

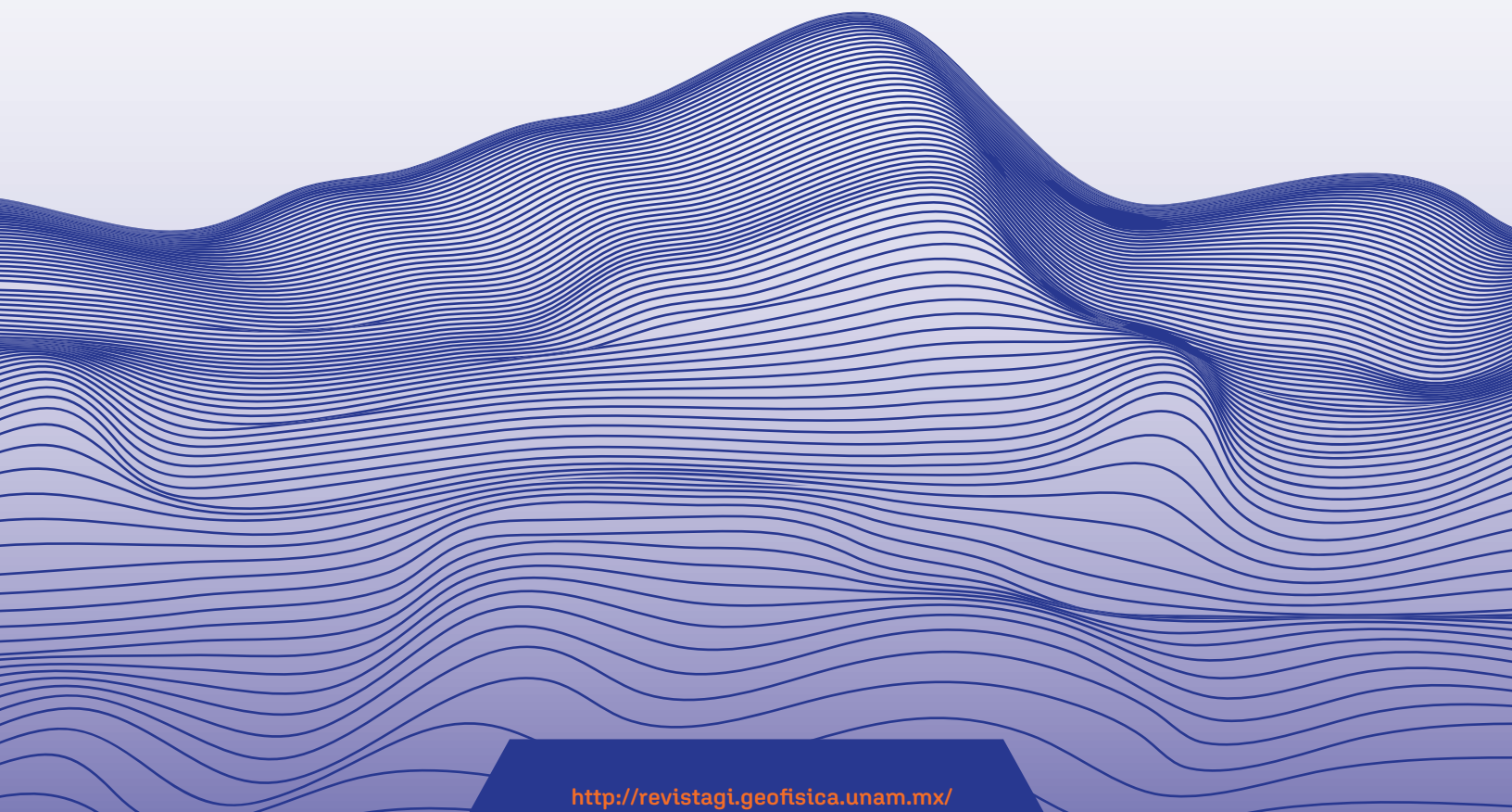


Octubre - Diciembre
Volumen 63
Número 4

October - December
Volume 63
Number 4

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.

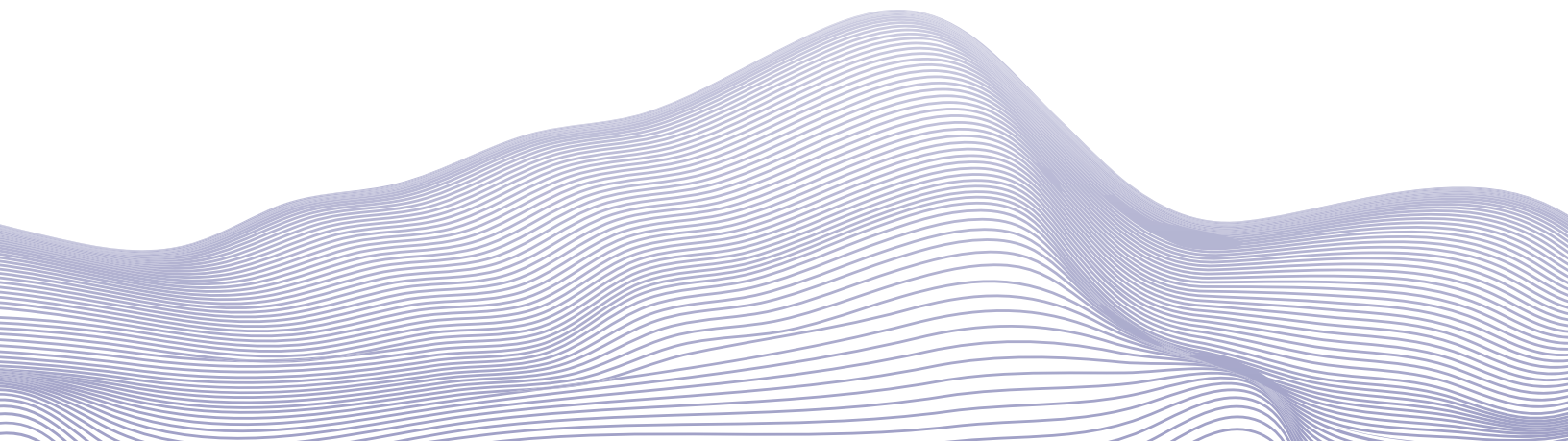
Dra. Isabel Israde Alcántara
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo,
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, México.

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

Dr. Raúl Pérez López
Instituto Geológico y Minero de España, Departamento de
Investigación y Prospección 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. 4, octubre - diciembre 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 octubre 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.2024.63.4>



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

Contents

Nuevas observaciones en la corteza continental transicional del sur del Golfo de México y sus implicaciones en los modelos de margen continental

Joel Rosales Rodríguez

1147

Análisis mediante estadística no extensiva del terremoto de Pedernales, Ecuador 2016

Daniel Andrés Barahona Cárdenas and José Sebastián Araujo Soria

1165

The Extraction and Structural Analysis of Lineaments Around Gülsehir (Nevşehir) Using GIS Methods

Ramazan Demircioğlu, Yaşar Erenb and Berkant Coşkunerb

1175

Integrated geophysical characterization of Owu Gold mineralization part of Kushaka-Kusheriki Schist Belt, Northcentral Nigeria

Cyril C. Okpoli, Oladele Olaniyan, Anthony V. Oyeshomo and Promise Chidi

1193

A hydrogeophysical conceptual model in the exploration of the “Las Sierras” aquifer: Case of Subwatershed III, southeast sector of Lake Managua, Nicaragua

Darling F. Castro-Hidalgo, Marcel Chow-Martínez and Heyddy Calderón Palma

1209

Characterization of PM_{2.5} during the ACU15 campaign in Mexico City

Telma Castro, Oscar Peralta, Cristina Prieto, Naxieli Santiago, Harry Alvarez-Ospina, Rocío García, Isabel Saavedra, María de la Luz Espinosa, Enrique Hernández, Javier Miranda, Violeta Gómez, Corina Solís, Dara Salcedo, Ricardo Torres-Jardón, Amparo Martínez-Arroyo, Abraham Ortíz-Alvarez, Gerardo Ruíz-Suárez and Elba Ortiz

1225

Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones probabilísticas

Mariana Sandoval García, Amiel Nieto-Torres y Ana Lillian Martin Del Pozzo

1241

Forgotten Landscapes on Lava Flows in France and Western Mexico

Antoine Dorison and Yves Michelin

1265

Análisis morfo-estructural del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (sur de Colombia)

Lisbeth Tatiana Murillo-Orobio, Darcy Lisbeth Chapuel-Cuasapud, Luis Alvaro Botero-Gómez y Hugo Murcia

1283

Holocene landscape transformation of lake basins of Central Mexico based on volcanic soil development: a first exploratory study from micromorphology to magnetic mineralogy

Daisy Valera-Fernández, Beatriz Ortega-Guerrero, Elizabeth Solleiro-Rebolledo and Cecilia Caballero-Miranda

1315

Reconstrucción geológica del área del ecoparque El Arenal, Sierra Chichinautzin, México: Implicaciones sobre el origen de los depósitos de ceniza en el cerro Magdalena

Natalia Isabel Villalba y Marie-Noëlle Guilbaud

1341

Nuevas observaciones en la corteza continental transicional del sur del Golfo de México y sus implicaciones en los modelos de margen continental

Joel Rosales Rodríguez¹ 

Abstract

The interpretation of physical properties of crust and mantle is commonly done from the relationship between seismic velocities with mineralogy of igneous rocks that constitute them, mainly due to scarce outcrops of exhumed crust or mantle, and wells that cut continental or oceanic basement. The oceanic crust of the Gulf of Mexico is characterized by seismic velocities of 6.1-6.9 km/s, associated with gabbro. Differences in the range of seismic velocities are observed, between the eastern and western portion of the crust, both at the crustal and mantle level. In areas close to the oceanic-continental crust boundary, anomalies of seismic velocities are distinguished overlying the mantle, associated with mafic intrusions occurred during the Gulf of Mexico opening. These intrusions are also interpreted at the base of continental crust from the magnetic modeling 2D in the southern Gulf of Mexico. Over this profile serpentinized mantle is interpreted around Campeche Magnetic Anomaly. Two periods of tectonic evolution of the Gulf of Mexico are interpreted, the first one is associated with a non-volcanic continental margin, in which exhumation and serpentinization of the mantle occur, the second period is associated with a volcanic continental margin, the intrusion of mafic rocks occurs, mainly close to the oceanic-continental crust boundary, and the Yucatan rotation also occurs.

Key words: Seismic velocity, oceanic crust, serpentinite, intrusion, continental margin.

Resumen

La interpretación de las propiedades físicas de la corteza y manto comúnmente se hace a partir de la asociación de velocidades sísmicas con la mineralogía de las rocas ígneas que las constituyen, dado que los afloramientos de corteza o manto exhumados o pozos que cortan las rocas de basamento continental u oceánico son escasos. La corteza oceánica del Golfo de México se caracteriza por velocidades sísmicas de 6.1-6.9 km/s, asociadas a gabros. Se observan diferencias en el rango de velocidades sísmicas entre la porción oriental y occidental de la corteza oceánica, tanto a nivel de corteza como en el manto. Se identifican anomalías de velocidades sísmicas entre la corteza y el manto, principalmente en áreas cercanas al límite corteza oceánica-continental. Estas anomalías de velocidades sísmicas se asocian a intrusiones máficas ocurridas durante la apertura del Golfo de México. Estas intrusiones también se interpretan en la base de la corteza a partir del modelado magnético de un perfil en el sur del Golfo de México. Con el modelado magnético se interpreta manto serpentizado en el área de la Anomalía Magnética de Campeche. Con ambas interpretaciones se sugieren dos periodos de evolución tectónica del Golfo de México; el primer periodo es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual ocurre la exhumación y la serpentización del manto, el segundo periodo asociado a un margen volcánico en el cual ocurre la intrusión de rocas máficas cercanas al límite corteza oceánica-continental y la rotación de Yucatán.

Palabras clave: Velocidad sísmica, corteza oceánica, serpentización, intrusión, margen continenta.

Received: February 9, 2024; Accepted: July 3, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Carlos Valdés-González

* Corresponding author: Joel Rosales-Rodríguez, jrrodri@imp.mx.

¹ Instituto Mexicano del Petróleo, Dirección de Investigación, Gerencia de Investigación en Exploración, CDMX, México.

² Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, CDMX, México.

Joel Rosales-Rodríguez

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1780>

1. Introducción

Las propiedades físicas de las rocas ígneas de la corteza y manto superior se interpretan a partir de la relación entre velocidades sísmicas y mineralogía de los principales componentes de las rocas que las constituyen (figura 1). Esta relación, velocidades sísmicas vs mineralogía, es obtenida a partir de las mediciones hechas en muestras de afloramiento de rocas ígneas, o bien a partir de muestras de núcleo de basamento, recuperados en pozos petroleros perforados en corteza continental y pozos exploratorios perforados en corteza oceánica (Fowler, 2005; Anderson, 2007; Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). En estudios de sismica de refracción, esta relación permite definir la estratificación de la corteza y cima del manto, o bien, interpretar los cambios litológicos, cambios de densidad o diferencias de temperatura debido a las variaciones laterales y verticales de las velocidades sísmicas a nivel de corteza o manto (Olsen, 2006). En algunos márgenes continentales estas variaciones de las velocidades sísmicas corresponden con anomalías magnéticas y gravimétricas.

En áreas cercanas al límite tectónico corteza continental-corteza oceánica, la definición de la corteza continental

transicional es compleja y se ha hecho a partir de modelos geofísicos asociados a cambios litológicos (sismica de reflexión y refracción, métodos potenciales). El análisis de las velocidades sísmicas ha ayudado en la definición de la litología, la relación geométrica regional entre la corteza continental transicional y corteza oceánica, así como la relación vertical y lateral entre las velocidades sísmicas anómalas y las velocidades sísmicas de la corteza (continental y oceánica).

La corteza continental transicional se caracteriza por bloques de corteza limitados por fallas, que pueden estar intrusionados por rocas máficas-ultramáficas, emplazadas durante la expansión del piso oceánico (d'Acremont *et al.*, 2005; Geoffroy, 2005; Anderson, 2007; Mjelde *et al.*, 2007). En la base de la corteza continental transicional se reporta una capa de alta velocidad (7.2-7.7 km/s), asociada a emplazamiento de rocas máficas/ultramáficas o bien, a zonas afectadas por procesos de serpentinización del manto superior (Mooney *et al.*, 1998; Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Labails *et al.*, 2009).

Estos resultados, aunados a los resultados de métodos potenciales, se han utilizado para el desarrollo de los dos modelos tectónicos de los márgenes continentales: i) modelo de margen continental con presencia de volcanismo (margen continental

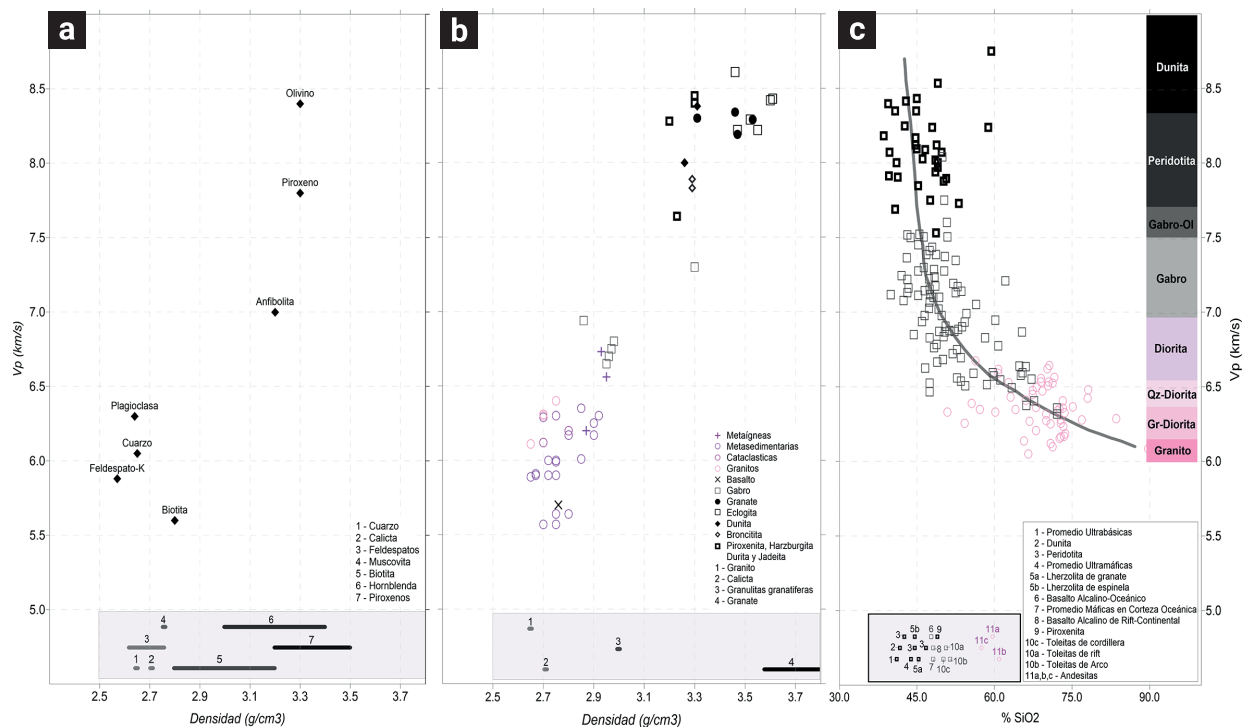


Figura 1. Velocidades sísmicas (V_p) vs (a) densidad de minerales, (b) densidad de las rocas ígneas y (c) contenido de sílice (%SiO₂). Los recuadros de color gris de la parte inferior de cada figura se muestran sin escala de velocidad, únicamente se ajustan a la escala de densidad y %SiO₂; en la parte superior derecha de (c) se muestran los rangos de velocidad calculados y corregidos a 600 MPa por Christensen (1965, en Olsen, 2006) para las rocas ígneas intrusivas (valores compilados de Fowler, 2005; Olsen, 2006; Anderson, 2007; Romanyuk *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008).

volcánico) y ii) modelo de margen continental con ausencia de volcanismo (margen continental no volcánico).

- i) En el modelo tectónico de margen volcánico, la corteza continental transicional se caracteriza por una cubierta de flujos de basaltos y varios kilómetros de una gruesa capa de alta velocidad sísmica (7.2-7.6 km/s), identificada en la base de la corteza continental y cercana al límite corteza continental-corteza oceánica, interpretada como intrusiones máficas (Mooney y Brocher, 1987; Mooney y Meissner, 1992; Kern *et al.*, 1996; Olsen, 2006; Mutter *et al.*, 1984 y 1988; Keen-Boutiller, 1995; en Mjelde *et al.*, 2007; Kearey *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2002; Mjelde *et al.*, 2009; Allen y Allen, 2013; Becker *et al.*, 2014). La corteza continental transicional al suroeste de Marruecos se caracteriza por una corteza continental superior de velocidades sísmicas entre 5.8 y 6.5 km/s y una capa inferior con velocidades sísmicas de 7.1-7.2 km/s asociadas a intrusiones máficas (Labails *et al.*, 2009).
- ii) En el modelo tectónico de margen continental no volcánico, la corteza continental transicional se caracteriza por una corteza continental superior delgada (<3 km), de velocidades sísmicas entre 4.0 y 6.5 km/s, y una corteza inferior de altas velocidades sísmicas (7.2-7.7 km/s), interpretada como peridotita serpentinizada originada por la penetración de agua de mar a lo largo de fallas, durante la exhumación del manto (Lee *et al.*, 2002; d'Acremont *et al.*, 2005; Mjelde *et al.*, 2007). La ausencia de volcanismo es asociada con una fase de *rifting* de larga duración (>15 MA) y una baja o nula actividad magmática (Harry *et al.*, 2003; Mjelde *et al.*, 2007; Allen y Allen 2013).

La interpretación de un proceso de serpentinización previo a la generación de corteza oceánica, debido a la hiperextensión de la corteza, implica un contacto directo entre el magma y el agua salada, debido a la exhumación del manto, donde su grado de alteración es de 100% como se reporta en el punto ODP 1277 en la cuenca de Terranova, caracterizado por velocidades sísmicas de 7.2-7.7 km/s (Lau *et al.*, 2006). Un menor grado de serpentinización (35±10%), como resultado de la hidratación del manto superior, implica que el contacto entre éste y el agua salada fue a lo largo de fallas o fracturas corticales, por lo tanto, la alteración parcial es únicamente a lo largo de las fallas y se caracteriza por velocidades mayores a 6.9 km/s (Miller y Christensen, 1997, en Contrucci *et al.*, 2004; Muller *et al.*, 1997; Fowler, 2005; Mjelde *et al.*, 2007). La densidad aparente de peridotita inalterada (3.3 g/cm³) puede ser reducida considerablemente (~2.6 g/cm³) durante el proceso de serpentinización (Pickup *et al.*, 1996; Kearey *et al.*, 2002; Maffione *et al.*, 2014). Miles *et al.* (1996) mencionan

que las áreas de serpentinización se caracterizan por anomalías magnéticas de ~100 nT.

2. Corteza Continental del Golfo de México

En el sur del Golfo de México no se cuenta con evidencias directas de las rocas ígneas de la corteza continental, sin embargo, su composición se infiere a partir de las rocas del basamento ígneo que aflora y que es cortado en subsuelo en áreas cercanas al margen del Golfo de México, tanto en México como en Estados Unidos, Belice y Cuba. Las rocas del basamento ígneo en el margen del Golfo de México se definen como rocas ígneas intrusivas Paleozoicas, granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico (Olivas, 1953; Sánchez, 1961; Lopez-Ramos, 1973; Fries *et al.*, 1974; Pantoja-Alor *et al.*, 1974; Jacobo, 1986; Lopez-Infanzón, 1986; Winker y Buffler, 1988; Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995; Ortiz, 2006; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009) (Anexo 1). Al oeste de la Península de Florida y sureste de la Península de Yucatán, se reportan rocas ígneas intrusivas y extrusivas ácidas en la base de cubierta sedimentaria, del Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Carbonífero.

Hacia aguas someras y profundas del Golfo de México, la corteza continental se ha interpretado desde el punto de vista tectónico, con una zonificación de acuerdo con su espesor y afectación tectónica durante la apertura del Golfo de México, definiéndola como corteza continental transicional (Buffler y Sawyer, 1985; Sawyer *et al.*, 1991, Marton, 1995). Cercano al límite tectónico corteza continental - corteza oceánica, se interpreta que la corteza continental adelgazada fue afectada por los procesos tectónicos durante el rompimiento continental, por lo tanto, puede estar intrusionada o magmáticamente modificada; así como, representada por corteza continental inferior exhumada o manto exhumado (Filina *et al.*, 2022).

Las características y geometría de la corteza continental transicional del Golfo de México han sido interpretadas a partir de modelado de métodos potenciales (magnetometría y gravimetría), sísmica de refracción y sísmica de reflexión (Marton, 1995; Marton y Buffler, 1994; Sandoval-Ochoa *et al.*, 1999; Jacques *et al.*, 2004; Bird, *et al.*, 2005; Roman-Ramos *et al.*, 2008; Mickus *et al.*, 2009; Miranda-Madrigal, 2010; Kocel, 2012; Nwafor, 2013; Rocha-Esquinca *et al.*, 2013; Christeson *et al.*, 2014; Eddy *et al.*, 2014; Ismael, 2014; Van Avendonk *et al.*, 2015; Saunders *et al.*, 2016; Deighton *et al.*, 2017; Horn *et al.*, 2017; O'Reilly *et al.*, 2017; Eddy *et al.*, 2018; Liu, 2018; Filina *et al.*, 2020; Minguez *et al.*, 2020; Storey, 2020; Zinecker, 2020; Filina y Hartford, 2021; Miranda-Madrigal y Chávez-Cabello, 2020; Bugti, 2022; Izquierdo-Llavall *et al.*, 2022; Curry, 2024). La mayor de estos trabajos se enfoca en el norte del Golfo de México; sin embargo, en el sur

del golfo los trabajos únicamente se enfocan al noroeste, norte y noreste de la Península de Yucatán. Con base en la geometría y propiedades de la corteza continental transicional, diversos autores ha propuesto modelos dinámicos para explicar las afectaciones tectónicas de la corteza continental transicional durante el rompimiento continental “*rifting*” (ocurrido entre 230 y 160 MA, en promedio), así como el origen y evolución de la corteza oceánica del Golfo de México durante el proceso de expansión (ocurrido entre 160 y 137 Ma, en promedio), incluyendo el periodo de 3 MA para el depósito de la sal entre ambos eventos tectónicos (Winker y Buffler, 1988; Schouten y Klitgord, 1994; Marton y Buffler 1994; Rueda-Gaxiola 1998; Rueda-Gaxiola 2004; Kneller y Johnson, 2011; Pindell *et al.*, 2014; Hudec *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Pindell *et al.*, 2014; Nguyen y Mann, 2016; Padilla y Sanchez, 2016; Deighton *et al.*, 2017; Minguez *et al.*, 2020; Pindell *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021). Minguez *et al.* (2020) incluye en su modelo de evolución un periodo de exhumación del manto debido a una hiperextensión de la corteza continental, previo a la expansión de la corteza oceánica, relacionado con un margen continental no volcánico.

En los últimos años varios autores sugieren la presencia de SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*) en los modelos tectónicos de

la corteza transicional del Golfo de México (Hudec *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Rowan, 2014; Pindell *et al.*, 2011; Kneller y Johnson, 2011; Williams-Rojas *et al.*, 2011; Saunders *et al.*, 2016; Lundin y Doré, 2017; O’Reilly *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2019; Steier y Mann, 2019; Filina y Hartford, 2021), relacionados con el modelo de margen continental volcánico, principalmente en el suroeste de la Península de Florida y noroeste de la Península de Yucatán, asociados a las principales anomalías magnéticas de estas áreas.

El presente trabajo se enfoca en el análisis de las velocidades sísmicas de la corteza oceánica y continental del Golfo de México, bajo el contexto y conceptos de margen continental volcánico y no volcánico. El modelado magnético de perfil en el sur del Golfo de México busca interpretar la Anomalía Magnética de Campeche evaluando las implicaciones en los modelos dinámicos de márgenes continentales, volcánico y no volcánico.

3. Datos y métodos

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron velocidades sísmicas para definir propiedades litológicas de la corteza

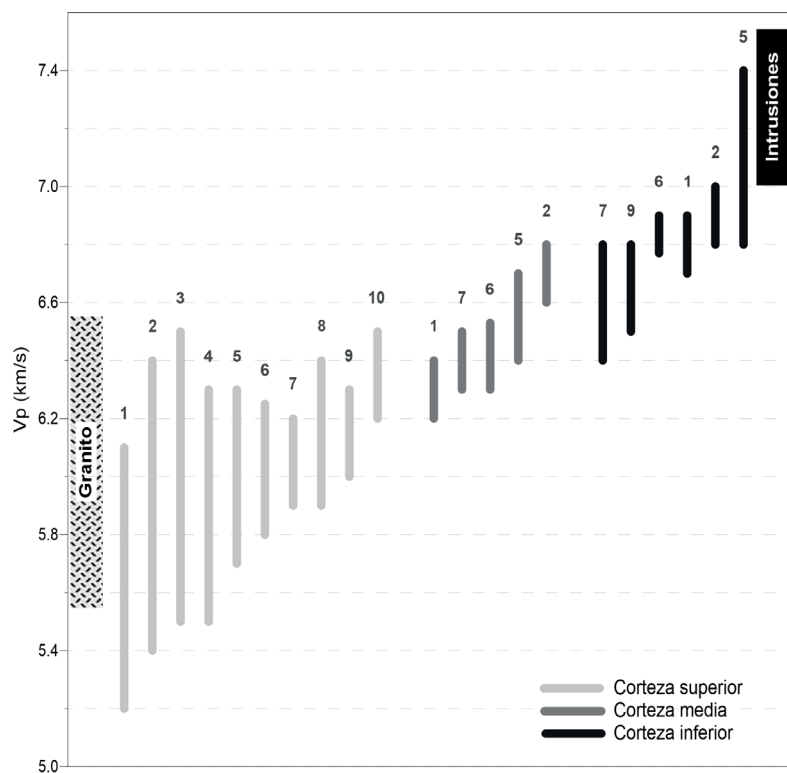


Figura 2. Velocidades sísmicas (V_p) de la corteza continental inferior, corteza continental media y corteza continental superior. 1: Golfo de Cadiz (Neves y Neves, 2009); 2: NW de Marruecos (Contrucci *et al.*, 2004); 3: Mooney y Brocher, 1987; 4: California-Maine (Mooney y Brocher, 1987); 5: Mooney *et al.*, 1998; 6: Terranova (Lau *et al.*, 2006); 7: Olsen (2006); 8: Uzbekistam (Mooney y Brocher, 1987); 9: SW de Marruecos (Labails *et al.*, 2009); 10: Margen More (Mjelde *et al.*, 2009).

oceánica, continental y continental transicional del Golfo de México, así como datos de un perfil magnético para definir la geometría y variaciones litológicas de la corteza en el sur del Golfo de México.

3.1. Velocidades sísmicas de la corteza Golfo de México

Para interpretar las propiedades litológicas, estratificación y tipo de corteza en el Golfo de México, se analizaron las velocidades de 134 puntos de sísmica de refracción adquiridos previamente por diversas brigadas, tanto en la parte marina del Golfo de México, como en su margen norte (Ewing *et al.*, 1955; Hales *et al.*, 1970; Ervin y McGinnis, 1975; Ladd *et al.*, 1976; Ibrahim *et al.*, 1981; Shaub *et al.*, 1984; Mickus y Keller, 1992; Chulick y Mooney, 2002). El tipo de corteza y su estratificación fueron definidos a partir de los rangos de velocidades sísmicas integrados para la corteza continental (Figura 2) y la corteza oceánica. En el caso de la corteza oceánica, se integraron las velocidades sísmicas medidas a partir de muestras de núcleo (Figura 3) recuperadas en las diferentes campañas de perforación oceánica (DSDP, ODP, IODP), esta integración se hizo bajo el contexto de estratificación de la corteza oceánica propuesta por Brown y Mussett (1981, en Wilson 1989).

Para el manto superior se consideran los rangos de velocidades sísmicas de 7.70-8.29 km/s y 7.60-8.46 km/s, para áreas continentales y oceánicas, respectivamente (Contrucci *et al.*, 2004; Lau *et al.*, 2006; Labails *et al.*, 2009; Neves y Neves, 2009). Las menores velocidades sísmicas se reportan en áreas de rift continentales modernos (7.7-7.9 km/s), y las mayores velocidades sísmicas se reportan en áreas de paleorifts continentales y cratónicas (8.0 a 8.29 km/s) (Mooney *et al.*, 1998; Olsen, 2006). En algunas regiones como Canadá, las velocidades sísmicas registradas en el manto de hasta 8.6 km/s se atribuyen a una anisotropía del manto de 4-5% (Chulick y Mooney, 2002).

3.2. Modelado magnético 2D en el sur del Golfo de México

Para el desarrollo del modelo magnético 2D, se utilizaron los datos magnéticos adquiridos a lo largo de un perfil en el sur del Golfo de México, durante la Campaña Oceanográfica GMET2011, a bordo del Buque Oceanográfico Justo Sierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Este perfil cuenta con una longitud de 365.68 km.

Con base en el carácter regional del modelo, los datos magnéticos fueron filtrados con un filtro pasa_bajas, y los métodos gráficos Vaquier, Peters y Bruckshaw se aplicaron al regional de

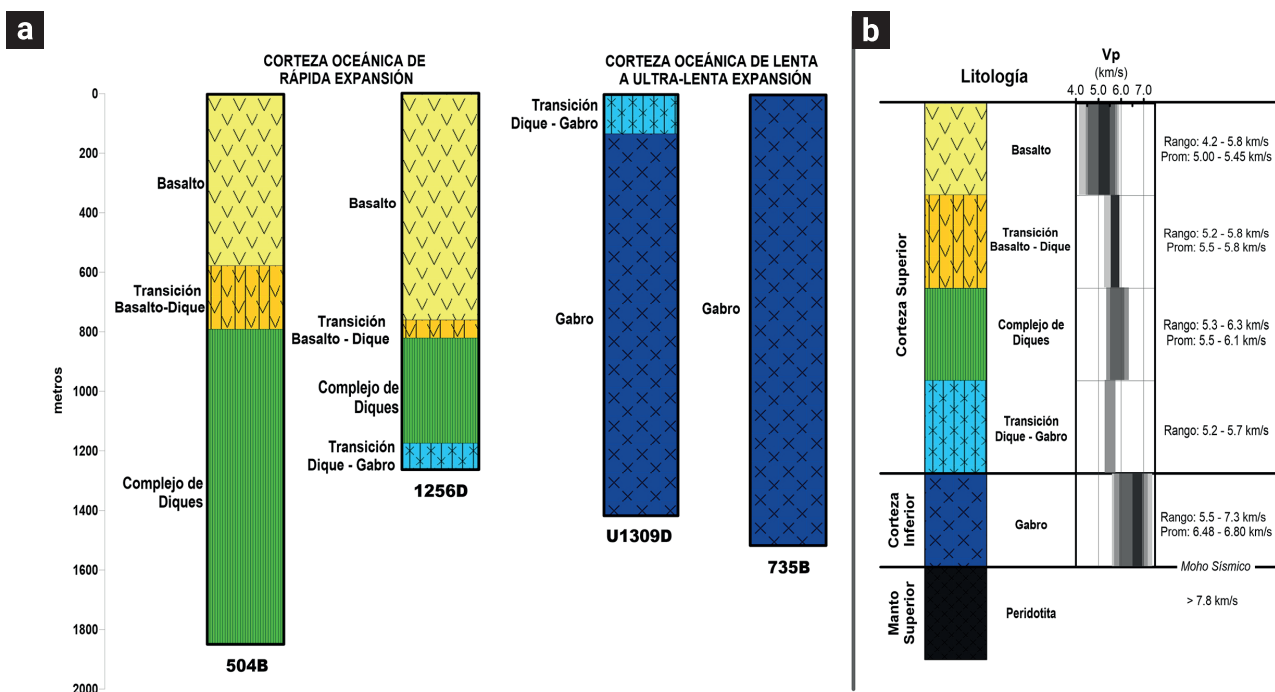


Figura 3. a) Puntos de perforación oceánica que han atravesado las capas de la corteza oceánica (modificada de Dick *et al.*, 2006); b) Propiedades sísmicas de las capas de la corteza oceánica integrada de los resultados de los programas DSDP, ODP, IODP. Las barras de color gris a negro indican los rangos de velocidades medidas en cada uno de los tipos de roca.

la respuesta magnética para el cálculo de la profundidad de la fuente magnética, obteniendo profundidades de 10.0 a 12.5 km, semejantes a las obtenidas mediante señal analítica (Chávez-Zambrano, 2017). Se integró el límite de la corteza oceánica-corteza continental, la batimetría adquirida y la profundidad de la base de la fuente magnética reportada por Rosales-Rodríguez *et al.* (2014).

En este modelo se consideraron las características y propiedades geológicas y geométricas de los márgenes continentales volcánicos y no volcánicos. Por lo tanto, también se integró la conceptualización del modelo de distribución de las velocidades sísmicas asociadas a la capa de alta velocidad, identificadas en el margen sur de la corteza oceánica del Golfo de México. Se hace un enfoque en un modelo tectónico relacionado con el comportamiento del cuerpo que genera la fuerte anomalía magnética cercana al límite tectónico corteza oceánica-corteza continental del sur del Golfo de México (denominada Anomalía Magnética de Campeche).

4. Resultados y discusión

4.1. Velocidades sísmicas de la corteza y manto en el Golfo de México

A partir del análisis de las velocidades sísmicas se definen las capas de la corteza continental, corteza oceánica, cima del manto y la capa de alta velocidad.

Corteza Continental

La corteza continental superior es representada por velocidades sísmicas de 5.5-6.3 km/s, con espesores de 5.4-13.0 km en el norte del Golfo de México, y espesores de 1.5-7.0 km en el sur del golfo. Estas velocidades sísmicas se asocian con granitos o granodioritas, y son correlacionables con las rocas de basamento reportadas en subsuelo y afloramientos cercanos al margen del Golfo de México.

En la mayor parte del Golfo de México, subyaciendo la corteza continental superior se reportan velocidades sísmicas de 6.4-6.94 km/s, asociadas con rocas máficas de la corteza continental inferior. En el norte del Golfo de México, los espesores varían entre 4.8 y 21.0 km, mientras que en el sur los espesores oscilan entre 5.1 y 9.9 km.

Corteza oceánica

La capa superior de la corteza oceánica (basaltos/diques) no se diferencia por sísmica de refracción, considerándose que los valores de su velocidad sísmica son similares a las velocidades sísmicas de las secuencias carbonatadas que le sobreyacen. En la cuenca Apalachicola y Cañón de Soto, sobre el margen del

norte del Golfo de México, las profundidades de estas velocidades sísmicas corresponden a las secuencias carbonatadas Mesozoicas (Dobson y Buffler, 1997; Mancini *et al.*, 2001). En el borde norte-noreste de la Península de Yucatán, en los sitios 86, 94 y 95 del DSDP, las velocidades sísmicas de los carbonatos del Cretácico inferior-medio, varían entre 4.6 y 5.1 km/s (Worzel *et al.*, 1970). Al noreste de la Península de Yucatán y noroeste de Cuba, en la parte profunda del Golfo de México, los sitios 535, 536, 537, 538A y 540 del DSDP cortaron carbonatos del Cretácico inferior-medio con velocidades sísmicas medidas entre 3.2 y 4.71 km/s (Buffler *et al.*, 1984). Por lo tanto, la diferenciación entre basaltos y carbonatos podría ser hecha a partir de un análisis detallado sobre líneas o volúmenes sísmicos de reflexión.

La capa inferior de la corteza oceánica está representada por velocidades sísmicas entre 6.1 y 6.9 km/s, asociadas con gabros, con espesores entre 2.55 y 7.2 km. Se observan diferencias en las velocidades sísmicas entre la porción occidental y oriental de la corteza oceánica del Golfo de México. En la porción occidental las velocidades sísmicas oscilan entre 6.1 y 6.7 km/s, predominando los valores de 6.6-6.7 km/s; mientras que, en la porción oriental las velocidades sísmicas son de 6.8-6.9 km/s.

Capa de alta velocidad

En áreas cercanas al límite corteza continental-corteza oceánica, subyaciendo a la corteza continental superior, se reportan velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.8 km/s, sugiriendo un reemplazo de la corteza continental inferior por intrusiones máficas o ultramáficas provenientes del manto durante una etapa distensiva del Golfo de México.

Manto superior

Las diferencias entre las velocidades sísmicas de la porción occidental y oriental de la corteza oceánica, también se observan a nivel del manto, donde en la porción occidental las velocidades sísmicas varían entre 8.0 y 8.4 km/s, mientras que en la porción oriental varían entre 7.8 y 8.1 km/s.

4.2. Velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México

A partir de la distribución de las velocidades sísmicas de la corteza oceánica y corteza continental, así como de las anomalías magnéticas y gravimétricas, y el mapa de derivada horizontal total de la gravedad isostática (Odegard, 2005; Roman-Ramos *et al.*, 2010), se sugiere la distribución de la corteza oceánica del Golfo de México y distribución de los cuerpos intrusivos definidos a partir de anomalías de altas velocidades sísmicas (Figura 4). Estos cuerpos intrusivos se ubican principalmente en la corteza continental transicional del norte del Golfo de

México, aunque sobre la corteza continental transicional del sur del golfo no se cuenta con cobertura de sísmica de refracción.

A partir del límite de corteza oceánica definido, se estimaron longitudes de corteza oceánica generada, observándose que en la porción occidental estas longitudes varían entre 348.2 y 423.6 km; mientras que en la porción oriental son menores. Varían entre 241.8 y 265.5 km. En parte central de la corteza oceánica la longitud estimada es de 160.0 km.

Asumiendo que, el periodo de formación de la corteza oceánica del Golfo de México tiene una duración de ~26 Ma (Marton y Buffler, 1994; Marton, 1995; Pindell, 1985; Salvador, 1991; Winker y Buffler, 1988), las velocidades de expansión de la porción occidental de la corteza oceánica son de 6.7-8.2 mm/año, y de ~5.0 mm/año en la porción oriental. En ambos casos, la corteza fue generada por un proceso de ultra-lenta expansión. Kneller y Johnson (2011) sugieren que en el norte del Golfo de México la corteza transicional puede asociarse con litosfera generada por ultra lenta expansión. También en el norte del Golfo de México Eddy *et al.* (2014), sugieren un proceso de lenta expansión del piso oceánico (~24 mm/año). Eskamani (2014) calcula una velocidad media de expansión del piso oceánico del Golfo de México de 8.5 mm/año, que define como baja expansión. Finalmente, Beutel y Filina (2020) y Filina *et al.* (2020)

definen dos fases de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, la primera fase fue de ultra-lenta expansión (0.9 cm/año), seguida por una fase de lenta expansión (1.1 cm/año).

Estas diferencias en las velocidades de expansión pueden sugerir que la corteza oceánica del Golfo de México fue generada por dos procesos de expansión o bien en dos periodos tectónicos. Ambas hipótesis pueden estar relacionadas con la diferencia observada en las velocidades sísmicas entre la porción oriental y occidental de la corteza oceánica del Golfo de México, tanto en la corteza oceánica como en el manto superior.

4.3. Modelo tectónico 2D de la corteza en el sur del Golfo de México

En los resultados del modelo magnético 2D se observa que, en la porción occidental del perfil, donde se incluye la corteza continental del oeste del Golfo de México y la corteza oceánica, no existen variaciones litológicas dentro de ambas cortezas (Figura 5). Sin embargo, en la porción oriental del perfil, que incluye la corteza continental del este del Golfo de México, se sugieren dos cambios litológicos corticales importantes, con implicaciones tectónicas en el modelo de evolución del Golfo de México. El primer cambio corresponde a cuerpos intrusivos

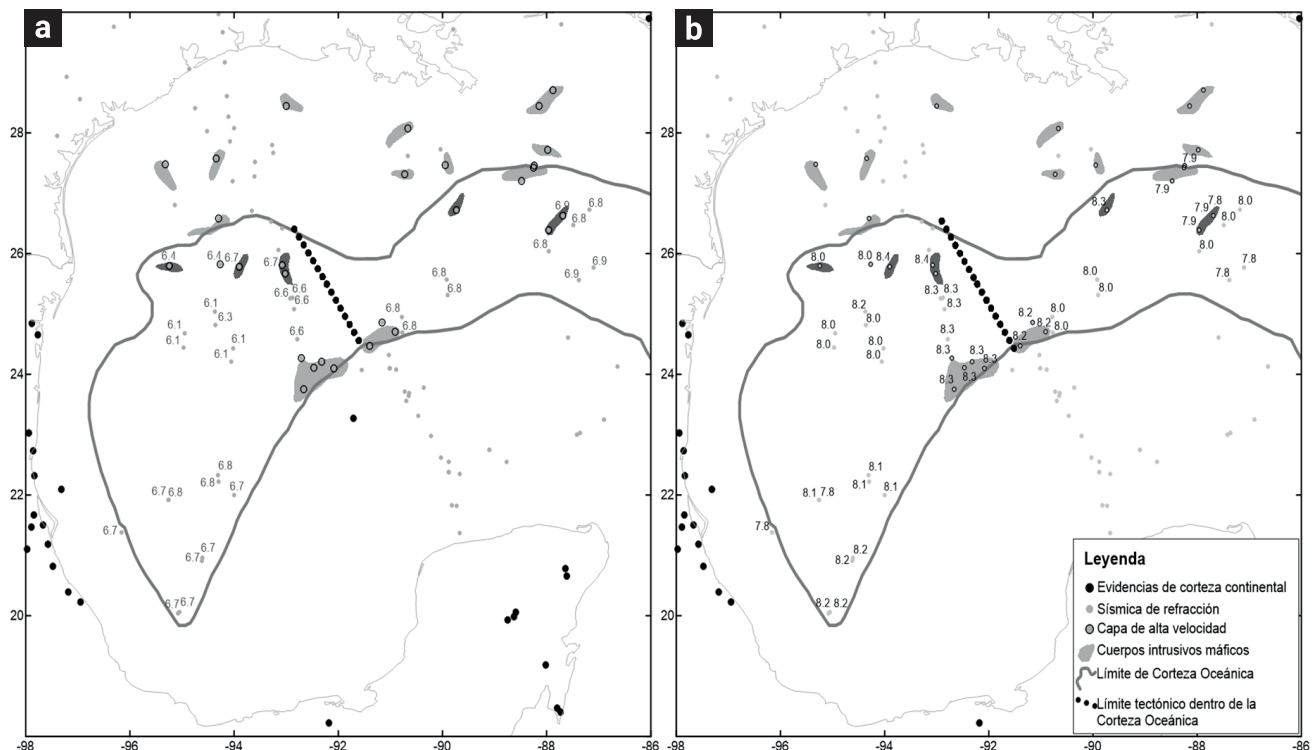


Figura 4. Límite de la Corteza Oceánica Golfo de México, distribución de los puntos con reporte de la capa de alta velocidad y configuración de los cuerpos intrusivos máficos en la base de la corteza, asociados a un margen continental volcánico. a) velocidades sísmicas de la corteza oceánica, b) velocidades sísmicas del Manto superior en el área de corteza oceánica.

modelados en la base de la corteza continental y cercanos al límite de la corteza oceánica-corteza continental, con susceptibilidades de 8.2×10^{-3} y 9×10^{-3} unidades cgs. El segundo cambio es asociado a la principal anomalía magnética del perfil (Anomalía Magnética de Campeche, ~ 110 nT), y se modela como una zona serpentinizada sobreyaciendo a las peridotitas del manto, con susceptibilidades magnéticas de 1.2×10^{-2} y 5×10^{-3} unidades cgs, respectivamente. El primer cambio litológico, definido en la porción oriental del perfil magnético 2D sugiere un modelo tectónico de margen continental volcánico, en tanto que el segundo cambio litológico se asocia a un modelo de margen continental no volcánico.

4.3.1. Modelo de margen continental volcánico

Los cuerpos intrusivos de la base de la corteza se interpretan como intrusiones máficas-ultramáficas ocurridas durante el inicio de la formación de la corteza oceánica del Golfo de México. De acuerdo con las velocidades sísmicas definidas para los cuerpos intrusivos cercanos al límite corteza oceánica-corteza continental, en el noroeste de la Península de Yucatán estas altas velocidades se correlacionan con los dipolos magnéticos a lo largo del límite de la corteza oceánica, por lo tanto, es posible sugerir la distribución de los cuerpos intrusivos que las generan, tanto en el noroeste de la Península de Yucatán (Figura 6a), como en el área que atraviesa el perfil de modelado magnético en el sur del Golfo de México (Figura 6b). Esta distribución de cuerpos intrusivos es congruente con los resultados de reducción al polo de las anomalías magnéticas del Golfo de México reportado por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2015).

La presencia de estos cuerpos intrusivos se ha reportado por diferentes autores, definidos a partir del análisis de velocidades sísmicas a lo largo de perfiles de reflexión y refracción, así como del modelado de datos magnéticos y gravimétricos, principalmente en el norte del Golfo de México. Bird *et al.*, (2005) a partir de los resultados de modelado gravimétrico en el Golfo de México, sugiere que las anomalías gravimétricas del Cañón Keathley y paralela a Yucatán (ambas sobre el límite corteza oceánica-continental), corresponden a áreas de *hotspots* producidos a partir de plumas de manto durante la apertura del Golfo de México. Kocel (2012) mediante modelado magnético y gravimétrico ubica posibles reflectores sísmicos SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*) en la corteza continental transicional del norte del Golfo de México, sugiriendo la presencia de intrusivos en la base de la corteza continental, asociados a un margen volcánico. Eddy *et al.* (2014) interpreta altas velocidades sísmicas en la base de la corteza transicional (>7.2 Km/s), a lo largo de dos perfiles en el norte-noreste del Golfo de México, que asocia con intrusiones máficas, sugiriendo además la presencia de SDRs. Eskamani (2014) menciona que las velocidades >7.0 Km/s, en la corteza transicional cercana a la costa de Texas, corresponden a una amplia zona de complejos ígneos máficos producto de un margen volcánico, como lo sugiere Mickus *et al.*, (2009). Van Avendonk *et al.*, (2015) a partir de velocidades sísmicas, sugieren la presencia de intrusiones ígneas en la corteza continental afectada tectónicamente durante el rompimiento continental. Beutel y Filina (2020), Filina y Hartford (2021) y Filina *et al.* (2022) con base en integración de métodos potenciales y sísmica de reflexión sugieren la presencia de SDRs en el noroeste de la península de Yucatán y noreste del Golfo de México (paralelos

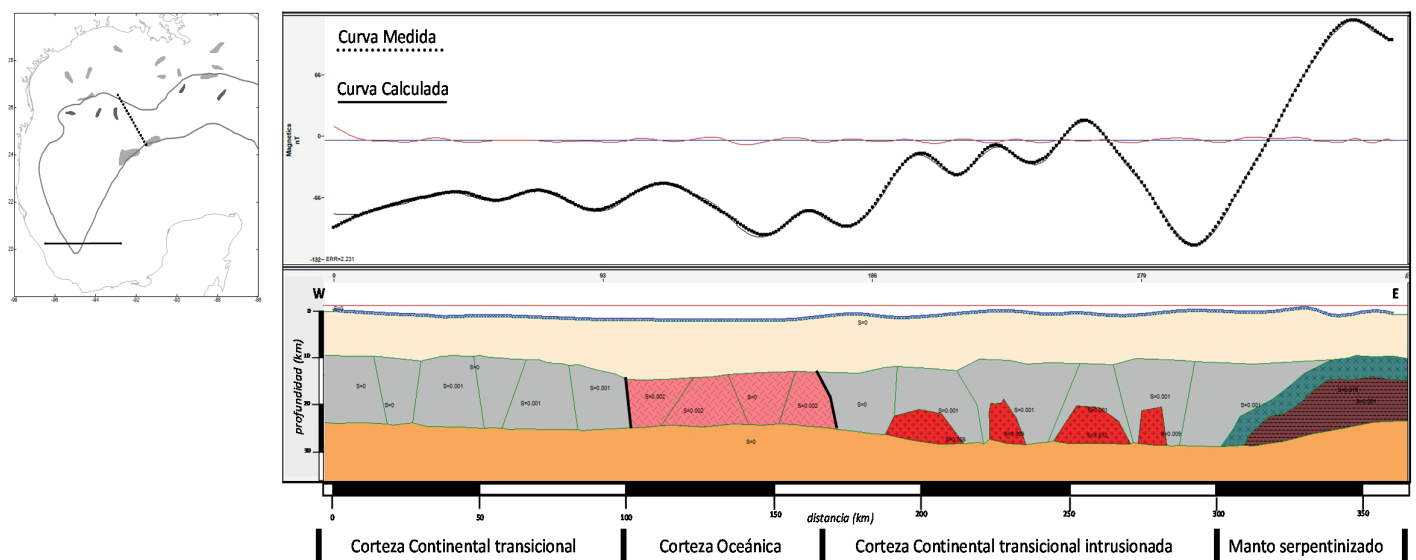


Figura 5. Modelo cortical del sur del Golfo de México, desarrollado a partir del modelado magnético del perfil GMET2011.

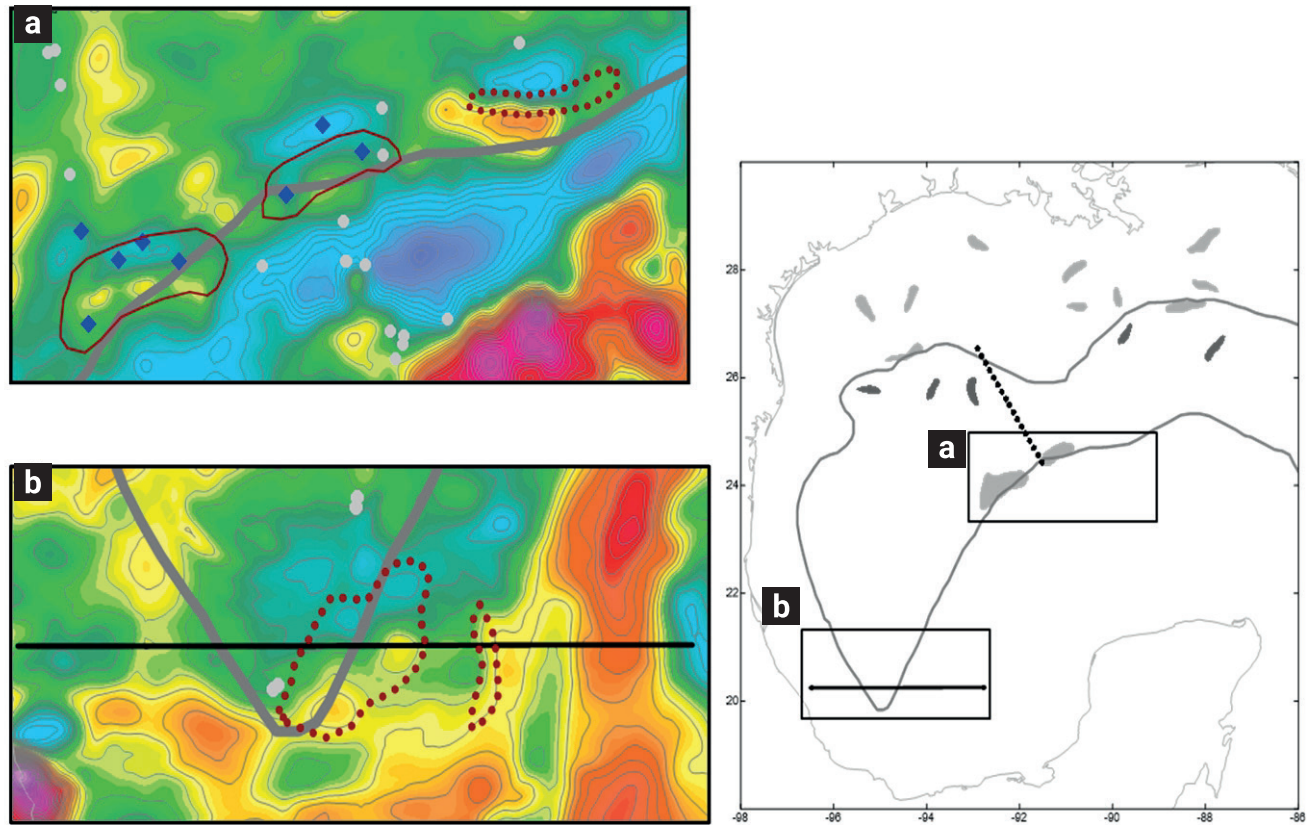


Figura 6. a) Correlación de las anomalías magnéticas con los cuerpos intrusivos de alta velocidad (rombos en color azul) en el noroeste de la Península de Yucatán, b) interpretación de la distribución de los cuerpos intrusivos interpretados en el modelado magnético del perfil al sur del Golfo de México. En ambos casos la línea punteada sugiere la presencia de cuerpos intrusivos delimitados a partir de las anomalías magnéticas, los datos magnéticos son tomados de NAMAGv2 (NAMAG, 2002).

a la anomalía Magnética de Florida y Anomalía magnética de Yucatán).

Stern *et al.* (2011) a partir de dataciones de xenolitos de rocas ígneas máficas recuperados en el sur de Louisiana (158 ± 0.02 a 160.1 ± 0.7 Ma), sustentan la actividad ígnea durante la apertura del Golfo de México al mismo tiempo del final de depósito de la Sal Louann.

4.3.2. Modelo de margen continental no volcánico

La anomalía magnética de Campeche se modela bajo el contexto de margen continental no volcánico, principalmente debido al contraste observado entre alta anomalía magnética y baja anomalía gravimétrica en esta porción del sur del Golfo de México. El área de manto serpentinizado (Figura 7a), se interpreta debido al efecto causado por el proceso de serpentización, como respuesta de la hipertextensión cortical y exhumación del manto. La intensidad de la anomalía magnética de Campeche (80-130 nT) puede corresponder con lo señalado por Miles *et al.* (1996) para el área serpentizada del manto en el margen

continental de Iberia (~110 nT). Algunos autores sugieren que, en el norte del Golfo de México, las propiedades de la corteza y manto interpretadas a lo largo de la corteza transicional, cercana al límite tectónico de la corteza oceánica-corteza continental, corresponden a un manto serpentizado, característico de un margen continental no volcánico (Lister *et al.*, 1986; Lawrence *et al.*, 1997; Dietze y Kontny, 2011; Kneller y Johnson, 2011; Pindell *et al.*, 2014; Pindell *et al.*, 2016; van Avendonk *et al.*, 2015; Minguez *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021; Filina y Hartford, 2021; Filina *et al.*, 2022; Curry *et al.*, 2024).

4.3.3. Relación temporal de los modelos de margen continental volcánico y no volcánico en el Golfo de México.

De acuerdo con las diferencias obtenidas para las velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, así como características tectónicas relacionadas con los modelos de margen continental volcánico y no volcánico, definidos en el modelo magnético 2D del sur del golfo, se sugieren dos periodos tectónicos de apertura del Golfo de México (Figura 8).

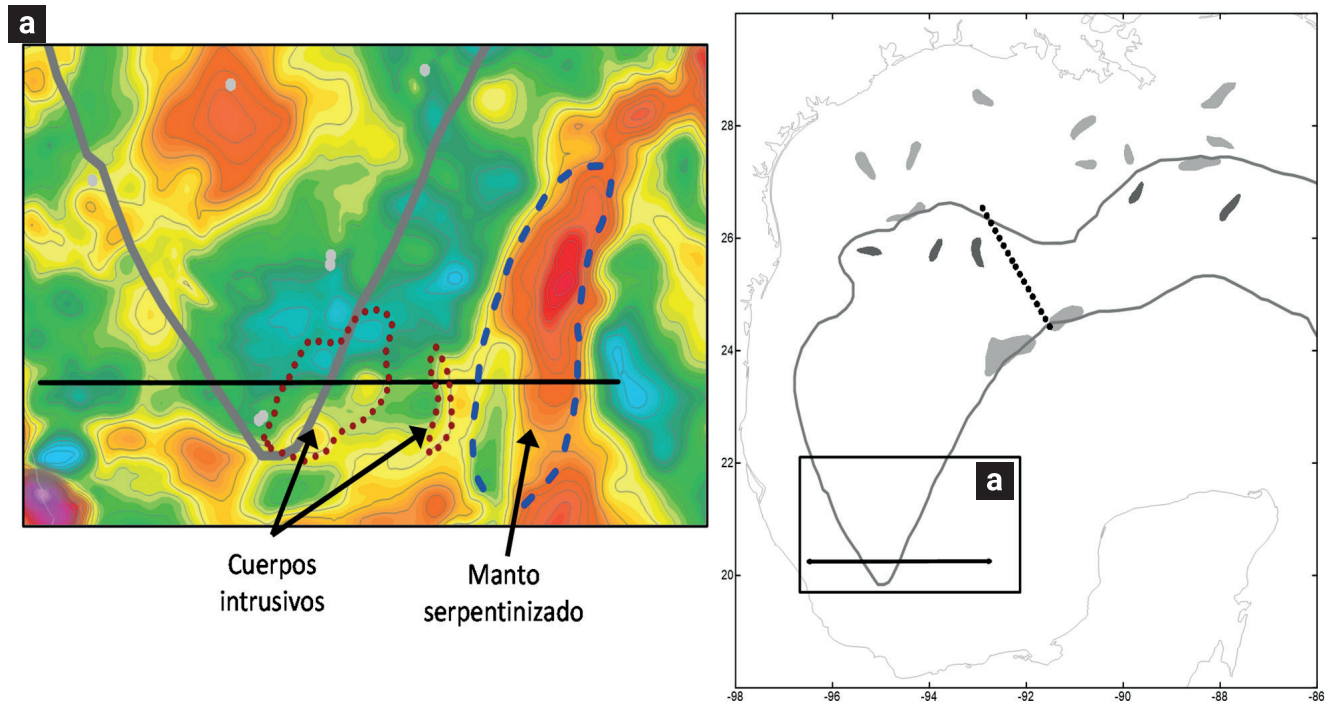


Figura 7. a) Distribución del área de manto serpentizado y cuerpos intrusivos interpretados en el perfil magnético 2D.

El primer periodo tectónico es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual ocurre la serpentización del manto durante su exhumación. La exhumación del manto se desarrolla a partir de una falla de despegue a nivel litosférico (Figura 8a), bajo el contexto del modelo tectónico de cizalla simple de rompimiento continental propuesto por Wernicke (1981). En este primer periodo, la Península de Yucatán inicia su separación de la placa Norteamericana, por proceso de ultra lenta expansión de la corteza oceánica del norte del Golfo de México. Lister *et al.* (1986) y van Avendonk *et al.* (2015) sugieren una falla de despegue a nivel litosférico para el origen del Golfo de México, con base en las diferencias de la secuencia sedimentaria entre el sur y el norte del golfo, así como, a la asimetría entre sus tipos de corteza. Minguez *et al.* (2020) menciona la exhumación del manto ocurre entre 169 y 166 Ma y se relaciona a mecanismos de ruptura litosféricos a lo largo de una falla desarrollada entre la corteza y el manto.

El segundo periodo, es asociado a un margen continental volcánico, en el cual se interpreta a una probable migración de la actividad Astenosférica y un incremento en la actividad magmática, responsable de las intrusiones ígneas a lo largo de la corteza transicional. Durante este periodo tectónico se desarrolla en su totalidad la corteza oceánica del Golfo de México (Figura 8b), hay un incremento en la velocidad de expansión e inicia la rotación de la Península de Yucatán.

Lundin y Doré (2017) sugieren dos fases de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, la primera se desarrolla entre 190 y 166 Ma y la segunda entre 163-140 Ma. Alvey *et al.* (2015) mencionan que la primera fase de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México corresponde principalmente con extensión (175-165 Ma) y la segunda con la rotación de Yucatán (163-153 Ma). Pindell *et al.* (2020) asigna una edad más reciente a estas dos fase de expansión de la corteza oceánica, la primera fase ocurre de 167 a 147 Ma, y la segunda entre 147 y 139 Ma. Finalmente, Beutel y Filina (2020) y Filina *et al.* (2020) sugieren dos fases de expansión oceánica: a) la primera fase caracterizada por ultralenta expansión y relacionada al inicio de la rotación de Yucatán y baja actividad magmática, ocurre entre 162-151 Ma; b) la segunda fase caracterizada por una lenta expansión oceánica, mayor aporte de magma y la completa separación de Yucatán, tiene lugar entre 151-137 Ma. Izquierdo-Llavall *et al.* (2022) consideran la apertura del Golfo de México inicia con un margen volcánico que evoluciona a un margen pobre en magma, este último caracterizado por la exhumación del manto al oeste de Florida y centro-oeste de Yucatán.

5. Conclusiones

A partir del análisis de las velocidades sísmicas, se interpreta

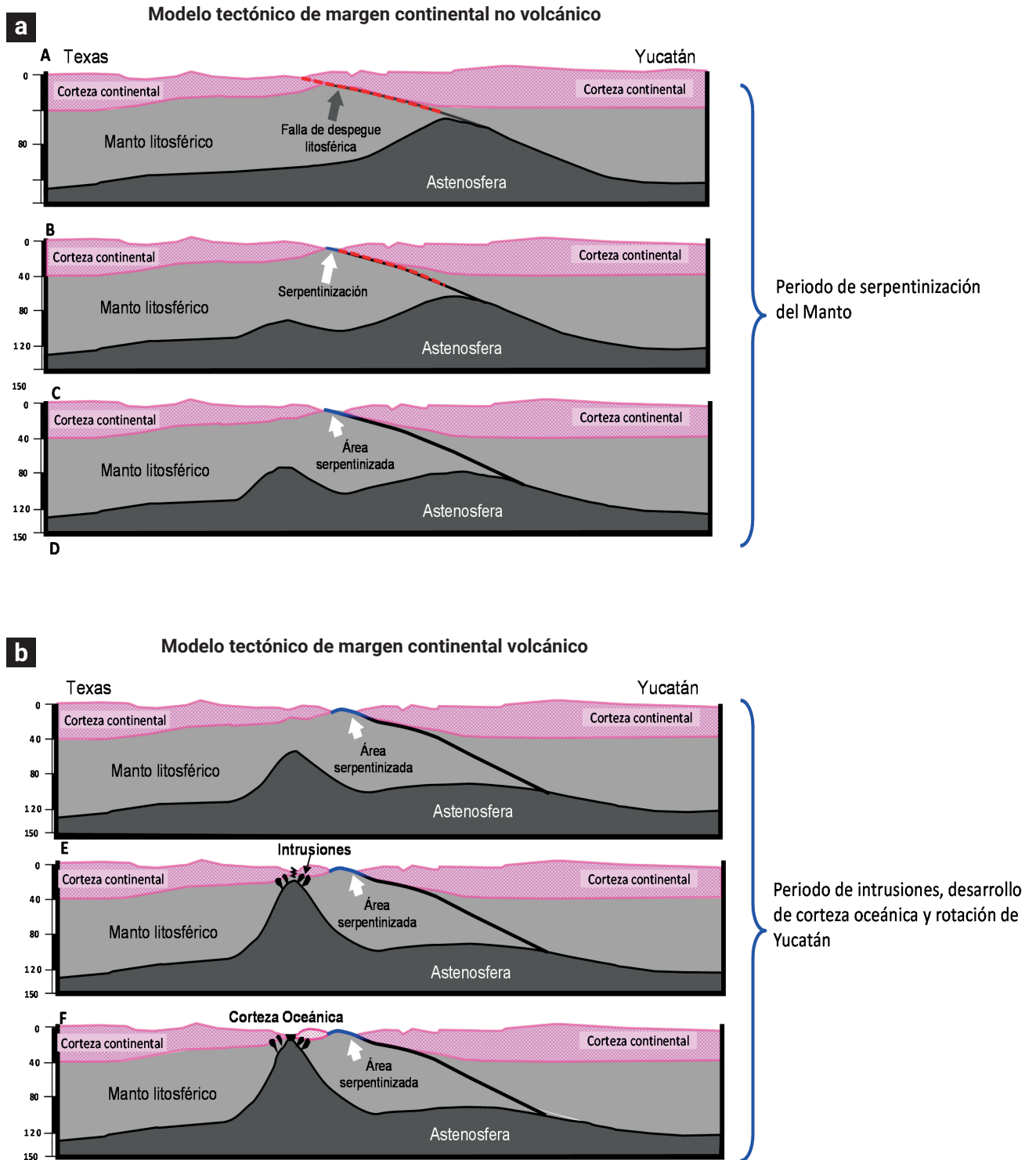


Figura 8. Modelo de dos periodos de evolución tectónica del Golfo de México, a) primer periodo asociado a un margen continental no volcánico y serpentinización del Manto, y b) segundo periodo asociado a un margen continental volcánico, caracterizado por intrusiones máficas, desarrollo de la corteza oceánica y rotación de Yucatán.

las características y distribución de la corteza oceánica, corteza continental, capa de alta velocidad y manto superior en el Golfo de México.

La corteza continental superior se caracteriza por velocidades sísmicas de 5.5-6.3 km/s, que se asocian con granitos o granodioritas, y son correlacionables con las rocas de basamento del margen del Golfo de México. La corteza continental inferior se caracteriza por velocidades sísmicas de 6.4-6.94 km/s, asociadas con rocas máficas.

En áreas cercanas al límite corteza continental-corteza oceánica, las velocidades sísmicas entre 7.0 y 7.8 km/s, son interpretadas como un reemplazo de la corteza continental inferior por intrusiones máficas o ultramáficas provenientes del manto durante una etapa distensiva del Golfo de México.

La corteza oceánica inferior está representada por velocidades sísmicas entre 6.1 y 6.9 km/s, asociadas con gabros, con espesores entre 2.55 y 7.2 km.

Se observan diferencias en las velocidades sísmicas entre la porción occidental (6.1 y 6.7 km/s, predominando 6.6-6.7 km/s) y oriental (6.8-6.9 km/s) de la corteza oceánica del Golfo de México. A nivel del manto, en la porción occidental de la corteza oceánica, las velocidades sísmicas varían entre 8.0 y 8.4 km/s, mientras que en la porción oriental varían entre 7.8 y 8.1 km/s.

A partir de la estimación de la velocidad de expansión, se observa diferencias entre la porción oriental y occidental de la corteza oceánica del Golfo de México, con una distribución semejante a la observada con las velocidades sísmicas. En la porción occidental de la corteza oceánica las velocidades de expansión son de 6.7-8.2 mm/año, mientras que en la porción oriental son de ~5.0 mm/año.

La diferencia en velocidades sísmicas y velocidades de expansión entre la porción oriental y occidental de la corteza oceánica, se interpretan debido variaciones tectónicas durante el proceso de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

A partir del modelado magnético, en la porción oriental de la corteza continental del sur del Golfo de México se sugieren dos cambios litológicos importantes a nivel de corteza, el primer cambio corresponde a cuerpos intrusivos modelados en la base de la corteza continental, y el segundo cambio es asociado a la principal anomalía magnética del perfil, que se modela como una zona serpentizada sobreyaciendo a las peridotitas del manto.

Con estos cambios corticales en el presente trabajo se sugieren dos periodos tectónicos durante la apertura del Golfo de México.

El primer periodo tectónico es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual ocurre la serpentización del manto durante su exhumación. En este primer periodo, la Península de Yucatán inicia su separación de la placa Norteamericana, por proceso de ultra lenta expansión de la corteza oceánica del norte del Golfo de México.

El segundo periodo, es asociado a un margen continental volcánico, durante el cual se desarrolla en su totalidad la corteza oceánica del Golfo de México, con un incremento en la velocidad de expansión, emplazamiento de cuerpos intrusivos en la base de la corteza e inicia la rotación de la Península de Yucatán.

Las evidencias utilizadas en este trabajo para sugerir variaciones tectónicas durante la expansión de la corteza oceánica o dos periodos tectónicos de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, así como en las implicaciones para la evolución del margen continental son acordes con las evidencias reportadas por trabajos previos para norte del Golfo de México y norte de la Península de Yucatán. Por lo tanto, contribuyen en el avance del conocimiento del origen y evolución del Golfo de México, aunque aun se requiere el desarrollo de modelos tectónicos a lo largo del margen occidental de la Península de Yucatán.

6. Bibliografía

- Allen, P. A., Allen, J. R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. Oxford, United Kingdom: Willey-Blackwell.
- Alvey, A., Kusznir, N. J., Roberts, A. (2015). *Regional crustal structure of the Gulf of Mexico from gravity inversion*. [Presentación de paper]. AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, CO.
- Anderson, D. L. (2007). *New Theory of the Earth*. United Kingdom. Cambridge University Press.
- Becker, K., Franke, D., Trumbull, R., Schnabel, M., Heyde, I., Schreckengberger, B., Koopmann, H., Bauer, K., Jokat, W., Krawczyk, C. M. (2014). Asymmetry of high-velocity lower crust on the South Atlantic rifted margins and implications for the interplay of magmatism and tectonics in continental breakup. *Solid Earth*, 5(2), 1011-1026. doi: <https://doi.org/10.5194/se-5-1011-2014>
- Beutel, E., Filina, I. (2020). *New observations demand revisions of currently accepted tectonic models of the Gulf of Mexico*. [Presentación de paper]. AAPG Annual Convention & Exhibition.
- Bird, D. E., Hall, S. A., Casey, J. F. y Burke, K. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bulletin*, 89(3), 312-328. doi: <https://doi.org/10.1306/10280404026>
- Buffler, R. T., Sawyer, D. S. (1985). Distribution of Crust and Early History. Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 35, 333-334.
- Buffler, R. T., Schlager, W., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H., Magoon, L. B., McNulty, C. L., Patton, J. W., Premoli, S. I., Suarez, O. A., Testarmata, M. M., Tyson, R. V., Watkins, D. K., Kenneth, A. (1984). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 77 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger; Ft. Lauderdale, Florida to San Juan, Puerto Rico, December 1980-February 1981*. University, Ocean Drilling Program, College

- Station, TX, United States.
- Bugti, M. N. (2022). *Mesozoic Plate Reconstruction, Salt Tectonics, and Hydrocarbon Potential of the Western Gulf of Mexico basin*. [Master Thesis]. University of Houston.
- Chávez-Zambrano, L. Y. (2017). *Geometría y composición de la Corteza del sur del Golfo de México a partir del modelado magnético 2D*. [Tesis de Licenciatura]. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional.
- Christeson, G. L., Van Avendonk, H. J. A., Norton, I. O., Snedden, J. W., Eddy, D. R., Karner, G. D., Johnson, C. A. (2014). Deep crustal structure in the eastern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 6782-6801. doi: <https://doi.org/10.1002/2014JB011045>
- Chulick, G. S., Mooney, W. D. (2002). Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle of the North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (6), 2478-2492.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (2015). *Atlas Geológico del Golfo de México-Aguas Profundas Norte*. Comisión Nacional de Hidrocarburos.
- Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M. A., Sahabi, M., Malod, J., Rehault, J. P. (2004). The crustal of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data. *Geophysical Journal International*, 159(1), 117-128. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02391.x>
- Curry, M. E., Hudec, M. R., Peel, F. J., Fernandez, N., Apps, G., & Snedden, J. W. (2024). Structural restorations of the complete conjugate US-Mexico eastern Gulf of Mexico margin. *Tectonics*, 43(1), 1-25. doi: <https://doi.org/10.1029/2023TC007897>
- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P. (2005). Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophysical Journal International*, 160(3), 869-890. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x>
- Darbyshire, F. A., White, R. S., Priestley, K. F. (2000). Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(3), 409-428. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00206-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00206-5)
- Deighton, I. C., Winter, F., Chisari, D. (2017). *Recent high-resolution seismic, magnetic and gravity data throws new light on the early development of the Gulf of Mexico*. [Presentación de paper]. AAPG Annual Meeting Abstracts, Houston.
- Dick, H. J. B., Lin, J., Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426, 405-412. doi: <https://doi.org/10.1038/nature02128>
- Dick, H. J. B., Natland, J. H., Ildefonse, B. (2006). Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. *Oceanography*, 19(4), 72-80. doi: <https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.06>
- Dietze, F., Kontny, A. (2011). A study of rock magnetic properties of serpentinites from the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 51, 133-150.
- Dobson, L. M., Buffler, R. T. (1997). Seismic stratigraphy and geologic history of Jurassic rocks, northeastern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 81(1), 100-120. doi: <https://doi.org/10.1306/522B42A3-1727-11D7-8645000102C1865D>
- Eddy, D. R., Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., Karner, G. D., Johnson, C. A. y Snedden, J. W. (2014). Deep crustal structure of the northeastern Gulf of Mexico: Implications for rift evolution and seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 6802-6822.
- Eddy, D. R., Van Avendonk, H. J., Christeson, G. L., Norton, I. O. (2018). Structure and origin of the rifted margin of the northern Gulf of Mexico. *Geosphere*, 14 (4), 1804-1817. doi: <https://doi.org/10.1130/GES01662.1>
- Ervin, C. P., McGinnis, L. D. (1975). Reelfoot Rift: Reactivated Precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 86(9), 1287-1295. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<1287:RRRPTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1287:RRRPTT>2.0.CO;2)
- Eskamani, P. K. (2014). *Seafloor spreading in the eastern Gulf of Mexico: new evidence for marine magnetic anomalies*. [Master Thesis]. Colorado University.
- Ewing, M., Worzel, J. L., Ericson, D. B., Heezen, B. C. (1955). Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico, Part I. *Geophysics*, 20(1), 1-18. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1438120>
- Filina, I., Austin, J., Doré, T., Johnson, E., Minguez, D., Norton, I., Snedden, J., Stern, R. (2022). Opening of the Gulf of Mexico: What we know, what questions remain, and how we might answer them. *Tectonophysics*, 822, 229150. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229150>
- Filina, I., Beutel, E. (2021). Geological and geophysical constraints guide new tectonic reconstruction of the Gulf of Mexico. En: Çemen, I., Catlos, E. (Eds.), *Tectonic Processes: a Global View, Volume I*. (pp. 1-35), John Wiley & Sons Inc, Hoboken, NJ, USA.
- Filina, I., Liu, M., Beutel, E. (2020). Evidence of ridge propagation in the eastern Gulf of Mexico from integrated analysis of potential fields and seismic data. *Tectonophysics*, 775, 228307. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228307>
- Filina, I., Hartford, L. (2021). Subsurface structures along western Yucatan from integrated geophysical analysis. *Marine and Petroleum Geology*, 127, 104964. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104964>
- Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics: Second edition*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L. T., McDowell, F. W., Solorio-Munigua, J., Schmitter-Villada, E., de Cserna, Z. (1974). Nuevas aportaciones a la geocronología de la tectónica Oaxaqueña. *Boletín de la AMGP*, XXVI (4-6), 157-182.
- Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395-1408. doi: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>
- Hales, A. L., Helsley, C. E., Nation, J. B. (1970). Crustal Structure Study on Gulf Coast of Texas. *AAPG Bulletin*, 54(11), 2040-2057. doi: <https://doi.org/10.1306/B111707020402057>

- doi.org/10.1306/5D25CC6B-16C1-11D7-8645000102C1865D
- Harry, D. L., Londono, J., Huerta, A. (2003). Early Paleozoic transform-margin structure beneath the Mississippi coastal plain, southeast United States. *Geology*, 31(11), 969-972. doi: <https://doi.org/10.1130/G19787.1>
- Horn, B., Hartwig, A., Faw, J., Novianti, I., Goswami, A., McGrail, A. (2017). Refining exploration opportunities in Mexico. *GEOExPro*, 14, 64-69.
- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P., Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin*, 97(10), 1683-1710. doi: <https://doi.org/10.1306/04011312073>
- Hudec, M.R., Norton, I.O. (2019). Upper Jurassic structure and evolution of the Yucatán and Campeche subbasins, southern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 103(5), 1133-1151. doi: <https://doi.org/10.1306/11151817405>
- Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., Buffler, R. T. (1981). Crustal Structure in Gulf of Mexico from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data. *AAPG Bulletin*, 65(7), 1207-1229. doi: <https://doi.org/10.1306/03B5948B-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Ismael, M. (2014). *Tectonostratigraphic stages in the Mesozoic opening and subsidence of the Gulf of Mexico based on deep-penetration seismic reflection data in the salt-free eastern part of the basin*. [Master Thesis]. University of Houston, Texas.
- Izquierdo-Llavall, E., Ringenbach, J. C., Sapin, F., Rives, T., Callot J. P. (2022). Crustal structure and lateral variations in the Gulf of Mexico conjugate margins: From rifting to break-up. *Marine and Petroleum Geology*, 136, 105484. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105484>
- Jacobo, A. J. (1986). El basamento del distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 18(1), 6-24.
- Jacques, J. M. Price, A. D.; Bain, J. E., 2004. Digital integration of potential fields and geological datasets for plate tectonic and basin dynamic modelling-the first step towards identifying new play concepts in the Gulf of Mexico Basin. *The Leading Edge*, 23(4), 384-389. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1729229>
- Jarchow, C. M., Thompson, G. A. (1989). The Nature of the Mohorovičić Discontinuity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 475-506. doi: <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.002355>
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford, United Kingdom: Blackwell Science Ltd.
- Kern, H., Gao, S., Liu, Q.S. (1996). Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China Geoscience Transect. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(3-4), 439-455. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00240-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00240-D)
- Kneller, E. A., Johnson, C. A. (2011). Plate kinematics of the Gulf of Mexico based on integrated observations from the Central and South Atlantic. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 61, 283-300.
- Kocel, E. (2012). *An integrated geophysical study of the northern Gulf of Mexico*. [Master Thesis]. University of Houston.
- Labails, C., Olivet, J. L., The Dakhla study group (2009). Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B-The tectonic heritage. *Tectonophysics*, 468, 83-97. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.028>
- Ladd, J. W., Buffler, R. T., Watkins, J. S., Worzel, J. L., Carranza, A. (1976). Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology*, 4(6), 365-368. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<365:DSRRFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<365:DSRRFT>2.0.CO;2)
- Lau, K. W. H., Loudon, K. E., Funck, T., Tucholke, B. E., Holbrook, W. S., Hopper, J. R., Larsen, H. C. (2006). Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin Continental Margin-I. Results from a seismic refraction profile. *Geophysical Journal International*, 167(1), 127-156. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x>
- Lawrence, R. M., Gee, J. S., Hurst, S. D. (1997). Magnetic anisotropy in serpentinized peridotites from site 920: its origin and relationship to deformation fabrics. In Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., and Elthon, D. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (pp. 419-427).
- Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., Kisslinger, C. (2002). *International Handbook of Earthquakes and Engineering Seismology, Part A*. Elsevier
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3), 246-250. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<246:DFATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2)
- Liu, M., Filina, I., Mann, P. (2019). Crustal structure of Mesozoic rifting in the northeastern Gulf of Mexico from integration of seismic and potential fields data. *Interpretation* 7(4), T857-T867. doi: <https://doi.org/10.1190/INT-2018-0259.1>
- Liu, M. (2018). *Integrated Geophysical Analysis in the Northeastern Gulf of Mexico*. [Master Thesis]. University of Nebraska.
- López-Infanzón, M. (1986). Petrología y Radiometría de Rocas ígneas y Metamórficas. *Boletín de la AMGP*, XXXVIII(2), 59-98.
- López-Ramos, E. (1973). Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín de la AMGP*, XXV(1-3), 23-76.
- Lundin, E. R., Doré, A. G. (2017). The Gulf of Mexico and Canada Basin: genetic siblings on either side of North America. *GSA Today*, 27(1), 4-11.
- Maffione, M., Morris, A., Plümper, O. y Hinsberger, D. J. (2014). Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 923-944. doi: <https://doi.org/10.1002/2013GC004993>
- Mancini, E. A., Badalli, M., Pucket, T. M., Llinas, J. C., Parcell, W. C. (2001). *Mesozoic Carbonate Petroleum Systems in the Northeastern Gulf of Mexico Area*. [Sesión de conferencia]. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water

- Basins, Houston, Texas.
- Marton, G. L., 1995. *Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico*. [PhD Thesis]. University of Texas at Austin, Texas.
- Marton, G., Buffler R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, 36(6), 545-586. doi: <https://doi.org/10.1080/00206819409465475>
- Mickus, K. L., Keller, G. R. (1992). Lithospheric structure of the south-central United States. *Geology*, 20(4), 335-338. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0335:LSOTSC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0335:LSOTSC>2.3.CO;2)
- Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G. R., Anthony, E. Y. (2009). Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology*, 37(5), 387-390. doi: <https://doi.org/10.1130/G25465A.1>
- Miles, P. R., Verhoef, J., Macnab, R. (1996). Compilation of magnetic anomaly chart west of Iberia. *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results*. 149, 659-664.
- Minguez, D., Hensel, E., Johnson, E. A. E. (2020). A fresh look at Gulf of Mexico tectonics: Testing rotations and breakup mechanisms from the perspective of seismically constrained potential-fields modeling and plate kinematics. *Interpretation*, 8(4), SS31-SS45. doi: <http://dx.doi.org/10.1190/INT-2019-0256.1>
- Miranda-Madrigal, E. (2010). *Interpretación Geológica e Implicaciones Petroleras de un Sector del Golfo de México Profundo Alrededor de la Plataforma de Yucatán*. [Tesis Licenciatura] Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Miranda-Madrigal, E., Chávez-Cabello, G. (2020). Regional Geological Analysis of the Southern Deep Gulf of Mexico and Northern Yucatán Shelf. *Geological Society, London, Special Publications*, 504, 183-202. doi: <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-1>
- Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T. (2009). Crustal structure and evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*, 468(1-4), 224-243. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.003>
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., Takanami, T. (2007). Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Voring Plateau, NE Atlantic. *Journal of Geodynamics*, 43(3), 374-392. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.013>
- Mooney, W. D., Brocher, T. M. (1987). Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review. *Geophysical Journal International*, 89(1), 1-6. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04379.x>
- Mooney, W. D., Laske, G., Masters, G. (1998). Crust 5.1: A global crustal model at 5°x5°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103 (B1), 727-747. Doi: <https://doi.org/10.1029/97JB02122>
- Mooney, W. D., Meissner, R. (1992). Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, En C.C. D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay, (Eds.), *Continental Lower Crust* (pp. 45-79). Elsevier, Amsterdam.
- Muller, M. R., Robinson, C. J., Minshull, T. A., White, R. S., Bickle, M. J. (1997). Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwestern Indian Ridge? *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2), 93-107. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00030-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00030-7)
- Neves, M. C., Neves, R. G. M. (2009). Flexure and seismicity across the ocean continent transition in the Gulf of Cadiz. *Journal of Geodynamics*, 47(2-3), 119-129. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.07.002>
- Nguyen, L. C., Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation*, 4(1), SC23-SC33. doi: <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0110.1>
- North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG, 2002). *Magnetic Anomaly Map of North America: Processing, Compilation, and Geologic Applications of the New Digital Magnetic Anomaly Database and Map of North America*. U. S. Geological Survey. doi: <https://doi.org/10.3133/70211067>
- Nwafor, E. (2013). *Crustal structure of the Eastern Gulf of Mexico*. [Master Thesis]. The University of Alabama.
- O'Reilly, C. O., Keay, J., Birch-Hawkins, A., Bate, D., Halliday, J. (2017). Regional play types in the Mexican Offshore. *GEO ExPro*, 14, 36-45.
- Odegard, M. E. (2005). Passive Margin Development in the Atlantic and Gulf of Mexico with a Special Emphasis on Proto-Oceanic Crust. En A. Paul J. Post, Norman C. Rosen, Donald L. Olson, Stephen L. Palmes, Kevin T. Lyons, Geoffrey B. Newton. (Eds.), *Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins*, (pp. 1062-1090). SEPM Society for Sedimentary Geology. doi: <https://doi.org/10.5724/gcs.05.25.1062>
- Olivas, R. M. (1953). Influencia del Macizo de Teziutlan sobre los Sedimentos Mesozoicos y Terciarios, y Posibilidades petrolíferas de estos. *Boletín de la AMGP*, V(5-6), 167-176.
- Olsen, K. H. (2006). *Continental rifts evolution, structure, tectonics. Developments in Geotectonics*. Elsevier.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346-364.
- Ortiz, U. A. (2006). *Evolución Geológica-Estructural de la Región Arcabuz-Culebra, Oeste de la Cuenca de Burgos, Noreste de México*. [Tesis de Doctorado]. Instituto de Geología, UNAM.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42. doi: <https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a3>
- Padilla-Sánchez, R. J. (2016). Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of Mexico and the Gulf of Mexico. En A. Christopher M. Lowery, John W. Snedden, Norman C. Rosen (Eds.), *Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin*. SEPM Society for Sedimentary Geology. doi: <https://doi.org/10.5724/gcs.15.35.0273>
- Pantoja-Alor, J., Fries, C. Jr., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., Solotio-

- Munguia, J. (1974). Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. *Boletín de la AMGP*, XXVI(4-6), 205-223.
- Park, J., Morgan, J. K., Zelt, C. A., Okubo, P. G., Peters, L., Benesh, N. (2007). Comparative velocity structure of active Hawaiian volcanoes from 3-D onshore-offshore seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 500-516. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.008>
- Perry, H. K. C., Forte, A. M., Eaton, D. W. S. (2003). Upper-mantle thermochemical structure below North America from seismic-geodynamic flow models. *Geophysical Journal International*, 154(2), 279-299. Doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01961.x>
- Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R., Reston, T. J. (1996). Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, 24(12), 1079-1082. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2)
- Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39. Doi: <https://doi.org/10.1029/TC004i001p00001>
- Pindell, J. L., Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of London, Special Publication*, 328, 1-55. doi: <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Pindell, J., Graham, R., Horn, B. (2014). Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin Research*, 26(6), 701-725. doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12059>
- Pindell, J., Miranda, C. E., Cerón, A., Hernandez, L. (2016). Aeromagnetic map constrains Jurassic-Early cretaceous synrift, break up, and rotational seafloor spreading history in the Gulf of Mexico. En A. Christopher M. Lowery, John W. Snedden, Norman C. Rosen (Eds.), *Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin*. SEPM Society for Sedimentary Geology. doi: <https://doi.org/10.5724/gcs.15.35.0123>
- Pindell, J., Radovich, B., Horn, B. (2011). Western Florida: A New Exploration Frontier in the Eastern Gulf of Mexico. *GEOExPRO*.
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., Weber, B. (2020). A Revised Synthesis of the Rift and Drift History of the Gulf of Mexico and Surrounding Regions in the Light of Improved Age Dating of the Middle Jurassic Salt. *Geological Society of London, Special Publications*, 504, 29-76. doi: <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-4>
- Pompa, M. V. (2009). *Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México*. [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Rocha-Esquinca, D. O., Caraveo-Miranda, C. A., Méndez-Hernández, E., Hernández-Flores, E. R. (2013). Los métodos potenciales como evidencia geofísica de la evolución tectónica del norte del Golfo de México. *Ingeniería Petrolera*, 53(2), 89-100.
- Román-Ramos, J. R., Salomón-Mora, L. E., Rosas-Lara, C., Cruz-Mercado, M., Biegert, E., Sánchez, F. y Bartsch, E. (2010). Modelado geológico del basamento, sureste del Golfo de México. *Ingeniería Petrolera, AIPM*, L(3), 54-64.
- Román-Ramos, J. R.; Cruz-Mercado, M. A.; Salomón Mora, L. E.; Rosas-Lara, C.; Sánchez-Ferrer, F.; Biegert, E.; Bartsch, E (2008). Continental-oceanic boundary deep structure in a shear margin: Western main transform, offshore Veracruz, Southern Gulf of Mexico, En C.C. Bartolini and J. R. Román Ramos (Eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico* (pp.409-420). AAPG Special Volumes.
- Romanyuk, T., Mooney, W. D., Detweiler, S. (2007). Two lithospheric profiles across southern California derived from gravity and seismic data. *Journal of Geodynamics*, 43(2), 274-307. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.011>
- Rosales-Rodríguez, J., Bandy, W. L. y Centeno-García E. (2014). Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 190-202.
- Rowan, M. G. (2014). Passive-margin salt basins: Hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. *Basin Research*, 26(1), 154-182. doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12043>
- Rueda-Gaxiola, J. (1998). El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 78-86.
- Rueda-Gaxiola, J. (2004). A triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep petroleum exploration. *Geofísica Internacional*, 43(3), 395-414. Doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2004.43.3.966>
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En A. Amos Salvador (Ed.), *The Geology of North America* (pp. 389-444). Geological Society of America.
- Sánchez, L. R. (1961). Aplicación de la paleogeografía a la búsqueda de yacimientos petrolíferos en el área Misantla-Ebano-Pánuco: *Boletín de la AMGP*, XIII(11-12), 361-376.
- Sandoval-Ochoa, J. H., Aguayo-Camargo, J. E., Gutiérrez-Estrada M. A., Araujo-Mendieta, J. (1999). Relaciones Tectónicas en la Margen Continental al sur del Golfo de México y Cinemática del Manto: Morfología-Basamento-Bloques Corticales sobre la Placa. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 49, 17-28.
- Saunders, M., Geiger, L., Rodriguez, K., Hargreaves, P. (2016). *The Delin-eation of Pre-Salt License Blocks in the Deep Offshore Campeche-Yucatan Basin*. [Sesión de conferencia]. AAPG 2016 Annual Convention and Exhibition, Calgary, Alberta, Canada.
- Sawyer, D. S., Buffler, R. T., Pilger Jr., R. H. (1991). The crust under the Gulf of Mexico Basin. En A. Amos Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin*. (pp. 53-72). Geological Society of America. doi: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-I.53>
- Schouten, H., Klitgord K. D. (1994). Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 22, 507-510. doi: <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Shaub, F. J., Buffler, R. T., Parsons, J. G. (1984). Seismic Stratigraphic

- Framework of Deep Central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin*, 68(11), 1790-1802. doi: <https://doi.org/10.1306/AD4619A3-16F7-11D7-8645000102C1865D>
- Sorokin, M. Y., Zamansky, Y. Y., Langinen, A. Y., Kackson, H. R., Manab, R. (1999). Crustal structure of the Makarov Basin, Arctic Ocean determined by seismic refraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2), 187-199. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00049-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00049-7)
- Steier, A., Mann, P. (2019). Late Mesozoic gravity sliding and Oxfordian hydrocarbon reservoir potential of the northern Yucatan margin. *Marine and Petroleum Geology*. 103, 681-701. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.001>
- Stern, R. J., Anthony, E. Y., Ren, M., Lock, B. E., Norton, I., Kimura, J. I., Miyazaki, T.; Hanyu, T.; Chang, Q., Hirahara, Y. (2011). Southern Louisiana salt dome xenoliths: First glimpse of Jurassic (ca. 160 Ma) Gulf of Mexico crust. *Geology*, 39(4), 315-318. doi: <https://doi.org/10.1130/G31635.1>
- Storey, M. L. (2020). *Tectonic Setting, Structure, and Seismic Stratigraphy of the Apalachicola Rift and its Overlying Sag Basin in the Northeastern Gulf of Mexico*. [Master Thesis], University of Houston.
- Van Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., Eddy, D. R. (2015). Continental rifting and sediment infill in the northwestern Gulf of Mexico. *Geology*, 43(7), 631-634. doi: <https://doi.org/10.1130/G36798.1>
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125. doi: <https://doi.org/10.1139/e85-009>
- Williams-Rojas, C. T., Reyes-Tovar, E., Miranda-Peralta, L., Reyna-Martinez, G., Cardenas-Alvarado, A., Maldonado-Villalon, R., Muñoz-Bocanegra, V., Lora de la Fuente, C., (2011). Hydrocarbon Potential of the Deepwater Portion of the “Salina del Istmo” Province. Southeastern Gulf of Mexico, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 62, 641-644.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer Dordrecht. doi: <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winker, C. D., Buffler, R. T. (1988). Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *AAPG Bulletin*, 72(3), 318-346. doi: <https://doi.org/10.1306/703C8C22-1707-11D7-8645000102C1865D>
- Woods, R. D., Salvador, A., Miles, A. E. (1991). Pre-Triassic. En A. Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 109-129). Geological Society of America. doi: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.109>
- Worzel, J. L., Bryant, W., Beall, A. O. Jr., Capo, R., Dickinson, K., Foreman, H. P., Laury, R., McNeely, B. W., Smith, L. A. (1970). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project; covering Leg 10 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Galveston, Texas to Miami, Florida*. University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.
- Zinecker, M. P. (2020). *Structural and Stratigraphic Evolution of Three Mesozoic, Rifted-Passive Margins: Guinea Plateau, Demerara Rise, and the Southeastern Gulf of Mexico*. [Master Thesis], University of Houston.

Anexo 1. Litología y edades de las rocas del basamento continental en el margen del Golfo de México.

Localidad/pozo	Estado	Litología	Edad (MA)	Referencia
Margen noreste del Golfo de México				
Pozo Amoco-Saga No. 1	Límite sur de los esta- dos Misisipí y Alabama, E. U.	Granito	Pérmico (272±10)	Woods <i>et al.</i> , 1991
Alto Wiggins	Misisipí, E. U.	Granodiorita	Precámbrico (709±25)	Winker y Buffler, 1988;
Oeste de Florida, suroeste de Georgia y plataforma oeste de Florida	Granito	Cámbrico	Woods <i>et al.</i> , 1991; Marton, 1995	Woods <i>et al.</i> , 1991
Pozo Charlotte Harbor-672 y 625	Oeste de la Plataforma de Florida	Riolita	Ordovícico	Marton, 1995
Pozo Texaco-100-1			Carbonífero (Misisípico)	
Pozo Tenneco's 672			Carbonífero (Pensilvánico, 316±11)	
Margen oeste del Golfo de México				
Acatita-Delicias	Coahuila	Granodiorita	Pérmico medio-superior (256±21 y 266±20 Ma)	Lopez-Infanzón, 1986
Altotonga	Veracruz	Granodiorita	Triásico inferior y Pérmico superior (246±7 y 252±20)	
Sur de la Cuenca de Burgos y Cuenca Tampi- co-Misantla	Granito		Pérmico-Triásico	Sánchez, 1961; Marton, 1995; Ortiz, 2006
Poza Rica	Veracruz	Granito	Triásico superior-Pérmico infe- rior 223±18 y 276±22	Jacobo, 1986
Pozo Cupelado-1			Triásico superior (208±10)	
Cuenca Tampico-Misantla	Granodiorita		Pérmico superior a Triásico in- ferior-medio (241±20, 264±21)	Sánchez, 1961; Jacobo, 1986; Lopez-Infanzón, 1986
Margen sur y sureste del Golfo de México				
Pozos Cobo-301 y Quintana Roo-1	Tabasco y Quintana Roo	Intrusivos graníticos	Pérmico inferior (285)	Lopez-Infanzón, 1986
Macizo de Chiapas			Triásico medio-superior (219 y 242)	Olivas, 1953; Fries <i>et al.</i> , 1974; Pantoja-Alor <i>et al.</i> , 1974; López Infanzón 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009
			Ordovícico y Pérmico-Triásico	
Subsuelo y afloramientos de Belice		Granito/granodiorita	Ordovícico y Pérmico-Triásico	Lopez-Ramos, 1973; Woods <i>et al.</i> , 1991; Mar- ton, 1995
Pozo Yucatán-1		Riolitas	Devónico inferior (410)	Lopez-Ramos, 1973

Análisis mediante estadística no extensiva del terremoto de Pedernales, Ecuador 2016

Daniel Andrés Barahona Cárdenas¹  y José Sebastián Araujo Soria² 

Abstract

On April 16, 2016, a magnitude 7.8 earthquake occurred in Ecuador, causing enormous human and material losses, and leaving thousands of people injured and displaced. This seismic event is part of a series of earthquakes in the province of Manabí in the coastal region of Ecuador, where the subduction of the Nazca plate under the South American plate occurs. We propose to study this set of earthquakes from the perspective of non-extensive statistical mechanics using the entropy concept proposed by Tsallis in (Tsallis, 2009). We developed the calculation of the complexity coefficient q for the magnitude of earthquakes, a parameter that quantifies the value of complexity of a system, and applied it to the earthquake catalog in the high seismic coupling zone of Manabí-Esmeraldas in the subduction zone of Ecuador. The results show a relationship between changes in the complexity coefficient q over time and the occurrence of earthquakes of great magnitude $M > 5$. The earthquake of April 16, 2016, is accompanied by a previous increase in the value of q , which coincides with other previous studies such as in (Papadakis *et al.*, 2015).

Key words: Earthquake, Manabí, complexity, non-extensivity, entropy.

Resumen

El 16 de abril de 2016 ocurrió un terremoto en Ecuador de magnitud 7.8 el cual causó enormes pérdidas humanas y materiales, y miles de personas heridas y desplazadas. Este evento sísmico forma parte de un conjunto de sismos en la provincia de Manabí en la región costera de Ecuador donde se produce la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Proponemos estudiar este conjunto de sismos desde la perspectiva de la mecánica estadística no extensiva utilizando el concepto de entropía propuesta por Tsallis en (Tsallis, 2009). Desarrollamos el cálculo del coeficiente de complejidad q para la magnitud de los sismos, parámetro que cuantifica el valor de complejidad de un sistema, y lo aplicamos al catálogo de terremotos en la zona de alto acoplamiento sísmico de Manabí-Esmeraldas en la zona de subducción de Ecuador. Los resultados muestran una relación entre los cambios en el coeficiente de complejidad q a través del tiempo y la ocurrencia de sismos de gran magnitud $M > 5$. El terremoto del 16 de abril de 2016 acompaña un previo incremento en el valor de q el cual coincide con otros estudios anteriores como en (Papadakis *et al.*, 2015).

Palabras clave: Terremoto, Manabí, complejidad, no extensividad, entropía.

Received: January 6, 2024; Accepted: June 3, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta

* Corresponding author: Daniel Andrés Barahona Cárdenas, daniel.barahona@est.ikiam.edu.ec.

¹ Universidad Regional Amazónica Ikiam. Grupo de Geofísica y Geotecnia. Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua, Tena, Ecuador.

² Universidad Regional Amazónica Ikiam. Grupo de Geofísica y Geotecnia. Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua, Tena, Ecuador.

Daniel Andrés Barahona Cárdenas, José Sebastián Araujo Soria

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1773>

1. Introducción

El 16 de abril del año 2016 a las 23:58 GMT, 18:59 hora local, se produjo un terremoto de 17.4 km de profundidad en la provincia de Manabí, Ecuador. El epicentro del sismo ocurrió aproximadamente a 27 km de las ciudades de Pedernales y Muisne, con una magnitud registrada de $M_w = 7.8$. Posterior al terremoto se contabilizaron 661 personas fallecidas, 6274 heridos y 28,678 desplazados sin contar con el aumento de estas cifras debido a las réplicas (Goretti *et al.*, 2017).

El catálogo sísmico del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG) está constituido por los sismos con registro instrumental en la zona de Ecuador desde el inicio del siglo XX. Se suman además los datos de los sismos históricos desde el año 1587. Para los sismos de magnitud menor a $M = 4.5$ y mayor a $M = 3.5$ el periodo de completitud comienza en 1997 (Beauval *et al.*, 2013). La completitud para las magnitudes hasta $M = 3.0$ se alcanzó en el 2008 (Alvarado *et al.*, 2018).

Desde la instalación del sistema SeisComP3 el IG reporta magnitudes de momento sísmico (Alvarado *et al.*, 2018). Los eventos previos a la instalación de este sistema han sido homogenizados para tener todo el catálogo en magnitud de momento (Beauval *et al.*, 2013).

El catálogo del IG contiene la totalidad de los sismos localizados incluyendo precursores y réplicas. Se registran todos los eventos de las diversas fuentes sísmicas que existen en Ecuador: corticales, interfase o intraslab. En el Ecuador las fuentes más profundas de sismos en el slab están a 250 km. El terremoto de Manabí forma parte del catálogo de sismos homogeneizado. Los 14,474 datos del catálogo tomados desde julio de 1901 hasta noviembre de 2021 (Figura 1) muestran la función de potencia entre la frecuencia y la magnitud según la ley Gutenberg-Richter (GR), Figura (3 a y 3 b), que permite calcular la probabilidad de amenaza sísmica (Lee, 2002).

$$\log N(>m) = a - bm \quad (1)$$

Donde N es el número total de terremotos que exceden la magnitud m normalizado por el lapso de tiempo total cubierto por el catálogo de terremotos. Los valores a y b son constantes empíricas positivas específicas, que varían dependiendo de cada región (da Silva, 2021). En la Figura 1 se muestra la distribución de eventos sísmicos registrados en la zona alrededor de Manabí, influenciada por el terremoto de Pedernales. Se destacan los sismos de magnitud mayor a $M = 5$, así como la ubicación de la provincia de Manabí y los cantones Pedernales, Jama y Sucre. Además, se indica la posición del terremoto ocurrido el 16 de abril de 2016.

La ley GR es la base para el cálculo de la amenaza sísmica en una región. El aporte de la complejidad mediante a esta ley

se observa en las magnitudes menores a $M = 4$ ya que para magnitudes mayores el ajuste se aproxima bastante a la clásica recta de la ley GR. Para el cálculo del peligro sísmico en Ecuador se toman los eventos con magnitud mayor a $M = 4$ (Beauval, 2013). Pero estructuras civiles más sensibles requieren incluir magnitudes menores en el análisis y esto es posible mediante el ajuste basado en los sistemas complejos.

En nuestro artículo no llegamos a un análisis probabilista de peligro sísmico. Sin embargo, existen evidencias que la aplicación de la estadística no extensiva al análisis de peligrosidad en la región de Teherán en Irán, incrementan los valores de la peligrosidad sísmica respecto a los cálculos clásicos (Motaghed *et al.*, 2023).

La ley GR únicamente toma en cuenta la frecuencia de los sismos y la magnitud de momento sísmico obtenida de los equipos de medición, más no el mecanismo físico que genera los terremotos.

El modelo de interacción fragmento aspereza planteado por Sotolongo-Costa y Posadas (2004) modifica esta ley GR al considerar el movimiento de los bloques que conforman la falla y las asperezas presentes entre los bloques como un sistema complejo (Araujo, 2017).

En la Figura 2 hemos representado la dinámica compleja de la placa de Nazca. La placa oceánica entra en subducción debajo de la placa Sudamericana y su movimiento se bloquea debido a numerosas asperezas de varios tamaños. Estas asperezas forman un sistema complejo debido a que todas interaccionan entre sí ya que la ruptura de alguna de ellas afecta en mayor o menor grado a los esfuerzos tectónicos sobre las demás. Cuando una aspereza se rompe se genera un sismo y la magnitud del terremoto está condicionada por las dimensiones lineales de la aspereza. Hay muchas más asperezas pequeñas que grandes por lo que la distribución de las magnitudes de los sismos va a seguir una ley de potencia. La hipótesis fundamental de la aplicación de la estadística no extensiva de Tsallis a los terremotos es que las asperezas forman un sistema complejo (Sotolongo-Costa & Posadas, 2004).

Hay que advertir que, si bien hemos representado en la Figura 2 las asperezas de la zona de interfase entre las placas, el sistema complejo que estudiamos incluye también todas las fallas en la corteza que también tienen su propia estructura compleja. El análisis estadístico no extensivo en zonas de subducción permite por lo tanto tener en cuenta toda la variedad de mecanismos mediante los cuales se producen los movimientos sísmicos.

Este tipo de sistemas se caracterizan por presentar correlaciones de largo rango tanto en el espacio como en el tiempo, procesos no Markovianos, es decir que tienen memoria a largo plazo, ruidos aditivos y multiplicativos en sus ecuaciones mesoscópicas tipo Langevin, caos débil con exponentes de Lyapunov que tienden a cero, geometría multifractal, largo rango de interac-

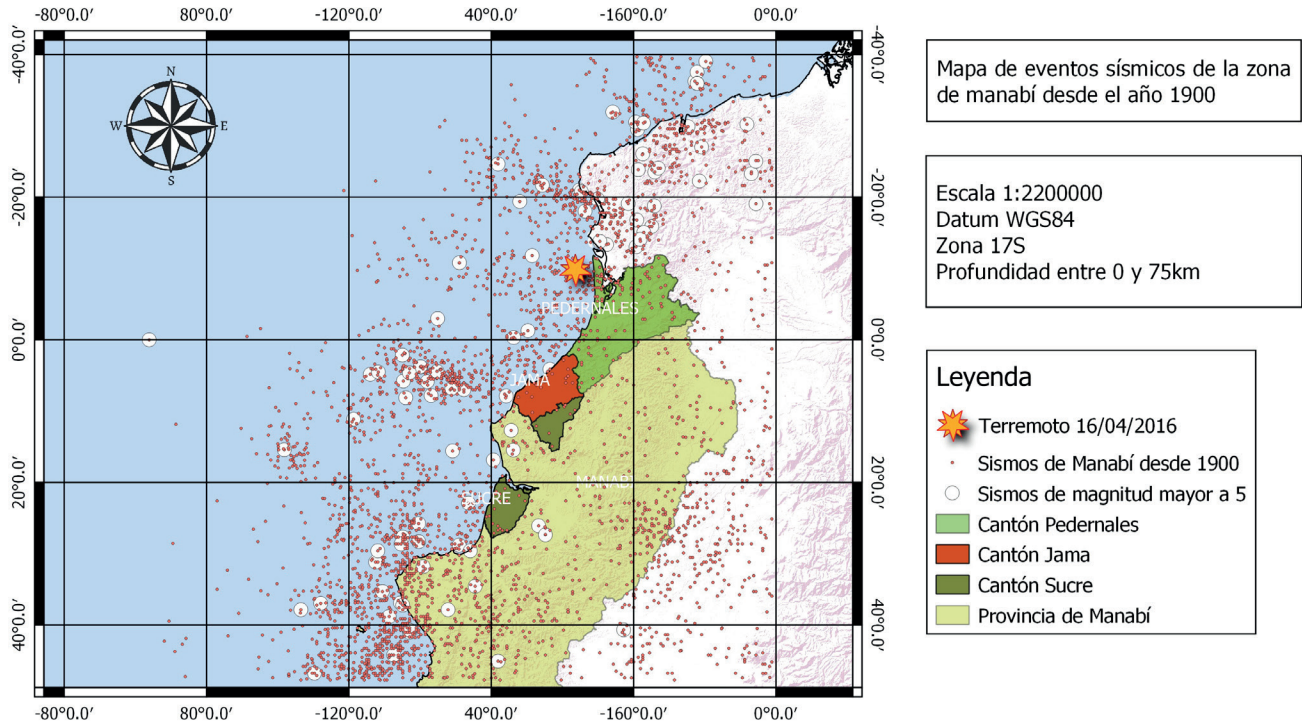


Figura 1. Eventos sísmicos registrados en la zona alrededor de Manabí cerca de los cantones Pedernales, Jama y Sucre, influenciada por el terremoto de Pedernales de 2016.

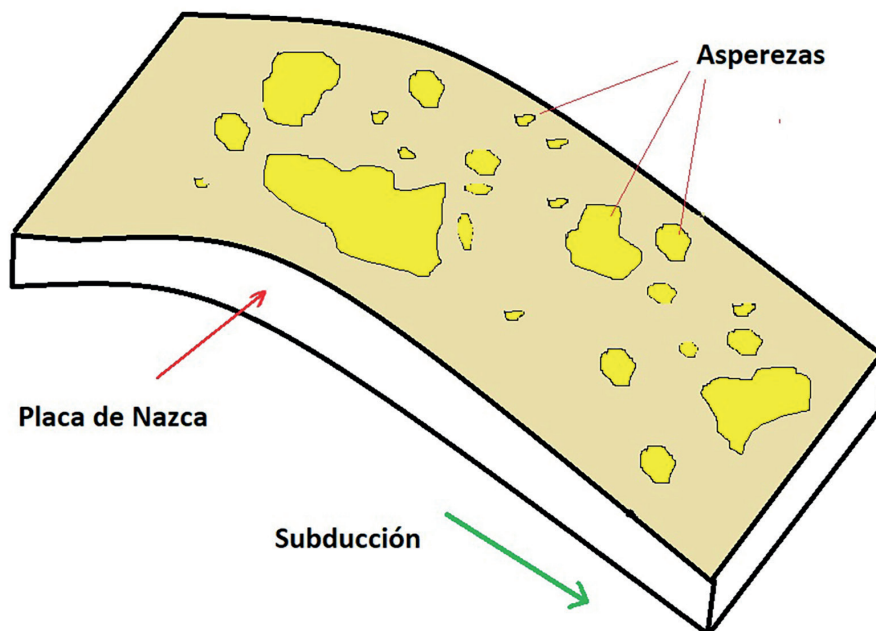


Figura 2. Bosquejo de la placa de Nazca que entra en subducción debajo de la placa Sudamericana. El movimiento de la placa está bloqueado por asperezas de diversos tamaños que interaccionan todas entre sí siguiendo la dinámica de un sistema complejo. La ruptura de las asperezas origina los sismos.

ción en sistemas de muchos cuerpos, ecuaciones mesoscópicas de Fokker-Planck no lineales y/o no homogéneas (Soria, 2018). Por esta razón la introducción de la mecánica estadística no extensiva se muestra como una solución ad hoc para brindar un sustento teórico a la ley GR.

