, canales lávicos, leves, cascadas de lavas, deltas lávicos (Figura 4F), *shatter rings*, grietas de resalida-slaps, estrías de rozamiento, etc.

Aparte de las geoformas volcánicas directas, en los geomorfositios estudiados se reconocen formas de erosión tanto en las superficies previas a la erupción como en los materiales de la erupción de 2021, entre los que destacan los pequeños cárcavas de erosión y flujos de detritos en los campos de piroclastos (Figura 4G) y los acantilados en las lavas que alcanzaron el mar y geoformas de acumulación como la formación de playas de arenas y cantos en el delta lávico (Figura 4H) y dunas (Figura 4I) y campos de *ripples* sobre las superficies de piroclastos (lapilli, cenizas...).

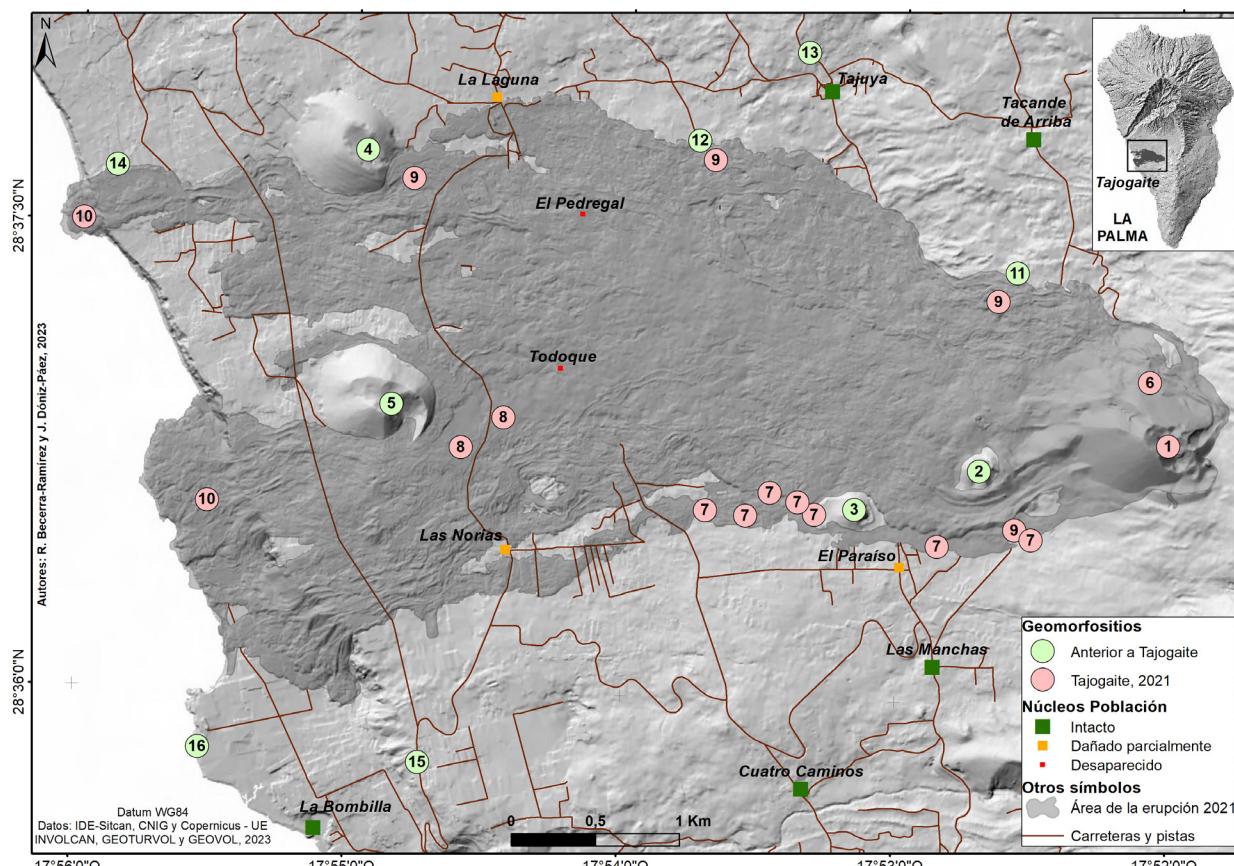


Figura 3. Mapa de localización de los geomorfositos del VMT en el que se muestra aquéllos generados durante la erupción y los que corresponden al patrimonio previo a la misma. La numeración de los geomorfositos corresponde a la tabla 3. Elaboración propia.

Además de todo este patrimonio volcánico natural, asociado a las superficies previas al volcán Tajogaite y no cubiertas por sus materiales, existe un rico y variado patrimonio cultural principalmente asociado con el paisaje rural de la isla. Entre los elementos más característicos están las viviendas tradicionales realizadas en roca volcánica (Figura 5A), los caminos reales empedrados (Figura 5B), los muros de piedra seca (Figura 5C), las parcelas de cultivos (Figura 5D), los amontonamientos de piedras con forma piramidal cuyo fin es despedregar el suelo o los yacimientos arqueológicos. También existe un variado y rico patrimonio fruto de la interacción entre el volcán y la ocupación humana previo a la erupción, al desarrollarse ésta en entornos rurales y periurbanos y que son visibles a través de los campos de cultivos afectados (Figura 5E y F), las viviendas “enterradas” (Figura 5G), los moldes de puertas (Figura 5H), los muros de los jardines (Figura 5I), etc. (Figura 5). A todo ello, hay que añadir el patrimonio intangible asociado a la erupción en relación con los efectos sobre la población y la percepción que ésta tuvo y tiene del evento eruptivo, y que se ha manifestado a través de diversas formas como las experiencias religiosas, literarias (rogativas,

procesiones, poner flores a la Virgen de Fátima...), etc., similares a las que han tenido lugar en las dos últimas erupciones de la isla en 1949 y 1971 con, por ejemplo, la creación de multitud de décimas que hacen referencia a diversos aspectos relacionados con los eventos eruptivos (Pérez-Cruz, 2019).

Evaluación cuantitativa de los geomorfositos del VMT

En las tablas 4 y 5 se recogen las valoraciones científicas y añadidas de los diecisésis geomorfositos estudiados del VMT. En general, el promedio de los valores de los lugares seleccionados muestra puntuaciones medianas, pero la media de los valores científicos (0.39) está por encima de los añadidos (0.33), aunque al individualizarlos no siempre es así. En este sentido, la totalidad de los seis GIGs generados durante la erupción de 2021 muestran valores científicos medios por encima de los añadidos, mientras que, a excepción de Montaña Rajada que es la más afectada por la erupción del Tajogaite y en la que se reconocen diversas geoformas asociadas a los mantos de piroclastos y a los procesos

Tabla 3. Síntesis del patrimonio natural y cultural identificado en los geomorfositos del VMT. Elaboración propia.

| Nº | Geomorfosito | Patrimonio natural | Patrimonio cultural |
|----|---------------------|--|--|
| 1 | Cono Tajogaite | Cono volcánico, cráteres, lavas, cenizas, lapilli, bombas volcánicas, cráteres de impacto, gases, concreciones de azufre, taludes, <i>ripples</i> , fluos detriticos, bosques de pinos, aves. | Panorámica del Valle de Aridane |
| 2 | Montaña Rajada | Cono volcánico, lavas, lapilli, gases, <i>ripples</i> , pinos, fauna (aves y lagartos) | Casas, muros de piedra, cultivos |
| 3 | Montaña Cogote | Cono volcánico, lapilli, barrancos, taludes, matorrales xéricos, fauna (aves y lagartos) | Casas, cementerio, cultivos, muros de piedra, canteras |
| 4 | Montaña La Laguna | Cono volcánico, lava, lapilli, barrancos, matorral xérico, fauna (aves y lagartos) | Casas, caminos, cultivos en invernaderos, muros de piedra, canterías, sitios arqueológicos |
| 5 | Montaña Todoque | Conos volcánicos, lavas pāhoehoe, canales de lava, barrancos, matorrales xéricos, fauna (aves y lagartos) | Caminos, cultivos en invernaderos, sitios arqueológicos |
| 6 | Hornitos 2021 | Hornitos, conos de escorias, lago de lava, lavas pāhoehoe, jameos, canales lávicos, tubos volcánicos, bolas de acreción, colapsos, lapilli, <i>ripples</i> , cráteres de impacto, taludes, pinos | Cultivos, muros de piedras enterradas |
| 7 | Fisuras 2021 | Fisuras eruptivas, conos de escorias, hornitos, lavas pāhoehoe, canales lávicos, tubos volcánicos, jameos, gases, pinos, matorral xérico | Cultivos, muros de piedras enterradas |
| 8 | Lavas pāhoehoe 2021 | Campos de lava, canales lávicos, tubos volcánicos, jameos, grietas de resalida, colapsos, islotes, conos volcánicos, aves | Carreteras, casa enterradas |
| 9 | Lavas 'A'ā 2021 | Campos de lavas, lavas 'A'ā, en bloques y en bolas, canales lávicos, bolas de acreción, islotes, matorrales xéricos, pinares, aves | Casas, caminos, cultivos, granjas, muros de piedra enterrados, sitios arqueológicos |
| 10 | Delta lávico 2021 | Delta lávico, taludes, canales de lava, playas, acantilados, aves marinas | Carreteras |
| 11 | Mirador Tacande | Panorámicas al campo de lava de 2021, canales lávicos, bolas de acreción, conos volcánicos, matorrales xéricos, pinos, fauna | Cultivos, caminos, casas tradicionales |
| 12 | Mirador Campitos | Coladas de lava, matorrales xéricos, fauna | Cultivos, muros de piedra, carreteras, casas |
| 13 | Iglesia Tajuya | Panorámica al volcán Tajogaite, Cumbre Vieja, conos volcánicos, coladas de lava, matorral xérico, pinares | Pueblo, iglesia, cultivos, caminos |
| 14 | Mirador San Isidro | Coladas de lava, conos volcánicos | Cultivos en invernaderos, ermita |
| 15 | Mirador Hoyas | Delta lávico, taludes, barrancos, matorral xérico, fauna | Cultivos en invernaderos, casas, carreteras |
| 16 | Faro Bombilla | Delta lávico, acantilados, barrancos, playas, matorral xérico, aves marinas | Faro, cultivos en invernaderos |



Figura 4. Ejemplo del patrimonio volcánico natural asociado con los geomorfositos estudiados: (A) cono volcánico del Tajogaite, (B) hornitos, (C) fisura eruptiva con emisión de gases, (D) lavas pāhoehoe, (E) lavas 'A'ā, (F) delta lávico, (G) cárcava de erosión y flujos de detritus del Tajogaite, (H) acantilados y playas en el delta lávico, (I) dunas en lapilli de 2021.

de agrietamiento y desgasificación posteruptiva, la totalidad de los lugares estudiados previos a la erupción disponen de los valores añadidos medios por encima de los científicos. Al agrupar los valores intrínsecos de los geomorfositos según sean estos altos, medios o bajos, se aprecia que para los valores científicos el 18.7% son altos, el 18.7% medios y el 62.6% bajos; mientras que para los valores añadidos ninguno presenta valores altos, el 25% medios y el 75% bajos.

Con respecto a la posición que ocupan los geomorfositos en función del promedio de sus valores intrínsecos, se observa que sólo el cono volcánico de Tajogaite ocupa el primer lugar en ambas valoraciones, coincidiendo en este geomorfosito las puntuaciones más altas de los valores científicos (0.75) y añadidos (0.55). Esto evidencia la importancia natural del edificio volcánico generado durante la erupción de 2021, cuya integridad y representatividad de este tipo de erupciones en La Palma le

hace disponer de valoraciones científicas altas. Tajogaite se ha convertido en un referente estético, simbólico y económico en la isla, como antes lo fue y lo es Teneguía, dotándolo de valores añadidos importantes. Sin embargo, es llamativo como geomorfositos con valoraciones científicas altas como las fisuras eruptivas (0.75) y las lavas pāhoehoe de 2021 (0.63), luego no se posicionan de manera similar en el *ranking* de las valoraciones añadidas en relación con sus nulos y bajos valores ecológicos, económicos y culturales. Esto es lógico dado el poco tiempo que ha pasado desde que se formaron estos geomorfositos, por lo que no ha pasado el suficiente tiempo para que se puedan reconocer procesos de colonización vegetal y tampoco para que la actividad humana haya intervenido físicamente sobre ellos generando elementos patrimoniales.