Otra de las diferencias entre el ajuste GR y el de sistemas complejos es que para efectuar el primero se requiere eliminar las réplicas ya que en principio se toman todos los sismos como independientes. Desde los sistemas complejos en cambio la hipótesis de partida es precisamente la contraria: todos los sismos forman un único sistema y están todos interrelacionados entre sí. No tendría por lo tanto sentido hacer un análisis mediante la entropía de Tsallis de los sismos sin sus réplicas.

En el caso de existir una brecha sísmica en la zona de estudio se manifestaría por una falta de actividad sísmica magnitud mayor a 5 o 6. Los sismos de magnitud menor a 5 o 4 sin embargo, si registran en el catálogo y por lo tanto incorporan a la zona de brecha sísmica al sistema complejo analizado.

Hay que recordar que para escoger nuestra área de estudio hemos partido del hecho que toda la región forma un único sistema tectónico (Nocquet *et al.*, 2017). Un análisis a una menor escala solo considerando los sismos de interfase entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, no es posible por el momento ya que si bien hay avances en el conocimiento de la interfase entre las placas usando tomografía sísmica (Lynner *et al.*, 2019), no se tienen todavía estudios de este tipo al norte de la posición del terremoto de Pedernales.

De acuerdo con el formalismo no extensivo, se sustituye la entropía de Boltzmann por la entropía no aditiva S_q propuesta por Tsallis en (Tsallis, 2009), dada por

$$S_q = k \sum_{i=1}^W p_i \ln_q \frac{1}{p_i} \quad (2)$$

Donde W es el número total de configuraciones, p en este caso es la probabilidad de encontrar un fragmento de superficie relativa σ , y k es la constante de Boltzmann. La función logaritmo q introducida en la entropía no aditiva es una modificación de la función logaritmo en la que el valor de q modifica la curva de la función (Tsallis, 2009).

$$\ln_q x = \frac{x^{1-q} - 1}{1 - q} \quad (3)$$

De acuerdo con (Vallianatos *et al.*, 2016), la entropía de Tsallis es una generalización de la entropía de Boltzmann para casos en los que $q = 1$.

$$S = -k \sum_{i=1}^W p_i \ln p_i \quad (4)$$

A partir de la entropía de Tsallis, en su forma continua representada por

$$S_q = k \frac{1 - \int p^q(\sigma) d\sigma}{q - 1} \quad (5)$$

Donde k es una constante positiva que en el caso de la termodinámica estadística es igual a la constante de Boltzmann y para la teoría de la información es igual a 1. La variable continua σ representa a todos los microestados que recorre el sistema cada uno de los cuales tiene probabilidad $p(\sigma)$. El parámetro q representa la complejidad del sistema y es igual a uno si la complejidad es nula.

A partir de la ecuación (5) se obtiene la función de distribución de probabilidad utilizando el principio de máxima entropía sujeta a 2 restricciones (Sotolongo-Costa & Posadas, 2004). La primera restricción corresponde a la normalización de la función de probabilidad expresada mediante:

$$\int_0^\infty p(\sigma) d\sigma = 1 \quad (6)$$

En la que $p(\sigma)$ representa la función de probabilidad y la suma continua de las probabilidades de todos los micro estados es igual a 1. La segunda restricción se relaciona con el valor medio- q de la función de probabilidad, representado de forma continua mediante:

$$\int_0^\infty \sigma p^q(\sigma) d\sigma = \langle \sigma \rangle_q \quad (7)$$

En este caso se observa una modificación al valor medio para casos en los que q es diferente de 1. Tomando en cuenta la proporcionalidad entre la energía sísmica liberada y la magnitud del momento sísmico se obtiene una versión modificada para la ley GR en la que también se presenta el parámetro q (Sotolongo-Costa & Posadas, 2004):

$$\log(N(>m)) = \log N + \left(\frac{2-q}{1-q} \right) \log [1 + a(q-1)(2-q)^{\frac{1-q}{q-2}} 10^{2m}] \quad (8)$$

El mecanismo físico de la generación de terremotos aún no ha sido desarrollado por completo por lo que aún no es posible hacer predicciones certeras (Vallianatos *et al.*, 2016). El parámetro de complejidad q obtenido a partir del modelo fragmento aspereza aplicado al estudio de terremotos representa una medida de complejidad y estabilidad sísmica (Posadas & Sotolongo-Costa, 2023), y ha sido calculado para algunas regiones sísmicas. El catálogo de Ecuador presenta un valor de $q=1.74$ para sismos de profundidad intermedia, entre 75 km y 300 km, $q=1.72$ para los sismos superficiales menor a 75 km y $q=1.71$ para la totalidad del catálogo de sismos del Ecuador (Araujo, 2017). Un resultado análogo se obtiene para el catálogo de sismos de Panamá, con un valor de $q=1.69$ (Samudio *et al.*, 2015). Para el catálogo sísmico de Japón se realizó una evaluación de la evolución temporal de este parámetro en fechas cercanas al terremoto de Kobe de 1995 y se interpretó el valor de q como un indicador de estabilidad de esta zona (Papadakis *et al.*, 2015).

El modelo fragmento aspereza se aplica con éxito al catálogo sísmico del Ecuador donde la sismicidad se produce mediante la deformación cortical ocasionada por la subducción oblicua. Esta subducción se produce con una velocidad aproximada de 58 mm/yr (Gailler *et al.*, 2007). La dinámica entre las 2 placas produce sismos de subducción y terremotos corticales de magnitud mayores a 5 y hasta $M=8.5$ (Gailler *et al.*, 2007).

En este estudio se examina el posible cambio del parámetro q en relación al tiempo para los precursores y réplicas del terremoto de Pedernales, y evaluar si existen cambios abruptos al presentarse sismos de gran magnitud $M \sim 7$. El análisis se lleva a cabo para los periodos anterior y posterior al terremoto del 16 de abril de 2016, sin embargo, para el cálculo se utiliza el catálogo sísmico total delimitado para la zona de influencia cercana a la provincia de Manabí.

2. Datos y cálculo del conjunto de parámetros

Los datos empleados para este estudio corresponden al subconjunto del catálogo de sismos correspondiente a la zona de mayor influencia para el terremoto de Manabí. El análisis se realiza para 3609 sismos corticales superficiales de profundidad máxima de 75 km. La ubicación de este enjambre de sismos se encuentra entre latitud máxima de 1.25° , latitud mínima -1.5° , longitud máxima -79.25° y longitud mínima de -82.0° , de acuerdo a la ruptura de un segmento de 100 km y deslizamiento sísmico expuesto en (Nocquet *et al.*, 2017). La Figura 1, la cual muestra los sismos con magnitud mayor o igual a $M=5$ en la zona de estudio. No podemos analizar el cambio del parámetro q únicamente para estos sismos debido a que el parámetro solo tiene sentido desde la física estadística y necesitaríamos un gran

número de estos eventos para alcanzar un análisis significativo.

El parámetro q se obtiene a partir de la ecuación (8) mediante la resolución del problema inverso por mínimos cuadrados no lineales desde una perspectiva Bayesiana. Esto se aplica para casos en los que se obtiene información sobre los valores de algunas cantidades medidas, y se busca emplear una relación teórica para obtener información sobre los valores del conjunto de parámetros (Tarantola & Valette, 1982).

El problema directo $d=g(p)$, donde d son los datos medidos y p es un vector que contiene los parámetros se resuelve a través de la convergencia del siguiente algoritmo (Tarantola & Valette, 1982).

$$\hat{p}_{k+1} = p_0 + C_{p_0 p_0} G_k^T (C_{d_0 d_0} + G_k^T)^{-1} [d_0 - g(\hat{p}_k + G_k(\hat{p}_k - p_0))] \quad (9)$$

En donde $C_{p_0 p_0}$ y $C_{d_0 d_0}$ son matrices de covarianza, G es la matriz de derivadas parciales y G^T es su matriz transpuesta.

$$G^{ia} = \frac{\partial g^i}{\partial p^a} \quad (10)$$

La separación geográfica del catálogo sísmico se realizó en el lenguaje Fortran 90 y la resolución del problema inverso se modeló a través del programa Matlab. Para obtener la evolución temporal del coeficiente de complejidad, se calculó q para cada mes utilizando todas las magnitudes previas en una secuencia que se extiende hasta completar el catálogo. Por último, también se obtuvo el ajuste con la relación GR modificada y el histograma de frecuencia-magnitud para el conjunto de datos correspondientes a la zona delimitada de Manabí.

3. Resultados y Discusión

Se obtuvo el ajuste de los valores de magnitud vs el logaritmo del número de eventos y el histograma de frecuencia-magnitud utilizando la ecuación (8) para todo el catálogo de la provincia de Manabí desde el año 1900. Analizando el catálogo total se observa un rango amplio de los eventos sísmicos, con una mayor presencia de los sismos de menor magnitud $M < 4$.

El ancho de las clases en los histogramas se calcula como la diferencia entre las magnitudes máxima y mínima divididas para un valor constante. Nuestro conjunto de datos tiene un número de eventos del orden de los miles por lo que el valor de la constante es 15.

El valor de q obtenido para la sección del catálogo total correspondiente a Manabí es $q = 1.71$. El valor de q calculado utilizando los precursores, que constan de 2674 datos de magnitud de momento sísmico, desde el primer dato registrado el 31 de enero de 1906 hasta el terremoto de Manabí, es de $q = 1.7584$. Por otro lado, en el caso de las réplicas, que comprenden 935 datos posteriores al terremoto del 16 de abril, se observa un valor de $q = 1.687$. También se obtuvo el ajuste GR modificado para los precursores y las réplicas y las gráficas frecuencia vs magnitud.

Tomando un intervalo de día a día de forma acumulativa para el cálculo de cada valor de q (Figura 4) se observan 3 cambios de pendiente importantes, uno en el 2016 correspondiente a la fecha del terremoto, otro cambio menor cercano al año 2010, y otro en el año 2005. Los cambios de pendiente se toman desde el año 1995 debido a que la insuficiencia de datos previos a esta fecha no permite la realización del estudio estadístico. La información digital de la RENSIG está disponible a partir de 1988, pero la cantidad de datos comienza a ser significativa desde

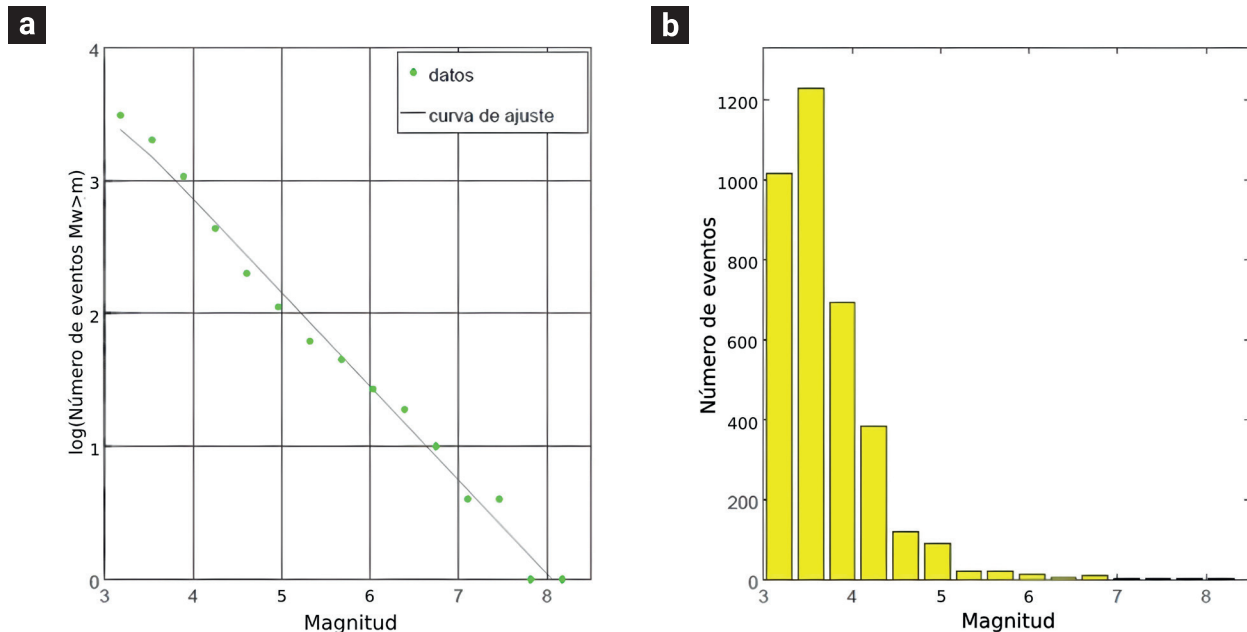


Figura 3 a. Se muestra el ajuste modificado GR utilizando los datos del catálogo sísmico del IG para la zona alrededor de Manabí. **Figura b.** Histograma de frecuencias que muestra la magnitud del momento sísmico vs el número de eventos para la zona alrededor de Manabí.

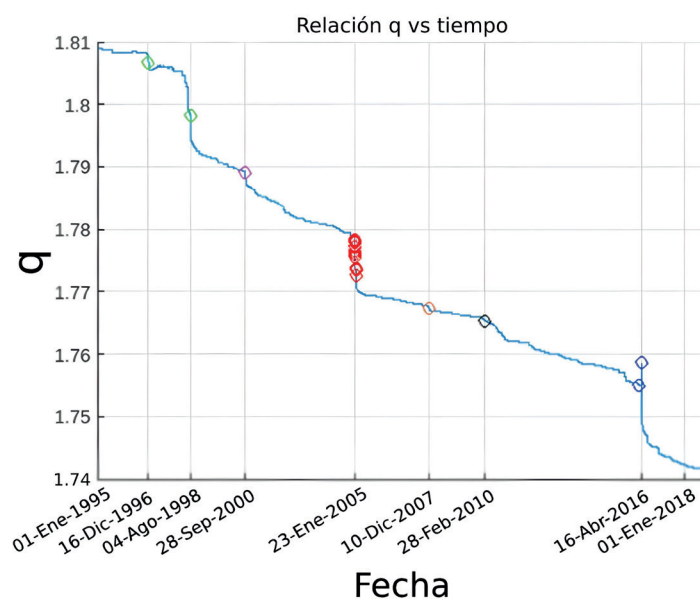


Figura 4. Evolución temporal de q desde 01-Enero-1995 hasta 01-Enero-2018 y los importantes cambios de pendiente.

el año 1995. Aun así, para el cálculo del parámetro q se toman todos los datos previos desde el año 1900.

En la gráfica (Figura 4) se observa un cambio de pendiente el 16 de diciembre de 1996 asociado a un sismo de magnitud $M = 5.5$ mar adentro, cerca de la orilla entre los cantones Jama y Sucre, provincia de Manabí longitud: -80.80° , latitud: -0.12° , otro cambio se produce el 4 de agosto de 1998 debido a un sismo de magnitud de $M = 7.1$ en las coordenadas longitud: -80.66° , latitud: -0.49° , se muestra también un cambio de pendiente el 28 de septiembre del 2000 por un sismo de magnitud $M = 6.4$. En enero del 2005 se presenta un cambio de pendiente aún más pronunciado que coincide con un enjambre de sismos de magnitudes entre 5 y 6 cerca de las costas de los cantones Montecristi, Manta, Jipijapa y Puerto López en la provincia de Manabí. El 10 de diciembre del 2007 hay un cambio de pendiente correspondiente a un sismo de magnitud $M = 5.1$, y el 28 de febrero de 2010 se muestra un ligero cambio de pendiente en relación a un sismo de magnitud $M = 5.2$. La ubicación de los sismos registrados, así como la fecha de ocurrencia se obtienen a partir del catálogo de sismos. El momento más significativo corresponde al terremoto del 16 de abril de 2016 que muestra un incremento del valor de q asociado al mismo terremoto, tal como se observa en la Figura 4. Este incremento representa una recarga del sistema y un aumento instantáneo de complejidad, sin embargo, luego de este sismo el valor de q continúa descendiendo.

Esta observación de incremento de q coincide con estudios realizados para el terremoto de Kobe de 1995 analizados en (Papadakis *et al.*, 2015) y los datos sísmicos del terremoto de

L'Aquila estudiados en (Telesca, 2010) donde se observa un incremento de la complejidad antes de originarse estos sismos.

Las Figuras 6 a, 6 b, 6 c y 6 d muestran la relación frecuencia-magnitud y el ajuste utilizando la ecuación (8) para los sismos previos y posteriores al terremoto de Pedernales. Se observa una reducción en el rango de eventos desde antes hasta después del terremoto del 16 de abril, lo cual concuerda con la disminución de q , indicando una simplificación del sistema. El valor de q en la Figura 4 decrece debido al aumento de estabilidad sísmica que gana el sistema, sin embargo el valor de q aún sigue siendo relativamente elevado en comparación con los estudios de (Papadakis *et al.*, 2015) donde q inicia con un valor de 1.46 aproximadamente previo y posterior al terremoto y 1.55 durante el evento sísmico, y (Telesca, 2010) el cual es 1.48 previo al terremoto de L'Aquila, alcanza un pico de 1.74 durante el sismo y luego desciende al valor de 1.69. El incremento anómalo del parámetro q también coincide con un estudio realizado en la región de Iquique, al norte de Chile, durante 2014 y asociado al sismo de magnitud $M = 8.1$, donde se introduce el concepto de "mutabilidad" para entender la información en la secuencia sísmica. La mutabilidad mostró un aumento antes del evento principal, señalando cambios significativos en las configuraciones accesibles en el espacio de estados. La correlación entre la disminución de la entropía de Tsallis y el aumento de la mutabilidad sugiere una relación compleja entre la acumulación de energía y su liberación durante los eventos sísmicos. Este hallazgo respalda la idea de que la entropía de Tsallis responde a condiciones en el espacio real, mientras que la mutabilidad está influenciada por los estados accesibles en el espacio de configuración. (Pasten *et al.*, 2023).

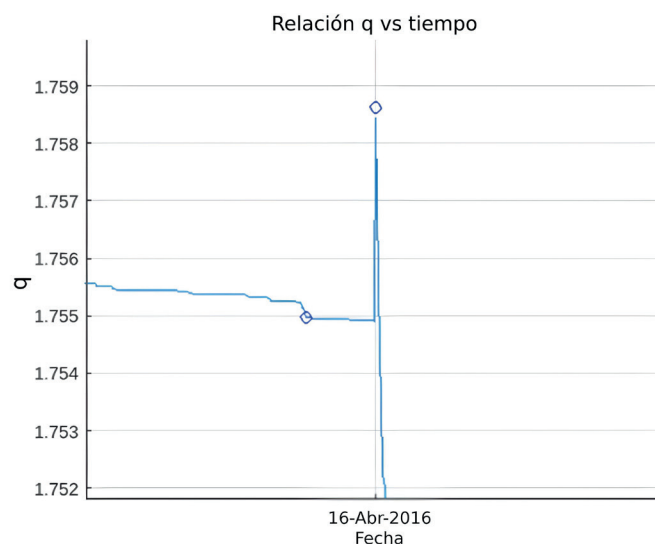


Figura 5. Relación q vs tiempo al rededor del 16 de abril de 2016, fecha del terremoto de $M = 7.8$.

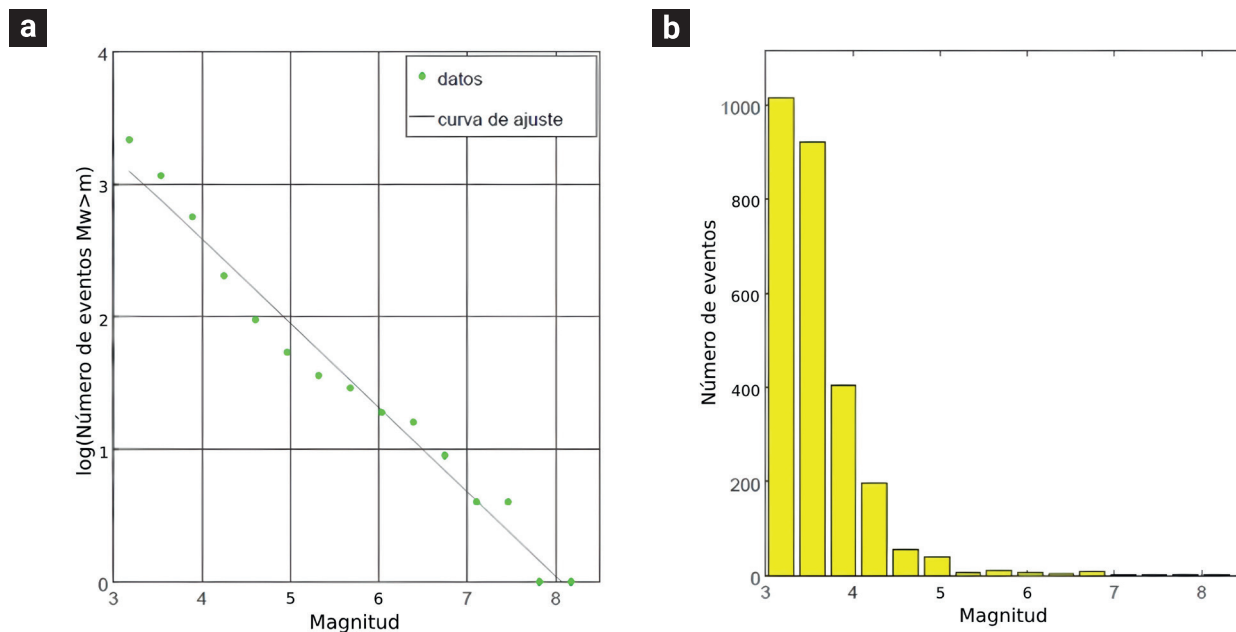


Figura 6 a. Ajuste mediante estadística no extensiva para las réplicas del terremoto de Pedernales del 16-abril-2016. **Figura 6 b.** Histograma de frecuencia-magnitud para las réplicas del terremoto de Pedernales del 16-abril-2016.

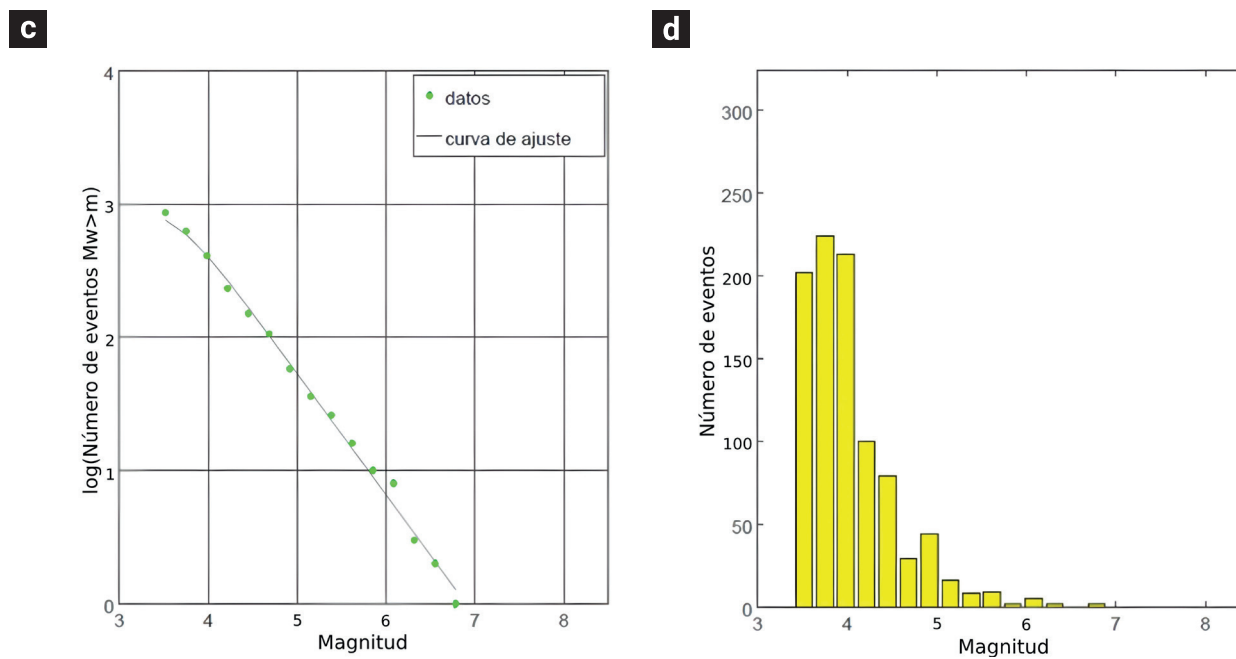


Figura 6 c. Ajuste mediante estadística no extensiva para los precursores del terremoto de Pedernales del 16-abril-2016. **Figura 6 d.** Histograma de frecuencia-magnitud para los precursores del terremoto de Pedernales del 16-abril-2016.

4. Conclusiones

El valor de q para el catálogo de Manabí entre 1900 y 2021 fue de $q = 1.71$; $q = 1.75$ y $q = 1.68$ para los sismos obtenidos como precursores y réplicas respectivamente. Los cambios de los valores de q a lo largo de los años presentan una relación con los eventos sísmicos y las magnitudes.

Es importante destacar que un cambio importante de pendiente se presenta asociado a la ocurrencia de un sismo de gran magnitud $M > 5$, en el caso de Manabí este cambio ocurrió durante el terremoto de Pedernales del 16 de abril de 2016. El cambio de q a través de los años entre 1995 y 2021 muestra un descenso en el valor de q lo que implica una reducción de la complejidad del sistema. La evolución temporal de q presenta una similitud con la evolución estudiada para otros catálogos sísmicos en Japón, Europa y Chile.

La recomendación para futuros análisis es la recolección de una mayor cantidad de mediciones a escala de horas con el fin mejorar el pronóstico sísmico en función del cambio de q .

5. Agradecimiento

Las correcciones realizadas por dos revisores anónimos han sido invaluable para la realización de este artículo científico.

6. Referencias

- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos, C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J. C., Pacheco, D., & Córdova, A. (2018). Seismic, Volcanic, and Geodetic Networks in Ecuador: Building Capacity for Monitoring and Research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432–439. doi: <https://doi.org/10.1785/0220170229>
- Araujo, S. (2017). Cálculo del parámetro de no extensividad en el modelo de interacción fragmento-aspereza para los sismos del Ecuador mediante un método Bayesiano. *Revista Cubana de Física*, 34(2), 112–115.
- Araujo, S. (2018). Las propiedades emergentes de la sociedad como un sistema complejo. *RECIAMUC*, 2(2), 391–401. doi: <https://doi.org/10.26820/reciamuc/2.2.2018.391-401>
- Araujo, S. (2019). Teoría básica y aplicaciones de las propiedades emergentes de la sociedad como un sistema complejo. *Momento*, (59), 11–20. doi: <https://doi.org/10.15446/mo.n59.73556>
- Beauval C., Yepes H., Palacios P., Segovia M., Alvarado A., Font Y., Aguilar J., Troncoso L., Vaca S. (2013). An earthquake catalog for seismic hazard assessment in Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 103(2A), 773–786. doi: <https://doi.org/10.1785/0120120270>
- Gailler, A., Charvis, P., & Flueh, E. R. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3–4), 444–464. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.045>
- Goiretti, A., Molina Hutt, C., & Hedelund, L. (2017). Post-earthquake safety evaluation of buildings in Portoviejo, Manabí province, following the Mw7.8 Ecuador earthquake of April 16, 2016. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 24, 271–283. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2017.06.011>
- Lee, W. H. (2002). *International handbook of earthquake and engineering seismology*. Springer
- Lynner, C., Koch, C., Beck, S. L., Meltzer, A., Soto-Cordero, L., Hoskins, M. C., Stachnik, J. C., Ruiz, M., Alvarado, A., Charvis, P., Font, Y., Regnier, M., Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., & Porritt, R. W. (2020). Upper-plate structure in Ecuador coincident with the subduction of the Carnegie Ridge and the southern extent of large mega-thrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 220(3), 1965–1977. doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz558>
- Motaghed, S., Khazaei, M., Eftekhari, N., & Mohammadi, M. (2023). A non-extensive approach to probabilistic seismic hazard analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(4), 1117–1124. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-23-1117-2023>
- Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P. A., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Régnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, S., Sladen, A., Singaicho, J.-C., Mora, H., Gomez, J., Montes, L., & Charvis, P. (2017). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2), 145–149. doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo2864>
- Papadakis, G., Vallianatos, F., & Sammonds, P. (2015). A Nonextensive Statistical Physics Analysis of the 1995 Kobe, Japan Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 172(7), 1923–1931. doi: <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0876-x>
- Pasten, D., Vogel, E. E., Saravia, G., Posadas, A., & Sotolongo, O. (2023). Tsallis Entropy and Mutability to Characterize Seismic Sequences: The Case of 2007–2014 Northern Chile Earthquakes. *Entropy*, 25(10). doi: <https://doi.org/10.3390/e25101417>
- Posadas, A., & Sotolongo-Costa, O. (2023). Non-extensive entropy and fragment–asperity interaction model for earthquakes. *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*, 117, 106906. doi: <https://doi.org/10.1016/j.cnsns.2022.106906>
- Samudio, D., Weigandt, P., Toral B, J., & Sotolongo-Costa, O. (2015). No extensividad en catálogos sísmicos de Panamá. *Nova scientia*, 7(13), 149–169.
- Soria, S. A. (2018). Las propiedades emergentes de la sociedad como un sistema complejo. *RECIAMUC*, 2(2). doi: <https://doi.org/10.26820/reciamuc/2.2.2018.391-401>
- Sotolongo-Costa, O., & Posadas, A. (2004). Fragment-asperity interaction model for earthquakes. *Physical Review Letters*, 92(4), 048501. doi: <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.92.048501>
- Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 219. doi: <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00219>

Telesca, L. (2010). A non-extensive approach in investigating the seismicity of L'Aquila area (central Italy), struck by the 6 April 2009 earthquake ($ML = 5.8$). *Terra Nova*, 22(2), 87-93. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00920.x>

Tsallis, C. (2009, marzo 11). *Introduction to Nonextensive Statistical*

Mechanics: Approaching a Complex World. Springer.

Vallianatos, F., Papadakis, G., & Michas, G. (2016). Generalized statistical mechanics approaches to earthquakes and tectonics. Proceedings. *Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*, 472(2196), 20160497. doi: <https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0497>

The Extraction and Structural Analysis of Lineaments Around Gülşehir (Nevşehir) Using GIS Methods

Ramazan Demircioğlu^{*1} , Yaşar Erenb²  and Berkant Coşkunerb² 

Abstract

This study aims to determine the lineaments in the Palaeozoic - Cenozoic rocks outcropping around Gülşehir (Nevşehir) using Landsat-8 satellite images, shaded relief and slope maps and to compare them with field studies. Faulted structures in the region are formed by E-W trending thrusts, NE-SW trending reverse faults and NW-SE trending normal faults. A Digital Elevation Model (DEM) was used to produce the lineament maps. Google Earth and Landsat 8 images were also used. The shaded relief map (SRM) and slope map were derived from the DEM. The analysis of the produced linearity maps showed that the slope map and the integrated (SRM) map were more consistent with the field data. The lineament maps derived from the slope maps are largely consistent with the faults and fractures identified in the field. According to the strike maps, N15-30°E and N75-90°W orientated structures dominate the region. Lineaments show a tendency in all directions due to polyphase deformation.

Key words: Turkey, Central Anatolia, Nevşehir, fault, fracture, lineament.

Resumen

El objetivo de este estudio es determinar los lineamientos de las rocas paleozoicas y cenozoicas que afloran en los alrededores de Gülşehir (Nevşehir) utilizando imágenes de satélite Landsat-8, mapas de relieve sombreado y de pendientes, y compararlos con estudios de campo. Las estructuras falladas de la región están formadas por empujes con tendencia E-O, fallas inversas con tendencia NE-SW y fallas normales con tendencia NW-SE. Para elaborar los mapas de lineamientos se utilizó un modelo digital de elevación (MDE). También se utilizaron imágenes de Google Earth y Landsat 8. El mapa de relieve sombreado (SRM) y el mapa de pendientes se obtuvieron a partir del MDE. El análisis de los mapas de linealidad producidos mostró que el mapa de pendientes y el mapa integrado (SRM) eran más coherentes con los datos de campo. Los mapas de lineación obtenidos a partir de los mapas de pendiente coinciden en gran medida con las fallas y fracturas identificadas en el campo. Según los mapas de rumbo, las estructuras orientadas N15-30°E y N75-90°W dominan la región. Los lineamientos muestran una tendencia en todas las direcciones debido a la deformación polifásica.

Palabras clave: Turquía, Anatolia Central, Nevşehir, falla, fractura, lineamento.

Received: June 29, 2023 ; March 27, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Roberto Bonifaz Alfonso

* Corresponding author: Ramazan Demircioğlu, ra.demircioglu@gmail.com

¹ Department of Emergency Aid and Disaster Management, Aksaray University, Aksaray, Turkey.

² Department of Geology Engineering, Konya Technical University, Konya, Turkey.

Ramazan Demircioğlu, Yaşar Erenb, Berkant Coşkunerb

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1725>

1. Introduction

The study area is located around the north of Gülsheir (Nevşehir-Central Anatolia-Turkey) (Figure 1). There are many geological studies in this area (Seymen, 1981a, Demircioğlu, 2014, Atabey 1988, Dirik, Göncüoğlu, 1996, Koçyiğit 1984, Eren 2003, Koçyiğit 2003, Doğan *et al.*, 2010, Koçyiğit and Doğan 2016).

In this study, the tectonic lineaments of the linear structures in the area, such as faults and fractures, which were determined by field studies, were obtained using satellite and Google Earth images. The lineaments obtained from the field surveys and the images were compared. Although the origin and characteristics of the lineaments are different, the lineaments obtained by remote sensing methods are compared and evaluated with both the orientation data and the fieldwork data.

There is no previous remote sensing study in the study area. The detection of lineaments will be important for mineral exploration, and water and geothermal studies to be carried out in the area.

Gold prospecting has intensified in the study area in recent years. In particular, faults and fractures play an important role in these searches. This study is also important in this regard.

Recently, especially after the development of satellite technology in the 1960s and 1970s, satellite images and aerial photographs have been used extensively. The extraction of linear structures in the field makes important contributions to the study of water resources, oil and gas fields, and mineral deposits. Recently, developments in satellite, drone, and lidar technology have been used quite frequently to reveal the lineaments in an area, some of which are; Kresic (1995), Koike *et al.* (1995), Lee T.H., Moon W.M. (2002), Hung *et al.* (2005), Raharimahefa and Kusky, (2009), Begg and Mouslopoulou, (2010), Bruning *et al.* (2011), With and Carter, (2016). Tessema *et al.* (2012), Bhuiyan (2015), Raj *et al.* (2017), Altafi *et al.* (2017), Listyani vd. (2018), Takorabt *et al.* (2018), Keppel *et al.* (2020), Wannous *et al.*, (2021), El-Magd and Embaby (2021), Abdelouhed *et al.* (2022), Goswami *et al.* (2022), Vijhani *et al.* (2022), Şeyh *et al.* (2022), Abebrese *et al.* (2022) studies.

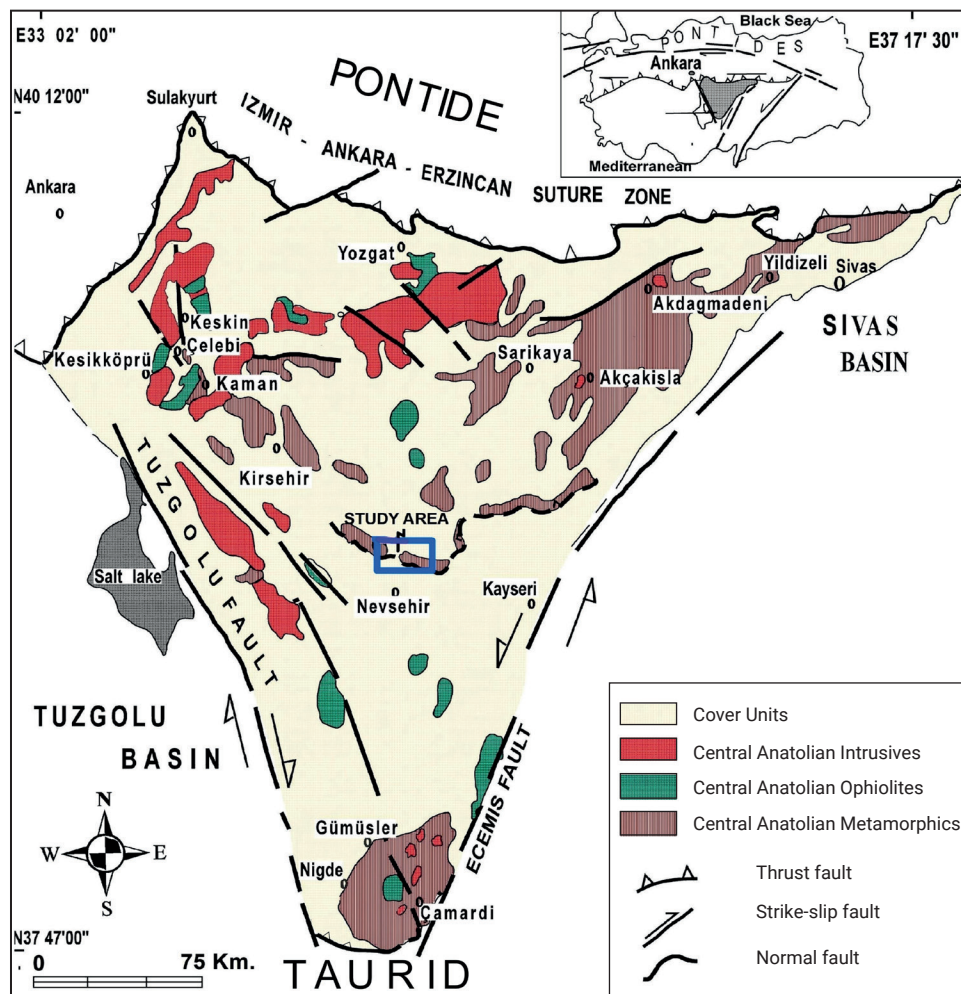


Figure 1. Spatial map of the study area and its surroundings (modified from Kuşçu, 2001).

Lineaments seen in aerial and satellite imagery or digital elevation modelling (B. E. Hobbs, Means, and Williams, 1976; W. H. Hobbs, 1904, Tagnon *et al.*, 2020, Hajaj *et al.*, 2022, Ahmadi *et al.*, 2023) can be natural or artificial (man-made). In this sense, lineaments can be of natural origins, such as a fault trace, a valley margin trace, a trace of a major fold or fault structure, a stream trace, and a ridge trace. There are important studies on this subject (Isiorho 1985; Drury and Walker, 1987; Cracknell and Heyes 1993; Jordan, G. and Schott, B., 2005). It may also be artificial, such as a motorway, dam crest, field boundary, or (man-made) watercourse. The determination of geological lineaments using Geographic Information System (GIS) or satellite imagery as well as field studies is economical (planning and construction of engineering structures such as oil, water, underground water and mineral exploration and dams, bridges, canals and tunnels) and important for determining some parts of natural disasters. With the development of GIS methods and satellite imagery (Jacques, Machado, and Nummer, 2012; Madani, 2001; Masoud and Koike, 2006; Sedrette and Rebaï, 2016; Suzen and Toprak, 1998), these methods are increasingly used for lineament determination (Cracknell and Heyes 1993, Abdullah *et al.*, 2010; Abdullah *et al.*, 2013; Ganguly and Mitran, 2016). In this study, shaded relief maps (hillshade, shaded relief maps), profile curvature and slope gradient maps derived from satellite imagery such as Landsat 8 (The natural colour composition was obtained using a combination of red (band 4), green (band 3) and blue (band 2)), Google Earth, and digital elevation model (DEM) maps of the study area were used. Automatic lineament maps of the Nevşehir, Gülşehir (Central Anatolia-Turkey) area using slope gradient maps, creation of these lineament maps using Arc-GIS (Esri, USA, 2020), Geomatica (PCI Geomatics, Canada, 2018), Rockwork (RockWare Inc., Golden, USA, 2019) software, and faults and joints determined by field observations were compared.

2. Materials and Methods

In this study, Landsat ETM-8 satellite images (Landsat-8-OLI (Operational Land Imager) uses a band combination of natural colour composition, red (4), green (3) and blue (2)), and Google Earth images (from Digital Globe and CNES/Airbus) were used as satellite images for the production of automatic lineament maps. In addition, a Digital Elevation Model (DEM) was created using a Geographic Information System (GIS) for the production of automatic lineament maps. For the Digital Elevation Model, digitised topographic maps of the study area were used. In this study, lineaments were obtained from satellite images, Google Earth images and images obtained from the Arc-GIS program and compared with lineaments obtained from field

studies. Compared to previous studies, different combination studies were carried out.

Satellite imagery captures objects' responses in different parts of the electromagnetic spectrum. Meanwhile, digital elevation models and their derivatives represent the terrain digitally, showing a range of features such as slopes, gradients, and fault scarps.

From the DEM map, shaded relief maps were prepared with different illumination directions (the height is related to the variation of the angle of the light source) and integrated shaded relief maps were prepared and processed from these maps. The slope gradient map and profile curvature map obtained from the DEM map were also used to create an automatic lineament map. An edge sharpening filter was applied using the Line module to produce a lineament map from these images and maps. Although many different threshold values were given in the literature during the application, the threshold values suggested by Sedrette and Rebaï (2016) and given below were used in this study (Table 1).

Strike and strike length rose maps were created from the generated lineament maps.

Envi, Geomatica, and ArcGIS 10.0 were used to automatically generate lineament maps, and Rockworks software was used for the rose diagrams. The process of obtaining lineament from satellite and Google Earth images is given in Figure 2 as a flowchart.

3. Geological background

The research region's oldest units are the Palaeozoic-Mesozoic Kırşehir Massif, as well as the Kaman Group's Tamadag and Bozçaldağ metamorphics. The Late Cretaceous Akçataş syenitoid and Kötüdağ andesite intrude on these formations. These basement units cover the Late Paleocene-Middle Eocene Ayhan Group strata in an unconformable manner (Figure 3). The Saytepe, Esefin, Kubaca, Ilicek, Alıçlı, Lalelik, and Altıpınar formations are all part of the Ayhan Group. Conglomerate, sandstone, and mudstone strata make up the Saytepe Formation. These formations are transitional both laterally and vertically.

Table 1. Threshold values used for Arc-Gis analyses.

Filter Type: Edge Sharpening Filter
Threshold values:
RADI (Radius of filter in pixels)=10
GTHR (Threshold for edge gradient)=100
LTHR (Threshold curve length)=30
FTHR (Threshold for line fitting error)=3
ATHR (Threshold for angular difference)=30
DTHR (Threshold for linking distance) =20

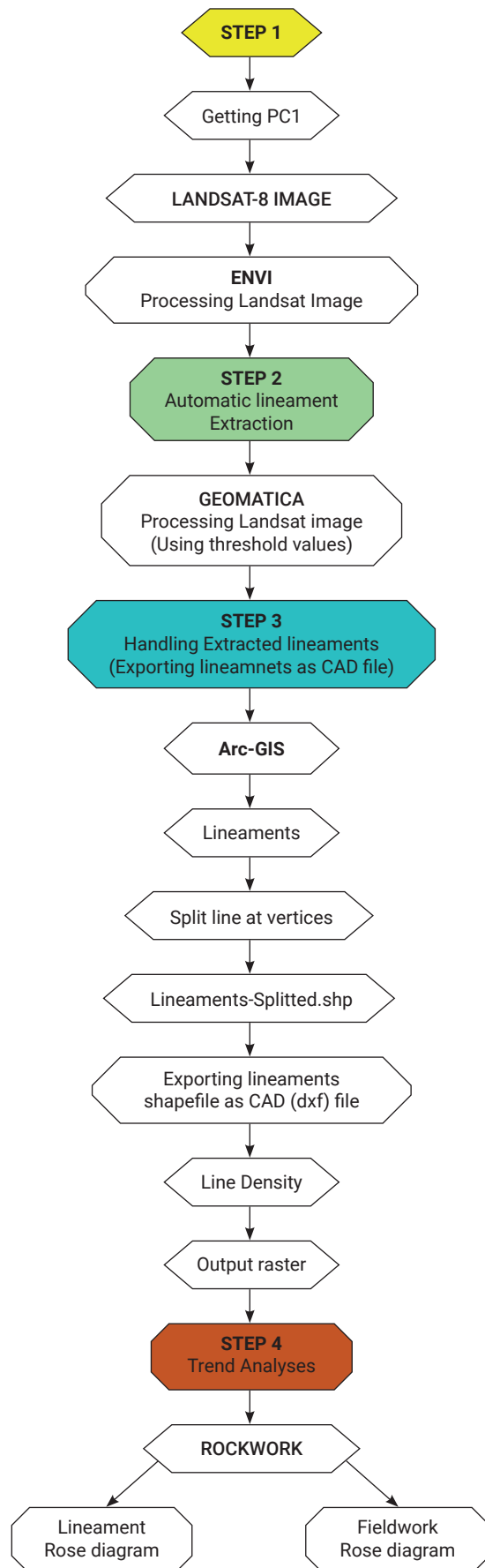


Figure 2. Flowchart for obtaining lineament and rose diagrams.

They were found in a variety of settings, from terrestrial to offshore shallow sea.

According to the algal and *Ataxophragmidae* units, Göncüoğlu *et al.* (1993) judged it to be coeval with the top sections of the Eskiburç Formation in the southeast of the research region. Sandstone, siltstone, claystone, and limestone make up the Es-efin Formation. They developed in a shallow sea environment. Sandstone, siltstone, shale, and limestone make up the Kubaca Formation. Based on the Late Palaeocene Saytepe Formation below and the Middle Eocene Lalelik Formation above, the stratigraphic connections are simply an early-middle Eocene date. The lithological properties and fossil richness of the units above and below, on the other hand, indicate that they are products of a marine environment.

Shale, sandstone, and siltstone make up the Ilice Formation. There were no fossils detected in the thin sections of samples obtained from the unit's rocks. It is of Early-Middle Eocene age, as determined by the Early-Middle Eocene and Lutesian units below and above. The properties of the rock indicate that it was most likely created in a shallow marine-terrestrial environment. Sandstones, siltstones, mudstones, and limestones make up the Alıçlı Formation. Globigerina sp. fossils have been discovered amid the clay layers. This suggests that the unit was deposited in the open sea. Sandstone, siltstone, claystone, marl, and mudstone make up the Lalelik Formation. According to the method of nannofossil identification acquired from the marls, the age of the unit is Lower-Middle Eocene.

All of the preceding units are unconformably overlain by the Yaylacık group's Tuzköy and Yüksekli formations, which are products of the lacustrine environment. The Yaylacık Group is unconformably overlain by the Late Miocene-Pliocene Urgup Formation. The Avanos Group's Pliocene-Pleistocene Kızırmak Formation, Güvercinlik Pebbles, and Gülşehir Basalt unconformably overlie the Urgup Formation. The region's youngest units include Quaternary (Holocene) age Balkaya travertine, recent slope debris, and recent alluvium composed of stones, gravel, sand, silt, and clay (Figure 2). (Seymen, 1981, Atabey *et al.*, 1988, Göncüoğlu *et al.*, 1993, Demircioğlu, 2014).

3.1 Structural Geology

The rocks outcropping in the study area have been affected by tectonic movements in paleo-tectonic and neo-tectonic periods and have undergone polyphase deformation. Depending on the deformations, the rocks in the area have acquired poly-phase folding and faulted and fractured structures in different directions. A structural map of the study area was also prepared (Demircioğlu, 2014). In addition, the faults and fold axes observed in the area are shown on the structural geological map (Figure 4).

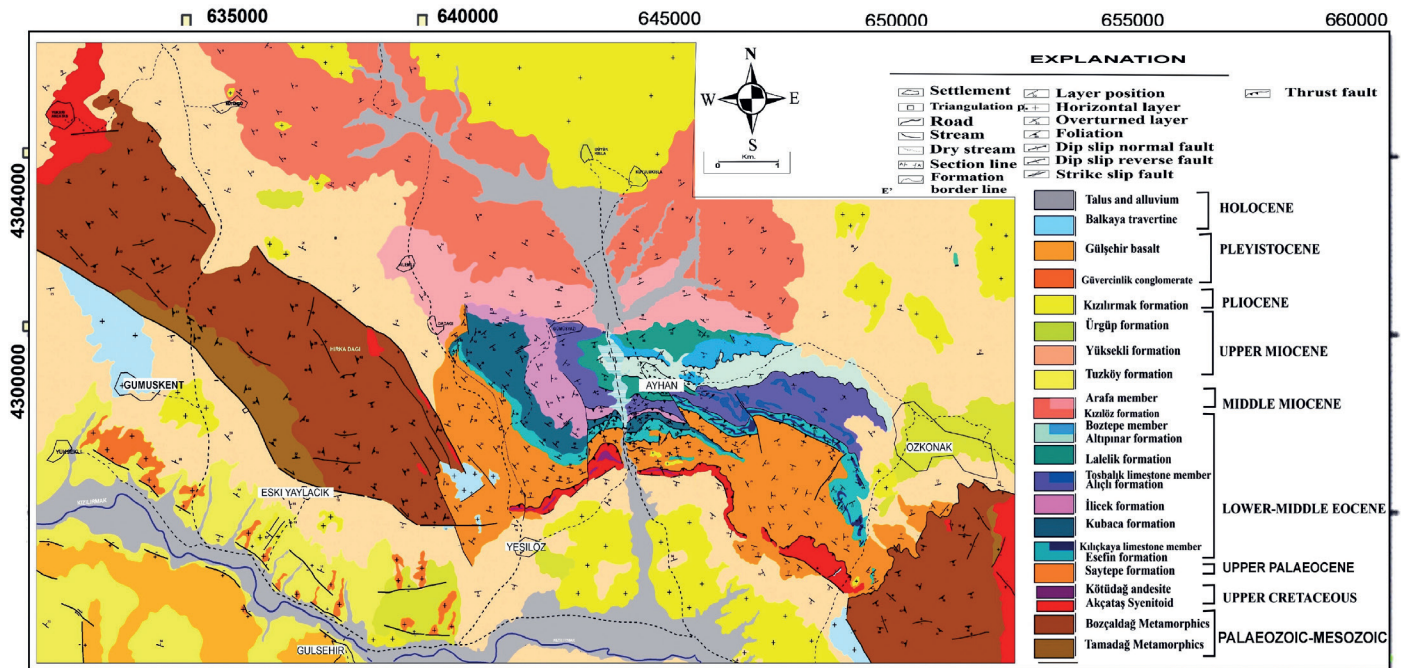


Figure 3. Geological map of the study area.

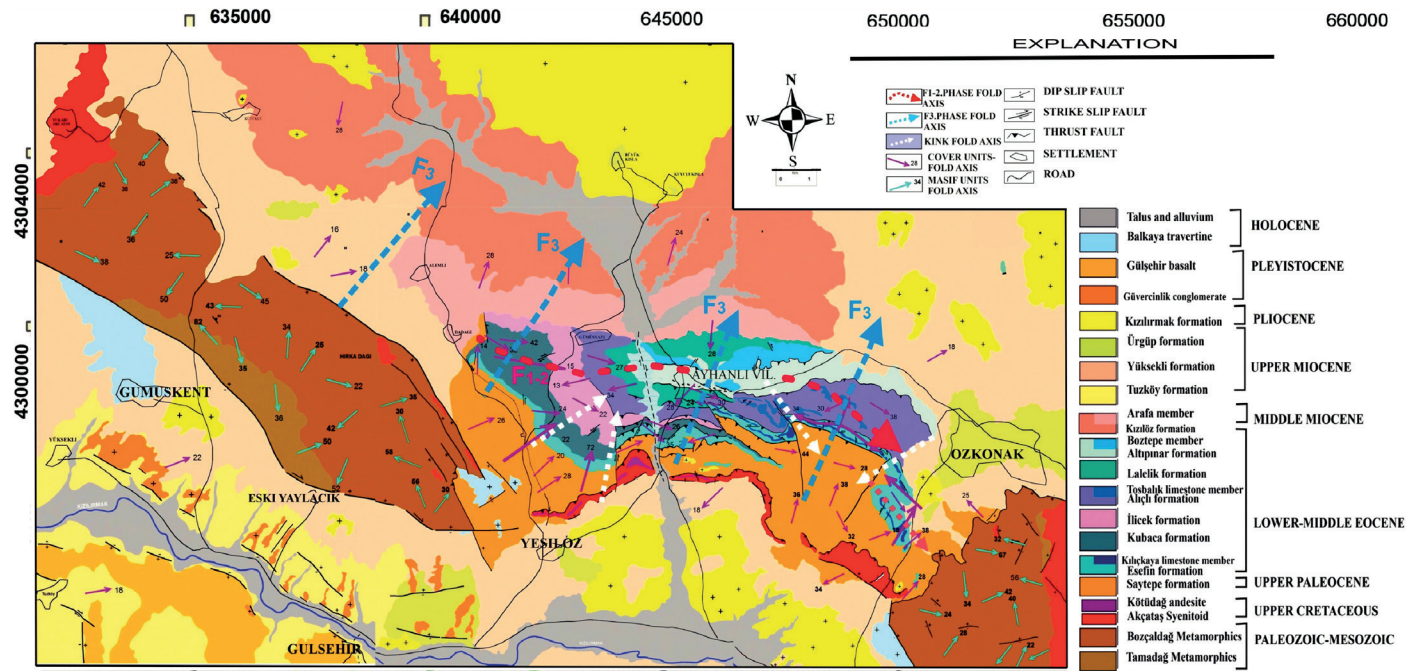


Figure 4. Geological map of the study area and faults (Demircioğlu *et al.*, 2018).

The Alpine events in the Cretaceous deformed the pre-Late Miocene rock assemblages in the study area due to the closure of the Neo-Tethys ocean, underwent polyphase folding and acquired thrust fault structures (Demircioğlu, 2014). In addition to these palaeo-tectonic events, the rocks in the study area have also been affected by the block faulting that developed during

the Neo-Tethys. In the basins created by block faulting, rocks including terrestrial, lacustrine and volcanic rocks were deposited during the Late Miocene-Pliocene. Alluvial fans and alluvial deposits were widespread in the Plio-Quaternary basins. The normal faults that form the Miocene-Quaternary basins strike NNE-SSW and WNW-ESE.

4. Results

4.1 Automated lineament maps from Google Earth images

Initially, Google Earth Pro (<https://www.google.com/intl/tr/earth>) images were used to generate the automated lineament map of the study area (Figure 5).

The Google Earth image representing the study area (1237 m. altitude and 1980x1020 pixel resolution) was downloaded from the internet and the linearity map of the image was created using the necessary filters and thresholds (Figure 5a, 5b). representing the study area was downloaded from the internet and the lineament map of the image was generated using the necessary filters and thresholds (Figure 5a, 5b).

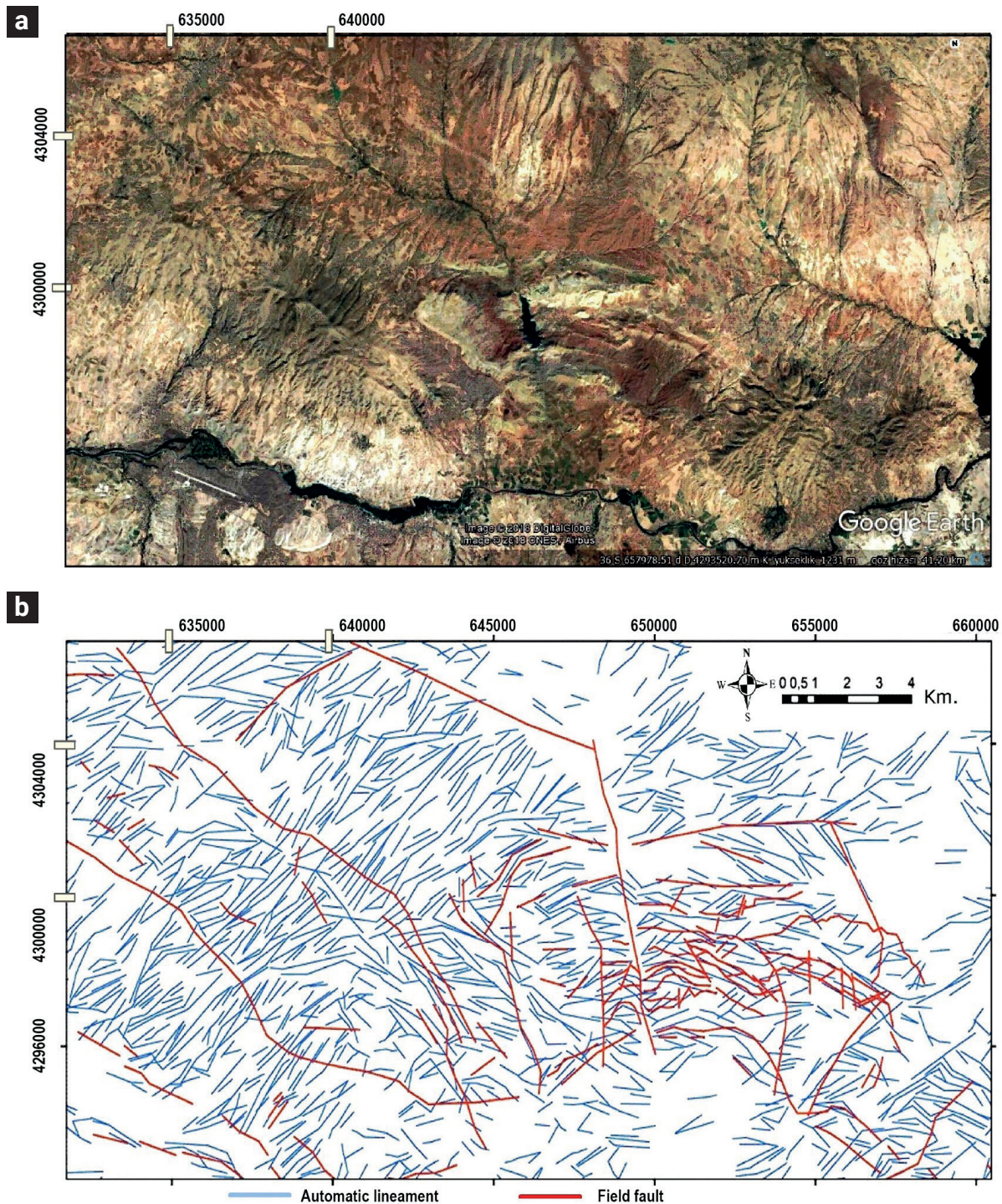


Figure 5. a) Google Earth image of the study area. b) Automatically generated lineament map.

In the generated lineament map, the images were reviewed and lineaments related to artificial structures such as roads, etc. were eliminated. Automated lineaments are predominantly trending N15-30°E and N75-90°W. A certain proportion of the automated lineaments coincided with faults identified in the field (Figure 5b). Another image used to generate automated lineaments is the Landsat 8 satellite image (Figures 6a and 6b).

4.2 Automated lineament maps from satellite image

The Landsat 8 satellite image (Positional resolution between 10-100 metres and spectral resolution ranges from 0.45 to 0.52 μm .) was downloaded from the relevant website (Explorer, 2018) and the image of the area was selected and adjusted using GIS methods. The picture was processed using the filters and

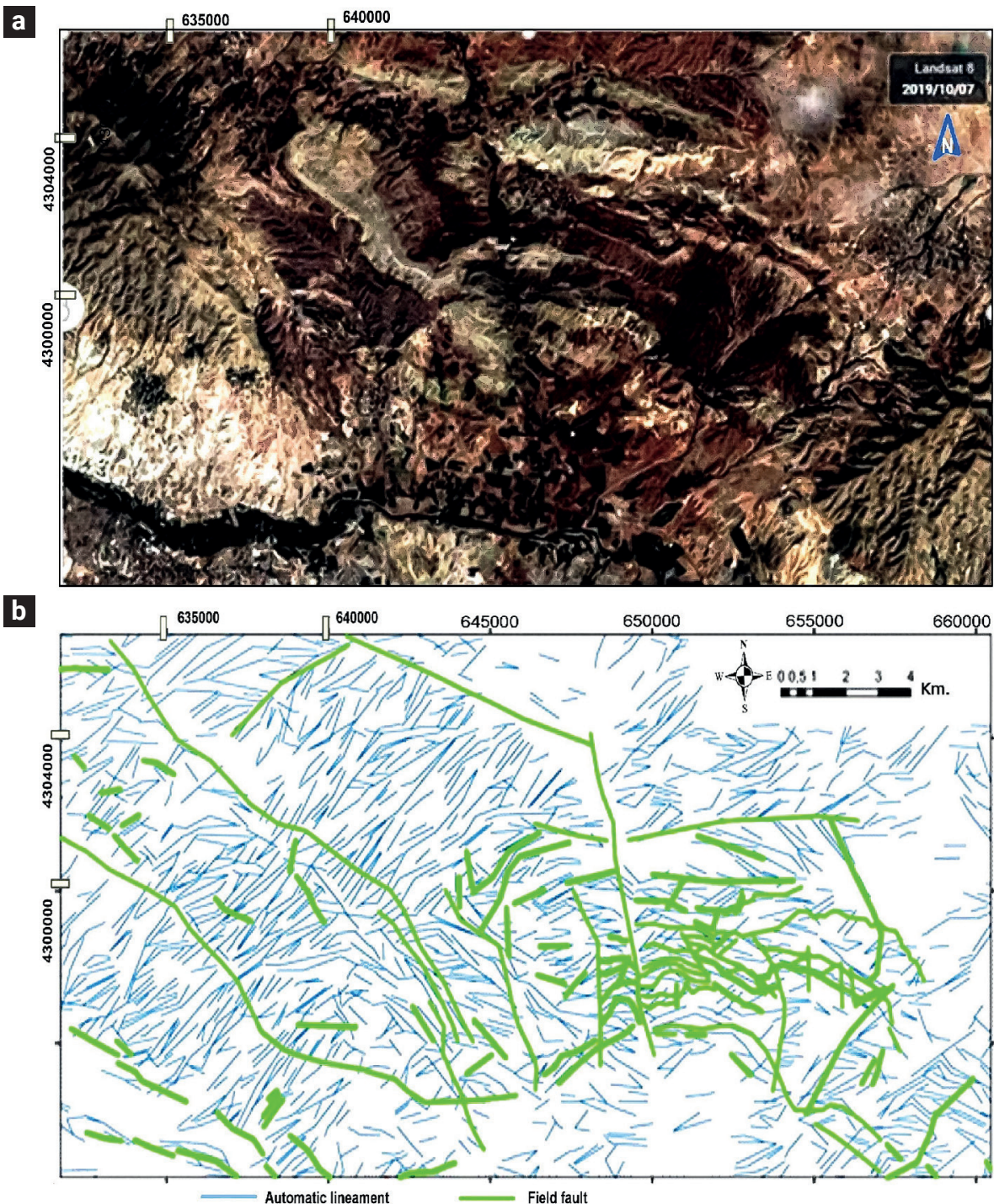


Figure 6. a) Landsat-ETM 8 satellite image of the study area and its surroundings. b) Automatically generated lineament map.

thresholds above to generate an automated lineament map. Again, an attempt was made to eliminate the artificial lineaments by comparing the image and the lineament map.

When the generated lineament map was examined, it was found that the lineaments were generally compatible with the main N-S and NW-SE trending faults identified in the field. However, some of the faults in the study area do not coincide with the lineament map (Figures 6 a, b).

Digital Elevation Model (DEM) imagery is another image used in the automatic generation of the lineament map of the study area. Topographic maps at a 1:25,000 scale were used to generate the DEM images (Figures 7a, b).

The map was digitised at 10m contour intervals. A DEM image with a resolution of 10×10 meters was generated from

the digitized elevation values using a suitable GIS program (Figure 7b).

A Shaded Relief Map (SRM) was generated from the DEM image using different illumination directions and a 45° illumination gradient (Figure 8).

Hillshade/shaded relief maps belonging to 8 different viewing directions such as 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, and 315° were generated (Figure 9).

Integrated shaded relief maps were produced from these maps using appropriate GIS merging techniques. Integrated shaded relief maps covering east (0°, 45°, 90°, 135°) and west (180°, 225°, 270°, and 315°) and all viewing directions (0°-315°) were used for automatic lineament mapping (Figures 10 and 11).

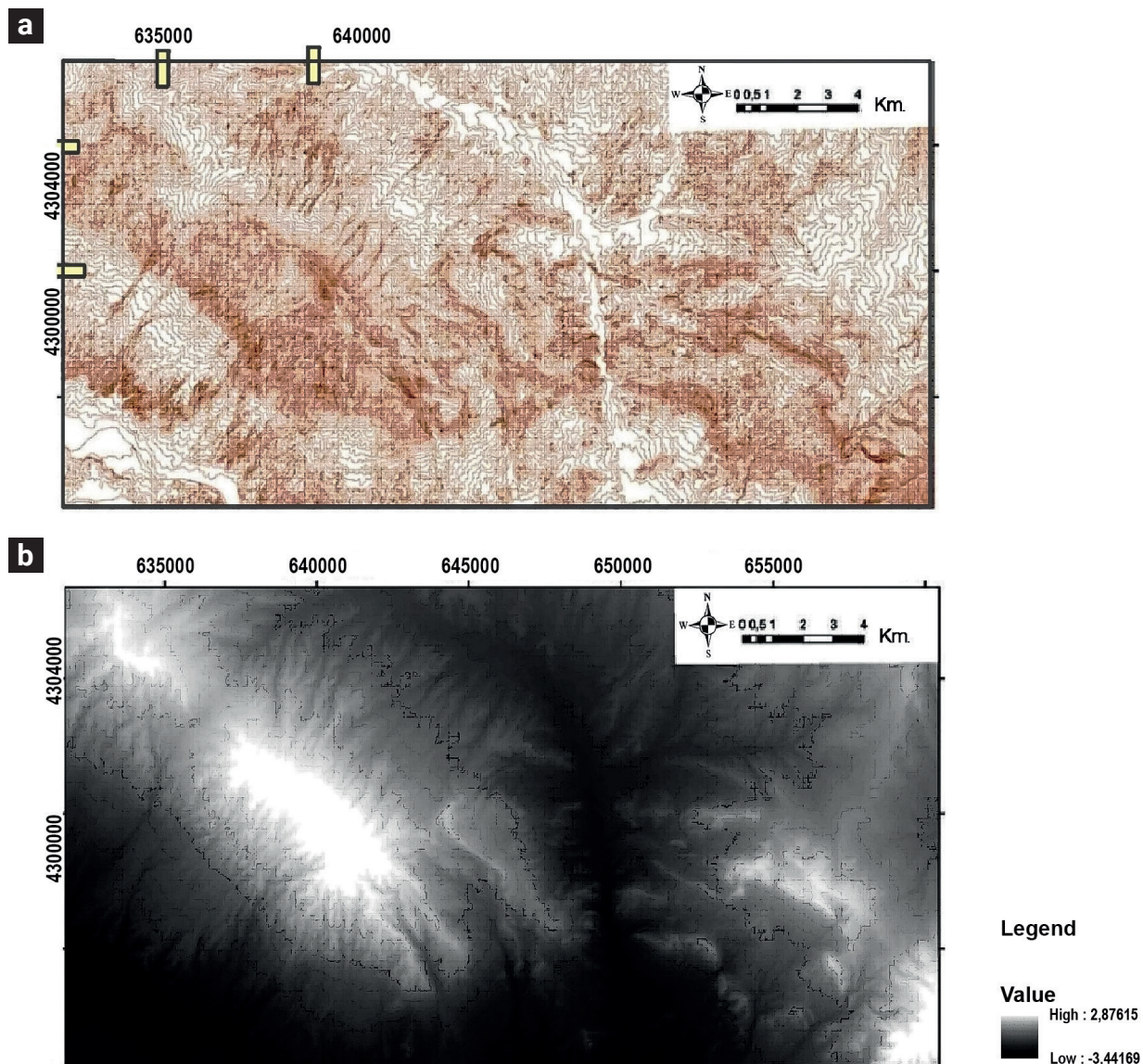


Figure 7. Contour (a) and DEM map (b) were used to derive the Hillshade and Slope Map.

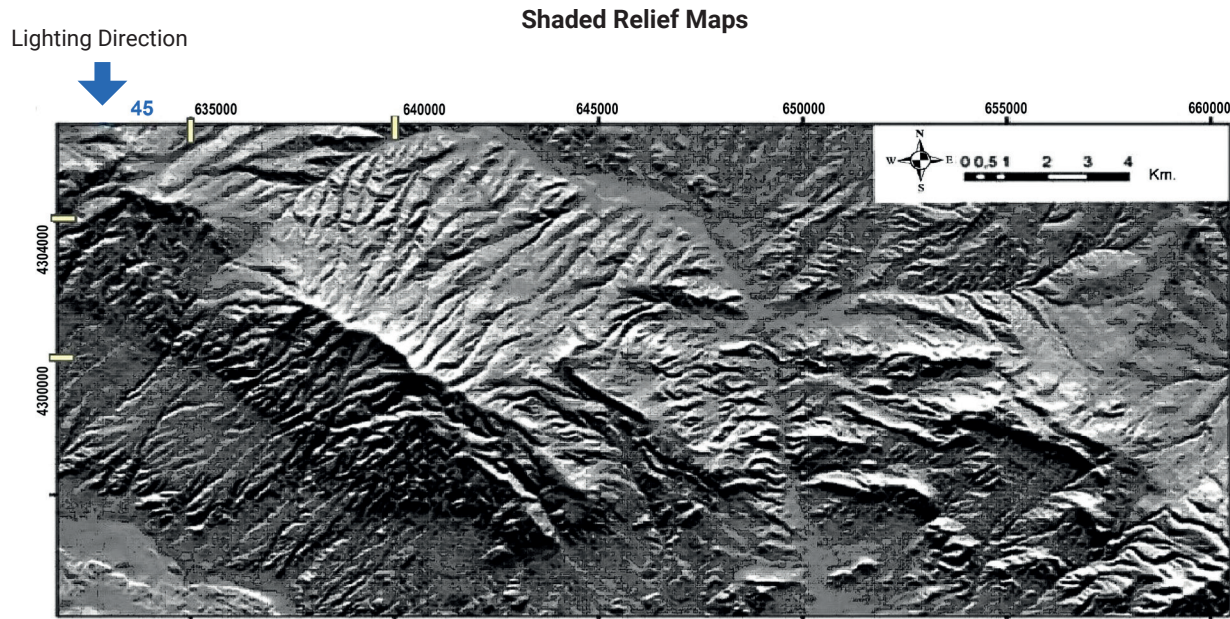


Figure 8. Shaded relief map created from DEM image.

Examination of the lineament maps of the integrated shaded relief maps in the west and east directions shows that these lineaments do not largely represent the faults identified in the study area. North-south and northwest-southeast trending lineaments are dominant on both maps. The automatically extracted lineaments generally do not coincide with the NNE and E-W trending faults in the study area. The lineaments obtained from the integrated shaded relief maps show a more intense distribution than those obtained from the satellite imagery. One of the main reasons for this is the higher resolution of these maps. Again, the lineament maps obtained from the integrated shaded relief maps reveal a fairly dense distribution compared to the faults observed in the field, as well as a homogenous distribution throughout virtually the whole area, except the eastern section, which has rather flat terrain.

One explanation for this is that the faults found in the field typically occur at various formation boundaries. Intra-formation faults are more difficult to detect and map.

Second, formation boundaries and stratification in sedimentary rocks can also create lineaments. Since DEM does not include linear trending structures such as man-made roads, etc., it has an advantage in producing maps containing lineaments of geological origin. The lineaments derived from the integrated shaded relief maps covering all viewing directions show more overlap with the faults in the study area than those derived from other maps (Figure 10). The profile curvature map (Figure 12) and the dip map (Figure 13) were also used to generate lineament maps.

These maps were produced from 10×10 meter resolution DEM images using appropriate GIS methods. To derive the

lineament map from these generated maps, the filters were applied similarly to other images and predefined thresholds were used. The lineament map derived from the profile curvature map (Figure 11) is concentrated in the WNW-ESE and NNE-SSW directions, representing the orientation of the faults in the study area. However, it did not generally coincide with the faults identified in the field.

According to the dip map, the eastern part of the study area is horizontal or nearly horizontal, while the dip of the western parts varies between 100-3500 (Figure 13). The lineament map derived from the slope gradient map shows the best agreement with the field faults in terms of strike (Figure 13).

Similarly, the lineaments derived from the slope gradient map overlap the faults the most (Figure 14).

Another method used to compare faults mapped in the field and automatically generated lineament maps is to compare their orientations. For this reason, strike and strike-length rose diagrams were constructed from the lineaments derived from satellite imagery and DEM maps (Figures 15 and 16). The rose diagrams of the faults show an NW-SE and NE-SW trend (Figure 15a). When the lineaments of fractures and faults are evaluated together, they give NW-SE and NE-SW trends (Figure 15b, c). When the field lineaments are evaluated together, they give a dominant NW-SE trend (Figure 15d). It can be seen that the most compatible diagrams are those obtained from the field data (Figures 15 a, b, c, d). The rose diagram is obtained from the shaded relief map (Figure 15 e). There is less agreement with the rose diagrams obtained from the slope and profile curvature map (Figure 15 f, g).

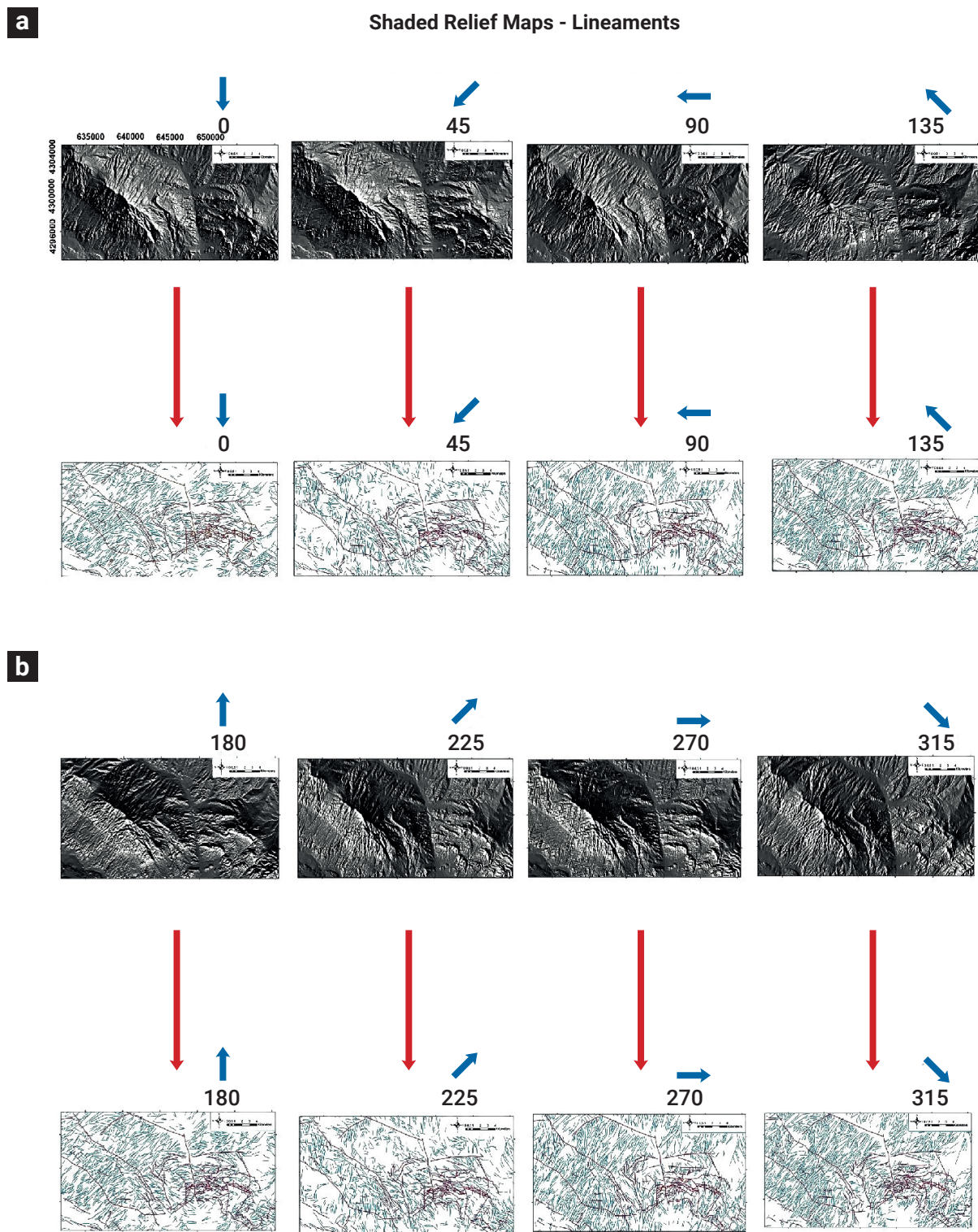


Figure 9. a) Shaded relief maps and lineaments of 0°, 45°, 90°, and 135° viewing directions of the study area. b) Shaded relief maps and lineaments of the 180°, 225°, 270° and 315° viewing directions of the study area.

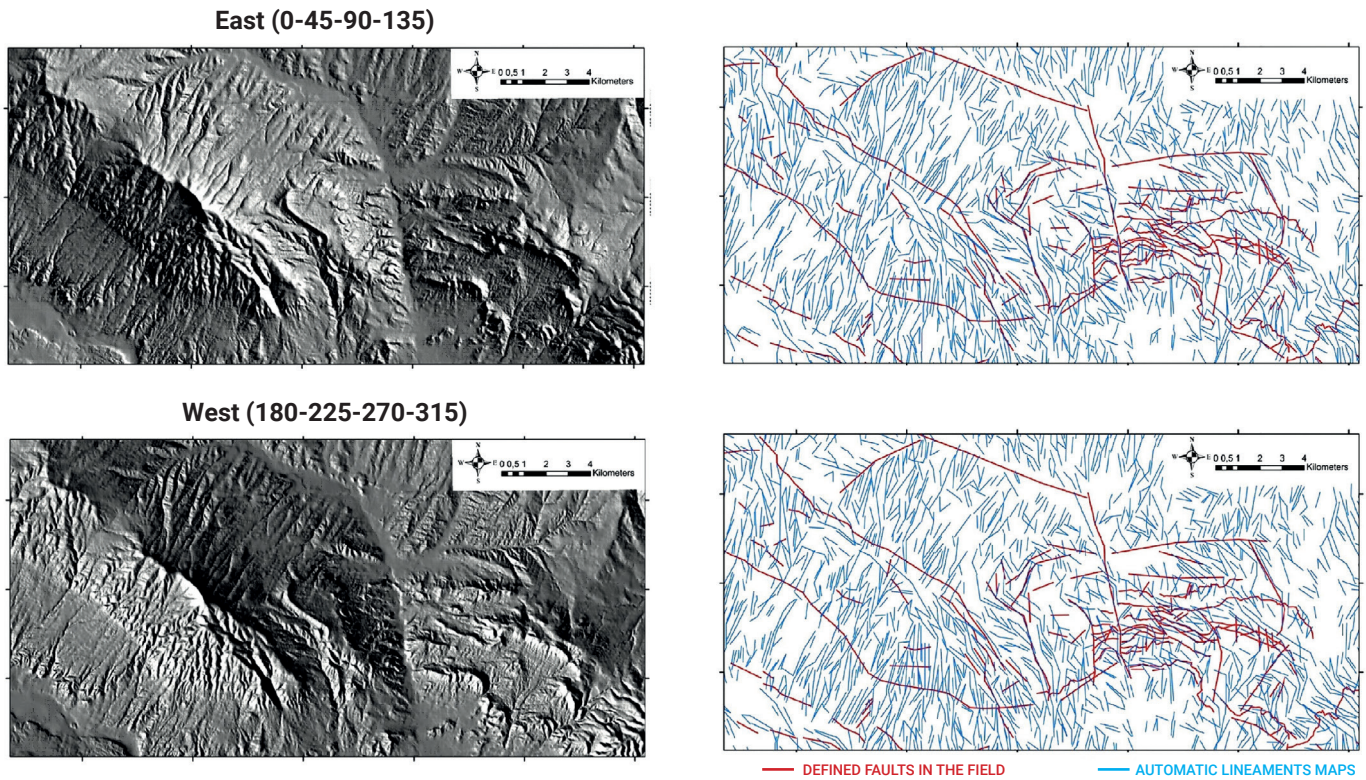


Figure 10. Integrated shaded relief maps of the study area for West (180°, 225°, 270°, and 315°) and East (0°, 45°, 90°, 135°) and their automated lineament maps.

Integrated Shaded Relief Maps (ISRM) and Lineaments

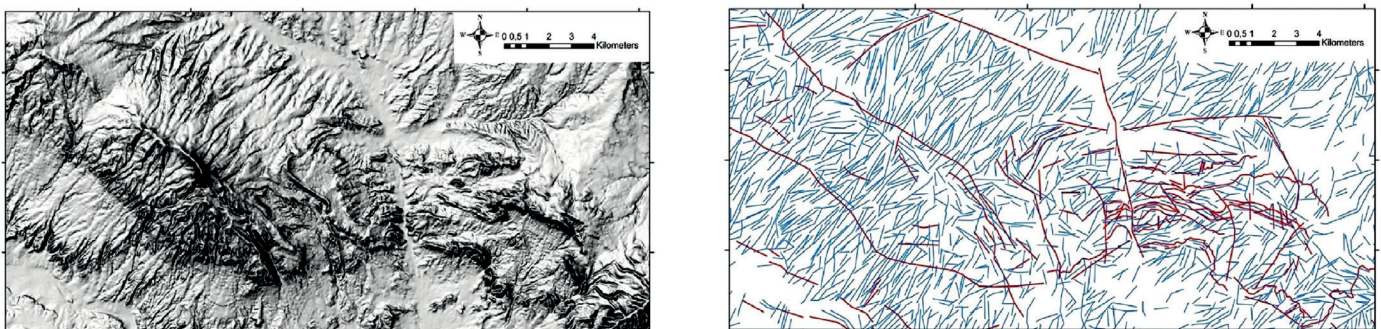


Figure 11. Integrated shaded relief map and linearity of the study area for all viewing directions (0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, 360°).

Profile Curvature Map - Lineaments

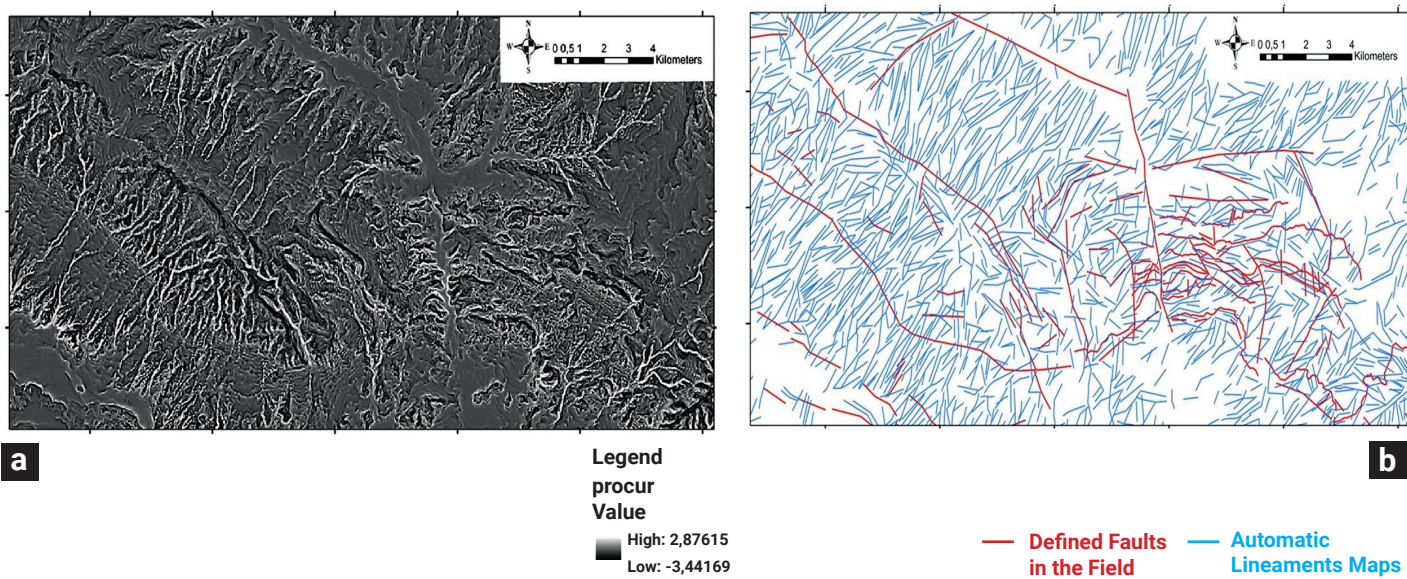


Figure 12. a) Profile curvature map of the study area and b) related lineaments.

Slope Maps - Lineaments

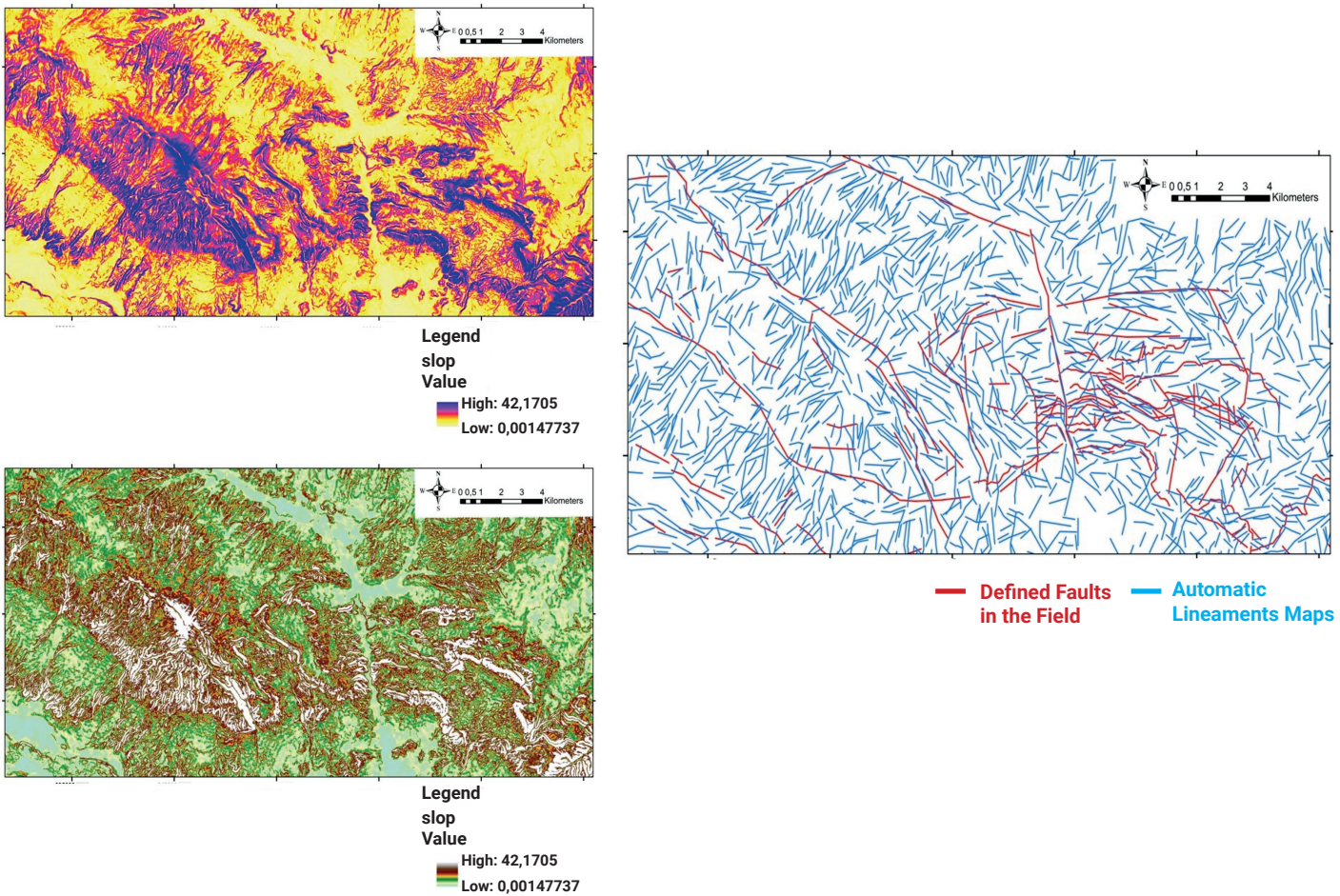


Figure 13. Slope map of the study area and related lineaments.

Slope Map and Field Compatible Faults

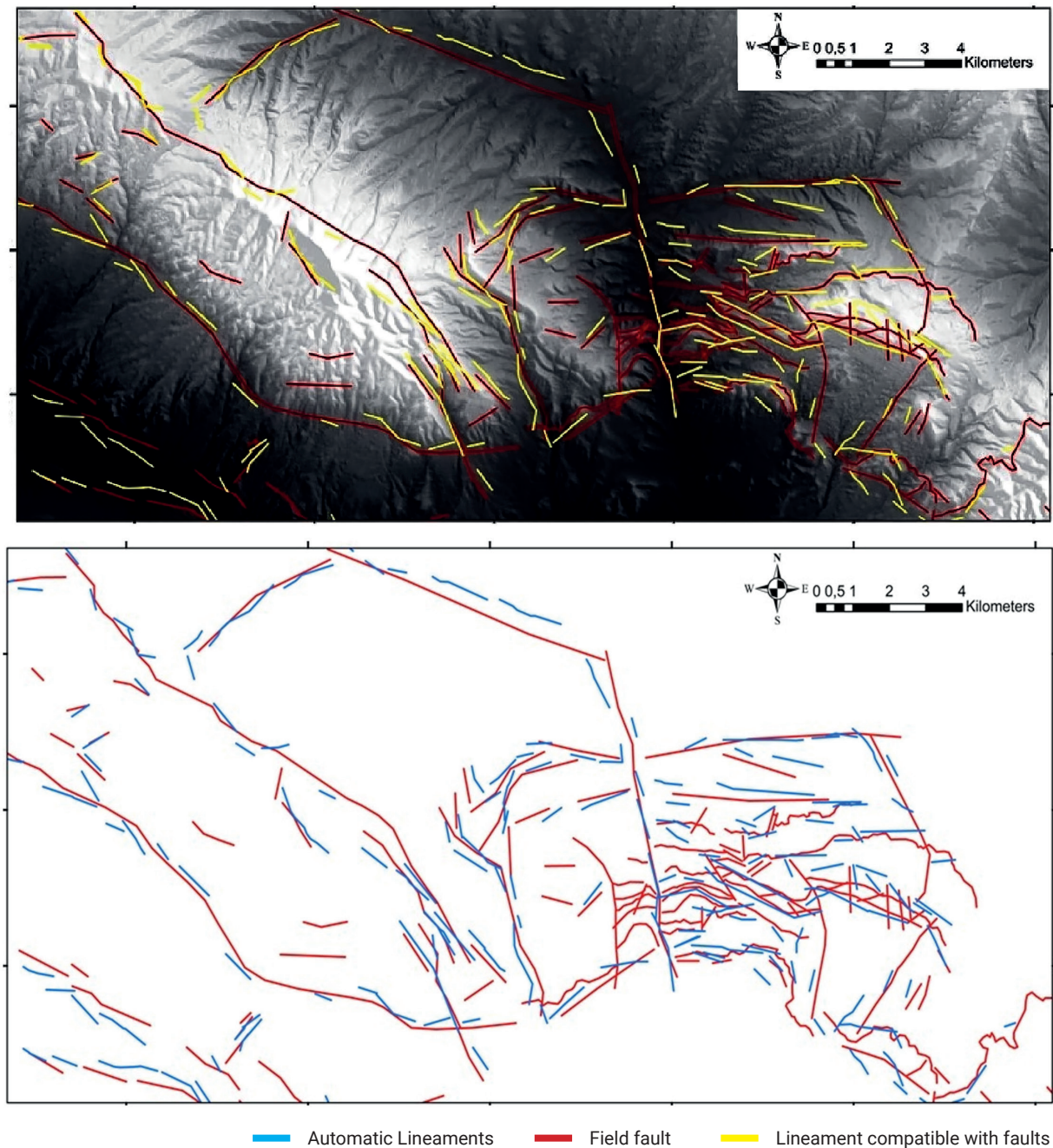


Figure 14. Slope map and field-compatible faults.

The lineaments obtained from the east and west-shaded relief maps of the Landsat ETM-8 satellite images show the dominant lineaments. It can be seen that the most compatible diagrams are those obtained from the field data (Figures 16 a, b, c, d). Some of which are NNE-SSW trending (Figures 16 e, g, h, j, l, m). Some of them are approximately N-S and NW-SE (Figures 16 f, k).

Rose diagrams of lineaments obtained from Landsat-8 and

Google Earth images were also generated (Figures 17a, b). In general, similar lineament trends were obtained. In these rose diagrams, lineaments developed in all directions. Dominant lineaments orientations, N0-100E, N40-500E, N70-800E, and N50-600W, N70-800W and N80-900W.

The general trends of the lineaments obtained from satellite images are consistent with the lineaments obtained from the terrain, shaded relief, and slope maps.

LENGHT-STRIKE ROSE DIAGRAMS

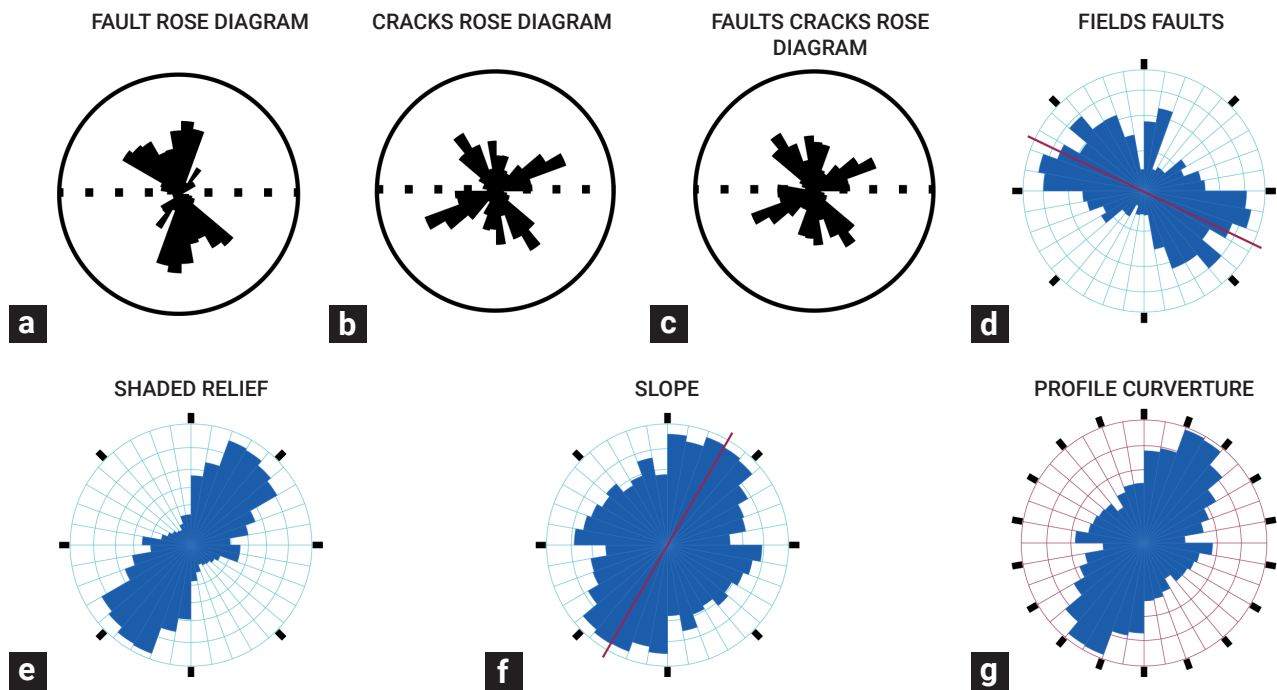


Figure 15. Automated lineament maps and rose diagrams of the strikes of faults.

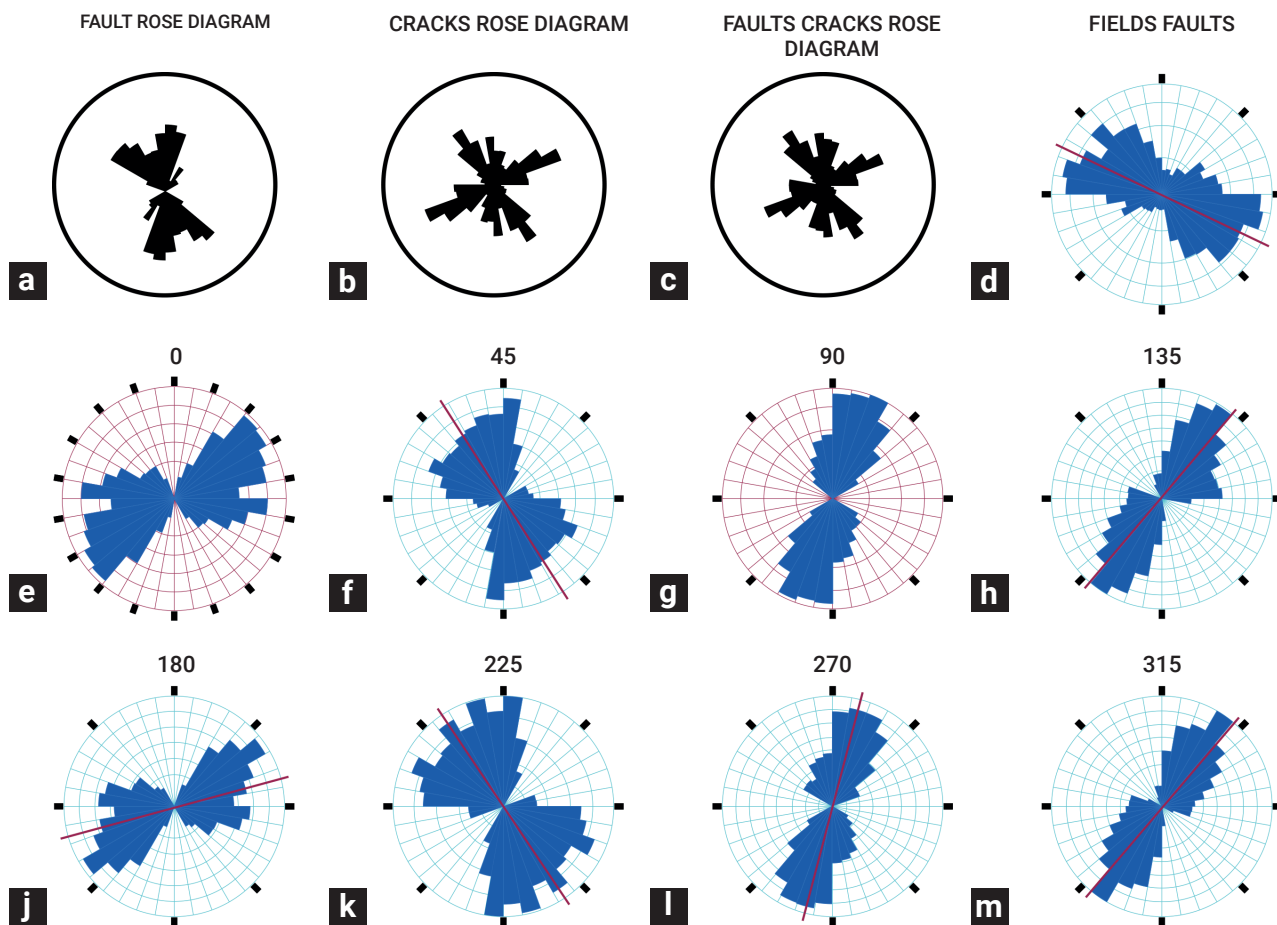


Figure 16. Rose diagrams of lineaments obtained from field data and shaded relief map.

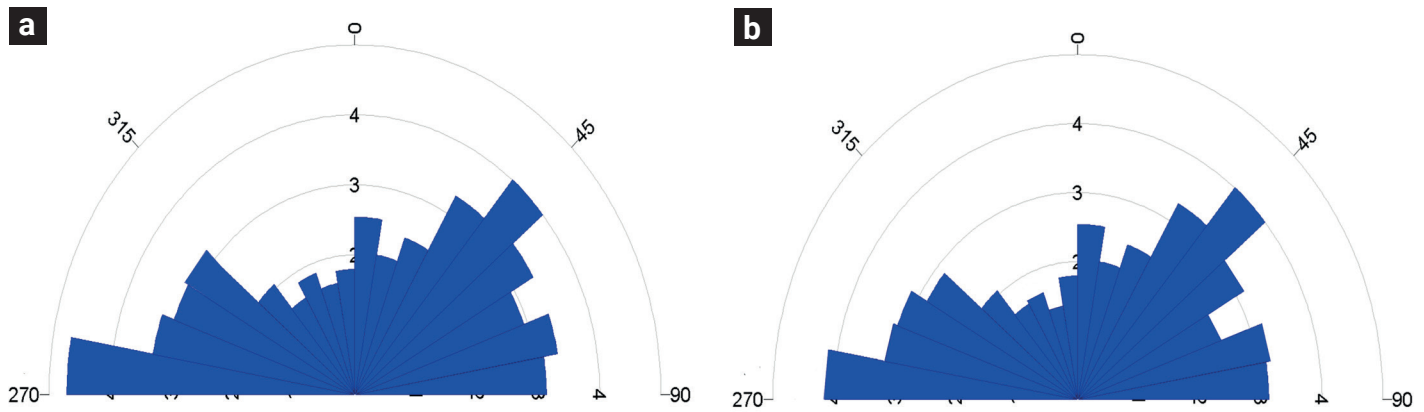


Figure 17. a) Landsat image-based lineament rose diagram. b) Google Earth image-based lineament rose diagram

5. Conclusion and discussion

Lineaments of faults and fractures detected by field observations of the study area were compared with the lineaments obtained from satellite images (Landsat-8 and Google Earth) and computerised topographic maps, slope gradient maps, integrated hillshade maps, and profile curvature maps. It is seen that the orientations of the lineaments obtained from these maps are compatible with the faults and fractures detected in the field in the rose diagrams prepared.

The lineament map obtained from the slope maps is compatible with the majority of the faults and fractures identified in the field.

Fault and fracture orientations developed during the polyphase deformation in the study area vary. Natural and artificial structures such as valleys, valley sides, and artificial boundaries, which are not related to faults and fractures, also show lineaments in satellite images (Google Earth and Landsat 8). These are not included in the evaluation. In this study, similarities are observed between the automatically generated lineaments from fieldwork observations and satellite images.

The general orientation of the lineaments obtained from the Shaded Relief Maps was determined as N20-500E.

The orientations of the lineaments obtained from the slope maps are in good agreement with the lineaments obtained from satellite images (Landsat-8 and Google Earth) and field studies. According to the slope maps, the orientation of the lineaments was determined as N0-100E, N30-500E, N20-300W, N40-500W, and N80-900W.

In the rose diagrams of the lineaments obtained from Landsat-8 and Google Earth images, the orientations of the lineaments were determined as N0-100E, N40-500E, N70-800E, and N50-600W, N70-800W and N80-900W.

Lineaments extracted from Hillshade maps show less homogeneity in areas where the topography is flat. These lineaments appear to be less compatible with faults and fractures in the terrain.

The profile curvature map was used for experimental purposes. However, it was determined that the lineaments obtained from this map are generally unrelated to the faults identified in the field.

In this study, the lineaments obtained by remote sensing are in agreement with the lineaments obtained by fieldwork studies. However, it has been shown that they should be supported by fieldwork observations. The revealed lineaments contribute to the tectonic interpretation of the region. The lineaments detected in the region will contribute to the exploration of water resources and mineral deposits.

6. Author contributions

The authors declare that they contributed to the paper in an equal way.

7. Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

8. Data availability

Data will be made available on request.

9. Acknowledgements

As authors, we would like to thank the editors and reviewers for their efforts and interest.

10. References

- Abdelouhed, F., *et al.* (2022). Extraction and analysis of geological lineaments by combining ASTER-GDEM and Landsat 8 image data in the central high atlas of Morocco. *Natural Hazards*, 111(2), 1907-1929. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05122-9>
- Abdullah, A., Akhir, J. M. and Abdullah, I. (2010). The extraction of lineaments using slope image derived from digital elevation model: A case study of Sungai Lembing-Maran area, Malaysia. *Journal of Applied Sciences Research*, 6(11), 1745-1751.
- Abdullah, S. N. and Abdoh Ghaleb, A. (2013). Landsat ETM-7 for lineament mapping using automatic extraction technique in the SW part of Taiz Area, Yemen. *Global Journal of Human-Social Science Research*, 13(3).
- Abebrese, S., *et al.* (2022). Assessment of groundwater potential zones using GIS and remote sensing techniques in the Bole District, Savannah Region, Ghana. *International Journal of Energy and Water Resources*, 6(4), 445-456. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101197>
- Abu El-Magd, S.A. and Embaby, A. (2021). To investigate groundwater potentiality, a GIS-based model was integrated with remote sensing data in the Northwest Gulf of Suez (Egypt). *Arabian Journal of Geosciences*, 14 (24), 1-12. doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08396-2>
- Ahmadi, H., Pekkan, E., Seyitoğlu, G. (2023). Automatic lineaments detection using radar and optical data with an emphasis on geologic and tectonic implications: a case study of Kabul Block, eastern Afghanistan. *Geocarto International*, 38:1. doi: <https://doi.org/10.1080/10106049.2023.2231400>
- Altafi Dadgar, M., *et al.* (2017). Extracting of prospective groundwater potential zones using remote sensing data, GIS, and a probabilistic approach in the Bojnourd basin, NE of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(5), 1-11. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05122-9>
- Arenas Abarca, M. A. (2006). Lineament extraction from digital terrain models: case study San Antonio del Sur area, south-eastern Cuba. [Master's Thesis] Institute for Geo-information Science and Earth Observation.
- Atabey, E., *et al.* (1988). Hacıbektaş, Gülşehir, Kalaba (Nevşehir)Himmetdede (Kayseri) arasının jeolojisi, *M.T.A. Rapor No: 8523, Ankara*. (yayınlanamamış).
- Begg, J. and Mouslopoulou, V. (2010). Analysis of late Holocene faulting within an active rift using lidar, Taupo Rift, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190 152-167. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.06.001>
- Bhuiyan, C. (2015). Hydrological characterization of geological lineaments: a case study from the Aravalli terrain, India. *Hydrogeology Journal*, 23(4), 673-686. doi: <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1239-0>
- Bruning, J., Gierke, J., Maclean, A. (2011). An Approach to Lineament Analysis for Groundwater Exploration in Nicaragua. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 77(5), 1-11. doi: <https://doi.org/10.14358/PERS.77.5.509>
- Cracknell, A.P., and Hayes, L.W.B. (1993). Introduction to Remote Sensing. Taylor and Francis, London.
- Demircioğlu, R. (2014). Gülşehir-Özkonak (Nevşehir) çevresinde Kırşehir masifi ve örtü birimlerinin jeolojisi ve yapısal özellikleri, Selçuk [Doktora tezi Konya, Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış]. Selcuk University Digital Archive SystemsDSpace. <http://acikerisimarsiv.selcuk.edu.tr:8080/xmlui/>
- Dirik, K. and Göncüoğlu, M.C. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817. doi: <https://doi.org/10.1080/00206819709465363>
- Drury, S.A., and Walker, A.S.D. (1987). Display and enhancement of gridded aeromagnetic data of the Solway Basin. *International Journal of Remote Sensing*, 8(10), 1433-1444. doi: <https://doi.org/10.1080/01431168708954787>
- Eren Y. (2003). Konya Bölgesinin Depremselliği. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 5, 85-98.
- U.S. Geological Survey (02 de abril 2024) Earth Explorer. <http://edcns17.cr.usgs.gov/> NewEarthExplorer, 122.
- Ganguly, K. and Mitran, T. (2016). Delineation and assessment of Central Indian Suture through lineament extraction approach using Remote Sensing and Geographic Information System. *Geocarto International*, 31(3), 308-327. doi: <https://doi.org/10.1080/10106049.2015.1047417>
- Goswami, S., Rat, A. and Tripathy, S. (2022) Re-visiting Geothermal Fluid Circulation, Reservoir Depth and Temperature of Geothermal Springs of India. *Journal of Hydrology*, 412, 123-131. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128131>
- Göncüoğlu, M. C., Yalınız, M. K., İlkay, K., Köksal, S., & Dirik, R. K. (1993). Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi Bolum 3 Orta Kızılırmak Tersiyer Basenininjeolojik evrimi. <https://hdl.handle.net/11511/70566>
- Hajaj, S., El Harti, A., Jellouli, A. (2022). Assessment of Hyperspectral, Multispectral, Radar, and Digital Elevation Model data in structural lineaments mapping: A case study from Ameln Valley shear zone, Western Anti-Atlas Morocco. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 27, 100819. doi: doi.org/10.1016/j.rsase.2022.100819.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., Williams, P. F. (1976). An outline of structural geology: Wiley.
- Hobbs, W. H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 15(1), 483-506. doi: <https://doi.org/10.1130/GSAB-15-483>
- Hung, L., Batelaan, O., De Smedt, F. (2005). Lineament Extraction And Analysis, Comparison of Landsat Etm And Aster Imagery. Case Study: Suoimuoi Tropical Karst Catchment, Vietnam. Remote Sensing For Environmental Monitoring, GIs Applications, And Geology: *Proc. of SPIE* 5983:12. doi: <https://doi.org/10.1117/12.627699>
- Isiorho, S.A. (1985). The significance of lineaments mapped from remotely sensed images of the 1:250 000 Lau Sheet in the Benue trough of Nigeria.

- International Journal of Remote Sensing, 6(6), 911-918. doi: <https://doi.org/10.1080/01431168508948514>
- Işık, A. (1988). Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağ belt. METU Journal of Pure and Applied Science, 21(1/3), 211-220.
- Jacques, P.D., Machado, R., and Nummer, A.R. (2012) Comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(4), 931-942. doi: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012000400008>
- Jordan, G. and Schott, B. (2005). Application of wavelet analysis to the study of the spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models, A case study. *Remote Sensing Environment*, 94(1), 31-38. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.013>
- Keppel, M.N., Karlstrom, K., Crossey, L., Love, A.J., and Priestley, S. (2020). Evidence for intra-plate seismicity from spring-carbonate mound springs in the Kati Thanda-Lake Eyre region, S. Australia: implications for groundwater discharge from the G. Artesian Basin. *Hydrogeology Journal*, 28(1), 297-311. doi: <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02049-1>
- Koçyiğit, A. (2003). Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, Özel Sayı, 5, 1-26.
- Koçyiğit, A. and Doğan, U. (2016). The strike-slip neotectonic regime and related structures in the Cappadocia region: a case study in the Salanda basin, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25(5), 393-417. doi: <https://doi.org/10.3906/yer-1512-9>
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27(1), 1-16.
- Kresic, N. (1995). Remote Sensing of Tectonic Fabric Controlling Groundwater Flow in Dinaric Karst. *Remote Sensing of the Environment*, 53(2), 85-90. doi: [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00042-Y](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00042-Y)
- Kuşcu, I. (2001). Geochemistry and mineralogy of the skarns in the Celebi district, Kırıkkale, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10(3), 121-132. <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol10/iss3/3>
- Lee, T.H. and Moon, W.M. (2002). Lineament Extraction from Landsat TM, JERS-1 SAR, and DEM for Geological Applications. *IEEE*, 6, 3276-3278. doi: <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2002.1027154>
- Listyani, R.A.T., Sulaksana N., Cssa, B.Y., Sudradjat, A., and Haryanto, A.D. (2018) Lineament control on spring characteristics at central West Progo Hills, Indonesia. *International Journal of GEOMATE*, 14, 177-184. doi: <https://doi.org/10.21660/2018.46.70127>
- Madani, A.A. (2001). Selection of the optimum Landsat Thematic Mapper bands for automatic lineaments extraction, Wadi Natash area, southeastern desert, Egypt. *Asian Journal of Geoinformatics*, 3(1), 71-76.
- Masoud, A. and Koike, K. (2006). Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 45(4-5), 467-477. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.04.005>
- Okay, A. I. and Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society, London, *Special Publications*, 156(1), 475-515. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>
- Raharimahefa, T. and Kusky, T.M. (2009). Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. *Gondwana Research*, 15, 14-27. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.07.004>
- Raj, N. J., Prabhakaran, A., Muthukrishnan, A. (2017). Extraction and analysis of geological lineaments of Kolli hills, Tamil Nadu: a study using remote sensing and GIS. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(8), 1-16. doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2966-4>
- Sedrette, S. and Rebaï, N. (2016). Automatic extraction of lineaments from Landsat ETM+ images and their structural interpretation: Case Study in Nefza region (North West of Tunisia). *Journal of Research in Environmental and Earth Sciences*, 4, 139-145.
- Seymen, İ. (1981). Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 101-108.
- Suzen, M. and Toprak, V. (1998). Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a fault zone in Central Turkey. *International journal of remote sensing*, 19(6), 1101-1114. doi: <https://doi.org/10.1080/014311698215621>
- Sheikh, H.A., Bhat, M.S., Alam, A., Ahsan, S., and Shah, B. (2022). Assessing the groundwater spring potential of Sindh basin in the Kashmir Himalaya. *Arabian Journal of Geosciences*, 15, 1710. doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10965-y>
- Tagnon, B. O., Assoma, V. T., Mangoua, J. M. O., Douagui, A. G., Kouamé, F. K., Savané, I. (2020). Contribution of SAR/RADARSAT-1 and ASAR/ENVISAT images to geological structural mapping and assessment of lineaments density in the Divo-Oume area (Côte d'Ivoire). *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 23(2), 231-241. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.12.001>
- Takorabt, M., Toubal, A.C., Haddoum, H., and Zerrouk, S. (2018). Determining the role of lineaments in underground hydrodynamics using Landsat 7 ETM+ data, case of the Chott El Gharbi Basin (western Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 11(4), 1-19. doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3412-y>
- Tessema, A., Mengistu, H., Chirenje, E. (2012). The relationship between lineaments and borehole yield in North West Province, South Africa: results from geophysical studies. *Hydrogeology Journal*, 20(2), 351-368. doi: <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0803-5>
- Vijhani, A., Sinha, V.S., Vishwakarma, C.A., Singh, P., and Sharma, S.K. (2022). Assessment of diminishing discharge of springs in Central Himalayan region, India. *Hydrological Processes*, 36(5), e14582. doi: <https://doi.org/10.1002/hyp.14582>
- Wannous, M., et al. (2021). Hydrochemistry and environmental isotopes of spring water and their relation to structure and lithology identified with remote sensing methods in Wadi Araba, Egypt. *Hydrogeology Journal*, 29(6), 2245-2266. doi: <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02343-x>
- Witt, A. and Carter, M. (2016). Lidar Lineament Analysis of The Central Virginia Seismic Zone-Methodology And Preliminary Results. Geological Society of America Abstracts with Programs, 48(3). Doi: <https://doi.org/10.1130/abs/2016SE-273043>

Integrated geophysical characterization of Owu Gold mineralization part of Kushaka-Kusheriki Schist Belt, Northcentral Nigeria

Cyril C. Okpoli^{*1}, Oladele Olaniyan², Anthony V. Oyeshomo¹ and Promise Chidi¹

Abstract

Integrated geophysical and geological surveys were used to characterize the gold mineralization at Owu, part of the Kushaka-Kusheriki schist belt in North Central Nigeria. Previous studies concentrated on geology and geochemical studies with no emphasis on the use of integrated studies and state-of-the-art tools aimed at characterizing gold mineralization. Detailed geological mapping was carried out to determine the various rock types and their structural framework. The geophysical surveys were carried out using the Proton Precession magnetometer and GDD 500 Time Domain Electromagnetic (TDEM) equipment to delineate their degree of magnetic susceptibility and induced polarization and dataset was enhanced using Fast Fourier Transforms (FFT). The geological survey showed the different rock types within the area and the geophysical survey produced the image of the subsurface and near surface structures. The datasets were subjected to different forms of filtering using Oasis Montaj software, thereby delineating the trend and target areas of proved gold mineralization. Geologically, the study area consists of phyllite, mica schist, amphibole schist, phyllitic schist, biotite schist exposed in a schist shear zone. Regional NE-SW foliated and folded axes of quartz veins intruded the gold mineralized bodies. Structurally, granitic intrusions are observed in the NE-SW direction, parallel to the regional foliation of the rocks. The total magnetic intensity, the vertical derivatives, horizontal gradient and analytical signal images revealed the high and low magnetic areas, and indicated the structures and lineaments to be trending in the NE-SW direction. Time domain Induced Polarization delineated the east-west direction major fault zones. The chargeability areas are due to high conductivity which trends, in the NE-SW direction suggesting the presence of gold and other heavy metals. The area of low chargeability is resistive and could represent the quartz veins in the area.

Key words: Gold, Magnetic intensity, chargeability, resistivity, shear zones.

Resumen

Se realizaron estudios geofísicos y geológicos integrados para caracterizar la mineralización de oro en Owu, parte del cinturón de esquistos de Kushaka-Kusheriki, en el centro norte de Nigeria. Investigaciones previas se concentraron en estudios geológicos y geoquímicos sin énfasis en el uso de métodos integrados y herramientas de última generación destinados a caracterizar la mineralización de oro. Se llevó a cabo un mapeo geológico detallado para determinar los distintos tipos de rocas y su estructura estructural. Los estudios geofísicos se llevaron a cabo utilizando el magnetómetro de precesión de protones y el equipo electromagnético de dominio de tiempo (TDEM) GDD 500 para delinear su grado de susceptibilidad magnética y polarización inducida y el conjunto de datos se mejoró mediante transformadas rápidas de Fourier (FFT). El estudio geológico mostró las diferentes tipos de roca dentro del área y el estudio geofísico produjo la imagen del subsuelo y las estructuras cercanas a la superficie. Los conjuntos de datos se sometieron a diferentes formas de filtrado utilizando el software Oasis Montaj, delineando así la tendencia y las áreas objetivo de mineralización de oro probada. Geológicamente, el área de estudio consiste en esquistos de filita, esquistos de mica, esquistos anfíboles, esquistos filíticos y esquistos de biotita expuestos en una zona de corte de esquistos. Ejes regionales NE-SW foliados y plegados de vetas de cuarzo invadieron los cuerpos mineralizados de oro. Estructuralmente se observan intrusiones graníticas en dirección NE-SW, paralelas a la foliación regional de las rocas. La intensidad magnética total, las derivadas verticales, el gradiente horizontal y las imágenes de señales analíticas revelaron las áreas magnéticas altas y bajas, e indicaron las estructuras y lineamientos con tendencia en la dirección NE-SW. La polarización inducida en el dominio del tiempo delineó las principales zonas de falla en dirección este-oeste. Las áreas de cargabilidad se deben a la alta conductividad que tiende en dirección NE-SW, lo que sugiere la presencia de oro y otros metales pesados. El área de baja cargabilidad es resistiva y podría representar las vetas de cuarzo de la zona.

Palabras clave: Oro, Intensidad magnética, cargabilidad, resistividad, zonas de corte.

Received: July 18, 2023; Accepted: January 10, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Oscar C. Valdiviezo-Mijangos

* Corresponding author: Cyril C. Okpoli. E-mail: cyril.okpoli@aaau.edu.ng

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Adekunle Ajasin University, PMB 1, Akungba-Akoko, Ondo State, Nigeria.

² Geodel integrated, Abuja, Nigeria

Cyril Chibueze Okpoli, Oladele Olaniyan, Anthony V. Oyeshomo, Promise Chidi.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.2.1781>

1. Introduction

In Nigeria, gold mineralization is often associated with quartz veins and other sulphide minerals mainly formed from hydrothermal fluid. Gold also occur in placer deposits of unconsolidated sand, sandstone and conglomerate. Primary mineralization is the accumulation of minerals in-situ. The bigger/wider the intrusion the better/higher the alteration. Gold mineralization in alteration zones and quartz veins is mostly associated with pyrite, chalcopyrite etc.

Cost-effective integrated geophysical techniques using magnetic survey and Time Domain Induced Polarisation (TDIP) were employed to understand geological structures. Application of several geophysical methods, such as simultaneous IP and resistivity aided in delineating prospective sites and enhanced interpretation of observed data. The magnetic and TDEM were used in prospective areas where outcrop is poor, or areas that have been subject to intense mineral search over a long period of time. Detailed mapping of the Kuseriki schist belt was carried out by Truswell and Cope (1963) and extended southwards to the Zungeru area by Ajibade (1988). Four formations were recognized for the Kuseriki Schist Group, namely: 1. The Kuseriki Psammite Formation at the base of the succession, 2. The Kushaka Schist Formation, 3. The Zungeru Granulite Formation and 4. The Birnin Gwari Schist Formation at the top.

Gold occurs in primary hydrothermal veins, as volcanic and alluvial deposits in association with pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, sylvanite, krennerite, calaverite, altaite, tetradymite, scheelite, ankerite, tourmaline, quartz (Hilson, 2006).

The focus of this study is to characterize gold mineralization in the study area using geological and integrated geophysical methods (magnetic and time domain induced polarization, as mentioned above) To identify and map-out geological units and structures that are geologically prospective, define areas for further investigation and drill targets of the primary gold host; areas of economic alluvial deposits and other economic mineralization within the study area.

1.1 Previous studies

The occurrence of gold in Nigeria is generally in veins and placers around southwestern and northwestern schist belts. Examples of mineralized schist belts in Nigeria are: Iperindo, Maru, Anka, Kwaga, Gurmana, Birnin-yauri, Okolum and Dogon-Daji. They are associated with the regional NE-SW and NNE-SSW fault systems. Some of the most important occurrences are at Maru, Anka, Kwaga, Gurmana, Birnin-yauri, Okolum, Dogon-Daji and Iperindo areas, all associated with the schist belts (Okpoli *et al.* 2022). The gold veins are hosted by various rock

types ranging from gneisses, schists, phyllites and quartzites to amphibolites and aureoles of granitic intrusions. The regional and local controls are mainly structural, made up of a system of transcurrent and subsidiary faults and other structures of Pan African age (Ho and Groves, 1987). According to Ekwueme and Matheis (1995), the structural dynamics serve as conveyor of hydrothermal fluids and the interactions with lineaments/ rock walls favors deposition of gold. The regional fault systems related to the Pan African crustal sutures (Kerrick and Wyman, 1990) are characteristic of mesothermal gold deposit worldwide. Spatial regional structural architectures are associated to mesothermal gold deposits (Kuster, 1990, Maurin, and Lancelot, 1990). The spatial relationship with transcrustal lineaments is a probable indication that the gold deposits are products of convergent margin tectonics (McCurry and Wright, 1977, McDonald, 1986,). The association of the lineaments with magmatic bodies couple with their extensive length (>100 km) implying transcrustal lineaments that extends to the lower crust and mantle (Maurin and Lancelot, 1990). Thus, Nigerian Pan-African gold mineralisations are structurally controlled.

The different gold metallogenic provinces in Nigeria include: Maru gold mines; several abandoned mines in Kwali, Kuba, Jameson and Zuzzurfa associated with schists, Phyllites and quartzites in Anka and their veins are < 500m which strikes concordantly to the rock foliation. Malele NNE-SSW gold mineralised veins within the biotite-gneiss and chlorite; Kwaga and Tsofon Birnin Gwari mineralised gold; Zuru brittle gold-sulphide-carbonate quartz veins in Bin Yauri, hosted by intruded phyllites and tourmalinites to granodiorite; southern Kushaka, Gurmana- mineralised gold-quartz-sulphide veins/ stocks within gneiss and amphibolite rocks; Egbe-Isanlu >3 km NS-NNE mineralised gold-quartz in Okolom-Dogondaji hosted by schists, gneisses and amphibolites (Kinniard, 1984) and abandoned Iperindo mineralised gold-quartz-carbonate mine in Ifewara- Ilesha shear zone, southwestern Nigeria. They are hosted by biotite gneiss and mica schist (Hilson, 2006, Haruna, 2017).

2. Study area setting

The study area is located at Owu, Niger State North-Central Nigeria (6.7093°E9.8714°N) (Figure 1). The different rock types seen within the study area include, Phyllite/Phyllitic Schist, Schist/Amphibolite Schist, Granite Gneiss and Quartz trending NE-SW (Fitches *et al.*, 1985).

The soil type is formed from by-products of Precambrian Basement Complex rocks and sedimentary rocks. The vegetation like others in that region is of Sudan-Savannah vegetation and the climate is warm with temperature ranging from 24 °C to 36 °C.

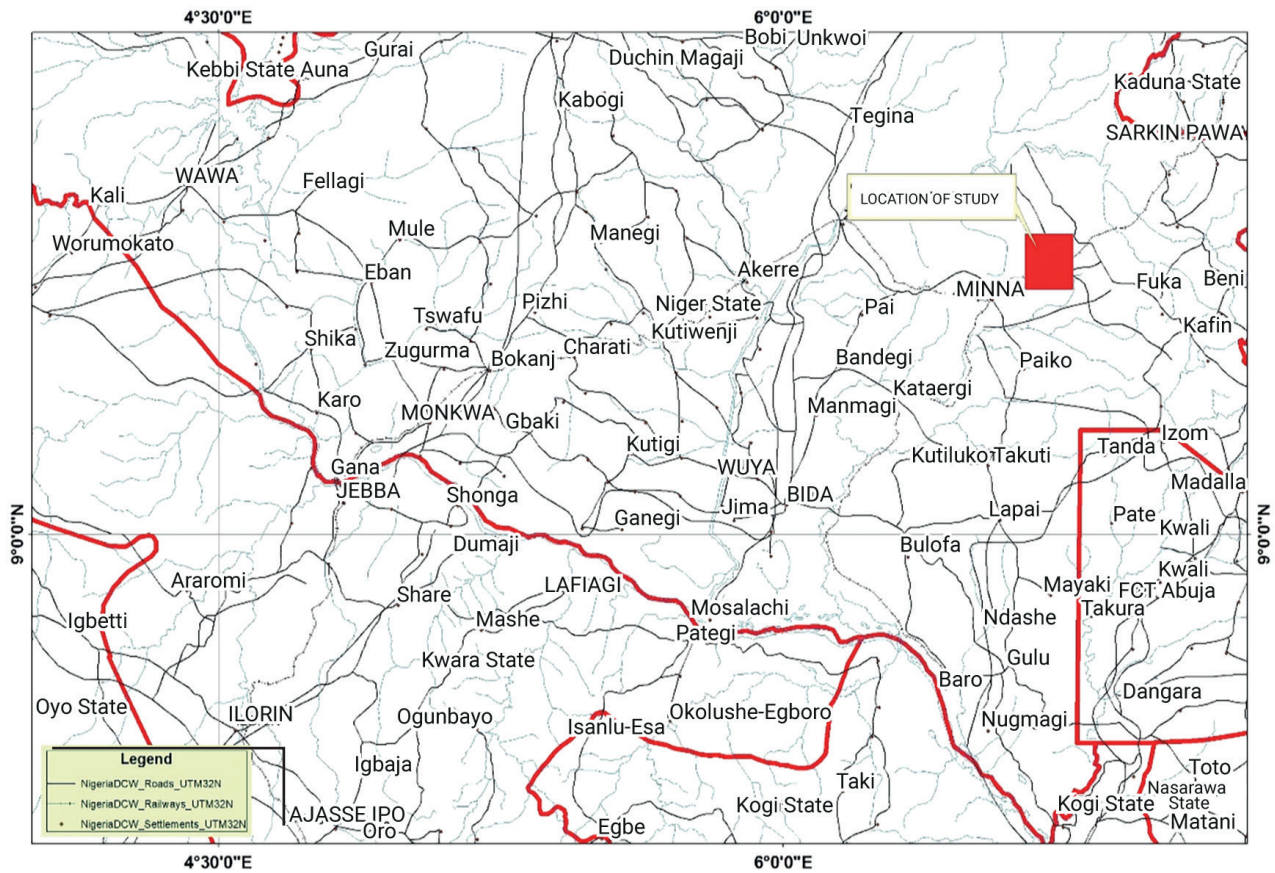


Figure 1. Administrative Map of Nigeria.

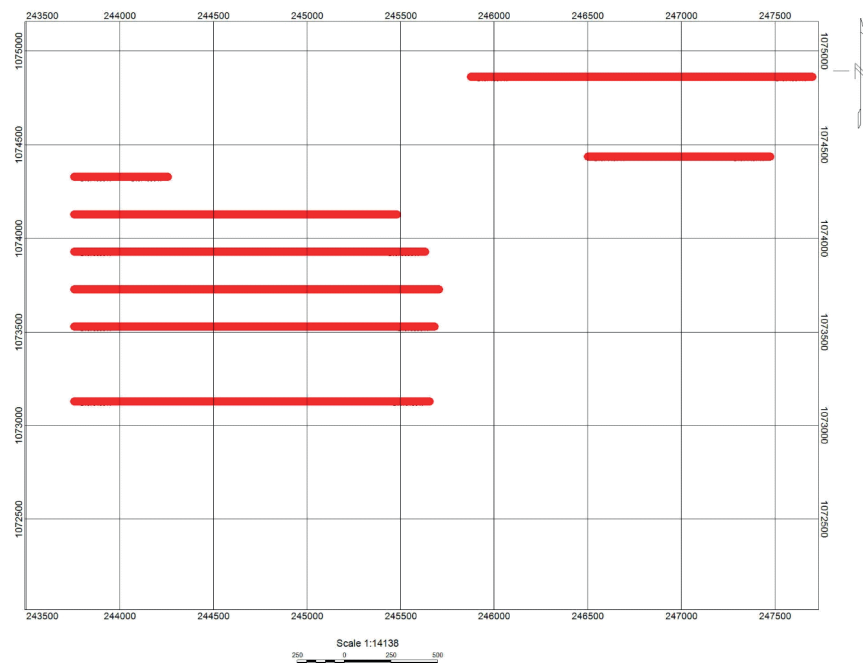


Figure 2. Profile line of IP survey map.

The area is surrounded by mountains and relatively flat, but the topography undulates gently with some valleys and floodplains. High elevated outcrops are not dominant in the area (Figure 3).

The study area lies in the Northcentral Nigeria and is made up of the migmatite-gneiss complex, Older granite and Schist belts. The isochron ages of this rocks ranges from Liberian to Pan-African. Examples are migmatite-gneiss, amphibolites, quartzites, pelitic and calcareous rocks (metasediments). The Kuseriki schist belt group, which comprises of Kuseriki Psammite, Kushaka schist, Zungeru granulite and Birnin Gwari schist Formations overlying the metamorphosed Basement Complex of Nigeria. Elueze, 1981 reported that the study area that is demarcated by synclinal and anticlinal gneiss and characterised by numerous schist belt: semi-pelitic biotite-muscovite schist (garnet and staurolite), graphitic schists, phyllites and meta-siltstones, interbedded garnet grunerite iron Formation, diverse amphiboles with amphibolites, epidote-chlorite-talc-bearing schists associated with tholeiitic basalt. The rocks are estimated to be Kibaran ($1,159 \pm 70$ Ma) in age (Kinniard, 1984).

3. Materials and methods

3.1 Geophysical Survey

Magnetic Survey and Induced Polarization methods were employed to study the area.

3.1.1 Magnetic Survey

Magnetic survey was used to search and delineate mineral bearing ore bodies, sedimentary structures and buried structures. Ground magnetic surveys were conducted with a Proton Precession magnetometer in grid formats covering the survey area. The acquired total magnetic data was corrected and downloaded into the survey database for quality control and checks. Profile data plotting and preliminary gridding was done using minimum curvature method at a cell size of 25m to assess noise in the data. Dropouts and spikes were later filtered from the data on a daily basis. At the end of the 124 km line survey, the merged magnetic data were micro levelled to remove directional noises along and across the survey line and the data were contoured using Oasis montaj software.

3.1.2 Induced Polarization (IP)

Time-domain induced polarization use the voltage decay as a function of time after an injected electric current is put off. IP identified economic minerals such as Gold, Lead/Zinc in the study area. The occurrence of primary gold and other sulphide mineralization was observed to be disseminated within the vein quartz and quartzitic material. Time Domain Induced Polarization (TDIP) survey was conducted across the interpreted magnetic structures and geochemical hotspots (Figure 2). Time domain, IP data were collected along the east-west profiles using a GDD 5000-watt transmitter and a 16-channel receiver (Figure 3). The



Figure 3. The GDD 500 set – up in the field.

setup utilized dipole-dipole array, conductor cables, two steel current electrodes and eight non-polarizable copper sulphate electrode pots (the receivers) spaced 50m apart, and with a 25m station interval over a 1.2 km distance. The survey protocols were done by injection of 2 seconds on and 2 seconds off duty cycle currents into the ground via a 5000-watt transmitter (Tx), while the receiver measures the decay of the primary voltage. Thirty readings were stacked to improve the signal/noise ratio.

4. Results and discussion

4.1 Ground Magnetic Survey

4.1.2. Total magnetic intensity

The total magnetic intensity map demonstrated the differences in character of high and low magnetic intensities and regional magnetic zones with most of them trending northeast – southwest direction. The magnetic zone division was based on the intensity, shape and pattern in magnetic signatures (Ademila *et al.*, 2019; Gunn *et al.*, 1997; Okpoli & Akinbulejo, 2021; Okpoli *et al.*, 2022). Besides analytical signal that shows areas with high magnetic susceptibility as high anomalies, the TMI map shows high magnetic, intermediate and low magnetic susceptibility zones. The (blue to pink colored) are zones

of low to high magnetic susceptibility zones respectively. Areas with the high magnetic susceptibility are observed to be within the sheared zone as seen in Figure 4 bounded all-round by intermediate magnetic susceptible Metasediments and granitic intrusions. The northern part and pockets of southern part of the TMI map shows the high magnetic susceptible Basement Complex.

4.1.3 The First Vertical Derivative

The first vertical derivative map (Figure 5) highlights rock contacts, faults, veins and other lineaments in both NE and NW directions. The lineaments (faults) are well pronounced in the NE-SW and NW-SE directions showing high magnetic intensity due to the gold mineralization hosted in that direction. Also, the trends are evidence of pronounced episodes of orogeny that occurred in this schist belt.

4.1.4. Second Vertical Derivative

The second derivative filter attenuate broad and more regional anomalies, enhancing the local magnetic responses and emphasizing the plan view edges and extents of target zones (especially intra-basement anomaly sources). Prominent magnetic lineaments are observed and marked by the red lines as shown in figure 6. The target gold anomaly magnetic lineaments are de-

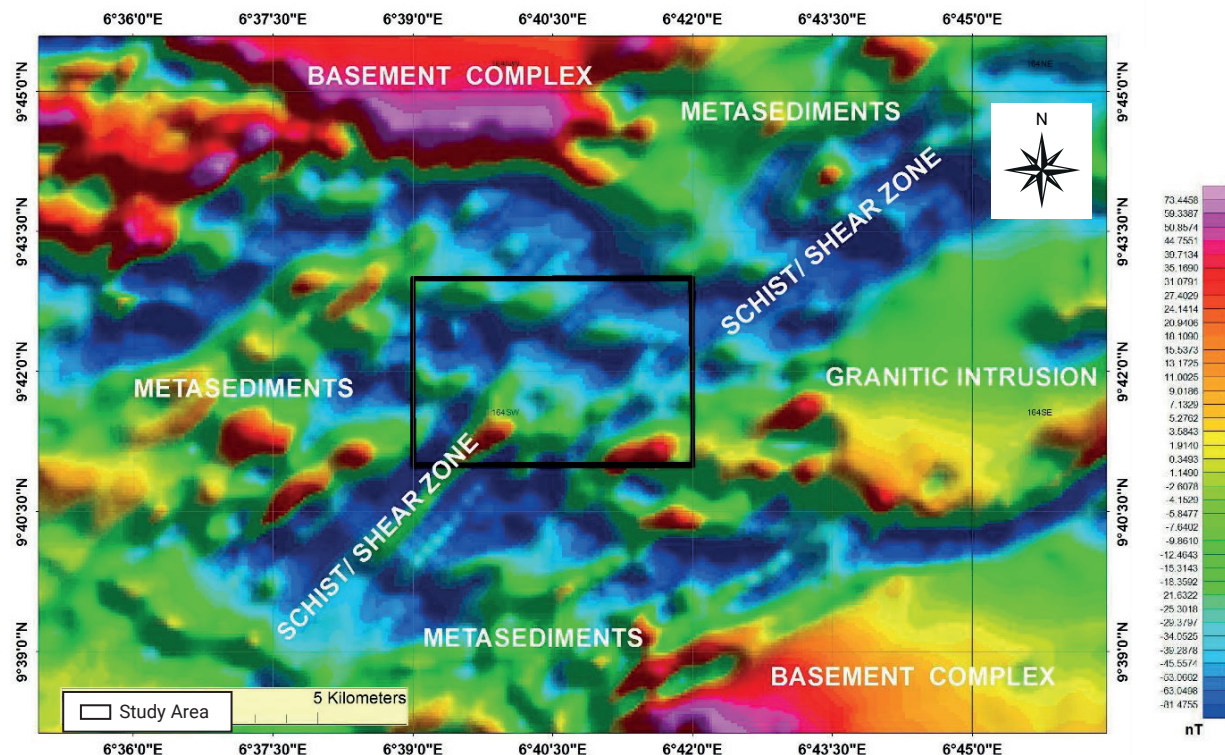


Figure 4. Total Magnetic Intensity map.

Table 1. Detail geological mapping of the study area

Location Id	Longitude (E)			Latitude (N)			Elevation (M)	Lithology	Colour	Texture
L1	6	40	29.7	9	40	59.9	322	Phyllitic Schist	Grey- Light Grey	Fine-Medium
L1b	6	40	29.7	9	40	59.9	322	Quartz Body/ Rubbles	Brownish	Medium-Coarse
L2	6	40	19	9	41	51.4	340	Schist	Grey- Light Grey	Fine-Medium
L3	6	40	11.3	9	41	11.3	363	Schist	Grey-Dark Grey	Fine-Medium
L3b	6	40	7	9	41	46.6	368	Quartz Rubbles	Brown-Reddish	Medium-Coarse
L3c	6	40	3.6	9	41	45.7	352	Biotite Schist	Dark-Grey	Fine-Medium
L4	6	40	3.4	9	41	42.4	361	Phyllitic Schist	Dark-Light Grey	Fine-Medium
L5	6	39	42.6	9	41	38	334	Schist	Dark-Grey	Fine-Medium
L5b	6	39	40	9	41	33.6	322	Schist	Dark-Grey	Fine-Medium
L6	6	39	18.3	9	41	31.2	335	Granite-Gneiss	Greyish	Medium
L7	6	39	15	9	41	38.3	320	Schist	Light-Grey	Fine-Medium
L8	6	39	51.4	9	42	18.2	321	Amphibole Schist/ Gneiss	Greenish/Light& Dark Band	Fine-Medium
L9	6	41	36.2	9	42	53.2	368	Schist		Fine-Medium
L9b	6	41	34.5	9	42	52.1	371	Phyllite	Light-Grey	Fine-Medium
L10	6	41	37.2	9	42	57.2	367	Phyllite	Light-Grey	Medium-Coarse
L11	6	41	30	9	42	53	365	Phyllite	Brownish- Grey	Fine-Medium
L12	6	41	48.8	9	42	38.2	353	Quartz Body/Veins	Whitish/Milky	Fine-Medium
L13	6	41	41.7	9	42	25.2	359	Quartz Rubbles	Whitish/Milky	Fine
L14	6	41	51.6	9	42	19.8	356	Quartz Body	Whitish/Milky	Fine
L15	6	41	35.7	9	42	15.5	357	Quartz Body	Whitish/Milky	Fine
L16	6	41	30.8	9	42	7.7	328	Phyllitic Schist	Light-Grey	Fine-Medium
L17	6	41	27.7	9	41	50.3	320	Phyllitic Schist	Grey-Dark	Fine-Medium
L18	6	41	14.6	9	41	59	328	Phyllitic Schist	Grey-Light Grey	Fine-Medium
L19	6	41	6.6	9	41	53.4	340	Quartz Body	Whitish/Milky	Fine
L20	6	40	32.4	9	42	0	325	Phyllitic Schist	Grey	Fine-Medium
L21	6	40	41.4	9	42	13.7	331	Phyllite	Grey	Fine
L22	6	41	23.2	9	42	46.6	355	Granite-Gneiss	Light-Grey	Medium-Coarse
L22b	6	41	28.6	9	42	51.2	357	Granite-Gneiss	Dark-Grey	Medium-Coarse
L23	6	41	31.9	9	42	52.7	364	Schist	Grey	Medium-Coarse
L24	6	42	0	9	41	24	331	Phyllitic Schist	Grey	Fine
L25	6	41	51.5	9	41	27	335	Quartz Veins	Reddish-Brown	Fine-Medium
L26	6	41	15.2	9	41	28.1	338	Quartz Rubbles	Reddish-Brown	Fine-Medium
L26b	6	41	4.3	9	41	29	332	Quartz Rubbles	Whitish/Milky	Fine
L27	6	41	15.3	9	41	15.6	327	Phyllitic Schist	Grey-Light Grey	Fine-Medium
L28	6	41	28	9	41	10	326	Phyllite	Grey	Fine-Medium
L29	6	40	35.9	9	42	34.8	311	Quartz Rubbles	Whitish-Brownish	Fine-Medium
L30	6	40	23	9	41	31.8	329	Amphibole Schist	Greenish-Grey	Fine-Medium
L31	6	40	14.8	9	41	28.8	319	Amphibole Schist	Greenish-Grey	Fine-Medium
L32	6	40	4.3	9	41	9.1	313			
L33	6	40	6.9	9	41	16.1	318	Quartz Rubbles	Whitish-Brownish	Fine-Medium
L33b	6	40	8.2	9	41	17.1	318			
L34	6	40	8.6	9	41	18	317	Schist	Grey	Fine-Medium

Table 2. List of structural data acquired on the study area.

Location id	Strike	Dip/direction	Observation
L1	16	53/E	Parralle sets of quartz veins embedded within the rock
L1b			An altered quartz body at 7-m eastward of location 1
L2			Highly weathered exposure
L3	10	82/E	Hilly exposure trending n-s with quartz veins & rubbles
L3b			The dimension of the quartz rubbles is about 20m by 10m
L3c			
L4	5	59/E	A thin quartz veins embedded within the rock and q/r
L5	40	64/E	Quartz veins observed & lots of quartz rubbles
L5b	22	66/E	Quartz veins with strike of 19 & thickness of 16cm
L6	38	59/E	It occurs in bouldery form with lots of quartz veins
L7	12	E	Stream sediment are being packed for gold panning
L8	51	40/E(se)	Two lithologies(amphibole schist & gneiss) & quartz r.
L9	166	E	Signs of mineralization on quartz rubbles
L9b	188	82/E	Quartz veins in concordant with the country rock
L10	28	50/W	Quartz veins of about 12cm thick and veinlet(1cmby10cm)
L11	9	48/E	Upland bouldery exposure with lots quartz vein
L12	42		Parralle sets of quartz veins with a width of about 60m
L13			A gentle uphill of quartz rubbles
L14	22	46/E	Bouldery exposure of quartz body of about(50mby30m)
L15	128		Upland of quartz body in insitu & quartz rubbles
L16	38	68/E	The exposure is highly foliated with some quartz veins
L17	38	68/E	The exposre is dipping eastward & trending ne-sw
L18	11	40/E	Quartz veins of about 10cm by 50cm & some thin veinlet
L19			An upland exposure quartz body in bouldery form
L20	180		The exposure is along a stream channels
L21	10	68/W	A highly jointed exposure with a lots of quartz veins
L22	19		Hilly exposure wth several boulders & thin quartz veins
L22b	20		The exposure has a quartz veins & a lots of quartz r.
L23	22		A contact btw the schist & granite gneiss
L24	32	28/E	It occurs along a stream & it's becoming gradational
L25	140		An occurrence of quartz veins with sign of alteration
L26			A hilly exposure of quartz rubbles
L26b			A fixed spread of quartz rubbles of about 150m
L27	54	26/E	A flat exposure that is highly weathered
L28	54	32/E	A very small exposure
L29			A spread of quartz rubble on gentle upland
L30			A small flat exposure
L31	20	41/E	A well foliated body along a stream channel with q.R
L32			The pit is about 5m deep with no traceable vein
L33			Quartz rubbles close to a first order stream
L33b			First order stream running south to river mauna/ose
L34	4	70/E	Quartz veins embedded within the host rock

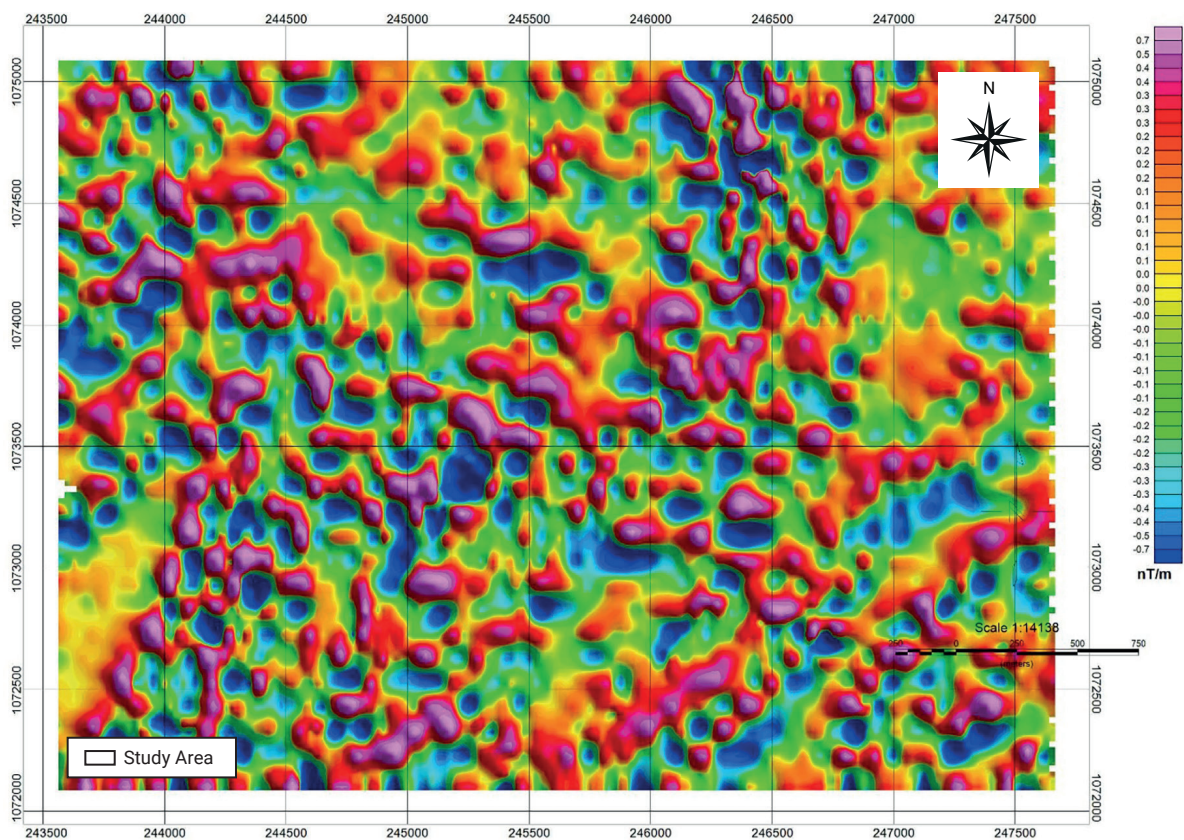


Figure 5. First Vertical Derivative map.

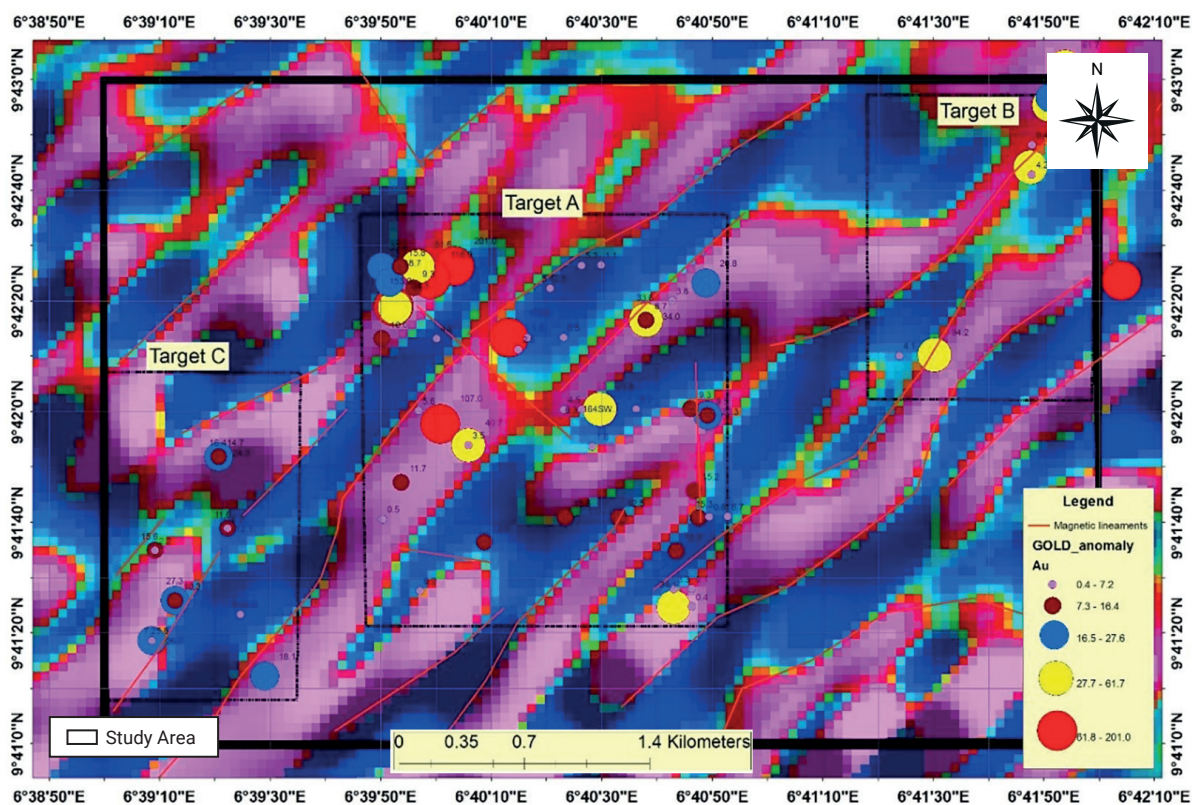


Figure 6. Second vertical derivative map showing the target areas and the magnetic lineaments.

pictured with purple, brown, blue, yellow and red colours, in order of increasing magnetic intensity: 0.4-7.2, 7.3-14.4, 14.5-27.6, 27.7-41.7 and 41.8-201.0 respectively. The gold mineralization is found generally trending in the North – East direction.

4.1.5. Analytical Signal and Horizontal derivative

The analytical signal filter (Figure 7) was applied to determine the source positions of the magnetic anomaly irrespective of direction and remnant magnetization of the sources effect (Silva *et al.*, 2003). The high analytical signal amplitudes were correlated with the most significant concentrations of mineral deposits within Owu (Nabighian, 1972, Reeves *et al.*, 1998). Analytical signal map was useful in the location of edges of magnetic source bodies were remanence and (or) low magnetic latitude complicates interpretation (Thompson, 1982, Ademila *et al.*, 2019; Okpoli *et al.* 2022).

Figure 7a illustrate the structural network-faults of two pronounced orogenies which were clearly delineated. The contoured mineralized schist and other mineralized zones/alteration zones in the study area. The magnetic structures are highlighted with white broken lines. Figure 7b shows the horizontal gradient derivative map and the normalized derivative highlights locations of magnetic

bodies within the survey area. Unlike the directional derivatives, it forms a positive response over a magnetic source body.

4.2. Induced Polarization

4.2.1 IP Interpretation

The induced polarisation data were acquired along the east-west direction (Fig.8). The survey lines were designed to cut across the strike, in view of measuring zones of high chargeability and apparent resistivity values.

The IP module of Oasis Montaj software was used in plotting IP chargeability and resistivity data pseudo sections. The resulting plots presents a vertical section showing the variation of IP chargeability and conductivity of materials at the subsurface along the survey profile. The pseudo section of some of the IP profiles are presented and briefly described below comprising both the IP chargeability plot and resistivity. The high IP chargeability portions are in pink, while the low IP areas are in green-blue. In the resistivity section, the low areas are in pink, while the blue areas are the high resistive area.

The pseudo-sections of high and low apparent chargeability and resistivity are illustrated in Figure 9 with the colour scale on

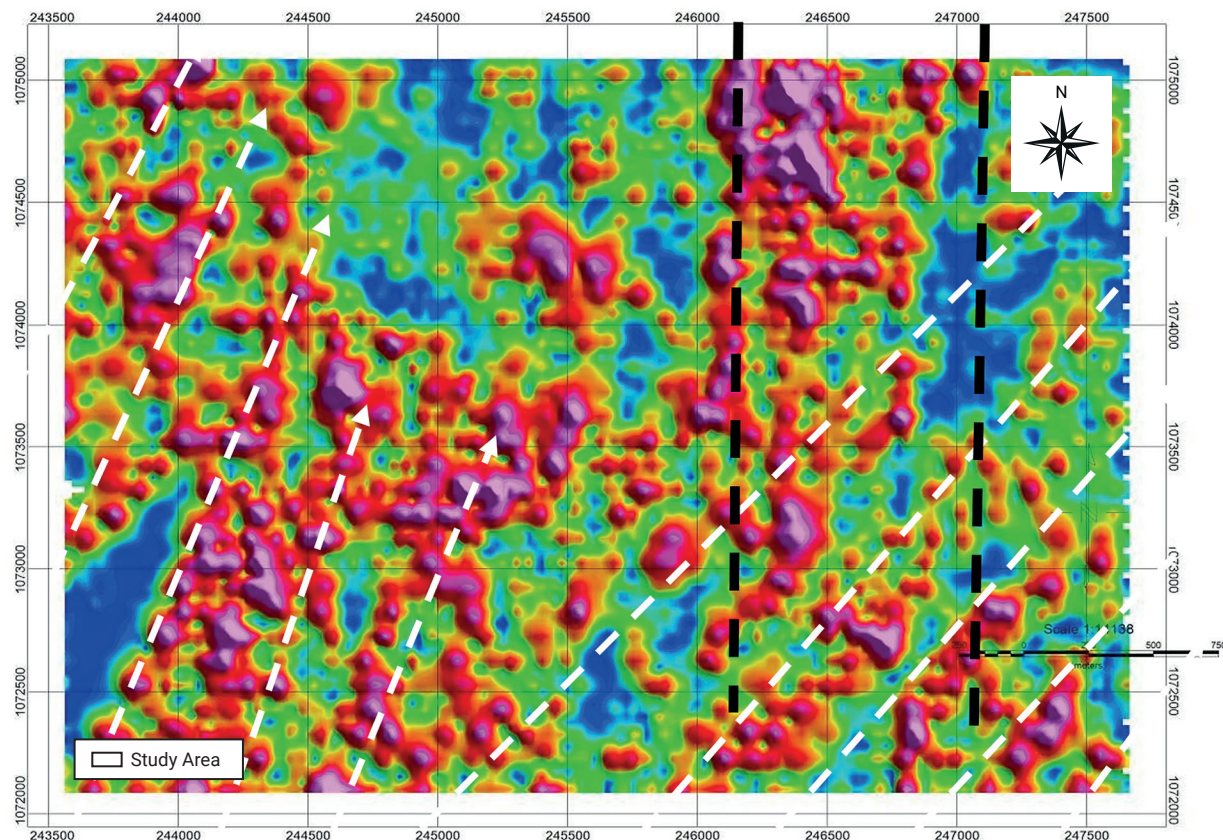


Figure 7a. Analytical signal map.

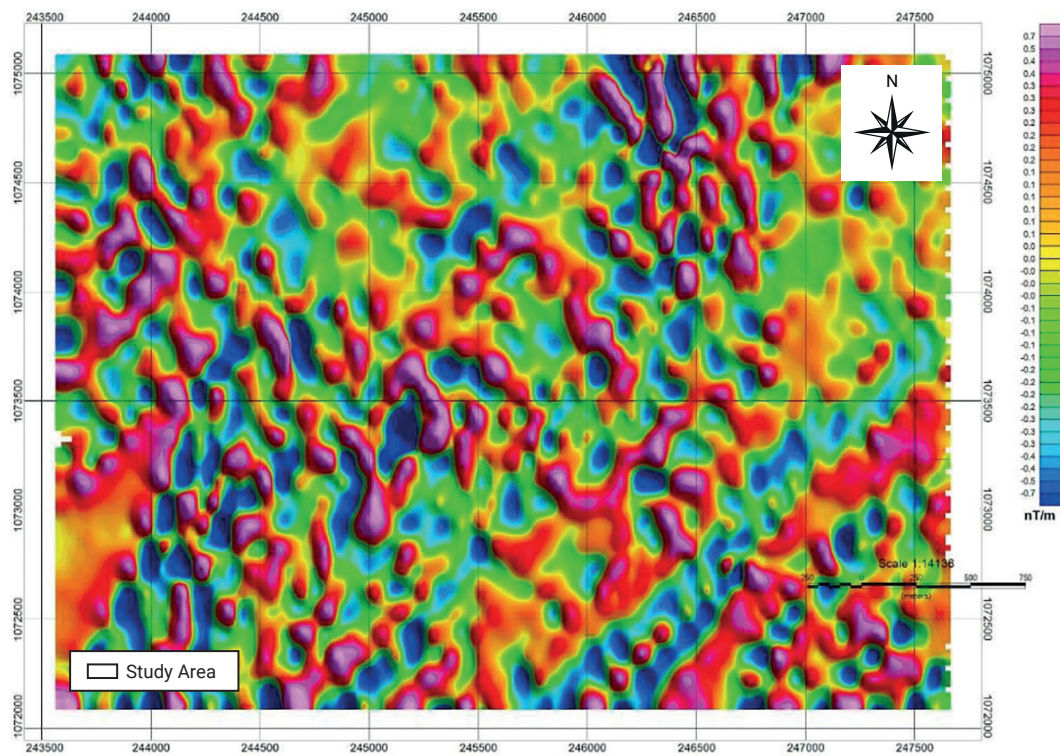


Figure 7b. Horizontal Gradient map.

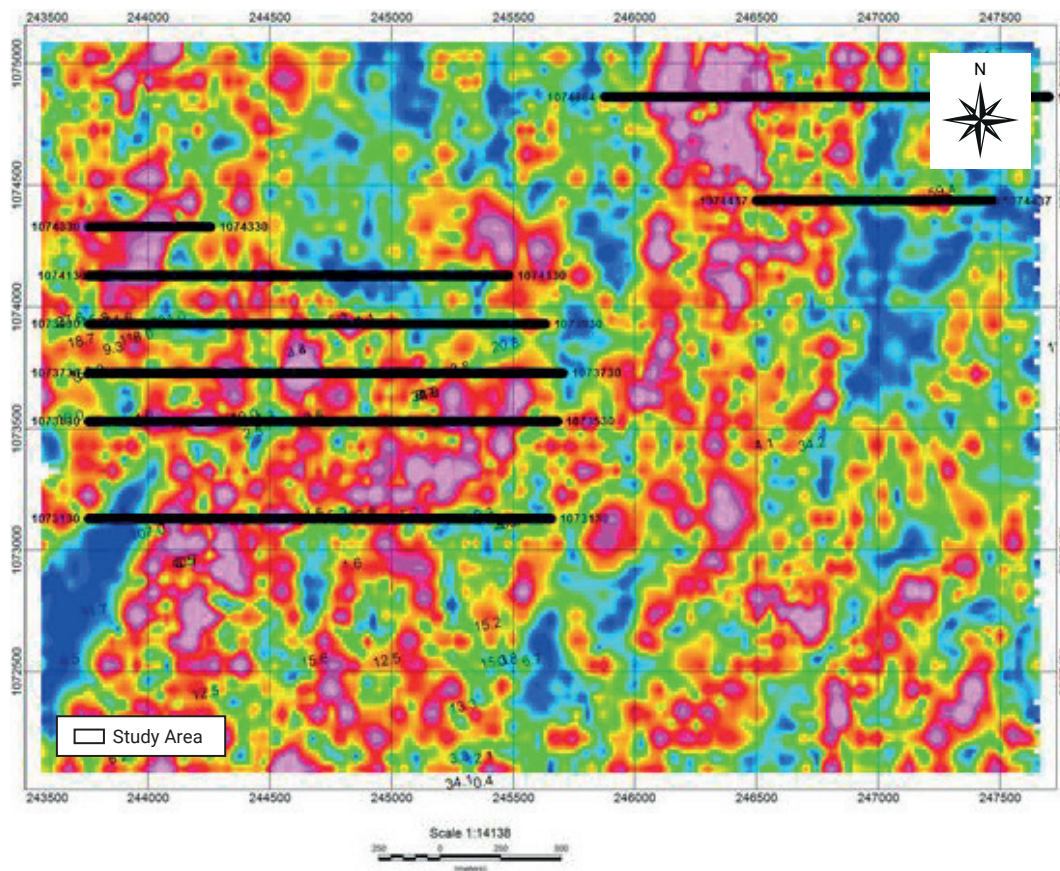


Figure 8. IP data acquired over the interpreted magnetic anomalies.

the side, where the pink zones indicate zones of high chargeability or resistivity and the blue zone shows areas of low chargeability and resistivity. The data plots were usually interpreted as high chargeability are related to conductive structures near the surface or at greater depth while apparent resistivity is due to high resistive units at or near the surface. Owing to the high disseminated nature of the ore body, it is more likely to have high resistivity correlated to high chargeability. Therefore, zones with both chargeability and high resistivity or high chargeability and high resistive or high chargeability and resistive occurring close to each other were selected to delineate the anomaly causing zones to depth.

The pseudo section plot shows that the chargeable values are trending in the NE-SW direction around longitudes 243800E to 244200E. It seems to be another trend of chargeable values trending NW-SE from longitude 244500E intersecting the NE trending mineralization at 244200E. Moving East of the profile, with a seeming increase in resistivity, the pseudo-section plot of 1074437N shows a high resistive top layer that runs across the profile; this could be a sandy top layer. It also shows strong chargeability around longitudes 246500E to 247000E. This could be localized mineralization.

The chargeable value on the eastern anomaly of pseudo-section at 1074864N (dipole-dipole array) is 40mV/V, where fire assay of pan soil concentrates detected up to 43 ppm of gold.

5. Conclusion

Geological mapping of the study area indicated that the mineralization pattern is structurally controlled and consistent with the dominant magnetic trend of NE-SW. Suspected anomalous sulphide concentration locations generally align with the magnetic inflection point, where magnetic bodies or lineaments are expected to be located at the subsurface.

Gold occurrences around the study area varies in distribution and potentials. Two modes of gold mineralization have been identified around the locality: Primary gold in the veins, associated with quartz veins that intruded the schist belt and sheared zones. Secondary gold mineralization concentrated by mechanical processes as alluvial deposits and occurring as placers and paleo-placers along stream channels or as eluvial deposit resulting from in-situ break down of gold bearing vein rocks to form considerable concentrations of gold-bearing gravely layer and saprolite above the bedrock.

The ground magnetic surveys and time domain induced polarisation documented the relationship between the gold anomalous locations and the North-east sheared zone traversing the centre of Owu. The primary gold-sulphide mineralisation suggested altered brecciated/ hydrothermally generated resource.

Conflicts of interest: The authors declare that there is no conflicts of interest in this original research paper in whatever form.

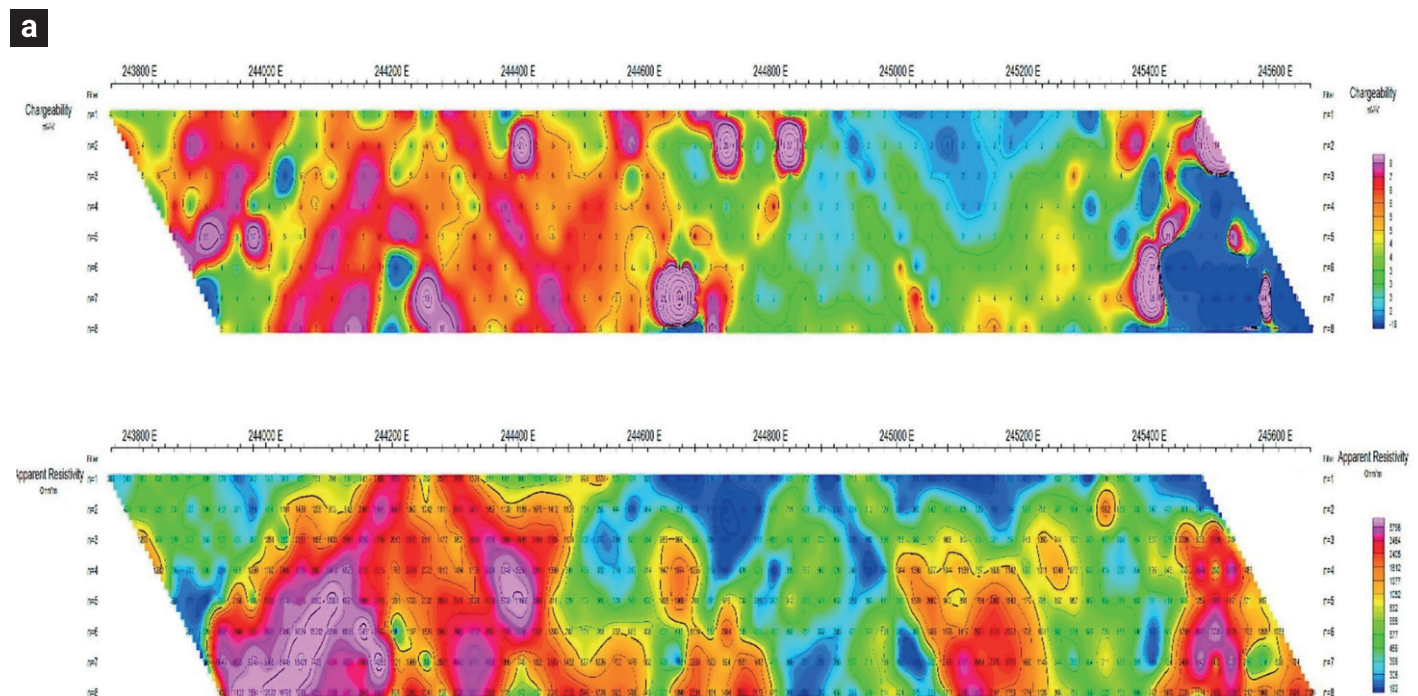


Figure 9a. Pseudo section plot of 1073130N.

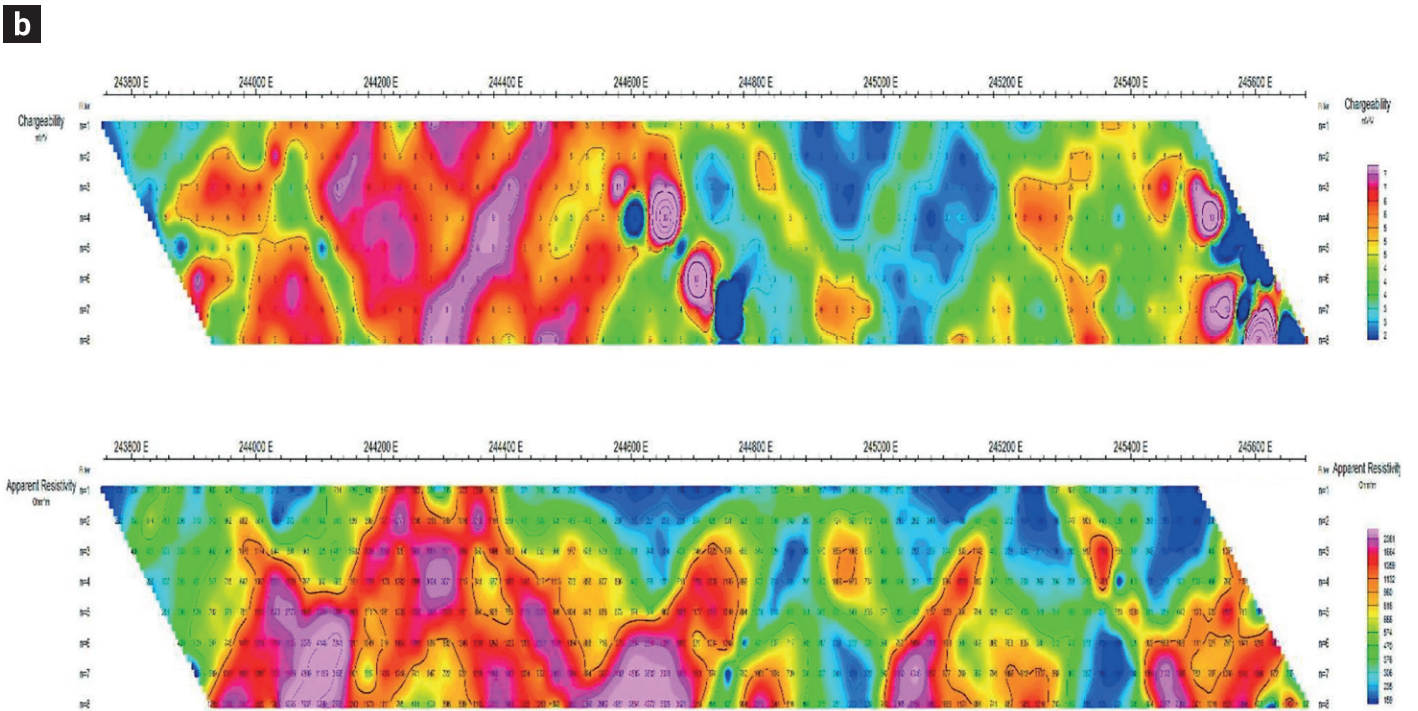


Figure9b. Pseudo section plot of 1073530N.

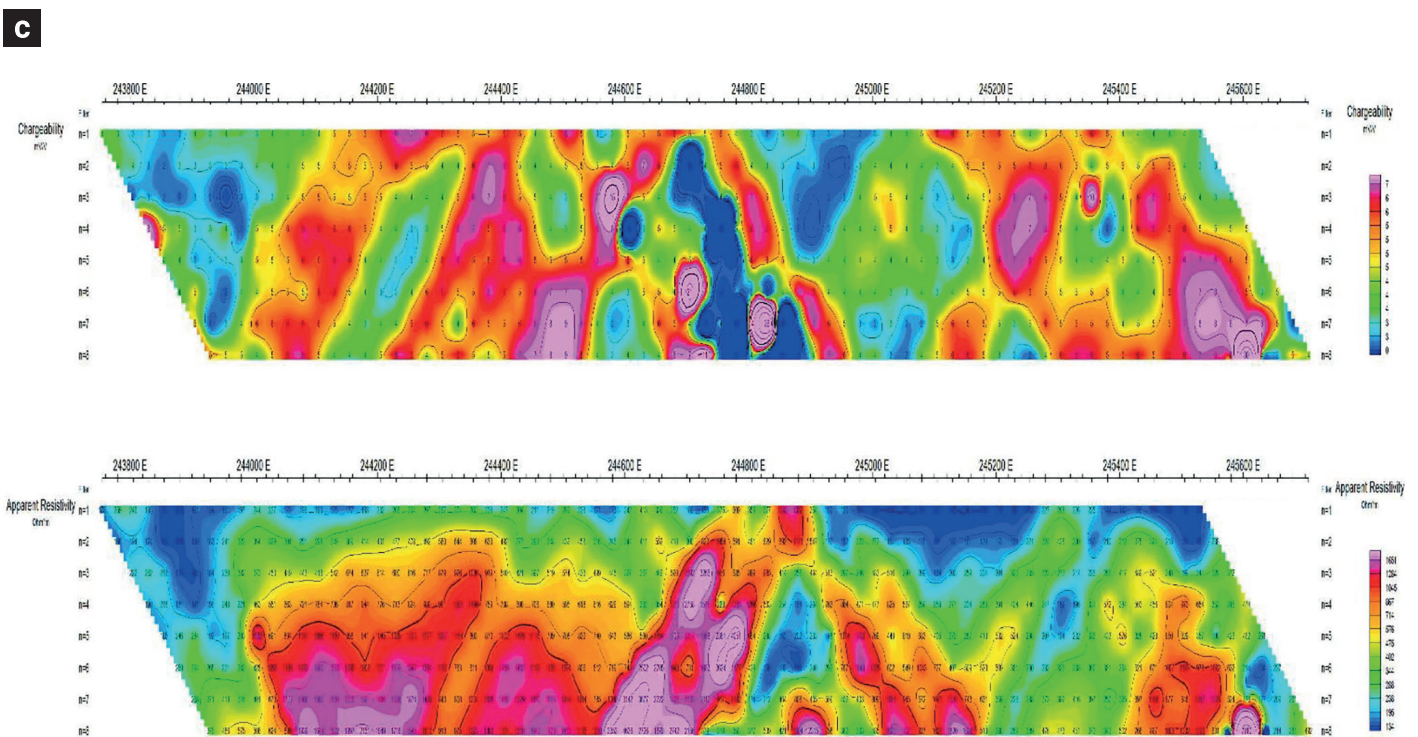


Figure9c. Pseudo section plot of 1073730N.

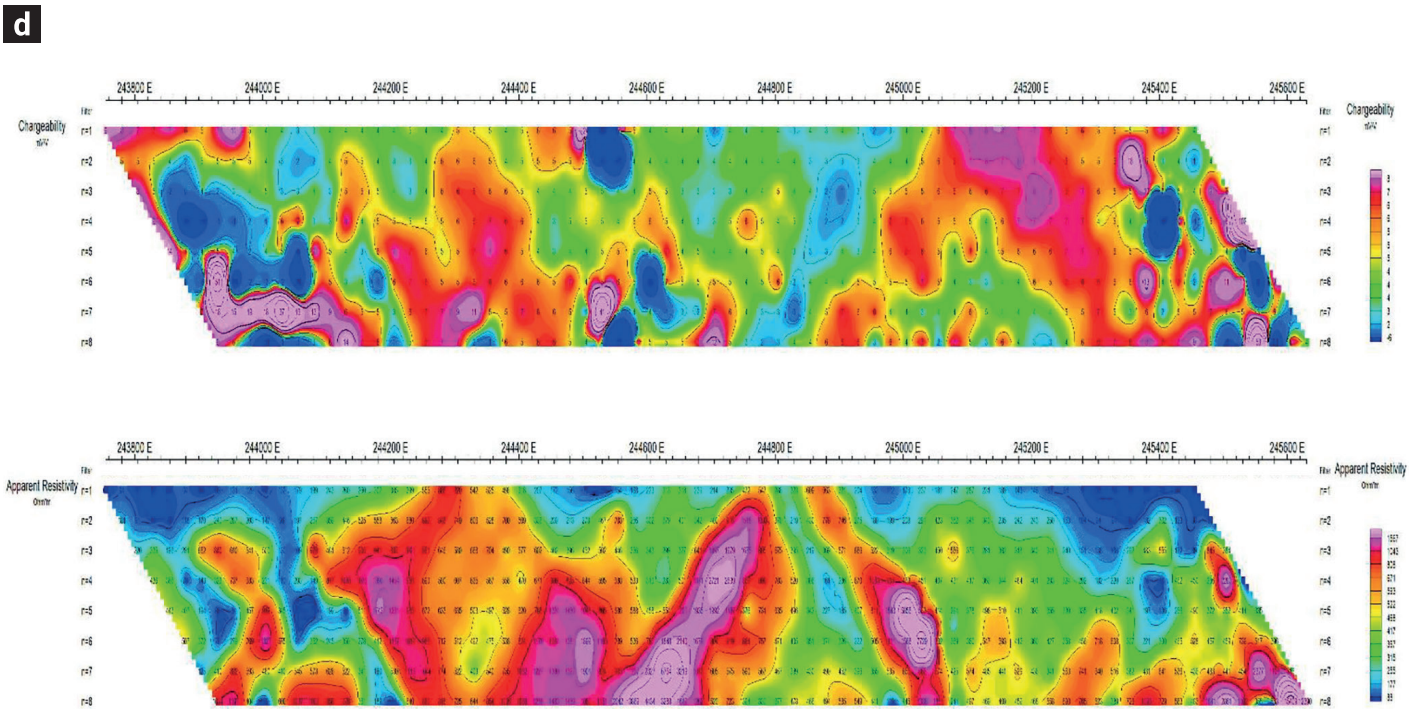


Figure 9d. Pseudo section plot of 1073930N.

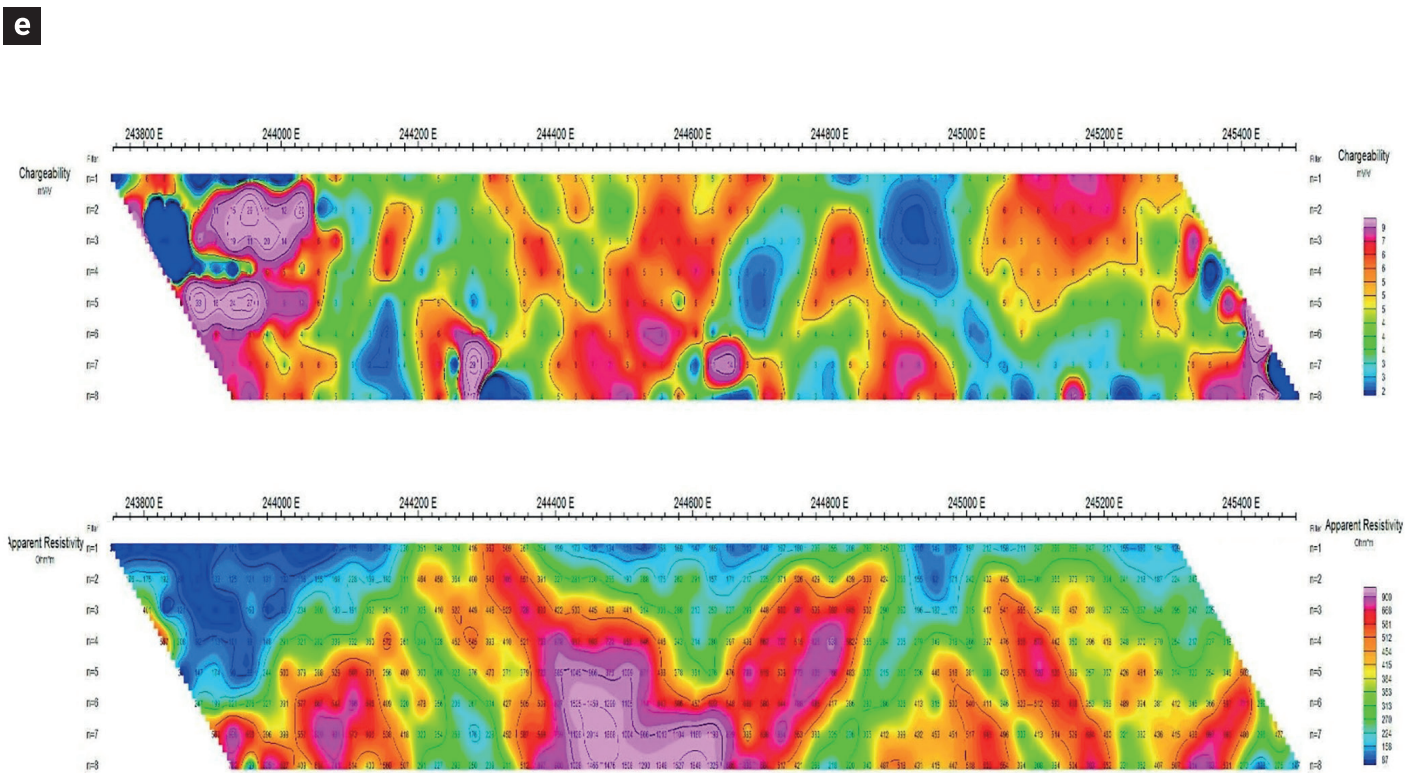


Figure 9e. Pseudo section plot of 1074130N.

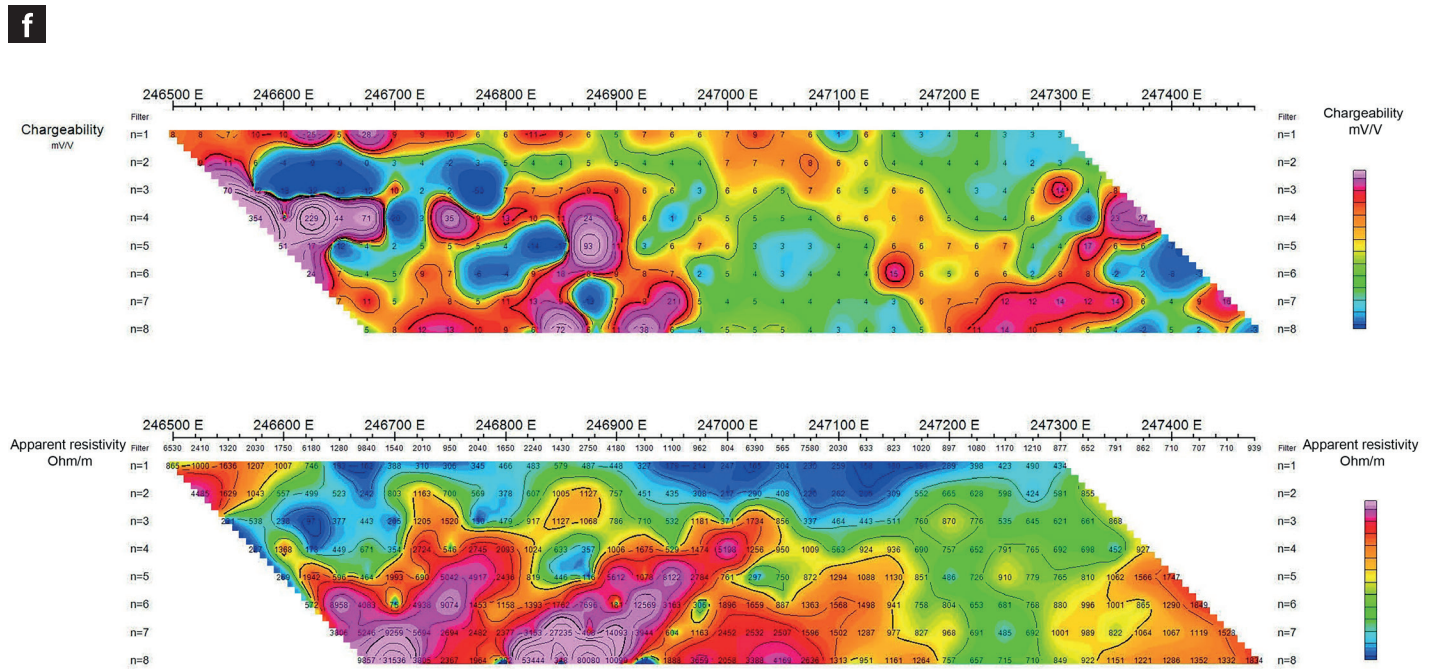


Figure 9f. Pseudo section plot of 1074437N.

6. Acknowledgments

The authors would like to thank the Geodel integrated services for making the dataset available for academic purpose.

8. References

- Ademila, O., Okpoli, C.C. & Ehinmitan, D. (2019). Geological and Lithological Mapping of Part of Igarra Schist Belt Using Integrated Geophysical Method. *Earth Sciences Pakistan*, 3(1):1-9.
- Ajibade, A. C. (1988). *Structural and tectonic evolution of the Nigerian basement with special reference to NW Nigeria*. In International Conference on Proterozoic Geology Tectonics High-Grade Terrains (Ife, Nigeria).
- Ekwueme, B.N. & Matheis, G. (1995). *Geochemistry and economic value of pegmatites in the Precambrian basement of southeastern Nigeria* (Oxford & IBH Publishing Company, New Delhi).
- Elueze, A.A. (1981). Geochemistry and petrotectonic setting of metasedimentary rocks of the schist belt of Ilesha area, Southwestern Nigeria. *J. Min. GEOL.* 19(1): 194-197.
- Fitches, W.R., Ajibade, A.C., Egbuniwe, I.G., Holt, R.W. & Wright, J.B. (1985). Late Proterozoic Schist belts and Plutonism in NW Nigeria. *Jour. Of Geol. Soc.* London, 142, pp. 319-337.
- Gunn, P., Maidment, D., & Milligan, P. (1997). Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 175-185.
- Haruna, I.V. (2017). Review of the Basement Geology and Mineral Belts of Nigeria. *IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics (IOSR-JAGG)*, Volume 5(1)P 37-45
- Hilson, G. (2006). The socio-economic impacts of artisanal and small-scale mining in developing countries. Taylor & Francis.
- Ho, S.E. & Groves, D.I. (1987). *Recent advances in understanding Precambrian gold deposits*. Geology Department and University Extension, University of Western Australia Publication.
- Kerrick, R. & Wyman, D. (1990). Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18: 882-885.
- Kuster, D. (1990). Rare-metal pegmatites of Wamba, Central Nigeria-their formation in relation to late, Pan-African granites. *Mineralum Deposita* 25: 25-33.
- Maurin, J.C. & Lancelot, J.R. (1990). Structural setting and U-Pb dating of Uranium Mineralization from the Northeastern part of Nigeria (Upper Benue Region). *Journal of African Earth Sciences*, 10:421-433
- McCurry, P. & Wright, J.B. (1977). Geochemistry of calc-alkaline volcanics in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37:90-96
- McDonald, A.I. (1986). *An international symposium on the geology of gold*. Proceedings of gold '86. Toronto, pp. 517.
- Milligan, P. & Gunn, P. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):63-75.
- Nabighian, M.N. (1972). The analytical signal of two-dimensional mag-

- netic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37:501-517.
- Okpoli, C.C. (2013). "Sensitivity and Resolution Capacity of Electrode Configurations". International Journal of *Geophysics*, vol.2013, Article ID 608037, 12 pages, doi: <https://doi.org/10.1155/2013/608037>
- Okpoli, C.C., Ogbale J.O., Oyeshomo, A. V. & Okanlawon, G.O (2022). Mineral exploration of Iwo-Apomu southwestern Nigeria using aeromagnetic and remote sensing. *Egyptian Journal of remote sensing and Space sciences*, 25: 371-385
- Okpoli, C.C. & Akinbulejo B. (2021). Aeromagnetic and electrical resistivity mapping for groundwater development around Ilesha Schist Belt, osouthwestern Nigeria. Journal of Petroleum exploration and production technology. doi: <https://doi.org/10.1007/s13202-021-01307-x>
- Reeves, C.V., Macnab, R. & Maschenkov (1998). Compiling all the world's magnetic anomalies, *EOS American Geophysical Union*, July 14, Pp. 338
- Silva, A., Pires, A., McCafferty, A., De Morales, R. & Xia, H. (2003). Application of Airborne Geophysical Data to Mineral Exploration in the Uneven exposed Terrains of the Rio Das Velhas Greenstone Belt. *Revista Brasileira de Geociencias*, 33: 17-28
- Thompson, D.T. (1982). "EULDPH-A new technique for making computer - assisted depth estimates from magnetic data", *Geophysics*, 47: 31-37.
- Truswell, J.F. & Cope, R.N. (1963). The geology of parts of Niger and Zaria provinces, Northern Nigeria. *Bulletin No. 29*. Published by Geological Survey of Nigeria. pp.17-22.

A hydrogeophysical conceptual model in the exploration of the "Las Sierras" aquifer: Case of Subwatershed III, southeast sector of Lake Managua, Nicaragua

Darling F. Castro-Hidalgo^{1,2} , Marcel Chow-Martínez^{1,3}  and Heyddy Calderón Palma¹ 

Abstract

This study proposes a hydrogeophysical conceptual model in a region southeast of Sub-basin III, which is part of the "Las Sierras" aquifer. The methodology employed combines geological data obtained from wells with geo-electric profiles, thus allowing a more precise representation of an underground valley hitherto unknown, primarily related to the materials of the Middle Las Sierras Group (TQps-M), identified as the main aquifer in the area. The delineation of hydrogeological units was carried out considering geological and geophysical conditions, providing valuable information to understand the distribution and behavior of groundwater in the region. The precise identification and delineation of hydrogeological units enable better management of groundwater resources in the region. This more detailed knowledge enables more effective strategies for the preservation and sustainability of local aquifers.

Key words: Las Sierras Aquifer, 3D electrical resistivity tomography, Conceptual Model.

Resumen

Este estudio propone un modelo conceptual hidrogeofísico en una región al sureste de la Subcuenca III que forma parte del acuífero "Las Sierras". La metodología empleada combina datos geológicos obtenidos de pozos con perfiles geoeléctricos, permitiendo así una representación más precisa de un valle subterráneo hasta ahora desconocido, relacionado principalmente con los materiales del Grupo Las Sierras Medio (TQps-M), identificado como el principal acuífero en la zona. La delimitación de las unidades hidrogeológicas se llevó a cabo considerando las condiciones geológicas y geofísicas, lo que aporta una valiosa información para comprender la distribución y comportamiento del agua subterránea en la región. La identificación y delimitación precisa de las unidades hidrogeológicas permiten una mejor gestión de los recursos hídricos subterráneos en la región. Este conocimiento más detallado posibilita estrategias más efectivas para la preservación y sostenibilidad de los acuíferos locales.

Palabras clave: Acuífero Las Sierras, Tomografía de resistividad eléctrica 3D, Modelo conceptual.

Received: July 17, 2023; Accepted: March 26, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Antonio Cardona Benavides, acardona@uaslp.mx

* Corresponding author: Darling Fabiola Castro Hidalgo, darling.castro@igg.unan.edu.ni

¹ Instituto de Geología y Geofísica (IGG-CIGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua/UNAN-Managua, Rotonda Universitaria Rigoberto López Pérez 150 metros al Este, C.P: 14172 Managua, Nicaragua

² Departamento de Ciencias Exactas, Centro Universitario de la Costa, Universidad de Guadalajara, Puerto Vallarta, Jalisco C.P. 48280, México

³ Centro de Investigación de Astrofísica y Ciencias Espaciales (CIACE), Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN-Managua), Rotonda Universitaria Rotonda Universitaria Rigoberto López Pérez 150 metros al Este, C.P: 14172 Managua, Nicaragua

Darling Fabiola Castro Hidalgo, Marcel Chow, Heyddy Calderón

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1728>

1. Introduction

The "Las Sierras" Aquifer comprises the western, central and eastern sub-basins of Managua city, capital of Nicaragua. This aquifer is exploited by numerous wells to supply drinking water to Managua (Japan International Cooperation Agency, 1993). It is estimated that it reaches a depth of more than 500 m (Castillo *et al.*, 2006) in the areas close to the Managua Lake. The lithostratigraphic succession of the Pacific is benefited by the presence of a large groundwater volume, the main source for human consumption. Nevertheless, the expansion of the capital city in the last decade led to an increment in the demand for safe water extraction, both in quantity and quality (Hirata, 1993a, 1994b).

The most pessimistic scenario according to Pérez (2009) suggests that by 2050, the base flow reflected as output of the aquifer will be four times smaller than in 2022. By the year 2100 it would represent only 10 % of the current one. It is necessary to ensure that the quality of drinking water meets the standards established through a water resources conservation plan (Planes de Gestión Integrada del Recurso Hídrico-Manual de Capacitación y Guía Operacional, 2005). Therefore, there is a special interest in developing projects aligned with the SDG (Sustainable Development Goals, also known as Global Goals), adopted by the United Nations in 2015. Goal 6 seeks to ensure universal, safe and affordable drinking water to improve the accessibility and safety of services for the population (Catalyst 2030, 2024c). In this framework, the Mayor's Office of Managua has developed and promoted social interest projects under the "Bismarck Martinez Projects" program, with the objective of guaranteeing 1,200 new homes for low-income families. In order to provide access to drinking water for these housing projects (scattered across the city), water resource management that involves a balance of social, economic and environmental sustainability is necessary (Proceso Regional de las Américas VI Foro Mundial del Agua, 2012).

In this context, geophysical studies, particularly electrical resistivity tomography (ERT) and information obtained from drilling logs in a target area, emerge as essential resources to advance the development of an hydrogeophysical conceptual model. These methods facilitate the construction of a comprehensive representation of the underground water flow system, consolidating the available geological and hydrogeological information in the study area (Anderson and Woessner, 1992; Belle *et al.*, 2018).

Similarly, the field of hydrogeophysics has played a pioneering role in introducing efficient and non-invasive subsurface data acquisition methods. These methods have proven to be crucial tools for identifying heterogeneities in the geological characteristics of underground rock formations. Moreover, they

have demonstrated particular effectiveness in delineating areas with significant potential for high water yield, as highlighted in previous studies (Dutta *et al.*, 2006; Ramalho *et al.*, 2012).

The relevance of this study lies in the combination of geological data from wells and geo-electric profiles, which has allowed for a more accurate representation of a previously unknown underlying valley and the substrate that forms the aquifer in question. A significant result of the research is the revelation of the Tertiary El Salto formation as the possible basement of the main aquifer under study. This detailed knowledge serves as a key tool for informed decision-making regarding the sustainable exploitation of water resources, ensuring their long-term availability, and thus contributing to the sustainable development of the region.

1.1 Geology and hydrogeology of the area

The research focuses on the study area located within the geological structure known as the "Airport Graben or Trench," a region of significant geological interest documented by several researchers (Kuang, 1971; Garayar, 1977; Cowan, 2022; Frischbutter, 2002; Girard *et al.*, 2005). The graben provides great interest for a detailed analysis of hydrogeophysical processes in the region.

The aquifer under consideration covers an extensive portion of the graben and the capital city of Managua, spanning an impressive area of approximately 1,040 km², as indicated by the report from the Japan International Cooperation Agency (JICA) in 1993. This vast expanse reflects the hydrological importance of the region and its crucial role in supplying water to the local population.

The precise geographical location of the study area is situated between 592690-1343985-Zone16N (Figure 1). The climatic conditions, with temperatures ranging between 26.9-30 °C and highs of 35 °C, add a distinctive atmospheric component that influences hydrogeophysical processes in the area (Ruiz *et al.*, 2021; Gómez *et al.*, 2021).

From a geological perspective, the region exhibits notable complexity, as detailed by (INETER– BGR, 2007) Alluvial and lacustrine sediments are part of the environment, identified as alluvial deposits (Qal), while pyroclastic materials, composed of volcanic ash, sand, and volcanic tuff (QvM), are also prominent in the area. The saturated layer, acting as the main aquifer, is characterized by permeable deposits of pyroclastic flows belonging to the "Las Sierras" middle group (TQpS-M) of the Pleistocene (Figure 2).

Previous studies conducted by Kutterolf *et al.* (2007), Pardo *et al.* (2008), and Avellán (2009) have provided valuable insights into lithostratigraphic entities from the Quaternary to the Tertiary (Neogene). Specifically, studies by JICA (1993) offer a detailed description of materials extracted through drilling (wells),

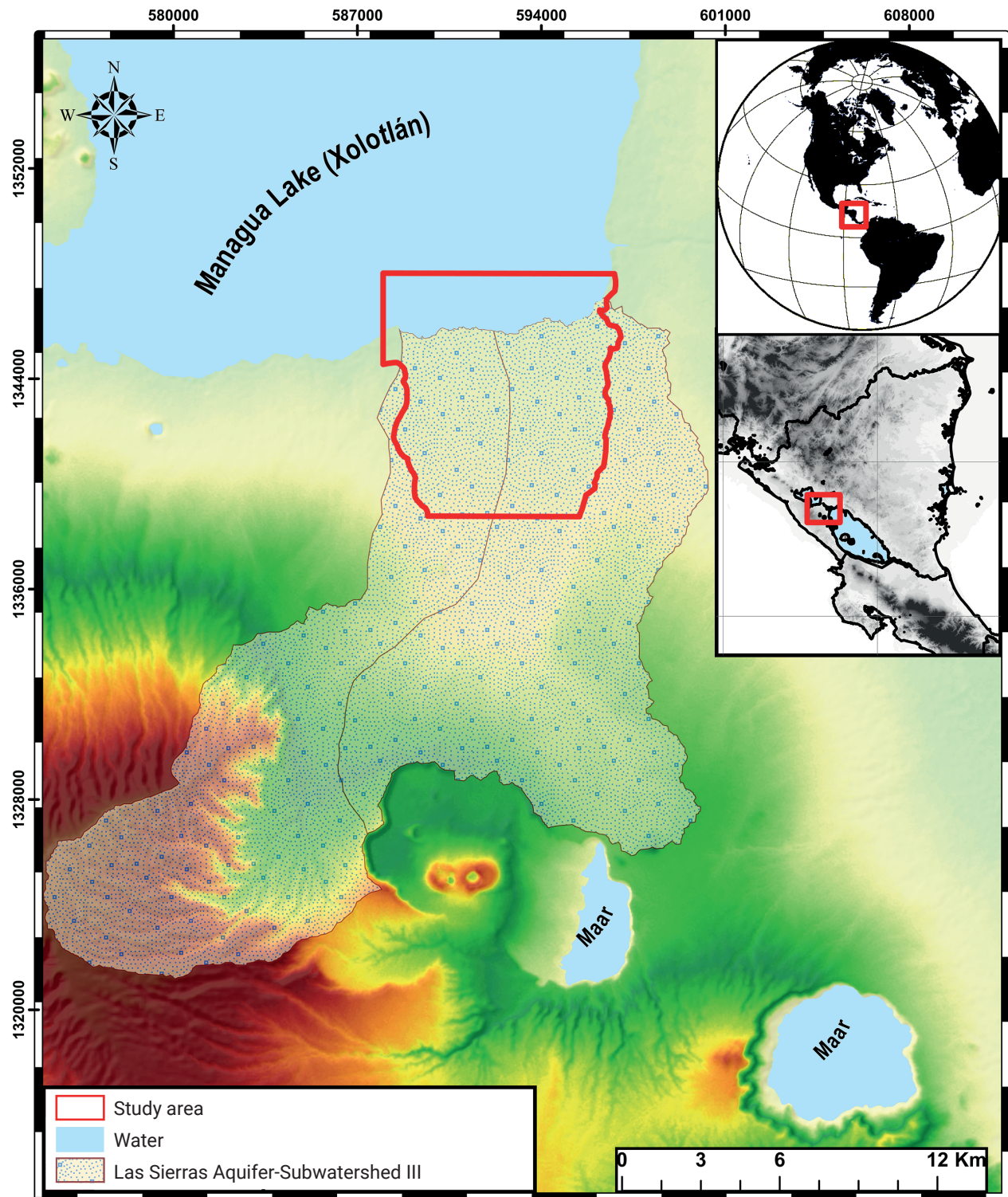


Figure 1. Field of study (Highlighted in red), under Sub-basin III of the Las Sierras Aquifer Area.

comprising gravel, gravel with sand, sand, sand with clay, clay, coffee-colored clay, and rock (boulders).

Consequently, two lithological units (Qal and SF) and two lithostratigraphic groups (QvM and TQpS-M) were defined. In Figure 3, a decrease in thickness is observed toward Managua Lake for both the Masaya Volcanic Group (QvM) and the Las Sierras Middle Group (TQpS-M). Additionally, intercalations of fossil soils (SF) with thicknesses ranging from 5 to 15 m are identified between these lithological groups (Reyna & Quiroz, 2020).

- **Alluvial Lithological Unit (Qal):**
This unit is mainly composed of sand and clay sediments, along with pyroclastic material. Additionally, debris and ash deposits, as well as pyroclastic flow surges, are identified. The thickness of this unit varies between 5 and 10 m, suggesting a heterogeneous mixture of materials transported by fluvial and volcanic processes.
- **Masaya Volcanic Group (QvM):**
The lithology of this unit is characterized by basaltic lavas, both porous and autobrecciated. Lava flows and fall deposits of pyroclastic material are also found, with thicknesses reaching approximately 30 m. These volcanic rocks provide valuable information about past eruptive activity and the geological evolution of the region.
- **Fossil Soil (SF):**
This type of soil presents a 10-m-thick layer, mainly composed of alluvial sand and clayey materials. The presence of this fossil layer may be indicative of specific environmental and depositional conditions in the past, providing clues about the geological history of the area.
- **Las Sierras Middle Group (TQpS-M):**
This lithological unit stands out for its considerable thickness, exceeding 80 m. It is composed of a variety of rocks, including basaltic-andesitic conglomerates, tuff breccias, tuff, pyroclastic flows, and volcanic origin sands. The diversity of these rocks suggests considerable geological complexity in the region, with volcanic and sedimentary events leaving their mark over time.

The piezometry measured with reference to mean sea level shows variations between 40 and 50 meters. Subtracting the topography, it is estimated that the water table could have a depth between 10 and 25 meters. It is important to note that the lowest point of this surface corresponds to the elevation of Managua Lake, extending towards the underground flow lines, as illustrated in Figure 4 a). This configuration suggests a significant connection between the groundwater surface and the underground system that feeds the lake. Additionally, a basement or underlying stratum to the main aquifer formation has been identified. This stratum extends to depths ranging from -280 to

-60 meters (ZDRH2), as shown in Figure 4 b). Furthermore, there is a variation in the depth of this stratum, ranging between -320 and -200 meters (ZDRH2).

The delineation of these groundwater and basement depth levels contributes to evaluating the interconnection of the main aquifer with other sources of groundwater, as documented by JICA in 1993, such as the Las Sierras aquifer.

2. Materials and methods

2.1 The resistivity method

The Electrical Resistivity Tomography (ERT) method involves passing an electrical current through a multiple-electrode acquisition system, while voltage is recorded by another potential electrode system. Data acquisition is performed using the ABEM Terrameter LS Resistivity Meter (Dahlin, 2001).

The setup consists of four cables, each 200 m long, with 21 plugs, capable of achieving a maximum spacing of 10 m. The configuration reaches a maximum length of 800 m with a probing depth of 160 m, employing 81 electrodes simultaneously. Naturally, they can be moved in a 'roll-along' fashion (Loke *et al.*, 2002) to cover larger distances. The 'gradient array' geometric configuration for multiple electrodes was selected to generate 2D and 3D images, taking into account lateral and vertical homogeneity in subsurface layers (Dahlin & Zhou, 2004; Bentley & Gharibi, 2004).

2.2 Multi-electrode gradient surveying

Multielectrode electrical prospecting through gradient methods involves the injection of current at a separation distance. This process includes injecting current at a distance of $(s+2)a$, as per Equation 1, and measuring potential differences between electrodes spaced at a distance of a . In this context, the separation factor, denoted as ' s ,' represents an integer and signifies the maximum number of potential readings for a given current injection. The factor ' n ' is defined as the relative spacing between the potential dipole and the nearest current electrode.

Furthermore, the midpoint factor ' m ' is characterized as the position of the midpoint of the potential electrode dipole in relation to the midpoint between the two current electrodes. This definition was established by Dahlin & Zhou (2005).

$$m = \frac{\frac{XM + XN}{2} - \frac{XA + Xb}{2}}{(XN - XM)} = \frac{XMN - XAB}{a} \quad (1)$$

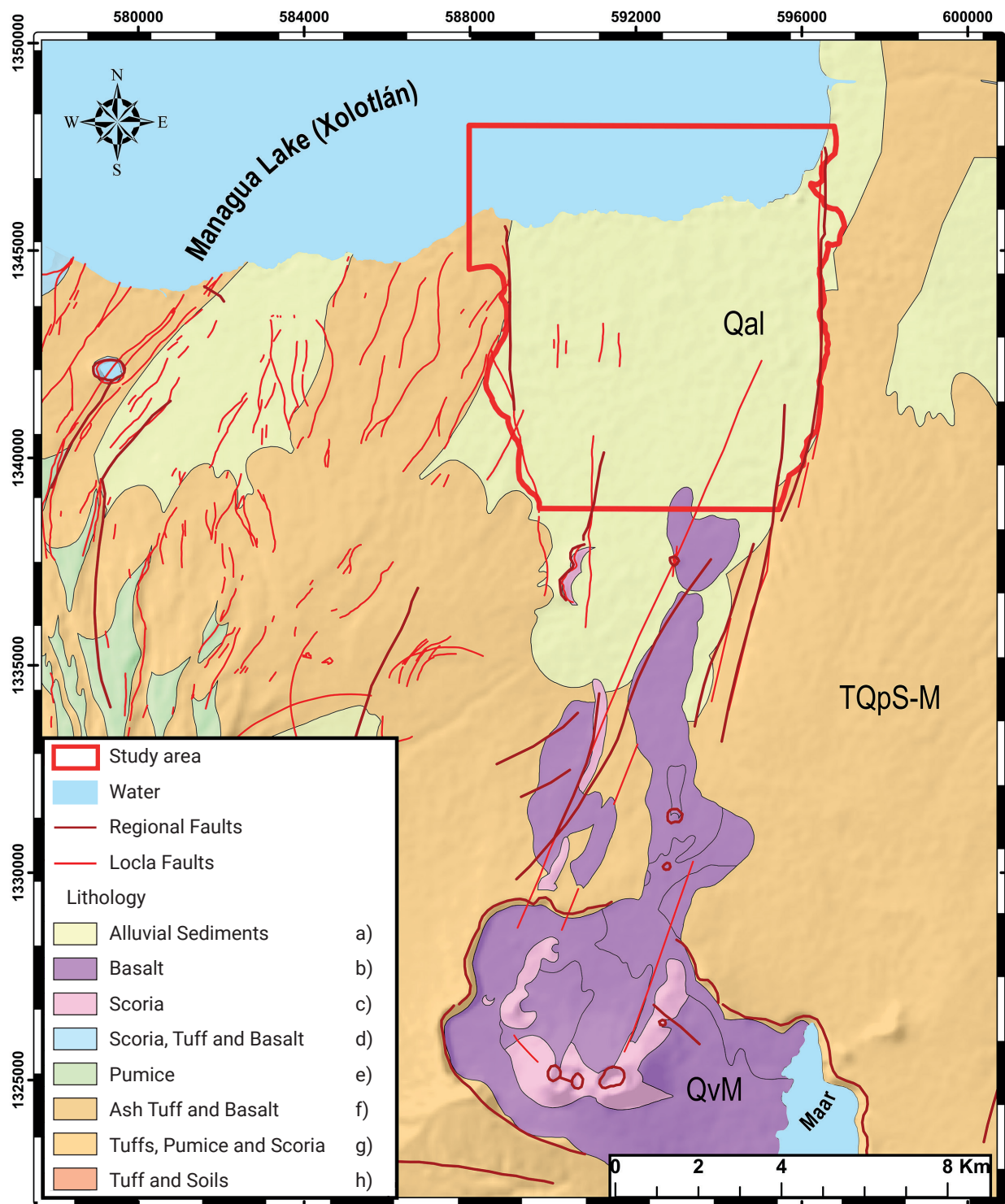


Figure 2. The lithological description updated in 2006 by the Nicaraguan Institute of Territorial Studies (INETER) and the Federal Institute of Geosciences and Natural Resources (BGR) is constituted as follows: a) Composed of sandy, silty, and clayey materials with intercalations of coarse gravel and sand (Quaternary Unit). b) Basaltic lava composition (Masaya Volcanic Group QvM). c) Loose, angular, and vesicular fragments, dark in dacitic composition (Managua Group). d) Intercalations of cineritic tuffs, with scoria and lavas of basaltic and andesitic composition (Managua Group). e) Loose, angular, and vesicular fragments, light in dacitic composition (Managua Group). f) Tuffs with fragments of pumice and a layer of lapilli. g) Intercalations of cineritic tuffs of basaltic composition, layers of fine pumice, and scoria (Managua Group). h) Unconsolidated lithic tuffs with fragments of scoriaceous basaltic pumice and intercalations of fossil soils (Las Sierras Middle Group TQpS).

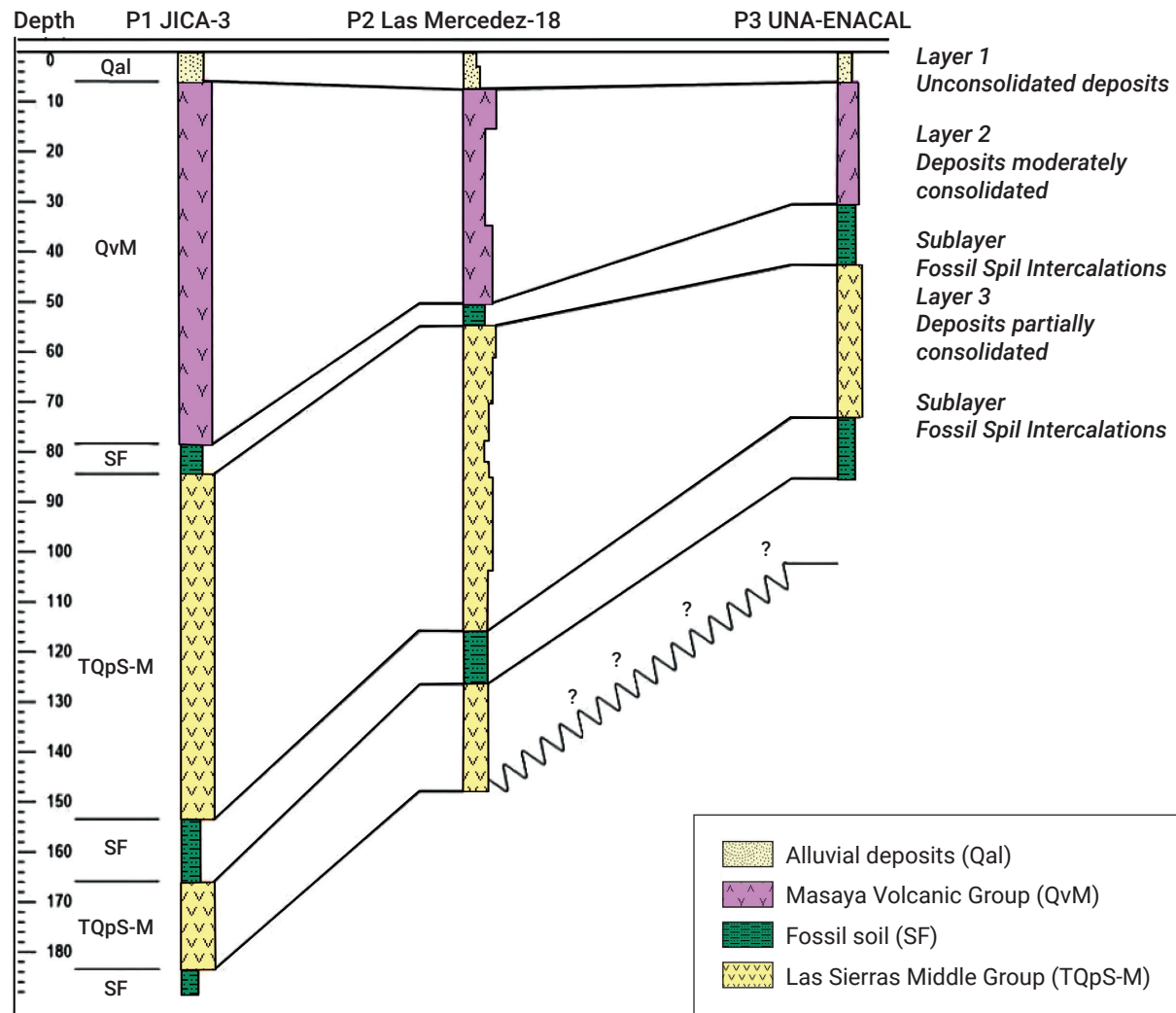


Figure 3. The lithology of the wells is defined through the correlation of lithostratigraphy and hydrogeological units identified in the area. Unit 1: Unconsolidated Materials (Qal). This unit is composed of unconsolidated materials, including clays, silts, gravels, and sandy soils. These are alluvial deposits identified as part of the lithology in the region. These materials are typical of fluvial environments and can influence subsurface permeability. The second unit consists of moderately consolidated materials, such as gravel with sand, sand with clay, and sand. These materials are associated with the Masaya Volcanic Group. The moderate consolidation of these materials can impact water transmission capacity and well stability. The third unit is composed of partially consolidated materials, including rock or boulders, gravel with sand, and sand. These materials are associated with the Las Sierras Middle Group. It is important to note that fossil soils act as the upper limit or roof for the materials of the Las Sierras Middle.

where X_A , X_B , X_M , X_N are the positions of the current and potential electrodes ($X_B > X_A$, $X_N > X_M$), and X_{AB} , X_{MN} are the midpoints of the respective dipoles. Therefore, n and m are negative or positive integers.

This array is a hybrid between Wenner and Schlumberger configurations (Pazdirek and Blaha 1996); the mathematical expression for apparent resistivity (ρ_a) is:

$$\rho_a = \pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

Where n is the separation dipole and a is the dipole length, ΔV is the potential difference in volts (V) measured between the potential electrodes, and I is the applied current intensity in amperes (A).

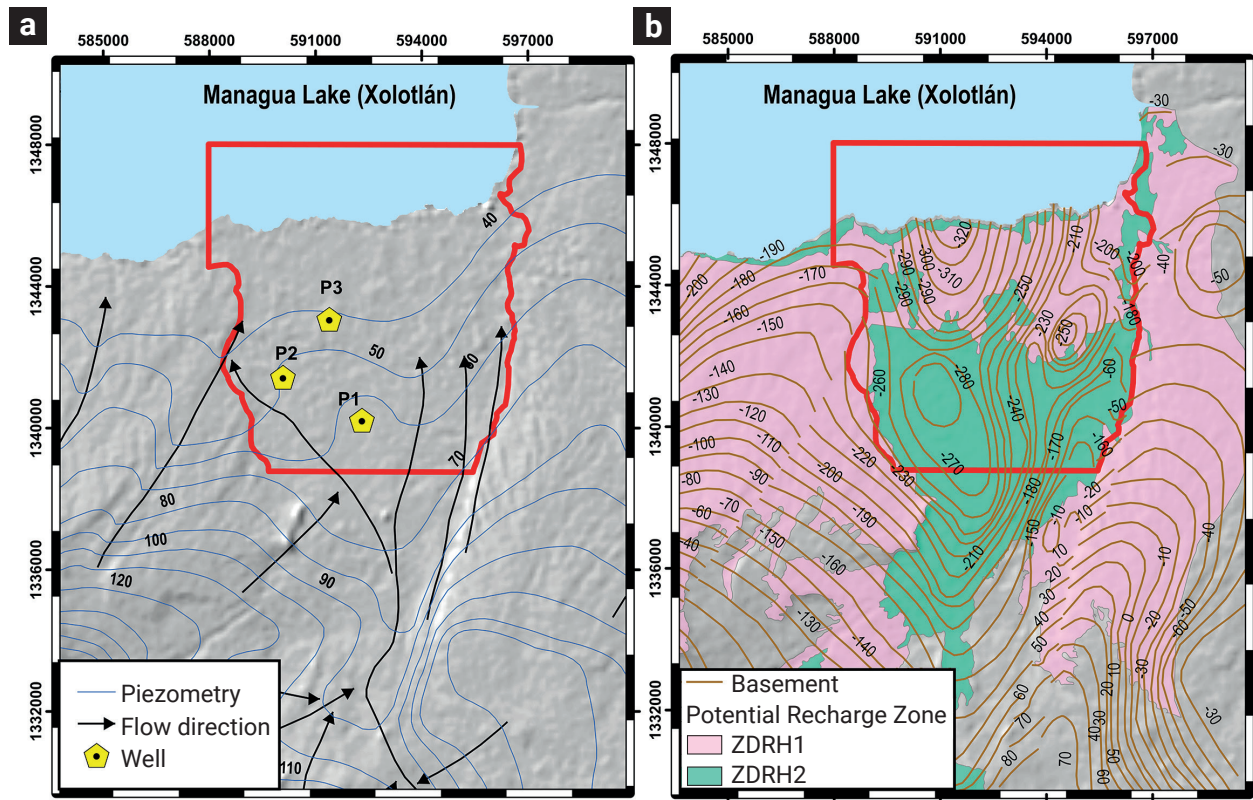


Figure 4. In the left panel Figure 4 a), Piezometry map respect to the sea level; values between 40 and 50 meters (Piezometry) from the water table surface are observed, along with the well locations and the flow direction. In the right panel Figure 4 b), the basement depth and potential zones are displayed.

2.3 Location of geophysical profiles

Two relevant sites were selected focused to provide water access for two house complex inside the study area, determined by the Interest Social Program "Bismarck Martinez Projects. For the first one, four geo-electric profiles were conducted in 2020 (ERT A). Two of them were oriented in a North-South direction, and the other two were oriented in an East-West direction. In 2021, for the second site (ERT B), two profiles were conducted in the North-South direction, and another in the East-West direction (Figure 5). Table 1 provides the details of these profiles. Electrode spacings in the lines were set at 6.5, 7.5, and 10 m, with the depth varying based on this parameter. The position of each electrode was recorded using a handheld GPS device. The injected current was standardized at 200 mA.

2.4 Data processing and inversion

The Res2Dinv program was employed to conduct an inversion process, utilizing a finite element numerical method iteratively until a refined model was achieved (Loke and Dahlin, 2003; Loke, 2000). By solving a differential equation of the direct model, a theoretical inversion model is derived, forming a matrix that is

discretized into cells (Loke and Barker, 1995; Sasaki 1992). The inversion statistic selected for iteration is the root mean square (RMS) between 2 and 5%, and the results are exported in xyz models for graphical representation with appropriate scaling in the R programming environment.

The disparity between the model's response and the measured data is expressed through Equation 3. This difference is quantified in terms of a root mean square (RMS) error value.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{data,i} - x_{model,i})^2}{\frac{x_{data,i}}{N}}} \quad (3)$$

where N represents the total number of measurements, $x_{data,i}$ denotes field data, $x_{model,i}$ represents simulated data.

3. Results and discussion

3.1 Geophysical interpretation of ERT data

Electrical Resistivity Tomography (ERT) data unveils three

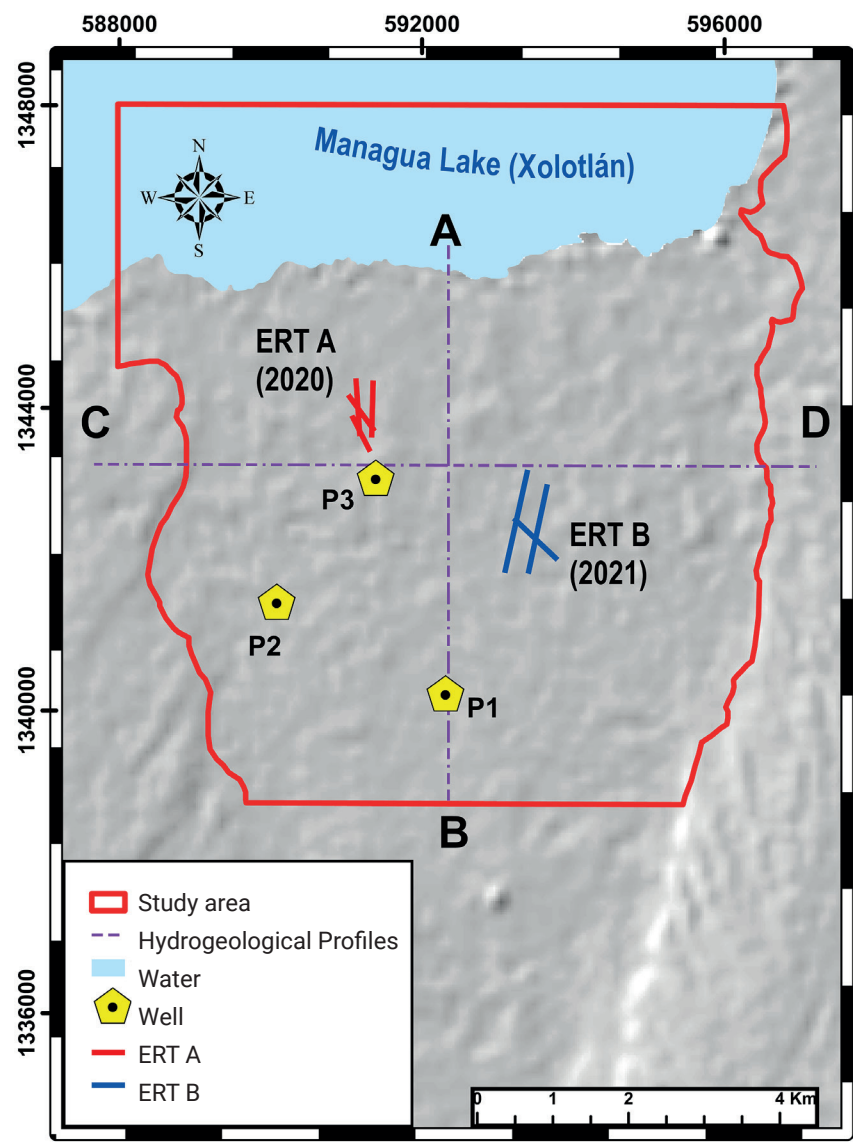


Figure 5. Geoelectric profiles (ERT) location, nearby wells, and location of the propose hydrogeological profiles (AB and CD).