Al relacionar los valores científicos con los añadidos (Figura 6), a pesar de poseer correlación baja o nula, el enfrentamiento



Figura 5. Ejemplo del patrimonio cultural asociado con los geomorfositos estudiados: (A) casa tradicional cubierta por cenizas y lapilli, (B) caminos empedrados, (C) paisaje rural de parcelas y viñedos, (D) muros de piedra seca canalizando las lavas de 2021, (E) lavas afectando al cultivo del plátano al aire libre y en invernaderos, (F) lavas afectando estanques de riego del cultivo del plátano, (G) casa enterrada por coladas de lava, (H) molde de una puerta de un jardín en las lavas de 2021, (I) restos de muros de jardines y puertas integradas en las lavas.

entre ambos grupos de valores permite identificar tres grandes grupos de geomorfositos. G1: corresponde a aquellos que disponen de valores científicos altos y valoraciones añadidas bajas o medias y que suman el 18.7% del total con tres lugares (cono del volcán Tajogaite, fisuras eruptivas 2021 y lavas pāhoehoe 2021). G2: es el que dispone de valoraciones científicas y añadidas medias, que agrupa a tres geomorfositos (hornitos 2021, lavas ‘A’ā 2021 y delta lávico de 2021) que suponen el 18.7% del total. Y, por último, el grupo G3: constituido por diez geomorfositos que corresponde con los que cuentan con valores científicos y añadidos bajos y que constituyen el 60.6% de los lugares estudiados. Se puede observar que los seis geomorfositos generados durante la erupción de 2021 son los que se engloban en los dos primeros grupos, mientras que en el tercero están los lugares generados previamente al paroxismo eruptivo de 2021.

Discusión

En la actualidad, estamos asistiendo a cambios significativos en el turismo que influyen tanto en la demanda como en la oferta turística y propio de esta fase son las innovaciones en productos turísticos con el objetivo de fortalecer los destinos (Štetić y Trišić, 2022). Así, los nuevos productos y experiencias turísticas están cada vez cobrando más importancia en sintonía con los principios de sostenibilidad, innovación y accesibilidad que propone la propia Organización Mundial del Turismo (OMT, 2020). Por lo tanto, las investigaciones encaminadas a poner en valor el patrimonio natural y cultural como recurso turístico y la creación de nuevos productos están siendo bienvenidas por parte de los gestores turísticos. Con ellas se consigue dar respuesta a esa demanda cada vez más informada y exigente en productos sostenibles alejados del turismo masivo tradicional, pero al

Tabla 4. Evaluación de los valores científicos de los geomorfositios del VMT. Elaboración propia.

| Valores científicos de los geomorfositios VMT | | | | | | | |
|---|-------------------|------------|-------------------|--------|-------------|----------|------------|
| Nº | Geomorfosito | Integridad | Representatividad | Rareza | Paleografía | Promedio | Valoración |
| 1 | Cono Tajogaite | 1 | 1 | 0.75 | 0.75 | 0.75 | Alto |
| 2 | Montaña Rajada | 0.75 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.31 | Bajo |
| 3 | Montaña Cogote | 0.5 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.25 | Bajo |
| 4 | M. La Laguna | 0.5 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.25 | Bajo |
| 5 | M. Todoque | 0.5 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.25 | Bajo |
| 6 | Hornitos 2021 | 1 | 0.75 | 0.25 | 0.25 | 0.56 | Medio |
| 7 | Fisuras 2021 | 1 | 1 | 0.75 | 0.25 | 0.75 | Alto |
| 8 | L. pāhoehoe 2021 | 0.75 | 1 | 0.5 | 0.25 | 0.63 | Alto |
| 9 | Lavas 'Aā 2021 | 0.75 | 0.5 | 0.5 | 0.25 | 0.5 | Medio |
| 10 | Delta lávico 2021 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | Medio |
| 11 | Mirador Tacande | 0.25 | 0.75 | 0.25 | 0.25 | 0.38 | Bajo |
| 12 | Mirad. Campitos | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.19 | Bajo |
| 13 | Iglesia Tajuya | 0 | 0.75 | 0.25 | 0 | 0.25 | Bajo |
| 14 | Mirad. San Isidro | 0 | 0.25 | 0.25 | 0 | 0.13 | Bajo |
| 15 | Mirador Hoyas | 0.25 | 0.5 | 0.25 | 0.25 | 0.31 | Bajo |
| 16 | Faro Bombilla | 0.25 | 0.5 | 0.25 | 0.25 | 0.31 | Bajo |
| | Promedio | 0.52 | 0.55 | 0.36 | 0.16 | 0.39 | |

Tabla 5. Evaluación de los valores adicionales o añadidos de los geomorfositios del VMT. Elaboración propia.

| Valores adicionales o añadidos de los geomorfositios del VMT | | | | | | | |
|--|-------------------|------------|-----------|------------|------------|----------|------------|
| Nº | Geomorfosito | Ecológicos | Estéticos | Culturales | Económicos | Promedio | Valoración |
| 1 | Cono Tajogaite | 0.25 | 1 | 0.19 | 0.75 | 0.55 | Medio |
| 2 | Montaña Rajada | 0.13 | 0.75 | 0.06 | 0.25 | 0.30 | Bajo |
| 3 | Montaña Cogote | 0.13 | 0.75 | 0.06 | 0.25 | 0.30 | Bajo |
| 4 | M. La Laguna | 0.38 | 0.75 | 0.13 | 0.25 | 0.38 | Bajo |
| 5 | M. Todoque | 0 | 0.75 | 0.13 | 0.25 | 0.38 | Bajo |
| 6 | Hornitos 2021 | 0 | 0.25 | 0.06 | 0 | 0.08 | Bajo |
| 7 | Fisuras 2021 | 0 | 0.25 | 0.06 | 0 | 0.08 | Bajo |
| 8 | L. pāhoehoe 2021 | 0 | 0.5 | 0.06 | 0.25 | 0.20 | Bajo |
| 9 | Lavas 'Aā 2021 | 0 | 0.5 | 0.06 | 0.25 | 0.20 | Bajo |
| 10 | Delta lávico 2021 | 0.5 | 0.5 | 0.06 | 0.25 | 0.34 | Bajo |
| 11 | Mirador Tacande | 0.13 | 1 | 0.13 | 0.50 | 0.44 | Medio |
| 12 | Mirador Campitos | 0.13 | 1 | 0.06 | 0.25 | 0.36 | Bajo |
| 13 | Iglesia Tajuya | 0.13 | 1 | 0.19 | 0.25 | 0.39 | Bajo |
| 14 | Mirador S. Isidro | 0.13 | 1 | 0.13 | 0.25 | 0.38 | Bajo |
| 15 | Mirador Hoyas | 0.25 | 1 | 0.25 | 0.25 | 0.44 | Medio |
| 16 | Faro Bombilla | 0.25 | 1 | 0.25 | 0.25 | 0.44 | Medio |
| | Promedio | 0.17 | 0.75 | 0.12 | 0.27 | 0.33 | |

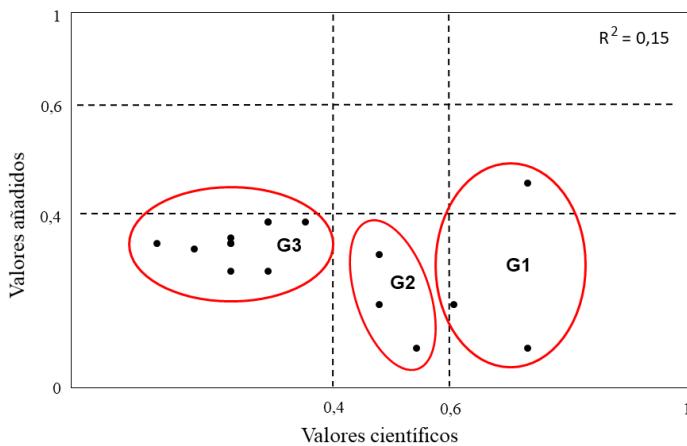


Figura 6. Correlación entre los valores científicos y añadidos de los geomorfositios del VMT. Elaboración propia.

mismo tiempo disminuye la presión en destinos y recursos con mucha afluencia y potencian otros que, a pesar de su elevado interés patrimonial, están infra-visitados.

Es cierto que existe una gran diversidad de nuevos productos y experiencias turísticas relacionadas tanto con recursos nuevos como con la dotación de otros usos a recursos tradicionales como el sol y playa. En este sentido, el geoturismo se presenta como una modalidad de turismo relativamente reciente enfocada en el patrimonio natural y cultural asociado con las formas y procesos del relieve (Pralong, 2006). Los principales destinos geoturísticos están vinculados con los geositios (Dowling y Newsome, 2018), los geomorfositios (Panniza, 2021) o los lugares de interés geoturístico (Kubalíková *et al.*, 2022) de los geoparques (Dóniz-Páez y Pérez, 2023), aunque no siempre es así (Becerra-Ramírez *et al.*, 2020). En el caso de Canarias existen dos geoparques volcánicos, pero hay espacios fuera de éstos que son muy visitados y donde el principal recurso está asociado con el relieve. Un ejemplo muy significativo puede ser el Parque Nacional del Teide en Tenerife que cuenta con varios geomorfositios volcánicos de elevado interés geoturístico (Carracedo *et al.*, 2019; Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2020; Martí *et al.*, 2022).

La erupción del volcán monogenético del Tajogaite, pese a los enormes daños que provocó y sigue provocando, se convirtió desde un primer momento un atractivo para científicos, curiosos, visitantes y turistas (Dóniz-Páez *et al.*, 2023; Rey *et al.*, 2023). En la actualidad, el paisaje generado por el volcán Tajogaite y sus efectos territoriales siguen atrayendo a miles de personas a la isla. Tal es así que, decenas de profesionales de turismo activo se están formando en geoturismo volcánico a través de cursos que organiza el Instituto Volcanológico de Canarias o la Universidad de La Laguna en diversos Ayuntamientos de la isla y numerosas

empresas están ya llevando a cabo geotinerarios en geomorfositios en torno al volcán Tajogaite (Figura 7). En este sentido, se recomienda que los espacios con elevado interés geoturístico que proporcionan ingresos económicos sean protegidos (Dowling, 2013) ya que revierte positivamente sobre las comunidades locales.

Las principales ventajas desde el punto de vista geoturístico de una erupción monogenética frente a otro tipo de erupciones están relacionadas con dos aspectos fundamentales. Por un lado, con su menor peligro en relación con el tipo de dinámica eruptiva más habitual (hawaiana y estromboliana) en este tipo de erupciones. Y por otro, con la diversidad de geoformas que se pueden reconocer tal y como se puede observar en los geomorfositios estudiados en este trabajo.

Por lo tanto, con el objetivo de evitar el deterioro del patrimonio natural y cultural generado y/o afectado por la erupción (Ferrer *et al.*, 2023), en este trabajo se han identificado, seleccionado, caracterizado y evaluado diferentes geomorfositios de interés geoturístico asociados directa e indirectamente a la última erupción volcánica de la isla de La Palma, ocurrida entre septiembre y diciembre de 2021 y que son representativos de su patrimonio geográfico. A partir de estos dieciséis geomorfositios se puede llevar a cabo el diseño y la implementación de geotinerarios atendiendo a diversas temáticas (geográfica, geológica, cronológica, geocultural, etc.) y similares a las realizadas en otros lugares tanto volcánicos (Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2020; Dóniz-Páez *et al.*, 2021; Pasquaré Mariotto *et al.*, 2021; 2022; Dóniz-Páez y Becerra-Ramírez, 2023; Vidal y Tassara, 2023) como no (Karadeniz *et al.*, 2022; Poblete *et al.*, 2022). En cualquier caso, el objetivo no es más que evidenciar la geodiversidad del patrimonio natural y cultural asociado con las formas y procesos del relieve de cara a su geoconservación.



Figura 7. Cursos de geoturismo para la formación de guías de empresas de turismo activo: cartelería, profesorado, alumnado y trabajos de campo. Fuente: Proyecto Volturmac (<https://volturmac.com/>).

Ahora bien, la aplicación de una metodología de evaluación de los valores científicos y añadidos a los dieciséis geomorfositios orienta sobre el uso que se pueda llevar sobre los mismos y dota de una herramienta objetiva a los gestores del territorio. En este sentido, valoraciones científicas muy elevadas implican que el uso turístico debe ser restringido, mientras que, si estas valoraciones son bajas, la intensidad del uso turístico puede ser más intensa, pero nunca contraria a la geoconservación que es uno de los pilares del geoturismo. Si esto se combina con los valores añadidos, se obtienen grupos de geomorfositios que en función de sus valoraciones da idea de cómo se puede gestionar cada uno de los lugares y qué actividades proponer para que su patrimonio geográfico no desaparezca. Por ello, los seis geomorfositios generados durante la erupción poseen valoraciones científicas más elevadas que los diez previos a ésta. Además, los seis primeros actualmente no son accesibles por cuestiones de seguridad relacionadas con la emisión de gases, las altas temperaturas, la fragilidad del sustrato, etc., pero también de preservación de su geopatrimonio, mientras que el resto sí.