Table 1. Electrical Profiles.

ID	UTM coordinates (Start)		UTM Coordinates (End)		Length (m)	Electrode spacing (m)	Depth (m)
ERT A (2020)							
ERT1	591350	1344366	591335	1343617	800	10	150
ERT2	591121	1344398	591177	1343655	800	10	150
ERT3	591020	1344177	591377	1343704	600	7.5	120
ERT4	591071	1343899	591308	1343431	500	6.5	100
ERT B (2021)							
ERT5	593392	1343196	593089	1341832	1400	10	150
ERT6	593649	1342994	593402	1341822	1200	10	150
ERT7	593203	1342547	593784	1342000	800	10	150

distinct geo-electric strata characterized by low, medium, and high resistivity levels (refer to Figure 6). The shallowest layer reaches a depth of 10 meters and exhibits low resistivities ranging between 10.0- and 25.8-Ohm m. These values indicate the presence of extremely shallow water levels and are associated with alluvial deposits (Qal).

Conversely, intermediate resistivities ranging from 29.6 to 100 Ohm m signal the presence of materials from the Masaya Volcanic Group (QvM). These materials are estimated to be situated at a depth of approximately 30 meters. Finally, resistivities in the range of 15 to 26 Ohm m are linked to the Las Sierras Middle Group and Fossil Soils (SF), located at depths exceeding 80 meters. It is possible that this layer extends beyond the 160 m depth of the ERT probing.

These characteristics align with a prospecting study conducted by the Japan International Cooperation Agency (JICA) in 1993 using Vertical Electrical Sounding, which reached a maximum depth of 750 meters. According to our results, the initial layers identified in that study correspond to Qal, QvM, and TQPs-M with SF, having resistivities of 8.0-25.0 Ohm m, 10-200 Ohm m, and 10-80 Ohm m for saturated soils, respectively. The resistivity trend observed in our investigation correlates with the findings of that study, as detailed in Table 2.

The shallows alluvial deposits and the Las Sierras Middle Group behave similar in terms of resistivities. To estimate the differences between them and the Masaya Volcanic Group, we stacked the resistivities of ERT A in Site 1, and tested the resistivities using histogram and violin diagram (Figure 7a), right

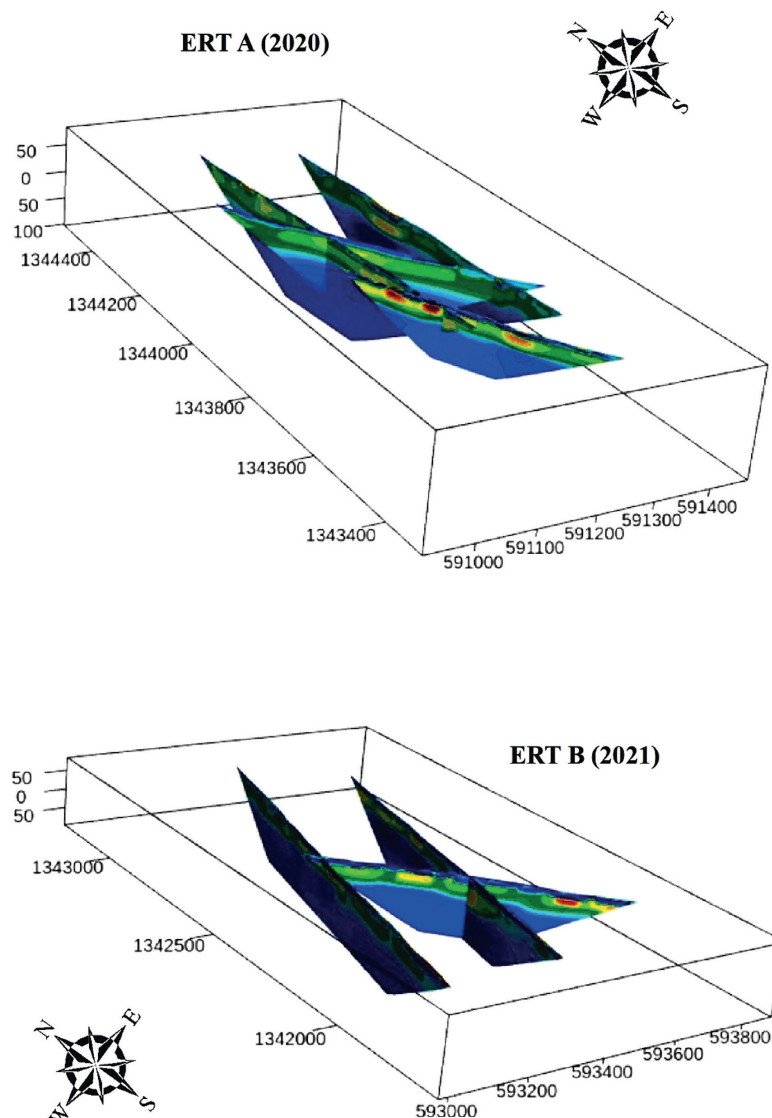


Figure 6. Electrical Resistivity Tomography Models (Figure a) ERT A (2020) and Figure b) ERT B (2021).

Tabla 2. Correlation between resistivity and lithology of the study area.

Information	Lithology	Resistivities in this study (Ohm m)	JICA Resistivities (1993) (Ohm m)	Thickness of the layers in the tomographies (m)
Alluvial deposits	Clayey layers	10 - 26	8 - 25	10-15
	Sandy layers			
	Gravel layers			
Masaya Volcanic Group	Pyroclastic deposits	30 -100	10 - 200	30-60
	Basaltic lavas (porous and self-brocced)			
	Lava flows and pyroclastic fall deposits			
	Alluvial sand and clayey materials			
Las Sierras Middle Group	Basaltic-andesitic agglomerate, tuffaceous breccia, tuff, pyroclastic flow, volcanic sands y fossil soil.	15-26	10 - 80	80-100

panels). We proceed in the same way with the ERT B data in site 2 (Figure 7b, left panels). We analyzed ERT A and ERT B by separate cause they were taken at different annual periods, so weather conditions and (therefore) soil humidity could affect the results.

However, we can see that resistivity values are pretty similar, both in values as well as in the distribution tendency. The global resistivity median of ERT A is 25.9 Ohm m and the one of ERT B is 17.5 Ohm m. Such difference is likely explained by the different levels of humidity due to the weather conditions at the date of the record of the data. Although the median is affected by this bias, the standard deviation remains similar in ~11.0 Ohm m for both.

Both histogram and violin show bimodal behaviors. Violins are used to highlight the differences of populations on a distribution, where the width of the violin is proportional to the frequency of a value in such range. We can observe the secondary maximum between 30 and 40-Ohm m, with higher resistivities associated to resistivities of the Masaya Group, while the primary and most important maximum is at 20-Ohm m, majoritarian associated to Las Sierras Middle Group but also to the shallow alluvial deposits.

3.2 Hidrogeophysical interpretation of TRE data and litology of the nearly wells

A conceptual model illustrating hydrogeological units grouped by resistivity distribution and their corresponding lithological indicators is presented in Figures 8 and 9. These

units were delineated based on hydrogeological characteristics derived from well data, considering the electrical resistivity values associated with permeability.

The Hydrogeological Unit of alluvial deposits (Qal) is distinctive for its semi-permeable and saturated, as well as unconsolidated nature. Comprising various layers, including coarse sand, pumice, and scoria, this geological composition reveals the presence of volcanic materials, specifically linked to the Masaya Volcanic Group. The Quaternary pyroclastic deposits of this group consist of volcanic sand and debris flow accumulations.

In the coastal region of Lake Managua, the Hydrogeological Unit exhibits particular characteristics, notably the presence of fine sand, silty, and clayey materials. Additionally, thin lenticular layers of coarse sand and gravel indicate diversity in the sedimentary composition of the area.

The Masaya Volcanic Group Aquifer Formation (QvM) is characterized by distinctive attributes, marked by the presence of materials from basaltic-andesitic lava flows, which exhibit porosity, fracturing, and autobrecciation. Furthermore, permeable pyroclastic deposits contribute to the unique geological configuration of this region, burying an ancient valley and confining the Main Aquifer of the Middle Group of Las Sierras (TQps-M).

The Semiconfined Aquifer belonging to the Middle Sierras Group TQps-M exhibits a complex geological composition, primarily composed of pyroclastic flow materials, rock fragments, weathered zones with fossilized soils, basaltic-andesitic agglomerates, and volcanic tuffs. The aquifer's composition reveals a multi-layered structure. Semiconfinement is defined by

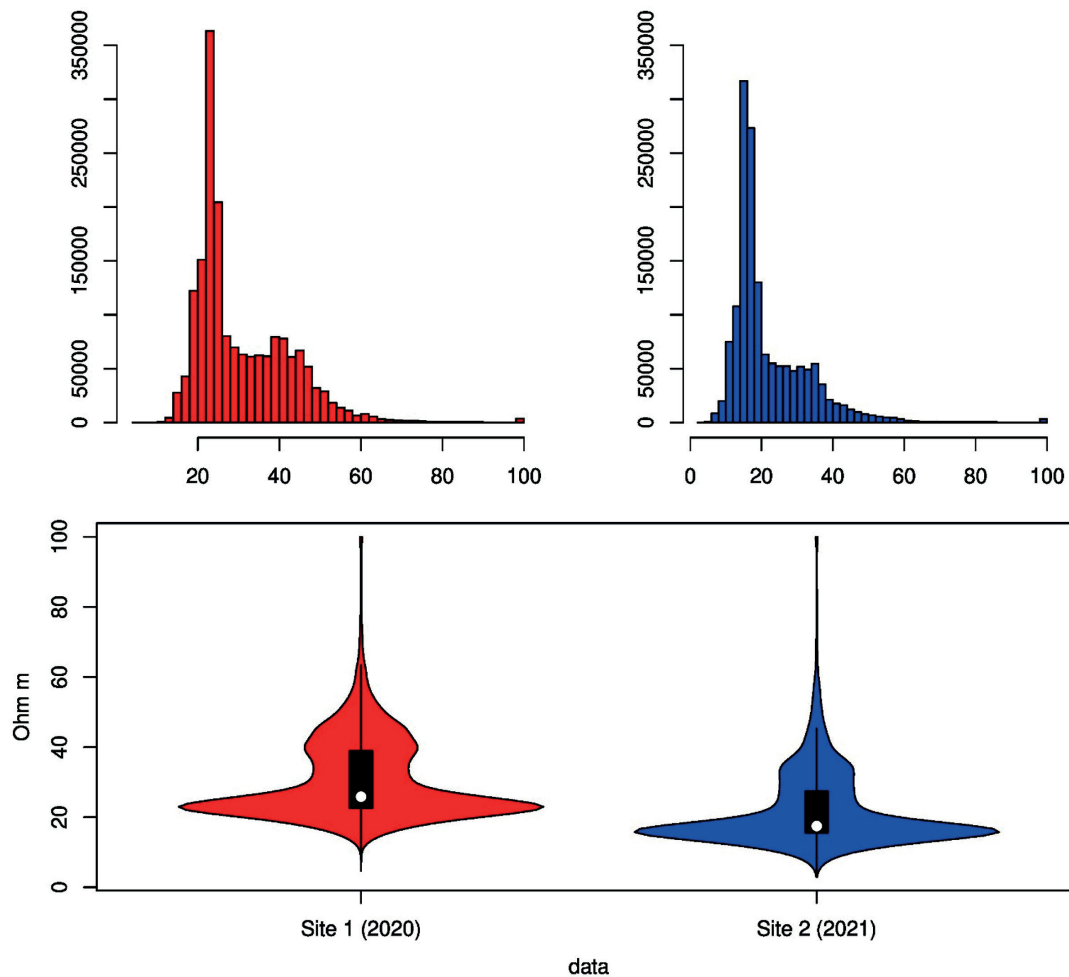


Figure 7. Upper panel: View of the distribution as a function of frequency for each of the sites. Lower panel: Violin plots showing the probability densities taking the samples. Figure a) ERT A (2020) at right and Figure b) ERT B (2021) at left.

a permeable or semi-permeable upper zone (QvM materials) and a less permeable lower zone (Tertiary Formation El Salto (Tps).

The hydrogeological system is characterized by the presence of a first semipermeable layer composed of alluvial deposits (Qal), which is in equilibrium with the highly permeable Masaya Group Formation (QvM). The latter facilitates groundwater flow, showing less saturation compared to the initial layer of alluvial deposits.

The Middle Sierras Aquifer (TQps) experiences hydrostatic pressure from the Qal and QvM layers. This phenomenon results from the confinement exerted by the Masaya Volcanic Group Formation (QvM), acting as a barrier contributing to maintaining pressure in the system. The interaction between these layers imparts a unique dynamic to the aquifer, where permeability and hydrostatic pressure play crucial roles in the hydrogeological balance of the region.

A second conceptual model has been formulated, building upon the findings from electrical prospecting surveys carried

out by the Japan International Cooperation Agency (JICA) in 1993. The amalgamation of diverse geophysical and geotechnical data sources has facilitated a more thorough and intricate understanding of the subsurface. The identification of the El Salto Tertiary formation, along with the presence of dacitic and ignimbritic materials, implies the existence of distinct geological conditions that warrant consideration in subsequent geoscientific investigations in the region (refer to Figures 10 and 11).

4. Conclusions

The hydrogeological study presents a hydrogeophysical conceptual model of hydrogeological units in the region, grouped according to their resistivity distribution and lithological characteristics. The delineation of these units was based on data retrieved from wells, with electrical resistivity serving as an indicator of permeability. The Hydrogeological Unit of allu-

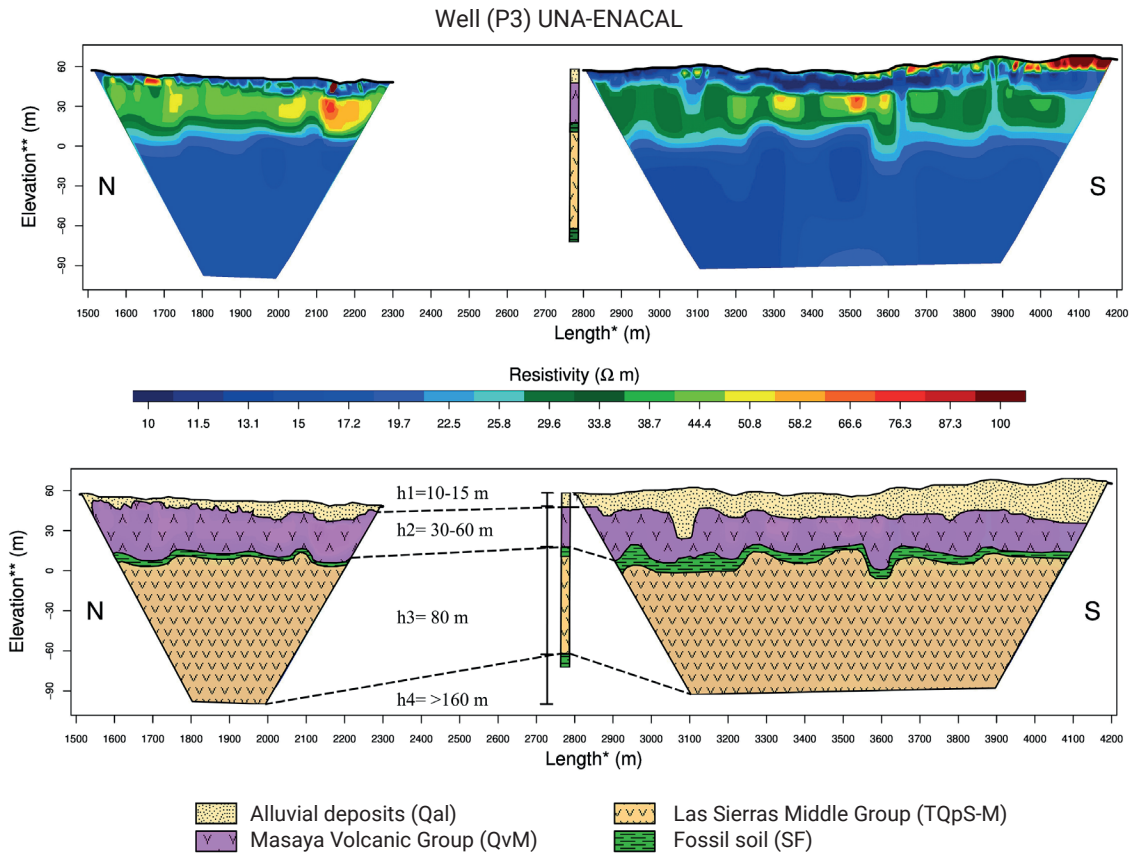


Figure 8. The correlation between geo-electric layers and geology is presented, where the first thin layer is associated with alluvial deposits (Qal) with a thickness of 10-15 meters, followed by the Masaya Volcanic Group (QvM) with a thickness of 30 meters, and the Las Sierras Middle Group (TQpS-M), bounded by Fossil Soil, with an accumulated thickness of 80 meters. Below this depth, it is likely to find Fossil Soils (SF) again, continuing with the layer of the Las Sierras Middle Group, as evidenced in the deepest well, JICA-3.

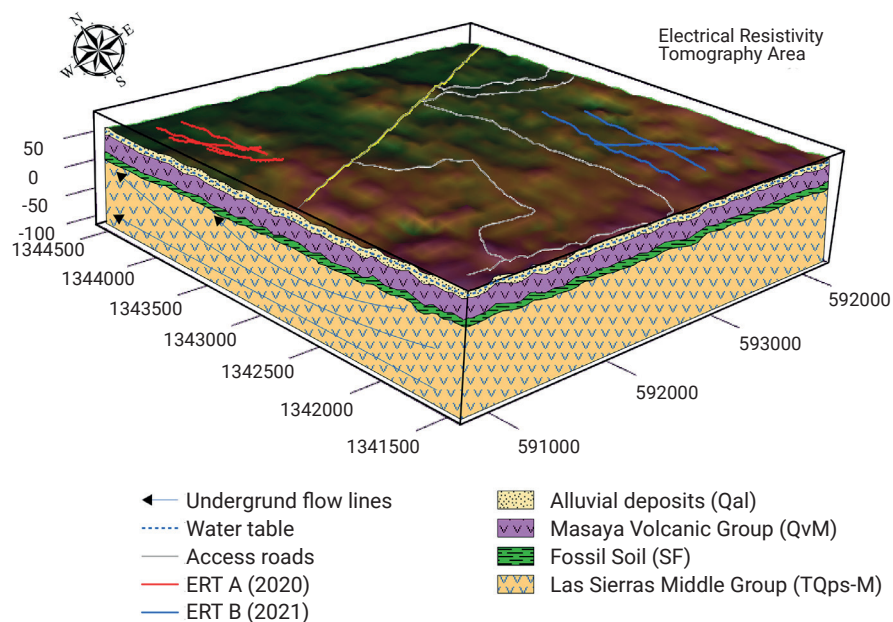


Figure 9. 3D hydrogeophysical conceptual model delimited in the area where the geoelectric profiles are located.

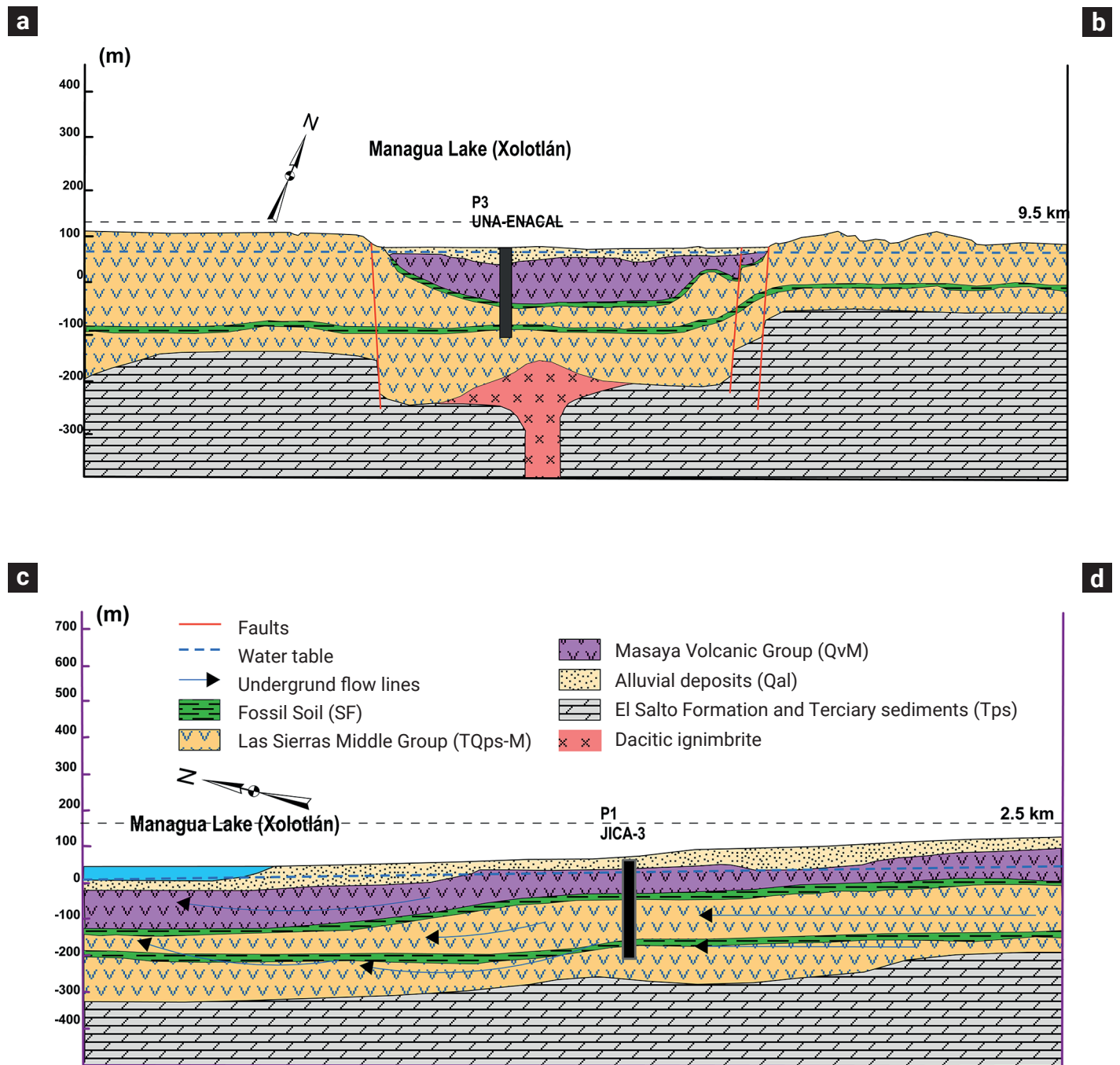


Figure 10. Conceptual Hydrogeological 2D models depict the a-b profile oriented perpendicular to Lake Xolotlán, showcasing a graben-type structure situated on alluvial deposits (Qal). Simultaneously, the c-d profile runs parallel to the lake.

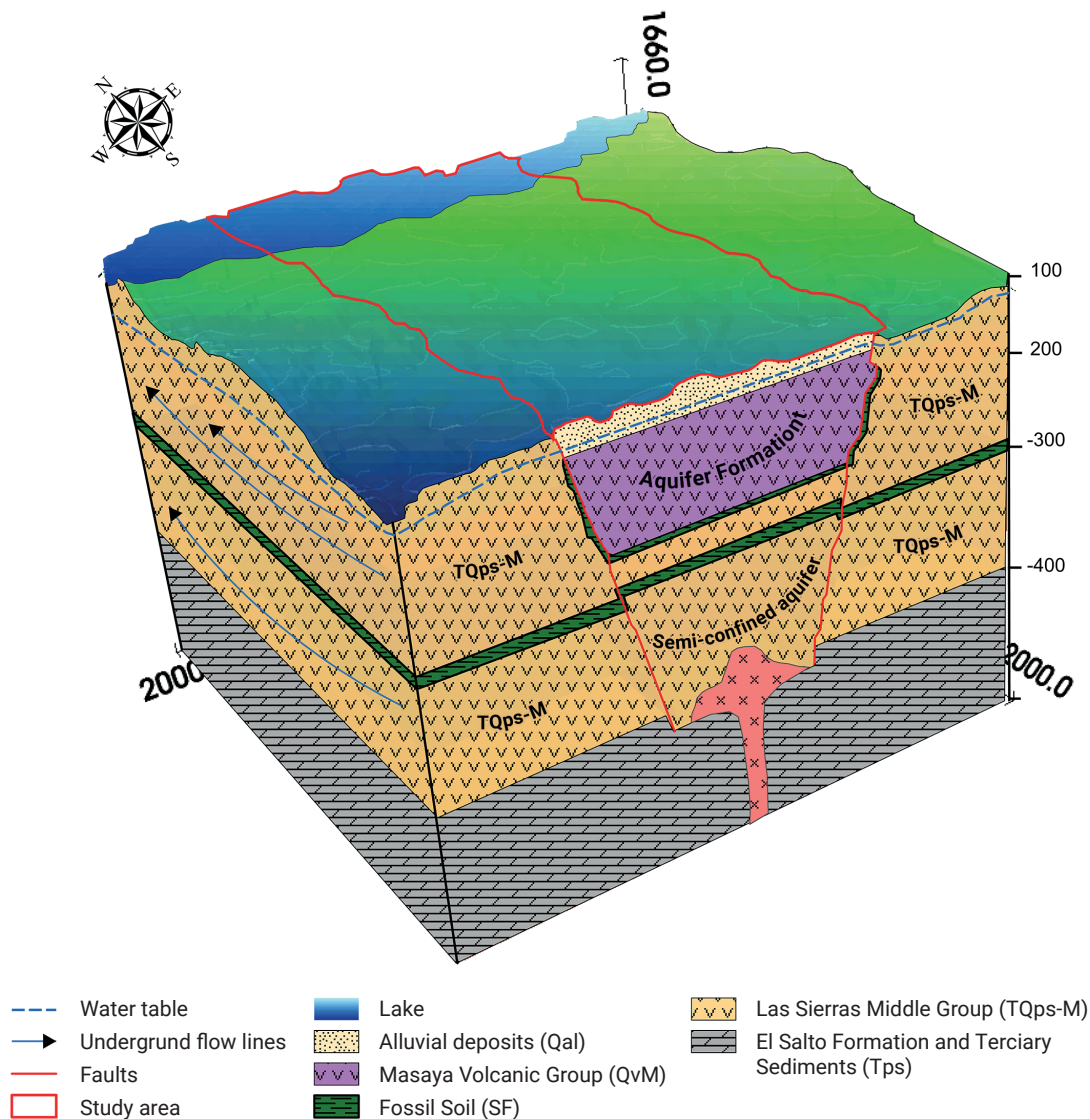


Figure 11. 3D Hydrogeophysical Conceptual Model of the Study Area.

vial deposits (Qal) is distinguished by its semipermeable and unconsolidated nature, revealing a geological composition that includes coarse sand, pumice, and scoria. On the other hand, the Aquifer Formation of the Masaya Volcanic Group (QvM) exhibits notable attributes, such as basaltic-andesitic lava flow materials, pyroclastic deposits, and a unique geological configuration.

In the hydrogeological system, the interaction between the semipermeable layer of alluvial deposits (Qal) and the highly permeable Aquifer Formation of the Masaya Volcanic Group (QvM) is fundamental. This unique dynamic is reflected in the groundwater flow, displaying lower saturation in the Masaya Group layer compared to alluvial deposits. Additionally, the Las Sierras Medio aquifer (TQps) experiment hydrostatic pressure generated by the Qal and QvM layers, with the confinement

exerted by the Masaya Volcanic Group layer crucial for maintaining pressure in the system. Collectively, permeability and hydrostatic pressure play crucial roles in the hydrogeological balance of the region.

In social terms, detailed knowledge of these hydrogeological units is essential for the sustainable management of water resources in the region. Understanding the interaction between the semipermeable layer of alluvial deposits and the highly permeable Aquifer Formation of the Masaya Volcanic Group has direct implications for the responsible exploitation of aquifer resources. Furthermore, recognizing the hydrostatic pressure generated by these layers contributes to proper planning of groundwater extraction, ensuring the long-term preservation of this vital resource.

5. Acknowledgements

The authors wish to express their sincere gratitude to the Municipality of Managua for its support in promoting social projects in conjunction with the Institute of Geology and Geophysics (IGG-CIGEO) UNAN-Managua.

Thanks to Dr. Aitor Robleto and the assistance offered by the Institute of Geology and Geophysics of the UNAN Managua (IGG-CIGEO/UNAN Managua) and its directors for making available all their equipment, to the Mayor's Office of Managua for promoting social projects. for promoting projects of a social nature.

6. References

- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). Modeling Purpose and Conceptual Model. In M. P. Anderson, W. W. Woessner, & R. J. Hunt (Eds.), *Applied Groundwater Modeling* (Second Edition) (pp. 27-67). San Diego: Academic Press. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-091638-5.00002-X>
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied ground-water modeling: simulation of flow and advective transport*. Academic Press. doi: <https://doi.org/10.1016/C2009-0-21563-7>
- Avellán, D.-R., & Macías, J. (2009). Tephrostratigraphy of western Managua, Nicaragua: Evolution of the Ticomo, Nejapa and Asososca volcanoes.
- Aoyama, T. (1993). Mapa hidrogeológico de Managua. En: "Proyecto de abastecimiento de agua en Managua". Instituto Nicaragüense de Acueductos y Alcantarillados. Agencia de Cooperación Internacional del Japón. https://openjicareport.jica.go.jp/pdf/11199767_01.pdf
- Bentley, L & Gharibi, M. (2002). Two and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. *Geophysics*, 69(3), 674-680. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1759453>
- Belle, P., Lachassagne, P., Mathieu, F., Barbet, C., Brisset, N., & Gourry, J.-C. (2019). Characterization and location of the laminated layer within hard rock weathering profiles from electrical resistivity tomography: implications for water well siting. *Geological Society, London, Special Publications*, 479(1), 187-205. doi: <https://doi.org/10.1144/SP479.7>
- Castillo, E., Calderón, H., Delgado, V., Flores, Y., Suárez, T. (2006). Situación de los recursos hídricos en Nicaragua. *Boletín Geológico y Minero*, 117(1): 127-146. <http://repositorio.unan.edu.ni/id/eprint/2465>
- Cowan, H., Prentice, C., Pantosti, D., de Martini, P., & Strauch, W. (2002). Late Holocene earthquakes on the Aeropuerto Fault, Managua, Nicaragua. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(5), 1694-1707. doi:10.1785/0120010100
- Dahlin, T. (2001) The Development of DC Resistivity Imaging Techniques. *Computers & Geosciences*, 27 (9), 1019-1029. doi: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00160-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6)
- Dahlin, T., & Zhou, B. (2006). Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2), 113-123. doi: <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005037>
- Dutta, S., Krishnamurthy, N. S., Arora, T., Rao, V. A., Ahmed, S., & Baltassat, J. M. (2006). Localization of water bearing fractured zones in a hard rock area using integrated geophysical techniques in Andhra Pradesh, India. *Hydrogeology Journal*, 14(5), 760-766. doi:10.1007/s10040-005-0460-7
- Frischbutter, A. (2002). Structure of the Managua graben, Nicaragua, from remote sensing images. *Geofísica Internacional*, 41(2), 87-102. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.279>
- Garayar, L. J. (1977). Investigación Geológica de la Falla Las Mercedes. Publicación N5-77, 25. Managua, D. N. Nicaragua.
- Girard, G., & van Wyk de Vries, B. (2005). The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1), 37-57. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.016>
- Domínguez Serrano, Judith. (2012). Hacia una buena gobernanza para la gestión integrada de los Recursos Hídricos. https://www.gwp.org/globalassets/global/gwp-cam_files/gobernanza-para-girh-2012.pdf
- Gómez, V., Monserrat, R., Lanuza, O., Herrera, A., López, K., Rodríguez, J. (2021). Evolución de la temperatura y precipitación en cuatro estaciones meteorológicas, ubicadas en la región Norcentral de Nicaragua, Centroamérica. *Revista Científica Estelí*. 38, 197-212. doi: <https://doi.org/10.5377/farem.v0i38.11952>
- Hirata, R. (1993). Os recursos hídricos subterrâneos e as novas exigências ambientais. *Revista do Instituto Geológico*. 14(2), 39-62. doi: <https://doi.org/10.5935/0100-929X.19930009>
- Marcolongo B., Pretto L. (1987). Vulnerabilità degli acquiferi nella pianura a nord di Vicenza. *Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche*. 28, 1-13
- Hirata, R. (1994). *Fundamentos e estratégias de proteção e controle da qualidade das águas subterrâneas: estudo de casos no estado de São Paulo*. [Tese de Doutorado]. Universidade de São Paulo. doi: <https://doi.org/10.11606/T.44.1994.tde-23092013-162323>
- Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales- BGR. (2007). Reedición con actualización de cartografía base (INETER 2006). INETER.
- Integrated Water Resources Management Plans, (2005). Training Manual and Operational. http://www.cap-net.org/TMUploadedFiles/File-For67/IWRM_Plan.doc
- Japan International Cooperation Agency-Instituto Nicaraguense de Acueductos y Alcantarillados. (1993). Estudio sobre el proyecto de abastecimiento de agua en Managua. Informe principal. Tokyo: Kokusai Kogyo Co., Ltd. https://openjicareport.jica.go.jp/pdf/11199767_01.pdf
- Kuang, J. (1971). Estudio geológico del pacifico de nicaragua: Catastro e inventario de recursos naturales, Rep 3 Div De Geología Informe geología Managua Nicaragua
- Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Wehrmann, H., & Schmincke, H. U. (2007). Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly-explosive volcanic eruptions in west-central

- Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 163(1), 55-82. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.02.006>
- Loke, H. & Barker, R. (1995). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*. 44(3), 499-523. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x>
- Loke, H. (2000) Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. *A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys*, 61. https://www.researchgate.net/publication/313653295_Electrical_imaging_surveys_for_environmental_and_engineering_studies
- Loke, M. H., & Dahlin, T. (2002). A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49(3), 149-162. doi: [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(01\)00106-9](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00106-9)
- Loke, H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A Comparison of Smooth and Blocky Inversion Methods in 2D Electrical Imaging Surveys. *Exploration Geophysics*, 34 (3), 182-187. doi: <https://doi.org/10.1071/EG03182>
- Organización Meteorológica Mundial. (2016). *Estado del Clima Mundial en 2011-2015*. <https://library.wmo.int/records/item/60204-estado-del-clima-mundial-en-2011-2015>
- Pazdirek, O., & Bláha, V. (1996). Examples of resistivity imaging using ME-100 Resistivity Field Acquisition System. *58th EAGE Conference and Exhibition*. doi: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201408817>
- Salas Estrada, J. B., & Instituto Nacional Forestal (Nicaragua). (2002). Biogeografía de Nicaragua. Instituto Nacional Forestal, INAFOR.
- Pardo, A., Moreno, M., & Gómez, A. D. J. (2008). The nogales formation in the edge of the central mountain chain (cauca valley departament): a key piece to understand the cretaceous evolution of west colombian. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (22), 133-133.
- Pérez, J. (2009). Apuntes sobre el cambio climático en Nicaragua. José Antonio Milán. https://www.academia.edu/29444786/Apuntes_sobre_cambio_climatico_en_nicaragua.
- Ramalho, E.C., Dill, A.C. & Rocha, R. (2012). Assessment of the leachate movement in a sealed landfill using geophysical methods. *Environ Earth Sci*. 68, 343–354. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1742-8>
- Reyes, J (1977). Análisis de la calidad del agua subterránea en la zona comprendida entre la laguna de Asososca y lago de Managua, Instituto Nicaragüense de Recursos Naturales y del Ambiente (IRENA), Managua.
- Rozanski, K.; 1999, Water Balance of Lake Xolotlán: Assessment of Groundwater Inflow and Outflow Rates using Isotope Data. Technical Inform of Project NIC/8/010.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*. 40(4), 453-463. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x>
- World Meteorological Organization. (2016). Statement on the State of the Global Climate in 2016. <https://library.wmo.int/records/item/56097-wmo-statement-on-the-state-of-the-global-climate-in-2016>

Characterization of PM_{2.5} during the ACU15 campaign in Mexico City

Telma Castro¹, Oscar Peralta¹, Cristina Prieto³, Naxieli Santiago¹, Harry Alvarez-Ospina², Rocío García¹, Isabel Saavedra¹, María de la Luz Espinosa¹, Enrique Hernández³, Javier Miranda⁴, Violeta Gómez³, Corina Solís⁴, Dara Salcedo⁵, Ricardo Torres-Jardón¹, Amparo Martínez-Arroyo¹, Abraham Ortíz-Alvarez³, Gerardo Ruíz-Suárez¹ and Elba Ortiz⁶

Abstract

We collected daily PM_{2.5} samples from January 19 to March 20, 2015, in the south of Mexico City and performed chemical analysis. The analyses showed an overall composition of 39% organic carbon, 12% elemental carbon, 20% water-soluble ions (NO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, K⁺, NH₄⁺, and Ca²⁺), and 23% elements (Al, Si, S, P, Cl, Cr, Mn, Fe, Pb, and Hg) in mass. Sulfur and phosphorus showed a correlation coefficient 0.91, likely indicating fossil fuel emissions. The samples contain secondary inorganic aerosols typical of urban areas, and the oxidation ratios of sulfur and nitrogen suggest that oxidative reactions from vehicle emissions probably produce them. Furthermore, modern carbon in PM_{2.5} represents half of the total carbon, indicating carbon sources other than fossils.

Key words: Mexico City Metropolitan Area, PM_{2.5}, radiocarbon, secondary inorganic aerosols.

Resumen

Recolectamos muestras diarias de PM_{2.5} del 19 de enero al 20 de marzo de 2015 en el sur de la Ciudad de México y realizamos análisis químicos. Los resultados de los análisis mostraron una composición general de 39% de carbono orgánico, 12% de carbono elemental, 20% de iones solubles en agua (NO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, K⁺, NH₄⁺, and Ca²⁺) y 23% de elementos (Al, Si, S, P, Cl, Cr, Mn, Fe, Pb y Hg) en masa. El azufre y el fósforo mostraron un coeficiente de correlación de 0.91, lo que probablemente indica emisiones de combustibles fósiles. Las muestras contienen aerosoles inorgánicos secundarios típicos de las zonas urbanas y los cocientes de oxidación del azufre y el nitrógeno sugieren que probablemente las reacciones oxidativas de las emisiones de los vehículos los produzcan. Además, el carbono moderno en PM_{2.5} representa la mitad del carbono total, lo que indica fuentes de carbono distintas de los fósiles.

Palabras clave: Área Metropolitana de la Ciudad de México, PM_{2.5}, radiocarbono, aerosol inorgánico secundario.

Received: Octubre 6, 2023; Accepted: July 3, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Ofelia Morton-Vermea

* Corresponding author: Corresponding author: Oscar Peralta, oscar@atmosfera.unam.mx

¹ Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, CDMX, México.

² Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, CDMX, México.

³ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, CDMX, México.

⁴ Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, CDMX, México.

⁵ UMDI-Juriquilla Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, México.

⁶ Universidad Autónoma Metropolitana-Azcapotzalco, Av. San Pablo 180, 02200 CDMX, México.

Telma Castro, Oscar Peralta, Cristina Prieto, Naxieli Santiago, Harry Álvarez-Ospina, Rocío García, Isabel Saavedra, María de la Luz Espinosa, Enrique Hernández, Javier Miranda, Violeta Gómez, Corina Solís, Dara Salcedo, Ricardo Torres-Jardón, Amparo Martínez-Arroyo, Abraham Ortíz-Alvarez, Gerardo Ruíz-Suárez, Elba Ortiz.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1745>

1. Introduction

The Mexico City Metropolitan Area (MCMA) covers 7,866 km², comprising 16 municipalities of Mexico City, 59 municipalities of the State of Mexico, and one municipality of Hidalgo. It is a region with a long history of poor air quality, where more than 22 million people live and daily make 15.6 million trips on public transportation (three out of every four are used by bus, and the Metro occupies the second place in frequency of use, with 29% of trips) and 6.6 million car trips, with an average of 1.5 occupants per vehicle (Geografía, 2017).

Since 2010, Mexico City authorities have published emissions inventories for criteria pollutants. The particle matter with 2.5 µm aerodynamic diameter (PM_{2.5}) emission in 2014 was more than 12 gigagrams (Gg); in 2016 dropped to 5 Gg, and in 2018 increased to more than 16 Gg. That year, the mobile sources emitted more than 7 Gg of PM_{2.5}, 698 Gg of CO, 124 Gg of NO_x, and 1 Gg of SO₂. So, transportation is the sector that contributes the most pollutants to the environment (México, 2021). Also, thirty thousand industries continually release tens of metric tons of particulate matter and polluting gases into the atmosphere every year. Although some pollutant concentrations have decreased, PM_{2.5} has remained almost the same since 2010. For example, in 2018, only one peri-urban monitoring station was below the national PM_{2.5} standard. Thus, chronic exposure to PM_{2.5} is associated with threatening inhabitants' health, and heavy-duty vehicles in MCMA produce around 10% of PM_{2.5} (Evans *et al.*, 2021).

Many secondary inorganic aerosols (SIA) result from gases and aqueous phase oxidation reactions of primary and secondary pollutants. Ammonium, nitrates, and sulfates are the most relevant components of SIA. These compounds are hygroscopic, grow by condensation of water vapor and are common in polluted urban atmospheres such as the MCMA (Dat *et al.*, 2024; Squizzato *et al.*, 2013; Warneke *et al.*, 2013). SIA form ammonium sulfate ((NH₄)₂SO₄), ammonium nitrate (NH₄NO₃), and other nitrate salts (Chu *et al.*, 2023) impacting the air quality of the MCMA and regions nearby (Garzón *et al.*, 2015; Zavala *et al.*, 2020).

Sulfates can adversely affect human health and the environment. Nitrates also have health implications, particularly for respiratory conditions. The impact of particles on health in polluted urban atmospheres is well known, and the combination of physical and chemical properties of particulate matter (PM) also implies diseases associated with numerous health disorders (Bozkurt *et al.*, 2014; Davidson *et al.*, 2007; Echeverría *et al.*, 2023; Mamkhezri *et al.*, 2020).

In 2015, we carried out the Aerosols Campaign at UNAM (ACU15) on the main campus of the Universidad Nacional

Autónoma de México (National Autonomous University of Mexico, UNAM) to characterize the chemical composition of PM_{2.5}, compare results with previous studies, and determine if the general chemical composition of the atmospheric aerosol has changed. This manuscript focuses on SIA measured during ACU15.

2. Methodology

The ACU15 campaign was carried out on the UNAM campus of Mexico City (19°19'34.12", 99°10'33.86). Meteorological instrumentation and air samplers were installed on the roof of the Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (Institute of Atmospheric Sciences and Climate Change, ICACC) at about 15 m above the ground. Green areas towards the west and south surround the sampling site. A residential zone and the metro and bus stations (~500 m) are towards the north and east. Vehicles and public transport circulate daily, and heavy trucks pass after midnight (Abanto *et al.*, 2020). Figure 1 shows the location of the measuring site.

The campaign occurred during the cold-dry season from January 19 to March 19, 2015. At the measurement site, there was also an air quality monitoring station belonging to the Red Automática de Monitoreo Atmosférico (Automatic Atmospheric Monitoring Network, RAMA) and a meteorological station belonging to the Programa de Estaciones Meteorológicas del Bachillerato Universitario (Program of Meteorological Stations of the University Baccalaureate, PEMBU). Both stations offer information to the public at <http://www.aire.cdmx.gob.mx/default.php?opc=%27aKBh%27> and https://www.ruoa.unam.mx/pembu/index.php?page=historical_facts.

2.1 Meteorology

PEMBU provided data on wind speed and direction, temperature, solar radiation, pressure, and humidity. The Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (University Network of Atmospheric Observatories, RUOA) provided the greenhouse gas concentration data, and RAMA the air criteria pollutants concentrations.

HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) is a trajectory model that calculates simple trajectories of air parcels and simulates the transport and dispersion of particles in the atmosphere. We used it to calculate the backward trajectories of parcels and determine the possible origin of air masses impacting the site to establish source-receiver relationships. We used HYSPLIT to calculate the backward trajectories at 50 m above the ground level (AGL) with 0.5-degree global meteorological information (GDAS) and 24 hours backward.

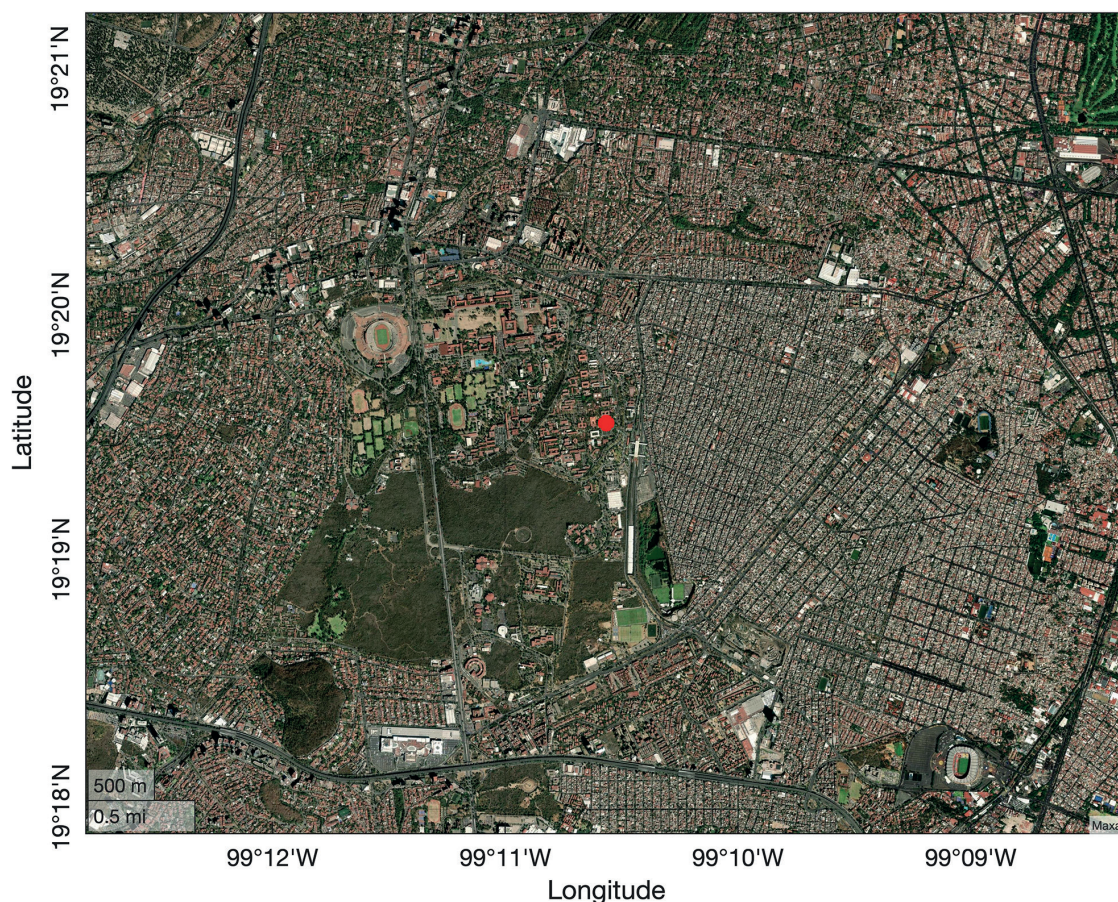


Figure 1. Location of the sampling site (red dot). The site was in the south of Mexico City.

2.2 Air quality

The RAMA routinely measures the concentration of criteria pollutants: NO, NO₂, CO, SO₂, O₃, PM₁₀, and PM_{2.5}, and reported one-hour average criteria pollutant concentrations. We downloaded the data from January 18 to March 31, 2015.

2.3 Particle sampling

We employed 47 mm Teflon and quartz filters to collect PM_{2.5}. Before sampling, Teflon filters were rinsed with deionized water and weighed on a semi-microbalance (Sartorius CPA225D). At the same time, quartz filters were preheated for six hours at 550 °C to eliminate all carbonaceous residues. They were conditioned for 24 h at 25 °C and constant relative humidity, and after that, weighed and stored individually in Petri dishes. After sampling, filters were placed in Petri dishes, wrapped with parafilm, and stored at 4 °C until the gravimetric analysis.

We collected 60 samples of PM_{2.5} on quartz and 60 samples on Teflon substrates, both using MiniVol TAS (Airmetrics, USA) with a flow rate of 5 l min⁻¹ ± 10%, on 24 hours sampling basis.

We also collected 30 samples on quartz substrates (Pallflex 2500 20 × 25 cm, QAT-UP; Pall Sciences, Ann Arbor, MI, USA) using a high-volume sampler (Graseby Andersen SA-2000H) operating at 1.9 m³ min⁻¹ for 48 hours. Samples were prepared and encapsulated in a tin crucible substrate for radiocarbon analysis.

2.4 Carbonaceous material

The carbon analyzer CM5014 (UIC, Inc) quantified the organic carbon (OC) and the total carbon (TC) of particle samples. The instrument measures the CO₂ gas stream produced from the complete combustion of carbonaceous material, which enters the coulombimetric cell and converts it into carbon content. The sample is heated at a fixed temperature. The OC evolved at 450 °C and the TC at 700 °C (Alvarez-Ospina *et al.*, 2016). The difference between TC and OC corresponds to elemental carbon (EC), following the equation:

$$EC = TC - OC \quad (1)$$

2.5 Elements

PM_{2.5} collected onto Teflon substrates was employed for different analytical techniques to determine the chemical composition of particulate matter. X-ray fluorescence (XRF) analyses were performed with a spectrometer based on Oxford Instruments, an X-ray tube with Rh anode, and an Amptek Si-PIN X-Ray detector (resolution 160 eV at 5.9 keV) (Díaz *et al.*, 2014; Reynoso-Cruces *et al.*, 2021). The detector efficiency was measured using a thin film standard set (MicroMatter, Vancouver, Canada). The X-ray tube operated at 50 kV and 500 μ A, irradiating each sample for 900 s. The analyses provided results on Al, Si, Fe, P, S, Cl, Cr, Mn, and Pb concentrations. Uncertainties were evaluated as described by (Hernández-López *et al.*, 2020).

Mercury (Hg) was analyzed using an atomic absorption spectrophotometer coupled to the hydride vapor generator (AAS-HVG) (Model GBC 932, GBC Scientific Equipment, Inc., Hampshire, Illinois, USA). Supra-pure HCl and HNO₃ digested the Hg according to Method IO-5, using an SEM microwave oven for elemental composition analysis in an OES-ICP (Thermo-Jarrel).

2.6 Water-soluble inorganic ions

A Dionex ICS-1500 ion chromatographer (IC) measured anions (NO₃⁻, SO₄²⁻, and Cl⁻) and cations (Na⁺, K⁺, NH₄⁺, and Ca²⁺). Anions analysis was performed using a Dionex IonPac AS23 column (4 $\times$ 250 mm) and cations with a Dionex IonPac CS12A column (4 $\times$ 250 mm). The mobile phase was a carbonate solution (Na₂CO₃ 4.5 mM – NaHCO₃ 0.8 mM) for anions and methan- sulfonic acid (CH₄O₃S 20 mM) for cations at a flow rate of 1 ml min⁻¹ for both ions. The limit of quantification (LOQ) and determination (LOD) were calculated using the linear regression of standards calibration. LOD and LOQ were calculated as follows and are shown in Table 1.

$$LOD = 3.3 \left(\frac{\sigma}{s} \right) \quad (2)$$

$$LOQ = 3.3 LOD \quad (3)$$

Where σ is the standard deviation of the response and s is the slope of the calibration curve.

Table 1. Detection (LOD) and quantification limits (LOQ) of ion chromatographer, μ g m⁻³.

	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
LOD	0.01	0.09	0.01	0.01	0.03	0.07	0.09
LOQ	0.02	0.30	0.03	0.03	0.09	0.23	0.31

Also, an Aerosol Chemical Speciation Monitor (ACSM) measured the chemical composition of atmospheric aerosols in real time. It operates based on the principles of aerosol mass spectrometry, providing information on the concentrations of organic compounds and inorganic ions. Other authors have more information about the operation and calibration of ACSM during the measuring campaign (Prieto *et al.*, 2023; Salcedo *et al.*, 2018).

We calculated the sulfur (SOR) and nitrogen (NOR) oxidation ratios to identify the oxidation rate of the atmosphere by using equations 4 and 5 (chemical species concentrations are in mol m⁻³):

$$SOR = \frac{SO_4^{2-}}{SO_4^{2-} + SO_2} \quad (4)$$

$$NOR = \frac{NO_3^-}{NO_3^- + NO_2} \quad (5)$$

SOR and NOR estimate secondary transformation processes from NO₂ to NO₃⁻ and SO₂ to SO₄²⁻. Values above 0.1 suggest photo-oxidation in the atmosphere might have occurred (Zhang *et al.*, 2013).

The neutralization ratio (NR) in the atmosphere refers to the balance between the most abundant acidic and basic components, often expressed as the ratio of acidic to basic ions or compounds in the atmosphere. It is related to acid-base reactions involving aerosols and gases. A neutralization ratio higher than one indicates an excess of basic ions relative to acidic ions, suggesting a more neutral or alkaline atmosphere. Conversely, a ratio less than one indicates an excess of acidic ions relative to basic ions, suggesting a more acidic atmosphere. It can help to assess the effectiveness of pollution control measures and better predict future changes in atmospheric composition. The NR is in equivalent concentrations:

$$NR = \frac{NH_4^+}{NO_3^- + SO_4^{2-}} \quad (6)$$

2.7 Quality control and quality assurance

A tapered element oscillating microbalance (TEOM) was used as a reference for gravimetric analysis of PM_{2.5}. The instrument belongs to RAMA. The carbon analyzer was calibrated using the NIST SRM 1649a Urban Dust standard. For radiocarbon analysis by AMS, Oxalic acid II was used as a standard reference, and

blanks with no radiocarbon [phthalic acid ($\text{C}_8\text{H}_6\text{O}_4$)] were also measured to subtract the background (Solís *et al.*, 2017). The quality control and quality assurance (QC/QA) for Hg analyses were established using standard reference materials (SRMs), blanks, and blind samples in triplicate. The system calibration employed SRM NIST-2711 (Montana soil, certified Hg value 6250 ng g^{-1}), SARM-20 (Sasolburg bituminous coal, with Hg value of 250 ng g^{-1}), MESS-2 (Beaufort Sea estuarine sediment, certified Hg value 89 ng g^{-1}) and an internal laboratory standard (Hot Spring deposit, Hg value 330 ng g^{-1}). Accuracy verification for XRF was carried out using the NIST SRM 2783 (air particulate in filter media).

The curves with the standards were prepared with a multi-elemental standard (High Purity QC-TMFM-A) in 2% HNO_3 to QC/QA for elemental analyses, and duplicated analyses were carried out every five filters. SO_4^{2-} (chromatographic method) and S (XRF analysis) showed a good correlation ($r = 0.90$). All chemicals were analytical grade, and solutions were prepared using ultrapure water ($18.2 \text{ M}\Omega$).

2.8 Statistical analysis

We averaged the concentration data from instrument measurements over 24 hours to match particle sampling times. We also calculated the basic statistics and kurtosis of the ion chromatographer and the ACSM to compare the data results between both instruments. We used the Matlab 2020 program (Mathworks, Inc.) to perform the statistical calculations and create the figures.

3. Results

3.1 Meteorology

From January to March 2015, the predominant wind speed was below 1 m s^{-1} , blowing from west, south, and east. The temperature oscillated between $10 - 15^\circ\text{C}$, the relative humidity between $30 - 60\%$, and the rain was present only for two days. The atmospheric pressure oscillated between 773 and 780 mbar. All those meteorological measurements were common in the dry-cold season (winter) in the MCMA (Figure 2). The maxima daily solar radiation was above 600 W m^{-2} , except on rainy days (February 14 and March 15).

During the rainy days, the temperature diminished, and the relative humidity increased without significant changes in the wind speed. Based on the HYSPLIT backward trajectories and the wind rose of Figure 2, weak air masses traveled from the south at 50 m AGL toward the sampling site. Figure 3 shows three consecutive days in January, three days in February, and three more days in March 2015, with similar trajectories.

3.2 Air quality

The average concentrations of O_3 , NO_2 , CO , and SO_2 were $27 \pm 9 \text{ ppb}$, $23 \pm 6 \text{ ppb}$, $0.79 \pm 0.21 \text{ ppm}$, and $3.8 \pm 3 \text{ ppb}$, respectively. NO_2 , O_3 , and SO_2 did not exceed the national standard air quality threshold, and CO was within the limit recommended by the World Health Organization (WHO). Figure 4 shows the

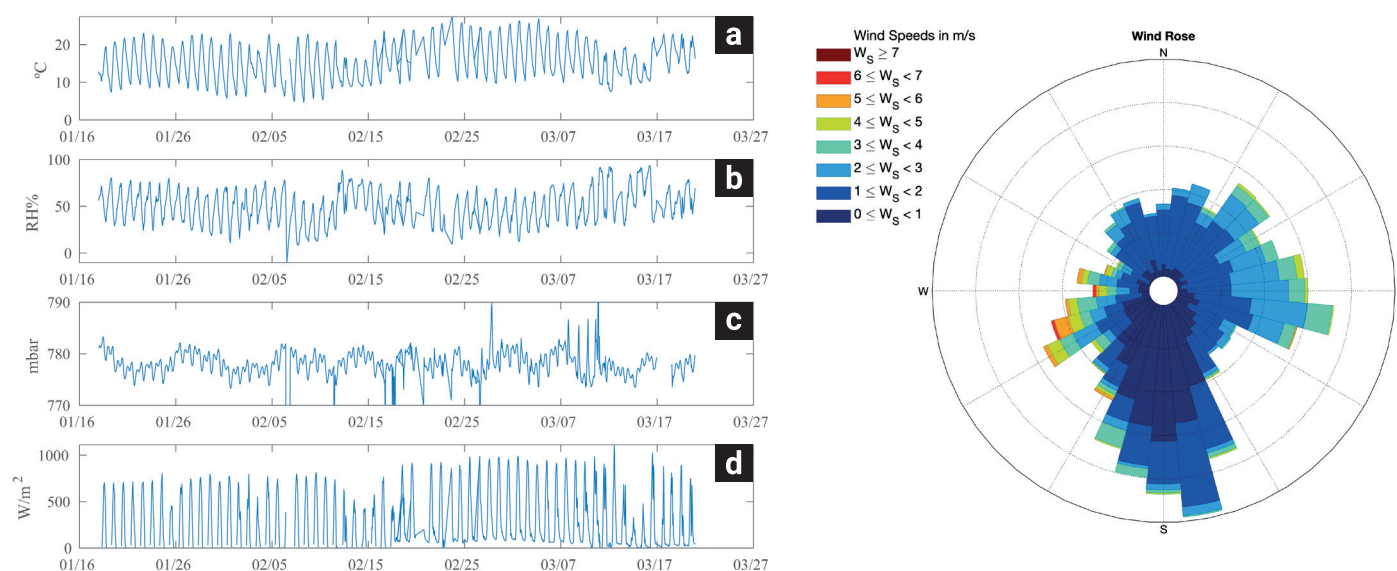


Figure 2. Meteorological parameters ACU15, Left: a) average temperature, b) relative humidity, c) atmospheric pressure, and d) solar radiation. Right: wind rose. Data source: PEMBU.

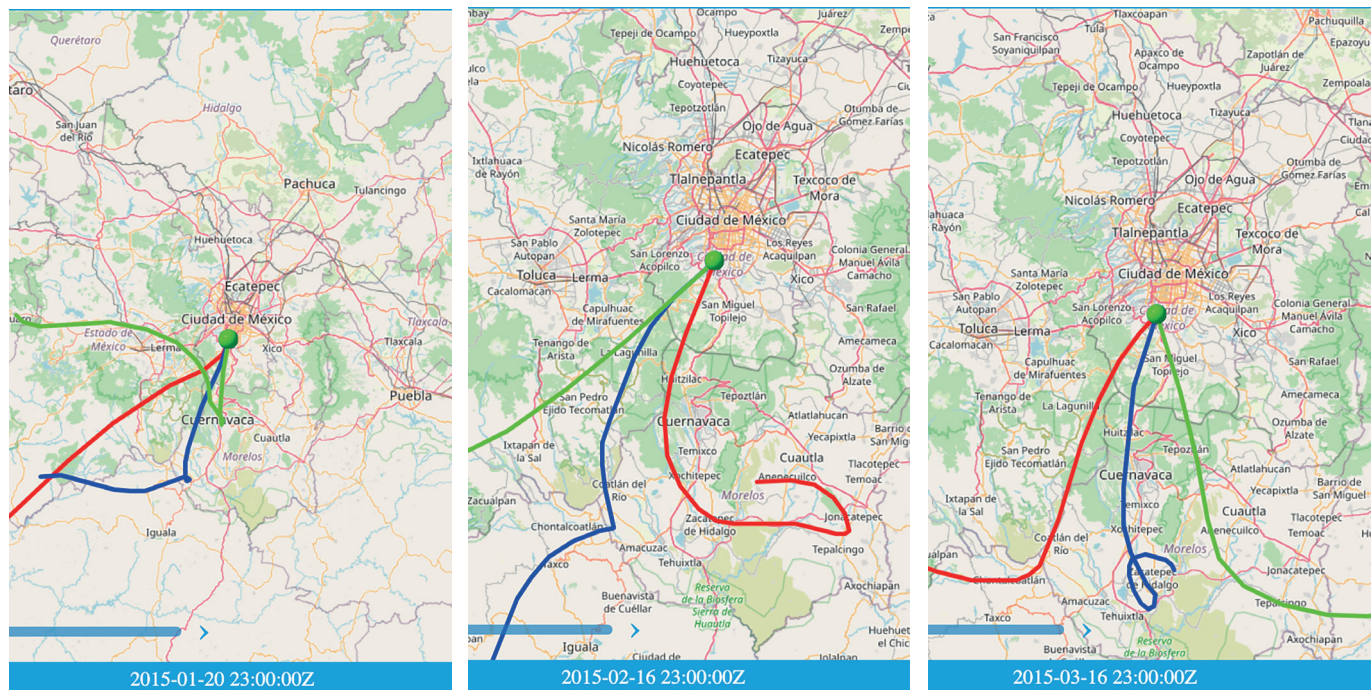


Figure 3. HYSPLIT backward trajectories January, February, and March 2015.

time series of daily average concentration for criteria pollutants. O_3 , NO , and NO_2 decreased on February 3 and 14 and March 15. In fact, on March 15, all criteria gases were at minimum concentrations because the rain scavenged gases and particles from the atmosphere.

The bottom chart in Figure 4 shows the time series of $PM_{2.5}$ reported by RAMA and sampled with impactors in ACU15. They have a correlation coefficient of 0.73. January 20 was windy, and February 14 and March 15 showed different concentrations. Those were days with rain.

3.3 Particulate matter

The maximum concentration threshold for $PM_{2.5}$ is $25 \mu g m^{-3}$ hourly average (NOM-025-SSA1-2020), and sometimes the $PM_{2.5}$ concentration was above that number. The Secretaría de Medio Ambiente de la Ciudad de México (Mexico City Environmental Secretary, SEDEMA) reported a $PM_{2.5}$ annual average concentration of $21.3 \mu g m^{-3}$ and an average daily maximum concentration of $40 \mu g m^{-3}$ in 2015 (INECC, 2016). So, the average concentration of $PM_{2.5}$ ($20.5 \pm 8.0 \mu g m^{-3}$) at the measuring site was lower than the annual average of that report, and the $PM_{2.5}$ concentrations did not show any significant differences between weekdays and weekends.

3.4 Carbonaceous material and radiocarbon content

Organic carbon (OC) was the most abundant species in

$PM_{2.5}$, with a concentration almost three times higher than EC, corresponding to 75% and EC to 25% of TC contents. The average concentration of OC was $8.06 \pm 1.85 \mu g m^{-3}$, and for EC was $2.45 \pm 1.69 \mu g m^{-3}$. The OC/EC ratio ranged from 1.40 to 9.56, with a mean of 3.74 ± 1.79 (Table 4). Based on the weak intensity of the wind, vehicles and other local activities near the site were likely the primary sources of carbonaceous material. Furthermore, the predominant wind came from the south, where there are no industries, so the transport of pollutants probably came from vehicles. However, the OC fraction had significant variations. So, both primary sources and secondary processes contributed to the OC concentration, resulting in a poor correlation coefficient between OC and EC ($r = 0.10$). EC corresponded to 12% and OC to 39% of the total particle mass, meaning carbonaceous material was around 51% of $PM_{2.5}$.

The OC represents primary (POC) and secondary organic carbon (SOC) (Chow *et al.*, 2002; Sharma *et al.*, 2018; Turpin & Huntzicker, 1995; Vega *et al.*, 2004). SOC concentrations reported by other authors during ACU15 campaign had a poor correlation with the main components of secondary inorganic aerosols (SIA) (Rosa *et al.*, 2024). Table 2 shows the results of the cross-correlation analysis.

The radiocarbon analysis provides a tool for measuring fossil versus no fossil sources. The fraction of modern carbon (pMC) in fossil fuel combustion is zero, while no fossil sources have a pMC close to 100%. The pMC in $PM_{2.5}$ varied from 41% to 59%, with an average of 50% ($n = 15$), indicating biomass burning and other processes than fossil fuel combustion originated half

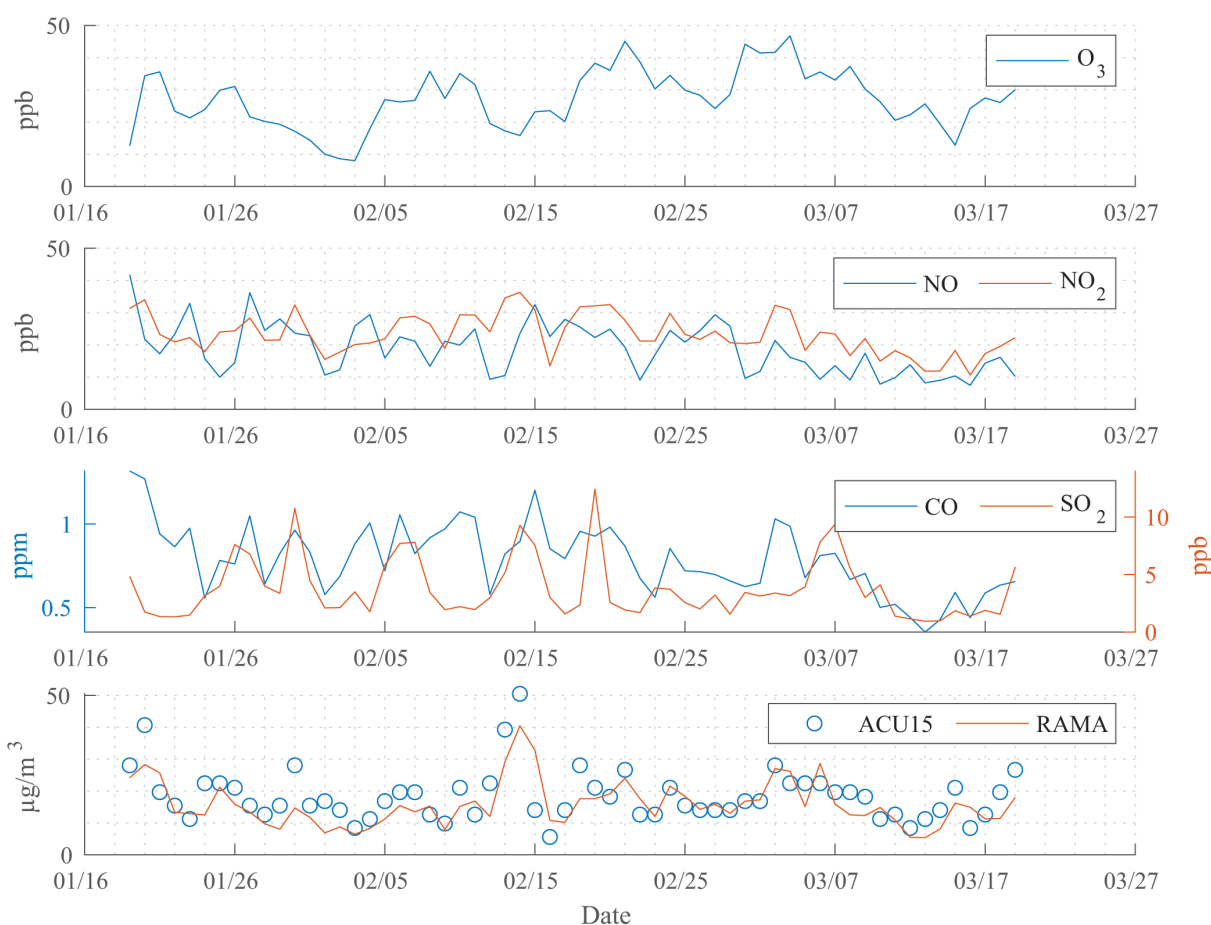


Figure 4. Daily average criteria pollutants during ACU15. Data source: RAMA.

of TC. If the total carbon from radiocarbon analysis (TC_{rc}) has equal parts of pMC and fossil carbon (FC), then:

$$TC_{rc} = 0.5pMC + 0.5FC \quad (7)$$

(Rosa *et al.*, 2024) mention that the TC from thermal analysis (TC_{ta}) in PM_{2.5} in the ACU15 campaign is formed by 25% primary organic carbon (POC), 50% secondary organic carbon (SOC), and 25% EC, so:

$$TC_{ta} = 0.25EC + 0.25POC + 0.50SOC \quad (8)$$

Equating equations 7 and 8 and assuming that EC and POC are exclusively fossil fuel combustion products, FC is formed by $0.5POC + 0.5EC$, and the pMC corresponds to the SOC.

3.5 Elements

Al, Fe, and Si were grouped as soil elements related to the resuspension of road dust and earth crust material. Figure 5a

shows a time series of soil element concentrations. Al and Si showed a correlation coefficient of 0.75, indicating the presence of aluminum silicates from soils (Figure 5b). The remaining elements (P, S, Cl, Cr, Mn, and Pb) were not soil elements (Figure 5c). Figure 5d shows P and S had a correlation coefficient of 0.91, meaning a solid association between sulfates and phosphates probably originated from gasoline combustion since both S and P are common additive agents in gasoline formulation (Hernández-López *et al.*, 2020).

Mercury was also present with an average concentration of $126 \pm 3 \text{ pg m}^{-3}$; previous studies reported concentrations of 223 pg m^{-3} and $187 \pm 3 \text{ pg m}^{-3}$ in other sites of MCMA (Garza-Galindo *et al.*, 2019; Morton-Bermea, Hernández-Álvarez, *et al.*, 2021; Morton-Bermea, Schiavo, *et al.*, 2021; Schiavo *et al.*, 2022). The sources of Hg are linked to industrial activities, such as pigment or preservative material in electrical and medical equipment, luminaries, and lubricating oils. The maximum concentration of Hg measured was 310 pg m^{-3} , which is higher than the mercury vapor limit established by the World Health Organization; those values were measured in two samples.

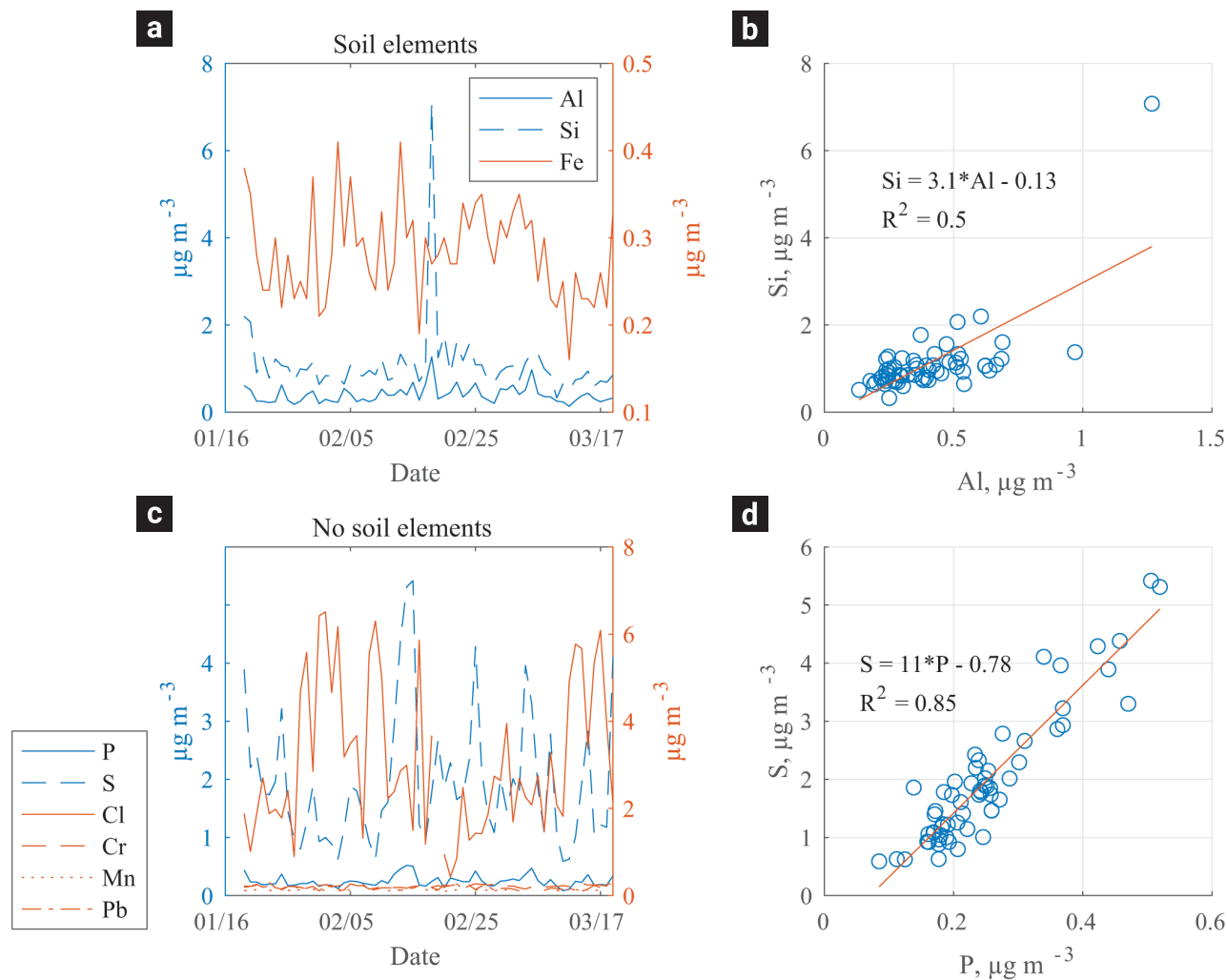


Figure 5. Elements on $PM_{2.5}$, a) time series of soil elements, b) scatter plot Al vs. Si, c) time series of No soil elements, and d) scatter plot P vs S.

3.6 Secondary inorganic aerosol

The IC and the ACSM measured NH_4^+ , NO_3^- , and SO_4^{2-} , the most abundant components of SIA. In general, the IC measured lower concentrations than the ACSM. Table 2 shows the main results of both instruments.

According to (Salcedo *et al.*, 2018), ACSM measures non-refractory material with $1.0 \mu m$ aerodynamic diameter or less and may have an error ranging from -30 to +10%, which probably explains the differences between both analytical instruments' readings. However, the UIC and the ACSM measured similar concentrations of OC (Table 2).

Table 2. Comparison of ion chromatograph (IC) analysis, carbon analysis (UIC), and the aerosol chemical speciation monitor (ACSM). Concentrations are in $\mu g m^{-3}$.

	NO_3 IC	NO_3 ACSM	SO_4 IC	SO_4 ACSM	NH_4 IC	NH_4 ACSM	OC UIC	OC ACSM
n	50	52	50	53	53	54	59	54
min	0.23	0.35	0.31	0.71	0.30	0.33	4.48	2.68
max	3.38	5.83	4.46	11.13	1.98	5.44	13.19	16.58
average	1.00	2.53	1.80	4.20	1.03	1.89	8.06	8.36
std dev	0.66	1.36	1.11	2.63	0.48	1.08	1.85	3.22

The average total anion and cation concentrations measured by IC were $2.97 \mu\text{g m}^{-3}$ and $1.31 \mu\text{g m}^{-3}$, respectively. SO_4^{2-} , NH_4^+ , and NO_3^- correlated well with each other (Table 3), suggesting the presence of $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ and NH_4NO_3 produced by photochemical reactions due to emissions of gasoline and diesel exhaust compounds. The time series shows the equivalent concentrations of major (Figure 6a) and minor ions (Figure 6b) in equivalents.

The ratio K^+/Cl^- was 0.88 ± 0.61 , meaning that the source was not just the biomass burning. The ratio $\text{NO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ was 0.76 ± 0.63 , suggesting that vehicles with fossil fuel engines are the primary source of those ions. There is a good neutralization of ions in the particle, so the NR is 1.06. Figure 6c shows the time series of the sum of cations and anions in equivalent concentration. The linear regression slope was 0.96, with a determination coefficient of 0.85, so particulate matter had a scarcity of anions. There are other particle anions (i.e., CO_3^{2-} , PO_4^{3-} , OH^-) that were not measured and probably neutralized.

Table 3. Cross-correlation of oxidized species.

	NH_4^+	NO_3^-	SO_4^{2-}	SOC
NH_4^+	1.00	0.59	0.72	0.10
NO_3^-		1.00	0.38	-0.09
SO_4^{2-}			1.00	0.02
SOC				1.00

SOC had correlations close to zero with SIA components, so particles incorporated diverse oxidized compounds, semi and low-volatile organics, biological material, and other sources of organic species that probably did not directly originate from atmospheric secondary reactions. Table 4 shows the average ratios of chemical species concentration.

$\text{PM}_{2.5}$, OC, and EC concentrations are like two other extensive previous studies (Chow *et al.*, 2002; Vega *et al.*, 2004). However, the abundance of some ions has changed. Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} ,

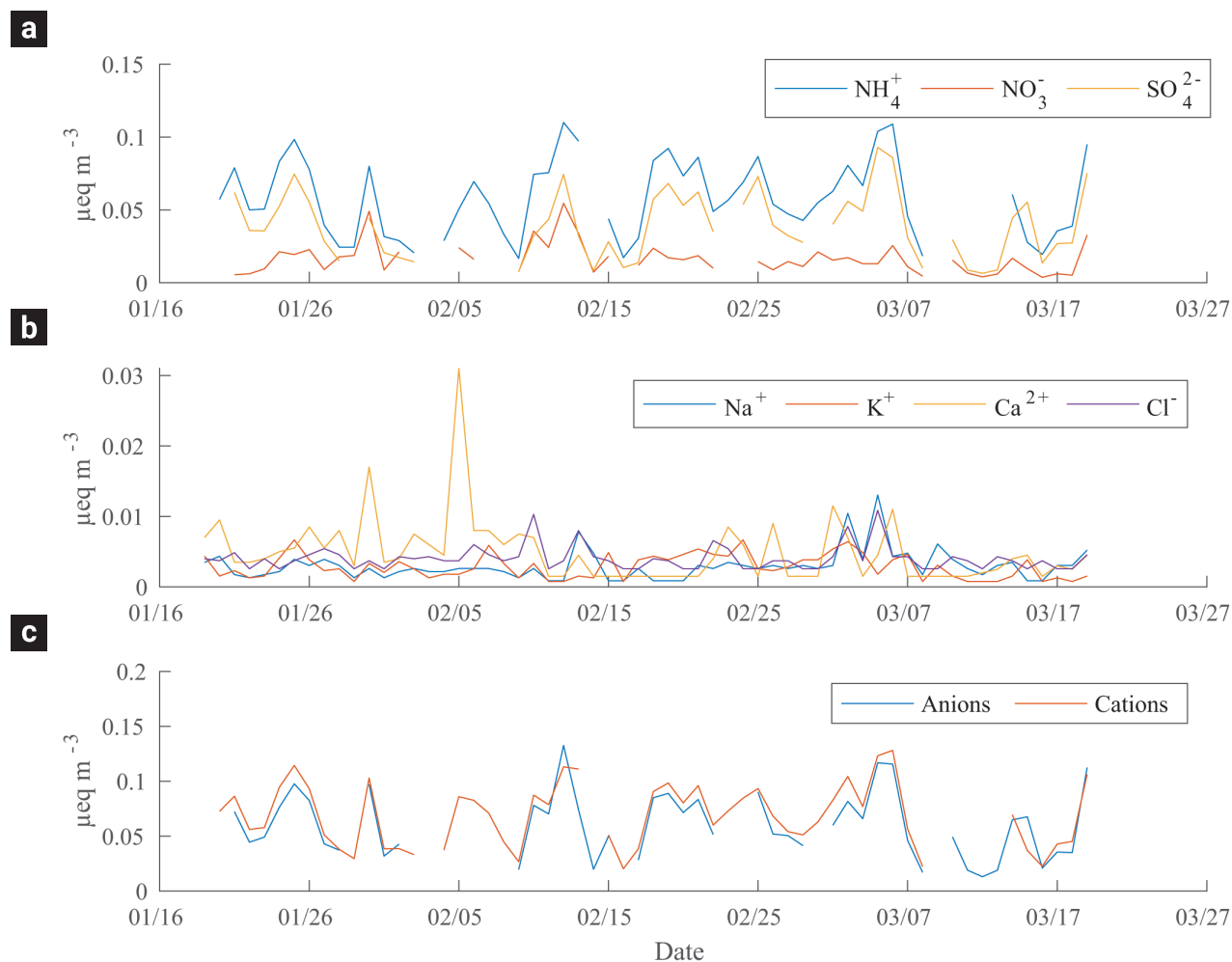


Figure 6. Time series of ion composition in $\text{PM}_{2.5}$, a) major ions, b) minor ion, and c) sum of equivalents.

and NH_4^+ are found in smaller amounts than previous studies, while Cl^- has increased. In the same way, Al, Mn, and Fe have increased. Crustal material and modifications in catalysts might cause those changes.

SO_4^{2-} and NH_4^+ showed a similar pattern between each other. Sulfate increased when the wind blew from the north. The average SOR was 0.35, indicating photo-oxidation of SO_2 . The average NOR was 0.02. The average $\text{NO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ ratio was 1.12,

Table 4. Oxidation parameters on ACU15.

	SOR	NOR	NR	OC/EC	SOC/OC
N	50	50	42	44	44
min	0.08	0.00	0.43	1.40	0.00
max	0.63	0.05	1.71	9.56	0.85
average	0.35	0.02	1.06	3.74	0.54
std dev	0.15	0.01	0.19	1.79	0.20

Table 5. Species concentrations in $\text{PM}_{2.5}$ and atmospheric gases in ACU15, IMADA 1997 and 2002 in Mexico City.

ACU15/Pedregal AQ monitoring station			IMADA (1997)		VEGA 2000-2002		Millán-Vázquez <i>et al.</i> , 2023 (Merced)	
Specie	Average	Max	Average	Max	Average	Max	Average	Max
$\text{PM}_{2.5}$ ($\mu\text{g m}^{-3}$)	20.52 ± 8.01	42.69	21.60	33.85	22.41	34.08	20.7	41.1
Carbonaceous aerosols ($\mu\text{g m}^{-3}$)								
OC	8.06 ± 1.85	13.19	7.62	10.45	13.63	20.08		
EC	2.45 ± 1.69	7.28	2.89	4.38	3.81	6.27		
Total Carbon	10.51	20.47	10.50	13.97	17.16	26.13		
Ions ($\mu\text{g m}^{-3}$)								
Na^+	0.07 ± 0.05	0.3	0.12	0.90	0.20	0.56	0.9	1.4
NH_4^+	1.03 ± 0.56	1.98	1.96	3.71	2.59	5.33	1.4	4.8
K^+	0.11 ± 0.07	0.27	0.16	0.26	0.14	0.79	0.2	2.6
Ca^{+2}	0.10 ± 0.09	0.62	0.17	0.40	0.14	0.92	0.5	3.1
Cl^-	0.14 ± 0.06	0.38	0.00	0.01	0.02	0.16	0.1	1.9
NO_3^-	1.00 ± 0.85	3.38	1.16	7.47	2.17	8.90	1.9	9.7
SO_4^{2-}	1.80 ± 1.23	4.46	4.53	8.81	5.29	11.87	4.3	13.4
Metals ($\mu\text{g m}^{-3}$)								
Al	1.45 ± 0.69	3.56	0.17	0.45	0.05	0.67		
Si	0.70 ± 0.53	4.48	0.50	1.25	0.29	2.28		
P	0.28 ± 0.09	0.52	0.00	0.01	0.00	0.00		
S	1.47 ± 0.65	3.24	1.75	3.38	2.13	5.10		
Cr	0.22 ± 0.03	0.28	0.00	0.00	0.00	0.01		
Mn	0.12 ± 0.01	0.17	0.01	0.03	0.01	0.02		
Fe	0.28 ± 0.05	0.41	0.18	0.37	0.16	0.71		
Pb	0.18 ± 0.05	0.3	0.05	0.07	0.00	0.01		
Hg (pg m^{-3})	125.75 ± 3.10	310.26						
Criteria gases (ppb)								
O_3	27.07 ± 9.12	46.8						
NO_x	42.18 ± 7.05	73.09						
NO_2	23.37 ± 12.18	36.32					46.1	97.1
SO_2	3.77 ± 6.17	12.42					7.8	35.2
CO	790 ± 210	1250						
Climate forcing gases (ppm)								
CO_2	420.52 ± 2.61	445.01						
CH_4	2.02 ± 0.74	2.34						
H_2O	0.96 ± 193.51	1.32						

which is common in areas where vehicular emissions dominate over coal or sulfur emissions, like the MCMA.

Table 4 shows the NOR, SOR, NR, OC/EC, and SOC statistics. SOR average is 0.35 and NOR 0.02. Both values are like those reported in 2021 (Millán-Vázquez *et al.*, 2023) for La Merced, a measuring site in Mexico City downtown. Both sites have identical oxidation rates, although Merced has a higher concentration of sulfates. The study of 2002 (Vega *et al.*, 2004) reported a pMC of 60% for an industrial zone and a pMC of 76% for a residential zone in Mexico City. The pMC estimated in ACU15 indicates a significant intensification (10% to 16%) in the contribution of fossil sources relative to previous measurements. That result is consistent with the substantial increase in the vehicular fleet in recent years and probably the loss of green areas in MCMA (Lima *et al.*, 2023).

We found a particle chemical composition like IMADA and 2000 studies. In 2021, (Millán-Vázquez *et al.*, 2023) found similar results in Merced in downtown Mexico City (Millán-Vázquez *et al.*, 2023). For the previous studies, there have been no significant changes in carbon content, inorganic ions composition, or elements content in $PM_{2.5}$, probably meaning that the efforts in reducing and controlling the emissions sources of particles into the atmosphere have shown poor results (Table 5). For the study of 2021, the concentration of pollutants in ACU15 is lower than in Merced. Poor transport of contaminants from the south and

minor local activities are probably the leading causes of low concentrations in ACU15.

Figure 7 shows the comparison of $PM_{2.5}$ composition with two previous studies. The concentration of $PM_{2.5}$, OC, EC, water-soluble inorganic ions, and elements is slightly lower in ACU15. The poor or null transport of material from other sites in the south, the local activities, and the diversity of particle sources probably explain the different particle compositions.

4. Discussion

(Zhao *et al.*, 2022) reported an average NOR of 0.11 and SOR of 0.76 for Wuhan in 2015. (Millán-Vázquez *et al.*, 2023) reported SOR of 0.21 and NOR 0.015 for Mexico City in 2021. In ACU15, the average SOR was 0.35 and NOR 0.01. Mexico City's NOR is ten times lower than Wuhan's, meaning that the amount of atmospheric NO_2 has a slow conversion rate.

Based on wind speed and HYSPLIT, distant sources probably had a low influence on the local air quality. Elements from crustal origin, soil dust, asphalt, and unpaved roads contributed to nearly 22% of $PM_{2.5}$ mass, and the abundance of elements was 3.8%. Hg had a low concentration and is probably related to industrial activities. The water-soluble inorganic ions represent 11% of $PM_{2.5}$ mass. Unknown species represent 4% of $PM_{2.5}$ mass.

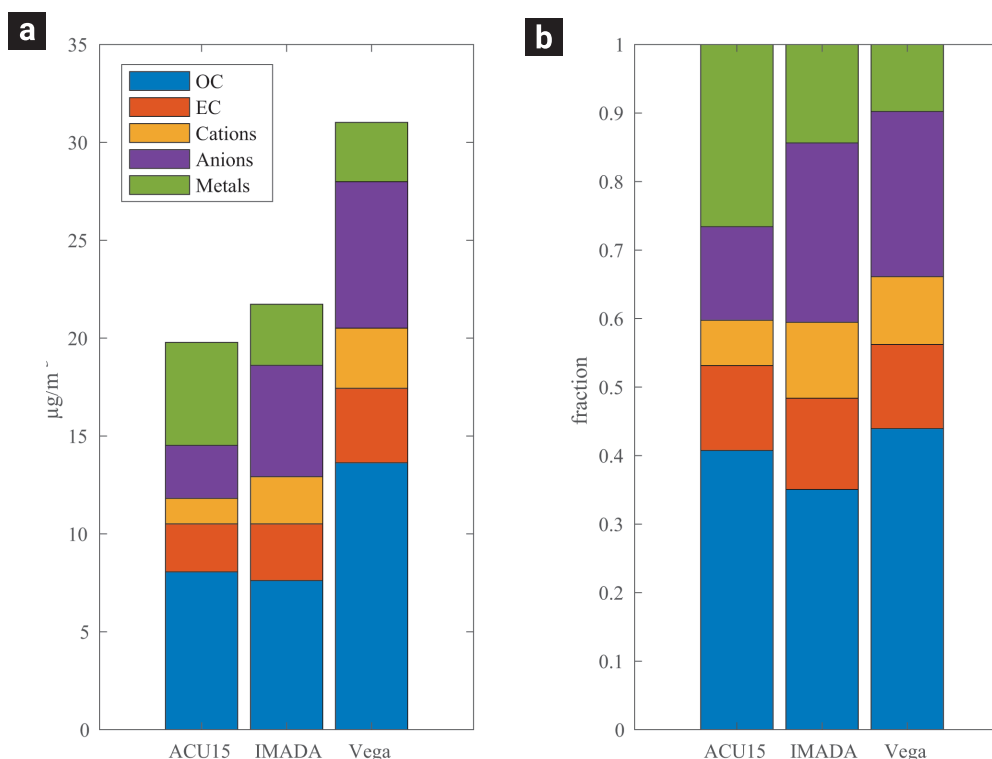


Figure 7. a) Mass composition and b) fraction of mass composition of $PM_{2.5}$ in Mexico City during three measuring campaigns (IMADA 1997, Vega *et al.*, 2002, and ACU15 2015).

The average EC measured during the campaign was $2.4 \pm 1.7 \mu\text{g m}^{-3}$. Also, OC is the most abundant species of $\text{PM}_{2.5}$, with 39% in mass, and SOC corresponds to half of OC. Therefore, biological contribution, organic condensation, and secondary atmospheric reactions probably form half of the organic carbonaceous aerosols.

Radiocarbon analysis indicated that 50% of TC originates from burning fossil fuels, and the rest contain biogenic and other contemporary sources. The measurement site is in a typical urban zone with regular vehicular traffic, and half of the fossil carbon corresponds to EC and the rest to POC. The modern carbon corresponded to SOC.

The OC/EC ratio of 3.29 is in the range of 2.5 – 5.0 that are considered for a carbonaceous fraction from vehicle exhaust and include large amounts of secondary organics (G. Li *et al.*, 2011; K. Li *et al.*, 2018; L. Li *et al.*, 2019; S. Li *et al.*, 2022; X. Li *et al.*, 2018; Pósfai *et al.*, 2003; F. Zhang *et al.*, 2013; Y. Zhang *et al.*, 2018). Although the monitoring site is 300 m away from the metro and bus stations, the composition of $\text{PM}_{2.5}$ does not reflect a unique fossil fuel influence.

5. Conclusions

Clean air often blew from the south, so the $\text{PM}_{2.5}$ average concentration was $20.52 \mu\text{g m}^{-3}$, so our results describe the local $\text{PM}_{2.5}$. The radiocarbon data shows an equal contribution of contemporary and fossil sources to TC. $\text{PM}_{2.5}$ had high concentrations of OC, high crust soil composition, and low SIA. The SO_2 reacts to SO_4^{2-} , like other cities (i.e., Wuhan), but the NO_2 was not photo-oxidated to NO_3^- . Sulfur and phosphorus had a high correlation, indicating fossil fuel combustion. We have not found conclusive evidence indicating an improvement in air quality in terms of $\text{PM}_{2.5}$ composition since 2000. The composition of particulate matter has changed slightly compared to the 1997, 2000, and 2021 studies, but this does not necessarily imply lower toxicity of particulate matter. The NR indicated a close-to-neutral atmosphere.

Most of the elements present in the particles are from crustal material and soils, and even though heavy metals were detected, their concentrations were low enough to be considered dangerous pollutants.

6. Acknowledgments

The authors thank Mariana Avila, María Rodríguez, and Sergio Martínez for technical assistance. We also want to thank Arcadio Huerta for supporting radiocarbon-AMS analyses. We also thank the ECAIM Project for its funding support.

7. Referencias

- Abanto, R. L., Castro, T., Peralta, O., Suarez, L. G. R., Salcedo, D., Carabali, G., *et al.* (2020). Mediciones continuas de carbono negro, monóxido de carbono y dióxido de carbono, durante la temporada seca caliente 2016, en un sitio periurbano de Querétaro, México. *Ciencia & Desarrollo*, 19(26), 68–76. doi: <https://doi.org/10.33326/26176033.2020.26.934>
- Alvarez-Ospina, H., Peralta, O., Castro, T., & Saavedra, M. I. (2016). Optimum quantification temperature for total, organic, and elemental carbon using thermal-coulombimetric analysis. *Atmospheric Environment*, 145(2016), 74–80. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.08.080>
- Bozkurt, H., D'Souza, D. H., & Davidson, P. M. (2014). Determination of thermal inactivation kinetics of hepatitis A virus in blue mussel (*Mytilus edulis*) homogenate. *Applied and Environmental Microbiology*, 80(10), 3191–7. doi: <https://doi.org/10.1128/aem.00428-14>
- Chow, J. C., Watson, J. G., Edgerton, S. A., & Vega, E. (2002). Chemical composition of $\text{PM}_{2.5}$ and PM_{10} in Mexico City during winter 1997. *Science of The Total Environment*, 287(3), 177–201. doi: [https://doi.org/10.1016/s0048-9697\(01\)00982-2](https://doi.org/10.1016/s0048-9697(01)00982-2)
- Chu, W., Li, L., Li, H., Zhang, Y., Chen, Y., Zhi, G., *et al.* (2023). Atmospheric Oxidation Capacity and Its Impact on the Secondary Inorganic Components of $\text{PM}_{2.5}$ in Recent Years in Beijing: Enlightenment for $\text{PM}_{2.5}$ Pollution Control in the Future. *Atmosphere*, 14(8), 1252. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos14081252>
- Dat, N.-Q., Ly, B.-T., Nghiem, T.-D., Nguyen, T.-T. H., Sekiguchi, K., Huyen, T.-T., *et al.* (2024). Influence of Secondary Inorganic Aerosol on the Concentrations of $\text{PM}_{2.5}$ and $\text{PM}_{0.1}$ during Air Pollution Episodes in Hanoi, Vietnam. *Aerosol and Air Quality Research*, 24(4), 220446. doi: <https://doi.org/10.4209/aaqr.220446>
- Davidson, C. I., Phalen, R. F., & Solomon, P. A. (2007). Airborne Particulate Matter and Human Health: A Review. *Aerosol Science and Technology*, 39(8), 737–749. doi: <https://doi.org/10.1080/02786820500191348>
- Echeverría, R. S., Jiménez, A. L. A., Barrera, M. del C. T., Alvarez, P. S., Hernandez, E. G., Vega, E., *et al.* (2023). Nitrogen and sulfur compounds in ambient air and in wet atmospheric deposition at Mexico city metropolitan area. *Atmospheric Environment*, 292, 119411. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2022.119411>
- Evans, J. S., Rojas-Bracho, L., Hammitt, J. K., & Dockery, D. W. (2021). Mortality Benefits and Control Costs of Improving Air Quality in Mexico City: The Case of Heavy Duty Diesel Vehicles. *Risk Analysis*, 41(4), 661–677. doi: <https://doi.org/10.1111/risa.13655>
- Garza-Galindo, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., Ordoñez-Godínez, S. L., Amador-Muñoz, O., Beramendi-Orosco, L. E., *et al.* (2019). Spatial and temporal distribution of metals in $\text{PM}_{2.5}$ during 2013: assessment of wind patterns to the impacts of geogenic and anthropogenic sources. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191(3), 165. doi: <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7251-4>
- Garzón, J. P., Huertas, J. I., Magaña, M., Huertas, M. E., Cárdenas, B., Watanabe, T., *et al.* (2015). Volatile organic compounds in the atmo-

- sphere of Mexico City. *Atmospheric Environment*, 119, 415–429. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.08.014>
- Hernández-López, A. E., Campo, J. M. M. del, Mugica-Álvarez, V., Hernández-Valle, B. L., Mejía-Ponce, L. V., Pineda-Santamaría, J. C., et al. (2020). A study of pm2.5 elemental composition in southwest Mexico City and development of receptor models with positive matrix factorization. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 37, 54066. doi: <https://doi.org/10.20937/rica.54066>
- Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático. (2016). *Evolución de la calidad del aire de la ZMVM y episodios de ozono durante la temporada seca-caliente 2016*. Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2017). *Anuario estadístico y geográfico de la Ciudad de México 2017*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, México.
- Li, G., Bei, N., Tie, X., & Molina, L. (2011). Aerosol effects on the photochemistry in Mexico City during MCMA-2006/MILAGRO campaign. *Atmospheric Chemistry And Physics*, 11, 5169–5182. doi: <https://doi.org/10.5194/acp-11-5169-2011>
- Li, K., Jacob, D. J., Liao, H., Shen, L., Zhang, Q., & Bates, K. H. (2018). Anthropogenic drivers of 2013–2017 trends in summer surface ozone in China. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(2), 201812168. doi: <https://doi.org/10.1073/pnas.1812168116>
- Li, L., Wang, Q., Zhang, X., She, Y., Zhou, J., Chen, Y., et al. (2019). Characteristics of single atmospheric particles in a heavily polluted urban area of China: size distributions and mixing states. *Environmental Science and Pollution Research*, 1–13. doi: <https://doi.org/10.1007/s11356-019-04579-3>
- Li, S., Chen, C., Yang, G., Fang, J., Sun, Y., Tang, L., et al. (2022). Sources and processes of organic aerosol in non-refractory PM1 and PM2.5 during foggy and haze episodes in an urban environment of the Yangtze River Delta, China. *Environmental Research*, 113557. doi: <https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.113557>
- Li, X., Li, S., Xiong, Q., Yang, X., Qi, M., Zhao, W., & Wang, X. (2018). Characteristics of PM2.5 Chemical Compositions and Their Effect on Atmospheric Visibility in Urban Beijing, China during the Heating Season. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 15(9), 1924. doi: <https://doi.org/10.3390/ijerph15091924>
- Lima, G. N. de, Fonseca-Salazar, Ma. A., & Campo, J. (2023). Urban growth and loss of green spaces in the metropolitan areas of São Paulo and Mexico City: effects of land-cover changes on climate and water flow regulation. *Urban Ecosystems*, 26(6), 1739–1752. doi: <https://doi.org/10.1007/s11252-023-01394-0>
- Mamkhezri, J., Bohara, A. K., & Camargo, A. I. (2020). Air pollution and daily mortality in the Mexico City Metropolitan Area. *Atmósfera*, 33(3). doi: <https://doi.org/10.20937/atm.52557>
- Millán-Vázquez, F., Sosa-Echeverría, R., Alarcón-Jiménez, A. L., Figueroa-Lara, J. de J., Torres-Rodríguez, M., Valle-Hernández, B. L., & Mugica-Álvarez, V. (2023). Temporal Variation and Potential Sources of Water-Soluble Inorganic Ions in PM2.5 in Two Sites of Mexico City. *Atmosphere*, 14(10), 1585. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos14101585>
- Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., Ordoñez-Godínez, S. L., & Montes-Ávila, I. (2021). Mercury, Platinum, Antimony and Other Trace Elements in the Atmospheric Environment of the Urban Area of Mexico City: Use of Ficus benjamina as Biomonitor. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 106(4), 665–669. doi: <https://doi.org/10.1007/s00128-020-03080-9>
- Morton-Bermea, O., Schiavo, B., Salgado-Martínez, E., Almorín-Ávila, M. A., & Hernández-Álvarez, E. (2021). Gaseous Elemental Mercury (GEM) in the Mexico City Metropolitan Area. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 107(3), 514–518. doi: <https://doi.org/10.1007/s00128-021-03293-6>
- Pósfai, M., Simonics, R., Li, J., Hobbs, P. V., & Buseck, P. R. (2003). Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: 1. Compositions and size distributions of carbonaceous particles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D13). doi: <https://doi.org/10.1029/2002jd002291>
- Prieto, C., Alvarez-Ospina, H., Salcedo, D., Castro, T., & Peralta, O. (2023). Mass Absorption Efficiency of PM1 in Mexico City during ACU15. *Atmosphere*, 14(1), 100. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos14010100>
- Rosa, N. S. la, Prieto, C., Pavia, R., Peralta, O., Alvarez-Ospina, H., Saavedra, I., et al. (2024). Carbonaceous particles and PM2.5 optical properties in Mexico City during the ACU15 campaign. *Atmósfera*, 38, 369–380. doi: <https://doi.org/10.20937/atm.53270>
- Salcedo, D., Alvarez-Ospina, H., Peralta, O., & Castro, T. (2018). PM1 Chemical Characterization during the ACU15 Campaign, South of Mexico City. *Atmosphere*, 9(6), 232. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos9060232>
- Schiavo, B., Morton-Bermea, O., Salgado-Martínez, E., García-Martínez, R., & Hernández-Álvarez, E. (2022). Health risk assessment of gaseous elemental mercury (GEM) in Mexico City. *Environmental Monitoring and Assessment*, 194(7), 456. doi: <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10107-7>
- Secretaría del Medio Ambiente de la Ciudad de México. (2021). *Inventario de Emisiones de la Zona Metropolitana del Valle de México 2018*. Secretaría del Medio Ambiente de la Ciudad de México
- Sharma, S. K., Mandal, T. K., Sharma, A., Saraswati, & Jain, S. (2018). Seasonal and annual trends of carbonaceous species of PM10 over a megacity Delhi, India during 2010–2017. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 75(3), 305–318. doi: <https://doi.org/10.1007/s10874-018-9379-y>
- Squizzato, S., Masiol, M., Brunelli, A., Pistollato, S., Tarabotti, E., Rappazzo, G., & Pavoni, B. (2013). Factors determining the formation of secondary inorganic aerosol: a case study in the Po Valley (Italy). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(4), 1927–1939. doi: <https://doi.org/10.5194/acp-13-1927-2013>
- Turpin, B. J., & Huntzicker, J. J. (1995). Identification of secondary organic aerosol episodes and quantitation of primary and secondary

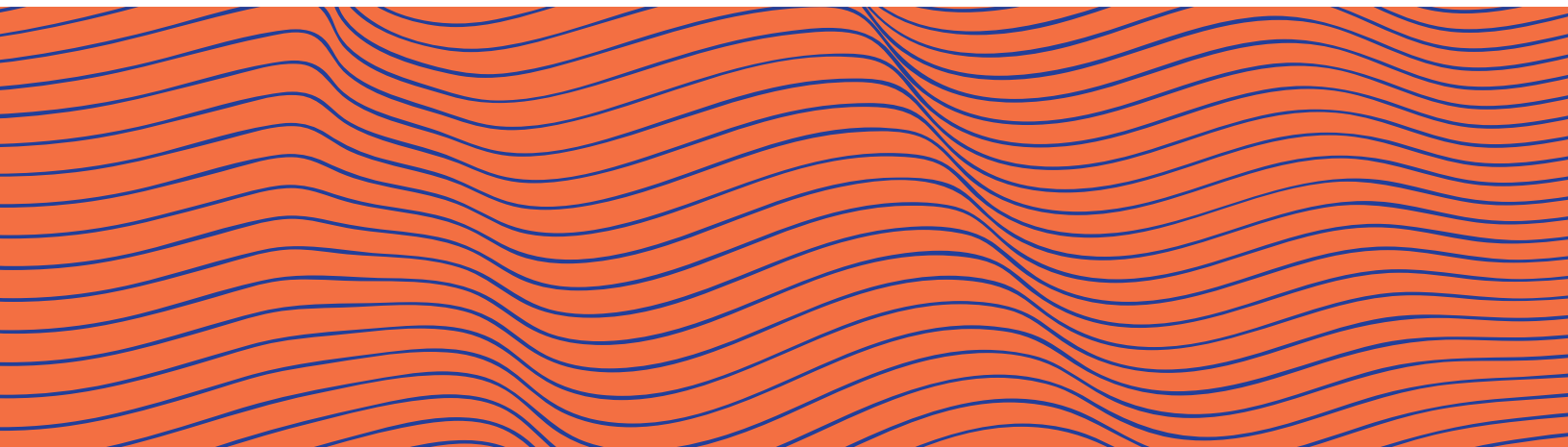
- organic aerosol concentrations during SCAQS. *Atmospheric Environment*, 29(23), 3527–3544. doi: [https://doi.org/10.1016/1352-2310\(94\)00276-q](https://doi.org/10.1016/1352-2310(94)00276-q)
- Vega, E., Reyes, E., Ruiz, H., García, J., Sánchez, G., Martínez-Villa, G., *et al.* (2004). Analysis of PM_{2.5} and PM₁₀ in the Atmosphere of Mexico City during 2000–2002. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 54(7), 786–798. doi: <https://doi.org/10.1080/10473289.2004.10470952>
- Warneke, C., Gouw, J. A. de, Edwards, P. M., Holloway, J. S., Gilman, J. B., Kuster, W. C., *et al.* (2013). Photochemical aging of volatile organic compounds in the Los Angeles basin: Weekday-weekend effect. *Journal of Geophysical Research*, 118(10), 5018–5028. doi: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50423>
- Zavala, M., Brune, W. H., Velasco, E., Retama, A., Cruz-Alavez, L. A., & Molina, L. T. (2020). Changes in ozone production and VOC reactivity in the atmosphere of the Mexico City Metropolitan Area. *Atmospheric Environment*, 238, 117747. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117747>
- Zhang, F., Xu, L., Chen, J., Chen, X., Niu, Z., Lei, T., *et al.* (2013). Chemical characteristics of PM_{2.5} during haze episodes in the urban of Fuzhou, China. *Particuology*, 11(3), 264–272. doi: <https://doi.org/10.1016/j.partic.2012.07.001>
- Zhang, Y., Zhang, Q., Cheng, Y., Su, H., Li, H., Li, M., *et al.* (2018). Amplification of light absorption of black carbon associated with air pollution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(13), 9879–9896. doi: <https://doi.org/10.5194/acp-18-9879-2018>
- Zhao, J., Ma, C., He, C., Zhang, Z., Jiang, T., Tang, R., & Chen, Q. (2022). Variations in Sulfur and Nitrogen Oxidation Rates in Summer Aerosols from 2014 to 2020 in Wuhan, China. *Atmosphere*, 13(8), 1199. doi: <https://doi.org/10.3390/atmos13081199>

Sección especial

Vulcanismo
Monogenético, medio
ambiente y sociedad

Special section

Monogenetic volcanism,
environment and society



Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones probabilísticas

Mariana Sandoval García¹ , Amiel Nieto-Torres²  y Ana Lillian Martin Del Pozzo³ 

Abstract

Preexisting topography played a major role in defining the distribution of the Xitle lava flows. Xitle is one of the youngest monogenetic volcanoes in southern Mexico City. The eruption was characterized by small ash emissions and nine pahoehoe and aa lava flows that covered 78.94 km².

In this paper, the paleo-topography of the Xitle volcano area was reconstructed to improve knowledge of the paleo-drainage and how it determined the trajectory of the lava flows and the formation of lava tubes.

Deposits of pre-Xitle volcanoes (San Miguel Volcanic Complex, Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica and Malinala) were identified according to the morphology of the current relief. The contour lines of the present-day relief were modified to eliminate the topography left by the Xitle lava flows. The modified contour lines were then processed creating a raster surface from a TIN to obtain the digital elevation model of the paleo-relief. The distribution of the paleo-channels was defined by analyzing the accumulation and direction of flow in the paleo-relief. Lava flows were individually simulated in the paleo-relief with the probabilistic program Q-LavHA. Field observations and previous studies were integrated to define the parameters of lava flow simulations.

Lava flows from the Xitle volcano covered the deposits of the pre-Xitle volcanoes except for the highest parts, such as ones from the Cuilotepec cone and the Ajusco hummocks. The lava flows also partially filled and modified some paleo river-channels (e.g. Magdalena), and completely filled others (e.g. Cuicuilco). The simulations show that the trajectory of lava flows and the existence and distribution of lava tubes are associated with variations in the effusion rate, arrangement of the paleo river-channels, morphology of the pre-Xitle deposits and the abrupt slope.

Key words: Lava flows, paleo-relief, paleo-river, simulation, reconstruction.

Resumen

La topografía preexistente jugó un papel fundamental en definir la trayectoria de los derrames de lava del Xitle. El Xitle es de los volcanes monogenéticos más jóvenes del sur de la Ciudad de México. Su erupción se caracterizó por emisiones menores de ceniza y de nueve derrames de lava pahoehoe y aa que cubrieron 78.94 km². En este trabajo se reconstruyó el paleo-relieve del área del volcán Xitle para mejorar el conocimiento del paleo-drenaje y cómo determinó la trayectoria de los derrames de lava y la formación de tubos de lava.

Se identificaron los depósitos de los volcanes pre-Xitle (Complejo Volcánico San Miguel, Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica y Malinala) según la morfología del relieve actual. Se modificaron las curvas de nivel del relieve actual para eliminar la topografía de los derrames de lava del Xitle y mediante la creación de una superficie ráster a partir de un TIN, se obtuvo un modelo digital de elevación del paleo-relieve. La distribución de los paleo-ríos se definió mediante el análisis de la acumulación y dirección de flujo en el paleo-relieve. Los derrames de lava del Xitle se simulaban individualmente en el paleo-relieve con el programa probabilístico Q-LavHA. Se integraron las observaciones hechas en campo y estudios previos del volcán Xitle para definir los parámetros de las simulaciones de los derrames.

Los derrames de lava del volcán Xitle cubrieron los depósitos de los volcanes pre-Xitle con excepción de las partes más altas como el caso del cono del volcán Cuilotepec y los montículos (hummocks) del Ajusco. Las lavas modificaron los cauces de algunos paleo-ríos (e.g. Magdalena) y rellenaron por completo otros (e.g. Cuicuilco). Las simulaciones muestran que las trayectorias de los derrames y la existencia y distribución de los tubos de lava están asociados a variaciones en la tasa de efusión, la disposición de los paleo-ríos, la morfología de los depósitos pre-Xitle y la abrupta pendiente del paleo-relieve.

Palabras clave: Derrame de lava, paleo-relieve, paleo-ríos, simulación, reconstrucción.

Received: December 6, 2023; Accepted: June 19, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Giovanni Sosa-Ceballos

* Corresponding author: Mariana Sandoval García, marianna.sg@igeofisica.unam.mx.

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad de México, México.

² Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico-Ckelar Volcanes, Antofagasta, Chile.

³ Instituto de Geofísica, departamento de Vulcanología, UNAM, Ciudad de México, México.

Mariana Sandoval García, Amiel Nieto-Torres, Ana Lillian Martin Del Pozzo.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1769>

1. Introducción

El área en la que actualmente se asienta la Ciudad de México ha sido afectada por diversas erupciones del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin (CVMC) que aún es activo. Una de las erupciones más recientes de este campo volcánico, es la del volcán Xitle datada entre 1670 ± 30 y $2,030 \pm 60$ YBP (Cordova *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi, 1996; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Alva-Valdivia *et al.*, 2005; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2016). El volcán se encuentra en el extremo noroeste del CVMC, ubicado en el parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 1). Los derrames de lava del Xitle cubrieron las construcciones del sitio arqueológico de Cuicuilco y fluyeron siguiendo el antiguo relieve formado por depósitos volcánicos más antiguos cortados por varias barrancas fluviales. El relieve actual del área está formado por derrames de lavas del volcán Xitle.

Recientemente, se han llevado a cabo diversos estudios en los que se ha tratado de inferir el impacto que tendrán los derrames de lava de erupciones monogenéticas futuras (e.g. Nieto-Torres *et al.*, 2023). También, se han hecho modelaciones en tiempo real sobre los caminos que pueden tomar los derrames de lava en erupciones en proceso, como en las erupciones de los volcanes Fagradalsfjall en Islandia y el Tajogaite en las Islas Canarias en 2021 (Pedersen *et al.*, 2022; Martin-Raya *et al.*, 2023). También se han llevado a cabo algunos estudios para reconstruir el relieve previo a las erupciones del volcán Parícutin y simular el emplazamiento de sus derrames de lava (Larrea *et al.*, 2017; Becerril *et al.*, 2023).

Definir la trayectoria que tomarán los derrames de lava, particularmente de lavas de baja viscosidad, puede mejorar la evaluación de los peligros asociados, aunque todavía es un reto de la vulcanología moderna (Cordonnier *et al.*, 2016). Los estudios vulcanológicos actuales persiguen objetivos importantes tales como reproducir con precisión el comportamiento de la trayectoria de los derrames de lavas (Becerril *et al.*, 2021). La evaluación de los peligros y la planificación para contingencias en áreas volcánicas depende de la construcción de mapas de peligros adecuados y modelos de simulación, que se basan en un profundo conocimiento geológico y vulcanológico del área amenazada (Martí, 2017).

En este artículo analizamos la influencia e impacto que tuvo el paleo-relieve del volcán Xitle en la distribución y emplazamiento de sus derrames de lava y viceversa. Se reconstruye en relieve y el drenaje previo a la erupción y se identificaron los depósitos de los volcanes pre-Xitle (Complejo Volcánico San Miguel (CVSM), Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica y Malinala) de acuerdo con la morfología del relieve actual y su reconocimiento en campo.

1.1. Volcanes pre-Xitle

El vulcanismo en el suroeste de la Cuenca de México, donde nació el Xitle, ha sido intenso. En esta zona se pueden distinguir varios tipos de vulcanismo que datan de 3 Ma a la fecha. En el área de estudio convergen la parte sur de la Sierra de las Cruces (Complejo Volcánico San Miguel), los domos del Ajusco y los volcanes monogenéticos del noroeste de la Sierra Chichinautzin a la cual pertenece el Volcan Xitle (Figura 1).

El vulcanismo más antiguo es poligenético y pertenece a la Sierra de las Cruces (Complejo Volcánico San Miguel), datada entre 3.71 ± 0.40 y 0.39 ± 0.16 Ma (Osete *et al.*, 2000; Mora *et al.*, 1991). El volcán Ajusco, datado entre 3.43 ± 0.42 y 0.6 Ma, está formado por varios domos y derrames de lava andesíticos y dacíticos acompañados por flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Tuvo un colapso tipo Bandai que produjo una avalancha que formó grandes *hummocks* y también se reportan morrenas (White *et al.*, 1990; Romero, 1998; Osete *et al.*, 2000). El vulcanismo más reciente es el del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin (CVMC), cuyas últimas erupciones ocurrieron hace ~2 Ka (Martin Del Pozzo, 1982; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Siebe *et al.*, 2000; Siebe *et al.*, 2004; Arce *et al.*, 2015; Jaimes-Viera *et al.*, 2018; Nieto-Torres y Martin Del Pozzo 2019).

En el área se encuentran varios volcanes monogenéticos anteriores al Xitle, uno es el volcán Cuilotepec, que es un cono de escorias con una edad estimada de >4,840 años A.P. Su cono y derrames de lava fueron cubiertos en gran parte por las lavas del Xitle (Martin Del Pozzo, 1990; Nieto y Martin Del Pozzo, 2019). Martin Del Pozzo, (1982) estimó una edad de alrededor de 30,500 años A.P. para el Volcán Coatzontle por correlación morfológica con las edades publicadas por Bloomfield (1975). Sus derrames de lava y ceniza se encuentran cubiertos por las lavas del Xitle, sobresaliendo únicamente parte de su cono y un grueso derrame de lava. Los derrames del volcán Yololica, que produjo andesitas basálticas fluidas también están en contacto con los derrames del Xitle. Al sur del volcán Xitle se encuentra el volcán Malinala y sus derrames andesíticos que fueron datados por radiocarbono en $18,900 \pm 600$ años A.P (Kirianov, *et al.*, 1990; Figura 1).

1.2. Estudios de ríos pre-Xitle.

Cordova *et al.* (1994) y Martin Del Pozzo *et al.* (1997) identificaron cinco paleoformas del terreno que actualmente se encuentran cubiertas por las lavas del Xitle: lavas basálticas y andesíticas del pleistoceno y holoceno del CVMC; piedemontes altos (e.g. Cerro Zacatépetl), piedemontes bajos (abanicos aluviales), planicies (depósitos lacustres) y paleo-ríos. Cordova

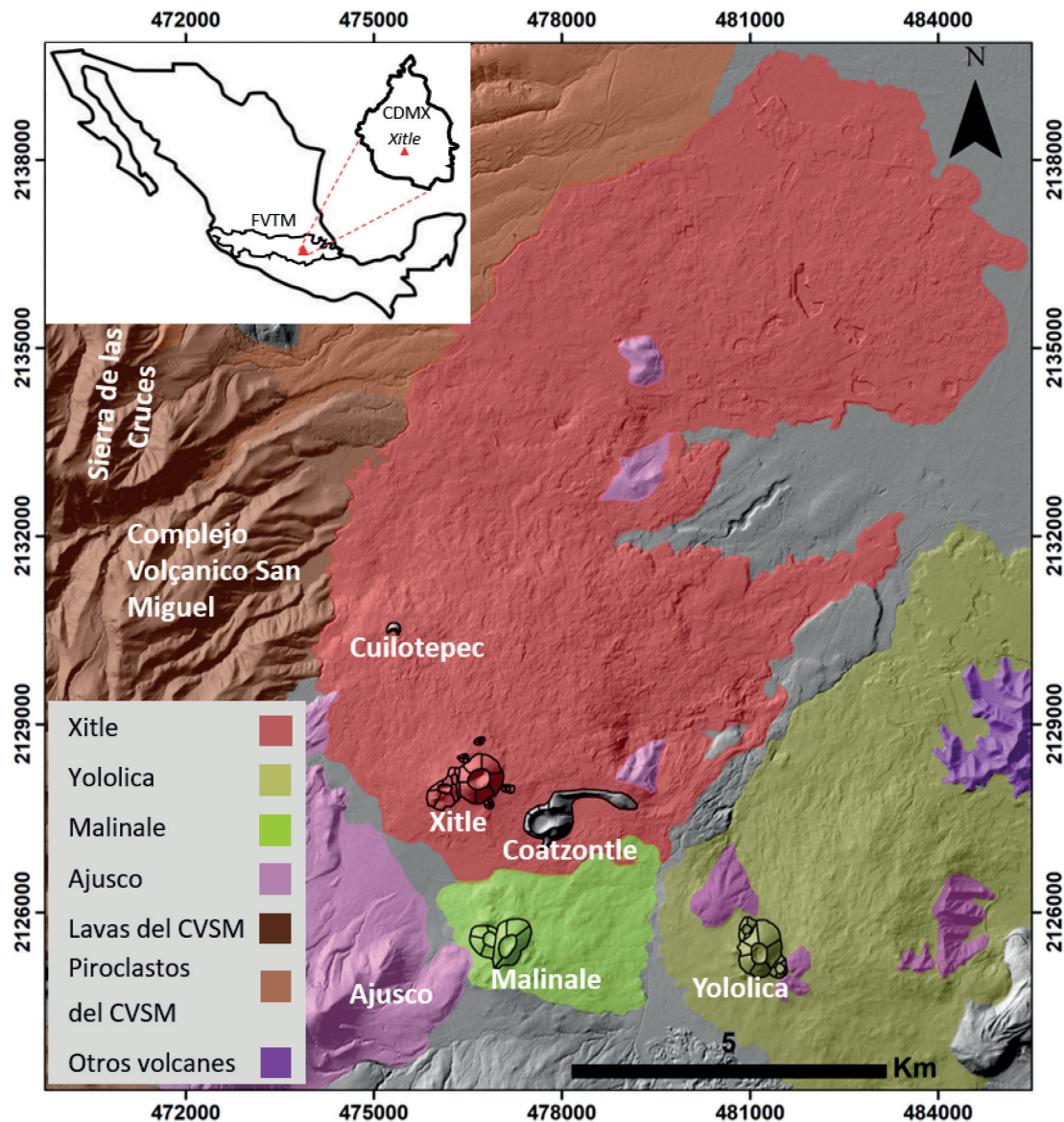


Figura 1. Área de estudio. Modelo Digital de Elevación de 5 m de resolución donde se muestran el volcán Xitle y los volcanes pre-Xitle. Dentro del derrame de lava del volcán Xitle se muestran los volcanes Cuauzontle y Cuilotepec.

et al. (1994) propusieron que los ríos antiguos El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes formaban los ríos pre-Xitle. Los autores hicieron estos estudios basándose en la relación entre el espesor de la lava, la textura del suelo, la litología y la proyección del relieve en el área cubierta por los derrames de lava del Xitle.

Lugo *et al.* (2001), estudiaron procesos geomorfológicos alrededor de la pirámide de Cuicuilco. Encontraron sedimentos de un paleo-río con flujo de alta energía que desembocaba en un lago que consideraron de al menos 3m de profundidad. También reportaron algunas lavas almohadilladas (*pillow lavas*) y piedemontes recubiertos por derrames de lava.

1.3. La erupción del volcán Xitle

Se han realizado diversos estudios en el volcán Xitle, debido a que su erupción provocó el abandono del sitio arqueológico de Cuicuilco y es uno de los eventos volcánicos más recientes que han impactado la zona donde está hoy la Ciudad de México y su zona conurbada, en la que viven más de 25 millones de personas (Cordova *et al.*, 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Lugo-Hubp, 2001; y Nieto-Torres *et al.*, 2023).

El volcán Xitle nació sobre los depósitos de avalanchas de escombros tipo Bandai del Ajusco y las lavas de los volcanes más

antiguos (pre-Xitle) que se encuentran a su alrededor. La erupción del volcán Xitle comenzó con explosiones estrombolianas acompañadas de la emisión de lapilli grueso, la cual es resultado de la despresurización del magma y la consecuente expansión rápida de los gases (Cervantes y Wallace, 2003). En esta etapa eruptiva inició la formación del cono de escorias principal. La explosividad de la erupción aumentó (estromboliana violenta), produciendo piroclastos más finos que continuaron construyendo el cono principal (Martin Del Pozzo, 1982; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Nieto-Torres *et al.*, 2022). Durante la erupción del volcán Xitle se emitieron 0.12 km^3 de tefra (Cervantes *et al.*, 1995). Posteriormente, la actividad migró ligeramente hacia el suroeste, volviéndose efusiva y se caracterizó por la emisión de flujos de lava de baja viscosidad característica relacionada con contenido de 51–55% de SiO_2 (Martin Del Pozzo 1990). En esta etapa se formaron dos conos de lava adventicios y dos bocas secundarias desde donde se emitieron grandes derrames de lava. Al oeste del cono principal se encuentra el Xicontle 1 con sus dos bocas, y al este del cono principal el Xicontle 2, compuesto por una boca (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997). Las bocas secundarias se formaron al N y NW del cono principal del Xitle.

Delgado *et al.* (1998) mapeó siete derrames de lava; sin embargo, en otros estudios como el de Martin Del Pozzo *et al.* (1997) y Nieto-Torres (2020) se identificaron y mapearon nueve derrames de lava de tipo aa (principalmente *spiny*) y pahoehoe (ropy, slabby, billowy, squeeze y pillow). Según Rowland y Walker (1990) cuando la tasa de efusión es $<5\text{--}10 \text{ m}^3/\text{s}$ se forman lavas tipo pahoehoe y cuando la tasa de efusión es $>5\text{--}10 \text{ m}^3/\text{s}$ se forman lavas tipo aa, mientras que en el intervalo de $5\text{--}10 \text{ m}^3/\text{s}$ existen las lavas transicionales (entre pahoehoe y aa). La tasa de efusión de las lavas del volcán Xitle fue en promedio de $7.5 \text{ m}^3/\text{s}$ y expulsó $\sim 1.4 \text{ km}^3$ de lava, por lo que se estima que su erupción duró unos 7 años (Nieto-Torres *et al.*, 2023). Los derrames de lava fluyeron por casi 12 km de distancia y cubrieron un área de más de 78.94 km^2 . Estas lavas fluyeron hacia el norte y luego giraron hacia el este siguiendo viejos canales de ríos y enterrando a los volcanes pre-Xitle. Solo los montículos más altos de la avalancha de escombros, como el Cerro Zacatépetl, no fueron cubiertos por la lava del Xitle (Cordova *et al.*, 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Siebe, 2000).

El primer derrame de lava se emitió de la primera boca del cono de lava adventicio Xicontle 1. Este derrame de lava fluyó hacia el noroeste y fue inicialmente de tipo pahoehoe, pero debido al cambio de pendiente del relieve, se convirtió en un derrame transicional y finalmente en uno de tipo aa. Las lavas transicionales se caracterizan por tener superficies espinosas y granuladas que se forman porque el movimiento del derrame de lava pahoehoe inicial continúa, provocando que los fragmentos se agreguen y se fracturen juntos, dando origen a la transición a

lavas tipo aa (Nieto-Torres *et al.*, 2022). Posteriormente, desde la base del Xicontle 2 se emitieron flujos de lava pahoehoe que fluyeron hacia el este formando tubos de lava menores. Después, desde la boca NW y de la boca 2 del Xicontle 1, dos flujos de lava pahoehoe fluyeron por la empinada pendiente hacia el norte. Estos derrames de lava llegaron a Cuicuilco, donde existía un cuerpo de agua del río Cuicuilco, la lava entró a este cuerpo y se formaron *pillow lavas*. Los derrames de lava llegaron también a la zona residencial conocida actualmente como Pedregal de San Ángel, así como al campus principal de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en donde se pueden apreciar lavas pahoehoe tipo ropy, slabby, billowy y squeeze. Estas lavas se emplazaron a través de los tubos de lava encontrados en Los Encinos, lo que les dio un mayor alcance (Nieto-Torres *et al.*, 2022). Los tubos de lava que formaron las lavas que se encuentran cerca del estadio de Ciudad Universitaria y de la rectoría de la UNAM, muestran varias unidades de flujo y estructuras primarias (Nieto-Torres *et al.*, 2020). Las unidades de flujo muestran que estos derrames de lava tuvieron una evolución como la descrita por Hon *et al.* (1994) y Kauahikaua *et al.* (2003) para los derrames de lava activos de Hawaii, en donde se ha demostrado que los tubos empiezan presentando un patrón anastomosado, pero que con el tiempo el flujo de lava se concentra en pocos tubos principales. Se han detectado tubos maestros y tubos menores a diferentes profundidades, cuyo diámetro varía de 2 a más de 20 m (Nieto-Torres, 2020; Nieto-Torres *et al.*, 2022).

La erupción terminó con la emisión de derrames de lava aa menores que fluyeron desde las bocas SE y N que parcialmente cubrió los flujos de pahoehoe anteriores (Nieto-Torres *et al.*, 2023).

2. Metodología.

La información de campo y de trabajos previos se integró con nuevas técnicas para hacer un análisis del relieve. Con la información colectada se construyó un Modelo Digital de Terreno (MDT) de 10 m de resolución y se hizo una simulación probabilística de los derrames de lava del volcán Xitle

2.1. Procesamiento digital del Modelo Digital de Elevación (MDT) para la reconstrucción de paleo-relieve.

A partir de datos LiDAR (Light Detection And Ranging) de INEGI, en el programa SIG ArcGIS 10.4 se construyó un Modelo Digital de Elevación para obtener el relieve actual de la zona cono del volcán Xitle y sus derrames de lava con una resolución de 5 m. Se construyeron manualmente las curvas de nivel cada 10 m con el propósito de eliminar el efecto de los derrames de lava del volcán Xitle de la topografía actual y reconstruir el

relieve preexistente (paleo-relieve). Esto se realizó modificando los vértices de las curvas de nivel siguiendo la topografía de los depósitos de los volcanes pre-Xitle.

Los depósitos de los volcanes pre-Xitle se identificaron de acuerdo a la información de trabajos previos, como el Cordova *et al.*, (1994) y Martin Del Pozzo *et al.*, (1997); así como con datos de la morfología que se observa en una imagen satelital Landsat y verificación en campo. Se realizó el análisis de rugosidad del terreno y de dirección de pendientes con el MDT del relieve actual del área del volcán Xitle y con los espesores de los depósitos medidos en campo.

La reconstrucción del paleo-relieve del área del volcán Xitle se llevó a cabo en el programa SIG ArcGIS 10.4, con las nuevas curvas de nivel modificadas del relieve actual (Figura 4A), sin los derrames de lava del Xitle. Los vértices que conforman cada curva de nivel del relieve actual del Xitle, se modificaron de acuerdo a la morfología del relieve preexistente, que se investigó en trabajos publicados, en las imágenes satelitales y en el MDT, constatado con el trabajo de campo. Con este procesamiento de información, se obtuvieron las nuevas curvas de nivel con las características del relieve pre-existente. Se hizo una Red Irregular Triangular (TIN por sus siglas en inglés) a partir de

las nuevas curvas de nivel. El TIN es una forma de datos geográficos digitales basadas en vectores que se construye mediante la triangulación de los vértices (puntos) de las curvas de nivel. A partir del TIN se creó una nueva superficie ráster (MDT) y se creó un HillShade (mapa de sombras) con resolución de 10 m que contiene las características del paleo-relieve (Figura 2).

2.2. Simulación integral del derrame de lava total del volcán Xitle.

Una vez que se generó el nuevo MDT con la topografía previa a la erupción del Xitle, se hizo una simulación integral del derrame de lava total del volcán Xitle para verificar que la reconstrucción del paleo-relieve fuera correcta y para calibrar el modelo. Posteriormente, se realizó la simulación de cada derrame de lava individualmente. Se usó el programa Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment) que es un complemento de libre acceso del programa SIG QGIS (Quantum GIS) que simula la probabilidad en cada pixel del (MDT) de que un derrame de lava lo invada (Mosseoux *et al.*, 2016). Los parámetros usados para la simulación integral de derrame de lava del Xitle fueron los valores máximos de la longitud y espesor del derrame de

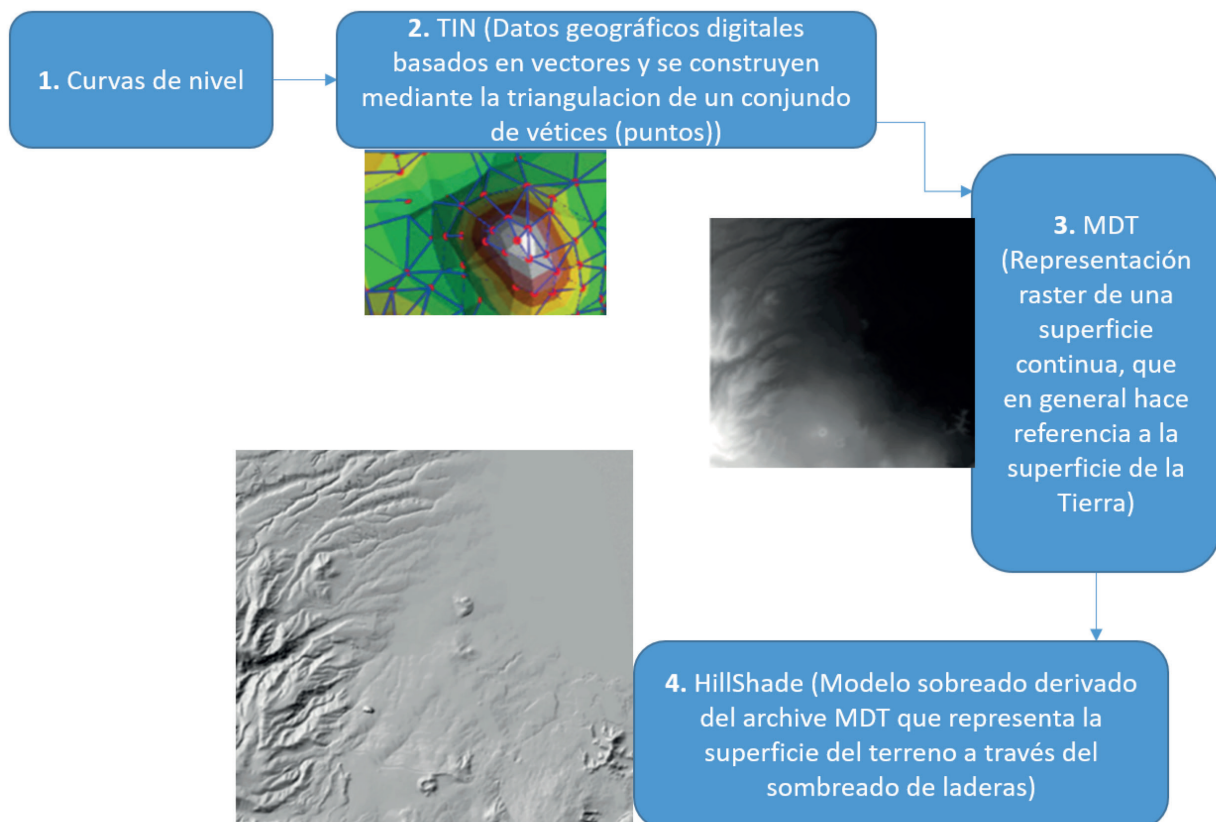


Figura 2. Procedimiento llevado a cabo para obtener el relieve previo a la erupción del Xitle.

lava total que se midió en campo, en el (MDT) y en una imagen satelital Landsat (Tabla 1). Además, se consideró que toda la lava se emitió en un solo evento. El emplazamiento de los derrames de lava en la realidad son controlados por una interacción compleja entre la tasa de efusión, la topografía, la viscosidad de la lava, el límite elástico, los procesos de enfriamiento, la morfología y la dinámica de propagación. Sin embargo, la mayoría de las veces no se cuenta con estos datos. El programa Q-LavHA propone tres modelos para obtener un buen ajuste a la trayectoria real de un derrame de lava dependiendo del tipo de datos que se tengan. Estos modelos utilizan un valor de longitud máxima del derrame de lava (L_{max}), una función estadística de probabilidad de longitud (L_{normal}) o las propiedades termorreológicas de un flujo de lava (FLOWGO @Q-LavHA). En este trabajo se usó el modelo del valor máximo de longitud de la lava (L_{max}), su espesor (H_c) y MDT del paleo-relieve. La propagación espacial del derrame de lava simulado con este programa está limitada por la pendiente probabilística más pronunciada. El programa incluye factores de corrección que permiten que el flujo simulado supere pequeños obstáculos topográficos y rellene espacios (H_p). Se puede definir el tipo de boca eruptiva desde la que se llevará a cabo la simulación, que puede ser desde una o varias bocas eruptivas o desde una fisura. El programa permite establecer el número de iteraciones que se deseen (Mosseoux *et al.*, 2016).

En la simulación general, se consideró que el espesor acumulado promedio de los derrames del Xitle es de 25 m y que su longitud máxima es de 13 km. Se usó como punto de emisión de la lava una fisura de 1.3 km de longitud formada por bocas separadas cada 100, parecido a como se formó el Xitle. Se hicieron simulaciones de 1500 iteraciones debido al tiempo de procesamiento y a la capacidad de cómputo (Tabla 1).

2.3. Procesamiento para identificar paleo-ríos.

Se identificó la distribución y cause de los paleo-ríos mediante el estudio de la acumulación y dirección de flujo en el paleo-re-

lieve, este procesamiento se llevó a cabo en el programa SIG ArcGIS. Se remuestreó el paleo-relieve con resolución de 10 m a resolución de 30 m, para obtener una mejor visualización de los canales de los ríos, ya que con rásters de alta resolución los pixeles son más pequeños y la simulación de la dirección de flujo se visualiza en áreas muy pequeñas. Posteriormente, se procesó el MDT para obtener la Dirección de Flujo (Flow Direction), que mostró la dirección de flujo de cada pixel según la pendiente más abrupta. Después se procesó el ráster de Dirección de Flujo para obtener el ráster de Acumulación de Flujo (Flow Accumulation), que se calculó como el peso acumulado de todos los pixeles del ráster que fluyen en cada pixel de pendiente descendente. Los pixeles con una dirección de flujo indefinida solo reciben flujo; no contribuyen a ningún flujo pendiente abajo. Los pixeles de salida con una alta acumulación de flujo son áreas de flujo concentrado, los cuales pueden usarse para identificar canales de corrientes (ríos) (Esri, 2016). Finalmente, se procesó el ráster de Acumulación de Flujo para obtener el ráster de Orden de Flujo (Stream Order), donde se asignó un orden numérico a los ríos y se utilizó el método de clasificación de ríos de Strahler (1952; 1957), en el que la clasificación de un río solo aumenta cuando los ríos del mismo orden se intersecan. Esta metodología explica que cuando dos ríos de primer orden se intersecan forman un río de segundo orden, y cuando dos ríos de segundo orden se intersecan forman un río de tercer orden y así consecutivamente.

2.4. Simulación de los derrames de lava individuales del volcán Xitle.

Se cartografiaron los derrames de lava reales del volcán Xitle de acuerdo con el trabajo de campo y los trabajos anteriores de Martin Del Pozzo *et al.* (1997); Delgado *et al.* (1998), Siebe (2000), Nieto-Torres y Martin Del Pozzo (2019), Nieto-Torres *et al.* (2022), así como con sus morfologías observadas en el MDT y en las imágenes de satélite Landsat del año 2020.

Los derrames individuales también se simularon sobre el paleo-relieve con el programa probabilístico Q-LavHA. Cada derrame se simuló de acuerdo con sus características de espesor, longitud y la ubicación de la boca de donde se originó. Los derrames de lava fueron simulados de manera independiente con un MDT del paleo-relieve. En cada simulación se obtuvo un nuevo MDT que fue usado para simular el siguiente derrame de lava. Esto se realizó con el objeto de que el próximo derrame tomara una trayectoria lo más parecida a la realidad, de acuerdo con los cambios morfológicos que se fueron produciendo con el emplazamiento de los derrames de lava. Cada nuevo MDT se obtuvo sumando el (MDT) de la simulación del derrame de lava anterior con el MDT de la simulación de derrame de lava obtenido. Estos nuevos MDT se remuestrearon a 30 m para los

Tabla 1. Parámetros usados para la simulación del derrame de lava general total con el programa Q-Lavha.

Coordenadas de la fisura	475845.514E 2127943.826N a
477347.028E 2127990.128N	
Distancia entre bocas eruptivas (13)	100m
Hc (espesor de la lava)	42 m
Longitud de derrame	13000m
Hp (corrección topográfica)	26
Número de iteraciones	1500

derrames cortos y a 90 m para los derrames más largos, para obtener una dispersión lo más parecida a la del derrame de lava real. Al igual que con los paleo-ríos, se hizo el remuestreo a MDT's con menor resolución para agrandar los pixeles (30 y 90 m), ya que el programa Q-LAVHA trabaja mejor con pixeles grandes. Las simulaciones en MDT de pixeles pequeños (de mayor resolución), se visualizan en áreas muy reducidas. Esto se debe a que el programa realiza simulaciones probabilísticas para cada pixel, lo que implica que para obtener simulaciones parecidas a los derrames de lava reales en MDT's de alta resolución se tendrían que exagerar los parámetros de entrada de las simulaciones (Mosseoux *et al.*, 2016).

La boca de la que se originó cada derrame de lava se consideró como una pequeña fisura, para que siguiera una trayectoria parecida a la del derrame de lava real. Los datos de la Tabla 2 muestran los parámetros usados para cada derrame de lava simulado.

En el caso de los parámetros del espesor y la longitud, se consideraron datos tomados en campo y de trabajos anteriores (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000).

Después de simular cada derrame de lava, Mosseoux *et al.*, (2016) recomienda quitar 10% de área simulada, que son los pixeles con la menor probabilidad de inundación. Al tener una probabilidad tan baja de inundación, se considera que son los que tienen el error más grande en la simulación. Además, los

Tabla 2. Parámetros usados para la simulación de los derrames de lava individuales del Xitle con el programa Q-Lavha.

[illegible]

sitios correspondientes a esos píxeles en la realidad no fueron inundados por la lava, debido a que se salen de las áreas reales inundadas por los derrames de lava reales del volcán Xitle.

2.5. Estimación del ajuste de los derrames de lava simulados del volcán Xitle.

Se verificó la trayectoria de las simulaciones de los derrames de lava para conocer qué tan parecidas fueron a los derrames de lava reales. Se calcularon las áreas de los derrames de lava reales y visibles, así como de los derrames simulados, con lo que se calculó la subestimación, sobreestimación y el positivo verdadero de cada derrame de lava según las fórmulas de Mosseux *et al.* (2016).

La subestimación indica las áreas que no fueron inundadas en los resultados de la simulación pero que si fueron inundadas por los derrames de lava reales (Eq.1). La sobreestimación se refiere a las áreas que fueron inundadas por los derrames simulados pero que no fueron cubiertas por los derrames de lava reales (Eq. 2). El positivo verdadero indica la precisión entre la distribución de los derrames de lava simulados y los derrames de lava reales. Mientras más se acerque a 1 el valor del positivo verdadero, mejor se habrán simulado los derrames de lava (Eq. 3). La suma de estos tres parámetros debe dar 1.

$$\text{Subestimación} = \frac{Ar - (As \cap Ar)}{As \cup Ar} \quad (1)$$

$$\text{Sobreestimación} = \frac{As - (As \cap Ar)}{As \cup Ar} \quad (2)$$

$$\text{Positivo verdadero} = \frac{As \cap Ar}{As \cup Ar} \quad (3)$$

Dónde: As es el área simulada y Ar es el área real.

3. Resultados

3.1 Reconstrucción del paleo-relieve.

En el MDT del relieve actual de la zona del volcán Xitle destacan las estructuras que fueron parcialmente cubiertas por sus derrames de lava. Estas estructuras son los volcanes Cuilotepec y Coatzontle, y los montículos (*hummocks*) del volcán Ajusco como el cerro Zacatépetl y el Bosque de Tlalpan, así como la pirámide de Cuicuilco (Figura 3).

Las curvas de nivel cada 10 m que se obtuvieron del MDT del relieve actual de la zona de los derrames de lava del volcán Xitle se muestran en la Figura 4A. Los vértices que conforman cada curva de nivel, se modificaron de acuerdo a la morfología del relieve preexistente, con lo que se obtuvieron las nuevas curvas de nivel con las características del relieve pre-existente (Figura 4B). Se creó una nueva superficie ráster con resolución de 10 m que contiene las características del paleo-relieve, como se explicó en la sección 2.1.

En el paleo-relieve se muestra la abrupta pendiente orientada hacia el nor-noreste y los antiguos depósitos de lavas de los volcanes pre-Xitle antes mencionados. Esta pendiente llegó a ser de hasta 31° en la parte sur y más alta de la zona y de 4° en las partes más bajas, al norte del área del volcán Xitle (Figura 4B).

3.2. Simulación integral de los derrames de lava del volcán Xitle

En la simulación integral de los derrames de lava total del Xitle se considera que toda la lava se emplazó en un único evento. Los colores indican la probabilidad de inundación (Figura 5). El color rojo indica los lugares con mayor probabilidad de ser inundado por el derrame de lava simulado, mientras que el color verde oscuro indica los lugares donde la probabilidad de inundación por la lava simulada fue menor.

Los derrames de lava simulados siguen una trayectoria muy parecida a la del derrame de lava original, es decir, se dirige al principio al norte y al encontrarse con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel gira hacia noreste; por lo tanto, la reconstrucción del paleo-relieve es correcta y la calibración del programa fue adecuada (Figuras 5).

Los resultados obtenidos de sobreestimación y subestimación son bajos para la simulación hecha con el programa Q-Lavha, siendo 0.24 y 0.07 respectivamente y el valor del positivo verdadero es de 0.69. Estos valores indican que se tiene una buena precisión y la simulación se acerca a la realidad. Las diferencias que existen entre el derrame de lava real total del volcán Xitle y el derrame general simulado se deben a que el programa Q-Lavha es un programa probabilístico que, además, solo permite simular un derrame a la vez, y como se explicó, el Xitle tuvo varios derrames de lava de diferentes espesores y longitudes, cuyas simulaciones serán mostradas más adelante.

3.3. Construcción y análisis de los paleo-ríos.

La reconstrucción de los paleo-ríos en el paleo-relieve muestra que antes de la erupción del volcán Xitle la zona tenía una compleja red de drenaje, con ríos de orden 1 a 7. Los paleo-ríos principales son los de mayor orden (4, 5, 6 y 7), que fueron los que controlaron el emplazamiento de los derrames de lava del

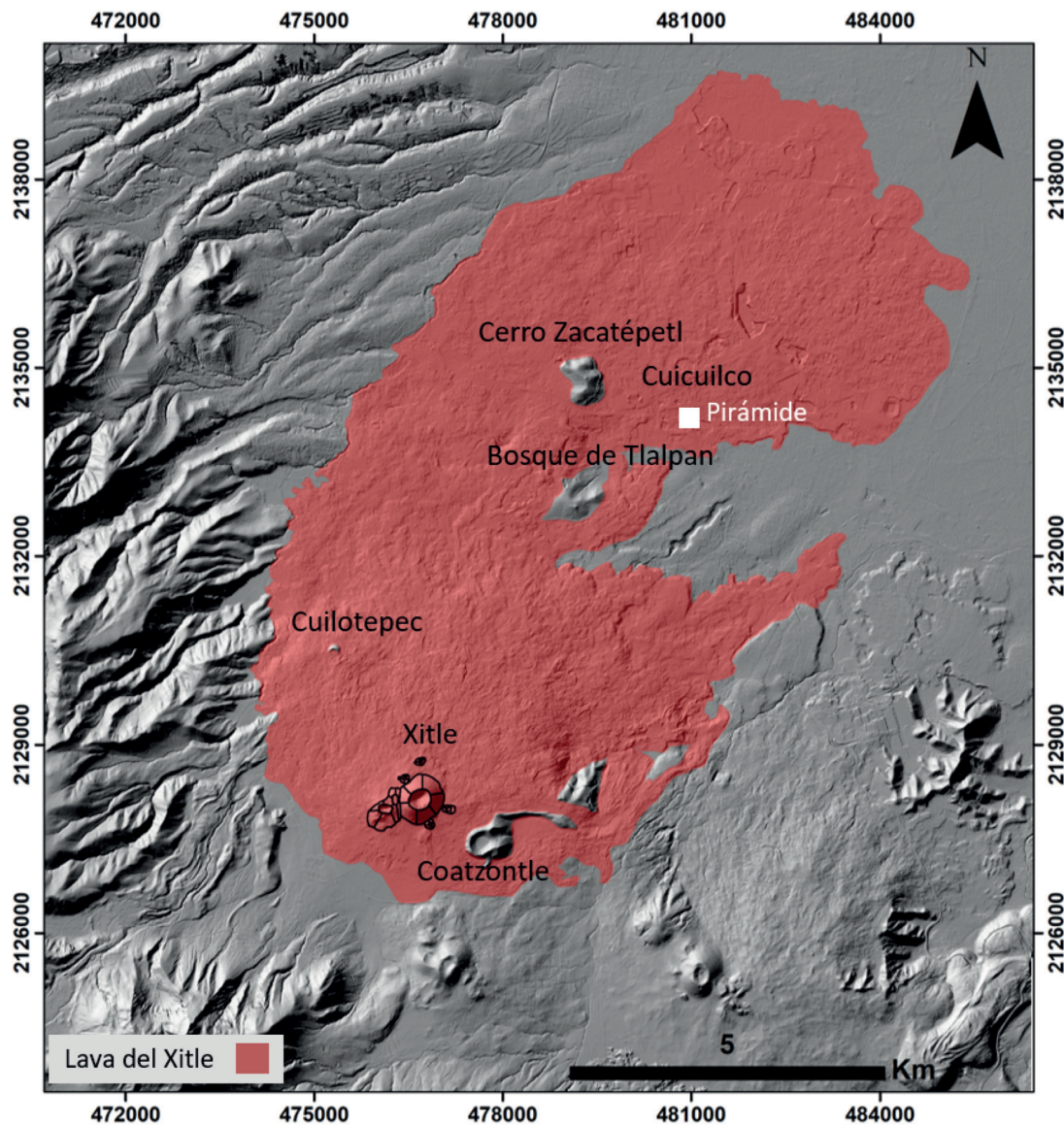


Figura 3. Relieve actual y estructuras antiguas observables dentro del derrame de lava del Xitle. Se muestra con el recuadro blanco la ubicación de la pirámide de Cuicuilco. En la parte norte del derrame de lava existieron lavas. Sin embargo, por actividades antropogénicas se crearon esos huecos. Estas zonas fueron canteras de donde extraían la lava, por lo que da la impresión de que no hay lava en esos sitios o están cubiertas por zonas urbanizadas actualmente, pero sí se encontraron las lavas del Xitle en esta área.

Xitle (Figura 6). El agua escurría por las abruptas pendientes de la Sierra de las Cruces, principalmente del Complejo Volcánico San Miguel, del volcán Ajusco y por los derrames de lava de los volcanes monogenéticos pre-Xitle. Los paleo-ríos principales desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco.

El paleo-río El Rosal tenía varios ríos tributarios que provenían del Complejo volcánico San Miguel. Este río fluía por 15.5 km hacia el noreste hasta llegar al Lago de Xochimilco.

El antiguo río Magdalena provenía de escurrimientos del Ajusco y de los escurrimientos del Complejo Volcánico San Miguel. El río tenía una longitud de 23 km y corría hacia el noreste y antes de llegar al Lago de Xochimilco también recibía aguas del Cerro Zacatépetl.

El paleo-río Cuicuilco tenía una longitud de 18 km y se originaba de los escurrimientos del volcán Ajusco, pasaba entre el Cerro Zacatépetl y el Bosque de Tlalpan hacia la zona arqueológica de Cuicuilco, hasta llegar finalmente al Lago de Xochimilco. También el cercano paleo-río Peña Pobre pasaba al lado de la zona arqueológica Cuicuilco y provenía de los escurrimientos del Ajusco y del volcán Coatzontle, el cual medía 19 km. Estos dos ríos antiguos se unían antes de llegar al Lago de Xochimilco. Ambos paleo-ríos tuvieron una especial importancia para la zona de Cuicuilco que se encontraba habitada cuando empezó la erupción. Es probable que el origen del lago que mencionan Lugo *et al.* (2001), sea el agua del paleo-río Peña Pobre.

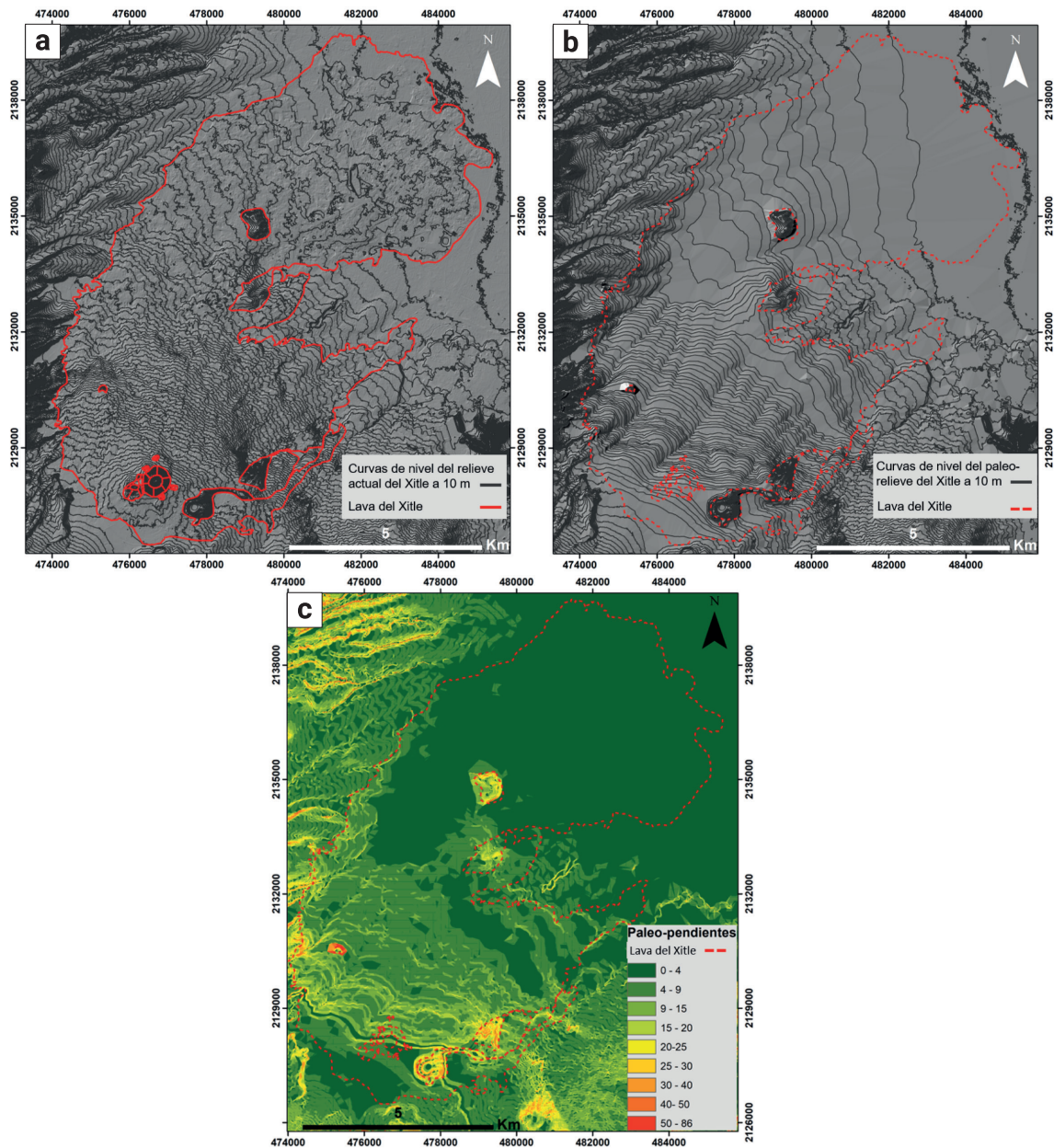


Figura 4. A. Mapa de las curvas de nivel cada 10 m del relieve actual de la zona del derrame de lavas del volcán Xitle. B. Mapa de las curvas de nivel modificadas cada 10 m del paleo-relieve de la zona del volcán Xitle. C. Mapa de pendientes del paleo-relieve del volcán Xitle.

El paleo-río Fuentes Brotantes provenía de los escurrimientos que viajaban por 9.7 km sobre las lavas del volcán Coatzontle.

Había también otros paleo-ríos que fluían por las lavas del volcán Yololica y otros cuyas aguas provenían del Complejo Volcánico San Miguel. Estos también desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco.

El análisis del orden de flujo de los paleo-ríos reconstruidos indica que los paleo-ríos fueron de orden 1 hasta 7. Sin embargo, los paleo-ríos principales son de orden 7 a 4 (marcados en líneas más gruesas) (Figura 6). Estos paleo-ríos principales jugaron un papel importante en el emplazamiento de los derrames de lava; además, fueron responsables de la formación de grandes tubos de lava.

En el Área Natural Protegida Los Encinos existen tubos de lava maestros (Nieto-Torres *et al.*, 2022). El desarrollo de estos tubos de lava se debe a que en este lugar existía la unión de varios afluentes grandes de agua provenientes del Ajusco y del Complejo Volcánico San Miguel que formaban el paleo-río Magdalena (Figura 6). La lava viajó por estos paleo-ríos dejando a su paso a estos grandes tubos de lava que actualmente se encuentran vacíos en esa zona. Con la erupción del volcán Xitle los ríos fueron represados cambiando sus trayectorias (e.g Magdalena) y algunos de ellos desaparecieron por completo como el río Cuicuilco (Cordova *et al* 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Figura 7).

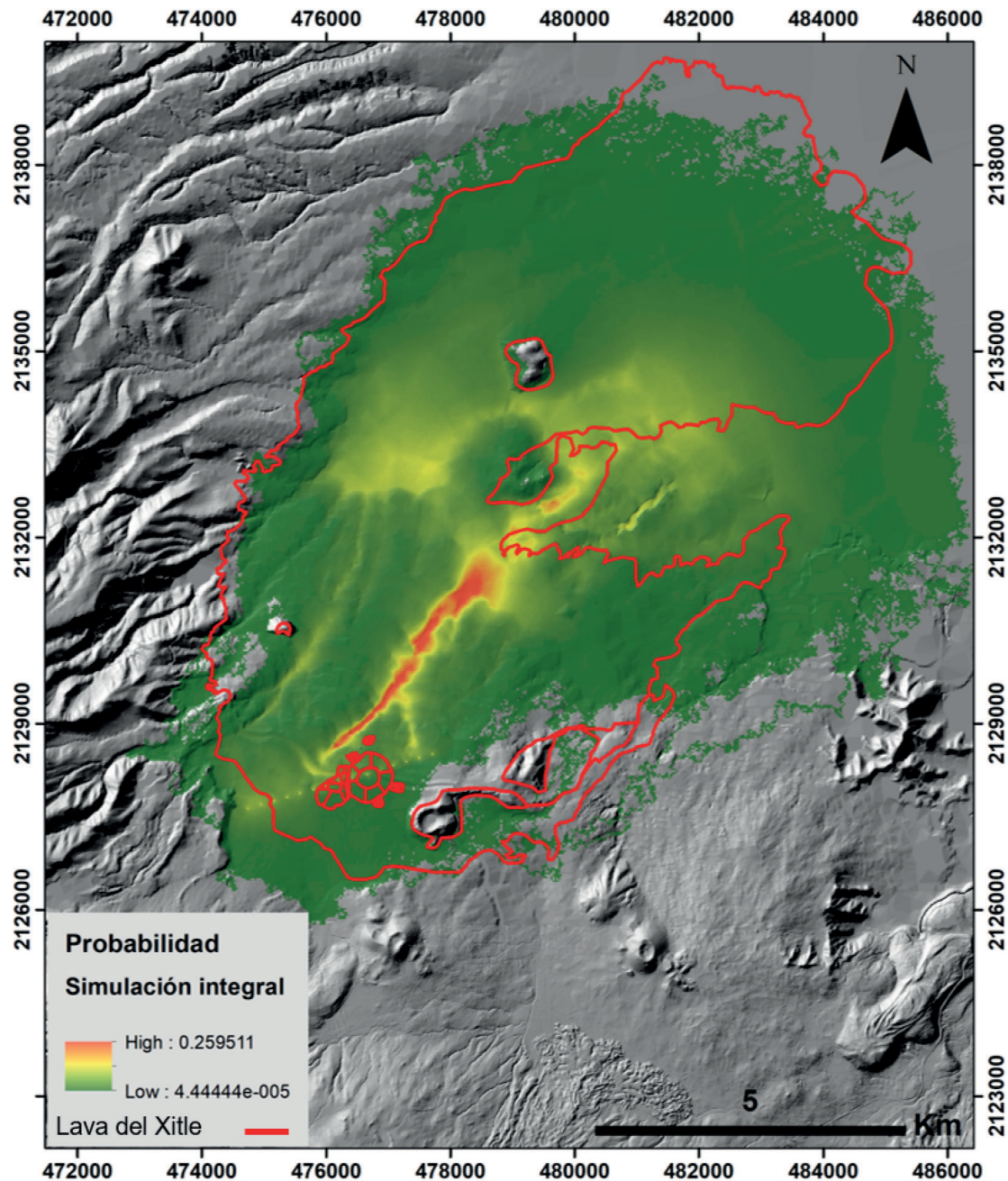


Figura 5. Resultado de la simulación integral del derrame de lava con el programa Q-Lavha. El color rojo indica el área con más alta probabilidad de inundación por las lavas simuladas y el verde el área con menor probabilidad. El contorno rojo indica la ubicación del derrame de lava general del volcán Xitle

3.4. Simulación de los derrames de lava del volcán Xitle.

Los derrames de lava del Xitle se emitieron desde bocas distintas y, los derrames de lava que se pueden apreciar en superficie cubren un área de 78.94 km². Las bocas principales son el cono del volcán Xitle, el Xicontle 1 y el Xicontle 2, las cuales se encuentran alineadas casi este/oeste, indicando la orientación de la fisura que dio origen a este volcán. Al N, NW y SE de esta fisura nacieron otras tres bocas secundarias por las que también

se emitió lava (Figura 8). Se simuló cada derrame de lava de acuerdo al orden de emplazamiento (Figura 9 y 10).

Derrame X1

El derrame que se muestra en verde se originó de la Boca 1 del Xicontle 1. Se emitió inicialmente como lava pahoehoe y cambió a lava aa debido a un aumento en la tasa de efusión y a que este derrame se movió desde la pendiente pronunciada del paleo-relieve hasta terreno plano. Este derrame de lava cubrió

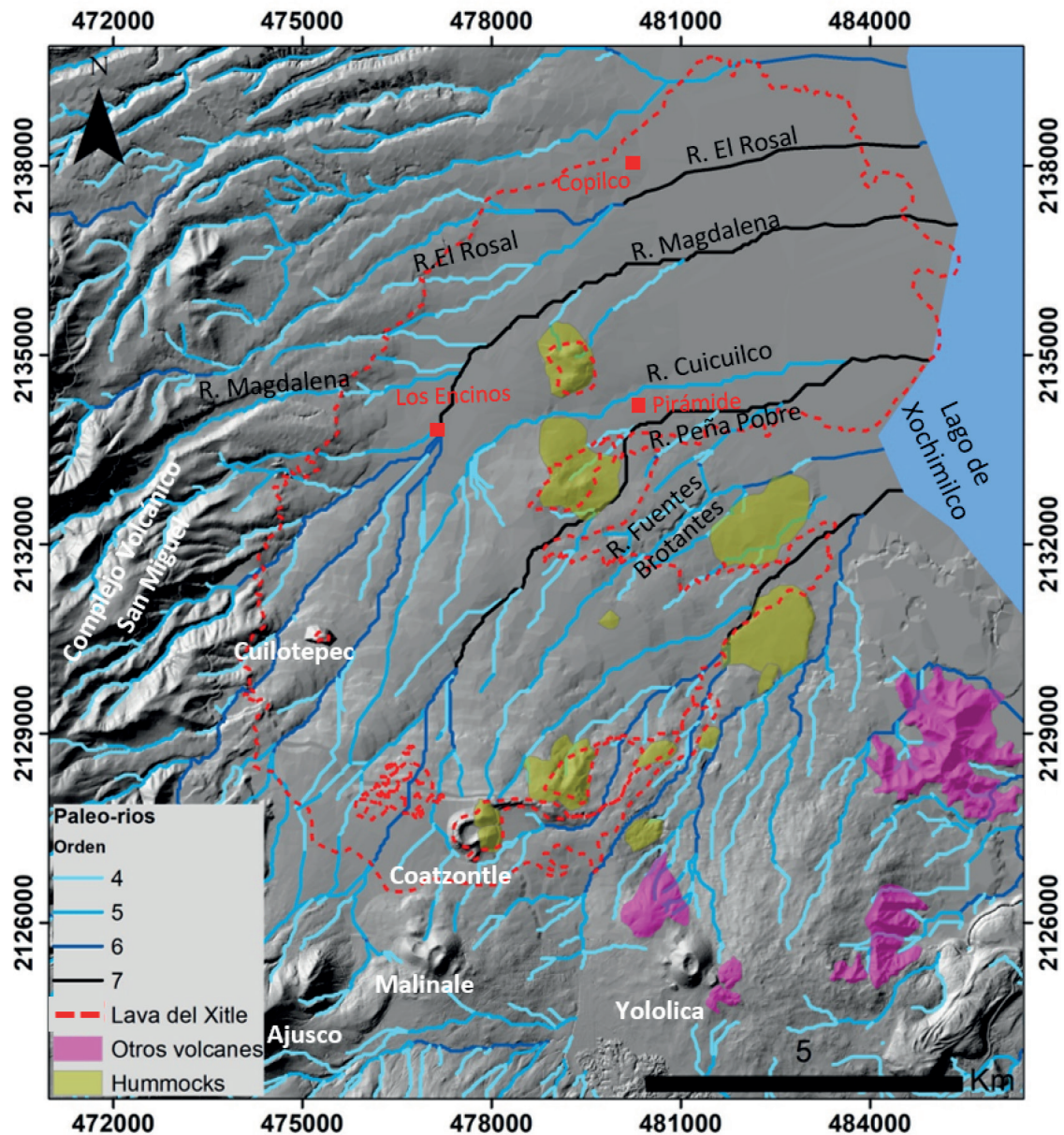


Figura 6. Mapa de Acumulación de flujo y del orden de los paleo-ríos. Los paleo-ríos principales se muestran en negro. Las líneas punteadas rojas indican el contorno del derrame de lava general y el cono del volcán Xitle. Además, se señalan con un recuadro rojo sitios de referencia actuales para mejorar la ubicación en el mapa. Se señala en negro el nombre que cada paleo-río y en marrón los nombres de los volcanes pre-Xitle.

un área de 14.57 km² y su volumen final fue de ~0.058 km³. Al inicio el derrame de lava tomó dirección hacia el oeste y el norte bajando por los canales de los afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre, Cuicuilco y Magdalena. Este derrame X1 cambió de dirección hacia el nor-noreste cuando llegó a la zona de lavas y lahares del Complejo Volcánico San Miguel emplazándose por los paleo-canales del paleo-río Magdalena, cubriendo parcialmente al volcán Cuilotepec y a sus derrames de lava. Los valores más altos de probabilidad de inundación por lava se muestran en color rojo (0.263), donde se encontraban los paleo-ríos, mien-

tras que las de color verde representan los valores más bajos (0.000306) (Figura 9A).

Derrame X2

Este derrame de tipo aa es el más pequeño, cubrió un área de 2.78 km² y tiene un volumen de ~0.0083 km³. Se emitió también de la Boca 1 del Xicontle 1 pero se emplazó principalmente al norte y una pequeña parte al sur por el paleo-río Peña Pobre. La lava no fluyó hacia el oeste porque al oeste ya se encontraba emplazado el derrame de lava X1. Actualmente solo se observa

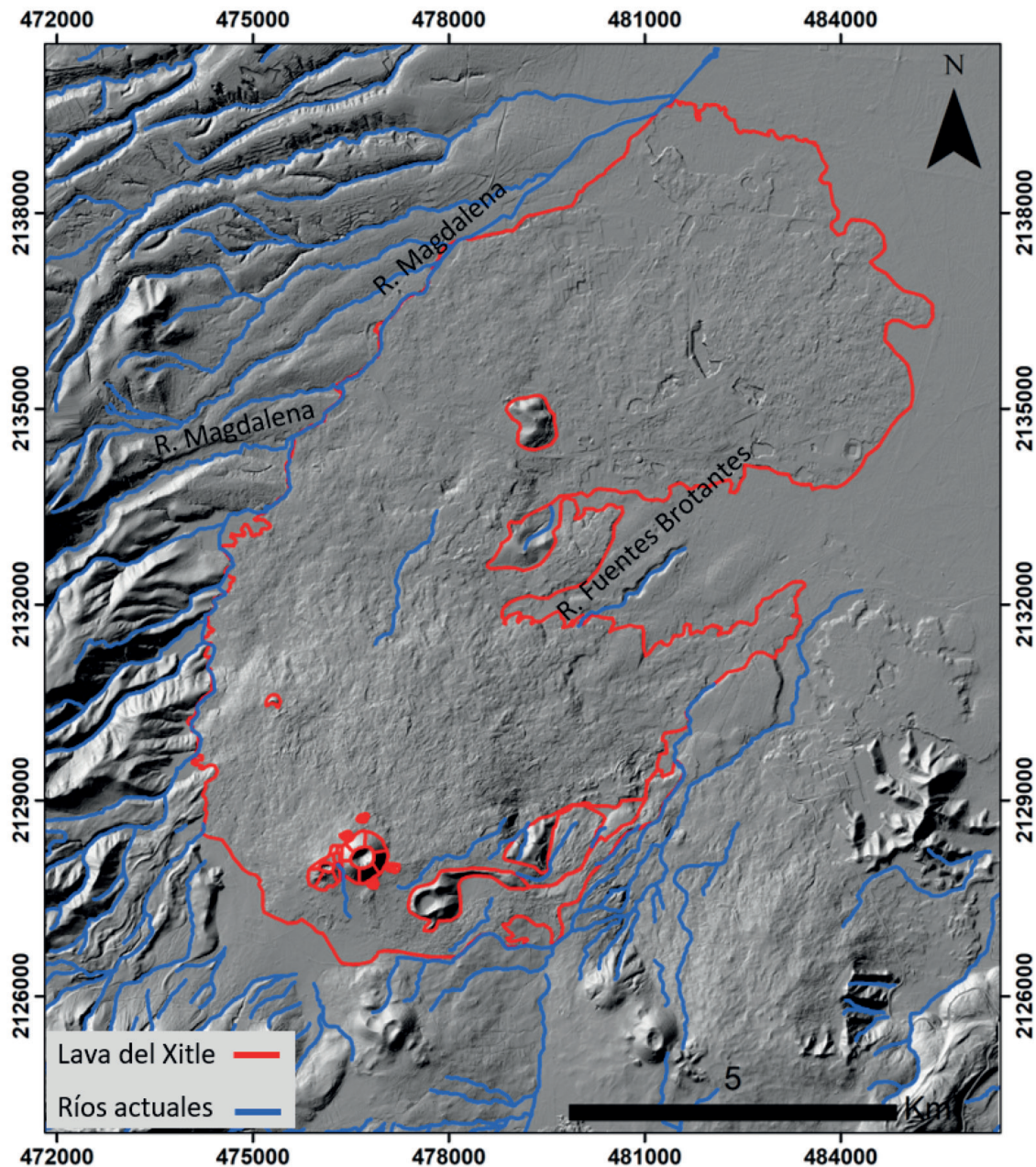


Figura 7. Mapa de la configuración actual de los ríos modificados por las lavas del volcán Xitle.

el derrame X2 al sur, ya que la lava que se emplazó hacia el norte fue enterrada por los derrames de lava posteriores (X5, X6, X8 y X9). Los valores más altos de probabilidad de inundación por la lava simulada (0.352) se muestran principalmente en las barrancas (Figura 9A).

Derrame X3

Este derrame de tipo pahoehoe, se originó del cono Xicontle 2, al este del cono principal del Xitle. Este derrame de lava cubrió un área de 7.62 km² y tiene un volumen de ~0.0304 km³. Una

parte del derrame se dirigió al norte, por las barrancas donde escurrían afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre y Fuentes Brotantes y sobre los derrames de lava del volcán Coatzontle. Este derrame de lava presenta tubos de lava menores. Al inicio, el derrame X3 tomó dirección al sureste, pero se topó con el cono del volcán Coatzontle lo que hizo que cambiara de dirección hacia el este rodeándolo. Otra parte de este derrame se dirigió al noreste y otra más pequeña hacia el este (Figura 9B). Después el derrame se encontró con un *hummock* del Ajusco, al cual rodeó dirigiéndose hacia el norte. Los valores más altos de probabilidad

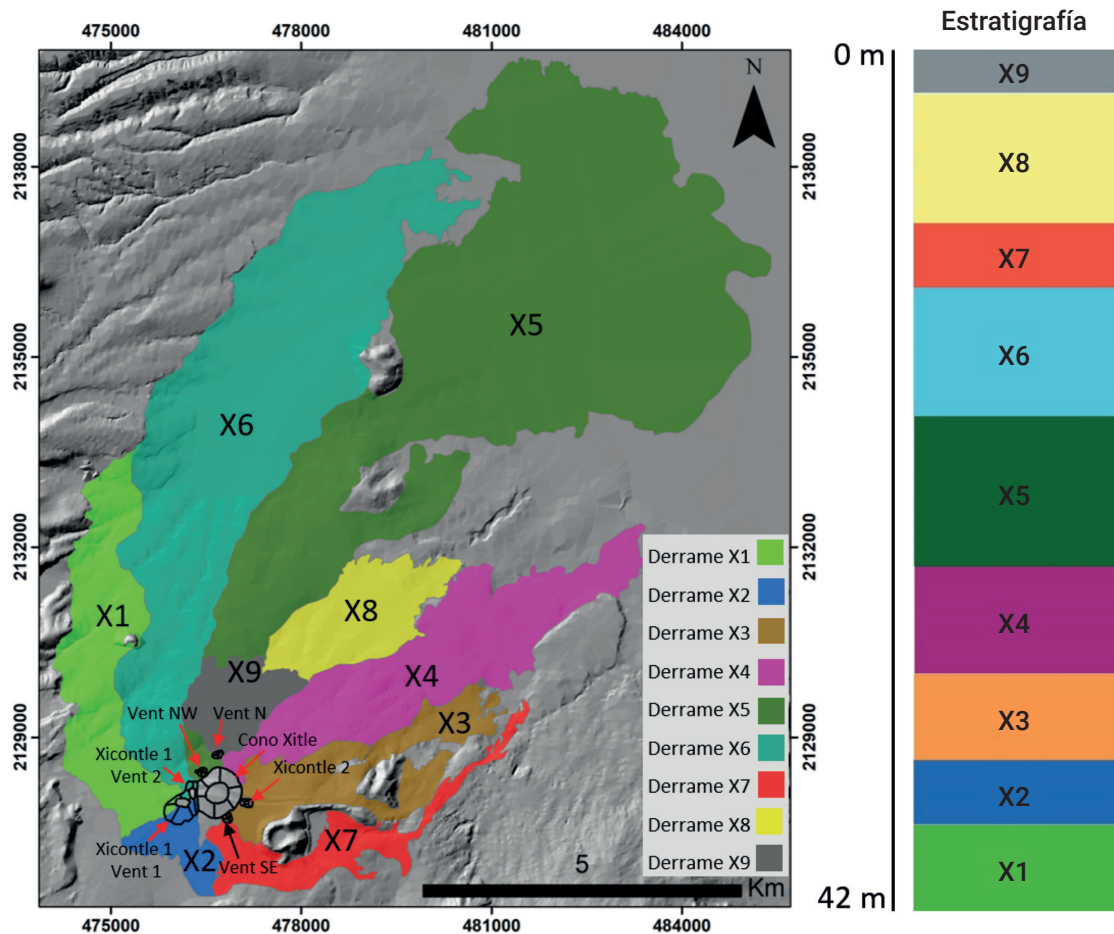


Figura 8. Mapa de las siete bocas del volcán Xitle y sus nueve derrames de lava (Modificado de Nieto, 2020). Se muestra también un perfil estratigráfico que representa los 9 derrames de lava y sus espesores de acuerdo a los parámetros mostrados en la Tabla 2.

de inundación por lava (0.271) se muestran en color naranja, y predominan donde se encuentran las barrancas.

Derrame X4

Este derrame es de tipo aa y se emitió desde la base del cono principal del Xitle. Se extendió por un área de 15.08 km² con un volumen de ~0.075 km³. Cubrió la parte norte de los derrames X2 y X3. Se dirigió al norte y noreste hasta llegar al *hummock* Bosque de Tlalpan que lo desvió hasta que finalmente se detuviera. El derrame X4 viajó sobre las lavas del volcán Coatzontle y por las barrancas donde escurrían los afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre y Fuentes Brotantes. Los valores más altos de probabilidad de inundación por lava (0.145) se muestran en color verde (Figura 9C).

Derrame X5

Este derrame de tipo pahoehoe es el más grande (~13 km) y se originó de la Boca NW. Cubrió un área de 43.30 km² y tiene un volumen de ~0.34 km³. El derrame X5 avanzó inicialmente

sobre las lavas de los derrames X1, X2, y X4 cubriendo también en parte los depósitos de avalancha del volcán Ajusco. Este derrame se emplazó por los paleo-ríos Cuicuilco, Peña Pobre y Magdalena, que ya habían sido rellenados parcialmente por los derrames de lava anteriores. Al llegar al Bosque de Tlalpan y al cerro Zacatépetl los rodeó y cubrió parcialmente. El derrame de lava también cubrió la zona arqueológica de Cuicuilco. Una parte del derrame viajó por el paleo-río Cuicuilco desapareciéndolo y por el paleo-río Magdalena, modificando parte de su cauce. El derrame después continuó hacia el este-noreste. Los valores más altos de probabilidad de inundación por la lava se muestran en color rojo (0.487) (Figura 9D).

Este derrame tuvo menor viscosidad, con una tasa de efusión de ~5 m³/s (Delgado *et al.*, 1998). Al bajar por una pendiente tan abrupta y a través de los cauces de los paleo-ríos, se formaron varios tubos de lava. En la parte alta y más cercana al cono estos tubos se encuentran vacíos, mientras que en la parte baja, p. ej. Ciudad Universitaria de la UNAM se encuentran rellenos. Este derrame está formado por varias unidades de flujo, lo que

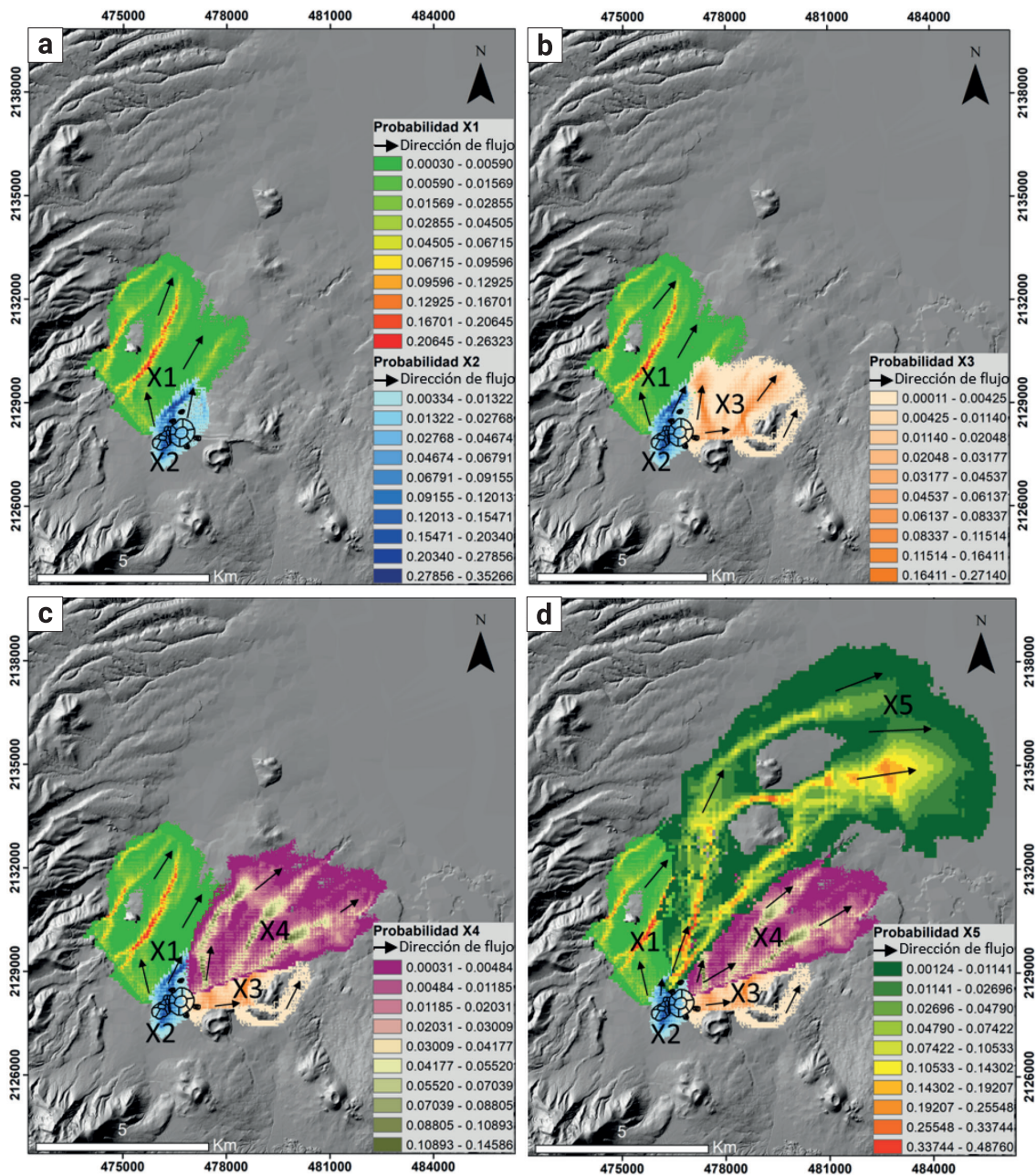


Figura 9. (A) Derrames X1 y X2; (B) Derrame X3; (C) Derrame X4; (D) Derrame X5. Las flechas indican las direcciones de flujo de la lava.

propició grandes espesores de lava. Se pueden observar también estructuras típicas de los tubos de lava, como levantamientos de lava (*lava rise*), túmulos (*tumulis*) y hornitos. Los *lava rise* ocurren cuando la lava fluye por dentro levantando la superficie del derrame ya solidificado. Los hornitos se originan por la fractura de un tubo de lava por donde sale lava levantando la parte superficial ya endurecida. Los túmulos se forman cuando la lava es empujada hacia la superficie desde abajo.

Derrame X6

Este derrame que se originó de la Boca 2 del Xicontle 1, es de tipo pahoehoe. Cubrió parte de los derrames X1 y X5 cuando

se emplazó por las mismas barrancas, o sea por los paleo-ríos Cuicuilco y Magdalena; que estaban parcialmente rellenos.

Este derrame rodeó la parte este del volcán Cuilotepec y es el segundo derrame más largo y grande, con una longitud de ~10 km, un área de 13.98 km² y un volumen de ~0.083 km³. Modificó por completo el drenaje del paleo-río Magdalena, desplazando su cauce hacia la orilla oeste del derrame en contacto con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel perteneciente a la Sierra de las Cruces. Las zonas con mayores probabilidades de inundación por lava (0.518) se muestran en color rosa (Figura 10E).

Este derrame también tuvo una baja viscosidad y viajó al igual que el derrame X5 por una pendiente muy abrupta, por lo

que también presenta tubos de lava. En el Área Natural Protegida Los Encinos se pueden observar grandes tubos vacíos con estructuras de varios niveles.

Derrame X7

Este derrame que se originó de la Boca SE es de tipo aa, cubrió un área de 3.42 km² y tiene un volumen de ~0.0102 km³. Se dirigió al este-sureste debido a que el anterior derrame de lava X3 obstruyó el paso hacia el norte. El derrame X7 rodeó al volcán Coatzontle por el sur hasta que llegó a las lavas del volcán Yololica donde tomó dirección hacia el noreste (Figura 10F). Las áreas con mayor probabilidad de inundación por la lava simulada se muestran en color rojo (0.617).

Derrame X8

Este derrame de tipo aa se originó de la Boca N. Este derrame de lava cubrió 5.38 km² y tiene un volumen de ~0.032 km³. Siguió una trayectoria hacia el nor-noreste, en el contacto entre los derrames X6 y X5, siguiendo los cauces de los paleo-ríos de Fuentes Brotantes y Peña Pobre, que ya estaban parcialmente rellenos por los derrames X3, X4 y X5. El derrame X8 Cubrió parte de los derrames X4 y X5. Las zonas con la probabilidad más alta (0.463) se muestran en color café (Figura 10G).

Derrame X9

Este derrame de lava es de tipo aa y se originó también de la Boca N. Fue el último derrame de lava del volcán Xitle y se emplazó sobre el derrame X8 con una trayectoria parecida, pero de menor alcance. Cubrió un área de 1.39 km² y tiene un volumen de ~0.041 km³.

Los valores más altos de probabilidad por inundación de lava simulada (0.5839 se muestran en color blanco (Figura 10H).

3.5. Estimación del ajuste de las simulaciones de lava del volcán Xitle.

Los valores más altos de sobreestimación son para los derrames X1, X2, X3 y X4, debido a que estos derrames de lava están parcialmente cubiertos por los derrames de lava X5, X6, X8 y X9. El valor para el derrame X7 vuelve a ser ligeramente alto, ya que una parte de él está enterrada por los derrames X8 y X9.

La subestimación es baja para todas las simulaciones, excepto en los derrames X6 y X7, debido a los cambios de pendientes del paleo-relieve (Figuras 9F y 9G).

En el caso de los resultados del positivo verdadero, se obtuvieron valores de entre 0.22 y 0.62, lo que indica que en general se obtuvo un buen ajuste a los derrames de lava originales del Xitle (Tabla 3; Figura 11).

Actualmente no existe un programa en el que se puedan

simular derrames de lava compuestos, pero los resultados aquí obtenidos dan una buena aproximación a la realidad

4. Discusión

Trabajos anteriores no reportaron los dos últimos derrames de lava de tipo aa (X8 y X9) (Delgado-Granados *et al.*, 1998 y Siebe, 2000). En el paleo-relieve reconstruido se simularon 9 derrames de lava del volcán Xitle mapeados en campo.

La reconstrucción del paleo-relieve se realizó modificando cada curva de nivel a partir de interpretaciones de la morfología del relieve actual que se observa en las imágenes satelitales y en el MDT. También se consideraron los afloramientos en campo, así como los espesores de los derrames de lava y la información publicada (Cordova *et al.*, 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Nieto-Torres, 2020). En algunas zonas, sin embargo, los espesores de los derrames y la ubicación de los ríos se tuvieron que estimar porque actualmente se encuentran cubiertos por depósitos más recientes, lo que pudo resultar en algunas sobrestimaciones o subestimaciones en las simulaciones.

En el paleo-relieve reconstruido se hizo una simulación integral de los derrames de lava del volcán Xitle, considerando que toda la lava se emitió en un solo evento. Sin embargo, como se ha explicado, durante la fase efusiva de la erupción del Xitle, se emitieron 9 derrames de lava individuales, algunos compuestos. La simulación integral se llevó a cabo para verificar que la reconstrucción del paleo-relieve fuera correcta y para calibrar el modelo. En la simulación la trayectoria debía ser igual o similar a la del derrame original del volcán Xitle, para confirmar que el paleo-relieve fue reconstruido correctamente y para tener una calibración adecuada del programa. El resultado de esta simula-

Tabla 3. Resultados de la sobreestimación, subestimación y el positivo verdadero de los derrames de lava individuales simulados del volcán Xitle.

Derrame	Sobreesti- mación	Subestima- ción	Positivo Verdadero	Suma
X1	0.54	0.22	0.24	1
X2	0.59	0.19	0.22	1
X3	0.44	0.09	0.47	1
X4	0.51	0.05	0.44	1
X5	0.31	0.16	0.53	1
X6	0.16	0.34	0.50	1
X7	0.36	0.30	0.34	1
X8	0.30	0.16	0.54	1
X9	0.12	0.26	0.62	1

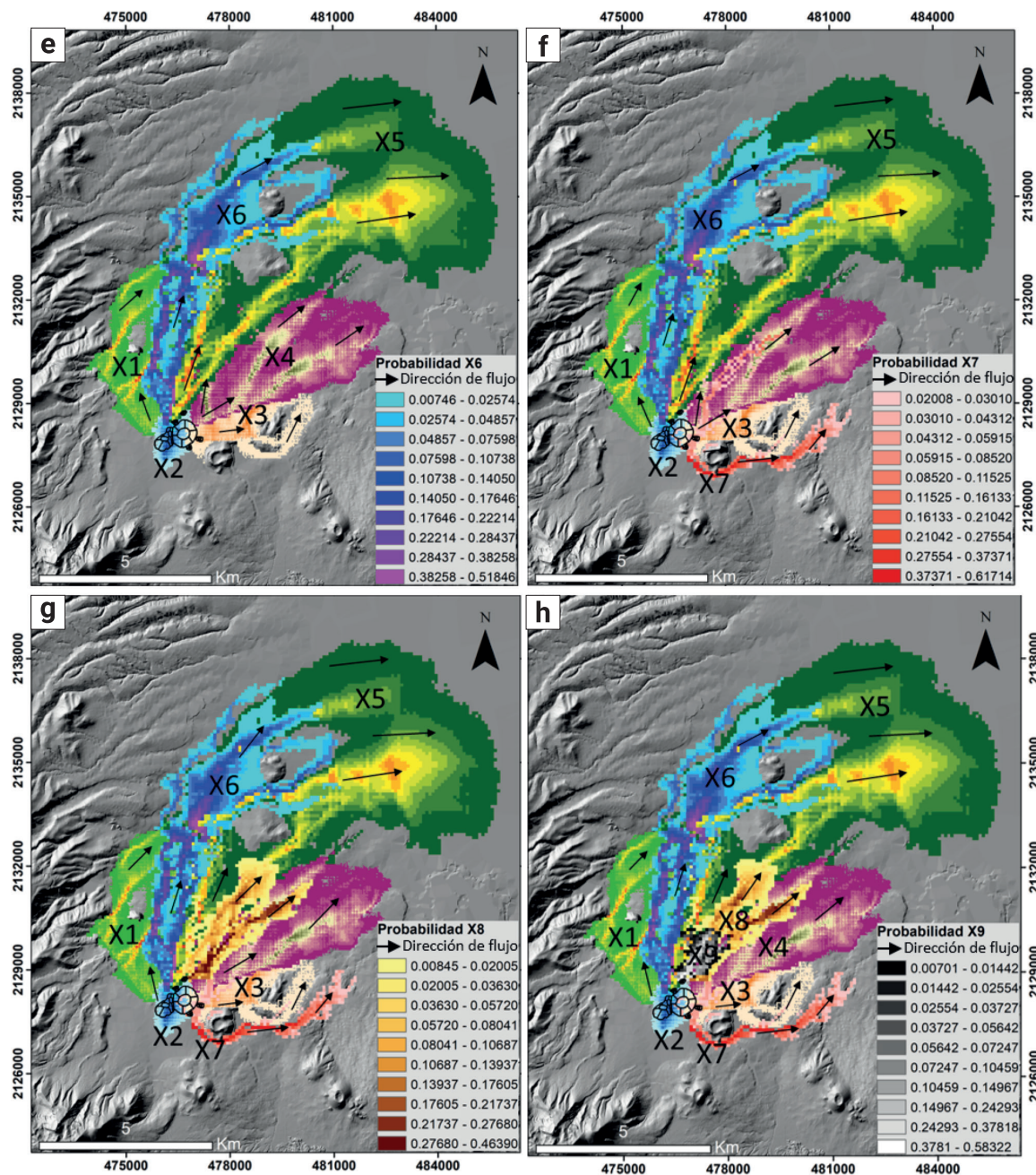


Figura 10. (E) Derrame X6; (F) Derrame; (G) Derrame X8; (H) Derrame X9. Las flechas indican las direcciones de flujo de la lava.

ción sigue una trayectoria muy parecida a la del derrame de lava original (Figura 3), mapeado por Crodova *et al.*, (1994); Martin Del Pozzo *et al.*, (1997); Delgado-Granados *et al.*, (1998); Siebe (2000) y Nieto (2020). Es decir por que al inicio, el derrame de lava se dirigió al norte y después giró hacia noreste al encontrarse con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel. Por esta razón, se puede decir que la reconstrucción del paleo-relieve es correcta. Sin embargo, los resultados de esta simulación muestran algunos huecos en donde debería haber lava. Estos huecos existen debido a que para correr esta simulación de verificación

del paleo-relieve y de calibración del modelo, se usaron los parámetros totales de espesor y longitud de todos los derrames de lava juntos (Tabla 1). Es decir, que en esta simulación no se consideran los parámetros individuales de cada derrame de lava.

Después de esta simulación integral se llevó a cabo la simulación de los nueve derrames de lava del volcán Xitle, también sobre el paleo-relieve. Estos se emitieron de siete bocas diferentes, cuatro de las cuales se encuentran alineadas en dirección este/oeste. Durante la fase efusiva de la erupción, el volcán Xitle emitió lavas pahoe-hoe de tipo *ropy*, *billowy*, *squeezy*, *slabby*

y *pillow* que se encuentran en la zona de Ciudad Universitaria (UNAM) y también se observó en un pequeño afloramiento de *pillow* lavas en Cuicuilco, donde la lava entró a un pequeño cuerpo de agua. También hay derrames de lava aa de tipo *spiny*.

La fase efusiva de la erupción inició con la emisión de lava que formó la boca 1 del Xicontle 1, desde la que se emitieron los derrames de lava X1 y X2, que son de tipo transicional y aa respectivamente. El cambio de tipo de lava pahoehoe a tipo aa en el derrame de lava X1 se dio con el aumento en la tasa de efusión mientras fluía el derrame de lava. Esta transición ocurrió, además, porque el derrame inicial se movió desde la abrupta pendiente (en donde fué más rápido) hasta terreno plano (en donde disminuyó su velocidad).

Posteriormente disminuyó la tasa de efusión y se formó el Xicontle 2, desde donde se emitió el derrame X3 de tipo pahoehoe. Hubo un incremento en la tasa de efusión y se emitió el derrame de lava X4 de tipo aa, desde el cono principal.

La tasa de emisión disminuyó y se formó la boca secundario NW por el que fluyó lava pahoehoe formando al derrame X5. Después se formó la boca 2 del Xicontle 1, por donde se emitió también lava pahoehoe dando origen al derrame X6. Estos dos derrames de lava viajaron por la abrupta pendiente del paleo-relieve, que era de hasta 31° en las partes más altas (al S del área) y por los paleo-ríos, características que dieron lugar a que se formaran varios tubos de lava.

En el Área Natural Protegida Los Encinos existen dos derrames de lava sobrepuestos: el derrame X6 sobre el X5 (Figuras 9D y 10E). En el paleo-relieve se observa que en este sitio ocurría un cambio de pendiente y existía la unión de varios afluentes que formaban al paleo-río Magdalena (Figura 6). Por esta razón en esta zona se formaron grandes tubos de lavas (Nieto-Torres et al., 2022). Estos tubos que bajaban la abrupta pendiente alcanzaron la gran llanura lacustre que impidió su drenaje, lo que resultó en el rellenado de los tubos de lava.

Hay notables diferencias entre los derrames de lava pahoehoe de los derrames X5 y X6, con el X3 antes mencionado, ya que, aunque son el mismo tipo de lava no presentan las mismas estructuras. Mientras que los derrames X5 y X6 presentan grandes tubos de lava, el derrame X3 tiene pocos tubos de lava menores. Esto se debe a que el derrame X3 no bajó por la abrupta pendiente y viajó sobre paleo-ríos secundarios, a diferencia de los derrames X5 y X6 que viajaron por la pendiente y sobre paleo-ríos principales. Esto indica que la abrupta pendiente del paleo-relieve y los paleo-ríos jugaron un papel muy importante en la formación de tubos de lava.

El programa Q-LavHA es usado principalmente para simular derrames de lava tipo aa, y aunque su reología es diferente a la de la lava pahoehoe, las simulaciones son iguales cuando se usa el modelo probabilístico (L_{max}). Este modelo considera solamente los datos de entrada del MDT y los datos de longitudes máximas y

espesores conocidos de los derrames de lava, como en este trabajo y en los realizados para el volcán Parícutín (Becerril *et al.*, 2021), Islas Canarias (Prieto-Torrell *et al.*, 2021; Rodríguez-González *et al.*, 2019; Rodríguez-González *et al.*, 2021) y Harrat Khaybar en Arabia Saudita (Németh y Rashad Moufti, 2023). Existen diferencias entre simular lavas tipo aa y pahoehoe cuando se consideran aproximaciones determinísticas; por ejemplo, cuando se trabaja con el modelo FLOWGO (usando reología, tasa de efusión, velocidad de enfriamiento, desgasificación y pendiente por la que viaja). Algunos trabajos en los que se han realizado simulaciones utilizando la aproximación determinística con FLOWGO, usando la morfología del relieve y datos de densidad, temperatura, viscosidad, tasa de enfriamiento y de cristalización, fueron los realizados para las erupciones de 1982 a 2000 en el Monte Camerún (Wantim *et al.*, 2013); las erupciones de 2010 y 2014 de Piton de la Fournaise (Harris *et al.*, 2015); la erupción de 2018 en Kilauea (Thompson y Ramsey, 2021); las Islas Canarias (Prieto-Torrell *et al.*, 2021; Rodríguez-González *et al.*, 2021); Hantangang, en Corea del Norte (Hakim, *et al.*, 2022); Negros de Aras en Chile (Vilches *et al.*, 2022) y la erupción de 2018 del Monte Etna (Raymayanti *et al.*, 2022). La mayoría de los autores de estos trabajos concluyen que se obtienen mejores resultados de simulaciones al usar el modelo probabilístico (L_{max}). Esto se debe a que los parámetros de datos de densidad, temperatura, viscosidad, tasa de enfriamiento y de cristalización son muy variables a lo largo de una misma erupción, lo que complica obtener un resultado parecido a la realidad.

Debido a que no contamos con datos de reología, temperatura, tasa de enfriamiento y de cristalización de los derrames de lavas del volcán Xitle, en este trabajo se usó el modelo probabilístico (L_{max}). Se trató de tener el menor error posible asignando los espesores (H_c) y las longitudes de cada derrame de lava de acuerdo a datos de campo, imágenes satelitales, al MDT y trabajos previos. En las simulaciones de los derrames de lava tipo pahoehoe, que están compuestos por varias unidades de flujo, solo se seleccionaron los espesores más grandes de una sola unidad visible para tener un resultado más ajustado a la realidad.

En el resultado final de las simulaciones se observa que en el sector oeste los derrames simulados no llegan hasta el límite donde se encuentran los derrames reales. Esto se debe a que en la simulación del derrame de lava no tuvo el alcance para llegar a los depósitos del lahar del Complejo Volcánico San Miguel, como el derrame de lava real. Esto es debido a que los derrames pahoehoe son compuestos y en este trabajo se simuló el miembro más grueso de cada uno de los nueve derrames.

Los valores de las probabilidades para las simulaciones generales del volcán Xitle y para las simulaciones de sus derrames individuales oscilan entre 0.617 y 0.000111. Estos resultados se deben en parte a la resolución del MDT; ya que a mayor resolución del MDT se obtendría una probabilidad menor, y a menor

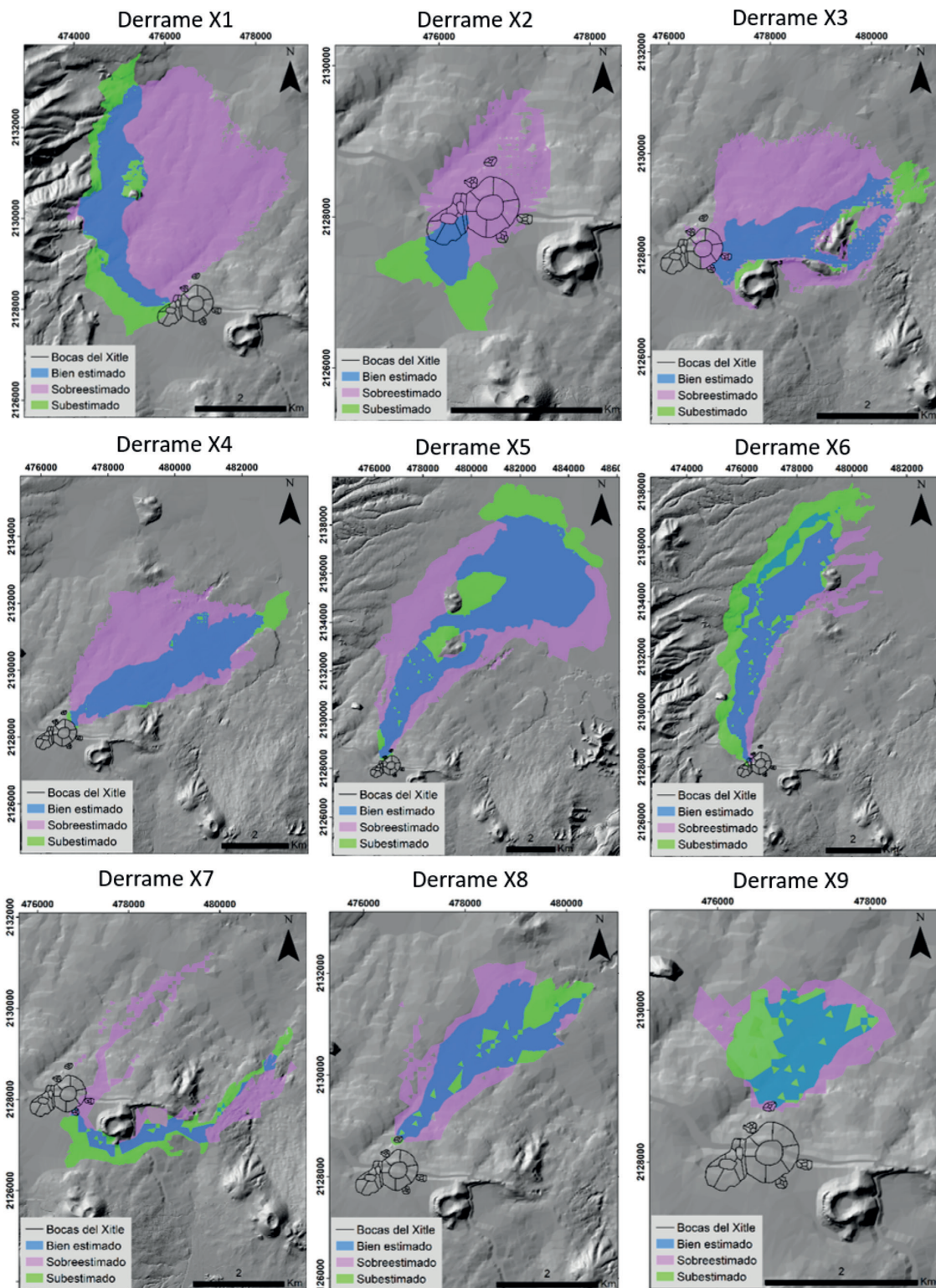


Figura 11. La sobreestimación de los derrames de lava del Xitle se muestra en color rosa, la subestimación en color verde y el positivo verdadero en color azul.

resolución la probabilidad de inundación por lava sería mayor (Mosseux *et al.*, 2016). Se usaron MDT's con resolución de 30 y 90 m de acuerdo a las características de cada derrame de lava para mejorar estas simulaciones (Tabla 2). Las probabilidades más altas fueron las de las simulaciones de los derrames de lava que se realizaron en los MDT con resolución de 90 m (Figura 9 y 10), porque como se mencionó, el programa Q-LAVHA trabaja mejor con pixeles grandes. Esto se debe a que, como explican Mosseux *et al.* (2016), el programa realiza simulaciones probabilísticas para cada pixel, lo que quiere decir que se obtienen mejores resultados con los MDT's que tienen pixeles más grandes debido a que abarcan más área. Los valores de probabilidad dependen también del número de iteraciones, porque se atribuye una probabilidad de inundación en cada iteración a los pixeles que forman parte de la línea de flujo del derrame de lava simulado (Mosseux *et al.*, 2016). Esto quiere decir que la probabilidad en cada pixel se da en función de cuantas veces pasó la lava por el mismo camino, en este caso 1500 veces.

En cuanto a las estimaciones de cada derrame de lava simulado se obtuvo que la sobreestimación es alta en los derrames X1, X2, X3, X4 y X7. Esto se debe a que los primeros cuatro derrames de lava que se observan en la topografía actual no están completos, es decir que no es visible la parte cubierta y enterrada por los derrames de lava posteriores (X5, X6, X8 y X9). Es posible que en realidad la parte sobreestimada de los primeros cuatro derrames de lava no sea tan grande y la simulación de estos derrames de lava sea más certera. El valor de sobreestimación para el derrame X7 es ligeramente alto, debido a que la parte que viajó al norte, está enterrada por los derrames X8 y X9, por lo que no podemos verla actualmente. Estos valores altos de sobreestimación se explican también porque las áreas con las que se compararon los derrames de lava simulados fueron las de los derrames reales que se pueden observar actualmente en campo. Esto se refleja en los resultados de la sobreestimación, sobre todo para los primeros derrames de lava que son los que se encuentran más cubiertos por los últimos derrames de lava emplazados.

La subestimación es alta en los derrames X6 y X7. En el derrame X6 la subestimación se debe al cambio de pendiente en la topografía al oeste, donde se encuentran los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel. La lava simulada solo alcanzó a cubrir las partes más bajas de estos depósitos volcánicos. Sin embargo, en el derrame de lava X6 real visible, la lava tuvo mayor alcance sobre los depósitos del Complejo volcánico San Miguel. Además, el derrame de lava X6 es un derrame compuesto por varias unidades, y en las simulaciones se considera solo una unidad. En el caso del derrame X7 la alta subestimación también se debe a que hay un cambio de pendiente, por lo que la lava simulada se dirigió más hacia el norte, por la pendiente, en lugar de extenderse más al sur (Figuras 10F y 11).

Los valores más altos del positivo verdadero corresponden

a los últimos derrames de lava (X5, X6, X8 y X9). Esto se debe a que el relieve en el que fueron simulados ya era más parecido al relieve actual y no fueron cubiertos por derrames de lava posteriores, como en el caso de los derrames de lava X1, X2, X3, X4 y X7 que se encuentran parcialmente cubiertos. Además, al no estar cubiertos por derrames de lava posteriores, las áreas de los derrames simulados fueron parecidas a las de los derrames de lava reales y que son visibles actualmente, por lo que sus diferencias fueron menores y sus similitudes mayores.

Los valores de positivo verdadero oscilan entre 0.22 y 0.62, por lo que la precisión de las simulaciones fue buena, ya que la dispersión de cada derrame de lava se acerca y se ajusta a la realidad.

Es recomendable que las simulaciones de los derrames de lava se hagan considerando las características de la erupción, lo observado en campo y el relieve por el que viajan las lavas. Si se tienen buenos datos se pueden hacer simulaciones en tiempo real como las realizadas en Islandia y en las Islas Canarias en el año 2021 (Pedersen *et al.*, 2022 y Martín-Raya *et al.*, 2023).

Este tipo de simulaciones también pueden servir para la elaboración de mapas de peligros por lavas; es decir, para conocer cómo se podrían comportar los derrames de lava en futuras erupciones.

5. Conclusiones

Los paleo-ríos jugaron un papel determinante en la distribución y emplazamiento de los derrames de lava del Xitle. Los ríos principales fueron El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes, que desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco. La distribución de estos antiguos ríos en el paleo-relieve cambió después de la erupción del volcán Xitle, ya que fueron rellenados por los derrames de lava. Algunos desaparecieron por completo, como en el caso de los paleo-ríos Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes. El cauce de otros paleo-ríos fueron desviados, como en el caso del Magdalena y El Rosal que ahora forman parte del río Magdalena.

Las trayectorias de los derrames de lava del volcán Xitle, la existencia y distribución de los tubos de lava, fueron controladas por la variación en la tasa de efusión, por la disposición de los paleo-ríos, por la morfología de los depósitos de los volcanes pre-Xitle y por el cambio abrupto en la pendiente del paleo-relieve. Aunque los paleo-ríos fueron los rasgos controladores principales, los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel, los *hummocks* del volcán Ajusco y los conos de los volcanes monogenéticos pre-Xitle (Cuilotepec y Coatzontle) sirvieron de obstáculos para los derrames de lava, obligándolos a cambiar sus direcciones.

La sobreestimación, subestimación y positivo verdadero de la simulación del derrame de lava integral y de las simulaciones de los nueve derrames de lava individuales indican una buena

precisión y aproximación a la distribución de los derrames de lava reales del Xitle. Esto es debido principalmente a que en las simulaciones de los primeros derrames de lava podemos ver partes que fueron enterradas por los derrames de lava posteriores, las cuales no se pueden ver en el relieve real actual. Esto, a su vez, significa que la reconstrucción del paleo-relieve del área del Xitle realizada en este trabajo se ajusta y se acerca a lo que fue en la realidad.

Como se ha mencionado, en este trabajo se obtuvieron buenos resultados para las simulaciones de los 9 derrames de lava del Xitle. Sin embargo, para obtener resultados aún más parecidos a la realidad de los derrames de lava compuestos, como el caso de los derrames de lava fluida (p.e. Xitle), se recomienda hacer simulaciones considerando cada unidad de flujo. Las simulaciones para los volcanes que tienen derrames de lava más viscosos pueden hacerse simulando un solo evento. Este tipo de simulaciones pueden aplicarse a la elaboración de mapas de peligros en cuanto a lavas y estas siempre se deben tomar en cuenta las características de la erupción, lo observado en campo y el relieve por el que viajan las lavas.

Esta herramienta puede ser de gran utilidad en la simulación de peligros asociados a lavas futuras.

6. Referencias

- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. (2015). The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 308, 30–38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008>.
- Becerril, L., Larrea, P., Salinas, S., Mossoux, S., Ferrés, D., Widom, E., Siebe, C., Martí, J. (2021). The historical case of Parícutin volcano (Michoacán, México): challenges of simulating lava flows on a gentle slope during a long-lasting eruption. *Natural Hazards*. 107:809–829. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04607-x>
- Cañón Tapia, E., Walker, G. P. L., & Herrero Bervera, E. (1995). Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 65(3-4), 249–263. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00110-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00110-3)
- Cervantes, P., Molinero, R. (1995). Eventos volcánicos al sur de la ciudad de México. [Tesis de Licenciatura] Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Cervantes, P., Wallace, P. (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 120(3-4), 249–270. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00401-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00401-8)
- Cordova C., Martin Del Pozzo A. L. and López J. (1994). Paleolandforms and Volcanic Impact on the Environment of Prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City. *Journal of Archaeological Science*. 21, 585–596.
- Delgado H. and Martin Del Pozzo A.L. (1993). Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*. 32(3), 511–522. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1993.32.3.526>
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto, J., Lozano, R., Macías, H.L., Mendoza, C., Silva, G. (1998). Geology of the Xitle Volcano in Southern Mexico City- a 2000 year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 15(2), 115–131.
- Environmental Systems Research Institute (2016) ArcGIS. [Mapping Software]. Environmental Systems Research Institute. <https://www.esri.com/en-us/home>
- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., García, A. (2001). Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards*. 23, 247–257. doi: <https://doi.org/10.1023/A:101112330766>
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178.
- Hakim, W. L., Ramayanti, S., Park, S., Ko, B., Cheong, D. K., & Lee, C. W. (2022). Estimating the Pre-Historical volcanic eruption in the Hantang River volcanic field: Experimental and simulation study. *Remote Sensing*, 14(4), 894. doi: <https://doi.org/10.3390/rs14040894>
- Harris, A.J.L., Rhety, M., Gurioli, L., Villeneuve, N., Paris, Raphael. (2015). Simulating the thermorheological evolution of channel-contained lava: FLOWGO and its implementation in EXCEL. In A. A. J. L. Harris, T. De Groeve, F. Garel, S. A. Carn (Eds) *Detecting, Modelling and Responding to Effusive Eruptions*. Geological Society London Special Publications.
- Hon, K., Gansecki, C., Kauahikaua, J. (2003). The transition from ‘a’ā to Pāhoehoe Crust on Flows Emplaced during the Pu‘u ‘Ö‘ö-Kūpaianaha Eruption. U.S. Geological Survey professional paper, 1676, 89–104.
- Hubp J.L., Inbar M., Pastrana A., Flores A. and Zamorano J.J. (2001). Interpretation of the geomorphic setting of the Cuicuilco basin, Mexico City, affected by the pre-Hispanic eruption of the Xitle volcano. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 223–232.
- Jaimes M.C., Martin Del Pozzo A.L., Layer P.W., Benowitz J.A. and Nieto-Torres A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225–242. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz-Reyna, S., Martin Del Pozzo, A.L. (1990). The major stages of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone. *Geological Series*, USSR Academy of Sciences, 311, 432–434.
- Larrea P, Salinas S, Widom E, Siebe C, Abbitt R.J.F. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: the historical case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36–48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Martí, J. (2017). Assessing Volcanic Hazard: A Review. En A. Oxford

- University Press (Ed.), Oxford Handbook Topics in Physical Sciences. Oxford University Press.
- Martin Del Pozzo A. L., Cordova C. and Lopez J. (1997). Volcanic Impact on the Basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International*, 43-44, 181-224. ISSN: 1040-6182.
- Martin Del Pozzo A.L. (1982). Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 45-1. doi: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00034-7)
- Martin Del Pozzo, A.L. (1990). Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. [Tesis de Doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México
- Martín-Raya, N., Díaz-Pacheco, J., López-Díez, A. (2023). A lava flow simulation experience oriented to disaster risk reduction, early warning systems and response during the 2021 volcanic eruption in Cumbre Vieja, La Palma. *Natural Hazards*, 117, 3331–3351. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05989-w>
- Mora G., Caballero C., Urrutia J. and Uchiumi S. (1991). Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? - A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30(2), 61–70. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1991.30.2.1134>
- Mosseux S., Saey M., Bartolini S., Poppe S., Canters C., and Kervyn M. (2016). Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. *Computers & Geosciences*, 97, 98–109. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.09.003>.
- Németh, K., & Moufti, M. R. (2023). Lava Flow Hazard and Its Implication in Geopark Development for the Active Harrat Khaybar Intracontinental Monogenetic Volcanic Field, Saudi Arabia. *Land*, 12(3), 705. doi: <https://doi.org/10.3390/land12030705>
- Nieto-Torres A., Espinasa-Pereña R., Martin-Del Pozzo A.L. (2022). The Xitle Lava Tubes in México City, Conservation or Destruction? *Geoheritage*, 14, 66. doi: <http://doi.org/10.1007/s12371-022-00702-y>
- Nieto-Torres A., Martin Del Pozzo A. L., Gropelli G., Jaimes Viera M.C. (2023). Risk scenarios for a future eruption in the Chichinautzin monogenetic volcanic field, south México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 433, 107733. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107733>
- Nieto-Torres, A. (2020). Evaluación del riesgo asociado al vulcanismo monogenético hacia la Ciudad de México. [Tesis de doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Nieto-Torres, A. and Martin Del Pozzo, A.L. (2019). Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 46–58. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.006>
- Osete, M.L., Ruiz, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia, J. and Tarling, D.H. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318(1-4), 201-215. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00312-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00312-1)
- Pedersen, G. B. M., Pfeffer, M. A., Barsotti, S., Tarquini, S., de' Michieli Vitturi, M., Óladóttir, B., and Prasstarson, R. H. (2023). Lava flow hazard modelling during the 2021 Fagradalsfjall eruption, Iceland: Applications of MrLavaLoba. *Natural Hazards in Earth System*, 23(9), 3147-3168. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-2022-166>
- Prieto-Torrell, C., Rodriguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M. C., Criado, C., & Pérez-Torrado, F. J. (2021). Modelling and simulation of a lava flow affecting a shore platform: a case study of Montaña de Aguaríjo eruption, El Hierro (Canary Islands, Spain). *Journal of Maps*, 17(2), 516-525. doi: <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1972853>
- Ramayanti, S., Achmad, A. R., Jung, H. C., Jo, M. J., Kim, S. W., Park, Y. C., & Lee, C. W. (2022). Measurement of surface deformation related to the December 2018 Mt. Etna eruption using time-series interferometry and magma modeling for hazard zone mapping. *Geosciences Journal*, 26(6), 749-765. doi: <https://doi.org/10.1007/s12303-022-0021-2>
- Rodriguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Mossoux, S., Perez-Torrado, F. J., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M., & Prieto-Torrell, C. (2021). Comparison of real and simulated lava flows in the Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain) with Q-LavHA: Contribution to volcanic hazard management. *Natural Hazards*, 107(2), 1785-1819. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04660-6>
- Rodríguez-González, A., Aulinas, M., Mossoux, S., Pérez-Torrado, F. J., Fernandez-Turiel, J. L., & Moreno-Medina, C. (2019). Lava flow modelling of Pico de Bandama volcano (Gran Canaria, Canary Islands). *Geogaceta*, 65, 19-22.
- Romero, E. (1998). Geología del volcán Ajusco. [Tesis de Ingeniera] Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Rowland, S.K., Walker, G.P.L. (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, 52, 615–628. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00301212>
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920. doi: <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)
- Thompson, J.O., Ramsey, M.S. (2021). The influence of variable emissivity on lava flow propagation modeling. *Bulletin of Volcanology*, 83, 41. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01462-3>

- Vilches, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., & Aguilera, M. (2022). Effusion rate estimation based on solidified lava flows: Implications for volcanic hazard assessment in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 422, 107454. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107454>
- Wantim, M.N., Kervyn, M., Ernst, G.G.J., del Marmol, M.A., Suh, C.E., Jacobs, P. (2013). Numerical experiments on the dynamics of channelised lava flows at Mount Cameroon volcano with the FLOWGO thermo-rheological model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 253, 35-53. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.003>
- White S.E. (1990). El Ajusco: Geomorfología Volcánica y acontecimientos glaciares durante el Pleistoceno Superior y comparación con las series Glaciares Mexicanas y de las Montañas Rocallosas. Instituto Nacional de Antropología e Historia.

Forgotten Landscapes on Lava Flows in France and Western Mexico

Antoine Dorison^{1,2}  and Yves Michelin³ 

Abstract

Monogenetic volcanism has generated blocky lava flows in many parts of the world. These rugged environments are generally considered unsuited for human settlement, and today are used almost exclusively for quarrying or timber harvesting where vegetation has developed. Furthermore, the difficulty of access limits effective exploration by scientists. Nevertheless, several archaeological sites have been discovered on some of these flows, notably in Mexico. The recent development of remote sensing by airborne laser scanning (LiDAR) offers exceptional prospects for the study of these geological formations and their exploitation by humans. In this paper we compare two contemporary archaeological areas on Quaternary monogenetic blocky lava flows: the Zacapu area in western-central Mexico, and the Chaîne des Puys in Central France. Both areas have benefited from LiDAR coverage. Originally developed in the Mexican context, a remote sensing methodology based on digital elevation model processing and visualization was used to identify geoforms and anthropogenic features in both areas. Although separated by several thousands of kilometers, we show that the methodology is as relevant in France as it is in Mexico. Furthermore, we identified the recurrence of morphologies and associated types of archaeological site locations and patterns. We argue that this type of lava flow, though marginalized today, was attractive to human groups in ancient times as a strategic, but also a resourceful geoecological setting.

Key words: Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Chaîne des Puys, Archaeology, LiDAR, abandoned villages, landscape heritage.

Resumen

El vulcanismo monogenético ha generado coladas de lava en bloques en muchas partes del mundo. En general, estos entornos escarpados se consideran inadecuados para los asentamientos humanos y actualmente se utilizan casi exclusivamente para la explotación de canteras o la tala de madera, cuando están cubiertos de vegetación. Además, la dificultad de su acceso limita la exploración efectiva por parte de los científicos. No obstante, se conocen numerosos sitios arqueológicos en algunos de estos flujos, sobre todo en México. El reciente desarrollo de la teledetección mediante escáner láser aerotransportado (LiDAR) ofrece perspectivas excepcionales para el estudio de estas formaciones geológicas y de su explotación por los seres humanos. En este artículo comparamos dos zonas arqueológicas contemporáneas establecidas sobre coladas de lava en bloques resultantes del vulcanismo monogenético del Cuaternario: la zona de Zacapu, en el centro-oeste de México, y la Chaîne des Puys, en el centro de Francia. Ambas zonas cuentan con una cobertura por LiDAR. Se utilizó una metodología de teledetección desarrollada originalmente en el contexto mexicano que se basa en el procesamiento y la visualización de modelos digitales de elevación para identificar las particularidades de las geoformas y los elementos antropogénicos en ambas zonas. Aunque separadas por varios miles de kilómetros, demostramos que la metodología es tan pertinente en Francia como en México. Además, identificamos la recurrencia de morfologías antrópicas, así como de la distribución y del patrón de asentamiento arqueológicos. Argumentamos que los flujos de lava en bloques, aunque marginados en la actualidad, resultaban atractivos para los grupos humanos en la antigüedad como contextos geoecológicos estratégicos, pero también para la explotación de sus recursos.