Por lo tanto, acorde con las valoraciones obtenidas y con

la accesibilidad, se propone un conjunto de lugares de interés geoturístico a partir de los cuales las autoridades y a las empresas de turismo activo puedan diseñar un itinerario mixto presencial y/o virtual. En el primer caso, ya se visitan de manera presencial varios geomorfositios estudiados en este trabajo (Mirador de Tacande, Tajuya, La Laguna, etc.) y cuentan con servicio de información y/o guías oficiales (Figura 8). Mientras que para los geomorfositios que no son accesibles, existe suficiente información audiovisual (videos durante y después de la erupción, vuelos de dron, imágenes aéreas, etc.) para un potencial geoitinerario virtual similar a lo que se ha hecho en otros lugares (Aldighieri *et al.*, 2016; Pasquaré Mariotto *et al.*, 2021 y 2022) y que permitiría la visita virtual a espacios inaccesibles a todo tipo de visitantes. Con esta propuesta de geomorfositios de interés geoturístico creemos que se consigue dar respuesta a la gran demanda turística existente actualmente para visitar el volcán y a aquéllos visitantes que por diversos motivos no pueden trasladarse a la isla para hacerla. En ambos casos, este tipo de trabajos contribuye a poner en valor y preservar la geodiversidad del rico y variado patrimonio natural y cultural del volcán monogenético

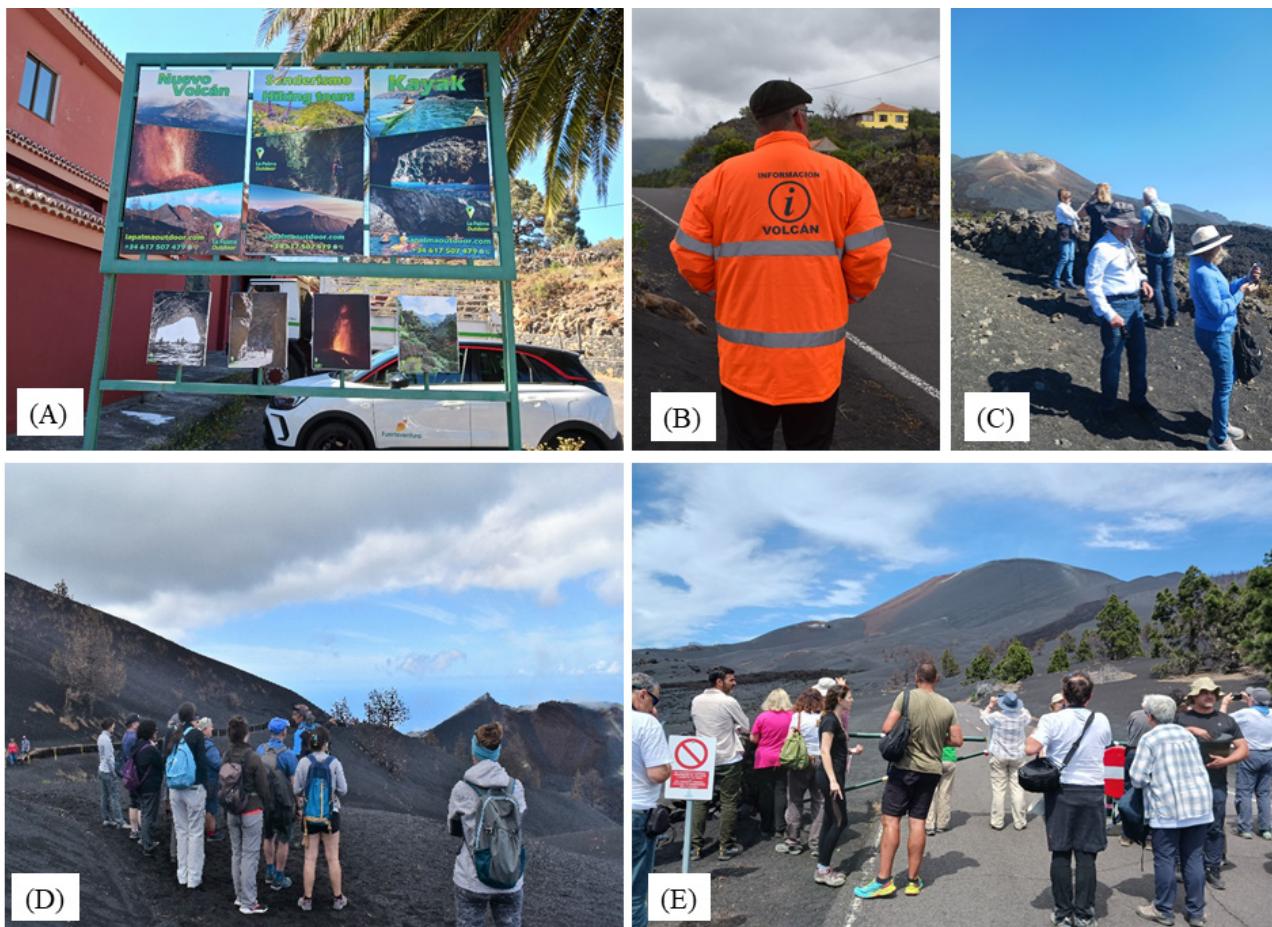


Figura 8. Carteles (A), guías del volcán (B) y visitantes en varios de los puntos habilitados para ello: (C) Mirador de Tacande, (D) sendero próximo al cono volcánico y (E) Carretera San Nicolás- Las Manchas. Fuente: los autores.

Tajogaite. Sin duda, a esto contribuirá la formación de guías interpretes a través de los múltiples cursos de geoturismo que se están llevando a cabo en la isla, pero también la generación de documentación multidisciplinar para los que deseen visitar los GIGs de manera auto guiada, dispongan de la información lo más verídica y fiable posible sobre el patrimonio geográfico asociado directa e indirectamente con el volcán.

Los potenciales geoitinerarios que se pueden implementar a partir de los geomorfositos propuestos tiene repercusiones ambientales, económicas, y sociales sobre la población local de la isla. En el primer caso, este tipo de investigaciones y propuestas están en sintonía con la geoconservación de patrimonio geográfico asociado con la erupción y sus efectos. Desde el punto de vista económico, contribuiría a la creación de empresas locales de turismo activo, a la reorientación de otras ya existentes, al alojamiento turístico, al empleo etc. Y, finalmente, desde el punto de vista social, ha creado conciencia de que viven en una isla volcánica activa y de los efectos negativos que ello tiene, pero también de las ventajas, fortalezas y oportunidades derivadas de convivir con los volcanes, por ejemplo, a través del turismo volcánico.

Consideraciones finales

El turismo es una actividad muy dinámica que prácticamente involucra a la totalidad del planeta bien como espacios emisores, o bien como destinos que reciben miles o millones de turistas. Las Islas Canarias constituyen uno de los principales destinos turísticos de sol y playa subtropicales del planeta, recibiendo más de quince millones de visitantes anuales. Sin embargo, hasta los destinos maduros presentan ciertos síntomas de agotamiento de sus modelos clásicos en relación, entre otros aspectos, con cambios significativos en la demanda. Ésta es cada vez más informada y exigente y no se conforma con el turismo tradicional de sol y playa. En este sentido, desempeña un papel fundamental la emergencia de nuevos productos y experiencias turísticas como el geoturismo. Esta modalidad de turismo no es nueva, pero si se ha generalizado mucho a partir de la creación de la red europea y mundial de geoparques, aunque la práctica del geoturismo se desarrolla incluso fuera de estos espacios.

Fruto del carácter reciente de este tipo de turismo y de un concepto en plena definición, dentro del geoturismo podemos

reconocer una gran diversidad de productos y experiencias que no son excluyentes entre sí y que tienen como nexo común todo el patrimonio natural y cultural asociado con las formas y los procesos del relieve. En este sentido, la identificación, selección, caracterización y valoración de geositios, geomorfositios y lugares de interés geoturístico es la mejor manera para poder desarrollar e implementar este tipo de turismo. Éstos deben ser representativos de la geodiversidad del entorno, deben estar conservados y ser accesibles. En los paisajes volcánicos la diversidad de las geoformas en espacios a veces muy reducidos los convierte en ideales para la práctica del geoturismo.

Este es el caso del volcán monogenético del Tajogaite generado durante la erupción de 2021 en la isla de La Palma. La espectacularidad de la erupción lo convirtió en un atractivo para miles de visitantes durante la misma en la isla y la variedad de formas y procesos volcánicos y no volcánicos ha hecho que muchos turistas vayan a La Palma para disfrutar de ellas. En este sentido, en este trabajo lo que se hace es seleccionar dieciséis geomorfositios vinculados directamente con la erupción o con el patrimonio previo a la misma y afectado por ésta para que las autoridades y empresas diseñen un geotinerario real y/o virtual por los lugares seleccionados acorde con las recomendaciones de la OMT de un turismo accesible para todos (OMT, 2020). Para ello se ha aplicado una metodología de valoración del geopatrimonio con el fin de definir el nivel de usos de cada uno de los geomorfositios acorde con la conservación de sus valores patrimoniales. En líneas generales, los seis geomorfositios asociados directamente con la erupción del Tajogaite más Montaña Rajada, presentan valoraciones científicas por encima de las añadidas, por lo que su uso turístico debe ser más restrictivo que en los nueve geomorfositios seleccionados previos a la erupción, cuyos valores añadidos están por encima de los científicos. De hecho, de los dieciséis lugares siete son en la actualidad inaccesibles y el resto se pueden visitar presencialmente. Esto definirá y condicionará el carácter real o virtual del geotinerario que se diseñe por parte de las autoridades y las empresas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Administración General del Estado-Ministerio de Ciencia e Innovación, Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico del Gobierno de España y la Consejería de Transición Ecológica, Lucha Contra el Cambio Climático y Planificación Territorial del Gobierno de Canarias-GESPLAN (año 2022). Proyecto “VOLTUR-MAC-Fortalecimiento del volcán turismo en la Macaronesia (MAC2/4.6c/298)”, cofinanciado por el Programa de Cooperación INTERREG 20 V-A España-Portugal MAC (Madeira-Azores-Canarias) 2014-2020. Agradecemos los comentarios

y sugerencias de la editora y de los tres revisores anónimos que han contribuido a mejorar el trabajo.

Referencias

- Akbulut, G. (2011). A Suggested Geopark Site: Gypsum Karst Topography between Sivas Zara. IN *Nat Environ Cult Medit Reg-II* (pp. 137-148). Cambridge Scholars Publishing-UK.
- Aldighieri, B., Testa, B. and Bertini, A. (2016). 3D Exploration of the San Lucano Valley: Virtual Geo-routes for Everyone Who Would Like to Understand the Landscape of the Dolomites. *Geoheritage*, 8, 77-90. <https://doi.org/10.1007/s12371-015-0164-x>
- Alonso, I., Santana-Sarmiento, F., Andrés-Araujo, F., Casamayor, M., Montoya-Montes, I., Brenes, A., Herrera, R. and Sánchez-García, M. (2023). Morphosedimentary characteristics and formation mechanisms of new beaches generated after the Tajogaite volcano eruption of 2021 (La Palma, Spain). *Marine Geology*, 462, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2023.107099>.
- Baadi, K., and Németh, K. (2023). Volcanic Landscape of the Middle Atlas: A Representative Heritage of Moroccan Geological History. In: Baadi, K. (eds) *Geoheritage of the Middle Atlas (Morocco)*. *Geoheritage, Geoparks and Geotourism* (pp. 195-218). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-27073-4_13
- Becerra-Ramírez, R. (2013). *Geomorfología y Geopatrimonio de los volcanes magmáticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava*. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Castilla-La Mancha, 822 pp., Ciudad Real. <https://ruidera.uclm.es/xmlui/handle/10578/3606>.
- Becerra-Ramírez, R.; Gosálvez, R.U.; Escobar, E.; González, E.; Serrano-Patón, M. and Guevara, D. (2020). Characterization and Geotourist Resources of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Ciudad Real, Castilla-La Mancha, Spain) to Develop a UNESCO Global Geopark Project. *Geosciences*, 10, 441. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110441>
- Boley B., Nickerson N. & Bosak K (2011) Measuring geotourism: developing and testing the geotraveler tendency scale (GTS). *J Travel Res* 50(5), 567–578.
- Bonadonna, C., Pistolesi, M., Biass, S., Voloshina, M., Romero, J., Coppoli, D., Folh, A., D'Auria, L., Martín-Lorenzo, A., Domínguez, L., Pastore, C., Reyes, M. Rodríguez, F. (2022). Physical Characterization of Long-Lasting Hybrid Eruptions: The 2021 Tajogaite Eruption of Cumbre Vieja (La Palma, Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(11), e2022JB025302.
- Bosak K., Boley B. & Zare, K. (2010) Deconstructing the ‘Crown of the Continent’: power, politics and the process of creating National Geographic’s Geotourism Mapguides. *Tour Geogr.*, 12(3), 460-480.
- Bouzekraoui, H., Barakat, A., Touhami, F., Mouaddine, A. & El Youssi, M. (2017). Inventory and assessment of geomorphosites for geotourism development: A case study of Aït Bou Oulli valley (Central High-Atlas, Morocco). *Area*, 50, 331-343. <https://doi.org/10.1111/area.12380C>