Palabras clave: Campo Volcanico Michoacan-Guanajuato, Chaîne des Puys, Arqueología, LiDAR; pueblos abandonados, patrimonio paisajístico.

Received: December 26, 2023; Accepted: June 10, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Christina Siebe Grabach

* Corresponding author: Antoine Dorison, antoine.dorison@gmail.com

¹ CNRS, UMR8096 ArchAm Archaeology of the Americas, Paris, France

² CNRS, UMR7041 ArScAn team Environmental Archaeologies, Nanterre, France

³ AgroParis Tech/INRAE/UCA/vetAgroSup, UMR 1273 Territoires, Clermont-Ferrand, France

Antoine Dorison, Yves Michelin.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1772>

1. Introduction

Monogenetic volcanism has produced blocky and scoriaeous A'a-type lava flows in many parts of the world. Although their structural morphologies (e.g., pressure ridges, levees) are smoothed over time by erosional processes and frequently by overlying ash layers issued by later eruptions, Quaternary flows are generally characterized by rugged surfaces. Steep slopes, rocky outcrops, and sporadic soil and plant cover constrain their exploitation by humans, and have generally led to the marginalization of these areas.

In Mexico, such processes are clearly evidenced by the name *malpaís* (bad land) that was given to this type of lava flow by the Spanish conquerors as early as the 16th century (Acuña, 1987: 104). Yet, archaeological sites on *malpaíses* are not uncommon (Piña Chan, 1975; García Cook, 2003; Michelet *et al.*, 2005; Pollard, 2008; Fisher & Leisz, 2013). The explanation favored by archaeologists to interpret this paradox is to consider these sites as defensive. However, a recent study based on a geoarchaeological approach combining remote sensing by airborne laser scanning (LiDAR) and fieldwork have shown that the appeal of these settings may also stem from their geomorphological and pedological characteristics (Dorison, 2019, 2022; Dorison & Siebe, 2023). The Mexican rugged lava flows turn out to be more varied than the indiscriminate use of the term *malpaís* would suggest. More broadly, *malpaíses* have not always been perceived in a negative manner (Dorison, 2022).

Thousands of kilometers away, in France, the A'a flows of the Chaîne des Puys, locally known as *cheires*, also show evidence of human occupation beyond their geoeological similarities with Mexican *malpaíses* (Michelin, 1996; Michelin *et al.*, 1996). The acquisition of LiDAR data in this area has recently led to an increase in the number of identifications of such traces, compelling us to reconsider the potential and perception of *cheires* over time.

In this article, we focus on two cases of human settlement on block-lava flows: the *Malpaís de Zacapu* volcanic cluster in northern Michoacán, Mexico, and the Chaîne des Puys in central France. In both cases, the flows studied spread over large surfaces. Locally, however, they are not the only alternative to human settlement. Numerous seemingly more suitable environments—such as Pleistocene volcanic plateaus with gentle relief and fertile soils—are available nearby. The question that arose, therefore, was to understand the motivation for settling on *cheires* and *malpaíses* during certain periods. In the history of research of these landscapes, LiDAR data offer for the first time a virtually exhaustive view of the complexity of visible anthropogenic features, and make it hence possible to address the settlement patterns with great accuracy. In order to better compare the French and Mexican contexts, we applied the same analytical methodology. First results show that the *malpaíses*

and *cheires*, which are currently deprecated geoforms, were formerly attractive to human populations, for defensive as well as economic reasons. Based on these results, we finally discuss their value as an environmental and cultural heritage.

2. Contexts of the study

2.1. The Malpaís of Zacapu, Mexico

2.1.1 Environment

The *Malpaís* of Zacapu (MZC) is a 50 km² volcanic flow cluster located 300 km west of Mexico City, in the state of Michoacán (Reyes-Guzmán *et al.* 2018) (Figure 1). It lies within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Hasenaka & Carmichael 1985) in the Transmexican Volcanic Belt (Ferrari *et al.* 2012). It consists of nine partially overlapping lava flows dating from the Late Pleistocene (100,000 BP) to the Late Holocene (ca. 900 CE for the most recent; Mahgoub *et al.* 2017), at the western margin of the Zacapu lake basin, which was drained in 1900 (Arnauld *et al.* 1993). The basin is the result of regional tectono-volcanic activity that began in the Miocene. It generated a landscape of lava flows, cones, domes, and shields, whose lithology is chiefly intermediate in composition (andesites, basaltic andesites, dacites) (Reyes-Guzmán *et al.* 2018) (Figure 2). The climate is sub-tropical with a rainy season (monsoon) from May to October (800 mm) (García 2004). The average altitude of ca. 2000 m induces a marked day/night thermal amplitude, leading to frosts in winter. Under these conditions, the soils mainly result from the weathering of tephra deposits from successive eruptions (DETENAL 1979; Dorison *et al.* 2022). There is a marked contrast between the lowlands, influenced by almost constant wet conditions (Phaeozems, Histosols, Stagnosols, Vertisols), and the drier volcanic uplands with permeable geological substrates (Phaeozems, Andosols, Cambisols, Luvisols, Vertisols). Current agriculture is extensive and irrigated in the lacustrine plain, whereas it is seasonal and more fragmented in the uplands, where it alternates with scattered oak forest on rocky lava flows and grazing areas (Gougeon 1991; Labat 1995). Today, the *malpaíses* only serve as occasional wood and pasture reserves.

2.1.2. Prehispanic archaeology

Evidence of clearing around the basin are visible as early as the 2nd millennium BCE (Pétrequin 1994), but the first perennial settlements only appeared near the beginning of the common era, on islets on the western margin of the lake (Arnauld *et al.* 1993). The MZC was colonized from the 5th century onwards (Pereira *et al.* 2023), with a first demographic peak around the 8th

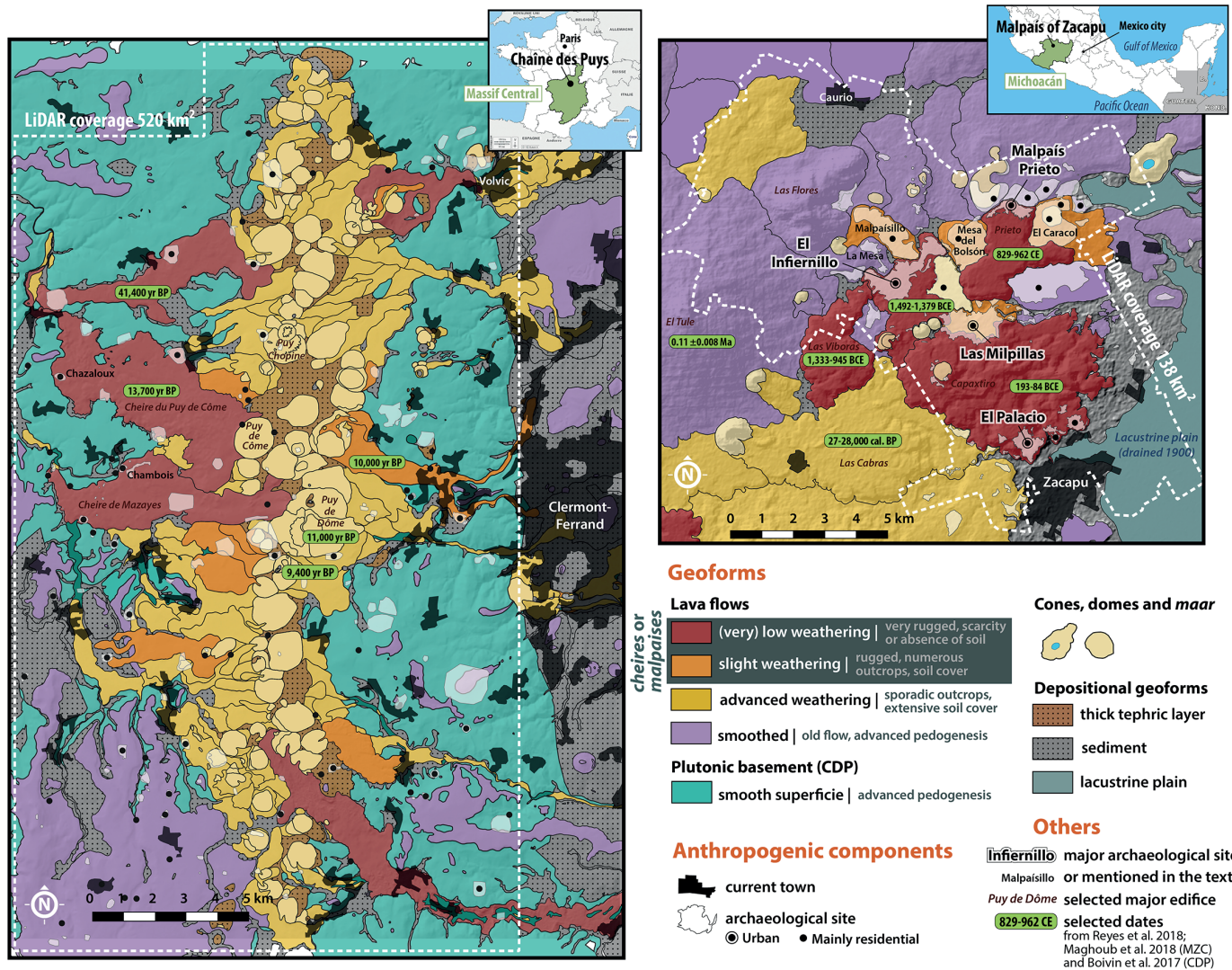


Figure 1. Simplified geomorphological and archaeological maps of the CDP (left) and the MZC (right) © authors based on data by Boivin *et al.* (2017) and Reyes-Guzmán *et al.* (2018).

century, followed by a hiatus in the occupation between 900 and 1250 (Dorison and Siebe 2023), probably linked to the eruption of the *Malpaís Prieto* volcano (Mahgoub *et al.* 2017). In the mid-13th century, the MZC was recolonized by allochthonous populations merging with smaller local groups, who built four urban centres, leading to a regional demographic climax (Michelet *et al.* 2005; Forest 2023; Dorison and Siebe 2023). The area was abruptly abandoned around 1450, with only diminished occupations remaining to the south of the MZC (Forest 2020). The effects of the Spanish colonization can be seen as early as in the 1530s, with the creation of a lakeside village to the east of the MZC (Lefebvre *et al.* 2023).

In the MZC, the remains visible on the datasets considered in this article are the stone foundations of houses and associated levelling works, civic-ceremonial features (pyramids and plazas), agricultural features, such as terraces and walls, as well as ele-

ments of a few ancient pathways (Dorison 2020). Agricultural activities of these prehispanic populations were strictly manual, with no draught animals or cattle, and animal domestication limited to turkeys, dogs, and bees (Rojas 1988). As a result, animal management facilities were minor.

2.2. The Chaîne des Puys, France

2.2.1. Environment

In the heart of the Massif Central, to the west of Clermont-Ferrand, the Chaîne de Puys (CDP) includes more than 80 volcanoes. Their lava flows are over 30 km long and 4 to 6 km wide, parallel to the N-S-oriented Limagne fault (Figure 1). Volcanism was active here between 95,000 and 8,600 BP (Boivin *et al.* 2017) and is part of the last phase of continental

ripping that gave rise to the Limagne Plain graben (Maccaferri *et al.* 2014). The latter resulted from a consecutive intra-plate stretching related to the Alpine orogeny in the Oligocene (35-25 Ma), after the fracturing of the leveled Hercynian massif. Miocene volcanic activity (23-12 Ma) led to the uplift of the Plateau des Dômes to the west of the area (Michon & Merle 2001). The CDP is a unique ensemble of monogenic volcanoes (cones, domes, maars) associated with trachyandesitic, trachybasaltic, and basaltic block-lava flows of varying lengths (Figure 2). This diversity is thought to have resulted from the stagnation of primitive magmas at depth and their subsequent differentiation towards more evolved compositions, from which mixtures and fractional crystallization processes arose (Martel *et al.* 2013). Among the block-lava flows locally known as *cheires*, geologists distinguish A'a-type scoriaceous flows from boulder lavas (Boivin *et al.* 2017). Formed 44,000 to 13,000 years ago, they are often partially covered by contemporary or later tephra layers and end with a steep ledge that dominates the plateau below by a few dozen meters. Their altitudes range from 1,000 m at the base of the cones to 650-700 m in the valley bottoms.

Over these 100,000 years of activity, the climate fluctuated greatly. The first eruptions took place at the beginning of the Würm 1 period, in a dry and cold, but not icy climate. During the Last Glacial Maximum (c. 21,000 years BP), the glaciers stopped to the north and did not reach the area. The last eruptions date from the early Holocene (pre-Boreal), in a rapidly warming climate where rising temperatures were associated with increased precipitation and a notable change in vegetation (Vivent & Vernet 2001). The open steppe was gradually replaced by forest, with a succession of different species over the last ten millennia.

Current human activity on the volcanoes and flows is limited. Some areas are grazed by sheep and cattle, maintaining a semi-natural vegetation of lawns and heaths. The remainder is covered by either natural deciduous, reforested (coniferous) or mixed forests. As climatic conditions have never been too extreme, and traditional human activity not very intense, the volcanic forms have changed little since their formation and retain a youthful appearance. This has helped to justify the inclusion of the CDP-Limagne fault region in the UNESCO World Heritage catalogue, with the exception of a few quarries whose activity is set to cease soon (PNR, classified site).

2.2.2. Pre-Modern archaeology

The area was probably populated as early as the last cold period. In the southern peat bogs, evidence of clearing is considered to represent the oldest trace of agriculture in the Massif Central (6000-6500 BP) (Miras *et al.*, 2004). The associated dwellings were temporary and in glades which, once exhausted, were abandoned and thereafter became spontaneously reforested again. Further land clearing followed during the Bronze Age (Michelin *et al.* 2001). Caches of this metal have been found without associated settlements. In the last few centuries BCE, the Arverne Gauls established an agricultural landscape. Several cities (*oppida*) appeared on the plain or on the edge of a fault near present-day Clermont-Ferrand (Ledger *et al.*, 2015), and the summit of the Puy de Dôme cone seems to have been worshipped.

After the Roman conquest, the plateau was rapidly colonized and developed. A capital (*Augustonemetum*) was created at the location of present Clermont-Ferrand, which was linked

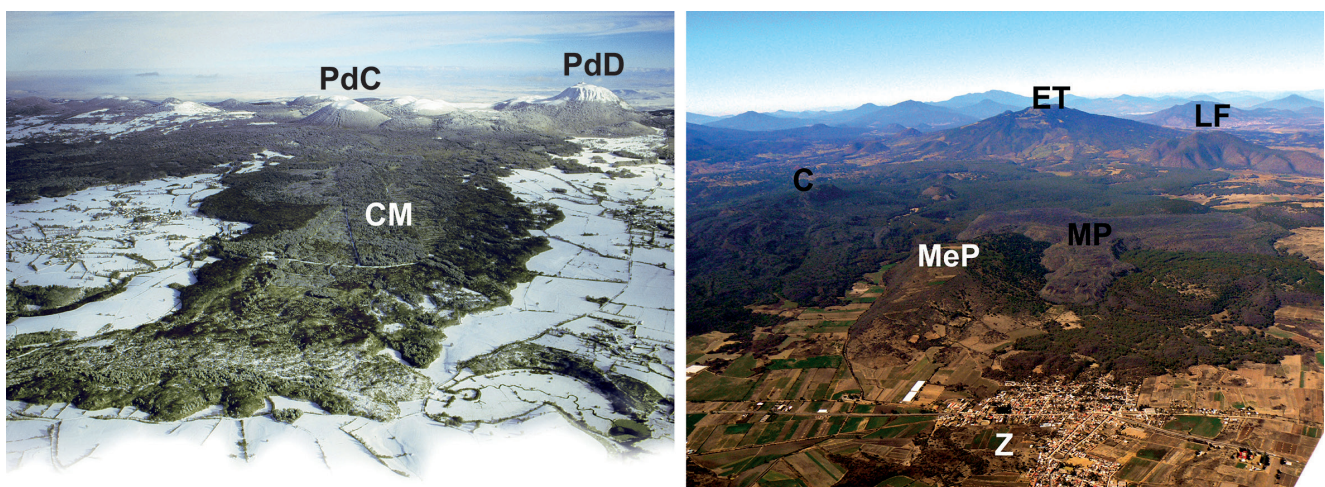


Figure 2. Aerial views from the west of the CDP (left, © M. Sagot) and from the east of the MZC (right, © C. Siebe). (PdC: Puy de Côme; PdD: Puy de Dôme; CM: Cheire de Mazayes; C: Capaxtiro; MeP: Mesa el Pinal; MP: *Malpaís Prieto*; ET: El Tule; LF: Las Flores)

by a Roman road to Saintes (south-western France), passing at the foot of the Puy de Dôme, where a shrine to Mercury was built. A temple dedicated to this god was erected on the summit using local trachytic rock (Boivin *et al.*, 2015). On the plateau, a *vicus* (town) is mentioned on the Peutinger table (*Ubrillum*), without precise location. Mining (gold, silver, lead) has also been identified. Economic activity was therefore significant during antiquity. However, with the exception of the Puy de Dôme and the trachytic cones (Puy Clersiou, petit Suchet) from which stone was extracted, archaeological traces are mainly found on the plateaus surrounding the CDP, where *villae* (estate) have been identified (Blanc *et al.*, 2013).

By the end of the Roman era, settlements were scattered. Forests had almost disappeared, giving way to crops and meadows on the plateau, and meadows and heaths on the rocky lava flows and volcanoes. The pollen diagrams show no signs of abandonment after the fall of the empire in the 5th century, suggesting that the landscapes remained open and dedicated to agriculture. Slight abandonment can be observed in the 9th or 10th century, following the regrouping of settlements around castles and churches, and then in the 14th century, during the Hundred Years' War. The forest then took over a large part of the *puy*s and their lava flows, while the plateau remained in agricultural use (Michelin, 1996). From the 12th century onwards, texts are available and supplement the sedimentary archives that became disrupted by later human activities. They recount a deep reorganization of space, with the creation of seigneurial estates to the detriment of village collective lands, and a stronger hold by the

lords over the communities (Charbonnier, 1980). Several sources mention seigneurial farming estates in the *puy*s, and attempts to create parishes at high altitudes that are difficult to locate on the basis of toponymy alone (Comte *et* Grelois, 2005). This makes it particularly challenging to identify settlement evidence for the medieval period. Since much of the CDP is today forested and prospecting on the ground is laborious, the possibility of applying new technologies became a promising task.

The methodology was developed in four main stages: 1) LiDAR remote sensing data acquisition, 2) field verification, 3) laboratory work, and 4) data compilation.

2.3. LiDAR remote sensing, landscape archaeology, and GIS

In Mexico, LiDAR data were collected by the National Center for Airborne Laser Mapping (NCALM, Houston) in 2015 over an area of 92 km² as part of the ANR Mesomobile project (supported by the CNRS ArchAm Archaeology of the Americas laboratory) (Table 1). A second mission extended the coverage to 138 km² in 2021. In France, the Centre Régional Auvergne-Rhône-Alpes de l'Information Géographique (CRAIG) commissioned the companies GeoPhyt expert in 2011 and 2016, SETIS:IMAO in 2017 and 2018 and APEI-AVINEON in 2021 to cover a total of 520 km². The point clouds were used to construct comparable DEMs with a resolution of 0.5 m. The DEMs were processed with the Relief Visualization Toolbox (RVT) software (Kokalj & Somrak 2019) to generate the following visualizations: multiple hill-shading (MHS), slopes (S), sky view factor (SVF), simple

Table 1. Characteristics of the LiDAR equipment used (AGL: above ground level; PRF: pulse repetition frequency; NC: Not communicated)

Area	Funding organisation	Data collection agency	LiDAR equipment	Aircraft	Mean altitude AGL	Average PRF (kHz)	Scan angle	Scan freq. (Hz)	Average ground returns/m ²	Average DEM raster resolution (m)
MZC, Mexico	ANR Mesomobile project (CNRS ArchAm) 2015, 2021	NCALM	Teledyne Optech Titan MW multispectral lidar	Piper Chieftain (PA-31-350)	700 m	125×3	20°	20	12.2	0.5
					900 m	250×3				
					1,100 m	100×3				
CDP, France	CRAIG 2011	Geophyt expert	Leica AL70	NC	NC	-	NC	NC	NC	0.5
	April 2016				1000	-	50°	NC	10,6	0.5
	April 2017	SETIS/IMAO	IGI Lite Mapper 6800	NC	600	-	60°	NC	10	0.5
	April 2018	SETIS/IMAO	IGI Lite Mapper 7800	NC	850	-	60°	NC	10	0.5
	February-April 2021	APEI / Avineon	Leica City MapperII	NC	1500	-	40°	NC	NC	0.5

local relief model (SLRM) (10 and 50 px radii). Remote sensing was based on a combination of visualizations following the protocol originally established for Mexico (Dorison *et al.* 2022) which superimposes $SVF > SLRM_{10px} > SLRM_{50px} > MHS$ and, in parallel, relies on a colorimetric reclassification of slopes (Srec) (Figure 3).

To mitigate misinterpretation, LiDAR data were systematically compared with available satellite images and historical sources providing information on land uses (e.g. ancient maps). Few data of the latter type are available for the Mexican context. However, the marginalization of the MZC since colonial times limits the phenomena of superimpositions of recent developments on prehispanic features. On the French side, where land reorganizations have been more numerous since the Middle Ages, independent sources have existed since the end of the 17th century (e.g. seigneurial *plans terriers*, Napoleonic cadastre). These documents were georeferenced using control points visible on ancient and current sources (e.g., building corners, road crossings, plot boundaries) as well as on LiDAR visualizations.

To process these datasets, a GIS was set up for each zone using QGIS. The digitization of features detected on LiDAR consisted of polygon delineation of the archaeological site footprint based on agglomeration criteria, distances between structures

and identification of “natural” geomorphological boundaries. Nevertheless, particularly in Mexico, the sometimes almost continuous distribution of remains in space raised doubts as to the relevance of these artificial limits. They remain theoretical when ground-truthing fail to clarify them. Intra-site elements were digitized in the form of lines and polygons, according to their nature. This last work is well advanced in Mexico and only just begun in France, and is still in progress.

2.4. Ground-truthing

In Mexico, several foot survey campaigns with systematic recording of features were carried out for several years and included digging of test-pits and semi-extensive excavations (Pereira *et al.* 2016, 2020a, 2023; Dorison 2019). In France, verifications have only just begun, and no post-LiDAR archaeological excavations have yet been carried out because of the long duration of administrative procedures. In both cases, foot surveys were conducted with direct geopositioning on the LiDAR images, first with a differential GPS (Mexico), then with tablets equipped with the Qfield application, which enables direct digitization of elements and daily synchronization with QGIS in the post-operational phase.

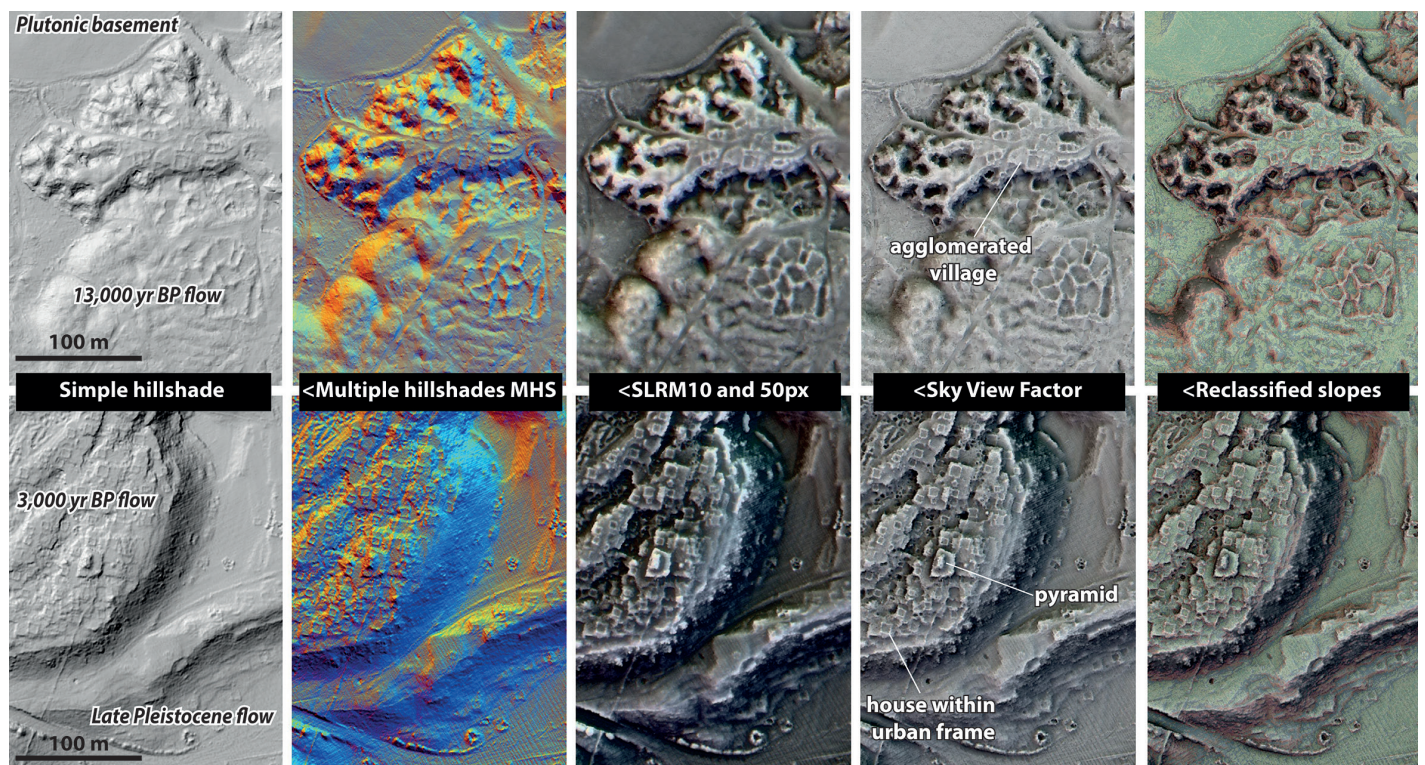


Figure 3. Examples of LiDAR visualization used in both case studies (up: CDP, “Les Roches” archaeological site; down: MZC, “Las Milpillas” archaeological site) © authors.

2.5. Spatial analysis, dating, and compilation

In both areas, a first level of analysis allowed us to identify and categorize sites across the entire LiDAR footprint (see below). On the Mexican side, several smaller areas have already been the subject of deeper studies, including feature-scale excavation and mapping (Pereira *et al.* 2016, 2020a, 2020b, 2023; Dorison 2019; Dorison & Siebe 2023; Lefebvre *et al.* 2023; Forest 2023), ceramic typochronology (Michelet 2013; Jadot 2016; Castañeda 2023), and radiocarbon dating (Michelet 1992; Pereira *et al.* 2020b). In France, following the identification of sites over the entire LiDAR coverage, a zoom was made on the young lava flows in the western part of the CDP, whose geomorphology is similar to that observed in the MZC. The analysis was restricted to the distribution of constructions (e.g., habitats, defensive structures) with regard to geomorphological and neighborhood criteria. It should be noticed that the non-volcanic plateau, on which the cones and associated lava flows rest, is essentially dedicated to livestock farming and is the area where most current villages are located. Thus, far fewer elements are visible on the LiDAR images. Furthermore, the area has been the subject of important land consolidation during the 19th century, so that ancient traces have been partially erased and the ancient parcel systems visible on the LiDAR images often coincide with those of the Napoleonic cadaster (this intricate point is not developed further in this article). Preliminary dating of the features identified in the lava flows of the CDP is based primarily on site-morphology. A small part of the corpus is mentioned in ancient texts and sporadic excavations document certain settlements (Tournadre, 2017, Fournier *et al.* Grelois, 2023).

Finally, it should be stated that the interpretation of the environmental contexts of the sites is based on existing documentation, particularly cartography (Reyes-Guzmán *et al.* 2018, 2021; DETENAL 1979; Dorison 2019; Dorison *et al.* 2022 for the MZC; Boivin *et al.* 2017 for the CDP).

3. Results

3.1. Archaeological site identification and typology

3.1.1. *Malpaís* of Zacapu

In the MZC, LiDAR revealed 46 new sites within the 138 km² covered, bringing the overall count in this window to 79. However, apart from the discovery of a large monumental complex (La Mesa), these new sites are generally small settlements that are

difficult to access and under forest cover. The real breakthrough came with the discovery of the true extension of the sites already known, whose surface area turned out to be two to three times larger, than originally thought in most cases. In sum, 41 of the settlements are located on blocky *malpaís*-type lava flows. They account for over 70% of the 10,000+ features digitized to date. Fieldwork has enabled us to date these sites to the period between the 5th and 15th centuries CE. In a simplified typology, we can define five main categories (Figure 4).

1. Urban centers (4 [+14]). Built on *malpaíses*, these correspond to the four dense, agglomerated settlements already well documented. Spread over 50 to 100 ha each, they all contain 1,000+ houses. Largely residential, they also feature civic and ritual components (e.g., plazas and temples), as well as economic components in at least three of them (e.g., agriculture). Some are clearly defensive in character (e.g. rampart-like residential terraces). LiDAR has enabled us to enhance our understanding of their density, surface area and internal components, and to identify 14 reduced groups of features that are interpreted as satellite settlements.
2. Villages (31). These are residential settlements of more than 10 houses, built mainly on *malpaíses*. The settlement in them is scattered over several dozen hectares, punctuated by civic-ceremonial spaces and embedded in a dense agrarian frame (networks of terraces).
3. Isolated settlements (22). These are groups of a few houses, generally located in summit contexts, surrounded by agrarian features. They may display a more or less clear civic component, which makes it difficult sometimes to distinguish them from the next type.
4. Isolated civic-ceremonial areas (6). These are either monumental architectural groups at the top of reliefs, or isolated outcrops on which numerous rock art manifestations have been identified.
5. Economic activity areas (2). These are establishments essentially dedicated to a specific activity. The first is an open-pit and drift mine (Quezada *et al.* 2023). The second is a series of settlements on a blocky lava flow with a probable agrarian function (Dorison 2023a).

Ancient agricultural developments throughout the 138 km² were important. Thus, although the sites were essentially defined on the basis of the identification of residential or civic architecture, the almost continuous distribution of agrarian remains on all the geoforms with exploitable soils, both within and around the MZC lava flows, calls into question the representativeness of the “architecture” criterion for establishing site boundaries.

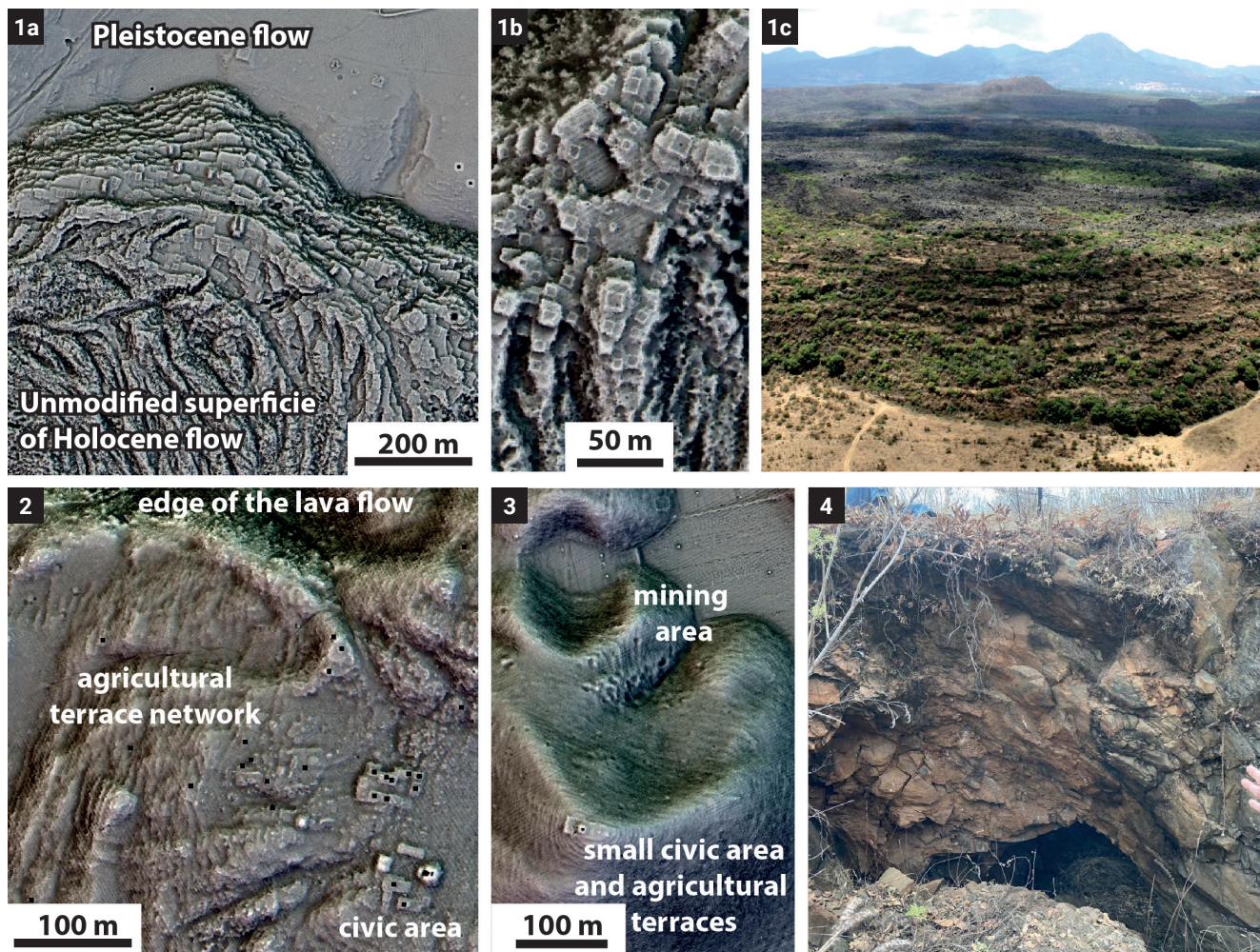


Figure 4. Examples of the types of site encountered in the MZC © authors (1a: city on lava front [*Malpaís Prieto*]; 1b: detail of urban grid in the same site; 1c: aerial view of the same site from the north [© G. Pereira]; 2: village on Pleistocene flow; 3: mining area and isolated civic area on cone summit; 4: field view of a mine).

3.1.2. Chaîne des Puys

In the CDP, within the 520 km² covered, 189 objects have been identified, of which 38 are still uncertain and five are of recent origin (19th-20th century mines and quarries). Within this corpus, 60 sites are located on blocky lava flows. Although age assignments remain tentative, most of the elements appear to date to the Middle Ages. The ground-truthing survey carried out so far has enabled us to group the objects detected into four main families (Figure 5).

1. Defensive sites (15). These present two contrasting aspects: rustic forms that are hard to detect and complex defensive systems, often already known before, such as *mottes castrales* or lime masonry architecture (e.g., Château de Chambois). The latter are probably more recent than the *mottes*, that were built from the beginning of the 11th cen-

tury to the end of the 13th century (Gaime 2012), but the absence of archaeological excavations implies that this doubt cannot be resolved at this moment. Most have associated farmyard-type housing.

2. Villages and hamlets (25). These consist of roughly rectangular structures, either clustered together or separated by paths or streets. The dry-stone walls rarely exceed 2 m in height. Only the “Camp des Chazaloux” site has been excavated and dated to the period from the 13th century to the end of the 16th century (Fournier P.F., 1979; Tournadre, 2017). Three quarters of the area occupied by hamlets and defensive systems are under forest cover, confirming the value of LiDAR imagery for locating them.
3. Isolated buildings (16). These are mills, barns, or seigneurial agricultural estates. Most were already known from ancient sources. However, LiDAR has enabled us to pinpoint their location.

4. Tras (16). Corresponding to pastoral temporary habitats, they have a specific comb shape. They are well documented in the Massif du Sancy, some 30 km to the SW of the CDP (Fournier, 1983; Surmely *et al.* 2017). Following the first LIDAR mission in 2012, a field survey helped clarify their use.

3.2. Similarities at the feature scale

Trying to establish a typology common to both study areas based on LiDAR images, notably on the basis of domestic, civic, and ritual architecture, would be a laborious and probably irrelevant exercise. Bioclimatic conditions and multi-century cultural trajectories differ too widely, so that a comparison between a single-cell house from Western Mexico, where most domestic activities take place in an outdoor courtyard all year round, and a French medieval house or multi-storeyed fortification in a mountain climate where temperatures remain below zero for several months in winter, is of no real interest. However, there are a number of similarities, which raise questions as to why ancient societies settled in what are now considered hostile environments.

At the scale of the archaeological site and its internal components, these similarities are of an architectural nature or linked to the need to adapt to the terrain. The first point of comparison is the

use of volcanic rocks for construction. While these are generally sourced *in situ*, there are works documenting quarries used to obtain certain rocks with selected properties for construction in France (Boivin *et al.* 2015) or for tool manufacturing in Mexico (Quezada *et al.* 2023). Although in France the use of mortar is attested on buildings as early as the 12th century (e.g., châteaux), the norm, as in Mexico, is dry stone construction (2b in Figure 5).

Moreover, the management of the ubiquitous volcanic rock is not limited to the construction of buildings. The second point of comparison is the identification of systematic removal and accumulation of outcropping blocks from the rugged surface of the flows to level and partition spaces. In Mexico, this strategy is expressed in the construction of stepped residential terraces on the flow fronts, creating levelled surfaces of tens to thousands of square meters (e.g., *Malpaís Prieto*, Las Milpillas, El Palacio) (1 in Figure 4). Similarly, volcanic rock was moved *in situ* to build imposing quadrangular platforms. Another material expression of these strategies in the MZC is the clearing of activity areas within the naturally planar areas of the flows (e.g., El Infiernillo, El *Malpaísillo*). As a result, these areas are demarcated by stone curbs that form more or less angular parcel morphologies. Recent works suggest a domestic function, but perhaps also an agricultural one (Dorison 2019: 557-562, 2023b; Siebe *et al.* 2023: 28-30).

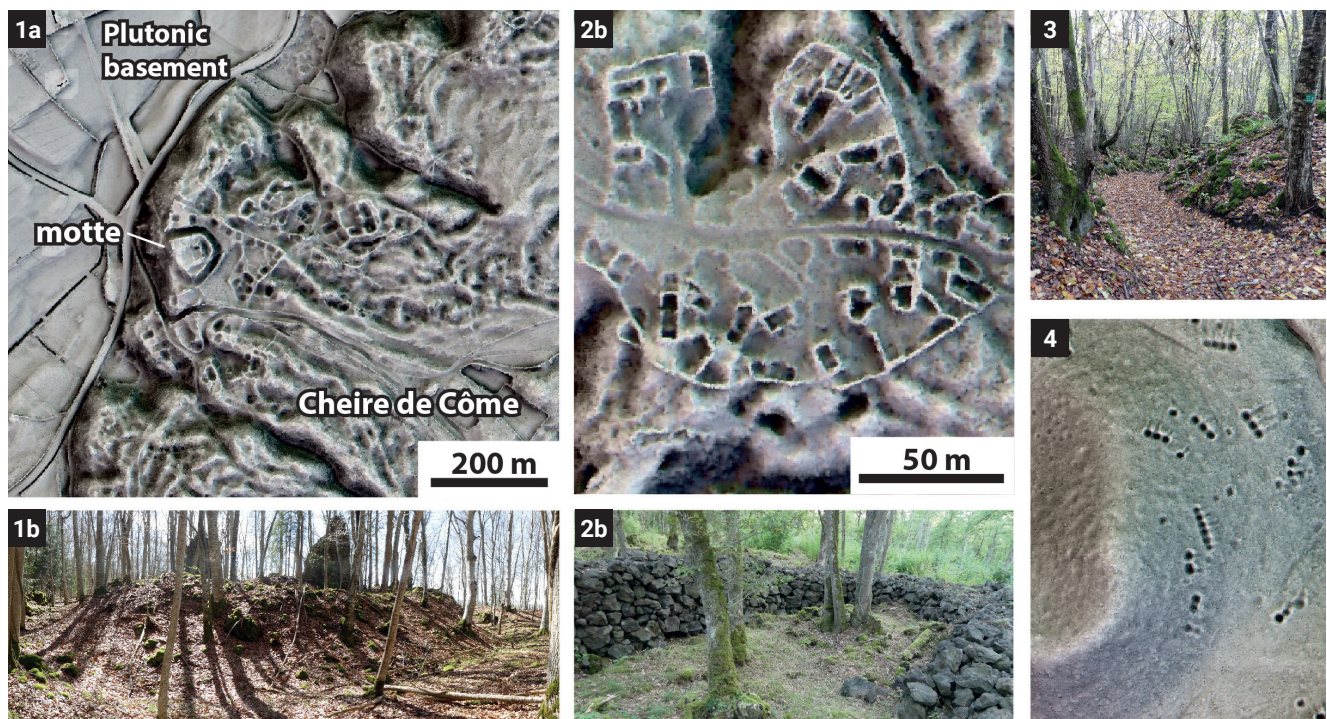


Figure 5. Examples of the types of sites encountered in the CDP © authors (1a: defensive site with associated village [Chambois]; 1b: field view of the *motte*; 2a: fortified village [Chazaloux]; 2b: field view of one building inside the latter site; 3: pathway within lava flow; 4: *tras* on cone).

While residential terraces on lava flow fronts are virtually absent in the CDP, enclosures and plots demarcated by dry-stone walls in connection with the habitat have been detected and likely respond to similar construction modes (by removal and accumulation). In addition, LiDAR enabled us to locate numerous well-developed traffic routes (rough pavements, stonework) (3 in Figure 5) with locally linear excavations corresponding to the repeated passage of carriage wheels. The same strategy was applied to the construction of numerous buildings in very rugged rocky areas. If we compare these constructions with the natural appearance of the lava flow in the continuity of the settlements, the LiDAR image clearly highlights these significant but discreet levelling efforts as they follow the morphological shapes.

More generally, in Mexico as in France, the sites identified are adapted to the specific features of the irregular volcanic surface. Enclosed areas occupy micro-depressions. Pathways follow lava pressure-ridges. However, when the surface is too irregular and obstacles cannot be avoided, localized anthropogenic works are clearly visible on the LiDARs (e.g., pitting of holes, incision of ridges, levelling of slopes). Furthermore, similarities are also noticeable at larger scales.

3.3. Site integration in the environment and exploitation of the latter

A feature common to both of the studied contexts is the relative altitude above surrounding ground of the blocky flow sites. From their position the view dominates the surrounding plains and plateaus. Similarly, there is a tendency to settle on flow fronts. This can be explained by the progressive mode of colonization of these areas and the defensive character that such a position provides, as discussed below. The *Malpaís Prieto* and *El Palacio* sites in Mexico, for example, are strictly confined to the front of two particularly rugged flows dated to the Late Holocene, dominating respectively a plateau to the north and the lacustrine plain to the southeast. A similar situation can be observed in France, where the *Château de Chambois* and the *Camp des Chazaloux* are both built at the front of a lava flow dominating the plateau to the west.

However, whereas in France residential areas remain restricted to the edges of the lava flow, in the MZC housing architectures often extend much further into the lava flows. This inward advance requires a certain degree of sediment formation, as at the *Malpaisillo*, *Caracol*, and *Mesa del Bolsón* lava flows, which are entirely covered by settled areas. The *El Infiernillo* flow is the most extreme case, since the prehispanic remains extend far out onto a very rugged lava plateau, which displays very little soil cover and important efforts to level and clear the flow's surface. In France, numerous constructional elements

other than houses were found within the interior areas of flows, which are significantly more covered by sediments than their Mexican counterparts. Their function remains enigmatic in some cases, but the morphologies suggest grazing areas, woodlands, quarries, or cultivated plots.

Concerning the economic exploitation of the lava flows, the comparison with the Mexican examples is of particular interest. In fact, the settlement sites on the sediment-covered parts of the irregular blocky flows of the MZC host a significant agricultural component. There, numerous terraces and cultivated plots were built around the houses. A more detailed analysis has shown that houses were generally built in those parts of the flows that are particularly rugged (e.g., pressure ridges), to avoid and leave free the flatter sedimented smoother areas that could be cultivated (Dorison 2019, 2022; Pereira *et al.* 2023). In the irregular lava flows of the CDP, the cleared areas and identified plots could reflect a similar strategy. Housing would be limited to the edges of the lava flows, but their interiors could be devoted to different economic activities. This hypothesis is reinforced by the identification of occasional terraces blocking natural flow zones (e.g., between pressure ridges). This type of terrace, known as cross-channel terraces in various geomorphic settings, is common throughout Mesoamerica and numerous examples can be found in the MZC.

Finally, the communication routes within and between sites should be addressed. The existence of roads in the villages of the CDP have already been mentioned. More widely, LiDAR-based remote sensing has allowed to detect numerous paths, often demarcated by low walls and access systems (e.g., ramp paths). They link the sites of the flow fronts to each other, to the plateau, or to economic sectors within the *cheires*. In Mexico, apart from a few exceptional cases such as the pathways at the *El Infiernillo* site, which take forms that are similar to those observed in the CDP, or the access and staircase systems identified at various sites, these communication networks are less extended and not readily apparent.

4. Discussion

This comparative approach highlights a number of similarities between the occupation of rugged young lava flows in the MZC and in the CDP, despite their geographical and cultural distance. The abundant use of local rocks for dry-stone construction and tool-making, the strategies of removal and accumulation to level, clear, and delimit spaces, the settlement on flow fronts in topographically dominant positions, and the colonization of the lava flow interiors for economic reasons are all examples of these similarities. On a broader level, it is interesting to note that

the sites on *malpaíses* and *cheires* briefly presented here do not correspond solely to areas devoted to specific activities. Many are villages, or even towns, that concentrate the variety of domestic, civic and ritual activities inherent in what we should call living spaces. This observation calls into question the value given to, and the perception of, these rugged lava flow landscapes several hundred years ago in France and Mexico.

4.1. Defensive hypothesis

In Mexico, archaeologists traditionally explain the presence of settlements on the austere *malpaíses* as a necessity for defense. It is true that many of these settlements appear to have been created around the year 1000, at a time of heightened tension between groups, as seen by the emergence of warrior castes at the top of the social pyramid (Hers 1989; Healan & Cobean 2012) and, in some cases, evidence of increased physical violence (e.g., Pereira 2007). In France, the discovery of *cheire* sites is relatively recent. As a result, few hypotheses as to their origin and purpose have yet been proposed. However, the defensive hypothesis is the first that comes to mind, particularly for the few sites known from the 19th century (Contejean, 1864).

In France, given the distribution of newly identified residential settlements, the protective character of rugged flows, appears obvious and relevant. The sites are in a dominant position, exclusively on the fronts of the lava flows, often featuring clearly defensive structures, such as fortifications (Figure 6). Their field of vision is excellent, both between themselves and over the surrounding environment. To validate this hypothesis, and focusing on the three lava flows in the western part of the CDP where we identified five defensive and seven residential sites, we located the features most closely resembling defensive structures (*motte*, tower, *castrum*) and hypothesized that they may have included a wooden tower, as it was frequently the case in the 11th century (Bourgeois, 2013). For each point we defined

a possible height (10 m for the *mottes* that could have had only wood towers, 15 m for the 2 cemented stone towers and 33 m for the highest tower of Pontgibaud castle). Then, we carried out a visibility analysis from each point. The result shows two complementary aspects: the very good visual coverage of both, the lava flow and the plateau, and the interconnection between defensive sites, enabling them to communicate with, or to surveil each other. In Mexico, this hypothesis might also be valid, since several settlements are similarly situated, and some also feature ostentatious defensive features. *Malpaís Prieto* is the best example, with its rampart-like terraces and excellent visibility over the plateau it dominates (Figure 6).

Nevertheless, there are a number of arguments that belie this over-simplistic explanation. If only in terms of visibility, we note that in Mexico, the major contemporary urban centers of the MZC have very limited visibility of each other (Dorison 2019: 610-611). Even more striking, the detailed study carried out in the MZC has shown that human colonization of the *malpaíses* began well before the year 1000 and the period of social unrest mentioned above (Dorison *ibid.*). Similarly, in the CDP, all settlement sites are associated with other developments, such as walled roads, quarries, and enclosed plots. Thus, the colonization of the interior of the sediment-covered parts of lava flows in both study areas clearly indicates motives that are different from purely defensive purposes.

4.2. Economic hypothesis

Indeed, in Mexico, despite certain taphonomic biases (e.g., destruction of structures in today's cultivated areas, greater sedimentation rate in the ancient lacustrine plain), the number of residential sites on lava flows in the MZC is high, reflecting a cultural choice by prehispanic populations to settle preferentially in these specific environments. The prehispanic pattern is thus almost opposed to colonial and present-day settlement predilec-



Figure 6. 3D views of archaeological sites on lava front (left: *Malpaís Prieto* city, MZC; right: *Château de Chambois*, CDP) © authors.

tions near the lake's shores. In France, although the situation is far from being clear, the evidence of economic development in the interior of the lava flows associated to housing sites at its margins, suggests that the appeal of the *cheires* was also not limited to their defensive character. This is further evidenced by the distribution of sites classified as essentially defensive (*motte* or castle), the majority of which occupy promontories on the plutonic plateau rather than on the *cheires'* edges.

The more intense colonization of the interior of the rugged lava flows in Mexico can perhaps be explained by the Meso-american technical and cultural background in the practice of agriculture. As already mentioned, prehispanic agriculture was manual, with no cattle or draught animals. Cultivating sediment-covered areas between outcrops of stony lava flows was therefore not a major constraint. Moreover, the soils of the MZC developed from parental tephra intermediate in composition (andesites, basaltic andesites), ensure high chemical fertility in addition to good physical properties. Previous work has shown that, from a prehispanic agricultural perspective, cultivating in and around the MZC was safer for crops than trying to drain the hydromorphic soils bordering the ancient lake (Dorison 2022).

Western agricultural know-how and traditions in the CDP differ widely. It would be reductive to attempt to apply the same model. Nevertheless, the archaeological traces revealed by LiDAR suggest the existence of rock quarries and agricultural plots. From the 12th century onwards, written documents (grazing contracts, deeds of sale) mention these activities in the *cheires*, and from the 17th century onwards, other sources such as lawsuits, land registry plans, and forestry administration archives confirm that the *cheires* were exploited and coveted territories where village communities and local lords clashed to control usage and income (Puy-de-Dôme Department' Archives, AD63-16H142, 1642; AD63-2E931, 1748). Soil fertility is less homogeneous than in the MZC. The local pedology is complex, notably as a result of the alternation between episodes of mafic and sialic volcanic explosive eruptions in the history of the CDP (Boivin *et al.*, 1982). Nevertheless, the *cheires* soils are far from being devoid of agricultural potential, which was very probably exploited by the villages of the flow fronts when they were inhabited, and even by communities living on the nearby plateau.

Finally, quarries are important areas of economic activity in both study contexts, for the supply of specific building materials in the CDP and for lithic tools in the MZC.

Taken together, these elements indicate that lava flows played a much more important role in the economy of village communities at certain periods in history, in Mexico as in France. It is noteworthy that, despite the cultural and geographical distance, the period of greatest activity in these particular contexts seems to be between the 13th and 15th centuries CE. However, this

observation needs to be put into perspective. In France, there are not enough reliable dates to build a solid argument on this point, while, in Mexico, recent works have shown that occupation of the rugged flows began well before this period. *Cheires* and *malpaíses* were an integral part of the socio-economic landscapes and settlement dynamics of the periods concerned, and were an essential component that regressed after the French Revolution in the CDP and after the Spanish colonization in Mexico.

4.3. A long-term view: rise and decline of anthropogenic features on rugged lava flows

These marked changes in the perception of rugged lava flows over time have significant repercussions on their evolution as landscapes. LiDAR imagery enables us to assess the distribution of their components on an unprecedented scale. While they reveal only part of the remains—those that have left traces on the surface—they also shed light on overlaps, superimpositions, and the partial or total destruction of older structures. In other words, they also give us direct information on the evolution of practices and perceptions. The forms detected and studied in this work were born of settlements in the *cheires* and *malpaíses*. They ceased with their abandonment, in the 15th century in Mexico and probably around the same time in France. Even though they are forgotten, they are still part of the environment, although they go unnoticed to the untrained eye. By many, they are considered as natural elements and also treated as such.

With the Spanish colonization, the Zacapu region experienced rapid marginalization of the *malpaíses*, which became arbitrarily divided by the walls of *haciendas* now lost in the middle of the woods. European-style farming conquered the shores, then drained the lake and became extensive. Today's farmers are confronted with frequent waterlogging in many areas and, by their own admission, often prefer the plateau soils around the MZC, which are less risky for crops, even though the complex ancient agricultural management of the *malpaíses* has been totally forgotten. In recent years, the privatization of common lands has led to the expropriation and forceful re-exploitation of the “natural” landscapes they constitute. With the help of larger investments and heavy machinery, avocado trees with deep roots are planted in fenced-in fields, while in other areas of the MZC trucks are driven onto the lava flows to be filled by cut oak trees (Figure 7).

In the CDP, several villages and their associated terroirs have also undergone profound changes since they were abandoned. For instance, the ancient village of l'Estrade, mentioned in texts up to the 15th century (Fournier *et* Grelois, 2023), disappeared from memory before the 18th century (Figure 8). The village and its land became a common grazing area, undivided between several villages. By the end of the 18th century, however, plans



Figure 7. Destruction on El Infiernillo archaeological site (left: view of a truck path and deforested area; right up: satellite image showing the deforested area; right down: LiDAR image showing the destroyed part of the prehispanic urban site). © First author

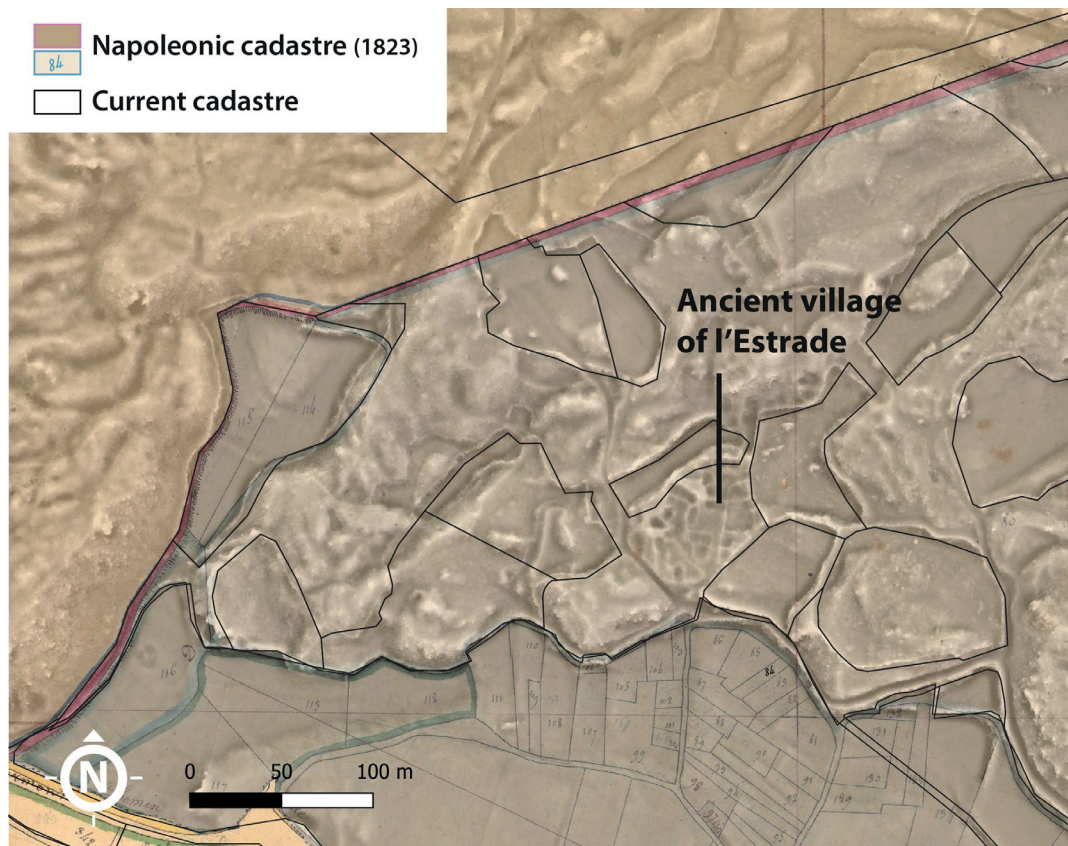


Figure 8. Evolution of the cadaster at l'Estrade archaeological site. The image shows that the village lies inside a single common property plot on the Napoleonic cadaster, whereas the latter has been fragmented and the village partially destroyed to create the current cadaster. © Author

and texts show the beginnings of individual appropriation, as also observable on LiDAR images. The part of an ancient parcel of land contemporary with the ancient village was probably reorganized in the early 19th century, as it no longer appears on the 1765 terrier map, and another parcel covering it is present on the 1822 Napoleonic cadaster. Other plots of land cut out part of the old village. They are not recorded in the Napoleonic cadaster, but are registered on the current one, which suggests a later appropriation. Another example is the detection of disrupted parcel systems and road networks that result from the vast forest replanting on *cheires* that took place between 1880 and 1930, and again between 1986 and 1988, this time with the support of heavy machinery, following the devastating 1982 storm.

Since 2018, the *cheires* have been part of the “Chaîne des Puys – Faille de Limagne” site, which is inscribed on the UNESCO World Heritage list as an “important tectonic area”. This listing helps to protect them. In the minds of the managers, the idea was to promote the notion of a site whose natural aspect stemmed from pastoral and forestry management practices which, because they were based on local geomorphic specificities, maintained this natural aspect. However, as past and present human activities are virtually invisible to most visitors and even to many scientists, it is difficult to integrate traces of this past into management schemes. In this respect, all the discoveries made with LiDAR images are helping to raise awareness: although these areas may look natural, they are not pristine, but humanized areas, whose ecological richness is also the result of its history. This is not a unique phenomenon, as noticed by several authors in both America and Europe.

The rugged flow landscapes of the MZC and CDP are more complex than they appear. In addition to geoecological legacies, they also harbor cultural heritages. The two are inseparable. Today, this subtle balance is being called into question both by environmentalists, who reject all human activity in the name of protecting an idealized “nature”, and by certain local or exogenous developers, who see these marginal areas only as a potential resource to be exploited, sometimes at catastrophic environmental and social costs. It is therefore necessary to consider new management methods, integrating their heritage value and the local people’s needs. Documenting this history, both natural and human, and disseminating it, as we are attempting to do, is a first step.

5. Conclusion

Today, many people regard rugged flows resulting from monogenetic volcanism as an immutable environmental heritage, materializing the action of forces of nature, from which humans

place themselves as observers (see Descola 2005). Apart from this vision, these areas, where rocky outcrops are omnipresent, are generally marginalized. In the CDP, their inclusion on UNESCO's World Heritage List gives them a certain degree of protection, and their tourist appeal integrates them into current economic dynamics, while at the same time freezing them into a perception that opposes nature and culture. In the MZC, non-compliance with regulations and land privatization policies makes these areas prone to abuse.

However, our modest comparative approach shows that archaeology and, in particular, the contribution of modern remote sensing techniques, reveal another facet of the history of these geoflows. It shows that ancient occupation of these flows was more widespread and more common than previously thought. The diversity of morphologies observed reflects a diversity of forms of exploitation and a difference in perception of these areas at certain times in history. Far from being depreciated, *cheires* and *malpaíses* constituted geoecological contexts that were not marginalized in past times, but fully integrated into local socio-economic and territorial dynamics.

Odds are that these observations are not limited to the Mexican and French examples documented in this study. In fact, this work raises the question of how to design new management strategies for this type of geological formations and, more broadly, for so-called “natural” areas. *Malpaíses* and *cheires* are not entirely natural areas. They have been intensively used by humans in the past, in the same way as other allegedly “natural” landscapes in France (see Ballut & Michelin 2014 for instance), in the Maya tropical forest, where the extension of archaeological sites has recently been revised upwards by LiDAR missions (Canuto *et al.* 2018), or even the “virgin” forest of Amazonia, once occupied by networks of prehispanic urban sites (Heckenberger 2020; Rostain *et al.* 2024). Current discoveries of hidden aspects of environments and the integration of humans into them, driven by technological advances such as LiDAR, invite us to reevaluate and reconceive our environmental heritage with both, its anthropic and natural dimensions, while considering the concrete needs of current local populations.

6. Referencias

- Acuña, R. (1987). *Relaciones geográficas del siglo XVI: Michoacán*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Arnould, M.-C., Carot, P., & Fauvet-Berthelot, M.-F. (1993). *Arqueología de las Lomas en la cuenca lacustre de Zacapu, Michoacán, México*. Centre d'études mexicaines et centraméricaines.
- Ballut, C., & Michelin, Y. (2014). Des zones humides pas si sauvages que cela: Apport des données historiques et paléo-environnementales à la réflexion sur la gestion des paysages de la chaîne des Puys

- (France). *Développement Durable et Territoires*, 5(3). doi: <https://doi.org/10.4000/developpementdurable.10586>
- Blanc, A., Dacko, M., Dousteyssier, B., Lamoine, L., Nectoux, E., et al. (2013). Les élites et les marqueurs du développement. En A. Frédéric Trément (Ed.), *Les Arvernes et leurs voisins du Massif Central à l'époque romaine. Une archéologie du développement des territoires* (pp. 11-29). Revue d'Auvergne.
- Boivin, P., Langlois, E., Besson, J.C., Briot, D., Deniel, C., Gourgaud, A., Labazuy, P., de Larouzière, F.D., Livet, M., Meddard, E., Mercieca, C., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.M., Thoret, J.C., Vernet, G. (2017). *Volcanology of the Chaîne des puys, 6me édition, Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne*. [Mapa]. 1:25000. Francia.Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne.
- Boivin, P., Bourdier, J.L., Camus, G. et al. (1982). Influence de la Nature des Magmas sur l'Activité Phréatomagmatique: Approche Volcanologique et Thermodynamique. *Bulletin of Volcanology*, 45, 25–39. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02600387>
- Boivin, P., Miallier, D., Cluzel, N., Devidal, J.L., Dousteyssier, B. (2015). Building and ornamental use of trachyte in the center of France during antiquity: Sources and criteria of identification. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 3, 247-256. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2015.06.017>
- Bourgeois, L. (2013). Castrum et habitat des élites (France et ses abords, vers 880-vers 1000). En A. D. Iogna-Prat, M. Lauwers, F. Mazel et I. Rosé (Eds.), *Cluny, le monachisme et l'émergence d'une société seigneuriale* (pp. 463-487) Presses universitaires de Rennes.
- Canuto, M. A., Estrada-Belli, F., Garrison, T. G., Houston, S. D., Acuña, M. J., Kováč, M., Marken, D., Nondédéo, P., Auld-Thomas, L., Castanet, C., Chatelain, D., Chiriboga, C. R., Drápela, T., Lieskovský, T., Tokovinine, A., Velasquez, A., Fernández-Díaz, J. C., & Shrestha, R. (2018). Ancient lowland Maya complexity as revealed by airborne laser scanning of northern Guatemala. *Science*, 361(6409), eaau0137. doi: <https://doi.org/10.1126/science.aau0137>
- Castañeda, A. (2023). Interactions et mobilités entre la vallée du Lerma et les zones lacustres de Michoacán, Mexique. Le point de vue de productions céramiques [PhD Thesis]. Université Paris.
- Charbonnier, P. (1982). Une autre France. La seigneurie rurale en Basse-Auvergne du XVe au XVIe siècle. *Annales. Economies, sociétés, civilisations*, 37(2), 376-378
- Contejean, M. (1864). Un castellum gaulois de l'Auvergne. *Revue Archéologique*, 10, 484-487.
- Descola, P. (2005). *Par-delà nature et culture*. Gallimard.
- Dirección de Estadística del Territorio Nacional (DETENAL) (1979). Carta Edafológica E14A11 Zacapu, [Mapa]. 1:50 000. Comisión de Estudios del Territorio Nacional, México.
- Dorison, A. (2019). *Archéologie des systèmes agraires préhispaniques de la région de Zacapu, Michoacán, Mexique*. [Thèse de Docteur] Université Paris, Panthéon Sorbonne.
- Dorison, A. (2020). Aménagements agraires préhispaniques dans un milieu volcanique: Analyses des données LiDAR du Malpaís de Zacapu, Mexique. *Archéologies Numériques*, 4(1), 1-15. doi: <https://doi.org/10.21494/ISTE.OP.2020.0523>
- Dorison, A. (2022). Ancient Agriculture on Lava Flows: Using LiDAR and Soil Science to Reassess Prehispanic Farming on Malpaís Landforms in West Mexico. *Journal of Ethnobiology*, 42(2). doi: <https://doi.org/10.2993/0278-0771-42.2.131>
- Dorison, A. (2023a). Verificación en el sitio Mich. 465 Los Camellones y sondeo edafológico de control fuera del sitio. En A. Pereira et al. (Eds.), *Proyecto Uacúsecha. Informe técnico sobre los trabajos de campo llevados a cabo en la región de Zacapu, Michoacán* (2022). Consejo de Arqueología at the INAH. Centre National de Recherche Scientifique.
- Dorison, A. (2023b). Estudio arqueopedológico del sitio urbano de Mich. 38 El Infiernillo. En A. Pereira et al. (Eds.), *Proyecto Uacúsecha. Informe técnico sobre los trabajos de campo llevados a cabo en la región de Zacapu, Michoacán* (2022). Consejo de Arqueología at the INAH. Centre National de Recherche Scientifique.
- Dorison, A., & Siebe, C. (2023). Evolution of ancient farming systems and demography in the volcanic highlands of Zacapu: A model drawn from Geoarchaeology and archaeogeography. *Ancient Mesoamerica*, 34(3), 771-796. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536122000013>
- Dorison, A., Siebe Grabach, C., Elliott, M., & Pereira, G. (2022). A LiDAR-based geopedologic approach to address prehispanic agricultural landscapes in Northern Michoacán, West Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 74(3), A180622. doi: <https://doi.org/10.18268/BSGM2022v74n3a180622>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fisher, C. T., & Leisz, S. E. (2013). New Perspectives on Purépecha Urbanism Through the Use of LiDAR at the Site of Angamuco, Mexico. In C.C. D. C. Comer & M. J. Harrower (Eds.), *Mapping archaeological landscapes from space*. (pp. 199-210) Springer.
- Forest, M. (2023). The big picture: Reassessing population estimates and socio-spatial structure at the Zacapu Malpaís urban settlements using LiDAR. *Ancient Mesoamerica*, 1–19. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536121000389>
- Forest, M. (Ed.). (2020). *El Palacio: Historiography and new perspectives on a pre-Tarascan city of northern Michoacán, Mexico*. Archaeopress Access Archaeology.
- Fournier, G., & Fournier, P. F. (1983). La vie pastorale dans les montagnes du centre de la France. *Bulletin Historique et Scientifique de l'Auvergne Clermont-Ferrand*, 91(676), 199-358.
- Fournier, G., Grelais, E. (2023). *L'étang du Fung, commune d'Olby. Notes historiques sur l'évolution du peuplement et des paysages de la chaîne des Puys*. Les forts villageois d'Auvergne.
- Fournier, P. F. (1979). Ruines de villages bâtis à pierre sèche et abandon-

- nés. *Bulletin historique et scientifique de l'Auvergne*, 89(660), 235-311.
- Gaime, S. (2012). De la difficulté à distinguer le noble et l'ignoble. Exemple de deux sites médiévaux de l'Allier. *Archéopages*, 34, 58-60. doi: <https://doi.org/10.4000/archeopages.398>
- García Cook, Á. (2008). Cantona: The City. In A. W. T. Sanders, A. G. Mastache, & Á. García Cook (Eds.), *Urbanism in Mesoamerica-Urbanismo en mesoamérica*. Instituto Nacional de Antropología e Historia ; The Pennsylvania State University.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gougeon, O. (1991). El noroeste de Michoacán: Un paisaje en busca de identidad. In C. Reyes & O. Gougeon (Eds.), *Paisajes rurales en el norte de Michoacán*. (pp. 53-101) Centro de estudios mexicanos y centroamericanos.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Healan, D. M., & Cobean, R. H. (2012). Tula and The Toltecs. In D. L. Nichols & C. A. Pool (Eds.), *The Oxford handbook of Mesoamerican archaeology* (pp. 372-384). Oxford University Press.
- Hers, M.-A. (1989). *Los toltecas en tierras chichimecas*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Estéticas.
- Jadot, E. (2016). *Productions céramiques et mobilités dans la région tarasque de Zacapu (Michoacán, Mexique) Continuités et ruptures techniques entre 850 et 1450 apr. J.-C.* [Thèse de doctorat] Université Paris.
- Kokalj, Ž., & Somrak, M. (2019). Why Not a Single Image? Combining Visualizations to Facilitate Fieldwork and On-Screen Mapping. *Remote Sensing*, 11(7), 747. doi: <https://doi.org/10.3390/rs11070747>
- Labat, J. N. (1995). *Végétation du nord-ouest du Michoacan, Mexique*. CEMCA, ORSTOM, Instituto de Ecología.
- Ledger PM, Miras Y, Poux M, Milcent PY (2015). The Palaeoenvironmental Impact of Prehistoric Settlement and Proto-Historic Urbanism: Tracing the Emergence of the Oppidum of Corent, Auvergne, France. *PLoS ONE*, 10(4), e0121517. doi: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0121517>
- Lefebvre, K., Dorison, A., & Urquijo Torres, P. (2023). Pueblos viejos—pueblos nuevos: Transformación del paisaje en el norte de Michoacán (México) a inicios del período novohispano (siglo dieciséis). *Ancient Mesoamerica*, 1–21. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536121000584>
- Maccaferri, F., Rivalta, E., Keir, D. et al. (2014) Off-rift volcanism in rift zones determined by crustal unloading. *Nature Geoscience*, 7, 297–300. doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo2110>
- Mahgoub, A. N., Reyes-Guzmán, N., Böhnelt, H., Siebe, C., Pereira, G., & Dorison, A. (2017). Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archeology and volcanic hazards. *The Holocene*, 28(2), 229–245. doi: <https://doi.org/10.1177/0959683617721323>
- Martel C., Champallier, R., Prouteau, G., Pichavant, M., Arbaret, R., Balcone-Boissard, H., Boudon, G., Boivin, P., Bourdier, J.L., Scaillet, B. (2013). Trachyte Phase Relations and Implication for Magma Storage Conditions in the Chaîne des Puys (French Massif Central), *Journal of Petrology*, 54(6), 1071–1107. doi: <https://doi.org/10.1093/ptrology/egt006>
- Merle, O., & Michon, L. (2001). The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172 (2), 213-221. doi: <https://doi.org/10.2113/172.2.213>
- Michelet, D. (2013). Cerámicas del Centro-Norte de Michoacán entre el Clásico y el Posclásico. In C. Pomédio, G. Pereira, & E. Fernandez-Villanueva (Eds.), *Tradiciones cerámicas del Epiclásico en el Bajío y regiones aledañas: Cronología e interacción: Cronología e interacción*. University of Michigan Press. doi: <https://doi.org/10.30861/9781407311371>
- Michelet, D. (1992). *El proyecto Michoacán 1983-1987. Medio ambiente e introducción a los trabajos arqueológicos*. Centre d'Etudes Mexicaines et Centraméricaines.
- Michelet, D., Pereira, G., & Migeon, G. (2005). La llegada de los uacúsechas a la región de Zacapu, Michoacán: Datos arqueológicos y discusión. In L. Manzanilla (Ed.), *Reacomodos demográficos: Del clásico al posclásico en el centro de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas.
- Michelin, Y. (1996). *Les jardins de Vulcain: Paysages d'hier, d'aujourd'hui et de demain, dans la chaîne des Puys du Massif central français*. Maison des sciences de l'homme.
- Michelin, Y., Vergne, V., Cougoul, C., & Cournut, S. (2001). Variations des teneurs en éléments minéraux dans un bas marais holocène : la Vezolle (Chaîne des Puys), première recherche des manifestations anthropiques. *Quaternaire*, 12 (1-2), 31-41.
- Michelin, Y., Vergne, V., Deneffe, M., & Cohen, J. (1996). Méthodologie pour une reconstitution paysagère: un exemple dans la chaîne des Puys, de la fin de l'Empire romain au XIIIe siècle. *Actes des congrès de la Société d'Archéologie Médiévale*, 5(1), 57-62.
- Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P. et al. (2004). Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the “narse d'Espinasse” (Puy de Dôme, French Massif Central). *Vegetation History and Archaeobotany*, 13, 91–103. doi: <https://doi.org/10.1007/s00334-004-0033-z>
- Pereira, G. (2007). Le destin post-mortem du guerrier: Pratiques funéraires et statut social dans le Michoacán ancien, Mexique. In L. Baray, P. Brun, & A. Testart (Eds.), *Pratique funéraire et sociétés: Nouvelles approches en archéologie et en anthropologie sociale* (pp. 371-390) Actes du colloque interdisciplinaire de Sens.
- Pereira, G., Dorison, A., Quezada Ramírez, O., Gillot, C., & Michelet, D. (2023). Nueva perspectiva sobre el sistema de organización territorial epiclásico en la región de Zacapu, Michoacán. *Ancient Mesoamerica*, 1–24. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536121000651>

- Pereira, G., Forest, M., & Jadot, E. (2020b). Ephemeral Cities? The Longevity of the Postclassic Tarascan Urban Sites of Malpaís de Zacapu and its Consequences on the Migration Process. In M.-C. Arnould, C. S. Beekman, & G. Pereira (Eds.), *Mobility and migration in ancient Mesoamerican cities*. University Press of Colorado.
- Pereira, G., Michelet, D., Dorison, A., Faugère, B., Quezada Ramírez, O., Lefebvre, K., Forest, M., Medina, I., Barrientos, I., Goudiaby, H., Barba, L., Blanca, J., Ortiz, A., & Gillot, C. (2016). *Proyecto Uacúsecha. Informe técnico sobre los trabajos de campo llevados a cabo en Malpaís Prieto y otros asentamientos de la región de Zacapu*. Consejo de Arqueología at the INAH. Centre National de Recherche Scientifique.
- Pereira, G., Michelet, D., Gillot, C., Barrientos, I., Quezada Ramírez, O., & Huerta, A. (2020a). *Proyecto Uacúsecha. Informe técnico sobre los trabajos de campo llevados a cabo en la región de Zacapu, Michoacán. Temporada 10 (2018-19)*. Consejo de Arqueología at the INAH. Centre National de Recherche Scientifique.
- Pétréquin, P. (1994). *Ocho mil años de la Cuenca de Zacapú: Evolución de los paisajes y primeros desmontes*. Centro de estudios mexicanos y centroamericanos. doi: <https://doi.org/10.4000/books.cemca.2340>
- Piña Chan, R. (1975). *Teotenango. El antiguo lugar de la muralla*. Gobierno del Estado de México.
- Poisson J.-M. (2007), *Mottes castrales et autres fortifications médiévales de terre et de bois : état de la question en France*. Motte-Turmhügel-burg-Hausberg.
- Pollard, H. P. (2008). A model of the emergence of the tarascan state. *Ancient Mesoamerica*, 19(2), 217–230. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536108000369>
- Quezada Ramírez, O., & Darras, V. (2023). Caracterización espacial de un paisaje de extracción prehispánico: El yacimiento de dacita de Las Minas, Zacapu, Michoacán. *Ancient Mesoamerica*, 1–29. doi: <https://doi.org/10.1017/S0956536122000025>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., & Pereira, G. (2021). Late Holocene Malpaís de Zacapu (Michoacán, Mexico) andesitic lava flows: Rheology and eruption properties based on LiDAR image. *Bulletin of Volcanology*, 83(4), 28. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01449-0>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., & Layer, P. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): Implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(2), 18. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1193-5>
- Rojas Rabiela, T. (1988). *Las Siembras de Ayer: La agricultura indígena del siglo XVI*. SEP.
- Rostain, S., Dorison, A., De Saulieu, G., Prümers, H., Le Pennec, J.-L., Mejía Mejía, F., & Descola, P. (2024). *Two Thousand Years of Garden Urbanism in the Upper Amazon*. Science. 383, 183-189. doi: <https://doi.org/10.1126/science.adi631>
- Surmely, F., le Junter J. (2017). Les structures pastorales des massifs du Sancy et du Cézallier (Puy-de-Dôme, France). *Revue archéologique du Centre de la France*, 56(63).
- Tournadre, M. (2017). *Le « Camp des Chazaloux », Villevieille : étude documentaire*. Association Terre Ancienne, 85 p.
- Vivent, D., & Vernet, G. (2001). Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France). *Tephros, Chronology, Archaeology*, 1, 255-262.

Análisis morfo-estructural del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (sur de Colombia)

Lisbeth Tatiana Murillo-Orobio¹, Darcy Lisbeth Chapuel-Cuasapud¹, Luis Alvaro Botero-Gómez^{2,3} y Hugo Murcia^{3,4*}

Abstract

Guamuéz-Sibundoy Monogenetic Volcanic Field (GSMVF) is located in the Northern Andes, southern Colombia, in a geomorphological depression known as the Sibundoy Valley. This area is influenced by a set of faults related to the Algeciras Fault System. To understand the tectonic activity recorded in the morpho-structural features and the interaction with the GSMVF, a morphostructural characterization via geographic information systems (GIS) was carried out. Using a digital elevation model, slopes, drainage, aspects, and lineaments on shaded relief were analyzed. Deflections in rivers and rectilinear segments were identified. The analysis shows that the lineaments concentration present in the area can be related to the damage zone of regional faults. These faults can be related to predominant continuous lineaments in the WNW-ESE, NW-SE, NNE-SSW y NE-SW directions. The lineaments in the WNW-ESE y NW-SE direction are related to the Sibundoy fault and Algeciras Fault System, while the lineaments in the NNE-SSW and NE-SW directions are associated with the San Francisco-Yunguillo fault. In conclusion, this work reveals regional faults that have not been previously identified, and uses these faults to propose a structural model of interaction with transverse faults.

Key words: monogenetic volcanism, structural geology, Colombian Andes, Guamuéz-Sibundoy Monogenetic Volcanic Field, Algeciras Fault System.

Resumen

El Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) está localizado en los Andes del Norte, sur de Colombia, en una depresión geomorfológica que se conoce como Valle de Sibundoy. Esta zona se encuentra influenciada por un conjunto de fallas relacionadas con el Sistema de Fallas de Algeciras. Con el objetivo de comprender la actividad tectónica registrada en los rasgos morfo-estructurales y la interacción con el CVMGS, se presenta una caracterización morfo-estructural a través del procesamiento de modelos digitales usando sistemas de información geográfica (SIG). Para esto, utilizando un modelo de elevación digital, se analizaron las pendientes, los drenajes, un mapa de aspectos y los lineamientos sobre un relieve sombreado, y se identificaron deflexiones en ríos y segmentos rectilíneos. El análisis evidencia que la concentración de lineamientos presentes en la zona de estudio puede relacionarse con zonas de daño de las fallas principales, con patrones de dirección WNW-ESE, NW-SE, NNE-SSW y NE-SW. Los lineamientos en sentido WNW-ESE y NW-SE se relacionan con la falla Sibundoy y el Sistema de Fallas de Algeciras, mientras que los lineamientos en sentido NNE-SSW y NE-SW con la falla San Francisco-Yunguillo. Los resultados permiten evidenciar fallas regionales que no han sido registradas en la literatura, así como proponer un modelo estructural basado en estos sistemas y la interacción con fallas transversales.

Palabras clave: vulcanismo monogenético, geología estructural, Andes Colombianos, Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy, Sistema de Fallas Algeciras.

Received: November 30, 2023; Accepted: June 5, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Giovanni Sosa-Ceballos

* Corresponding author: Hugo Murcia, hugo.murcia@ucaldas.edu.co.

¹ Programa de Geología, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia

² Doctorado en Ciencias - Geología, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia

³ Instituto de Investigaciones en Estratigrafía, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia

⁴ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia

Lisbeth Tatiana Murillo-Orobio, Darcy Lisbeth Chapuel-Cuasapud, Luis Álvaro Botero-Gómez, Hugo Murcia.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1762>

1. Introducción

Los volcanes monogenéticos corresponden a edificios volcánicos pequeños resultantes de un solo evento eruptivo (Kereszturi and Németh, 2012). La agrupación de estos volcanes se conoce como campos monogenéticos, consistentes en un conjunto de volcanes, cada uno de los cuales ha hecho una única erupción (Murcia and Németh, 2020). El desarrollo de los campos volcánicos monogenéticos está controlado principalmente por el entorno tectónico regional, estando la mayoría relacionados con regímenes extensionales (Acocella, 2021). En Colombia, sin embargo, los campos volcánicos monogenéticos se encuentran en ambientes locales de transtensión y transpresión asociados con la subducción oblicua (e.g. Botero-Gómez *et al.*, 2018; Sánchez Torres *et al.*, 2022; Vargas-Arcila *et al.*, 2023). Considerando que el entorno tectónico regional controla la aparición y la distribución de los volcanes (Avellán *et al.*, 2020), es imperante realizar una caracterización morfo-estructural de los campos volcánicos como base para definir el o los modelos vulcano-tectónicos que los enmarcan (e.g. Avellán *et al.*, 2019; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021; Liotta *et al.*, 2023).

El Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) (Flórez, 2003; Monsalve-Bustamante *et al.*, 2020), está localizado en el flanco oriental de la Cordillera Central, en los departamentos de Nariño y Putumayo (Figura 1), 4 km al SW de la población de Santiago. En esta zona se destaca una depresión amplia de aproximadamente 98.32 km² de extensión, con predominio de depósitos Cuaternarios, que se conoce como Valle de Sibundoy (Velandia *et al.*, 2001). Este campo se ve influenciado por los sistemas de fallas NE-SW Algeciras, del Río Suaza y el Río Cauca, en los cuales se destaca la falla San Francisco-Yunguillo (Murcia & Cepeda, 1991). Esta falla corresponde en este sector con el trazo principal del Sistema de Fallas de Algeciras (SFA) que controla el flanco sur de la cuenca (Velandia *et al.*, 2001). De acuerdo con el Servicio Geológico Colombiano (anteriormente INGEOMINAS), en el año 1834 y 1935 se registraron sismos con epicentro en el Valle de Sibundoy, los cuales podrían ser un indicio de la actividad neotectónica de la zona que se relacionan con los segmentos de falla del sistema al borde sur de la cuenca (Núñez, 2003).

En este trabajo se presenta un análisis de la geología estructural y actividad tectónica del CVMGS, con base en fotointerpretación sobre un modelo de elevación digital, identificación de lineamientos y datos corroborados en campo. En relación con la información obtenida, se realiza una caracterización geomorfológica, un análisis de drenajes y una identificación de lineamientos como insumo para plantear un modelo vulcano-tectónico que permita definir la posible interacción entre estructuras presentes en la zona como fallas y fracturas en el basamento con el ascenso de magma.

2. Marco geológico-estructural

La configuración tectónica de Colombia está caracterizada por un margen continental deformado en el límite de tres placas tectónicas: Suramericana, Nazca y Caribe (Taboada *et al.*, 1998, Figura 1). La subducción de estas placas da origen a la cadena montañosa denominada los Andes del Norte; esta cadena orogénica resulta de procesos de subducción-obducción y colisiones que ocurrieron en el margen occidental de Colombia abarcando desde el Precámbrico hasta la actualidad (McCour *et al.*, 1984; Taboada *et al.*, 1998; Acosta *et al.*, 2007). El vulcanismo en la Cordillera Central (Figura 1) está dado por la subducción de la placa Nazca debajo de la placa Suramericana, lo que ha generado actividad tectónica y volcánica reciente (Taboada *et al.*, 1998). Los Andes Colombianos abarcan a tres secuencias montañosas: cordilleras Oriental, Central y Occidental, separadas por los valles interandinos como el valle del río Magdalena, el valle del río Cauca, los valles del río Atrato y el río San Juan, y la serranía de Baudó (Toussaint & Restrepo, 1994).

El basamento de la zona de estudio está conformado por rocas metamórficas del Complejo Migmatítico La Cocha-Río Téllez de edad Precámbrica (Núñez, 2003; Zapata-García *et al.*, 2017). Estas rocas se encuentran en contacto fallado con el Batolito de Sombrerillos de edad Jurásico Inferior (García, 2018; Restrepo *et al.*, 2021), y rocas sedimentarias de las Formaciones Caballos y Villeta de edad Cretácico (Restrepo *et al.*, 2021). También aflora el Batolito de Mocoa (Núñez, 2003; Arango *et al.*, 2015) de edad Jurásico Inferior (Núñez, 2003; Arango *et al.*, 2015) y rocas volcánicas de la Formación Saldaña de edad Jurásica (Núñez, 2003). Hacia el sector NW de la zona de estudio afloran lavas y depósitos volcanoclasticos de edad entre finales del Mioceno e inicios del Plioceno y finales del Plioceno e inicio del Pleistoceno (Murcia & Pichler, 1986; Núñez, 2003; Restrepo *et al.*, 2021). El Cuaternario está representado por depósitos de caída piroclástica, lahares y lavas, glaciares, coluviales y aluviales.

Teniendo en cuenta la configuración tectónica, el sistema de fallas activas en Colombia se da como resultado de la convergencia de las placas tectónicas mencionadas y se extienden paralelamente a los piedemontes de las cordilleras colombianas (Taboada *et al.*, 1998). Hacia el Este de Colombia se destacan fallas con azimuth NE-SW y fallas con dirección cercana N-S, que dan origen a la geometría de la Cordillera Oriental colombiana; estas fallas que tenían componentes normales se reactivaron a fallas inversas y de rumbo durante el Cenozoico por el cambio de eventos extensivos a compresivos (Hermes *et al.*, 1995). Hacia el sur la Cordillera Oriental limita con dos grandes sistemas de falla: el Sistema del Piedemonte Llanero y el Sistema del Valle del Magdalena. Para la zona de estudio, se destacan dos zonas que hacen parte del Piedemonte Llanero: en el sector sur se destacan las fallas de Mocoa y Florencia, las

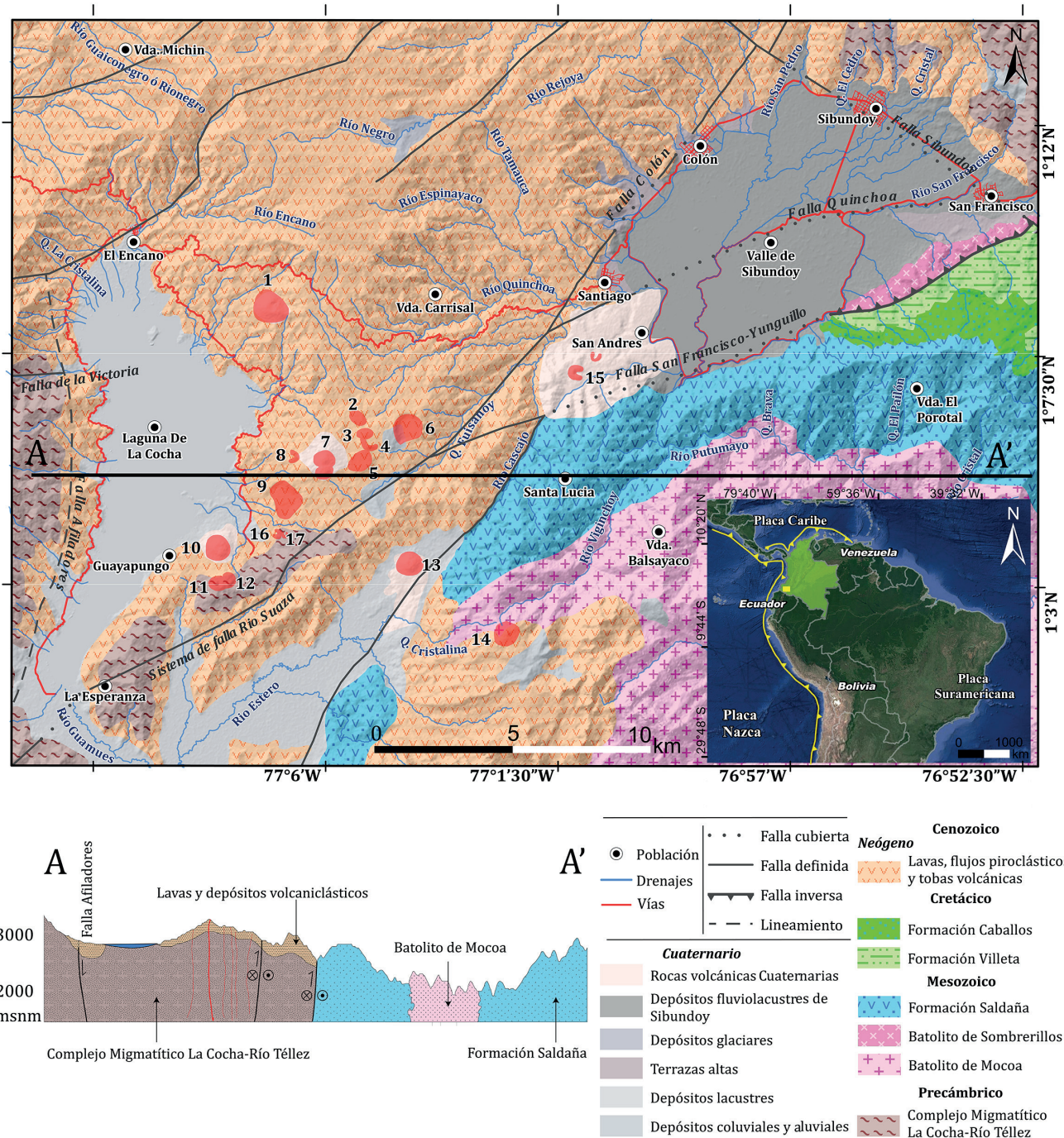


Figura 1. Mapa geológico de la zona objeto de estudio con unidades cronoestratigráficas (Modificado y adaptado de Núñez, 2003; Restrepo et al., 2021); nótese las estructuras volcánicas del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy delimitados por polígonos rojos y las principales fallas de la zona reportadas por el Servicio Geológico Colombiano (2020) y Restrepo et al. (2021). 1: Campanero, 2: Victoria, 3: Manoy, 4: Mijoy, 5: Bijinchoy, 6: Fuisanoy, 7: Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, 8: Corota, 9: Yaku, 10: Guayapungo, 11: Encano, 12: Guamez, 13: Estero, 14: Patascoy, 15: Taita Muchivioy-Mama Muchivioy, 16: Laurel, 17: Santa Teresita. Elaborado en ArcGIS a partir del DEM 12.5 m.

cuales se caracterizan por su componente inverso en dirección NNE. Además, son de importancia las fallas de alto ángulo de Altamira-Algeciras y Sibundoy con componente de rumbo lateral derecho. Hacia el norte se da un cambio de azimut con respecto al sector sur a N-S y se destaca la falla Santa Marta Bucaramanga en el Macizo de Santander (Taboada *et al.*, 1998). Del mismo modo, el valle Alto del Magdalena tiene segmentos de las fallas Algeciras-Altamira y De Suaza con una componente de rumbo lateral derecha. Como segmentos al suroccidente se encuentran las fallas de Afiladores y Sibundoy, las cuales representan un fallamiento activo que sigue la cinemática principal (Taboada *et al.*, 1998)

2.1. Sistema de Fallas Algeciras

El Sistema de Fallas Algeciras (SFA) es un conjunto de fallas que tienen continuidad desde la frontera con el Ecuador hasta unirse con el Sistema de Fallas de Guaicaramo; estos sistemas de fallas pueden estar relacionadas genéticamente con fases progresivas de la orogenia Andina (Velandia *et al.*, 2001; Chicangana-Montón *et al.*, 2022; Gómez-Hurtado *et al.*, 2022). Particularmente, para la zona SW de Colombia, el SFA ha tenido varias denominaciones, como Suaza, Garzón, Pitalito y Altamira (Murcia, 1991). Sin embargo, Velandia (2005) denomina SFA a la integración de un conjunto de fallas locales mapeadas con tendencia NE-SW, las cuales están distribuidas en seis sectores: Algeciras-Balsillas, Zuluaga-Garzón, Altamira-Pitalito, San Juan de Villalobos-Yunguillo, Sibundoy-La Cocha y Monopamba-Ecuador. Las características del relieve estructural catalogan a la falla como de rumbo deslizante lateral derecha (Vergara, 1996; Paris & Romero, 1994; Velandia, 2005; Anderson *et al.*, 2016; Cediel & Shaw, 2019) cuyas evidencias estructurales a lo largo de la falla son observadas en el desplazamiento moderado de abanicos Cuaternarios, lomos de presión, drenajes decapitados, ganchos de flexión, facetas triangulares, cuencas de tracción y alineamientos de rasgos morfotectónicos (Diederix, 2020; Gómez-Hurtado *et al.*, 2022). Para la zona de estudio, en el sector Sibundoy-La Cocha, el SFA está relacionado con fallas que siguen la tendencia regional en dirección NE-SW y fallas transversales en dirección NW-SE; formando levantamiento y depresiones que pueden hacer parte de un sistema de “wrench fault” como el Valle de Sibundoy y la laguna de La Cocha (Figura 2) (Velandia *et al.*, 2001, 2005).

2.2. Falla Sibundoy

Las fallas en dirección NW observadas en esta zona incluyen la falla Sibundoy (Velandia *et al.*, 2001). Su dirección en rumbo varía entre N50-60° W, con desplazamiento dextral que corta y

desplaza la mayoría de estructuras y unidades litoestratigráficas expuestas en el área. Esta falla, al norte de las poblaciones de San Francisco y Sibundoy, presenta una zona amplia de cizalla (Núñez, 2003; Restrepo *et al.*, 2021). Es uno de los rasgos tectónicos más destacados del área por su gran extensión, desde el piedemonte Amazónico hasta el flanco occidental de la Cordillera Central.

2.3. Falla Quinchoa

Esta falla tiene una dirección ENE-WSW, la cual se encuentra cubierta en su trazo por el Valle de Sibundoy. Se caracteriza por ser una estructura en echelón; su mecanismo de formación está asociado con los rasgos neotectónicos de la falla San Francisco-Yunguillo con componente en rumbo dextral y dirección NE-SW; algunos de los ríos que atraviesan el Valle de Sibundoy como el Putumayo y Quinchoa presentan trazos orientados que se sugiere están asociados con el control estructural de la falla (Núñez, 2003).

2.4. Falla Colón

El trazo de la falla Colón con tendencia N35E (Núñez, 2003) y cinemática dextral, atraviesa el tramo oriental del Valle de Sibundoy y el Complejo Migmatítico La Cocha Río-Téllez, hasta interceptarse con la falla San Francisco-Yunguillo con componente en rumbo dextral y dirección NE-SW.

2.5. Falla San Francisco-Yunguillo

La falla inversa San Francisco-Yunguillo con dirección NE-SW, tiene un componente de desplazamiento dextral y pone en contacto al Batolito de Sombrerillos con las formaciones Saldaña, Caballos y Villeta (Núñez, 2003). Es una de las estructuras geológicas más relevantes del área de estudio; tiene rasgos de actividad reciente, como la formación del Valle de Sibundoy cruzado en el oriente por la falla Colón; el valle se considera como una cuenca *pull apart* (Velandia *et al.*, 2001) con forma romboidal (Núñez, 2003). La falla controla el flanco sur del Valle, con una diagonal mayor que tiene una longitud cercana a los 18 km orientada N60°E (Velandia *et al.*, 2001).

2.6. Falla de La Victoria

Esta falla tiene una dirección NE-SW con cinemática dextral, atribuida por estar asociada como una falla paralela al Sistema de Fallas de Río Suaza con dirección NE-SW y desplazamiento en rumbo dextral; la falla atraviesa la laguna de La Cocha (Figura 2) y continua su trazo hacia el NE de la zona de estudio.

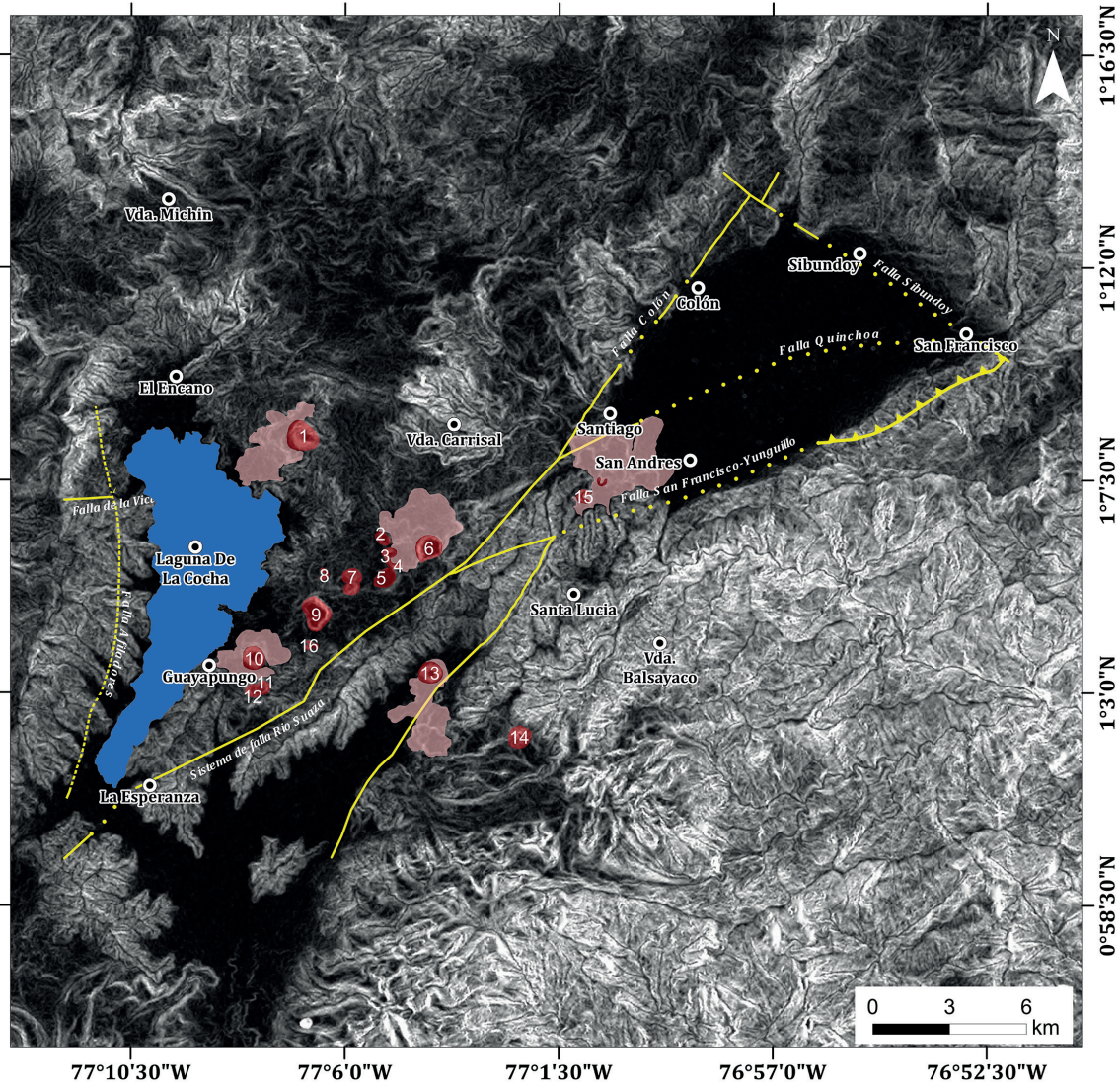


Figura 2. Mapa de disección vertical de la zona de estudio; nótese las estructuras volcánicas del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy delimitados por polígonos rojos y las principales fallas de la zona reportadas por el Servicio Geológico Colombiano (2020) y Restrepo *et al.* (2021). 1: Campanero, 2: Victoria, 3: Manoy, 4: Mijoy, 5: Bijinchoy, 6: Fuisanoy, 7: Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, 8: Corota, 9: Yaku, 10: Guayapungo, 11: Encano, 12: Guamez, 13: Estero, 14: Patascoy, 15: Taita Muchivioy-Mama Muchivioy, 16: Laurel, 17: Santa Teresita.

3. Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS)

El Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) corresponde a volcanes emplazados en el Macizo colombiano (cordilleras Central y Oriental) al sur occidente del país, en los departamentos de Nariño y Putumayo (Núñez, 2003) (Figura 2). Su formación se da como respuesta al magmatismo generado por los procesos de subducción oblicua de la placa Nazca bajo la placa Suramericana (Montes *et al.*, 2019; Restrepo *et al.*, 2021). Este evento magmático fue emplazado en un régimen tectónico transtensional, con el esfuerzo compresivo

horizontal máximo (σ_1) en dirección NE-SW (Grajales *et al.*, 2020) y se considera como vulcanismo de retro-arco (Diederix *et al.*, 2020). Actualmente, se conocen 19 volcanes en la zona, los cuales se caracterizan por presentar morfologías cónicas y en depresión. La secuencia morfo-cronológica del más reciente al más antiguo de estas estructuras, según Rivera (2021), es: Campanero, Encano-Guamuéz, Guayapungo, Patascoy, Estero, Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, Corota, Mijoy, Manoy, Taita Muchivioy-Mama Muchivioy, Victoria, Bijinchoy, Fuisanoy y Yaku (Tabla 1).

Algunos estudios previos (e.g. Nuñez, 2003; Rodríguez & González, 2004, Diederix *et al.*, 2020) definen la composición del

Tabla 1. Coordenadas con origen WGS1984 de los volcanes constituyentes del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS). Tomado y modificado de Rivera- Lara (2021).

Núm.	Volcán	Coordenadas	Altitud
1	Campanero	1°8'13" N; 77°6'42" W	3020
2	Victoria	1°6'05" N; 77°4'59" W	3072
3	Manoy	1°5'47" N; 77°4'52" W	3114
4	Mijoy	1°5'36" N; 77°4'46" W	3128
5	Bijinchoy	1°5'15" N; 77°4'59" W	3057
6	Fuisanoy	1°5'56" N; 77°4'05" W	3048
7	Mujundinoy Norte Mujundinoy Sur	1°5'21" N; 77°5'38" W 1°5'04" N; 77°5'39" W	3180
8	Corota	1°5'20" N; 77°6'16" W	3072
9	Yaku	1°4'31" N; 77°6'20" W	3048
10	Guayapungo	1°3'33" N; 77°7'41" W	2839
11-12	Encano-Guamuéz	1°2'56" N; 77°7'31" W 1°2'52" N; 77°7'41" W	2968
13	Estero	1°3'14" N; 77°3'59" W	2840
14	Patascosy	1°1'54" N; 77°2'17" W	3340
15	Mama Muchivioy Taita Muchivioy	1°7'16" N; 77°0'25" W 1°6'59" N; 77°0'46" W	2306 2385
16	Laurel	1°3'48" N; 77°6'33" W	2923
17	Santa Teresita	1°3'49" N; 77°6'24" W	2952

vulcanismo de Guamuéz-Sibundoy como basaltos ultramáficos y nefelínicos. Sin embargo, Robertson *et al.* (2002) describen a este conjunto de volcanes como andesíticos. La relación del Sistema de Fallas de Algeciras con la formación de cuencas *pull apart* y el vulcanismo monogenético dentro del área de estudio se da debido a regímenes de esfuerzos transtensionales (Diederix *et al.*, 2020). A su vez, el sistema de fallas estaría facilitando el ascenso del magma (Rivera-Lara, 2021).

4. Metodología

4.1. Análisis morfométrico y de drenajes

A partir del análisis digital en el *software* ArcGIS, se procesó un mapa de sombras mediante la herramienta *hillshade* con base en un modelo de elevación digital (DEM) con resolución 12.5 m obtenido del satélite Alos Palsar. Posteriormente, se realizó un mapa de aspectos siguiendo la clasificación de orientación de las laderas propuesta por Bonachea-Pico (2006) y Sevilla-Caicedo (2013) a partir de la cual se definen nueve rangos: PLANO (dada por el valor de -1), N, NE, E, SE, S, SW, W, NW. Subsiguientemente, se realizó un mapa de pendientes mediante la herramienta *slope*, siguiendo la propuesta de la

estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia (Carvajal, 2012). Finalmente, se realizó un mapa de drenajes mediante el uso de los programas SAGA (Sistema para Análisis Geocientíficos Automatizados), QGIS y ArcGIS. Estos drenajes fueron corregidos manualmente a través de imágenes satelitales de SAS Planet con resolución de 20 m. Estos insumos permitieron resaltar sobre el modelo de elevación digital los lineamientos existentes.

4.2. Análisis de lineamientos

Para la definición de lineamientos estructurales fueron considerados los rasgos lineales, rectilíneos y curvilíneos que resaltan en el DEM, con la ayuda de mapas de sombras y un mapa de aspectos. Para los mapas de sombras se consideraron intervalos de azimuth establecidos cada 30°, con una dirección de altitud del sol de 45°. La definición del trazo de cada lineamiento se hizo de forma manual, teniendo en cuenta detalladamente el comportamiento de los drenajes, los rasgos lineales que se observan en el relieve sombreado y la inclinación de la pendiente a través del mapa de aspectos. Los datos de azimuth obtenidos de cada lineamiento fueron procesados en el programa Estereonet para crear diagramas de rosas divididos en cuatro cuadrantes del área de interés.

4.3. Trabajo de campo

Con el objetivo de corroborar el análisis generado en los sistemas de información geográfica, así como las tendencias estructurales definidas sobre los modelos de elevación digital, se tomaron datos estructurales directamente en campo, tanto del basamento como de los productos volcánicos. Se analizaron estos datos, comparándolos con la información generada, correspondiendo a diaclasas principalmente. En el mismo sentido, se corroboraron litologías en la zona y se complementó el análisis geomorfológico como parte del análisis morfo-estructural.

5. Resultados

5.1. Análisis morfométrico

Las formas del terreno y el análisis de la información topográfica tuvieron como base la realización de un mapa de sombras (Figura 3A). Posteriormente, la orientación de las laderas se analizó a través de un mapa de aspectos (Figura 3B), en donde se obtuvo la posición de las laderas con respecto a los puntos cardinales y a su vez se delimitaron geoformas, lineamientos y procesos erosivos.

Teniendo como base el mapa de pendientes (Figura 4), se resaltaron a través de rangos de inclinación los valores de pendientes en la zona de estudio: valores bajos corresponden a zonas planas y valores elevados corresponden a las zonas más escarpadas. Las tendencias del relieve corresponden a: 1) Topografía plana o suavemente inclinada ($<5^\circ$) con un área de 21,113.9 Ha (21.3% del área total); esta se concentra en el Valle de Sibundoy y los depósitos lacustres de la laguna de La Cocha. 2) Pendientes inclinadas ($6-10^\circ$) con un área de 13,496.7 Ha (13.6% del área total); esta se encuentra en el sector NW de la zona. 3) Pendientes muy inclinadas ($11-15^\circ$) con un área de 13,151.4 Ha (13.2% del área total); estas se encuentran principalmente en el sector NW y SW del Valle de Sibundoy. 4) Pendientes abruptas ($16-20^\circ$) con un área de 12,149.3 Ha (12.2% del área total); estas se encuentran principalmente en el sector NW y SW del Valle de Sibundoy. 5) Pendientes muy abruptas ($21-30^\circ$) con un área de 21,721.7 Ha (21.9% del área total); estas, aunque están distribuidas en la mayor parte de la zona de estudio, se concentran principalmente hacia el NW y SE de la laguna de La Cocha y alrededor del Valle de Sibundoy. Y 6) El rango de inclinación para pendientes escarpadas ($31-45^\circ$) con un área de 16,172.5 Ha (16.3% del área total), y muy escarpadas ($>45^\circ$) con un área de 1315.7 Ha (1.3% del área total) tienen mayor densidad hacia los sectores S y NW del Valle de Sibundoy y el N de La laguna de La Cocha.

De acuerdo con lo anterior, la zona de interés presenta cuatro ambientes que han modificado el relieve actual: denudacional, estructural, volcánico y fluvial. 1) El ambiente denudacional tiene mayor influencia geomorfológica, dado por la combinación de procesos erosivos y meteorización, asociado tanto a la influencia del clima como a la tectónica (Burbank & Pinter, 1999). Así, el levantamiento tectónico provoca que la intensidad de erosión sea mayor en relieve escarpado (Nichols, 2009). 2) Las subunidades producidas en un ambiente estructural están controladas por las estructuras geológicas (características litológicas y estructurales) y por la erosión diferencial (Gutiérrez & Gutiérrez, 2016); en este sentido, el área de estudio está influenciada por la presencia de un conjunto de fallas regionales y locales asociadas con el Sistema de Fallas Algeciras, que afectan diferentes unidades como la Formación Saldaña, Complejo Migmatítico La Cocha-Río Téllez, Formación Villeta, Formación Caballos, depósitos Cuaternarios como fluviales y volcánicos. 3) Por otro lado, la presencia del CVMGS está relacionada con geoformas de origen volcánico principalmente por la acumulación de productos volcánicos (Figura 2). 4) El ambiente fluvial está representado por geoformas que son generadas por las corrientes de agua (Figura 5), principalmente de los ríos en los que se incluyen: hacia el NW, el río Putumayo, quebrada Sinsayaco, río San Pedro y río Quinchua, que atraviesan el Valle de Sibundoy; en el sector central el río La Chorrera, quebrada Fuisanoy, quebrada Cascajo y la quebrada Samanoy; y en la zona sur de la laguna de La Cocha los ríos: Estero, Guamuez y Negro, estos relacionados con el trazo de fallas y lineamientos que provocan deflexiones y pueden influenciar en la densidad y el tipo de drenaje (e.g. Gutiérrez & Gutiérrez, 2016).

5.2. Análisis de drenajes

Los patrones de drenaje en el área de estudio consisten principalmente en tipo dendrítico, sub-dendrítico, sub-paralelo, radial, angular y asimétrico (Figura 5). El sector NE de la zona de estudio se caracteriza por el desarrollo de patrones sub-paralelos cuyos segmentos se unen a lo largo de los ríos principales que atraviesan el Valle de Sibundoy: al E se encuentran los ríos Putumayo y San Francisco cuyos segmentos de drenaje largos están en dirección NW-SE. El río Putumayo es de orden 5 de acuerdo con el método de Strahler y presenta una extensión de hasta 40,1 km dentro del área de interés y el río San Francisco, orden 4 y 8,4 km de longitud dentro del área de interés.