- Carracedo, J., Troll, V. y Socorro, S. (2019). *Geositios del volcán Teide y Tenerife*. Teleférico del Teide.
- Civico, R., Ricci, T., Scarlato, P., Taddeucci, J., Andronico, D., Del Bello, E., D'Auria, L., Hernández, P. A., Pérez, N. M., Asensio-Ramos, M., Barrancos, J., Calvo, D., Martínez van Dorth, D., Padrón, E., Álvarez, A. & Doglioni, C. (2022). 2021 Cumbre Vieja volcano eruption (La Palma, Spain). *Open topography*, <https://doi.org/10.5069/G96971S8> (accessed on 6 October 2022).
- Coratza P, Regolini-Bissig G (2009) Methods for mapping geomorphosites. In Reynard, E., Coratza, P. and Regolini-Bissig, G. (eds) *Geomorphosites* (pp 89-103). Pfeil, München.
- Dóniz-Páez, J., Becerra-Ramírez, R. (2020). Geomorfositios de interés volcano turístico en una montaña subtropical: el parque nacional del Teide (Canarias, España). *Pirineos*, 175, e061. <https://doi.org/10.3989/pirineos.2020.175011>
- Dóniz-Páez, J. and Becerra-Ramírez, R. (2023). Geomorphosites of El Hierro UNESCO Global Geopark (Canary Islands, Spain): Promotion of Georoutes for Volcanic Tourism. In Dóniz-Páez, J. & Pérez, N. (eds.). *El Hierro Island Global Geopark. Diversity of Volcanic Heritage for Geotourism* (pp. 87-93). Ed. Springer. ISBN 978-3-031-07289-5. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-07289-5>
- Dóniz-Páez, J., Becerra-Ramírez, R., González, E., Guillén, C., and Escobar, E. (2011). Geomorphosites and Geotourism in volcanic landscapes: The example of La Corona del Lajial Cinder cone (El Hierro, Canary Islands, Spain). *Geojournal of Tourism and Geosites*, IV (2), vol. 8, 185-197.
- Dóniz-Páez, J., Beltrán Yanes, E., Becerra-Ramírez, R., Pérez, N., Hernández, P. and Hernández, W. (2020). Diversity of volcanic geoheritage in the Canary Islands, Spain. *Geosciences*, 10, 390 <https://doi.org/10.3390/geosciences10100390>
- Dóniz Páez, J., Beltrán Yanes, E., Becerra Ramírez, R. y Esquivel Sigut, I. (2021). Propuesta de itinerario geoturístico en Puntallana (La Gomera, Canarias, España). Comunicación presentada al XXIV Coloquio de Historia Canario-Americana.
- Dóniz-Páez, J., Németh, K., Becerra-Ramírez, R., Hernández, W., Gosalvez, R. U., Escobar, E., and González, E. (2023). Tajogaite 2021 Eruption (La Palma, Canary Islands, Spain): An Exceptional Volcanic Heritage to Develop Geotourism. *Proceedings*, 87(1), 26; <https://doi.org/10.3390/IECG2022-13748>
- Dowling, R. (2013). Global geotourism: An emerging form of sustainable tourism. *Czech Journal of Tourism*, 2(2), 59-79. <https://doi.org/10.2478/cjot-2013-0004>
- Dowling, R. & Newsome, D. (2006). *Geotourism*. Elsevier, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Dowling, R. & Newsome, D. (2010). *Geotourism: the tourism of geology and landscape*. Goodfellow Publishers Limited, Wallingford.
- Dowling R. & Newsome, D. (2018). Geotourism: definition, characteristics and international perspectives. In Dowling, R. & Newsome, D. (Eds.). *Handbook of Geotourism* (pp. 1-22). Edward Elgar, Cheltenham.
- Erfurt-Cooper, P. (2014). *Volcanic Tourist Destinations*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. Berlin.
- Ferrer-Valero, N., García-Romero, L., San Romualdo-Collado, A., Vegas, J., Dóniz-Páez, J., Mangas, J. (2022). A sudden beaches formation on the coastal lava-deltas of the 2021 volcanic eruption on La Palma. In Proceedings of the VIII International Symposium on Marine Sciences, Las Palmas de Gran Canaria, Canary Islands, Spain, 6–8 June 2022
- Ferrer-Valero, N. Vegas, J. Galindo I., Lozano, G. (2023a). A geoheritage valuation to prevent environmental degradation of a new volcanic landscape in the Canary Islands. *Land Degrad Dev.*, 34, 2494-2507 DOI: 10.1002/ldr.4623
- Ferrer-Valero, N., Marrero-Rodríguez, N., San Romualdo-Collado, A., Vegas, J. and García-Romero, L. (2023b). Early morphodynamics of the sudden formation of beaches during the 2021 volcanic eruption of La Palma. *Geomorphology*, 436, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108779>
- Farsani N.T., Coelho, C., Costo, C., Carvalho, C.N. (2012). *Geoparks & Geoturism (new approaches to sustainability for the 21st century)*. Brown Walker Press. USA.
- Hose, A. (2008). Towards a history of geotourism: definitions, antecedents and the future. *Geological Society*, 300(1), 37-6. <http://doi.org/10.1144/SP300.5>
- Instituto Canario de Estadística (2022). <http://www.gobiernodecanarias.org/istac/>
- Karadeniz, E., Er, S., Boyraz, Z. and Coşkun, S. (2022). Evaluation of Potential Geotourism of Levent Valley and Its Surroundings Using GIS Route Analysis. *Geoheritage*, 14, 77. <https://doi.org/10.1007/s12371-022-00710-y>
- Kubalíková, L., Bajer, A., Balková, M., Kirchner, K. & Machar, I. (2022). Geodiversity Action Plans as a Tool for Developing Sustainable Tourism and Environmental Education. *Sustainability*, 14, 6043. <https://doi.org/10.3390/su14106043>
- Martí, J., Becerril, L. & Rodríguez, A. (2022a). How long-term hazard assessment may help to anticipate volcanic eruptions: The case of La Palma eruption 2021 (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 431, 107669. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107669>.
- Martí, J., Dorado-García, O. & López-Saavedra, M. (2022b). The Volcanic Geoheritage of El Teide National Park (Tenerife, Canary Islands, Spain). *Geoheritage*, 14, <https://doi.org/10.1007/s12371-022-00698-5>
- Moufti, M., Németh, K., El-Masry, N. and Qaddah, A. (2013). Geoheritage values of one of the largest maar craters in the Arabian Peninsula: the Al Wahbah Crater and other volcanoes (Harrat Kishb, Saudi Arabia). *Central European Journal Geosciences*, 5(2): 254-271. <http://doi.org/10.2478/s13533-012-0125-8>
- OMT (15 de enero de 2020). *La OMT en FITUR 2020: la sostenibilidad, la innovación y la accesibilidad toman el centro del escenario*. UNWTO. Recuperado el 21/09/2023 de: <https://www.unwto.org/es/omt-en-fitur-2020-sostenibilidad-innovacion-accesibilidad>
- Panizza M. (2001). Geomorphosites: concepts, methods, and example of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46: 4-6.
- Pasquaré Mariotto, F. & Bonali, F.L. (2021). Virtual geosites as in-