En el N de la zona, están representados por las quebradas La Hidra y Cristal cuyos segmentos están en dirección NNE-SSW, y al W por el río San Pedro, cuyos segmentos se muestran paralelos en dirección NW-SE. Estos patrones se desarrollan en rocas metamórficas del Complejo Migmatítico La Cocha-Río-Téllez, rocas volcánicas del Neógeno y las formaciones Villeta, Caba-

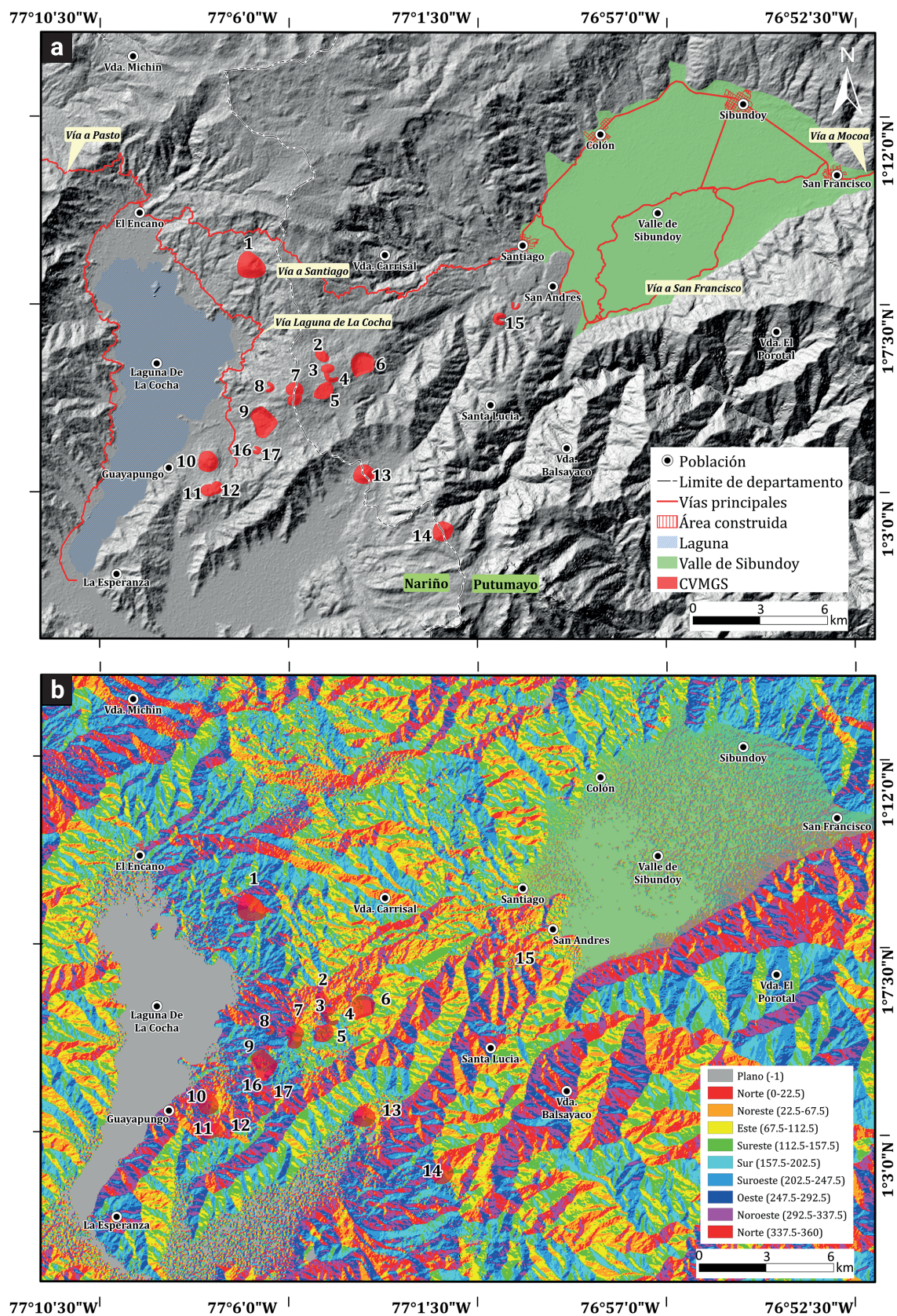


Figura 3. Análisis morfométrico del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS), con la ubicación de los centros eruptivos delimitados por polígonos rojos. a) Mapa de sombras. b) Mapa de aspectos.

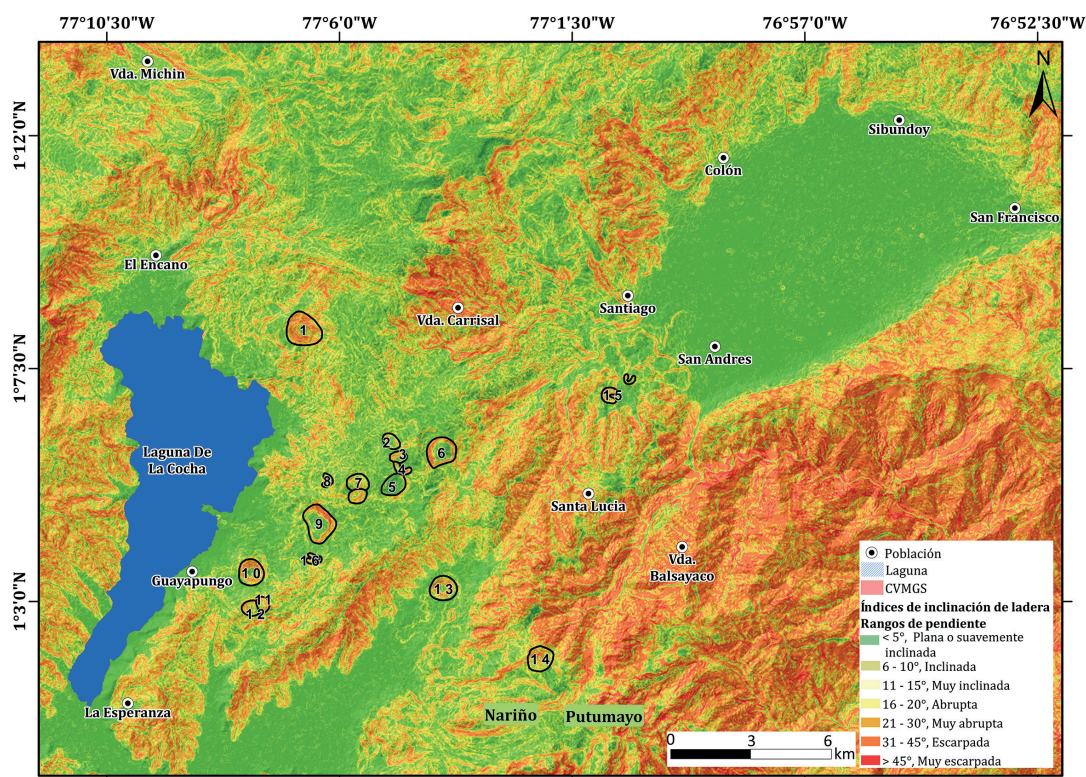


Figura 4. Mapa de pendientes para el Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) de acuerdo con los índices de inclinación de ladera propuestos por Carvajal (2012). Elaborado en ArcGIS a partir del DEM 12.5 m.

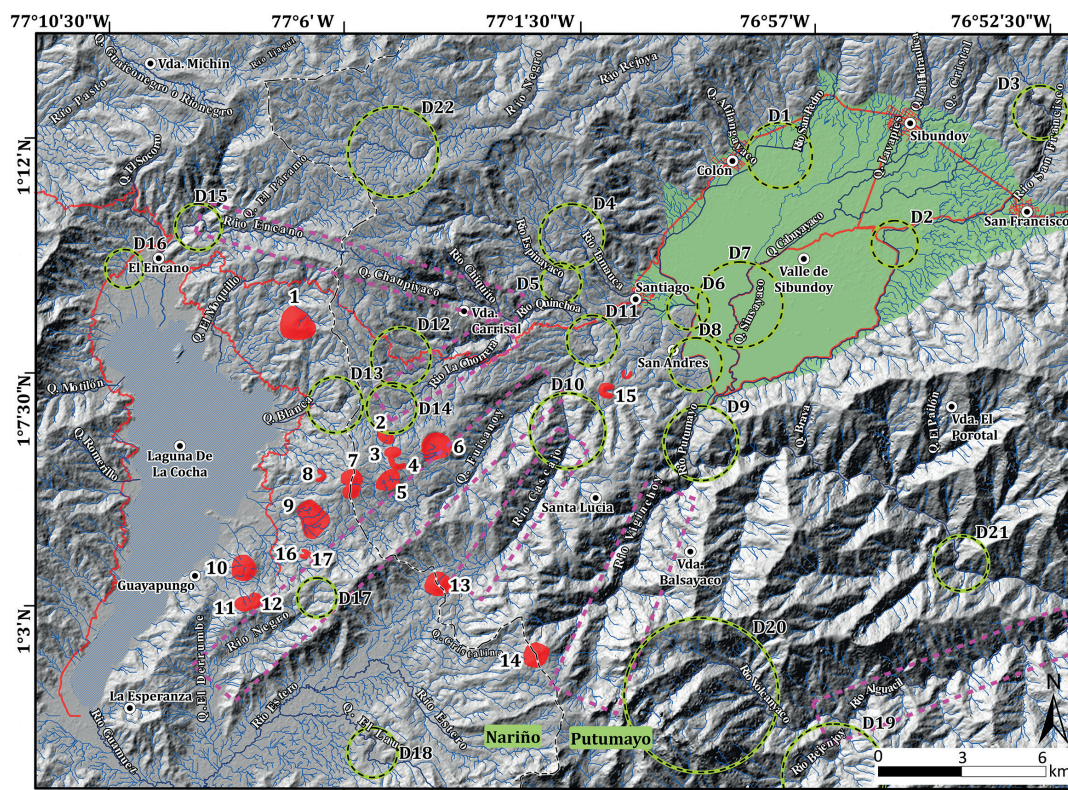


Figura 5. Mapa de anomalías de drenajes de la zona objeto de estudio donde se delimita con círculos de color verde las deflexiones y con polígonos de color morado la rectilineidad, además se ubica los centros eruptivos del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) delimitados con polígonos rojos. Elaborado mediante el uso de los programas SAGA (Sistema para Análisis Geocientíficos Automatizados), QGIS y ArcGIS.

llos, Batolito de Sombrerillos y Saldaña. La quebrada Cristal de orden 2 y una longitud de 3.8 km desemboca en la quebrada La Hidra, de orden 3, la cual presenta una longitud de 8.3 km dentro del área de interés.

Los segmentos que drenan al Valle de Sibundoy están desarrollados en depósitos fluviolacustres y pasan de sub-paralelos a sub-dendríticos en flujos de lava y depósitos volcanoclásticos que cubren la mayor parte del área. Al NW de la zona de estudio se desarrollan principalmente patrones dendríticos, sub-dendríticos, angulares y radiales. En particular, los patrones radiales corresponden con los volcanes Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur y

Guayapungo. De la misma manera, se observan redes de drenaje con patrones asimétricos. Estos se desarrollan sobre depósitos volcánicos y en algunos sectores del Complejo Migmatítico La Cocha Río-Téllez al SW de la zona y al SE abarcando parte de la Formación Saldaña.

En la Tabla 2 se presentan las ubicaciones geográficas de corrientes individuales de algunos ríos y quebradas que desarrollan rectilineidad y deflexiones asociadas a un sentido de rumbo, considerando que éstas reflejan características estructurales que se observan como desviaciones locales en patrones de drenajes y corrientes individuales.

Tabla 2. Nombres de los ríos o segmentos deflectados y su sentido de rumbo en el área de estudio. Orden Strahler y longitud dentro del área de estudio.

Deflexión	Área	Río/Quebrada	Sentido de Rumbo	Orden Strahler	Longitud (km)
D1	Colón	San Pedro	E-W y NNE-SSW	4	11.3
D2	San Francisco	San Francisco	ENE-WSW, NW-SE y NNE-SSW	4	8.4
D3	San Francisco	San Francisco	NW-SE y NNE-SSW		
D4	Santiago	Tamauca	NW-SE, ENE-WSW y NW-SE	5	10.9
D5	Santiago	Espinayaco	NW-SE, NNE-SSW y NW-SE	5	10.1
D6	Santiago	San Pedro	NW-SE y NNE-SSW	3	11.1
D7	San Andrés	Sinsayaco	Múltiples deflexiones: NW-SE, NE-SW, NNW-SSE y NNE-SSE	3	19.3
D8	San Andrés	Quinchoa	E-W y NNW-SSE	5	13.2
D9	Santa Lucia	Putumayo	NNE-SSW y WNW-ESE	5	20.1
D10	Santa Lucia	Cascajo	NNW-SSE y NE-SW	4	10.3
D11	Santiago	Cascajo	E-W, NNW-SSE y E-W		
D12	Carrisal	Negro	NW-SE y ENE-WSW	3	4.8
D13	Carrisal	Blanca	NE-SW y WNW-ESE	2	4.6
D14	Carrisal	La Chorrera	NNW-SSE y NE-SW	5	6.0
D15	El Encano	Encano	NNW-SSE y WNW-ESE	3	12.1
D16	El Encano	La Cristalina	WNW-ESE y NNW-SSE	2	3.4
D17	Guayapungo	Negro	Múltiples deflexiones: NE-SW, NNW-SSE y NE-SW	3	6.1
D18	Valle Estero	El Laurel	NW-SE y NNE-SSW	2	8.6
D19	Balsayaco	Río Bejenjoy	ENE-WSW y NNE-SSW	2	3.1
D20	Balsayaco	Volcanyaco	NNE-SSW y NW-SE	4	11.6
D21	Balsayaco	Putumayo	NNW-SSE y WNW-ESE	5	19.6
D22	N de la V. Carrisal	Negro	NE-NNW y SW	5	14.5

Así, la ocurrencia de la alineación entre los segmentos rectilíneos del río Encano y la quebrada Chaupiyaco en sentido WNW-ESE generan un trazo de rectilineidad considerado como anomalía (Figura 5). El río Encano de orden 3 y una longitud de 12.1 km desemboca en la laguna de La Cocha, mientras que la quebrada Chaupiyaco, en sentido contrario, es de orden 4, longitud de 7.5 km y desemboca en el río Quinchoa de orden 5.

Del mismo modo, el río Negro y la quebrada Fuisanoy drenan en sentidos contrarios, pero siguen la misma dirección NE-SW lo que generan la rectilineidad de las mismas. El río La Chorrera y el río Negro en el sector de la vereda Carrisal siguen su curso de forma paralela y alineadas en sentido NE-SW; el río Cascajo en el sector de Santa Lucía en dirección NNE-SSW; el río Vijnchoy en el sector de Balsayaco en dirección NNE-SSW; y el río Alguacil con rumbo ENE-WSW, cuyas corrientes individuales también desarrollan trazos largos y rectilíneos en la zona.

En la zona NW-SE del área se observan varias deflexiones en las corrientes de los ríos y quebradas, principalmente en los que cruzan por la planicie del Valle de Sibundoy. Hacia el tramo norte, el río San Pedro tiene cambios abruptos en la dirección de flujo, presentando una deflexión hacia el E-W y formando un ángulo recto con el siguiente tramo lineal que sigue su curso hacia el NNE-SSW (D1). El siguiente cambio abrupto se da en la conexión con el río Quinchoa, al NW-SE y luego hacia el NNE-SSW en un tramo relativamente recto (D6). La siguiente deflexión se da en el tramo del río Quinchoa en dirección E-W y NNW-SSE formando un ángulo relativamente recto cuyo segmento continúa siendo lineal hasta desembocar en el río Putumayo (D3). Al extremo Este del Valle de Sibundoy, el río San Francisco presenta un cambio en sentido NW-SE y NNE-SSW (D3) hasta conectarse con el río Putumayo, el cual sigue su curso al ENE-WSW hasta deflectarse en dirección NW-SE y NNE-SSW (D2) que continua su curso al borde de la Formación Saldaña y el Batolito de Mocoa. Por otro lado, al SE de la zona el río Volcanyaco tiene una fuerte deflexión en ángulo recto y junto con el río Bejenjoy siguen la forma de un gancho de flexión. Todas estas características se pueden ver en la Figura 5.

5.3. Análisis de lineamientos

Un total de 1026 lineamientos fueron definidos en el área de estudio (Figura 6, Material suplementario 1). Para el cuadrante NE con 188 datos, los lineamientos tienen una tendencia NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW y NNW-SSE (Figura 6-1). Para el cuadrante NW con 254 datos, los lineamientos muestran una tendencia predominante hacia el NNE-SSW y NE-SW, aunque también otra en dirección NW-SE (Figura 6-2). Para el cuadrante SW con 188 datos, los lineamientos muestran tres tendencias principales: WNW-ESE, ENE-WSW y NNE-SSW (Figura 6-3).

Y para el cuadrante SE con 410 datos, los lineamientos muestran una tendencia principal con orientación NE-SW, y otras con orientaciones NNW-SSE y NNE-SSW (Figura 6-4).

Con base en el análisis realizado, las tendencias encontradas se pueden relacionar con las fallas existentes en la zona. La tendencia general de lineamientos NE-SW estarían relacionados con la falla San Francisco-Yunguillo; sin embargo, para el sector NE Sibundoy, los lineamientos NW-SE estarían relacionados con la falla Sibundoy. La concentración de lineamientos transversales a lo largo del rumbo de las fallas locales se relacionaría con la falla Sibundoy y otras no registradas en la literatura. Estas zonas de falla pueden visualizarse mediante la correlación de lineamientos continuos.

En general, la presencia de diaclasas se extiende a lo largo del flanco SE del Valle de Sibundoy y se desarrollan en rocas clasificadas como andesitas y sienitas, principalmente. En estaciones geográficas (Material suplementario 2) como la Garganta de Balsayaco se reconocen tres familias de diaclasas que siguen las siguientes direcciones: S29W/10SE, S56E/87NE, N68E/67NW; sin embargo, no se observan criterios cinemáticos asociados. Las rocas en afloramiento presentan textura porfirítica, con masa fundamental vítrea y cristales de plagioclasa (30 vol.%), cuarzo (3 vol.%) y anfíbol (2 vol.%).

Hacia el sector SE, existe un alto grado de diaclasamiento que se observa en afloramientos de rocas intermedias en el río Vijnchoy, las cuales tienen una familia primaria en dirección S37E/41NE y otras familias en dirección S35W/61SE y N76W/64SW. De igual forma, en esta zona puede reconocerse un pliegue por propagación de falla (Figura 7) con dirección S85E/21NE que pone en contacto rocas intermedias con variación en su textura y fracturamiento. La parte superior se compone de rocas porfiríticas con cristales de plagioclasa y tonalidad gris, y la parte inferior de rocas afaníticas fuertemente diaclasadas con orientaciones preferenciales en dirección S77W/86SE y S8E/6NE.

En el sector NW-SW del área de estudio se tuvo una aproximación con algunos de los edificios volcánicos del CVMGS ubicados en el departamento de Nariño. Al norte del volcán Campanero afloran rocas muy alteradas con textura porfirítica en la que las diaclasas tienen las siguientes direcciones: N26W/45NE, N26W/47NE y N53W/30NE, que coinciden con lineamientos en dirección NW-SE.

6. Discusión

6.1. Rasgos morfo-estructurales

A grandes rasgos, se evidencia que parte de la geomorfología de la zona de estudio está controlada por los sistemas de fallas y

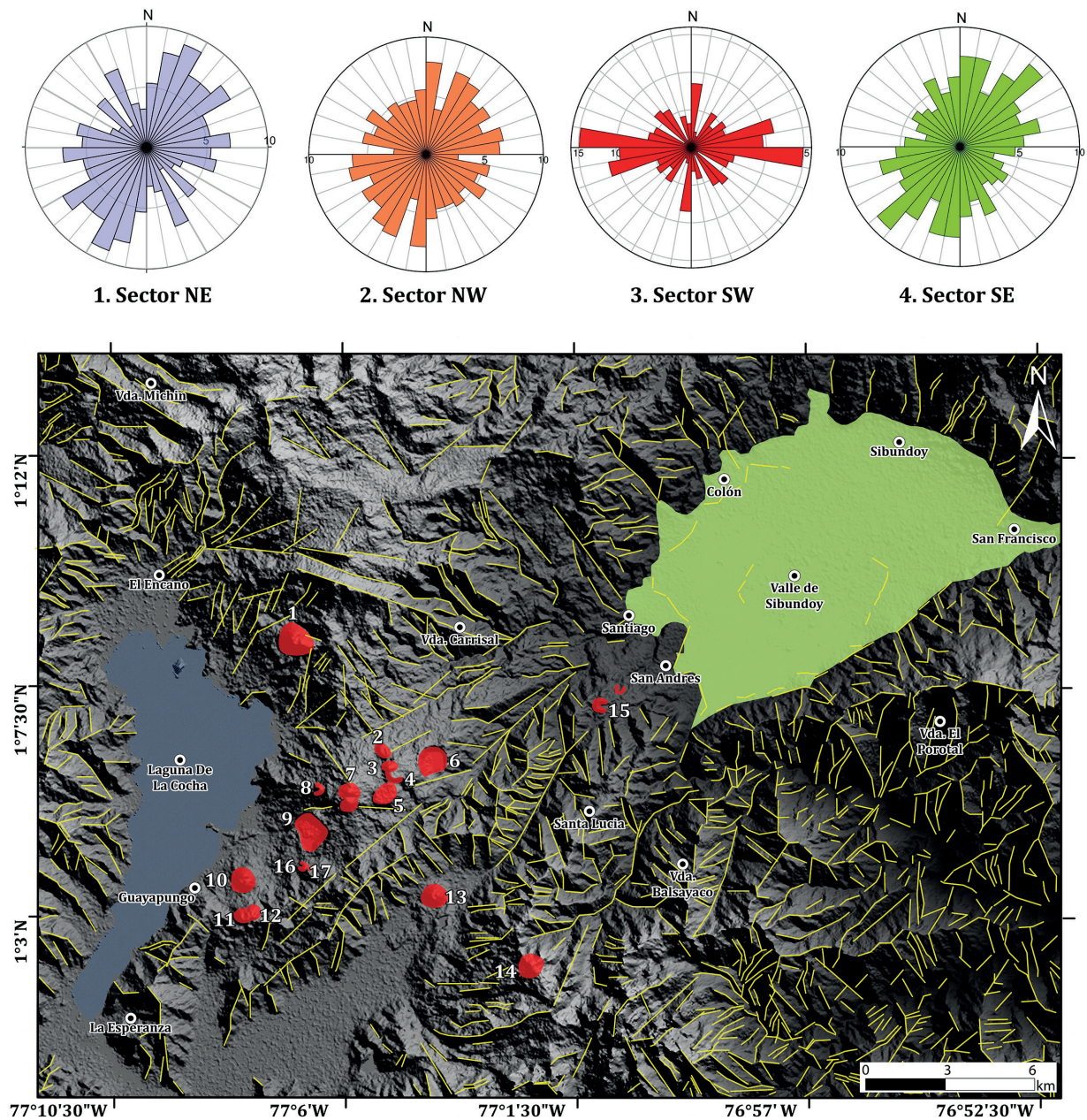


Figura 6. Mapa de lineamientos con la ubicación de las estructuras volcánicas del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS) delimitados por polígonos rojos, elaborado en ArcGIS a partir del DEM 12.5 m. Diagramas de rosas con la orientación de los lineamientos generados para los sectores NE, NW, SW y SE de la zona de estudio, elaborados en el programa Estereonet. Información de lineamientos reportada en Material suplementario 1.

fracturas bajo un régimen transtensional. Las múltiples trazas de rumbo asociadas al SFA que se extienden en dirección NE-SW y fallas transversales en dirección NW-SE actúan como límites estructurales de las unidades y subunidades geomorfológicas descritas.

Sector NW: En este sector el relieve hace parte de morfologías menos escarpadas como son las laderas erosivas y laderas erosivas disectadas (Figura 4), sin embargo, a partir del análisis de los resultados obtenidos se reconocen rasgos lineales que

están asociados a fracturas, fallas y lineamientos (Figura 6). En este orden de ideas, es posible reconocer el trazo de la falla La Victoria en sentido NE-SW con cinemática dextral que es cortada y desplazada por dos fallas de desplazamiento sinistral transversales en sentido WNW-ESE y NNW-SSE. Finalmente, se reconoce otra falla al norte del poblado de El Encano, la cual corta con desplazamiento sinistral a una falla transversal al Sistema de Fallas de Río Suaza en sentido NE-SW (Figura 8).

Sector NE: A escala local, los límites estructurales del Valle

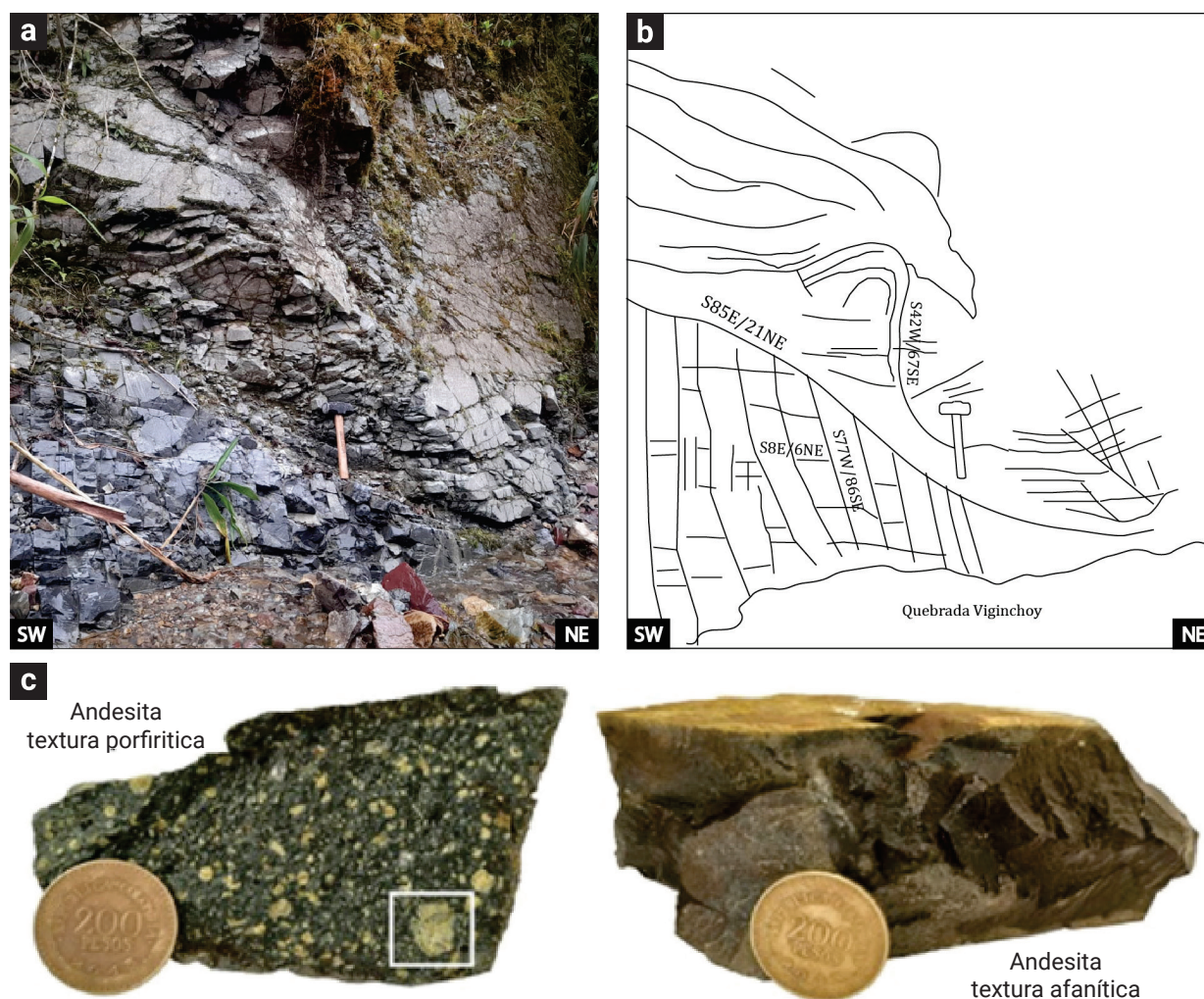


Figura 7. Afloramiento representativo en campo. a) Pliegue por flexión de falla ubicado en el río Viginchay; las rocas de la parte inferior no están afectadas por el plegamiento, pero se encuentran diaclasadas, ($1^{\circ} 05'19''\text{N}$, $76^{\circ} 59'02''\text{W}$). b) Dibujo esquemático del afloramiento. c) Variación textural de las rocas que componen el afloramiento. Información de estaciones de campo reportada en Material suplementario 1.

de Sibundoy están marcados por una zona de fallas de rumbo con tendencia NE-SW y fallas transversales NW-SE (Figura 8). En el flanco E, el relieve montañoso exhibe la mayor evidencia morfológica relacionada con un componente estructural, puesto que la falla San Francisco-Yunguillo que se extiende a lo largo de este flanco es responsable del desarrollo de escarpes facetados, orientados al NW, con pendientes que alcanzan valores superiores a los 20° . Las facetas inciden en el patrón de drenaje subparalelo donde el flujo de agua drena en dirección de la forma de las mismas (Figura 9A). En los flancos W y N del valle limitados por la falla Colón y Sibundoy, respectivamente, a pesar de que actualmente se clasifican como laderas erosivas disectadas, aún se reconocen lineamientos en dirección NW-SE y NE-SW transversales a los sistemas de fallas mencionados (Figura 8). Finalmente, el Valle de Sibundoy que representa la morfología plana del sector NE de la zona de estudio, tiene influencia de las fallas que limitan sus

flancos como se planteó anteriormente; aquí se incluye además la falla Quinchua. Estas fallas probablemente son las responsables de las fuertes deflexiones de los canales de drenaje principalmente en los ríos San Francisco, San Pedro y Sinsayaco (Figura 5).

Por otro lado, en el sector conocido como Balsayaco se observa una serie de deslizamientos de roca altamente fracturada y meteorizada que se localizan a 1.65 km del trazo principal de la falla San Francisco-Yunguillo (Figura 8). Estos fenómenos geológicos que están colapsando la superficie del terreno se asocian con la cercanía que tienen con la zona de daño de la falla que incide en la inestabilidad de la zona. Lo anterior combinado con otros procesos erosivos generados por el agua en temporada de lluvia y las altas pendientes dan lugar al desprendimiento de grandes volúmenes de roca.

Sector SW: En esta zona, el control estructural obedece al trazo en dirección NE-SW del Sistema de Fallas de Río Suaza

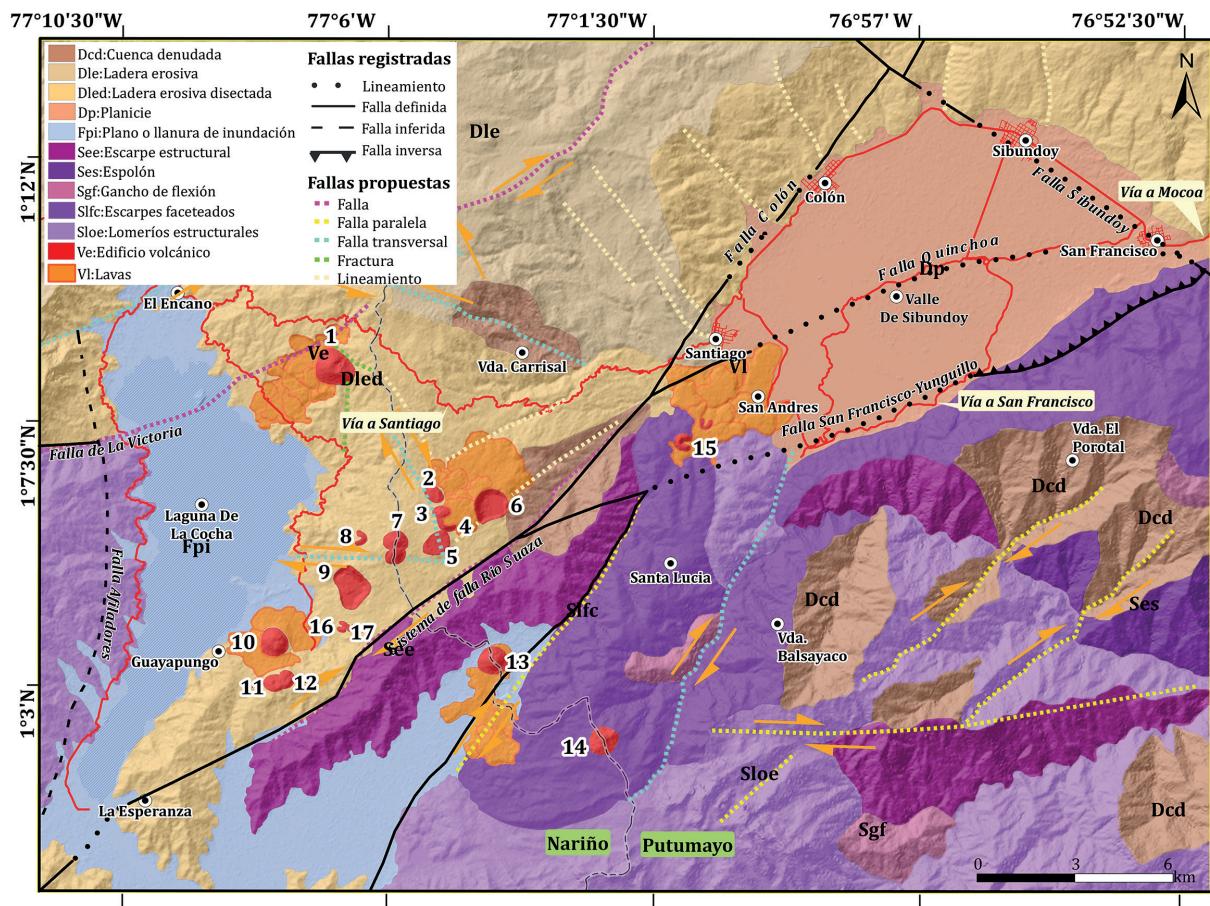


Figura 8. Mapa geomorfológico donde se presenta la relación de las unidades geomorfológicas con lineamientos propuestos en la zona objeto de estudio. Se incluye principales fallas de la zona de estudio reportadas por el Servicio Geológico Colombiano (2020) y Restrepo *et al.* (2021), las cuales fueron modificadas para este estudio de acuerdo con el DEM 12.5 m.

con cinemática dextral y una falla paralela al mismo (Figura 8) que controla el curso del río Cascajo, puesto que fluye rectilíneo al trazo de falla en dirección NE-SW. De igual forma, se sugiere cinemática dextral dado la deflexión de la quebrada El Laurel. Como respuesta a los procesos estructurales generados por estas fallas, se da la formación de un relieve montañoso alargado que conserva la misma dirección NE-SW de las fallas que limitan sus flancos. El escarpe estructural del flanco W con orientación preferencial al NE está limitado por el Sistema de Fallas de Río Suaza, mientras que el escarpe estructural del flanco E orientado al SE está limitado por una falla paralela al Sistema de Fallas de Río Suaza (Figura 9B). A esta última también se le puede atribuir otros rasgos morfológicos presentes en la vertiente oriental del río Cascajo, como la formación de escarpes faceteados y lomeríos estructurales. De la misma manera, el trazo de la Falla Afiladores al E de la Laguna de la Cocha desarrolla facetas triangulares y lineamientos rectilíneos que van en la disposición de cadenas montañosas alargadas siguiendo una alineación paralela en sentido NW-SE (Figura 9B).

Por otro lado, debido a que las zonas de falla forman fracturas que facilitan el ascenso de intrusiones magmáticas a superficie (Faulds *et al.*, 2015; Piquer *et al.*, 2019; Botero-Gómez *et al.*, 2023), es importante resaltar la interacción entre la existencia de centros eruptivos y el control estructural asociado a su distribución espacial; así, se resalta la existencia de lineamientos de volcanes que pueden reflejar un control sobre la propagación del magma y el control de fallas preexistentes sobre su distribución (Le Corvec *et al.*, 2013, Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020, Grosse *et al.*, 2020). Además, se tienen en cuenta los procesos distensivos que ejerce el SFA en la zona de estudio (Velandia *et al.*, 2005). En este sentido, para el sector SE se evidencian dos alineaciones prominentes: 1) Alineación de los volcanes Victoria, Manoy, Mijoy y Bijinchoy que coinciden con el trazo de una falla dextral con orientación NNW-SSE trasversal al Sistema de Fallas de Río Suaza. Y 2) Alineación de los volcanes Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, Corota y Bijinchoy que coinciden con el trazo de una falla dextral con orientación E-W trasversal al Sistema de Fallas de Río Suaza. Este control en la

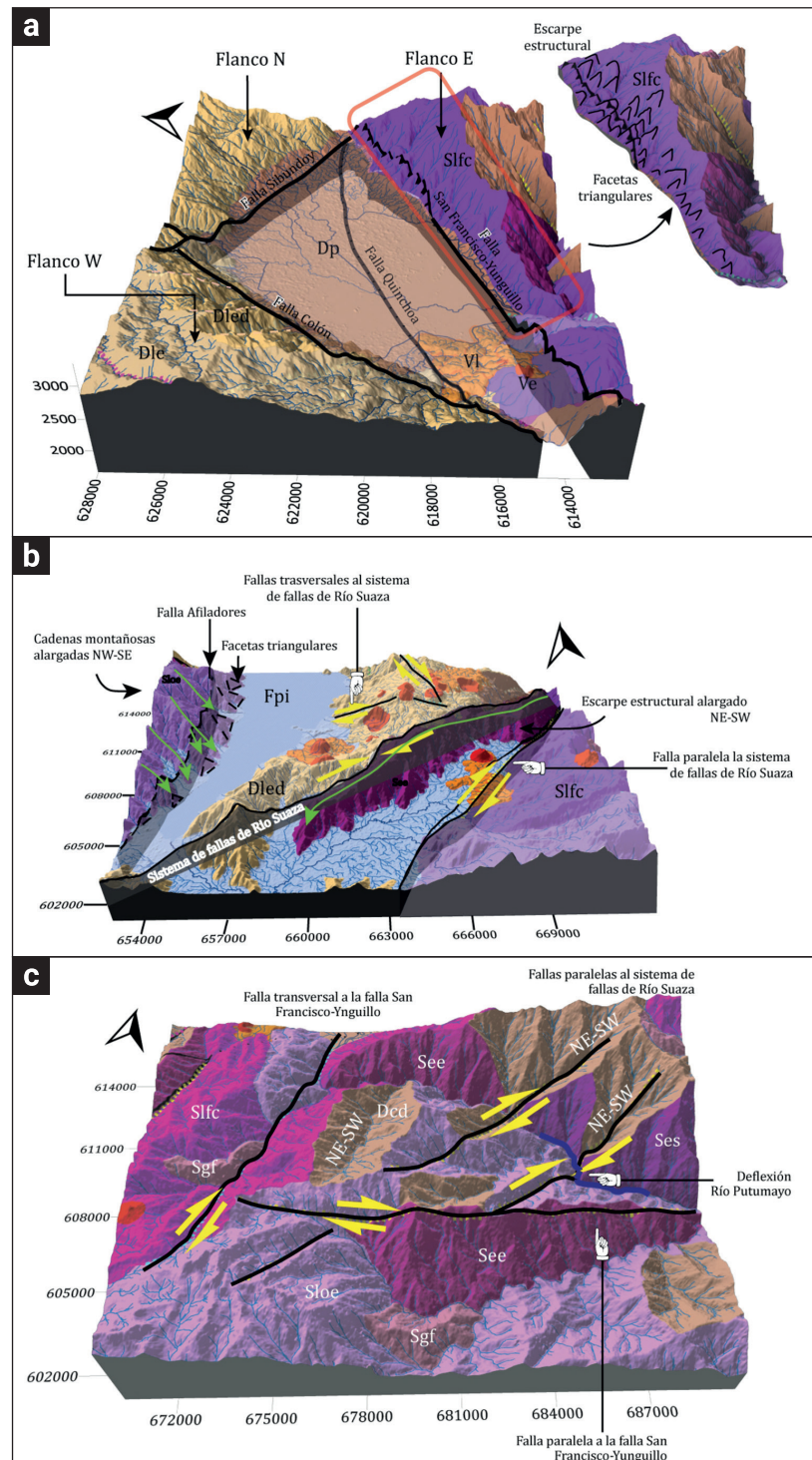


Figura 9. Representación geomorfológica 3D del ambiente morfo-estructural. A) Rasgos morfo-estructurales del sector NE. B) Rasgos morfo-estructurales del sector SW. C) Rasgos morfo-estructurales del sector SE. Diagramas en sistema de coordenadas proyectadas origen Bogotá.

alineación de los volcanes y la distribución espacial en general agrupada de los volcanes Guayapungo, Encano y Guamuez, Laurel, Santa Teresita, Fuisanoy y Yaku representan el entorno adecuado para que el magma ascienda a la superficie a través de fallas y fracturas preexistentes que actualmente están cubiertas por depósitos Cuaternarios pero que es posible identificar en la topografía de la zona.

Sector SE: Esta zona representa la parte más elevada con pendientes mayores a 31° y geomorfologías muy escarpadas (Figura 4). En este sector predominan un conjunto de relieves formados por un control estructural que corresponden a escarpes, lomeríos estructurales y espolones estructurales, debido a la presencia de fallas con movimiento de rumbo con tendencia NE-SW paralelas al Sistema de Fallas de Río Suaza (Figura 8). Estas fallas a su vez son las responsables de las deflexiones que presenta el río Putumayo (Figura 5), cuyo análisis permitió definir la cinemática dextral de las mismas. Además, en el área de estudio, el diaclasamiento con tendencia principal NE-SW sugiere la influencia tectónica de estas fallas (Figura 9C). De la misma manera, al SE el trazo del Sistema de Fallas del Río Suaza genera una alta concentración de lineamientos rectilíneos (Figura 6) que influyen en la disposición de las cuencas siguiendo una alineación paralela en sentido NE-SW.

Otros rasgos geomorfológicos que reflejan la influencia estructural en el sector SE es la presencia de ganchos de flexión que afectan depósitos que han sido cartografiados como Formación Saldaña y Batolito de Mocoa por Nuñez (2003), por lo que indicaría actividad tectónica posterior al Jurásico. Se sugiere que el lineamiento en dirección NNE-SSW transversal a la falla San Francisco-Yunguillo se puede interpretar como una falla con cinemática dextral que además controla el curso del río Viginchoy. En este río, en el cual se evidencian pliegues por flexión de falla y un alto grado de diaclasamiento, se resalta la tendencia en sentido NE-SW dado que ésta coincide con la orientación de la falla propuesta. Sin embargo, la tendencia principal va orientada al NW-SE, lo que indicaría que en la zona deben existir lineamientos que estén ejerciendo influencia en este sector con orientación NW-SE y que no se pueden reconocer en la interpretación.

Adicional a esto, el análisis morfo-estructural permite proponer una falla paralela a la falla San Francisco-Yunguillo que define su trazo por el notable lineamiento del río Alguacil en dirección ENE-WSW. Además, se asocia un gancho de flexión y escarpes estructurales a la zona de influencia ejercida por la misma y se le atribuye cinemática dextral pues desplaza a otras fallas longitudinales (Figura 9C). De esta manera, se propone un modelo que integra geomorfología y geología estructural de la zona (Figura 8).

6.2. Fallamiento

La evolución de los diferentes sistemas de drenaje está relacionada con factores como: 1) la resistencia de las rocas a los procesos erosivos, y 2) un control estructural que influye en el comportamiento de los drenajes haciendo que estos sigan la tendencia de fallas o sean desviados por las mismas (Mount, 1954). Teniendo en cuenta esto, en el sector NE (Figura 5) se resaltan las tendencias de los ríos que drenan hacia la planicie del Valle de Sibundoy en donde se encuentran las mayores concentraciones de anomalías en los drenajes de la zona. El cauce del río San Francisco al norte está alineado con el trazo de la falla Quinchoa, sin embargo, es desviado probablemente por el macizo rocoso o por una falla hasta alinearse con el trazo de la falla San-Francisco Yunguillo. De la misma manera, el río San Pedro está controlado por el trazo de la falla Colón en el cual se observan varias anomalías angulares.

En el sector SE del Valle de Sibundoy (Figura 5), la relación de la deflexión abrupta del río Alguacil-Bejenjoy sugiere que la desviación en su trayectoria se debe a la influencia de un gancho de flexión. Del mismo modo, se asocia el trazo del río Putumayo a un control estructural de la zona asociado con la falla San Francisco-Yunguillo que pasa al borde de un escarpe en el que se reconoce el desarrollo de facetas triangulares (Figura 9C). Los segmentos largos lineales de los ríos Cascajo y Viginchoy fluyen en dirección NNE-SSW, el río Cascajo fluye por el trazo de una falla existente con cinemática dextral y el río Viginchoy está asociado con un trazo de lineamiento; tanto la falla como el lineamiento están paralelos al Sistema de Fallas de Río Suaza. Al SE de la zona se propone el trazo de tres fallas: una falla transversal a la falla San Francisco-Yunguillo en dirección ENE-WSW, la cual indica una cinemática dextral debido al desplazamiento de las fallas trasversales a la misma en dirección NE-SW, y dos fallas en sentido de rumbo NE-SW paralelas al Sistema de Fallas de Suaza cuya cinemática dextral se deduce de la deflexión del río Putumayo en sentido NNW-SSE-WNW-ESE (Figura 8).

De acuerdo con los lineamientos asociados a la deflexión de los drenajes (Figura 5), se propone también la cinemática de ciertas fallas (Figura 8). De este modo, la rectilineidad de los ríos Encano y Chaupiyaco sugiere la influencia de una zona de falla por la cual el drenaje sigue las fisuras ocasionadas por el evento deformativo; su trazo se propone como una falla con sentido de rumbo WNW-ESE y cinemática sinistral, siendo la responsable del desplazamiento de la falla de La Victoria. Del mismo modo, el trazo lineal del río Negro y la quebrada Faisanas en dirección NE-SW está asociada con un lineamiento acorde al Sistema de Fallas de Río Suaza. Aquí, la deflexión del río Negro en dirección NE-SW, NNW-SSE y NE-SW sugiere la cinemática dextral de

las fallas en la zona que influyen tanto en el drenaje como en las geoformas entre las que se destacan lomeríos estructurales.

6.3. Modelo estructural del campo volcánico

Las fallas regionales y su efecto en la deformación frágil, así como en la dirección de lineamientos y zonas de fractura que se destacan en el área de estudio (Figura 6), se comportan como los conductos por los cuales se dio la circulación de magma que contribuyó en la formación del CVMGS. El área donde se da la mayor concentración de volcanes pertenecientes al CVMGS está alineada en paralelo con el trazo del Sistema de Fallas de Río Suaza y la Falla San Francisco-Yunguillo asociadas (Figura 2) regionalmente al Sistema de Fallas Algeciras. Estas fallas longitudinales con desplazamiento de rumbo vertical en dirección NE-SW forman zonas de distensión con expresión neotectónica de los trazos que componen este sistema que influye hacia el sur del país (Velandia *et al.*, 2001) (Figura 10).

Con base en la información generada, se plantean por lo menos siete escenarios para el emplazamiento del vulcanismo

monogenético en el Valle de Sibundoy (Figura 11). Estos escenarios se proponen teniendo en cuenta los registros geomorfológicos actuales y asumiendo actividad sísmica de las fallas implicadas durante el momento del emplazamiento de magma hacia la superficie.

En este mismo sentido, los escenarios favorables como mecanismos para su ascenso se asumen con disponibilidad de magma superficial y fracturamiento profundo. De acuerdo con los registros sísmicos actuales, se tienen sismos con profundidades de hasta 42 km asociados con la subducción. La concentración de estos se da principalmente en el Valle de Sibundoy y se asocia con el trazo de la falla San Francisco Yunguillo y la falla Quinchoa que es uno de los ramales del Sistema de Falla de Río Suaza. Si existiese disponibilidad de magma y una fractura lo suficientemente profunda, el magma podría ascender por medio de alguno de los siguientes mecanismos:

6.3.1. El trazo de una falla paralela a otra

En este escenario (Figura 11A) se incluye al volcán Estero,

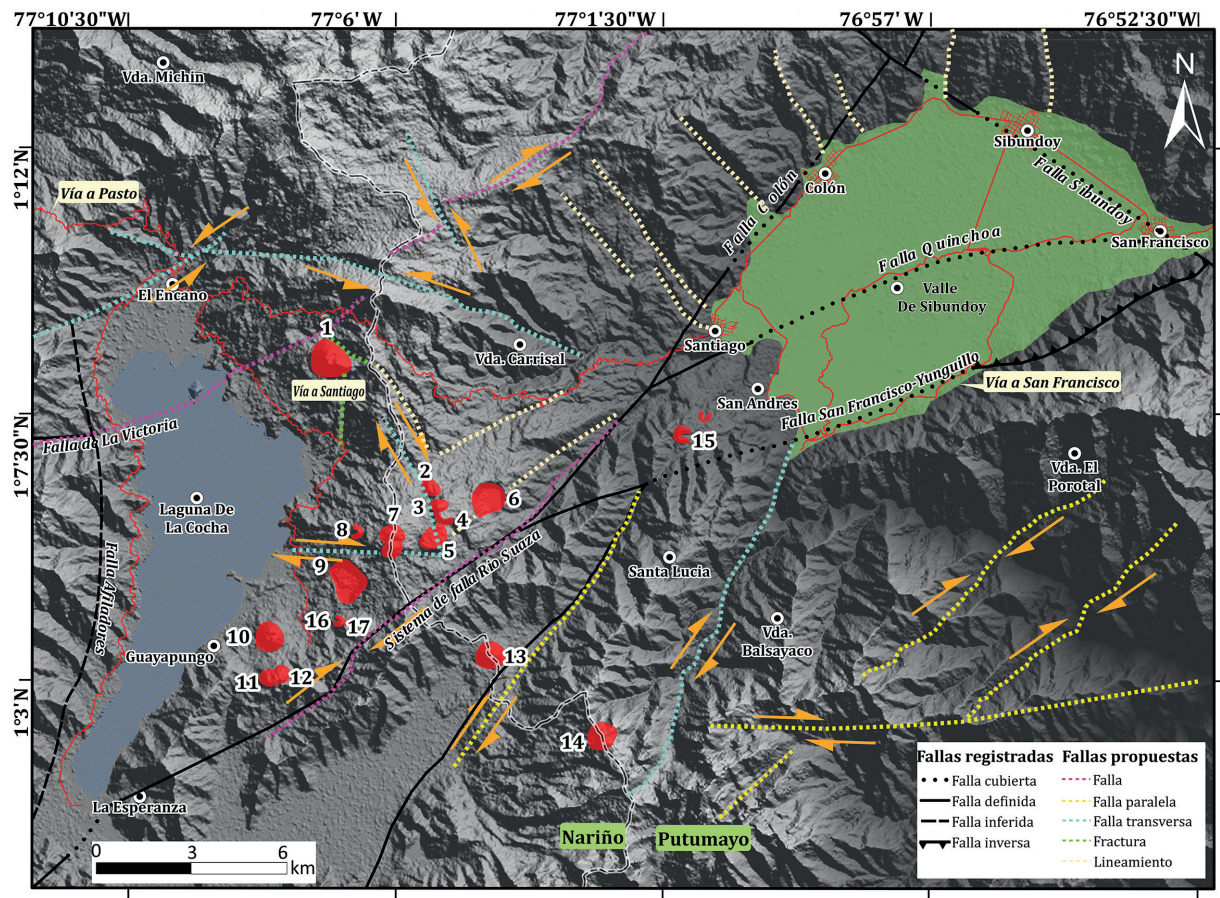


Figura 10. Modelo estructural propuesto para el emplazamiento de los volcanes del del Campo Volcánico Monogenético Guamuéz-Sibundoy (CVMGS), y zonas aledañas a la Laguna de La Cocha y el Valle de Sibundoy. Elaborado en ArcGIS a partir del DEM 12.5 m para la zona de estudio.

ya que no se tiene un mecanismo estructural consistente para determinar el origen de este volcán. Sin embargo, este se encuentra espacialmente relacionado con el trazo de una falla paralela al Sistema de Fallas de Río Suaza con dirección NE-SW, por lo que se propone el ascenso de magma a través de fallas preexistentes que actualmente están cubiertas por depósitos Cuaternarios; estas a su vez generan fracturas en profundidad acorde con el campo de esfuerzos al momento de su emplazamiento, las cuales funcionan como alimentadores para la intrusión del material (e.g. Fitz-Alvira, 2022).

6.3.2. Curvatura en las fallas

En este escenario (Figura 11B) se incluyen a los volcanes del CVMGS que están relacionados con el trazo del Sistema de Fallas de Río Suaza (Encano, Guamuéz, Guayapungo, Laurel y Santa Teresita). Esta falla de rumbo con cinemática dextral en dirección NE-SW, presenta curvaturas en su trazo. Así, la liberación de presión permite que se den zonas de acomodación y distensión por donde el magma pudo ascender y generar el emplazamiento de los volcanes.

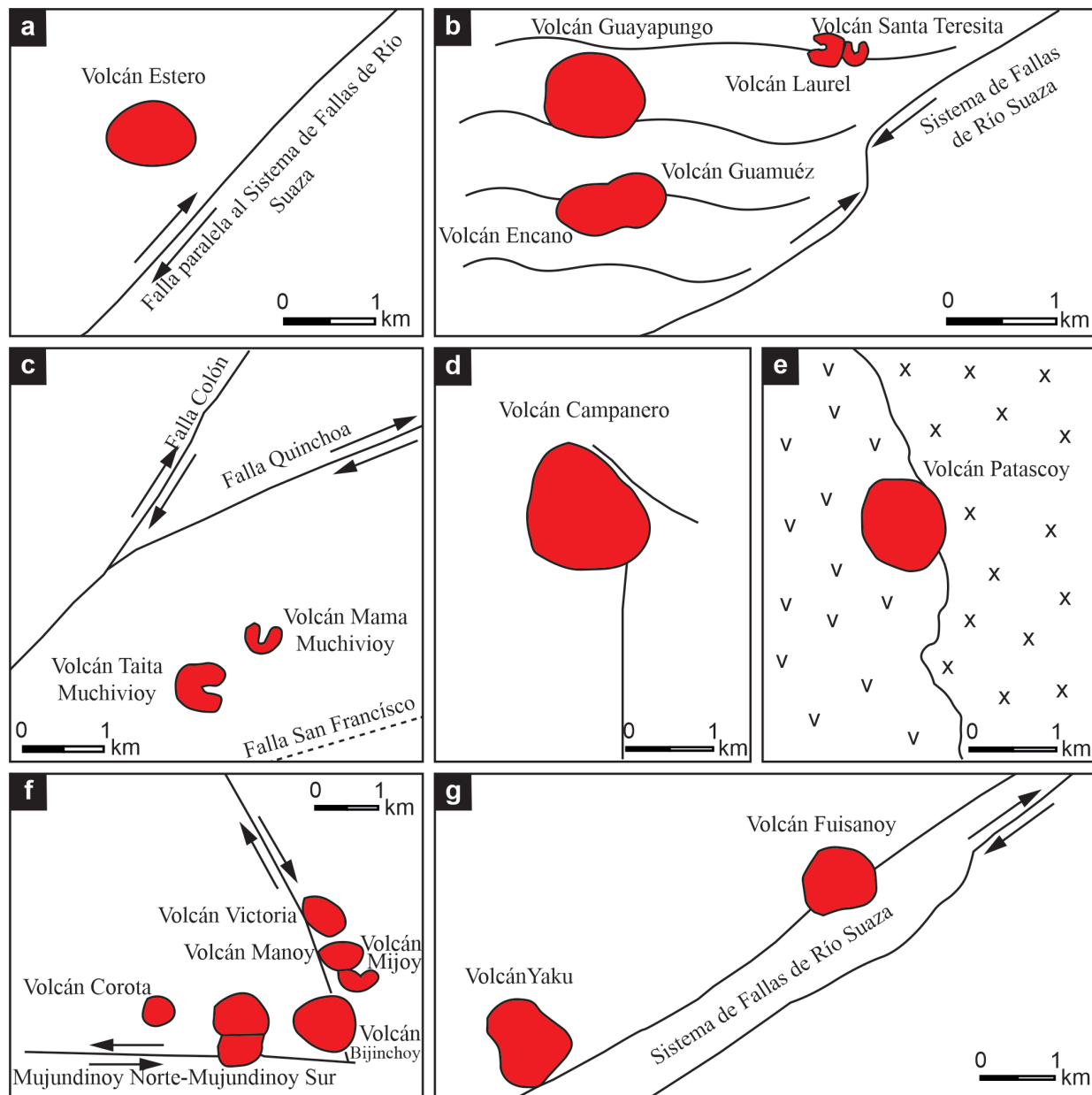


Figura 11. Mecanismos de ascenso de magma asociados con lineamientos y fallas propuestos. a) El trazo de una falla paralela a otra. B) Curvatura de las fallas c) Interacción de por lo menos dos sistemas de fallas. d) La interconexión de por lo menos dos sistemas de fracturas. e) Contrastes litológicos. f) Sintaxis tectónica dilatacional. g) El trazo de un lineamiento paralelo a una falla.

6.3.3. Interacción de por lo menos dos sistemas de fallas

En este escenario (Figura 11C) se incluyen los volcanes Taita Muchivioy-Mama Muchivioy. Teniendo en cuenta que el Valle de Sibundoy es atravesado por dos fallas regionales reconocidas como la falla Colón y San Francisco-Yunguillo, se atribuye la asociación espacial de estos volcanes con la interacción de las mismas, generando concentración de tensiones que fracturan la corteza y permiten el ascenso de magma.

6.3.4. La interconexión de por lo menos dos sistemas de fracturas

En este escenario (Figura 11D) se incluye el volcán Campanero, ya que el sector NW en donde este se encuentra está influenciado por el trazo de fallas longitudinales como el Sistema de Fallas de Río Suaza, un trazo continuo a la falla la Victoria y de lineamientos uno en sentido N-S y el otro en sentido NW-SE. Así, se proponen redes de fracturas suficientes para interactuar y conformar un conducto eficaz para el ascenso de material a través de la liberación de tensión generada en la zona donde se dio el fracturamiento de la corteza.

6.3.5. Contrastes litológicos

En este escenario (Figura 11E) se incluye el volcán Patascoy. Su ubicación es el resultado de un claro contraste entre las lavas y depósitos volcániclasticos, y el Batolito de Mocoa. El contacto entre estas dos unidades pudo generar zonas de debilidad debido a la diferencia de densidades entre rocas plutónicas y volcánicas que a su vez generaron espacios de acomodación por los cuales el magma alcanzó la superficie.

6.3.6. Sintaxis tectónica dilatacional

En este escenario (Figura 11F) se incluyen los volcanes Victoria, Manoy, Mijoy, Bijinchoy, Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, y La Corota. La sintaxis tectónica dilatacional consiste en la interacción de fallas con comportamiento transcurrente que se desplazan en sentidos contrarios. De esta manera, en la zona de intersección se puede dar contracción o dilatación dependiendo del movimiento de las fallas. En la zona de estudio se propone que el ascenso del magma se dio a través del proceso de sintaxis tectónica dilatacional teniendo en cuenta los lineamientos propuestos que se asocian espacialmente con la alineación NNW-SSE de los volcanes: Victoria, Manoy, Mijoy y Bijinchoy y alineación E-W de los volcanes: Bijinchoy, Mujundinoy Norte-Mujundinoy Sur, y La Corota.

6.3.7. El trazo de un lineamiento paralelo a una falla

En este escenario (Figura 11G) se incluyen los volcanes Fuisanoy y Yaku. A pesar de ser un área cubierta por lavas de edad Neógena, se pudo evidenciar un lineamiento paralelo al Sistema de Fallas de Río Suaza que se acentúa hacia el NE del Fuisanoy; este probablemente sería el alimentador que permitió la formación de los volcanes Yaku y Fuisanoy. El ambiente húmedo o con saturación de agua en la zona y el contacto de esta misma con zonas de altas temperaturas generadas en profundidad y transmitidas a través del trazo de esta falla dieron paso a erupciones explosivas que modelaron su estructura.

7. Conclusiones

La distribución de los drenajes en la zona de estudio, patrones de drenajes y anomalías están directamente relacionados con el comportamiento reológico y la influencia tectónica del Sistema de Fallas de Algeciras. Así, las fallas Colón, Quinchoa, Sibundoy y San Francisco-Yunguillo se relacionan con la deflexión de los drenajes en el Valle de Sibundoy, mientras que los ganchos de flexión desarrollados en rocas competentes del Batolito de Mocoa modelan el curso de los ríos Bijinchoy y Volcanyaco.

Los procesos de intensa deformación y exhumación en la Cordillera Oriental asociados con el trazo del Sistema de Fallas de Algeciras se manifiestan en las geoformas estructurales desarrolladas a lo largo del piedemonte llanero. En la zona de estudio, estas evidencias fisiográficas corresponden preferencialmente a ganchos de flexión, lomeríos estructurales, espolones y escarpes facetados que se asocian espacialmente con los trazos de fallas regionales y fallas propuestas en este trabajo.

La zona de estudio presenta lineamientos con tendencias de rumbo NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW, NW-SE, WNW-ESE; estos lineamientos están asociados con las fallas San Francisco-Yunguillo, Sibundoy y el Sistema de Fallas de Río Suaza. La concentración de lineamientos transversales a lo largo del trazo de las fallas locales presentes en el área puede deberse a la existencia de zonas de falla como la falla Sibundoy y otras no registradas en la literatura; estas zonas de falla pueden visualizarse mediante la correlación de lineamientos continuos.

Con los insumos analizados en este trabajo, se destacan fallas regionales que no han sido registradas en la literatura. Su relación con los componentes morfométricos y geomorfológicos en el sector permite nombrarlas y sugerir una cinemática teniendo en cuenta las fallas ya reconocidas. De acuerdo con esto, en el sector se proponen: 1) Fallas longitudinales en dirección NE-SW paralelas al Sistema de Fallas de Río Suaza con componente en

rumbo dextral, y 2) Fallas transversales en dirección ENE-WSW paralelas a la falla San Francisco-Yunguillo con componente en rumbo sinistral.

El modelo estructural del CVMGS está basado en los trazos de fallas regionales con componente en rumbo pertenecientes al Sistema de Fallas de Algeciras y su interacción con trazos de fallas transversales. Estas crean zonas de transtensión y fracturamiento en la corteza terrestre a través de las cuales se da el ascenso de magma que permite el emplazamiento del vulcanismo monogenético del CVMGS. Los principales mecanismos propuestos para el emplazamiento de vulcanismo monogenético en la zona del Valle de Sibundoy son: el trazo de una falla paralela a otra, curvaturas en el trazo de una falla, la interacción de dos sistemas de fallas, la interconexión de dos sistemas de fracturas, contrastes litológicos, sintaxis tectónica dilatacional y el trazo de lineamientos paralelos a una falla.

8. Agradecimientos

Este trabajo se llevó a cabo en el Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas, en el marco del proyecto MINCIENCIAS, convocatoria 890: “Vulcanismo en el centro y suroccidente del país: Implicaciones de origen, evolución, amenaza, relación con el desarrollo de suelos volcánicos y potencial geoturístico” otorgado al grupo de investigación “Grupo de Investigación en Estratigrafía y Vulcanología (GIEV) Cumanday” de la Universidad de Caldas.

9. Referencias

- Acocella, V. (2021). *Volcano-tectonic processes*. Switzerland: Springer.
- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., & Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. En A. Coward, A. C. Ries, R. W. H. Butler, R. H. Graham (Eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike* (pp. 303-319) *Geological Society, London, Special Publications*, doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.16>
- Ahmadi, H., & Pekkan, E. (2021). Fault-based geological lineaments extraction using remote sensing and GIS a review. *Geosciences*, 11(5), 183. doi: <https://doi.org/10.3390/geosciences11050183>
- Anderson, V. J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Tesón, E., Breecker, D. O., & Ketcham, R. A. (2016). Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. *Geosphere*, 12(4), 1235-1256. doi: <https://doi.org/10.1130/GES01294.1>
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Zapata, G., Bermúdez, J.G. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: monzogranito de Altamira*. Servicio Geológico Colombiano.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (2009) *Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes*. Argentina. Servicio Nacional de Geología y Minería
- Avellán, D. R., Cisneros- Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., & Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia—Insights into Volcano-tectonic interactions in the central- eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*.100, 102554. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, I. F., Martí, J., López-Loera, H., & Benowitz, J. (2019). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern trans-Mexican volcanic belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8-18. doi: <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1531075>
- Bierman, P. R., Montgomery, D. R., & Massey, C. A. (2013). *Key Concepts in Geomorphology-NSF supports community-based creation of a new style of textbook*. In AGU Fall Meeting Abstracts. EE.UU.
- Bonachea-Pico, J. (2006). Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos. [Tesis doctoral]. Universidad de Cantabria, Santander, España.
- Botero-Gómez, L. A. (2022). *Control estructural y relación temporal de los volcanes pertenecientes al campo volcánico monogenético Villamaría-Termes, Caldas, Colombia*. [Tesis de maestría]. Universidad de Caldas, Manizales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Botero-Gómez, L. A., & López-Palacio, J. (2023). Estado de la geotermia en Colombia: educación prospectiva y producción. *Energía y geociencias*, ACGGP.35, 32-34.
- Botero-Gómez, L. A., Murcia, H., & Hincapié, G. (2023). The effect of fault systems on volcanic activity: Insights from the subduction-related, Quaternary Villamaría-Termes monogenetic volcanic field in Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 444, 107969. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107969>
- Botero-Gómez, L. A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C., & Grajales, J. A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termes, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. *Boletín de Geología*. 40(3), 85-102. doi: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018005>
- Brenning, A., & Azócar, G. F. (2010). Minería y glaciares rocosos: impactos ambientales, antecedentes políticos y legales, y perspectivas futuras. *Revista de Geografía Norte Grande*, 47,143-158. doi: <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022010000300008>
- Burbank, & Pinter. (1999). Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research*, 11(1), 1-6. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00089.x>
- Burbank, DW & Anderson, RS (2013). Geomorfología tectónica. *Geo-*

- ciencia ambiental e ingeniería*, 19(2), 198-200.
- Bustamante, A., Juliani, C., Hall, C. M., & Essene, E. J. (2011). 40Ar/39Ar ages from blueschists of the Jambaló region, Central Cordillera of Colombia: implications on the styles of accretion in the Northern Andes. *Geologica Acta*, 9(3), 351-362. doi: <https://doi.org/10.1344/105.000001697>
- Bustamante, C., Archanzo, C. J., Cardona, A., & Vervoort, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bulletin GSA*, 128(11-12), 1762-1779. doi: <https://doi.org/10.1130/B31307.1>
- Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., & Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzón Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.
- Caballero, V., Parra, M., & Mora Bohórquez, A.R. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de geología*, 32(1), 45-77.
- Carvajal, J. H. (2012). *Propuesta de estandarización de la cartografía geomorfológica en Colombia*. Bogotá. Servicio Geológico Colombiano
- Castro, J. S. (2021). *As condições de cristalização dos vulcões Amazonas, Sancancio e Lusitania do Campo Vulcânico Monogenético Villamaría-Termas, em Manizales, Colômbia*. [Tesis de pregrado]. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Cavell, D. E. (2020). *Petrogenesis of Colombian Arc Volcanoes: A Regional Study*. [Tesis de doctorado]. Department of Earth Sciences, The University of Birmingham, England. <https://etheses.bham.ac.uk/id/eprint/11070/>
- Cediel, F., & Shaw, R. P. (2019). *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction*. Springer International Publishing. Switzerland. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-76132-9>
- Cengiz, O., Sener, E., & Yagmurlu, F. (2006). A satellite image approach to the study of lineaments, circular structures and regional geology in the Golcuk Crater district and its environs (Isparta, SW Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), 155-163. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.02.005>
- Charlton, R. (2007). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge. London.
- Chicangana-Montón, G., Bocanegra-Gómez, A., Pardo-Mayorga, J., Salcedo-Hurtado, E. D. J., Gómez-Capera, A., & Vargas-Jiménez, C. A. (2022). Sismicidad y sismotectónica para el sector norte del ámbito del Sistema de Fallas de Algeciras, Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, 44(1), 111-134. doi: <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n1-2022005>
- Cline, K. M., Page, W. D., Gilliam, M. L., Cluff, L. S., Arias, L. A., Benalcázar, L. G., & López, J. H. (1981). Quaternary activity on the Romeral and Cauca Faults, northwest Colombia. *Revista CIAF*, 6(1-3), 115-116.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J & Taborda, A. (1995). Desarrollo de cuencas e historia tectónica de la cuenca de los Llanos, Cordillera Oriental y Valle Medio del Magdalena, Colombia. *Boletín AAPG*, 79(10). 1421-1442.
- Cortés, M., Colletta, B. y Angelier, J. (2006). Estructura y tectónica del segmento central de la Cordillera Oriental de Colombia. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericana*, 21(4), 437-465.
- Dar, R. A., Chandra, R., & Romshoo, S. A. (2013). Morphotectonic and lithostratigraphic analysis of intermontane Karewa basin of Kashmir Himalayas, India. *Journal of mountain science*, 10, 1-15. doi: <https://doi.org/10.1007/s11629-013-2494-y>
- Diederix, H., Bohórquez, O. P., Mora-Páez, H., Peláez, J. R., Cardona, L., Corchuelo, J., Ramírez, J & Díaz-Mila, F. (2020). The Algeciras Fault System of the Upper Magdalena Valley, Huila Department. *The geology of Colombia*, 4, 423-452. doi: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.12>
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71-84. doi: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Duraiswami, R. A., Bondre, N. R., Dole, G., Phadnis, V. M., & Kale, V. S. (2001). Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India. *Bulletin of Volcanology*, 63, 435-442. doi: <https://doi.org/10.1007/s004450100160>
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins; Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag. Berlin.
- Farangitakis, GP, McCaffrey, KJ, Willingshofer, E., Allen, MB, Kalnins, LM, van Hunen, J & Sokoutis, D. (2021). La evolución estructural de las cuencas separables en respuesta a cambios en el movimiento de las placas. *Investigación de cuencas*, 33(2), 1603-1625.
- Faulds, J., & Hinz, N. (2015). *Favorable tectonic and structural settings of geothermal systems in the Great Basin region, western USA: Proxies for discovering blind geothermal systems*. [Presentación de paper]. World Geothermal Congress, Melbourne, Australia. <https://www.osti.gov/biblio/1724082>
- Fitz Alvira, N. (2022). *Geología y análisis vulcano-tectónico del vulcanismo monogenético al sur del graben de Penjamillo, Michoacán (México)*. [Tesis de maestría] Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, México.
- Flórez, A. (2003). *Colombia: evolución de sus relieves y modelados*. Universidad Nacional de Colombia. Red de Estudio de Espacio y Territorio, RET. Bogotá.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. (2a ed). Cambridge university press. England.
- García-Chinchilla, D. A., & Vlach, S. R. F. (2019). Geological mapping of intrusive rocks: a case study in the Garzón region, the Eastern Cordil-

- lera of the Colombian Andes. *Geología USP. Serie Científica*, 19(4), 43-62. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v19-158365
- Gómez-Hurtado, E., Aguirre-Hoyos, L. M., Diederix, H., Audemard M., F. A., Mora-Páez, H., Bohórquez-Orozco, O. P., Muñoz, O. F., González, D. A., López-Isaza, J. A., Escobar-Rey, L. K., Martínez-Díaz, G. P., Ramírez-Cadena, J., Idárraga-García, J., López-Herrera, N. R., Barragán, W., Tique, Y. P., Fonseca, H. A., Jiménez, J. A., & Plazas-Ruiz, J. M. (2022). *Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia*. Servicio Geológico Colombiano.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P. W., Benowitz, J., López-Loera, H., López, F. M., & Pertón, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Bulletin GSA*, 132(11-12), 2455-2474. doi: <https://doi.org/10.1130/B35397.1>
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., & Garduño-Monroy, V. H. (2021). *Tectonic control on monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México* [Sesión de asamblea]. 2021 European Geosciences, Union Göttingen Germany.
- Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of geomorphology* (vol. 2). New York. Psychology Press.
- Grajales, J. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Barrero-Lozano, D., Osorio, J. A., & Cuellar, M. A. (2020). Emplazamiento del magmatismo Paleoceno-Eoceno bajo un régimen transtensional y su evolución a un equilibrio dinámico en el borde occidental de Colombia. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 37(3), 250-268. doi: <http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.3.1570>
- Grosse, P., Ramacciotti, M. L. O., Fochi, F. E., Guzmán, S., Orihashi, Y., & Sumino, H. (2020). Geomorphology, morphometry, spatial distribution and ages of mafic monogenetic volcanoes of the Peinado and Incahuasi fields, southernmost Central Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 106966. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106966>
- Gutiérrez, F., & Gutiérrez, M. (2016). *Landforms of the earth: an illustrated guide*. Springer.
- Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J. (2016). *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer Dordrecht.
- Helmens, K. F., & Van der Hammen, T. (1995). Memoria explicativa para los mapas del Neogeno-Cuaternario de la Sabana de Bogotá-Cuenca alta del Río Bogotá (Cordillera Oriental, Colombia). *Análisis Geográficos*, 24, 91-142.
- Hobbs, W. H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 15(1), 483-506. doi: <https://doi.org/10.1130/GSAB-15-483>
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG bulletin*, 51(11), 2246-2259. doi: <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Huggett, R., & Shuttleworth, E. (2022). *Fundamentals of geomorphology*. Taylor & Francis.
- Irving, E. M. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín geológico*, 19(2), 1-90. doi: <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol19.2.1971.395>
- Kearey, P. (2009). *The Encyclopedia of the solid earth sciences*. John Wiley & Sons.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes*. Prentice Hall.
- Kereszturi, G. & Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. En A. K. Németh. (Ed.), *Updates in Volcanology-New Advances in Understanding Volcanic Systems, inTech Open: Rijeka, Croatia*. (pp. 3-88). Book metrics overview.
- Latrubesse, E. M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146, 1-30. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.03.004>
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>
- Liotta, D., Brogi, A., Wheeler, W. H., Bastensen, E., Garduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Pola, A., Avellán, D. R., Bianco, C., Olvera-García, E., Gómez-Alvarez, F., Israde-Alcantara, I., Jiménez-Haro, A., Luigi Piccardi, L., & Zucchi, M. (2023). Tectonic-magmatic-hydrothermal interactions in a hot dry rock geothermal system: The role of the transfer and normal faults in the Acoculco caldera (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 444, 107963. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107963>
- Martínez Martínez, J. A. (2021). *Marco Jurídico sobre la generación de Energía Geotérmica en Colombia. Tesis de pregrado, Facultad de Ciencias Jurídicas, Programa de derecho*. Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá. <https://repository.javeriana.edu.co/handle/10554/56109>
- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831-845. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831>
- Mon, R. (2005). Control tectónico de la red de drenaje de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 461-466.
- Monsalve-Bustamante, M. L., Tapias, J. G., & Nuñez-Tello, A. (2020). Rear-Arc Small-Volume Basaltic Volcanism in Colombia: Monogenetic Volcanic Fields. En C. C. Gómez Tapias, J.; Mateus Zavala, D.; Pinilla Pachon, A.; et. al (Eds.), *The Geology of Colombia* (pp. 353-396). Servicio Geológico Colombiano.
- Montes, C., Rodríguez-Corcho, A. F., Bayona, G., Hoyos, N., Zapata, S., & Cardona, A. (2019). Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin.

- Earth-Science Reviews*, 198, 102903. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903>
- Moody, J. D., & Hill, M. J. (1956). Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 67(9), 1207-1246. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[1207:WT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[1207:WT]2.0.CO;2)
- Mount, J. F. (1954). *California rivers and streams: The conflict between fluvial process and land use*. University of California Press.
- Murcia, A., & Cepeda, H. (1991). *Memoria explicativa: Geología de la plancha 429–Pasto. Escala 1:100.000*. Ingeominas, Bogotá.
- Murcia, A., & Pichler, H. (1986). *Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del SW de Colombia*. [Presentación de paper]. Memorias del Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgo Volcánicos, Bogotá.
- Murcia, H., Borrero, C., & Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 77-87. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de geología estructural*. Antofagasta, Chile.
- Núñez, A. (2003). *Reconocimiento Geológico Regional de las Planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco Departamentos de Cauquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo. Escala 1:100.000*. Memoria explicativa. Instituto Nacional de Investigaciones Geológicas Mineras (INGEOMINAS), Bogotá.
- Ortiz, W. C. (1970). La Cocha: Un Lago Andino en el Sur de Colombia. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia*, 17(101), 1-13.
- Papadaki, E. S., Mertikas, S. P., & Sarris, A. (2011). Identification of lineaments with possible structural origin using ASTER images and DEM derived products in Western Crete, Greece. *EARSeL eProceedings*, 10(1), 9-26
- París, G., & Romero, J. A. (1994). Fallas activas en Colombia. *Boletín geológico*, 34(2-3), 4-25. doi: <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol34.2-3.1994.347>
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., & Delgado, J. (2004). Metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa. *Geotemas*, 6, 259-262.
- Piquer, J., Yáñez, G., Rivera, O., & Cooke, D. R. (2019). Long-lived crustal damage zones associated with fault intersections in the high Andes of Central Chile. *Andean Geology*, 46(2), 223-239. doi: <https://doi.org/10.5027/andgeoV46n2-3106>
- Pubellier, M., Deffontaines, B., Quebral, R., & Rangin, C. (1994). Drainage network analysis and tectonics of Mindanao, southern Philippines. *Geomorphology*, 9(4), 325-342. doi: [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90053-1](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90053-1)
- Restrepo, M., Bustamante, C., Cardona, A., Beltrán-Trivino, A., Bustamante, A., Chavarria, L., & Valencia, V. A. (2021). Tectonic implications of the Jurassic magmatism and the metamorphic record at the southern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103439. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103439>
- Restrepo-Moreno, S. A., Foster, D. A., Bernet, M., Min, K., & Noriega, S. (2019). Morphotectonic and orogenic development of the Northern Andes of Colombia: A low-temperature thermochronology perspective. En A. Cediel, F., Shaw, R.P. (Eds.), *Geology and Tectonics of North-western South America*: (pp. 749-832). Frontiers in Earth Sciences. Springer, Cham. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_11
- Richards, J.P. (2000). Lineaments revisited. *Society of Economic Geologists Newslette*, 42(1), 14-20. doi: <https://doi.org/10.5382/SEG-news.2000-42.fea>
- Rivera Lara, V. (2021). *Estudio morfométrico y geomorfológico del campo volcánico mono genético Guamuez – Sibundoy, Colombia*. [Tesis de pregrado], Programa de geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Caldas, Manizales.
- Robertson, K., Flórez, A., & Ceballos, J. L. (2002). Geomorfología volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. *Cuadernos de Geografía, Revista Colombiana de Geografía*, 11(1-2), 37-76.
- Rodríguez Ospina, G., Alfaro Valero, C., & González Idárraga, C. E. (2019). *Geotermia en Colombia*. Libros del Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G., & González, H. (2004). Características geoquímicas y marco tectónico de los basaltos alcalinos del sur de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (16), 9-22.
- Rodríguez-González, A., & Fernández-Turiel, J. L. (2015). Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40-48.
- Salazar-Muñoz, N., de la Ossa, C. A. R., Murcia, H., Schonwalder-Ángel, D., Botero-Gómez, L. A., Hincapié, G., Dasilva, J. C., & Sánchez-Torres, L. (2021). Andesitic (SiO₂: ~ 60 wt%) monogenetic volcanism in the northern Colombian Andes: Crystallisation history of three Quaternary volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 412, 107194. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107194>
- Sánchez Torres, L., Murcia, H., & Schonwalder Ángel, D. (2022). The northernmost volcanoes in South America (5–6° N): the potentially active Samaná Monogenetic Volcanic Field. *Frontiers in Earth Science*, 10, 880003. doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2022.880003>
- Sánchez-Torres, L., Toro, A., Murcia, H., Borrero, C., Delgado, R., & Gómez-Arango, J. (2019). El Escondido tuff cone (38 ka): a hidden history of monogenetic eruptions in the northernmost volcanic chain in the Colombian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 81(12), 1-14. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1337-2>
- Sarhan, M. A. (2017). Wrench tectonics of Abu Gharadig Basin, Western Desert, Egypt: a structural analysis for hydrocarbon prospects. *Ara-bian Journal of Geosciences*, 10, 1-14. doi: <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3176-9>
- Scheidegger, A. E. (2003). *Morphotectonics*. Springer, Berlin.
- Sevilla Caicedo, S. P. (2013). *Análisis SIG para el modelamiento de movimientos de ladera usando software libre en el tramo el Tiro Río*

- Sabanilla de la vía Loja Zamora*. [Tesis de pregrado], Universidad Técnica Particular de Loja, Loja, Ecuador.
- Sharma, V. K. (2010). *Introduction to process geomorphology*. CRC Press. Taylor & Francis group, Boca Raton.
- Solano-Acosta, J.D.; Despaigne Diaz, A.I.; Pearse, J. (2020). Morpho-tectonic analysis of the upper guajira, Colombia. a gis and remote sensing approach. 2020100476. doi: <https://doi.org/10.20944/preprints202010.0476.v1>
- Soliman, A., & Han, L. (2019). Effects of vertical accuracy of digital elevation model (DEM) data on automatic lineaments extraction from shaded DEM. *Advances in space research*, 64(3), 603-622. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.009>
- Soulas, J.P., Egüez, A., Yepes, H., & Pérez, V.H. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Boletín de Geología Ecuatoriano*, 2(1), 3-11.
- Suarez, A. F. (1990). The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2-3), 141-151. doi: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90026-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90026-W)
- Taboada, A., Dimaté, C. y Fuenzalida, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*, 10. 111-147.
- Terrones Mendoza, D. J. (2023). *Caracterización Geomorfológica del Distrito de Magdalena, Caserío La Viña y Huaquillas*. [Tesis de pregrado]. Facultad de ingeniería. Universidad Nacional de Cajamarca. Perú. <http://hdl.handle.net/20.500.14074/5586>
- Thouret, J. C. (1999). Volcanic geomorphology an overview. *Earth-science reviews*, 47(1-2), 95-131. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00014-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00014-8)
- Toro-Toro, L. M., Vallejo, F., Salazar-Ríos, A., Murcia, H., Osorio-Ocampo, S., García-Arias, M., & Arredondo, C. (2020). Granulitic rocks at the Western Cordillera of Colombia: Evidence of metamorphism in the Colombian Caribbean Oceanic Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102632. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102632>
- Torres Gonzalez, D. E. (2018). *Caracterización de las estructuras asociadas a sistemas de fallas tipo "strike slip" y su implicancia geológica-petrolera. La cuenca Mio-oligocena de Tincopalca, sistema de fallas Condoroma-Caylloma en el sur del Perú*. [Sesión de conferencia]. 2018. IX Seminario Internacional de Exploración, Explotación, Procesamiento y Transporte de Hidrocarburos, Lima,
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1994). The Colombian Andes during cretaceous times. *Cretaceous tectonics of the Andes*. 61-100. doi: https://doi.org/10.1007/978-3-322-85472-8_2
- Udias, A., & Buforn, E. (2017). *Principles of seismology*. Cambridge University Press. New York.
- Vargas-Arcila, L., Murcia, H., Osorio-Ocampo, S., Sánchez-Torres, L., Botero-Gómez, L. A., & Bolaños, G. (2023). Effusive and evolved monogenetic volcanoes: two newly identified (~ 800 ka) cases near Manizales City, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 85(7), 42. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01655-y>
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399(1-4). 313-329. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>
- Velandia, F., Terraza, R., & Villegas, H. (2001). *El Sistema de Fallas Algeciras hacia el Suroeste de Colombia y la actual transpresión de Los Andes del Norte*. [Sesión de conferencia]. 2001 VIII Congreso Colombiano de Geología
- Velandia, J., Murcia, H., Németh, K., & Borrero, C. (2021). Uncommon mafic rocks (MgO > 10 wt.%) in the northernmost Andean volcanic chain (4° 25' N): Implications for magma source and evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 110. 103308. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103308>
- Vergara, H. (1996). Rasgos y actividad neotectónica de la Falla de Algeciras. In *Memorias VII Congreso Colombiano de Geología*, 1. 491-500.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W & Beltrán, A. (2011). Geocronología, geoquímica y evolución tectónica de las cordilleras Occidental y Central de Colombia. *Litos*, 125 (3-4). 875-896.
- Woodward, JC, Macklin, MG, Krom, MD, Williams, MA y Gupta, A. (2007). The Nile: Evolution, Quaternary Environments and Material Fluxes. En A. Gupta, A. (Ed.) *Large Rivers: Geomorphology and Management*, (pp. 261-289). John Wiley & Sons.
- Zapata-García, G., Rodríguez García, G., & Mejía, MIA (2017). Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco Putumayo y la vía Palermo-San Luis asociadas a los complejos La Cocha-Río Téllez y Aleluya. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (41). 47-64.
- Zingaretti, V. (2023). Evolución geomorfológica del río Blanco Este tras las recientes erupciones del volcán Calbuco, Chile. [Tesis de maestría]. Facultad de Ciencias forestales y recursos naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia.

10. Anexo 1

Tabla de valores de azimut de los lineamientos por sectores.

X0	Y0	X1	Y1	LONGITUD	C1	C2	C3	C4	AZIMUT
669992.6713	612493.8007	670393.7247	612878.1435	555.4847446	1.043478262	0.80667155	46.21887525	46.21887525	46.2
668889.7743	614265.12	669675.1706	614499.0678	819.4992069	3.357142859	1.281292655	73.41266145	73.41266145	73.4
669825.5657	608199.1868	670393.7247	608199.1868	568.1590311	0	0	0	0	180.0
668438.5892	606862.342	669574.9073	606945.8948	1139.385715	13.60000011	1.497399001	85.79464303	85.79464303	85.8
669975.9607	607330.2377	669574.9073	606945.8948	555.4847446	1.043478262	0.80667155	46.21887525	46.21887525	226.2
670527.4092	613646.8293	670527.4092	613061.9597	584.8695908	0	0	0	0	180.0
655297.9621	611053.6289	655784.7964	611434.6297	618.1983687	1.277777778	0.906750164	51.95295747	51.95295747	52.0
653752.7923	611392.2963	654387.7936	611625.1301	676.3417708	2.727272727	1.219351533	69.86369657	69.86369657	69.9
652821.4571	611349.9628	653519.9585	611117.129	736.2851211	-3	-1.249045772	-71.56505118	71.56505118	108.4
652884.9572	605571.4513	653414.125	605021.1169	763.4700193	-0.961538462	-0.765792833	-43.87669729	43.87669729	136.1
654387.7936	611349.9628	653519.9585	611117.129	898.5261738	3.727272727	1.308676486	74.98163937	74.98163937	255.0
653308.2914	613784.1344	653879.7926	614143.9684	675.3473937	1.588235294	1.008874765	57.80426607	57.80426607	57.8
654387.7936	614101.635	655128.6284	614482.6358	833.0653058	1.944444444	1.095785571	62.78388844	62.78388844	62.8
655433.5806	613334.5106	656343.7491	613313.3439	910.4145783	-43	-1.547544704	-88.66778015	88.66778015	91.3
653519.9585	613064.4663	654049.1262	613530.1339	704.8863689	1.136363636	0.849141476	48.65222278	48.65222278	48.7
655594.296	614355.6355	656398.6309	614376.8022	804.6134031	38	1.54448661	88.49256424	88.49256424	88.5
669966.4914	601512.7348	670553.8676	601814.3604	660.294461	1.947368424	1.096396445	62.81888894	62.81888894	62.8
671141.2438	615276.3874	671045.9936	614117.51	1162.78512	0.082191781	0.082007446	4.698680545	4.698680545	184.7
671220.6189	613736.5093	671490.4945	614117.51	466.8986909	0.708333331	0.616296936	35.31121336	35.31121336	35.3
666648.6098	610228.1273	667077.2356	609751.8763	640.7301267	-0.899999999	-0.732815101	-41.98721245	41.98721245	138.0
668077.3626	605068.7419	669156.8648	605179.8672	1085.206767	9.714285736	1.468216475	84.12260741	84.12260741	84.1
670776.118	608180.2482	671331.7441	608180.2482	555.6261113	0	0	0	0	180.0
668006.6341	602656.9436	668828.0717	602539.5954	829.7773251	-6.999999983	-1.428899272	-81.86989763	81.86989763	98.1
666984.028	603143.1006	667604.2973	602556.3594	853.8144619	-1.057142855	-0.813168799	-46.59114022	46.59114022	133.4
671309.1487	614173.8347	670527.4092	613646.8293	942.7890983	1.483361485	0.977634607	56.01433689	56.01433689	236.0
670135.6663	609278.7369	670621.8233	608792.5799	687.5297837	-1	-0.785398163	-45	45	135.0
670655.3514	606998.8283	671145.6999	607146.4215	512.0795359	3.322296861	1.278425488	73.24838487	73.24838487	73.2
667436.6569	609345.793	667077.2356	609751.8763	542.2981918	-0.88509252	-0.724517608	-41.51180115	41.51180115	318.5
670527.4092	613061.9597	670393.7247	612878.1435	227.2881854	0.727272728	0.628796287	36.02737342	36.02737342	216.0
670769.3023	608675.7079	671356.6785	608628.0828	589.303759	-12.3333334	-1.489892228	-85.3645366	85.3645366	94.6
654402.1446	611088.7127	655297.9621	611053.6289	896.5042069	-25.53363511	-1.531652304	-87.7572127	87.7572127	92.2
655297.9621	611053.6289	655449.8967	610580.7117	496.7240764	-0.321271122	-0.310855568	-17.81071209	17.81071209	162.2
654550.8084	612374.534	655288.9974	612049.0959	806.7421861	-2.268292684	-1.155568991	-66.20922614	66.20922614	113.8
667952.3163	601393.5431	669078.5493	601806.4952	1215.503159	2.727272724	1.219351532	69.86369655	69.86369655	69.9
668227.6177	601681.3582	669003.4671	601919.1185	825.593744	3.263157896	1.273431182	72.96223221	72.96223221	73.0
667138.9259	603683.5502	671305.9879	604334.2626	4419.778709	6.403846151	1.415891193	81.12458963	81.12458963	81.1
668803.2479	605372.8996	669466.474	605347.8722	663.6981336	-26.50000054	-1.533078375	-87.83892056	87.83892056	92.2
669741.7754	608288.5917	670267.3508	608413.7287	540.2673023	4.200000021	1.337053147	76.60750231	76.60750231	76.6
670505.1111	609439.852	670842.981	609101.9822	477.8201852	-1	-0.785398163	-45	45	135.0
670680.3029	612906.1469	671431.1249	612881.1195	751.2389922	-29.9999994	-1.53747533	-88.09084753	88.09084753	91.9
670505.1111	612793.5236	670943.0906	612718.4414	444.3685083	-5.833333291	-1.401018052	-80.27242138	80.27242138	99.7
671118.2824	612405.5989	670429.1414	612638.7239	798.9132141	-2.956100459	-1.244597261	-71.31017025	71.31017025	288.7
670855.4947	611867.5098	670017.0768	611955.1057	850.1987174	-9.571428596	-1.466696389	-84.03551291	84.03551291	276.0
665837.5011	610928.9823	666100.2888	610103.0781	883.2841686	-0.318181817	-0.30805278	-17.65012418	17.65012418	162.3

669391.3918	611679.8043	670041.073	610515.013	1495.803125	-0.557766159	-0.508786154	-29.15129928	29.15129928	150.8
655513.6988	612005.1605	653599.1027	613744.5648	2718.650085	-1.100719424	-0.833306681	-47.74495589	47.74495589	312.3
655926.6509	609840.2904	655449.8967	610580.7117	942.7212149	-0.643895851	-0.572072103	-32.77731708	32.77731708	327.2
652973.4178	607224.9272	654425.0069	606361.4819	1765.194174	-1.681159421	-1.034188752	-59.25465072	59.25465072	120.7
653411.3972	606849.5162	653911.9452	606011.0983	976.4695779	-0.597014926	-0.538221702	-30.83783195	30.83783195	149.2
653286.2602	614495.3867	653211.178	613907.2429	592.9170006	0.127659574	0.126972789	7.275004913	7.275004913	187.3
653236.2054	613807.1333	653086.0411	613256.5305	570.7125171	0.272727271	0.266252047	15.25511861	15.25511861	195.3
654237.3014	614620.5237	653879.7926	614143.9684	595.7495746	0.750193845	0.643625158	36.87700514	36.87700514	216.9
653849.3767	614507.9004	653636.6438	614170.0306	399.2635089	0.629629631	0.561921563	32.19573398	32.19573398	212.2
653461.452	609990.4548	653811.8356	610491.0028	610.9966876	0.7	0.610725964	34.9920202	34.9920202	35.0
654362.4384	610090.5644	654212.274	609452.3657	655.6271122	0.235294118	0.231090667	13.24051992	13.24051992	193.2
653811.8356	610015.4822	653949.4863	609477.3931	555.4165844	-0.255813953	-0.250443089	-14.34933202	14.34933202	165.7
669103.5767	610566.085	669178.6589	609952.9137	617.7510537	-0.122448981	-0.121842438	-6.981057461	6.981057461	173.0
669466.474	606987.1669	668665.5972	606987.1669	800.8767837	0	0	0	0	360.0
669041.0082	605560.6051	669916.9672	605961.0435	963.1485057	2.187499999	1.142018299	65.43282867	65.43282867	65.4
669441.4466	605498.0366	670067.1316	605773.338	683.5733765	2.27272727	1.156289452	66.25050549	66.25050549	66.3
669666.6932	610353.3521	669175.6742	610561.3205	533.2452825	-2.361026945	-1.170159138	-67.04517998	67.04517998	293.0
669453.9603	610641.1672	669941.9946	610428.4343	532.3840279	-2.294117643	-1.159731779	-66.44773629	66.44773629	113.6
668452.8643	607162.3587	669053.5219	607162.3587	600.6575878	0	0	0	0	180.0
668302.6999	606599.2422	669123.3236	606795.7296	843.8190119	4.176470575	1.33578411	76.53479187	76.53479187	76.5
669091.063	604509.4544	669403.9055	604521.968	313.0926676	25.00000144	1.530817642	87.70939009	87.70939009	87.7
668427.8369	604584.5365	668815.7616	604559.5091	388.7311892	-15.5000003	-1.506369489	-86.30861408	86.30861408	93.7
669003.4671	604659.6187	669453.9603	604659.6187	450.4931908	0	0	0	0	180.0
668540.4602	603157.9748	669241.2274	603233.057	704.7779687	9.333333258	1.464060653	83.88449638	83.88449638	83.9
668815.7616	604559.5091	669116.0904	604271.6941	415.9746541	-1.043478258	-0.806671548	-46.21887516	46.21887516	133.8
667759.9625	603980.003	668114.9944	603758.6324	418.392918	-1.603789321	-1.013259617	-58.05549963	58.05549963	121.9
668114.9944	603758.6324	668515.4328	603946.3379	442.2490915	2.133333336	1.132459767	64.88516514	64.88516514	64.9
668515.4328	603946.3379	669103.5767	604008.9064	591.4626362	9.399999958	1.464811968	83.92754357	83.92754357	83.9
669453.9603	604659.6187	669704.2343	604572.0228	265.1605436	-2.857142833	-1.234121505	-70.70995363	70.70995363	109.3
669403.9055	604521.968	669841.885	604396.8311	455.5055463	-3.500000012	-1.292496669	-74.05460415	74.05460415	105.9
669704.2343	604572.0228	669992.0494	604622.0776	292.135262	5.749999995	1.398605512	80.13419305	80.13419305	80.1
668290.1862	604321.7489	668815.7616	604359.29	526.914437	13.99999971	1.499488861	85.91438313	85.91438313	85.9
652835.7671	607612.8519	653561.5616	607788.0437	757.8306688	4.142857128	1.333947565	76.42956557	76.42956557	76.4
653599.1027	610728.7631	653361.3424	610178.1603	602.8328458	0.431818181	0.407631505	23.35556484	23.35556484	203.4
666738.4875	611354.4481	667639.4739	611980.1331	1112.311635	1.440000001	0.963808663	55.22216866	55.22216866	55.2
668590.515	609652.5849	668540.4602	610666.1946	1024.925757	-0.049382716	-0.049342632	-2.82712458	2.82712458	357.2
653010.9589	601506.1664	653248.7191	602069.2829	611.2529244	0.422222222	0.399515494	22.89055166	22.89055166	22.9
653248.7191	602069.2829	653599.1027	602319.5569	430.587662	1.4	0.950546841	54.46232221	54.46232221	54.5
652885.8219	601456.1116	653373.8561	601693.8719	542.8696218	2.05263158	1.117457631	64.02560605	64.02560605	64.0
652910.8493	602106.824	653298.7739	602407.1528	490.5944875	1.29166667	0.911990292	52.25319469	52.25319469	52.3
653298.7739	602407.1528	653436.4246	602745.0227	364.8339062	0.407407406	0.386875716	22.16634574	22.16634574	22.2
652835.7671	608163.4547	653486.4794	608038.3177	662.6355547	-5.200000013	-1.380808039	-79.11447297	79.11447297	100.9
653436.4246	611479.5851	653698.1688	611762.2688	385.2532481	0.925925926	0.746955574	42.79740185	42.79740185	42.8
654612.7124	611304.3933	654988.1234	611329.4207	376.2443141	14.99999972	1.504228162	86.18592509	86.18592509	86.2
654988.1234	611329.4207	655438.6166	611629.7495	547.8208836	1.5	0.982793723	56.30993247	56.30993247	56.3
653698.1688	611762.2688	654450.0343	611880.0235	785.7410146	6.385014593	1.415441631	81.09883161	81.09883161	81.1
654437.5206	612480.6811	654941.1468	612480.6811	503.6261953	0	0	0	0	180.0
654262.3288	612793.5236	654825.4453	612793.5236	563.1164885	0	0	0	0	180.0

670842.981	613456.7497	671381.0701	613369.1538	545.1723664	-6.142857158	-1.409421217	-80.75388728	80.75388728	99.2
671255.9331	613506.8045	671706.4263	613631.9415	467.550407	3.599999986	1.299849475	74.47588894	74.47588894	74.5
670943.0906	612718.4414	671315.8538	612777.5651	377.4228872	6.304797824	1.413497278	80.98742839	80.98742839	81.0
670742.8714	613244.0168	671068.2276	613156.4209	336.9416774	-3.714285677	-1.307801593	-74.9315117	74.9315117	105.1
671220.6189	613736.5093	670918.0632	613581.8867	339.7765732	1.956736555	1.098343881	62.93046886	62.93046886	242.9
671255.9331	613506.8045	670955.6043	613556.8593	304.4714557	-5.99999998	-1.405647649	-80.53767776	80.53767776	279.5
671068.2276	613156.4209	671406.0975	613244.0168	349.0402642	3.857142821	1.317122228	75.46554479	75.46554479	75.5
670555.1659	612655.8729	671018.1728	612480.6811	509.1708674	-2.642857131	-1.209067084	-69.27444105	69.27444105	110.7
670142.2138	612393.0852	670692.8166	612180.3523	604.0076614	-2.588235291	-1.202100424	-68.87528083	68.87528083	111.1
670505.1111	609690.126	671618.8304	610053.0233	1183.100417	3.068965513	1.255802426	71.95217891	71.95217891	72.0
669353.8507	609139.5233	670167.2412	608951.8178	837.834301	-4.33333334	-1.343997479	-77.00538323	77.00538323	103.0
668490.4054	607900.667	669716.748	608038.3177	1245.903347	8.909090922	1.459019285	83.59564728	83.59564728	83.6
668365.2684	606173.7764	669103.5767	606549.1874	829.8626178	1.966666669	1.100392064	63.04782109	63.04782109	63.0
670742.8714	608851.7082	671381.0701	608739.0849	648.0598516	-5.666666652	-1.396124127	-79.99202017	79.99202017	100.0
670555.1659	608563.8931	671292.4383	608501.3246	743.9948627	-11.78344465	-1.486134357	-85.14922642	85.14922642	94.9
671293.4742	607537.7697	670642.7618	607813.0711	713.8284288	-2.363636368	-1.17055567	-67.0678996	67.0678996	292.9
669591.611	610916.4686	669992.0494	610866.4138	403.5546909	-8	-1.446441332	-82.87498365	82.87498365	97.1
670067.1316	613431.7223	670442.5426	613369.1538	380.5893196	-5.999999968	-1.405647649	-80.53767774	80.53767774	99.5
669954.5083	613919.7566	670492.5974	613707.0237	578.6148569	-2.529411761	-1.194305992	-68.42869278	68.42869278	111.6
670517.6248	613131.3935	671272.728	613080.9795	765.3801808	-14.97804235	-1.504130863	-86.18035031	86.18035031	93.8
661920.7131	613631.9415	662646.5077	613294.0716	800.5922125	-2.148148148	-1.135113454	-65.03721017	65.03721017	115.0
656715.014	601919.1185	656927.7987	602671.6122	793.2110002	0.282772728	0.275577998	15.78945619	15.78945619	15.8
667038.8163	601218.3513	666851.1108	602081.7966	883.6125333	-0.217391304	-0.214060683	-12.26477372	12.26477372	347.7
667278.2089	605338.3689	668706.9617	605338.3689	1428.752858	0	0	0	0	180.0
662882.0323	614274.0867	664125.9944	612583.6469	2098.816044	-0.735880731	-0.634403368	-36.3486355	36.3486355	143.7
665582.5309	613714.9893	667008.2881	614451.558	1604.779487	1.935674623	1.093944647	62.67841131	62.67841131	62.7
667771.7228	601371.1933	666673.6998	603183.5927	2119.067335	-0.605839416	-0.54470213	-31.20913312	31.20913312	328.8
669023.4588	613864.0666	667624.879	614031.8385	1408.606763	-8.336194411	-1.451408002	-83.15955285	83.15955285	276.8
666295.3994	612446.9888	668461.8145	613040.0298	2246.119258	3.653061229	1.303599099	74.69072653	74.69072653	74.7
667813.3154	609643.7736	666457.4081	611181.2756	2049.97483	-0.881889764	-0.722718869	-41.40874095	41.40874095	318.6
659558.867	602988.8428	660162.3722	605369.3356	2455.802174	0.253521127	0.248289909	14.2259639	14.2259639	14.2
660538.3776	605120.8808	666753.9817	610554.375	8399.27169	1.143942345	0.852436649	48.84102227	48.84102227	48.8
657645.5256	601727.9799	657195.7331	605167.5701	3468.87506	-0.130769231	-0.130031376	-7.450249066	7.450249066	352.5
656798.8573	604902.9863	659047.8201	608263.2013	4043.374707	0.669291338	0.589817484	33.79405249	33.79405249	33.8
661739.1493	606024.348	662017.774	604985.6687	1075.400546	-0.268248939	-0.262079034	-15.01602254	15.01602254	165.0
663489.5217	605812.4933	663618.1338	607724.386	2095.616664	0.067269513	0.067168319	3.848461194	3.848461194	3.8
671145.6999	607146.4215	672031.3596	607346.9483	908.0770938	4.416666663	1.348135386	77.24246783	77.24246783	77.2
671220.6189	613736.5093	671490.4945	614117.51	466.8986909	0.708333331	0.616296936	35.31121336	35.31121336	35.3
670776.118	608180.2482	671331.7441	608180.2482	555.6261113	0	0	0	0	180.0
671309.1487	614173.8347	670527.4092	613646.8293	942.7890983	1.483361485	0.977634607	56.01433689	56.01433689	236.0
670769.3023	608675.7079	671356.6785	608628.0828	589.303759	-12.3333334	-1.489892228	-85.3645366	85.3645366	94.6
667138.9259	603683.5502	671305.9879	604334.2626	4419.778709	6.403846151	1.415891193	81.12458963	81.12458963	81.1
670680.3029	612906.1469	671431.1249	612881.1195	751.2389922	-29.9999994	-1.53747533	-88.09084753	88.09084753	91.9
670842.981	613456.7497	671381.0701	613369.1538	545.1723664	-6.142857158	-1.409421217	-80.75388728	80.75388728	99.2
671255.9331	613506.8045	671706.4263	613631.9415	467.550407	3.599999986	1.299849475	74.47588894	74.47588894	74.5
670943.0906	612718.4414	671315.8538	612777.5651	377.4228872	6.304797824	1.413497278	80.98742839	80.98742839	81.0
671068.2276	613156.4209	671406.0975	613244.0168	349.0402642	3.857142821	1.317122228	75.46554479	75.46554479	75.5
670505.1111	609690.126	671618.8304	610053.0233	1183.100417	3.068965513	1.255802426	71.95217891	71.95217891	72.0

670742.8714	608851.7082	671381.0701	608739.0849	648.0598516	-5.666666652	-1.396124127	-79.99202017	79.99202017	100.0
670555.1659	608563.8931	671292.4383	608501.3246	743.9948627	-11.78344465	-1.486134357	-85.14922642	85.14922642	94.9
671293.4742	607537.7697	670642.7618	607813.0711	713.8284288	-2.363636368	-1.17055567	-67.0678996	67.0678996	292.9
670517.6248	613131.3935	671272.728	613080.9795	765.3801808	-14.97804235	-1.504130863	-86.18035031	86.18035031	93.8
671220.6189	613736.5093	671490.4945	614117.51	466.8986909	0.708333331	0.616296936	35.31121336	35.31121336	35.3
670776.118	608180.2482	671331.7441	608180.2482	555.6261113	0	0	0	0	180.0
671309.1487	614173.8347	670527.4092	613646.8293	942.7890983	1.483361485	0.977634607	56.01433689	56.01433689	236.0
670769.3023	608675.7079	671356.6785	608628.0828	589.303759	-12.3333334	-1.489892228	-85.3645366	85.3645366	94.6
667138.9259	603683.5502	671305.9879	604334.2626	4419.778709	6.403846151	1.415891193	81.12458963	81.12458963	81.1
670680.3029	612906.1469	671431.1249	612881.1195	751.2389922	-29.9999994	-1.53747533	-88.09084753	88.09084753	91.9
670842.981	613456.7497	671381.0701	613369.1538	545.1723664	-6.142857158	-1.409421217	-80.75388728	80.75388728	99.2
671255.9331	613506.8045	671706.4263	613631.9415	467.550407	3.599999986	1.299849475	74.47588894	74.47588894	74.5
670943.0906	612718.4414	671315.8538	612777.5651	377.4228872	6.304797824	1.413497278	80.98742839	80.98742839	81.0
671068.2276	613156.4209	671406.0975	613244.0168	349.0402642	3.857142821	1.317122228	75.46554479	75.46554479	75.5
670505.1111	609690.126	671618.8304	610053.0233	1183.100417	3.068965513	1.255802426	71.95217891	71.95217891	72.0
670742.8714	608851.7082	671381.0701	608739.0849	648.0598516	-5.666666652	-1.396124127	-79.99202017	79.99202017	100.0
670555.1659	608563.8931	671292.4383	608501.3246	743.9948627	-11.78344465	-1.486134357	-85.14922642	85.14922642	94.9
671293.4742	607537.7697	670642.7618	607813.0711	713.8284288	-2.363636368	-1.17055567	-67.0678996	67.0678996	292.9
670517.6248	613131.3935	671272.728	613080.9795	765.3801808	-14.97804235	-1.504130863	-86.18035031	86.18035031	93.8
668359.6869	608360.0573	671791.8687	613618.9261	6368.145486	0.652646408	0.578233364	33.1303313	33.1303313	33.1
667181.6625	610627.3646	671543.7482	616034.5718	7223.449579	0.806716937	0.678823237	38.89370651	38.89370651	38.9
667181.6625	610627.3646	672257.0291	616572.6609	8116.931246	0.853677641	0.706625254	40.48664473	40.48664473	40.5
660200.0458	605950.6225	664223.7049	609686.5467	5699.118554	1.077018413	0.822462419	47.12362543	47.12362543	47.1
667996.6708	612459.3856	665527.5742	610710.3098	3050.864604	1.411657926	0.954463712	54.6867424	54.6867424	234.7
668337.4548	610726.8463	668178.7045	611912.182	1209.561127	-0.133928572	-0.133136328	-7.628149692	7.628149692	352.4
668908.9559	610769.1798	668305.7047	612039.1823	1477.764536	-0.475	-0.443448337	-25.40771813	25.40771813	334.6
671202.65	609342.8247	671054.483	611512.4124	2174.641147	-0.068292683	-0.068186809	-3.906816383	3.906816383	356.1
669593.7578	611650.5675	670705.01	611610.8799	1111.960703	-27.99999955	-1.535097214	-87.95459148	87.95459148	92.0
664697.6359	609105.5137	665069.3738	607602.4344	1557.6404	-0.247317499	-0.242452367	-13.89149737	13.89149737	166.1
661199.4087	605464.4755	661378.4289	604374.5112	1105.060969	-0.164244096	-0.16279066	-9.327217745	9.327217745	170.7
660492.5139	603963.9653	660538.3776	605120.8808	1157.824205	0.039643087	0.039622339	2.270192825	2.270192825	2.3
669134.9838	608667.0958	670341.4863	608794.096	1229.095458	9.5	1.465919388	83.99099404	83.99099404	84.0
654590.0538	610863.043	656042.6192	609108.852	2337.874093	-0.828054299	-0.691614681	-39.62660226	39.62660226	140.4
654693.2415	609743.8533	655891.8064	608640.5385	1639.191933	-1.086330936	-0.826753881	-47.36950808	47.36950808	132.6
653519.9585	611117.129	655296.4927	608450.0382	3241.182163	-0.666094362	-0.587606288	-33.66736033	33.66736033	146.3
652772.3627	609386.665	654963.117	607283.2233	3097.557691	-1.041509434	-0.805728079	-46.16481838	46.16481838	133.8
652899.3629	606894.2851	653804.2397	605640.1575	1570.236787	-0.721518986	-0.625022719	-35.81116388	35.81116388	144.2
654701.179	613958.6742	656074.3693	612236.2332	2258.528565	-0.797235024	-0.673052706	-38.56307943	38.56307943	141.4
662332.7929	606476.2038	662640.3472	605298.748	1216.960079	-0.261202467	-0.255494056	-14.6387311	14.6387311	165.4
662694.2138	606738.234	663084.8481	605510.4151	1288.462008	-0.318153071	-0.308026677	-17.64862855	17.64862855	162.4
663926.9196	608167.7707	664651.1846	607161.4184	1249.704321	-0.719693368	-0.623821079	-35.74231502	35.74231502	144.3
664108.2569	608428.1525	664799.3516	607627.086	1105.694957	-0.862718126	-0.71183141	-40.7849355	40.7849355	139.2
666298.8975	610067.5407	666937.1892	609235.7559	1048.466586	-0.767376011	-0.654529324	-37.50176786	37.50176786	142.5
668642.1654	612738.7438	669244.3604	611987.4281	962.867686	-0.801520572	-0.675667433	-38.71289225	38.71289225	141.3
666343.6323	611564.369	664382.2404	611698.4813	1965.971611	-14.62499992	-1.502526519	-86.08842817	86.08842817	273.9
663644.6229	611698.4813	660895.3214	611782.3015	2750.578948	-32.80000026	-1.540317963	-88.25371839	88.25371839	271.7
670655.3514	606998.8283	672031.3596	607346.9483	1420.15663	3.952684125	1.323003049	75.80249098	75.80249098	75.8
659204.0616	607981.2674	658521.4352	603456.8834	4591.380171	0.150877193	0.149747727	8.579912772	8.579912772	188.6

10. Anexo 2

Tabla de información de campo con estaciones.