- novative tools for geoheritage popularization: A case study from Eastern Iceland. *Geosciences*, 11(4), 149. <https://doi.org/10.3390/geosciences11040149>
- Pasquaré Mariotto, F., Bonali, F. L., Tibaldi, A., De Beni, E., Corti, N., Russo, E., Fallati, L., Cantarero, M. & Neri, M. (2022). A New Way to Explore Volcanic Areas: QR-Code-Based Virtual Geotrail at Mt. Etna Volcano, Italy. *Land*, 11(3), 377. <https://doi.org/10.3390/land11030377>
- Pérez-Cruz, J. (2019). *Las décimas al Volcán de San Juan*. La Palma punto y aparte.
- Pérez-Umaña, D., Quesada, A., De Jesús-Rojas, J., Zamorano, J., Dóniz-Páez, J. and Becerra-Ramírez, R. (2019). Comparative Analysis of Geomorphosites in Volcanoes of Costa Rica, Mexico, and Spain. *Geoheritage*, 11(2), 545-559. <http://doi.org/10.1007/s12371-018-0313-0>
- Pérez-Umaña, D., Quesada, A., and Tefogoum G. (2020). Geomorphological heritage inventory of Irazú Volcano, Costa Rica. *International Journal of Geoheritage and Parks*, 8: 31-47. <http://doi.org/10.1016/j.ijgeop.2019.12.001>
- Poblete, M.; Beato-Bergua, S.; Marino, J. y Herrera, D. (2022). Geoturismo con realidad aumentada en la zona volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Ería*, 42, 73-106. <https://doi.org/10.17811/er.2022.2022.73-106>
- Pralong, J. (2006). Geotourism: A new form of tourism utilising natural landscapes and based on imagination and emotion. *Tourism Review*, 61(3), 20-25. <http://doi.org/10.1108/eb058476/full/html>
- Quesada-Román, A. & Pérez-Umaña, D. (2020). Tropical Paleoglacial Geoheritage Inventory for Geotourism Management of Chirripó National Park, Costa Rica. *Geoheritage*, 12, 58. <https://doi.org/10.1007/s12371-020-00485-0>
- Quesada-Román, A., Zangmo, G.T. and Pérez-Umaña, D. (2020). Geomorphosite Comparative Analysis in Costa Rica and Cameroon Volcanoes. *Geoheritage*, 12, 90. <https://doi.org/10.1007/s12371-020-00515-x>
- Taddeucci, J., Scarlato, P., Andronico, D., Ricci, T., Civico, R., Del Bello, E., Spina, L., D'Aruia, L., Asensio-Ramos, M., Calvo, D., Padrón, E., Hernández, P. and Pérez, N. (2023). The explosive activity of the 2021 Tajogaite eruption (La Palma, Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24, e2023GC010946. <https://doi.org/10.1029/2023GC010946>
- Rey, T., Leone, F., Candela, T., Defossez, S., Vinet, F., Parat, F., Gherardi, M., Medina, L., Lavigne, F., Martin, I. and Guillet, Z. (2023). L'éruption du Tajogaite (Cumbre Vieja) à La Palma, Canaries: de l'éruption volcanique à la crise territoriale. *EchoGéo*. DOI: <https://doi.org/10.4000/echogeo.24450>
- Reynard, E. and Brilha, J. (2017). *Geoheritage: assessment, protection and management*. Elsevier.
- Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L., & Scapozza, C. (2007). A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62(3): 148-158. <http://doi.org/10.5194/gh-62-148-2007>
- Reynard, E., Perret, A., Bussard, J., Grangier, L., & Martin, S. (2016). Integrated approach for the inventory and management of geomorphological heritage at the regional scale. *Geoheritage*, 8: 43-60. <http://doi.org/10.1007/s12371-015-0153-0>
- Romero, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Consejería de Política Territorial. Gobierno Autónomo de Canarias.
- Romero, J. E., Burton, M., Cáceres, F., Taddeucci, J., Civico, R., Ricci, T., Perez, N. (2022). The initial phase of the 2021 Cumbre Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 431, 107642. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107642>
- Ólafsdóttir, R. and Tverijonaitė, E. (2018). Geotourism: a systematic literature review. *Geosciences*, 8 (7), 234. <http://doi.org/10.3390/geosciences8070234>
- Schlüter, T. & Schumann, A. (2018). Geosites as a potential for the development of tourism—overview of relevant sites in Eswatini (formerly Swaziland). *GeoJ Tour Geosites.*, 22(2), 535–547.
- Sigurdsson, H. and Lopes, R. (2000). Volcanoes and Tourism. In Sigurdsson, H. (Ed.). *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 1283-1299). Academic Press, San Diego.
- Štetić, S. & Trišić, I. (2022). Crises and Innovations in Tourism Development of Creative Tourism. In Stankovic, M. & Nikolic, V. (eds.) 4th Virtual International Conference Path to a Knowledge Society-Managing Risks and Innovation. 373-380.
- Štrba, L.U., Rybár, P., Baláž, B., Molokáč, M., Hvizdák, L., Kršák, B. & Ferenčíková, J. (2015) Geosite assessments: comparison of methods and results. *Curr Issue Tour.*, 18(5):496–510
- Vidal, R. & Tassara, A. (2023). Geo-Circuit for Interpretation of the Geological Evolution in the Nevados de Chillán Volcanic Complex, Chile. *Geoheritage*, 15, 63. <https://doi.org/10.1007/s12371-023-00832-x>
- Zangmo-Tefogoum, G., Quesada-Román, A. and Pérez-Umaña, D. (2020). Geomorphosites inventory in the Eboga Volcano (Cameroon): contribution for geotourism promotion. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 26(1), 19-33. <http://doi.org/10.4000/geomorphologie.14006>