Estación	Coordenadas	Referencia geográfica	Dato	Dip-dir	Dip	Cinemática	Estructura, textura de la roca	Componentes	Clasificación	Obsevaciones
1	01°03'34"N	77°08'07"W	Volcan Guayapungo	diaclasa de enfriamiento	76/195	76SW	x	Afanítica		
1	01°03'34"N	77°08'07"W	Volcan Guayapungo	diaclasa de enfriamiento	61/192	61SW	x	Afanítica		
1	01°03'34"N	77°08'07"W	Volcan Guayapungo	diaclasa de enfriamiento	89/243	89SW	x	Afanítica		
2	01°04'28"N	77°08'13"W	Quebrada de la Vereda Naranjal	plano de falla	84/275	84NW	dextral-inversa (pitch 15°)	Afanítica		
2	01°04'28"N	77°08'13"W	Quebrada de la Vereda Naranjal	plano de falla	60/276	60NW	dextral-inversa (pitch 15°)	Afanítica		
3	01°08'05"N	77°07'35"W	Cascada hacia volcan Campanero	Diaclasa	88/142	88SE	x	Afanítica		
3	01°08'05"N	77°07'35"W	Cascada hacia volcan Campanero	Diaclasa	38/231	38SW	x			
3	01°08'05"N	77°07'35"W	Cascada hacia volcan Campanero	Diaclasa	39/242	39W	x			
3	01°08'05"N	77°07'34"W	Cascada hacia volcan Campanero	Diaclasa	44/220	44SW	x			
3	01°08'05"N	77°07'34"W	Cascada hacia volcan Campanero	Diaclasa	60/281	60NW	x			
4	01°04'28"N	77°08'13"W	Isla Larga	Deposito	x	x	x	Fragmento de pómez, biotita	Depósito de caída, paleosuelo probablemente proveniente de Cerro Alcalde	
5	01°05'42"N	77°06'16"W	Vista volcan la Corota	Volcán La Corota	x	x	x			
6	01°05'33"N	77°06'19"W	Quebrada	Lavas Mujundinoy Sur	x	x	x			
7	01°05'34"N	77°05'03"W	Cerca al Volcan Bijinchoy	Laguna Verde	x	x	x			
8	01°05'41"N	77°04'53"W	volcan Manoy?	Depositos	x	x	x			Altamente meteorizados
9	01°07'55"N	77°00'36"W	Tamaviroy-Volcanes Muchivioy	Deposito masivos	x	x	x	Pómez, biotita, plagioclasa, anfibol		
10	01°07'51"N	77°00'25"W	Tamaviroy-Volcanes Muchivioy	Contacto discordante	x	x	x	Flujos de lava y depositos de caída		
11	01°07'10"N	77°00'29"W	Tamaviroy-Volcanes Muchivioy	Deposito	x	x	x	Flujo de lava y depositos de caída (escoria) y liticos volcánicos de tamaño lapilli a bloques		
12	01°07'13"N	76°58'57"W	Vereda Balsayaco	Tumulli	x	x	x	Anfibol y masa fundamental de color gris oscuro		
13	01°06'31"N	77°02'36"W	Quebrada Fuisanoy	Lavas Volcan Fuisanoy	x	x	x			

14	01°06'20"N	77°02'45"W	Quebrada Fuisanoy	Lavas Volcan Fuisanoy	x	x	x	Muy alteradas
15	1°08'35"N	77°6'42"W	Quebrada volcan Campanero	Diaclasa	45/64	45NE	x	Muy alteradas
15	1°08'35"N	77°6'42"W	Quebrada volcan Campanero	Diaclasa	47/64	47NE	x	Muy alteradas
15	1°08'35"N	77°6'42"W	Quebrada volcan Campanero	Diaclasa	30/37	30NE	x	Muy alteradas
16	1°04'46"N	77°07'11"W	Maar Yaku	Depositos	x	x	x	Estructuras en llama
17	1°04'44"N	77°06'41"W	Maar Yaku	Geoforma del volcan Maar Yaku	x	x	x	
18	1°03'49"N	77°07'14"W	Maar Yaku	Estratificación	x	x	x	Estratificación paralela
19	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	38/330	38NW	x	Depósitos volcánicos, pómez, obsidiana Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
19	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	15/108	15SE	x	Andesita Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
20	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	10/119	10SE	x	Andesita Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
20	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	22/143	22SE	x	Andesita Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
20	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	77/126	77SE	x	Andesita Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
20	1°06'15"N	76°58'58"W	Garganta de Bal-sayaco	Diaclasa	72/156	72SE	x	Andesita Cristales de plagioclasa de 2-3 mm, euhedra-les-subhedrales y masa fundamental grisacea <1mm
21	1°06'15"N	76°58'27"W	Aguas termales El Salado	Geoforma: silleta y lomerios	x	x	x	x
22	1°06'13"N	76°58'27"W	Aguas termales El Salado	Diaclasa	33/197	33SW	x	Fracturada Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm
23	1°06'00"N	76°58'25"W	Aguas termales El Salado	Diaclasa	65/093	65SE	x	Fracturada Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm

23	1° 06'00"N	76° 58'25"W	Aguas termales El Salado	Diaclasa	43/272	43NW	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	Fracturada
23	1° 06'00"N	76° 58'25"W	Aguas termales El Salado	Diaclasa	42/236	42SW	x	Porfírica	Cristales de plagioclasa de 1-4 mm, subhedral-anhedrales; masa fundamental gris oscuro <1mm	Andesita	Fracturada
24	1° 05'55"N	76° 58'23"W	Aguas termales El Salado	Diaclasa	49/068	49NE	inversa	Porfírica	Cristales de plagioclasa de 1-4 mm, subhedral-anhedrales; masa fundamental gris oscuro <1mm	Andesita	Fracturada
25	1° 05'12"N	76° 59'09"W	Rio Viginchey	Diaclasa	41/053	41NE	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
25	1° 05'12"N	76° 59'09"W	Rio Viginchey	Diaclasa	61/125	61SE	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
25	1° 05'12"N	76° 59'09"W	Rio Viginchey	Diaclasa	64/194	64SW	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
26	1° 05'13"N	76° 59'08"W	Rio Viginchey	Diaclasa	83/205	83SW	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
26	1° 05'13"N	76° 59'08"W	Rio Viginchey	Diaclasa	55/188	55SW	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
26	1° 05'13"N	76° 59'08"W	Rio Viginchey	Diaclasa	79/117	79SE	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
27	1° 05'19"N	76° 59'02"W	Rio Viginchey	Diaclasa	21/05	21NE	x				
27	1° 05'19"N	76° 59'02"W	Rio Viginchey	Diaclasa	86/167	86SE	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm	Andesita	
27	1° 05'19"N	76° 59'02"W	Rio Viginchey	Diaclasa	67/132	67SE	x	Porfírica	Cristales de plagioclasa de 2-5mm, euhedral-subhedral; Masa fundamental de color gris oscuro <1mm	Andesita	
27	1° 05'19"N	76° 59'02"W	Rio Viginchey	Diaclasa	06/082	06NE	x	Afanítica	Masa fundamental de color gris oscuro, cristales <1mm		
28	1° 06'58"N	77° 00'44"W	Volcan Muchivioy Norte	Lavas	x	x	x	Vesicular			
29	1° 06'11"N	76° 57'59"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	76/217	76SW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita	
29	1° 06'11"N	76° 57'59"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	80/166	80SW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita	

29	1° 06'11"N	76° 57'59"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	30/351	30NW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita
30	1° 06'13"N	76° 58'03"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	60/299	60NW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita
30	1° 06'13"N	76° 58'03"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	75/160	75SE	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita
30	1° 06'13"N	76° 58'03"W	Vía a la vereda El Porotal	xenolito	x	x	x	x	Xenolito de roca andesítica en sienita	
31	1° 06'14"N	76° 58'06"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	68/228	68SW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita
31	1° 06'14"N	76° 58'06"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	20/292	20NW	x	Porfíritica	Cristales de plagioclasa y piroxeno de 1-2 mm; masa fundamental de color gris oscuro <1mm	Andesita
31	1° 06'14"N	76° 58'06"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	20/292	20NW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	Sienita
31	1° 06'14"N	76° 58'06"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	63/137	63SE	x	Porfíritica	Cristales de plagioclasa y piroxeno de 1-2 mm; masa fundamental gris oscuro <1mm	Andesita
32	1° 06'14"N	76° 58'10"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	57/061	57NE	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
32	1° 06'14"N	76° 58'10"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	53/215	53SW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
32	1° 06'14"N	76° 58'10"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	69/157	69SE	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
33	1° 05'55"N	76° 58'25"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	49/092	49SE	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
33	1° 05'55"N	76° 58'25"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	56/162	56SE	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
33	1° 05'55"N	76° 58'25"W	Vía a la vereda El Porotal	Diaclasa	55/329	55NW	x	Fanerítica	Feldepato, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, de 1-3 mm	
34	1° 05'55"N	76° 58'25"W	Vía a la vereda El Porotal	Intrusion	x	x	x	Lentes	Se reconoce cristales de anfíbol-piroxeno	Lentes de roca muy alterada envejecidos en suelo arcilloso de color marrón a grisáceo

Holocene landscape transformation of lake basins of Central Mexico based on volcanic soil development: a first exploratory study from micromorphology to magnetic mineralogy

Daisy Valera-Fernández^{1,2} , Beatriz Ortega-Guerrero¹ , Elizabeth Solleiro-Rebolledo² , Cecilia Caballero-Miranda¹ 

Abstract

Iron oxides can be produced in soils due to chemical weathering/pedogenesis and are related to climatic conditions and also anthropogenic alterations. In this research, four soil profiles (TAC1, TAC2, TAC3 and LV1) were analyzed in areas with different climatic conditions in two lake basins of volcanic environments: the Alberca de Tacámbaro (TAC) in the state of Michoacán, with a warm-subhumid climate and Lago Verde (LV) in the state of Veracruz with a warm-humid climate. The objective of this study was to generate preliminary information on the transformation of the landscape in the two lake basins, taking into account the site-specific pedogenic processes on a centennial-millennial time scale and the possible impact of recent anthropogenic activities on the soils of these lakes' basins. Differences in the degree of pedogenesis in soils were analyzed from magnetic mineralogy studies that were complemented and compared with studies of micromorphology, bulk rock mineralogy, clay identification, color, and texture of soil horizons. ¹⁴C dating was also obtained in organic matter from several of the horizons to, together with the micromorphological features, interpret the possible landscape changes in these basins due to anthropic impact. It was identified that in the TAC and LV soils, the pedogenetic processes were not sufficient to erase the magnetic signal of the volcanic minerals. The magnetic mineralogy in the profile is dominated by low coercivity ferrimagnetic minerals; magnetite and titanomagnetite in the case of the TAC profiles and also maghemite in the case of the LV1 profile. The characteristics of the LV1 profile, such as the presence of a Bt-type horizon, clay illuviation, and the presence of Fe oxides, suggest a more advanced pedogenic development than in the TAC profiles. In both the TAC and LV profiles, the reworking of the edaphic material and several cycles of soil formation related to the possible anthropic impact were observed. In profiles TAC1 and TAC2, the above was evidenced by the presence of charcoal fragments and the ages of the BC horizons of 1955 cal AD, while in profile TAC3, three cycles of sedimentation and soil formation were observed. In profile LV1, at a depth of 90 cm, an age of 2007 cal AD was obtained for the 2Cb1 horizon, and the reworking of the edaphic material was observable by the presence of clay soil fragments and fresh minerals in the modern soil (Ah-AB-Bt). All the data obtained will help to establish soil-sediment relationships for paleoclimatic studies on lake sediments from the central region of Mexico.

Key words: volcanic soils, magnetic mineralogy, micromorphology, Trans-Mexican Volcanic Belt.

Resumen

Los óxidos de hierro se pueden producir en los suelos debido a la meteorización química/pedogénesis y son relacionables con las condiciones climáticas y también con alteraciones antrópicas. En esta investigación, se analizaron cuatro perfiles de suelo (TAC1, TAC2, TAC3 y LV1) en áreas con condiciones climáticas diferentes en dos cuencas lacustres de ambientes volcánicos: la Alberca de Tacámbaro (TAC) en el estado de Michoacán, con un clima cálido-subhúmedo y el Lago Verde (LV) en el estado de Veracruz con un clima cálido-húmedo. El estudio realizado ha tenido como objetivo generar información preliminar sobre la transformación del paisaje en las dos cuencas lacustres atendiendo a los procesos pedogénicos específicos del sitio en una escala de tiempo centenaria-milenaria y el posible impacto de actividades antropogénicas recientes en los suelos de estas cuencas lacustres. Se analizaron las diferencias en el grado de pedogénesis en los suelos a partir de estudios de mineralogía magnética que se complementaron y compararon con estudios de micromorfología, mineralogía en roca total e identificación de arcillas, color y textura de los horizontes del suelo. Se obtuvieron también dataciones mediante ¹⁴C en materia orgánica de varios de los horizontes para, junto a los rasgos micromorfológicos, interpretar los posibles cambios del paisaje en estas cuencas debido al impacto antrópico. Se identificó que en los suelos de TAC y LV los procesos pedogenéticos no fueron suficientes para eliminar la señal magnética de los minerales volcánicos. La mineralogía magnética en los perfiles está dominada por minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad; magnetita y titanomagnetita en el caso de los perfiles de TAC y también maghemita en el caso del perfil LV1. Las características del perfil LV1, como la presencia de un horizonte tipo Bt, iluviación de arcilla y presencia de óxidos de Fe, sugieren un avance de la pedogénesis mayor que en los perfiles de TAC. Tanto en los perfiles de TAC como en LV se observó el retrabajo del material edáfico y varios ciclos de formación de suelo relacionables con el posible impacto antrópico. En los perfiles TAC1 y TAC2 lo anterior quedó evidenciado por la presencia de fragmentos de carbón y las edades de los horizontes BC de 1955 cal AD, mientras que en el perfil TAC3 se observaron tres ciclos de sedimentación y formación de suelo. En el perfil LV1, a una profundidad de 90 cm, se obtuvo una edad de 2007 cal AD para el horizonte 2Cb1, y el retrabajo del material edáfico fue observable por la presencia de fragmentos de suelo arcilloso y minerales frescos en el suelo moderno (Ah-AB-Bt). Todos los datos obtenidos también serán útiles para establecer la relación suelos-sedimentos para estudios paleoclimáticos en sedimentos lacustres de la región central de México.

Palabras clave: suelos volcánicos, mineralogía magnética, micromorfología, Cinturón Volcánico Transmexicano.

Received: July 27, 2023; Accepted: July 10, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Christina Siebe Grabach

* Corresponding author: Daisy Valera-Fernández, dvalera@igeofisica.unam.mx.

¹ Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus 04360, Mexico City, Mexico.

² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Campus 04360, Mexico City, Mexico.

Daisy Valera-Fernández, Beatriz Ortega-Guerrero, Elizabeth Solleiro-Rebolledo, Cecilia Caballero-Miranda

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1729>

1. Introduction

Soil magnetic properties depend not only on the type of parent material but also on processes that take place during pedogenesis, which are controlled by environmental conditions and can be modified by anthropic influence. Pedogenetic processes can either maintain the original magnetic mineralogy or transform it. Maher (1988) and Geiss *et al.* (2004) have documented the *in-situ* formation of ultrafine ($>0.1\ \mu\text{m}$) particles of ferromagnetic minerals, caused due to the decomposition of plants or the alternation of periods of humidity and aridity. The formation of antiferromagnetic minerals (hematite-goethite) is significant because they are a direct result of pedogenesis (under aerobic conditions) and can be correlated with the degree of soil development (Ji *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2007). Antiferromagnetic minerals are formed as a result of cyclical changes in soil moisture. Hot climates with dry periods can benefit hematite production, and goethite can be related to more humid conditions (Dixon *et al.*, 1989, 2002; Balsam *et al.*, 2004). Anthropogenic action can also modify the magnetic properties of soils; high-temperature such as the generated by wildfires can account for the presence of iron oxyhydroxides like goethite (αFeOOH), lepidocrocite (γFeOOH), and ferrihydrite ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) in soils as heating to moderately high temperatures ($\sim 300\text{--}400^\circ\text{C}$) in the presence of organic matter results in the formation of strongly magnetic iron oxides (Oldfield and Crowther, 2007; Clements *et al.*, 2011; Jordanova *et al.*, 2018).

However, different studies on volcanic soils have documented that pedogenetic processes may not offset the effect of primary minerals present in volcanic ash, which is rich in ferrimagnetic minerals (Rivas *et al.*, 2006; 2012).

The Trans-Mexican Volcanic Belt, which crosses Central Mexico in a west–east direction, includes lacustrine basins located at different altitudes (between 737 and 4283 masl) and under different climatic conditions (cold, dry and warm-humid climates) (Sigala *et al.*, 2017). Relatively cold climates are related to more dilute lakes, dry climates are related to subsaline and hyposaline lakes, and warm-humid climates are related to eutrophic and hypertrophic lakes (Sigala *et al.*, 2017). Such basins have been shown to have value either as paleoenvironmental archives (e.g. Bradbury, 1989; Lozano-García *et al.* 1993; Ortega *et al.*, 2010) or as sensitive records of environmental changes and human activities (e.g. Fisher *et al.*, 2003; Caballero *et al.*, 2006; Ortega *et al.*, 2010). The soils of these lake basins are also archives of the climatic conditions under which they were formed and sensitive to anthropogenic influence. Their properties can easily change due to losses of organic matter, aggregate stability, as well as by the transformation of amorphous minerals by dehydration (Buytaert *et al.*, 2005; Perret and Dorel, 1999; Dörner *et al.*, 2009; Beck-Broichsitter *et al.*, 2016). For example, a loss of vegetation

cover and poor soil structure resulting from anthropogenic disturbance such as deforestation can cause destabilization processes on slopes causing the movement of soil material into lake basins. In this way, the secondary minerals produced in soils by weathering or diagenesis can be transported to the lacustrine basins as a part of the detrital fraction (e.g., Chen *et al.*, 2005, Maxbauer *et al.*, 2016a). The occurrence of magnetite and maghemite in lake sediments or the maghemitization of (Ti)-magnetites (partial oxidation at low temperatures) may indicate the former pedogenic and weathering processes within detrital deposits before their transport to the lakes (e.g. Borrueal-Abadía *et al.*, 2015). The establishment of magnetic properties in both lake sediments and lake catchment soils have been studied together in several regions globally to analyze whether magnetic minerals in sediments are of pedogenic origin, identify catchment processes, and also make inferences about paleoclimatic conditions such as increased rainfall (e. g. Williamson *et al.*, 1999; Hatfield and Maher, 2009; Zhong *et al.*, 2018; Dearing *et al.*, 2020). However, in central Mexico, the link between sediments and soils of the lake basins has not yet been established as a complete tool for paleoenvironmental reconstruction because the pedogenic processes in the soils of these basins have not been specifically studied, nor the evidence of landscape transformations caused by anthropogenic influence on them.

In this study, we analyzed, in a preliminary and exploratory way, the landscape history of two lake basins located in the central western and eastern sectors of the Trans-Mexican Volcanic Belt based on their soil characteristics: macro- and micromorphology, analytical properties, geochemistry, and rock magnetic properties. This research aims to generate information on landscape transformation in the two lake basins in Central Mexico based on the site-specific pedogenic processes on a centennial-millennial time scale as well as to identify the possible impacts of recent anthropogenic activities on those lake basins.

2. Study area

The study sites of two lacustrine basins are located in the central-western and eastern sectors of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), respectively: Alberca de Tacámbaro ('Tacámbaro Lake' from now on) in the Michoacán state and Lago Verde in the Veracruz state (Figure 1a). The TMVB is a 1000-km-long continental volcanic arc, active since the early and middle Miocene (23–13 Ma) (Gómez-Tuena *et al.*, 2018), being formed by the subduction of the Cocos plate beneath the North American plate. The TMVB crosses Central Mexico ($19^\circ\text{--}21^\circ\text{N}$) from the Gulf of Mexico to the Pacific coast ($99^\circ\text{--}102^\circ\text{W}$). The TMVB has been divided into three sectors: western, central, and eastern (Ferrari, 2004; Gómez-Tuena *et al.*, 2007a, b; Ferrari

et al., 2012). The Michoacán-Guanajuato volcanic field, which is found within the central sector, is constituted by more than 1000 volcanoes of a basaltic or basaltic-andesitic composition (Hasenaka and Carmichael, 1987; Gómez-Tuena *et al.*, 2007a; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018). The Los Tuxtlas volcanic field, which is located at the southern coast of the Gulf of Mexico, has only two main volcanoes - Santa Marta and San Martín, both having an approximate height of 1680 m a.s.l. and being formed by andesitic lavas since the late Cenozoic period (Geissert; 2004).

The Tacambaro Lake (Figure 1a) is located within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF) (Ferrari *et al.*, 2012; Larrea *et al.*, 2019). The Tacambaro Lake is a maar lake at the altitude of 1480 m a.s.l. emplaced on Pliocene to middle Pleistocene volcanic rocks (of basaltic-andesitic to andesitic composition) and dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ at 0.06 ± 0.05 Ma (Guilbaud *et al.*, 2012). The lake is 0.3 km in diameter and has a maximum depth of 28 m (Caballero *et al.*, 2016). The crater is characterized by steep walls (28 m) and narrow coastal areas except for its eastern flank (Ortega-Guerrero *et al.*, 2021). The climate is tropical sub-humid, with a mean annual precipitation (MAP) of 1140 mm concentrated over the summer months from June to October and a mean annual temperature (MAT) of 18°C, with the warmest months from April to June. The lake is mesotrophic to eutrophic (Caballero *et al.*, 2016). The meteorological data available from 1988 to 2011 record a warming trend with negative temperature anomalies before the year 2000 and positive anomalies of approximately 2°C since 2003 (Caballero *et al.*, 2016). The Tacambaro lake was a closed system until the construction of a canal in the early 20th century (Ortega-Guerrero *et al.*, 2021). This lake is commonly used for recreational activities and water extraction for irrigation (Morales *et al.*, 2011). In the Michoacán State, where Tacambaro Lake is located, there is a gradual deterioration of the remaining forests annually due to the combined effect of illegal logging, the extraction of wood for fuel, overgrazing, and frequent forest fires (Gobierno del Estado de Michoacán, 2007). According to INEGI (2004), the predominant soil group in the area is Acrisol. Other soil groups identified are Andosol, Alisol, and Umbrisol (Anaya *et al.*, 2016). The natural vegetation is characterized by tropical deciduous, pine, and oak forests (Rzedowski, 1994).

Lago Verde is located within the Los Tuxtlas volcanic field (Figure 1 a), which comprises more than 276 volcanic structures in a subcircular area of 50 km in diameter. The composition of the Oligocene-Holocene volcanoes varies from tephritic basanite to basalt and rarely to basaltic andesite (Verma *et al.*, 2016). The Lago Verde is located on the northern slope of the San Martín volcano within one of seven phreatic explosion craters (maars) around that volcano. It is found at 100 m a.s.l., its diameter is 400 m, reaching a depth of 4.5 m and the average depth of 1.9 m (Vázquez *et al.*, 2004; Caballero *et al.*, 2006). The prevailing

climate in the area is warm (MAT ~ 25°C) and humid (MAP ~ 2500 mm/yr) (Alatorre, 1996; Ruan-Soto, 2004). The recent record of the lake corresponding to the first 300 to 400 years (1 m) of the sequence is defined by the presence of tephra corresponding to the 1664 eruption of the San Martín volcano. Meso-eutrophic conditions were inferred between 1664 and 1963, with the first pulse of disturbance due to human impact around 1921. After 1963, an intense impact associated with deforestation, the presence of crops, and high erosion rates were recorded. The maximum impact on the ecosystem was recorded in 1988. Subsequently, conditions of reduction in deforestation were recorded, with which the lake seemed to reach a new balance, and modern conditions were established (Caballero *et al.*, 2006). Dominant soils in the area are Luvisols, Acrisols, Leptosols and Andosols (Castillo-Campos and Laborde, 2004). The main natural vegetation types are tropical rainforest, tropical evergreen forest, tropical sub-deciduous forest, deciduous forests, tropical pine forests, tropical oak forests, and induced savannas (Alatorre, 1996; Dirzo *et al.*, 1997). The vegetation cover in this basin is grasslands for cattle ranching (Caballero *et al.*, 2006).

3. Materials and Methods

3.1. Field survey

Three soil profiles were analyzed on the slopes of the Tacambaro maar-lake crater: Tacambaro 1 (TAC1), Tacambaro 2 (TAC2), and Tacambaro 3 (TAC3); and one profile within the Lago Verde crater: Lago Verde 1 (LV1). The slopes on the northern and northwestern rims of the Tacambaro Lake are ~40° but become gentler to the west. In the case of Lago Verde, it was decided to show results from a single soil profile, because, through exploratory field sampling, we identified that the LV1 profile was representative of the landscape. In the Lago Verde crater, the inclination of the slope (~15°) is not as pronounced as that in TAC. The profile descriptions were made following the guidelines of the IUSS Working Group WRB (2015).

The TAC1 profile (19°12'44"N, 101°27'31"W, 1494 masl) (Figure 1b) was situated on the northern slope (inside the crater). To dig the soil pit, we climbed to the highest level allowed by the morphology of the slope. TAC2 profile was located 6 m below TAC1 (19°12'41"N, 101°27'25"W, 1488 masl) (Figure 1b), also on the northern slope of the crater. In the case of the TAC 3 profile (19°12'47"N, 101°27'25"W, 1481 masl) (Figure 1b), we sampled a profile at the lake water level and took advantage of the presence of a lateral exposure along a path; this profile is located approximately 5 m below the TAC 2 profile. Although the TAC 3 profile is at the level of the lake surface, it is approximately 50 m from the lake water. It does not show

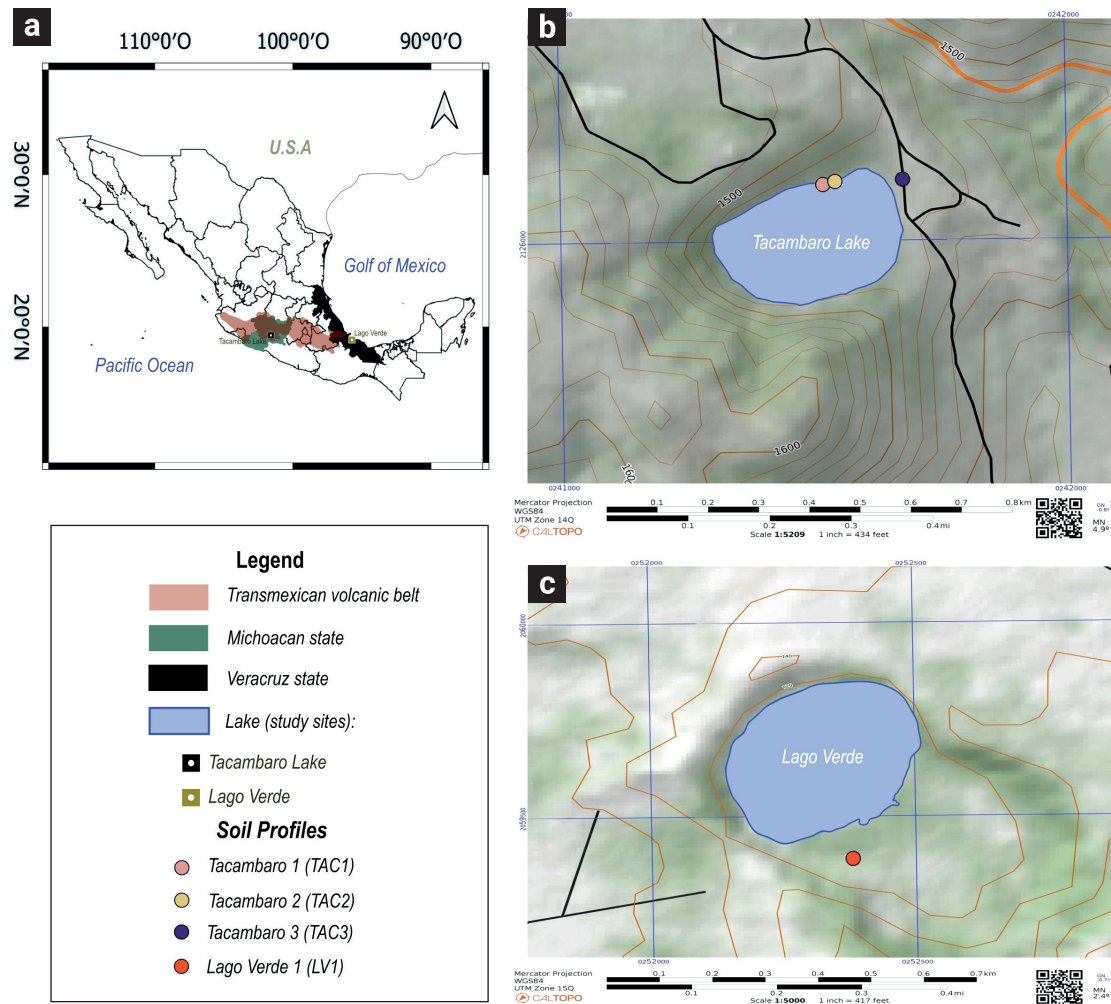


Figure 1. a) Location of Tacambaro Lake (Michoacan state) and Lago Verde (Veracruz state) in Central Mexico where the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is located. b) soil profiles (TAC1, TAC2 and TAC3) position in the Tacambaro Lake. c) Location of Lago Verde 1 (LV1) soil profile in Lago Verde.

evidence of flooding, possibly due to the presence of a channel that regulates the depth of the lake. LV1 profile ($18^{\circ}36'40''\text{N}$, $95^{\circ}20'49''\text{W}$, 122 masl) (Figure 1c) was situated to the south of the Lago Verde water body, 6 m above the lake water level and approximately 80 m away from the shore.

Bulk samples from genetic horizons were taken for geochemical analyses, and unaltered samples for micromorphological evaluations. The number of samples used in each specific analysis is listed in Table 1.

3.2. Laboratory analyses

3.2.1. Color measurements

The color was evaluated in fine earth samples ($< 200 \mu\text{m}$) using a ColorLite sph860/sph900 spectrophotometer. The spectro-

photometer has a scanning area of 38 mm, a blue and white LED light source, and a 10° viewing angle determining the diffuse reflection spectrum (3.5 nm resolution, spectral range 400-700) converted to CIELAB color space variables and displayed as RGB colors. Spectrophotometers quantify color parameters using the CIELAB color space variables L^* (luminance, i.e., lightness [0–100]), a^* (>0 : red, <0 : green), and b^* (>0 : yellow, <0 : blue) and derived parameters like the Redness Index (Barrón and Torrent, 1986; Rossel *et al.*, 2006).

3.2.2. Grain size distribution of samples

The grain size distribution was determined in every genetic soil horizon. The sand fraction (2–0.02 mm) was separated by sieving; silt (0.02–0.002 mm) and clay ($<0.002 \mu\text{m}$) fractions were separated by sedimentation and pipetting following Stokes'

Table 1. Number of samples used for the different analyzes.

Analysis	Number of samples	Specifications
Color measurements	61	taken every 10 cm on each profile
Grain size distribution	18	of all the horizons of the four profiles
Carbon Content	17	of all the horizons of the four profiles (LV1_AB horizon)
Soil micromorphology	18	of all the horizons of the four profiles
X-ray fluorescence (XRF)	18	of all the horizons of the four profiles
Bulk mineralogical composition (XRD)	6	Horizons: TAC1_BC1, TAC2_BC2, TAC3_2Bwb1, TAC3_3Ctb2, LV1_2Cb1, LV1_3ACb2)
Clay identification (XRD)	3	Horizons: TAC2_BC2, TAC3_3Ctb1, LV1_2Cb1
Magnetic properties of the soils	61	taken every 10 cm on each profile
Hysteresis parameters	15	from selected horizons
¹⁴ C dates	3	Horizons: TAC1_BC2, TAC2_BC2, LV1_2Cb1

law with prior destruction of organic matter by treatment with H₂O₂ (15%) due to its behavior as an aggregating agent (Gee and Or, 2002).

3.2.3. Carbon Content

Total carbon and inorganic carbon were determined by dry combustion and coulometric detection (Huffman, 1977) using dry (105° C for 72 h) and pulverized samples. Organic carbon (OC) was calculated as the difference between total carbon and inorganic carbon.

3.3. Soil micromorphology

Unaltered soil samples were placed in an oven at 60°C for 48 h to remove moisture. Subsequently, they were impregnated with an MC40 Crystal polyester resin at room temperature and placed in a vacuum for 40 minutes. Soil blocks solidified within 2 weeks and were sectioned and polished to a thickness of 30 µm. All samples were described using an Olympus BX51 petrographic microscope. The micromorphological description of soils was carried out following the guidelines of Stoops (2021). Photomicrographs were documented using Image ProPlus® v.7 software from Media Cybernetics.

3.4. Bulk chemical composition and weathering indices

For geochemical X-ray fluorescence analysis (XRF), samples were dried, homogenized within an agate mortar, and measured using a Rigaku Primus II equipped with an Rh-anode and a 30 µm Be window. Verification of the analysis was done using the IGLa-1 standard. Details of the preparation procedure are available in the RMCG (Lozano and Bernal, 2005).

The determined weathering indices include Si/Al (Ruxton ratio (1986)), which indicates the loss rate of silica (SiO₂) with the loss of a resistant elemental oxide, namely, Al₂O₃ in the weathering process, and the Desilication Index (DI= SiO₂/(Fe₂O₃ + Al₂O₃ + TiO₂)), which is the molar ratio of movable Si to immobile oxides (Fe, Al, and Ti). The lower the DI value, the higher weathering degree. To calculate the Chemical Index of Alteration (CIA) we used the following equation: CIA= Al₂O₃/ Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O×100. The CIA is used to evaluate the degree of weathering in samples, and its values can range between 50 and 100 (Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995; Voicu and Bardoux, 2002).

3.5. Bulk and clay mineralogy

The bulk mineralogical composition was determined using 1g soil samples previously ground and sieved through a 100 mesh. The clay fraction (<0.002 mm) was separated from a stabilized aqueous suspension according to Stoke's Law. In both cases (bulk and clay mineralogy) the analyses were performed by X-Ray Diffraction using an EMPYREAN diffractometer, operating with an accelerating voltage of 45kV and a filament current of 40mA, equipped with a nickel filter, CuKα radiation, and a PIXcel3D detector. The XRD analyses were done a) in air-dried oriented samples obtained by pipetting suspension drops onto a glass slide, which was then dried at 30°C for a few hours; b) after saturation with ethylene glycol vapor at 70°C, for a minimum of 12 hours; and c) after heating at 550°C. The XRD of air-dried samples was measured over a 2θ angle range of 2–70°, while the glycolate and heated slides were evaluated over a 2θ angle range of 2–30° with a step size of 0.04° (2θ) and 40 s of scan step time. Identification and semi-quantification were performed using the HIGHSCORE v4.5 software and the

databases of ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) and ICDD (International Center for Diffraction Data).

3.6. Measurements of the magnetic properties of the soils

Samples for the magnetic properties analysis were air-dried and lightly homogenized to fill acrylic cubes of 8 cm³ volume. Magnetic susceptibility was measured at low (976 Hz) and high (15916 Hz) frequencies on an MFK1-FA susceptometer (AGICO). Anhysteretic remanent magnetization (ARM) and isothermal remanent magnetization (IRM) were measured using a JR6 spinning magnetometer. ARM was imparted in a maximum alternating field (AF) of 100 mT in a direct current bias field of 50 μ T. IRM was imparted in an ASC pulse magnetizer at direct fields of 100, 200, 300 and 1000 T, and backfields of 100, 200 and 300 mT. The ARM/SIRM ratio was used to estimate the concentration of SD grains contribution (Geiss, 1999) and the frequency-dependent susceptibility χ_{fd} (%) in order to estimate the concentration of ultrafine grained (<30 nm in magnetite) superparamagnetic (SP) particles (Dearing *et al.*, 1996, Jordano-va *et al.*, 1997, Maher, 1998). The IRM parameter was used to estimate the concentration of high-coercivity minerals or very fine-grained ferrimagnetic grains (such as hematite or goethite) (Geiss *et al.*, 2004, Rivas *et al.*, 2006). HIRM was measured in backfields of 300 mT ($HIRM = IRM_{1000} \text{ mT} + IRM_{-300} \text{ mT}/2$). The S_{300} ratio was calculated as $S_{300} = IRM_{300} \text{ mT} / SIRM$ (Evans and Heller, 2003, Ortega *et al.*, 2006, Rivas *et al.*, 2012). S_{300} ratios are used to interpret the presence of high coercivity minerals; when S_{300} ratios are <80%, it generally indicates the presence of hematite or goethite (Opdyke and Chanell, 1996).

Hysteresis parameters were measured using a Princeton Measurements Corporation Micromag Alternating Gradient Magnetometer (AGM) at room temperature in fields up to 1 T. A total of 15 samples (the A horizons of the profiles were not included) were selected and 100-step backfield remanence curves were measured using the Micromag. Magnetization (MS and Mr) and coercivity parameters (Hcr and Hc) were obtained from hysteresis loops. The ratios of Hcr/Hc and Mrs/Ms (indicative of the mean magnetic grain size of the samples) were plotted on a modified Day-Dunlop plot (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002). To identify the individual components contributing to remanence, we used a curve-fitting program developed in the R programming language MAX UnMix (<http://www.irm.umn.edu/maxun-mix>). The method uses skew-normal distributions that can be described with a mean coercivity (Bh), a dispersion parameter (DP, equivalent to one standard deviation in log-space), and a skewness factor (S) (Maxbauer *et al.*, 2016b).

3.7. Chronology of the studied soils

Soil organic matter samples were dated by the ¹⁴C method and analyzed by Accelerator Mass Spectrometry in the Beta Analytic laboratories. The results were supplemented with the isotopic signature of $\delta^{13}\text{C}$.

4. Results

4.1. Morphological description of the studied profiles

4.1.1. Tacambaro Lake Profiles (TAC1, TAC2 and TAC3)

Tacambaro 1 (TAC1) profile is composed of the following horizons: Ah-AB-BC1-BC2 (Figure 2a). The upper horizons are dark brown and more than 1 m-thick (Figure 2a). They show a loamy texture and a granular structure that becomes subangular blocky in the AB horizons. Here, we detected medium-sized reddish igneous rock fragments (between 2 and 3 cm in diameter). Changes in compaction and structure were noted in the BC1 horizon (50 cm thick), which is light reddish brown, more compact, and less porous than the AB horizon. The BC2 horizon is darker than BC1. Both horizons show a medium-sized subangular blocky structure and a silty-clay texture. In the lowermost part of the profile, there is an increase in the abundance and size of rock fragments, which are between 4 and 5 cm in diameter.

Tacambaro 2 (TAC2) is a profile located 6 m below the position of the TAC 1 profile and around 3 m above the lake's surface. Here the vegetation is denser than that over the TAC1 profile. TAC2 consists of Ah-BC1-BC2 horizons with a total thickness of 170 cm (Figure 2b). The Ah horizon (40-cm-thick) is dark reddish brown, silty loamy, and has a granular structure, but small subangular blocks are also present. Small red and white rock fragments were observed. The BC1 and BC2 horizons are reddish brown with a silt clayey texture and a subangular blocky structure. The blocks are larger in the BC2 horizon, which is relatively more compact. Rounded fragments of red rocks were observed.

Tacambaro 3 (TAC3) is a polygenetic profile being approximately 200 cm thick and consisting of Ah-AC-C-2Bwb1-3Ctb2 horizons (Figure 2Cb1). Its Ah horizon (only 13 cm thick) is much thinner than those in profiles TAC1 and TAC2, while the brown AC horizon is more than 70 cm thick. Both Ah and AC horizons are dark brown, with a granular structure and a clayey-sandy texture. Fine roots and gravel are abundant in the AC horizon. The C horizon is dark gray, 60 cm thick, poorly structured, and sandy. The lower red-brownish 2Bwb1 horizon is clayey-sandy, with a subangular blocky structure. The presence

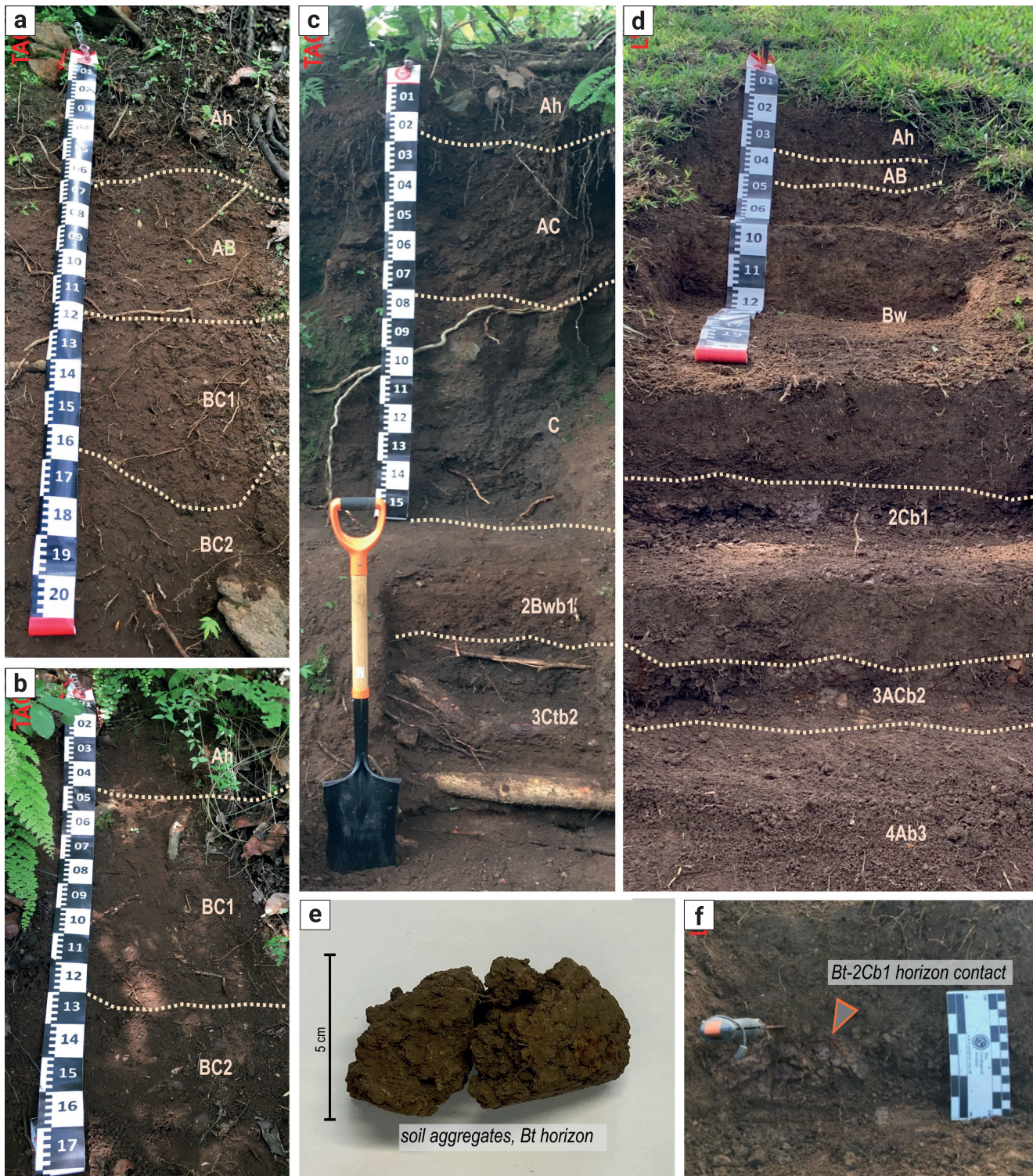


Figure 2. Studied profiles, a) TAC1 soil profile showing four different horizons A-AB-BC1-BC2; b) TAC2 profile showing three different horizons A-BC1-BC2; c) TAC3 polycyclic profile, showing the different horizons; the modern soil 150 cm depth (Ah, AB, C horizons) and two paleosols horizons (2Bwb1, 3Ctb2); d) LV1 polycyclic profile showing four cycles of pedogenesis, the modern soil with the A-AB-Bt horizons, 2Cb1 horizon from another cycle and 3ACb2 and 4Ab3 horizons at the bottom of the profile; e) morphology of the soil aggregates of the horizon Bt el in LV1 profile; f) contact of the Bt-2Cb1 horizons in the LV1 profile.

of gravel was observed. The 3Ctb2 horizon is gray, sandy, and structureless. Here, abundant red saprolized rocks were observed.

4.1.2. Lago Verde Profile (LV1)

The LV1 profile is polygenetic, 140 cm thick, and consists of the following horizons: Ah-AB-Bt-2Cb1-3ACb2-4Ab3 (Figure 2d). The dark brown Ah and AB horizons have a granular and granular blocky structure with a silty-sandy texture and a high abundance of fine roots. The dark reddish-brown Bt horizon is 25 cm thick, silty, with a compact subangular blocky structure (Figure 2e). Some rock fragments are visible. The contact between Bt and 2Cb1 horizons is abrupt and smooth (Figure 2f). The 2Cb1 horizon presents a parallel lamination and, in some areas, has a reddish coloration due to the possible presence of Fe oxides. The 3ACb2 horizon is dark reddish brown, also laminated, and has a loamy-clayey texture. The lowermost 4Ab3 horizon is dark brown, with a loamy texture and small subangular blocks that break up into a granular structure.

4.2. Physical and chemical soil properties

The color variations in the studied profiles can be seen in Figure 3. The luminosity, represented by the L^* parameter, is relatively higher in the TAC3 profile, reaching up to 64 in the BC horizon. Darker colors are observed in the Ah horizons. The highest a^* values (reddish colors) correspond to the BC, Bw, and Bt horizons in all profiles. The values of b^* (yellowish colors) are similar in all the horizons of the TAC1 and TAC2 profiles. Relatively higher b^* values were found in the 2Bwb1 horizon of the TAC3 profile and the Bt and 2Cb1 horizons of the LV1 profile.

Concerning grain size distribution (Figure 3), the silt fraction predominates in the TAC1 and TAC2 profiles, where the clay content slightly increases in the BC horizons. The TAC3 profile shows a different pattern, with a considerably higher content of sand. However, a higher proportion of clay (26%) was also detected in the 2Bwb1 horizon. In the LV1 profile, the percentages of sand and silt are similar in all the horizons. The clay content ranges from 16.27 to 26.40%, with a higher proportion in the 2Cb1 and 3ACb2 horizons. The TAC1 and TAC2 profiles have high organic carbon contents (around 4%), while the TAC3 profile has a much lower carbon content. The 2Bwb1 horizon has higher organic carbon content (1.10%) than the upper Ah horizon (0.81%) (Figure 3). In the LV1 profile, the A and AB horizons contain 2.08% and 2.85% OC, respectively.

4.3. Soil Micromorphology

The A and AB horizons of the Tacambaro soils have a dark

groundmass with aggregates showing a granular structure and small subangular blocks (Figure 4 a). Bioturbation is strong, being evidenced by a high amount of fresh plant and root fragments and channels filled with coprolites (Figure 4b). Charcoal is also present in these horizons. Rounded and weathered minerals and rock fragments were observed in the groundmass (Figure 4c), especially in the TAC3 profile, increasing in the sand fraction. The BC horizons were characterized by a subangular to angular blocky structure and a medium porosity in the form of fissures and cavities (Figure 4d, e). Charcoal fragments (Figure 4e) and orthic Fe nodules and Mn stains were observed (Figure 4f, g). Rock fragments in the BC horizons show alteration coating on their surface (Figure 4h). In the lowermost horizons, there is an increase in the content of volcanic rock fragments. Rock fragments were also observed in the C horizon of the TAC3 profile (Figure 4i). The buried 2Bwb1 horizon is reddish brown with a subangular block structure (Figure 4j). Thin clay coatings on some aggregates and along the pores (Figure 4j, k) as well as orthic Fe nodules were observed in this horizon (Figure 4k). Thicker clay coatings were observed in the 3Ctb2 horizon (Figure 4 l).

4.3.1. Lago Verde soil profile (LV1) micromorphology

The A horizon of the LV profile shows a structure of small subangular blocks and composite packing pores (Figure 5a). Some plant fragments are unaltered (Figure 5b). Weathered mineral fragments are also present within the aggregates (Figure 5a, c). In the Bt horizon, in contrast to the surface horizons, the color of soil aggregates is brown. The porosity is in a form of channels filled with illuvial clay (Figure 5d). Some nodules and coatings of Fe and Mn oxides were also observed in this Bt horizon (Figure 5e). The 2Cb1 horizon, being beneath the Bt horizon, has groundmass of a coarser texture shaped into angular aggregates separated by planar voids (Figure 5f, blue arrow). The 3ACb2 horizon's groundmass is darker and more compact; there is also incorporated and reworked material in the form of tabular fragments of a dark red soil (Figure 5g). Clean illuviated clay coatings with a higher birefringence fill some pores (Figure 5 h). The LV1 4Ab3 horizon, found in the lowermost part of the profile, is dark brown with a granular structure and a high porosity. Even at this depth, plant tissue fragments can be seen (Figure 5i).

4.4. Bulk geochemistry and weathering indices

The proportions of major oxides (wt%) are shown in Table 2. The amount of SiO_2 is indicative of an intermediate to basic composition. The Fe_2O_3 content is higher in the LV1 profile as compared to that in the Tacambaro soils; the maximum percentage (16.48 %) is found in the LV1_Bt horizon. The CaO content

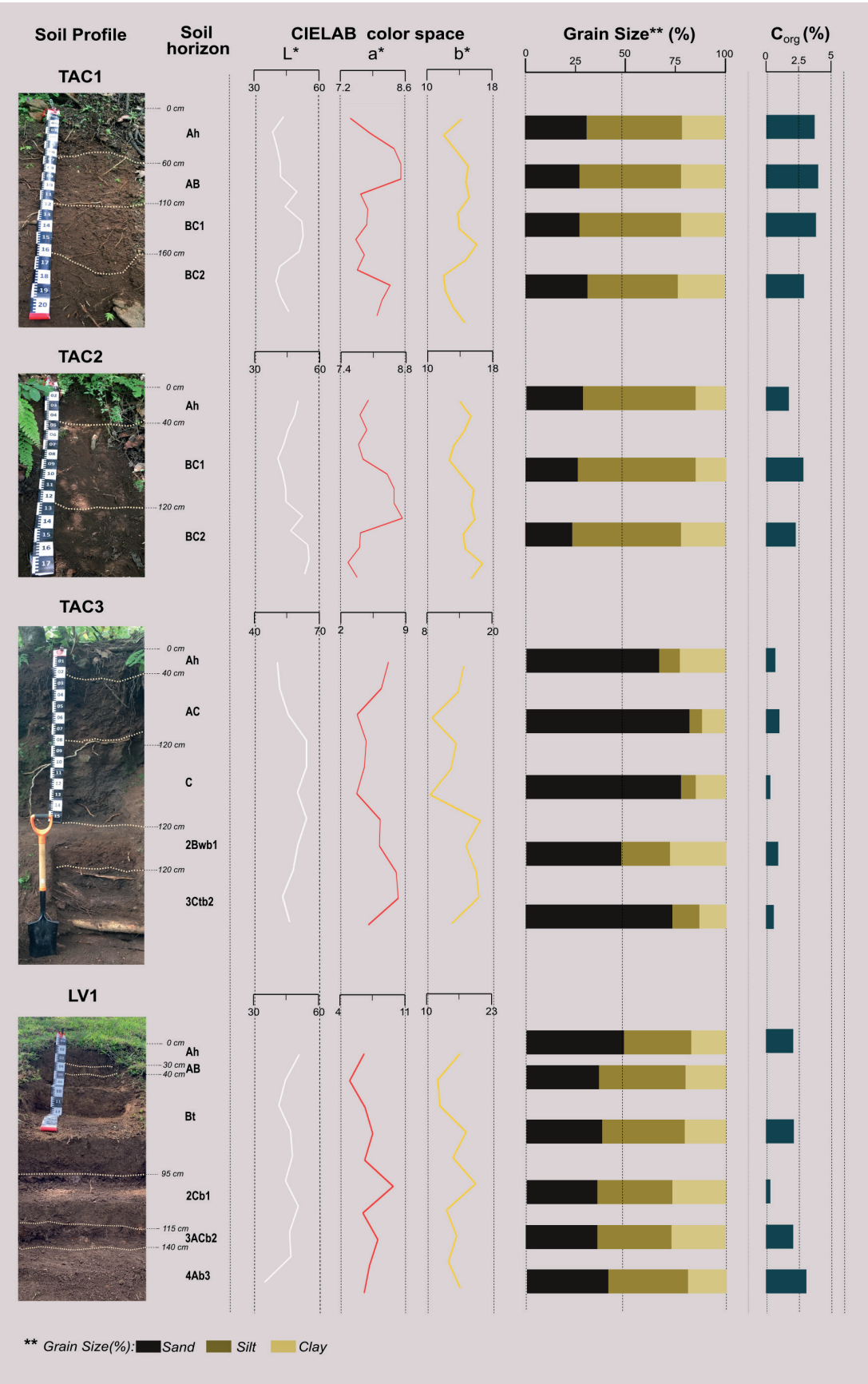


Figure 3. Summary of selected physical and chemical properties: color, grain size, and organic carbon content of the studied soils and paleosols.

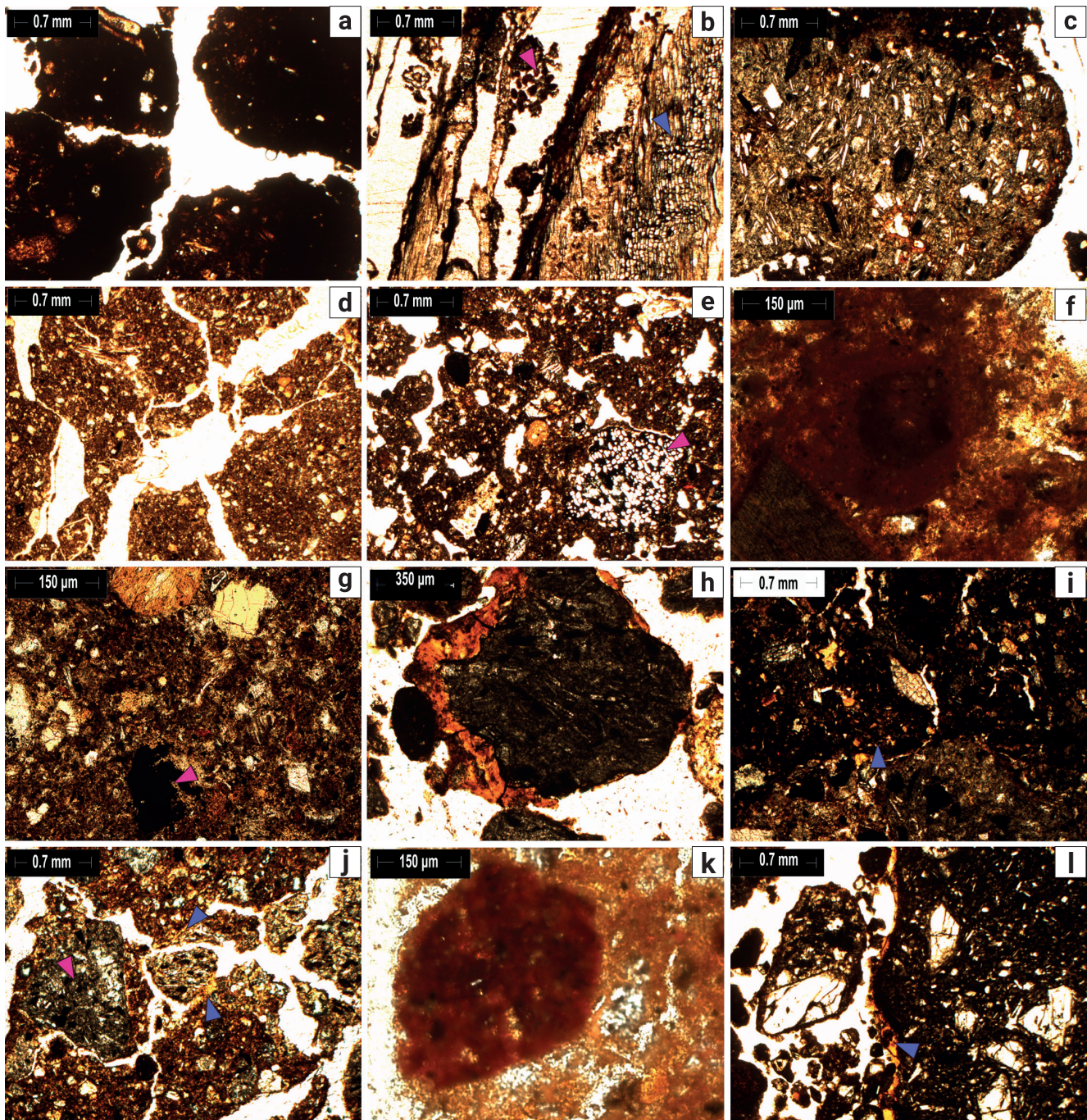


Figure 4. Tacambaro Lake soil horizons photomicrographs, a) TAC1_A horizon, small subangular blocks structure; b) fresh plant tissue (blue arrow) and coprolites (pink arrow) in the TAC1_A horizon; c) rock fragments in the TAC1_AB horizon showing a dark weathering patina; d) TAC2_BC1 horizon angular blocky structure; e) TAC1_BC1 horizon fissures and cavities porosity and charcoal fragments (pink arrow); f) Fe orthic nodule in the TAC1_BC2 horizon; g) Mn oxide stains in the TAC2_BC1 horizon (pink arrow), and fragments of a reworked soil material included in the groundmass (blue arrows); h) Clay and Fe coatings on a rock fragment in TAC1_BC2 horizon; i) TAC3_C horizon groundmass (blue arrow) with rocks fragments and minerals; j) TAC3_2Bwb1 horizon subangular blocky structure, rocks fragments (pink arrow) and thin clay coatings on soil aggregates (blue arrows); k) Fe nodules in the TAC3_2Bwb1 horizon; l) clay coating on rock fragments in the TAC3_3Ctb2 horizon.

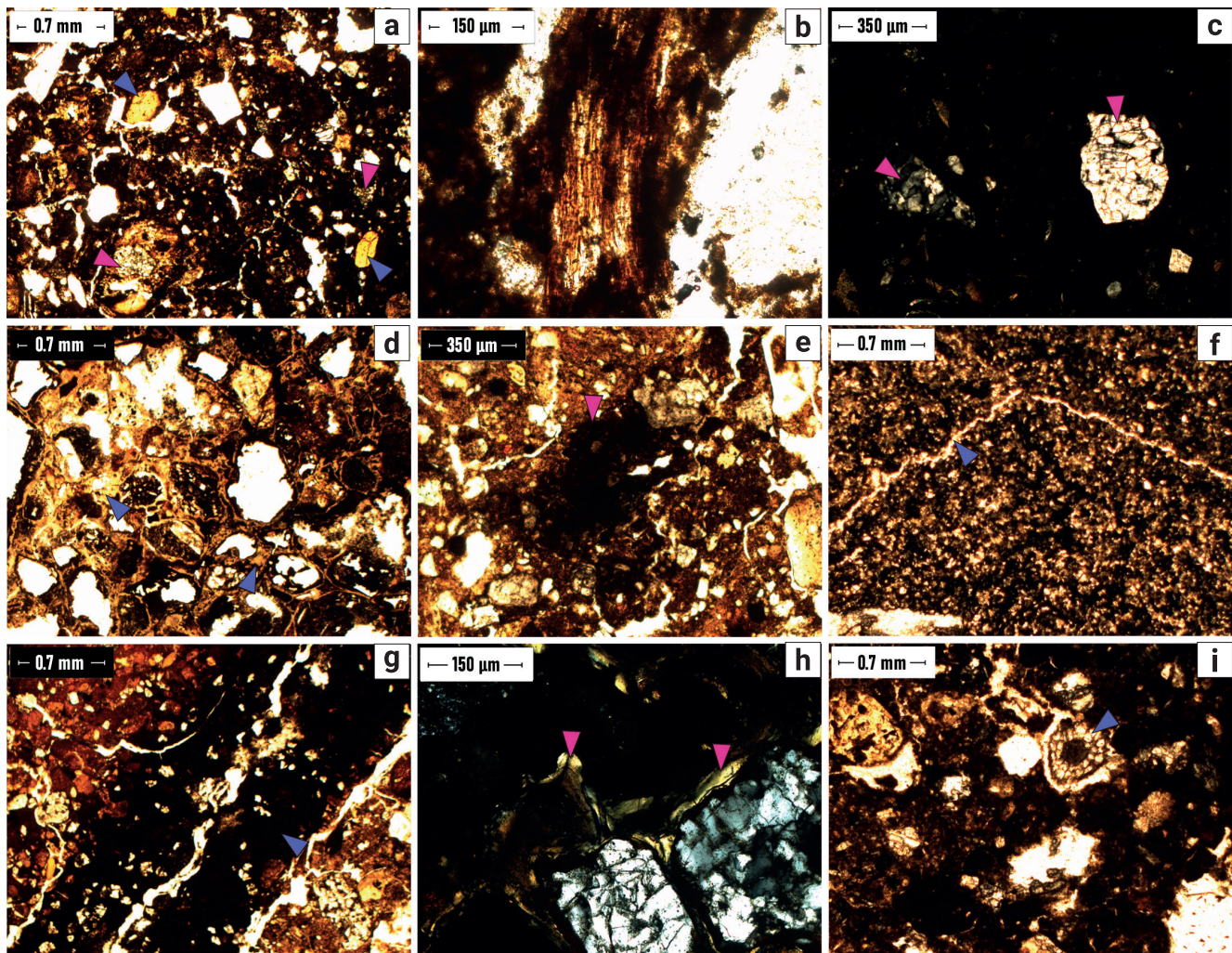


Figure 5. Lago Verde 1 (LV1) soil horizons photomicrographs, a) A horizon granular structure and interconnected vughs porosity; mineral fragments (blue arrows) and rounded yellow soil material incorporated into the groundmass (pink arrows) are also observed; b) plant fragment tissue in the A horizon; c) weathered minerals in the AB horizon; d) heterogeneous material in the Bt horizon: soil fragments with a yellowish clayey groundmass, with soil fragments with a reddish groundmass; e) Mn oxides stain at the Bt horizon; f) 2C horizon, fine grain groundmass separated by planar fissures; g) large tabular fragments of dark brown soil placed in the groundmass of the 3ACb2 horizon (blue arrows); h) laminated clay coatings in some pores of the 3ACb2 horizon (XPL), i) 4Ab3 horizon granular structure and root cortex (blue arrow).

has low values (consistently below 1.5%) in all the horizons of the TAC1 and TAC2 profiles, in contrast to the higher values obtained in the TAC3 profile, which reach 5.9% in the TAC3_C horizon. The Ruxton ratio (Rr), which characterizes the rate of loss of silica (SiO_2) in comparison with the loss rate of resistant elemental oxide (Al_2O_3), has values ranging between 1.88 (LV1_Bt) and 3.28 (TAC3_C). DI (Desilication Index) is the molar ratio of movable Si to immobile oxides (Fe, Al, and Ti); and its values range between 1.03 and 2.30, with the lowest values found in the LV1 profile. The CIA values are relatively high in all the horizons of LV1 profile, reaching 94.71 % in LV1_Bt. The lowest CIA value (61.64%) was recorded in the TAC3_C horizon.

4.5. Bulk and clay mineralogy

The mineral phases identified in the bulk samples from selected horizons (TAC1_BC1, TAC2_BC2, TAC3_2Bwb1, TAC3_3Ctb2, LV1_3ACb2, and LV1_2Cb1) are generally similar and include intermediate plagioclases, quartz, tridymite, potassium feldspar and phyllosilicates (Table 3). Regarding plagioclases, it is worth mentioning that in the soils of Tacambaro, their content is approximately 18%, except for the 3Ctb2 horizon of TAC3, where the plagioclase content reaches 59%. In the case of the Lago Verde profile, it reaches 63% in the Bt horizon. Fe oxides were found in the horizons of the TAC1 and TAC3 profiles, however, some differences between them were detected.

Table 2. Major oxide (in wt %) abundances in the TAC1, TAC2, TAC3, and LV1 soil profiles.

Sample ID	Horizon	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI ₁	Suma	Si/Al ₂	DI ₃	CIA ₄
TAC1_A	A	48.41	1.09	18.92	9.16	0.14	1.35	1.81	1.37	0.95	0.17	16.65	99.99	2.56	1.66	82.08
TAC1_AB	AB	49.43	1.15	19.48	9.63	0.15	1.15	1.62	1.27	0.95	0.15	15.03	99.99	2.54	1.63	83.55
TAC1_BC1	BC1	50.18	1.15	20.35	9.82	0.15	1.30	1.49	1.41	1.03	0.16	12.98	100	2.47	1.60	83.84
TAC1_BC2	BC2	49.68	1.14	19.91	9.57	0.14	1.15	1.57	1.29	0.94	0.15	14.46	99.99	2.50	1.62	83.99
TAC2_A	A	50.81	1.13	18.81	9.26	0.15	0.96	1.59	1.25	0.90	0.14	15.00	100	2.70	1.74	83.41
TAC2_BC1	BC1	51.96	1.14	19.75	8.99	0.15	1.51	1.71	1.56	0.99	0.12	12.12	100	2.63	1.74	82.23
TAC2_BC2	BC2	51.83	1.15	19.29	9.29	0.15	1.93	1.77	1.44	0.99	0.13	12.04	100	2.69	1.74	82.14
TAC3_A	A	49.31	0.94	22.92	8.49	0.11	2.33	2.48	2.12	0.84	0.13	10.32	100	2.15	1.52	80.83
TAC3_AC	AC	55.04	0.79	19.32	6.94	0.11	4.24	5.69	3.36	1.09	0.17	3.26	100	2.85	2.04	65.56
TAC3_C	C	56.91	0.73	17.33	6.66	0.10	5.08	5.88	3.60	1.31	0.18	2.22	100	3.28	2.30	61.64
TAC3_2Bwb1	2Bw	50.78	0.92	22.27	8.42	0.11	2.87	3.19	2.18	0.84	0.14	8.29	100	2.28	1.61	78.22
TA-C3_3Ctb2	3Ct	54.00	0.77	18.41	7.37	0.11	5.62	5.28	3.04	1.10	0.17	4.14	100	2.93	2.03	66.15
LV1_A	A	46.52	2.05	17.45	14.28	0.13	2.98	2.27	0.49	0.38	0.28	13.17	100	2.67	1.38	84.75
LV1_AB	AB	50.58	1.90	15.95	13.27	0.11	3.61	2.15	0.43	0.38	0.25	11.37	99.99	3.17	1.63	84.39
LV1_Bt	Bw	42.21	2.10	22.47	16.48	0.09	1.40	0.86	0.16	0.24	0.22	13.78	99.99	1.88	1.03	94.71
LV1_2Cb1	2C	47.79	1.64	17.75	14.93	0.17	3.15	1.89	0.48	0.31	0.30	11.60	100	2.69	1.39	86.90
LV1_3A-Cb2	3AC	43.22	1.79	18.89	15.05	0.19	3.50	2.63	0.61	0.34	0.37	13.42	100	2.29	1.21	84.05
LV1_4Ab3	4A	43.41	1.94	17.93	15.80	0.15	3.19	2.49	0.54	0.37	0.33	13.86	100	2.42	1.22	84.07

¹ LOI: Loss of Ignition.² Si/Al: Ruxton ratio (1986) calculated the loss rate of Silica (SiO₂) with the loss of resistant elemental oxide, namely Al₂O₃ in the weathering process.³ DI: DI= SiO₂/(Fe₂O₃ + Al₂O₃ + TiO₂). Desilication index is the molar ratio of movable Si to immobile oxides (Fe, Al, and Ti). The lower the DI value, the higher the weathering degree.⁴ CIA = Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)×10.

Magnetite was quantified (7%) in the TAC1_ BC1 horizon, while hematite was identified (6%) in the TAC3_2Bwb1 horizon.

The presence of kaolinite and smectite in TAC and LV1, respectively, is another interesting property detected in diffractograms of the oriented samples (Table 3, Figure 6). Kaolinite was observed in the BC2 horizon of TAC2 and in the 3Ctb2 horizon of TAC3. In both cases, the kaolinite peak appears at 7.37Å in the untreated samples, moves to ~7.30Å in the glycolated samples and collapses in the samples heated to 550°C. In the case of the 2Cb1 horizon of LV1, the smectite was identified in the untreated oriented sample at the peaks of 13.53 Å and 7.31Å (Table 2, Figure 6), which moved to ~16.88 Å ~8.1Å after glycolation.

4.6. Rock magnetism

4.6.1. Magnetic concentration

The bulk χ oscillates between 6×10^{-6} and $9 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ in both TAC1 and TAC2 profiles. A significant decrease in the bulk χ (varying between 3×10^{-6} and $5 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) was observed in the TAC3 profile in comparison with its values in TAC1 and TAC2 that were situated at greater elevations in the landscape. Even higher bulk χ values (between 7×10^{-6} and $10 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) were detected in the LV1 profile (Figure 7). The saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) is between 0.11 and 0.14 Am²/kg in the BC horizons of the TAC1

Table 3. Samples mineralogy: phases identified and semi-quantified in bulk samples, and clay phases.

Sample	Identified Phases (bulk sample)	SemiQuant (%)
TAC1_BC1	– Quartz: SiO ₂	– 17
	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Augite/diopside type pyroxene: (Ca,Mg,Fe) ₂ Si,Al ₂ O ₆	– 15
		– 7
		– 8
	– Magnetite: Fe ₃ O ₄	
	– Phyllosilicates at ~14Å (smectite (?))	– 7
	– Phyllosilicates at ~10Å (illite (?))	– 12
TAC2_BC2	– Phyllosilicates at ~7Å (kaolinite (?))	– 20
		– 15
TAC3_2Bwb1	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	– 19
	– Phyllosilicates at ~14Å (smectite (?))	– 81
	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	– 20
	– Quartz: SiO ₂	
	– Tridymite: SiO ₂	– 6
TAC3_3Ctb2	– Hematite: Fe ₂ O ₃	– 11
	– Phyllosilicates at ~7Å (kaolinite (?))	– 6
		– 57
TAC3_3Ctb2	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	– 59
	– Potassium feldspar: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	
	– Tridymite: SiO ₂	– 17
	– Phyllosilicates at ~7Å (kaolinite (?))	– 8
LV1_2Cb1		– 16
	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	– 60
	– Quartz: SiO ₂	
	– Tridymite: SiO ₂	– 8
	– Phyllosilicates at ~10Å (illite (?))	– 5
	– Phyllosilicates at ~7Å (kaolinite (?))	– 16
LV1_3ACb2	– Possible traces of smectite	– 12
	– Intermediate plagioclase: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	– 63
	– Quartz: SiO ₂	
	– Augite-type pyroxene: (Ca,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₂ O ₆	– 5
	– Olivine ferric forsterite type:	– 11
	– Hornblende type amphibole: Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ OH	
LV1_2Cb1	Phyllosilicates at ~7Å (kaolinite (?))	– 7
		– 7
		– 7
Sample	Clay Peaks	Identified Phases
TAC2_BC2	– Untreated peaks: ~7.37Å	– Kaolinite
	– Peaks with ethylene glycol: ~7.37Å	
	– Peaks at 550°C: -	
TAC3_3Ctb2	– Untreated peaks: ~7.25Å	– Kaolinite
	– Peaks with ethylene glycol: ~7.41Å	
	– Peaks at 550°C: -	
LV1_2Cb1	– Untreated peaks: ~13.53 Å	– Smectite
	~7.31Å	
	Peaks with ethylene glycol: ~16.88 Å	– Smectite
	~8.1Å	
	~7.2Å	
	Peaks at 550°C: ~10.10Å	– Kaolinite

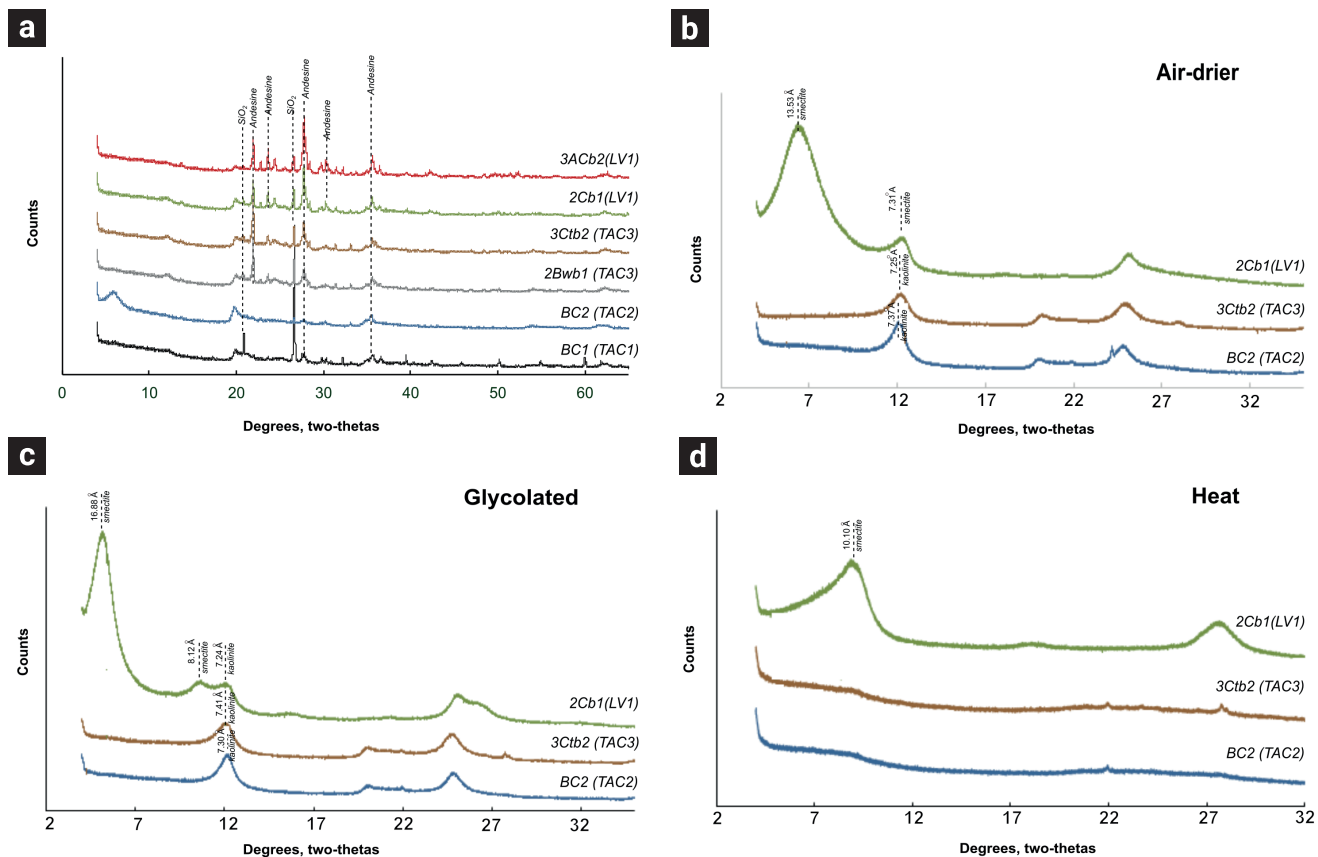


Figure 6. X-ray diffractograms of selected soil samples: a) bulk mineralogy; b) clay fraction mineralogy; c) Air-dried clay fraction mineralogy; d) clay fraction mineralogy after glycolation; e) clay fraction mineralogy after heating (550°C).

and TAC2 profiles and up to 0.14 Am²/kg in the C horizons of TAC3. The SIRM values are generally lower in the LV1 profile, i.e., reaching only 0.07 Am²/kg in the upper horizons and up to approximately 0.13 Am²/kg in the 3ACb2 horizon. The HIRM₃₀₀ values indicate that we have minerals with greater coercivity in the TAC3_C horizon (233.25 A/m) as well as the LV1_2Cb1 and LV1_3ACb2 horizons (reaching 221 A/m). The S₃₀₀ ratio is between 0.90 and 0.95 in the profiles of the Tacambaro Lake and a little closer to 1 in the case of LV1. Such values indicate a mineralogy dominated by soft minerals.

4.6.2. Magnetic grain size

In the case of the TAC1 profile, the $\chi_{fd\%}$ values vary between 5 and 5.5%, indicating the presence of a mixture of fine superparamagnetic (SP) grains and coarser grains. The values of less than 2% in the TAC2_BC2 horizon indicate the content of less than 10% of SP grains. The TAC3 horizons were characterized by values between 2 and 4%, also indicating a mixture of grain sizes. In the LV1 profile, we observed a punctual increase of 8% at the transition between the Bt and 2Cb1 horizons, indicating an

increase in the content of SP grains in LV1_2Cb1. In the other horizons of LV1, the values vary between 1.5 and 2.9% (Figure 7).

The ARM/SIRM ratio indicates the abundance of single-domain (SD) minerals (Figure 7). In the case of TAC1 and TAC2, it practically does not change with depth, having an average value of 0.02. In TAC3, this ratio is 0.01. In the LV1 profile, values of this ratio in both Bt and 2Cb1 horizons are lower than those in the A horizons.

Hysteresis parameters in the Day diagram (Day *et al.*, 1977) (Figure 8) allow for estimating the size of magnetic domains in a material. Dunlop (2002) suggests some specific trends in SP, SD, and MD grains in soil samples. In our case, the data plot closer to the MD curve.

4.6.3. Coercivity unmixing

The analysis of the coercivity distribution in the B and C horizons of the profiles shows that the remanent magnetization is held by three components (Figure 9a). For the Tacambaro Lake profiles, the low coercivity component C1 is characterized by having Bh values between 0.8 and 1.8 (6–62 mT) and DP of

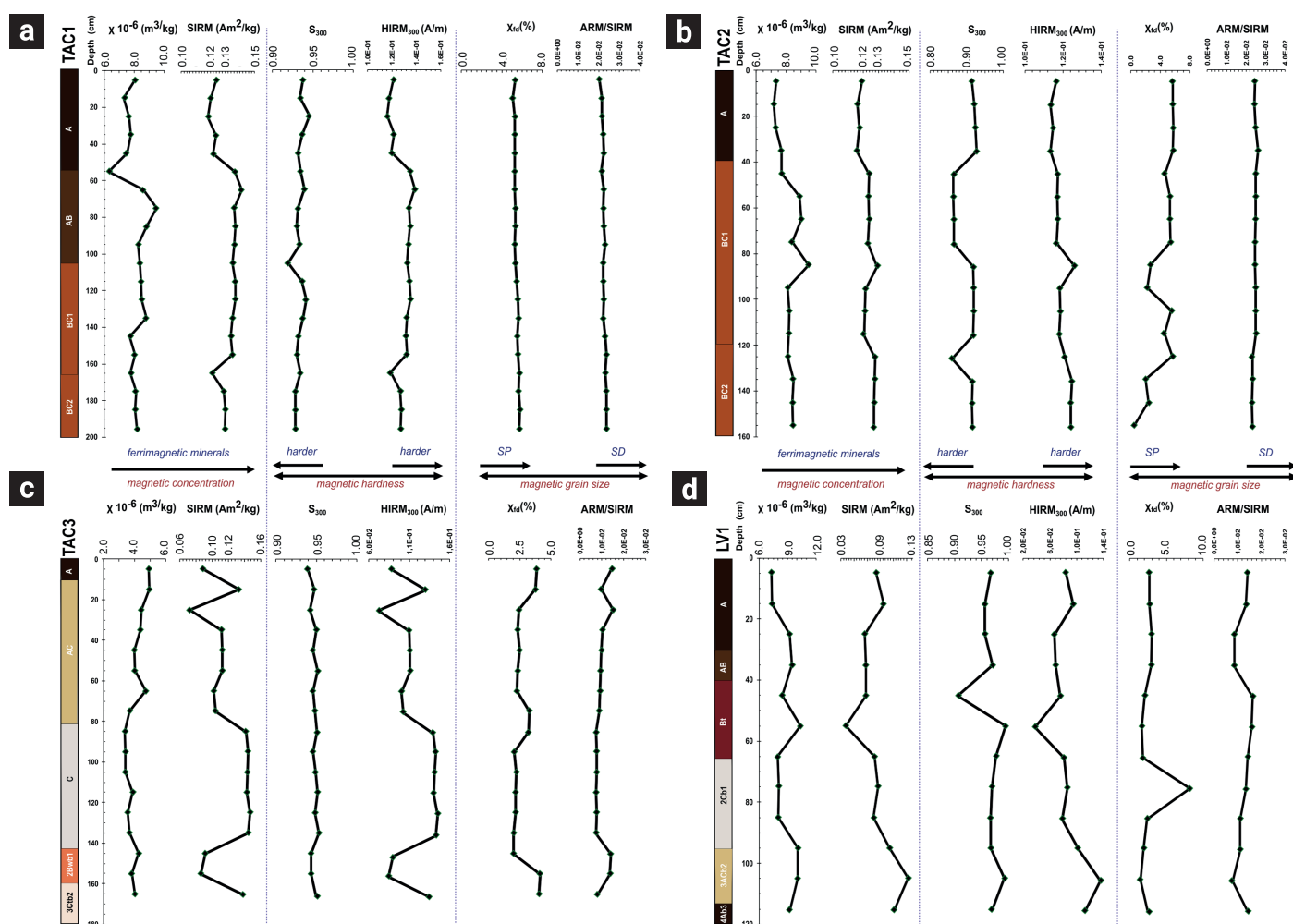


Figure 7. Selected magnetic parameters were measured in the TAC1, TAC2, TAC3, and LV1 soil profiles. Ordered as follows: magnetic susceptibility (χ) and SIRM as indicators of the concentration of magnetic minerals; S_{300} ratios as indicators of coercivity; $HIRM_{300}$ as an indicator of high coercivity mineral concentration; χ_{fd} and ARM/SIRM as indicators of magnetic grain size.

approximately 0.3. The other low coercivity component C2 has Bh values ranging from 0.7 to 1.5 (4–35 mT) and DP of roughly 0.3. In the case of the LV1 profile, the Bh of C1 varies between 1.5 and 1.6 (32–40 mT) and DP between 0.3 and 0.4; for C2, the Bh varies between 0.6 and 0.8 (4–6 mT) and the DP between 0.3 and 0.4 (Figure 9b).

In the case of the high coercivity component (C3), those of Bh in the Tacambaro Lake profiles are between 2.2 and 3 (167–1413 mT) and the DP between 0.2 and 0.4. While in the LV1 profile, the Bh values are between 2.8 and 3.6 (640–4330 mT), and the DP is between 0.3 and 0.6 (Figure 9b).

4.6.4. Magnetic mineralogy

Figure 10 shows the dispersion diagram of the remanent coercivity H_{cr} vs. $SIRM/\kappa$ (Peters and Dekkers, 2003), in which the

fields for different magnetic minerals are defined. The samples of the TAC3 profile are distributed along the titanomagnetite field, while those of the TAC1 and TAC2 profiles indicate a mixture of titanomagnetite and magnetite by their distribution. The mineralogy of the LV1 samples is mainly distributed in the maghemite field.

4.7. Chronology and $\delta^{13}C$ values

Three ^{14}C AMS dates were obtained (Table 4). The calibration of radiocarbon age to calendar years was done using the High Probability Density Range Method (HPD) (Ramsey, 2008) as follows: INTCAL13 + NHZ2 (Hua *et al.*, 2013; Reimer *et al.*, 2013). The dates obtained for the Tacambaro profiles in the BC horizons are between 2006 and 1955 cal AD, while the date we have in the 2Cb1 horizon of the Lago Verde profile is 2007 cal

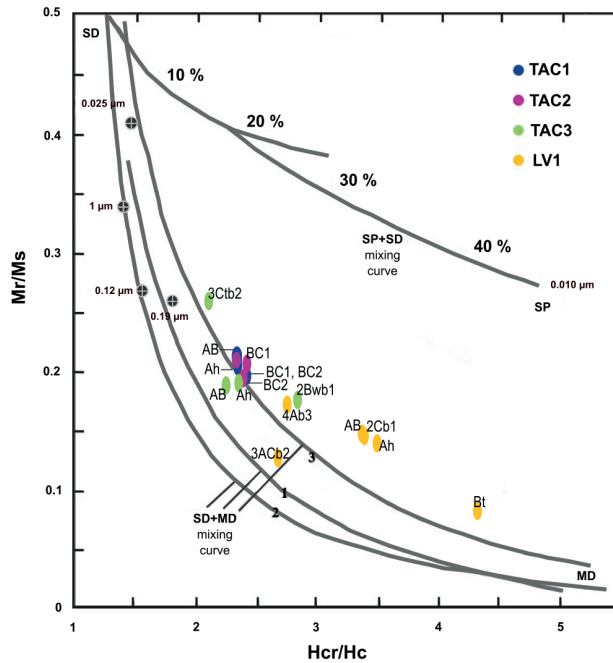


Figure 8. Day plot of M_r/M_s versus H_{cr}/H_c (Day *et al.*, 1977), modified by Dunlop (2002). Samples tend to be multi-domain (MD) grain size.

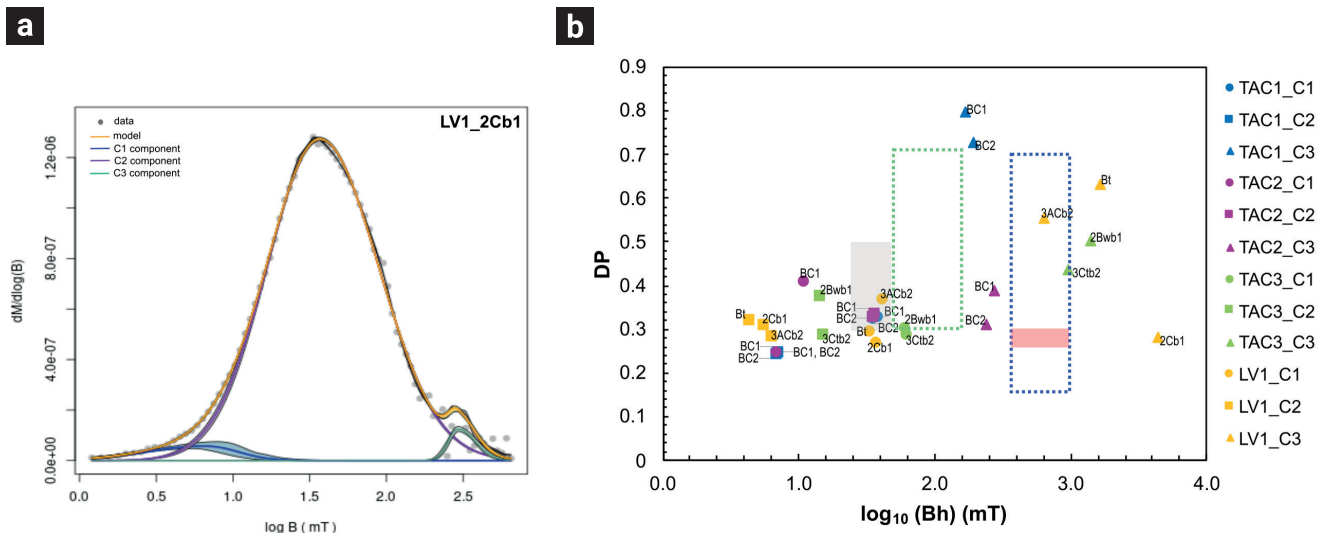


Figure 9. a) example of backfield coercivity spectra for the LV1_2Cb1 horizon (data shown in gray symbols) with the modeled best fit (yellow). Data were fitted using a three-component (C1, C2 and C3) model with a high coercivity component (green) and two low coercivity components (purple and blue). Shaded envelopes for component distributions and model indicate an approximate 95% confidence interval: b) Cross plot of the dispersion parameter (DP) and mean coercivity (Bh) for the B and C horizons for the C1, C2 and C3 component. Examples of modern pedogenic magnetite appear as the gray square (Egli, 2004; Geiss and Zanner, 2006; Lindquist *et al.*, 2011; and Bourne *et al.*, 2015) and hematite by the red rectangle (Hyland, (2015). Also, data for the B-horizon specimen from core and outcrop paleosols obtained by Maxbauer (2016a) is shown as a green dotted line square for the low-coercivity component and a blue dotted line square for the high-coercivity component.

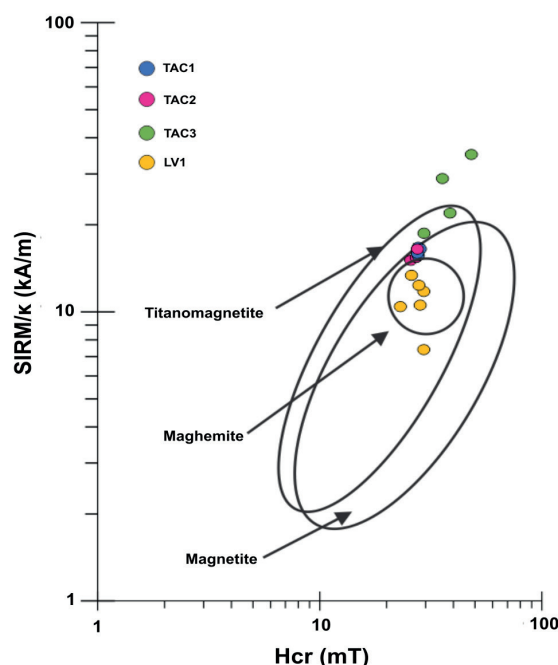


Figure 10. Hcr vs. SIRM/ κ dispersion plot (Peters and Dekkers, 2003). Most of the samples for the Tacambaro Lake profiles fall in the magnetite and titanomagnetite zone, while in the case of the LV1 profile, they are also within the maghemite area.

Table 4. Results of the ^{14}C dating and $\delta^{13}\text{C}$ signature.

Sample	Lab ID	Profile	Depth (cm)	Conventional Radiocarbon Age (BP)	Date (cal AD)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
TAC1_BC2	Beta - 625574	TAC1	190	-340 +/- 30	1955	-24.3
TAC2_BC2	Beta - 625575	TAC2	150	-340 +/- 30	1955	-23.6
LV1_2Cb1	Beta - 625577	LV1	95	-390 +/- 30	2007	-18.1

AD. The values of $\delta^{13}\text{C}$ are more negative in the Tacambaro Lake profiles, reaching -24.3 ‰, while in LV1_2Cb1, it is -18.1 ‰.

5. Discussion

5.1. Soil development: integration of the rock magnetism and pedogenetic properties

It is possible to identify differences between the degree of development of pedogenesis and the magnetic properties of soils located in contrasting climatic regions of the TMVB. The characteristics of micromorphology, geochemistry, as well as magnetic mineralogy show a direct relationship with the conditions under

which they developed. The lithogenic minerals found in the soil parent materials usually contribute to higher magnetic response (Maher *et al.*, 2002), particularly in soils at the initial phases of pedogenesis. Although no C horizons are observed in the TAC1 and TAC2 profiles, TAC3 has two layers where this kind of horizon is still preserved (C and 3Ctb2 horizons), and one horizon (2Cb1) is present in the Lago Verde profile. The magnetic concentration of coarse ferrimagnetic minerals is high, based on our data on the high SIRM and lower $\chi_{fd}\%$ values in the C and 3Ctb2 horizons of TAC3 (Figure 7c). In LV1, the 2Cb1 horizon has a higher percentage of SP particles than the rest of the profile; the $\chi_{fd}\%$ reaches 8%, while its values are close to 2.5 % in the other horizons (Figure 7d). In general, this horizon has approximately equal percentages of silt, clay (Figure 3) and fine sand,

as was observed in the thin sections (Figure 5f). The C horizons in Tacambaro are sandier (Figure 3). An abundance of residual volcanic rock fragments was clearly seen under the microscope. However, the values of weathering degree, calculated as the Ruxton ratio and the desilication index, were not too low (Table 2), probably due to the presence of soil fragments incorporated in the groundmass (Figure 4i) and rock fragments with alteration rinds that can be related to both hydrothermal and weathering processes (Figure 4h). The BC horizons of the Tacambaro soils are silty, but also with abundant rock fragments (Figure 4b). Magnetic properties of those horizons are similar, with high values of χ , SIRM, and HIRM_{300} , with a mixture of SP particles and coarser grains since most $\chi_{fd}\%$ values range between 2% and 8% (Figure 7a, 7b). Some differences were observed however: higher χ in BC1 than that in BC2, probably due to the presence of charcoal particles; it is well known that fires transform weakly-magnetic Fe oxides or hydroxides into magnetite or maghemite (Jordanova *et al.*, 2019) with the consequent increase in magnetic susceptibility (Le Borgne, 1960; Kletetschka and Banerjee, 1995). BC1 also shows the presence of orthic Fe nodules, formed in situ, linked to redoximorphic processes (Dearing *et al.*, 1995, Grimley and Arruda, 2007).

The Ah and AB horizons in the four profiles studied did not show the typical magnetic increase observed in soils derived from non-volcanic materials (e.g., Maher *et al.*, 2002; Jordanova *et al.*, 2016). On the contrary, a decrease in the concentration of magnetic minerals was observed. The transformation of lithogenic minerals by pedogenetic processes in the soil samples analyzed is not enough to erase the magnetic signal from the volcanic minerals. This behavior has also been observed in other volcanic soils of the Transmexican Volcanic Belt (Rivas *et al.*, 2006, 2012), where magnetic minerals such as magnetite are present (Rivas *et al.*, 2012). In the case of the AB horizons (TAC1_AB, LV1_AB) we detected high χ values probably due to fire-induced magnetite neoformation, as charcoal fragments were observed in the thin sections (Figure 4e). Wildfire-affected soils show systematic enrichment with iron oxides magnetite and/or maghemite in the topmost 0–2 cm. They are formed during a wildfire from the fire emissions and vegetation ashes or shortly after the fire due to the intensified microbial production of nanomagnetite (Jordanova *et al.*, 2019).

The Bw and Bt horizons have the highest degree of development (TAC3_2Bwb1 and LV1_Bt); they exhibit more reddish colors (Figure 2) and are better structured (Figure 4j, 5d). In Lago Verde, the Bt horizon has a very significant level of weathering, according to the Si/Al, DI, and CIA indices, due to a relative accumulation of the most stable oxides such as Al_2O_3 , TiO_2 , and Fe_2O_3 (Table 2). Regarding their magnetic properties, both horizons (TAC3_2Bwb1 and LV1_Bt) have similar patterns as they have higher magnetic susceptibility values but lower SIRM.

However, in Tacambaro, the soil particles are finer (indicated by the higher $\chi_{fd}\%$) and softer (due to the low values of HIRM_{300}). Practically all horizons in Tacambaro showed similar values in Si/Al, DI, and CIA indices (Table 2). However, a notable difference was found in the TAC3 profile, which had lower CIA values, even in the C horizons.

We observed clear differences between the TAC1-TAC2 and TAC3 profiles. The TAC3 is polycyclic (with several phases of sedimentation and soil formation). This difference can also be detected by changes in the magnetic mineralogical composition. The Hcr vs. SIRM/k ratio suggests a predominance of magnetite in TAC1 and TAC2, while TAC3 additionally contains titanomagnetites (Figure 10). The XRD-data on the bulk samples show that the TAC1_BC1 horizon contains 7% of magnetite (semi-quantified), while TAC3_2Bwb1 contains 6% of hematite. It is interesting that in the Figure 8 biplot, the three cycles are clearly separated: the first horizons from the modern soil are in the same area of the TAC1 and TAC2 profiles, while the 2Bwb1 horizon is completely apart from the 3Ctb2. In the case of Lago Verde, where the climatic conditions are more humid and warmer, all the horizons are situated within a different zone of the biplot (Figure 8), with a higher contribution of maghemite (Figure 10) by the slow oxidation of magnetite (van Velzen and Dekkers, 1999; Chen *et al.*, 2005). This result suggests a higher degree of development and maturity of this soil as compared to those of Tacambaro Lake.

The Dispersion vs. mean coercivity biplot (Figure 9) shows areas proposed by different authors that correspond to: pedogenic magnetite in modern soils (gray square, Egli, 2004; Geiss *et al.*, 2008; Lindquist *et al.*, 2011; and Bourne *et al.*, 2015); hematite in red rectangle (Hyland *et al.*, 2015); B horizons of paleosols in green dotted line square (Maxbauer *et al.*, 2016a) for the low-coercivity component (partially oxidized pedogenic magnetite) and in blue dotted line square for the high-coercivity component (dehydrated fine-grained goethite into hematite, or simply hematite). Our soil samples contain the following minerals according to their origin: soft detritals (such as titanomagnetites) with $\text{Bh} < 1.0 \log_{10} \text{ mT}$. Soft pedogenics Bh between 1.0 and $1.5\text{--}2.6 \log_{10} \text{ mT}$, hard pedogenics (maghemitized) values that are close to the green dotted rectangle. Although Maxbauer (2016a) says that its high coercivity components are between 2.5 and $3.0 \log_{10} \text{ mT}$, which can be interpreted as hematite, a product of goethite dehydration, in our soils, we have values above 3.0 that could suggest the presence of goethite.

5.2. Landscape transformations

Climate, relief, and weather are the primary factors that control the development of a soil profile and predetermine different pedogenic trends (e.g., Ugolini and Dahlgren, 2002; Bernhard *et*

al., 2018; Candra *et al.*, 2021; Salazar- Jaramillo *et al.*, 2022). The development of volcanic soils can follow different routes depending on the prevailing climatic conditions. In humid climates, it is possible to trace evolution from Regosol-type soils to clayey soils such as Luvisols and Acrisols (Parfitt and Saigusa, 1985, Delvaux *et al.*, 1989, Shoji *et al.*, 1993, Sedov *et al.*, 2003) while under semi-arid conditions or in seasonal climates Regosols can evolve into Phaeozems and Vertisols (Shoji *et al.*, 1993). In general, the first 100 years of soil development are characterized by the process of accumulation of organic matter both in cool and humid climates (Wada, 1985; Vilmundardóttir *et al.*, 2014) and under humid tropical conditions (Nieuwenhuysen *et al.*, 1993; Gracheva *et al.*, 2001). Bt horizons formation, such as those of Lago Verde Profile, require a minimum of 10,000 years both in the semiarid climates (Jahn and Stahr, 1996) and in the humid tropical climates (Gracheva *et al.*, 2001). However, the formation of a Bt horizon can be faster if the parent material originally contains clay (Birkeland, 1999, Díaz-Ortega *et al.*, 2011). If we take into consideration only the degree of development of the soils studied, we can speculate that their formation took pedogenetic periods greater than one hundred years in the case of profiles TAC1 and TAC2, and even more time would be required for the presence of kaolinite (Table 3), which is a clay mineral that needs humid climates and time to form in volcanic soils (Shoji *et al.*, 1993; Wilson, 1999; Sedov *et al.*, 2003; Ryan and Huertas, 2009). It is considered that more than 10 ka are needed for the formation of kaolinite in soils (Wilson, 1999). However, there are signs of reworking in both profiles, i.e., the presence of charcoal (Figure 4e), with practically the same percentages of organic carbon in all the horizons (Figure 3). In “normal” soils, this value gradually decreases with depth. In the case of TAC3, there are three cycles of sedimentation and soil formation, each also including erosional phases. First, clear clay coatings observed in the 3Ctb2 horizon (Figure 3l) indicate that it is a remnant of a well-developed soil formed over a long period of landscape stability prior to the erosion of the upper genetic horizons (A and Bt). The second cycle is represented by a 2Bwb1 horizon, which, in terms of soil formation, represents a more evolved phase, but the lack of an A horizon also indicates erosion, i.e., movement of soil material down the slope to the Tacambaro Lake. Recent studies on magnetic parameters in superficial lake sediments in the Tacambaro Lake (Ortega-Guerrero *et al.*, 2021) show similarities with our soil observations, e.g., a great proportion of low coercivity minerals. Detrital and pedogenic magnetite were also found in the sediments of the deepest part of the lake (Ortega-Guerrero *et al.*, 2021). A brief period of strong erosion coinciding with the arrival of the Spanish conquerors in the region was identified within the superficial sediment record of the Tacambaro Lake (from 1760 AD). Possibly, there was a drastic change in the land use, e.g., a rapid deforestation that

induced erosion (Ortega-Guerrero *et al.*, 2021). The upper part of the profile (A, AC and C horizons) has uniform magnetic properties (Figure 8, Figure 9), therefore, it is likely to belong to a single pedogenetic phase. The radiocarbon ages obtained from the BC horizons in TAC1 and TAC2 are equal (1955 cal AD), which means that the destabilization of the slope occurred in recent times. Orozco-Ramírez *et al.* (2017) conducted a detailed analysis of the land use in Michoacan and showed that agriculture experienced a big expansion with avocado orchards during the 1970s, and lime (*Citrus aurantiifolia*) production started in some areas during the 1950s. More recent studies focused on satellite images indicate that between 2007 and 2019, the farmland and urban areas in the lake's surroundings increased by 50 % and 28 %, respectively (the forest cover decreased by 16 %). At the north of the volcanic cone, a large portion of the forest became farmland (Montero *et al.*, 2021). It is likely that these changes are reflected in the soil erosion in the Tacambaro area.

In the Lago Verde profile, we have identified even more cycles of soil formation, with lower degrees of soil development. The first paleosol is represented by the 4Ab3 horizon, the second paleosol - by a 3ACb2 horizon (weakly pedogenized volcanic material), while the 2Cb1 horizon corresponds to a fine volcanic reworked sediment (Figure 5f) with 60% of plagioclases (Table 3). When we compare the geochemistry of the recent ashes from San Martin volcano (Espíndola *et al.*, 2010; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2023), none of them has the same composition. In profile LV1 we found lower values of bases and a relative increment of Al_2O_3 and Fe_2O_3 (Table 2), making it difficult to establish its provenance. This is due to weathering and reworking of the material.

The modern soil is better developed, with Ah, AB and Bt horizons. Nevertheless, even this soil shows strong evidence of reworking. At a depth of 90 cm, we obtained the date close to 2007 CE and observed a high amount of total carbon which is equal to that of the Ah horizon (Figure 3). In addition, this soil has a heterogeneous groundmass, including clayey soil fragments and fresh minerals without any signs of alteration (Figure 5d, 5e). Dirzo and García (1992) reported high deforestation rates in the Los Tuxtlas region since 1967 with an important reduction of the forest area, mainly due to the agricultural use. In 1998, the area was designated as a biosphere reserve (Von Thaden *et al.*, 2018) and hence there was a reduction in the tendency for deforestation from 1998 to 2003. Unfortunately, Von Thaden *et al.* (2018) documented an increase in forest loss from 2007 to 2011. When soil lacks vegetation, it can easily erode. This can be the case of the studied profile as the age of the 2Cb1 horizon coincides with the 2007 deforestation phase. In the sedimentary records of Lago Verde, the upper 0.35 m corresponds to the last 40 years, also suggesting a recent trend for increasing erosion rates (Ortega-Guerrero *et al.*, 2006).

6. Conclusions

The studied soils from the lake basins in climatically different regions of Central Mexico differ in pedogenetic development on a centennial-millennial scale. The LV1 profile shows the highest degree of development, which is manifested in a brighter red color, better structure, and higher weathering indices. In addition, the macro and micromorphological data indicate the development of horizons with clay cutans and Fe oxide stains in the LV1 profile, as opposed to the formation of BC horizons with abundant rock fragments in the TAC profiles. The clay mineralogy data showed the presence of kaolinite in the TAC3_2Bwb1 horizon, which is considered a clay mineral inherited from the parent material. However, smectite in the LV1_Bt horizon is a result of pedogenesis. As in other volcanic soils in the region, pedogenetic processes cannot erase the magnetic signal of the volcanic parent material, which accounts for the relatively higher concentrations of coarse ferrimagnetic minerals in the C horizons of the TAC3 and LV1 profiles. In the soil samples we identified the following minerals according to their origin: soft detrital (titanomagnetites) with $B_h < 1.0 \log_{10} \text{ mT}$, soft pedogenic B_h between 1.0 and 1.5–2.6 $\log_{10} \text{ mT}$, and hard pedogenic (maghemitized). The presence of magnetite was identified in profiles TAC1 and TAC2. In addition, titanomagnetites were observed in TAC3. The LV1 profile was characterized by a higher contribution of maghemite due to the slow oxidation of magnetite related to a more humid and warmer climate as compared to that at the TAC site.

The soils of the two lake basins have also suffered disturbances over the recent decades, possibly associated with anthropogenic activities. In Tacambaro, the presence of charcoal (indicated by higher χ) in the BC1 horizon is possible evidence of man-made fire events. In the case of the TAC3 profile, we observed three cycles of soil formation and subsequent soil erosion. The dating of the BC horizons of the TAC1 and TAC2 profiles at 1955 cal AD also points to a recent slope destabilization and mixing of the edaphic materials, i.e., such age implies the rejuvenation of the organic matter of the BC horizons by mixing with more recent plant material. In the modern soil of LV1 (Ah-AB-Bt horizons), reworking traits such as clayey soil fragments and fresh minerals were also observed. We obtained an age of 2007 CE for the 2Cb1 horizon at a depth of 90 cm, which also points to the intense movement of materials that was reported in ecological studies on the Lago Verde sediments of that time interval.

The information obtained in the present study, such as the characteristics of magnetic properties, micromorphology, and mineralogy of soils in the basins, will allow the establishment of a complementary soil-sediment link in paleoenvironmental studies, which previously focused on the climatic data provided by the limnological, physicochemical, and magnetic mineralogy analyses of the lake basin sediments in the central region of Mexico.

7. Acknowledgments

This work was funded by PAPIIT IN107822 and PAPIT IN110323. We are grateful for the DGAPA-UNAM postdoctoral fellowship awarded to D. Valera. We thank Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM, UNAM), particularly to Teresa Pi for the XRD analyses, Rufino Lozano for the XRF determinations, and Ofelia Beltrán and Bruno Chávez for the TOC measurement. We also highly appreciate the support of Jaime Díaz Ortega for thin section preparations and color and granulometric analyses. Claudio Salinas and Arnaldo Hernández helped in the rock magnetic measurements in the Paleomagnetism Laboratory (Instituto de Geofísica, UNAM). Special thanks to Sandra García for her collaboration in this research.

8. References

- Alatorre E. (1996). *Etnomicología en la Sierra de Santa Marta*. CONABIO, Xalapa, Veracruz.
- Anaya, C.A., Mendoza, M., Rivera, M., Páez, R. and Olivares-Martínez, L.D. (2016). Organic carbon content and water retention in soils of a cloud forest in Michoacán, México. *Agrociencia*, 50(2), pp.251-269.
- Balsam, W., Ji, J., Chen, J. (2004). Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 335-348. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.023>
- Barrón, V. and Torrent, J. (1986). Use of the Kubelka—Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *Journal of Soil Science*, 37(4), 499-510. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1986.tb00382.x>
- Beck-Broichsitter, S., Fleige, H., Goebel, M.O., Dörner, J., Bachmann, J., Horn, R., (2016). Shrinkage potential and pore shrinkage capacity of differently developed volcanic ash soils under pastures in southern Chile. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 179, 799-808.
- Bernhard, N., Moskwa, L. M., Schmidt, K., Oeser, R. A., Aburto, F., Badger, M. Y., ... & Kühn, P. (2018). Pedogenic and microbial interrelations to regional climate and local topography: New insights from a climate gradient (arid to humid) along the Coastal Cordillera of Chile. *Catena*, 170, 335-355. doi: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.06.018>
- Birkeland, P. W. (1984). *Soils and geomorphology*. Oxford university press.
- Borruel-Abadía V., Gómez-Paccard M., Larrasoña J.C., Rico M., Valero-Garcés B, Moreno A., Jambriña-Enríquez M., Soto R. (2015). Late Pleistocene to Holocene palaeoenvironmental variability in the north-west Spanish mountains: insights from a source-to-sink environmental magnetic study of Lake Sanabria. *Journal of Quaternary Science*, 30(3), 222-234. doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.2773>
- Bourne, M.D., Feinberg, J.M., Strauss, B.E., Hardt, B., Cheng, H., Rowe, H.D., Springer, G. and Edwards, R.L. (2015). Long-term changes in precipitation recorded by magnetic minerals in speleothems. *Geology*, 43(7), 595-598. doi: <https://doi.org/10.1130/G36695.1>

- Bradbury, J.P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 75-100. doi: [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(89\)90022-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(89)90022-X)
- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bievre, B., Deckers, J. (2005). The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes* 19 (20), 3985-3997. doi: <https://doi.org/10.1002/hyp.5867>
- Caballero, M., Vázquez, G., Lozano-García, S., Rodríguez, A., Sosa-Nájera, S., Ruiz-Fernández, A.C. and Ortega, B. (2006). Present limnological conditions and recent (ca. 340 yr) paleolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, Eastern Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 35(1), 83-97. doi: <https://doi.org/10.1007/s10933-005-7427-5>
- Caballero, M., Vázquez, G., Ortega, B., Favila, M.E. and Lozano-García, S. (2016). Responses to a warming trend and “El Niño” events in a tropical lake in western México. *Aquatic Sciences*, 78(3), 591-604. doi: <https://doi.org/10.1007/s00027-015-0444-1>
- Candra, I.N., Gerzabek, M.H., Ottner, F., Wriessnig, K., Tintner, J., Schmidt, G., Rechberger, M.V., Rampazzo, N. and Zehetner, F. (2021). Soil development and mineral transformations along a one-million-year chronosequence on the Galápagos Islands. *Soil Science Society of America Journal*, 85(6), 2077-2099. doi: <https://doi.org/10.1002/saj2.20317>
- Castillo-Campos, G. and Laborde, J. (2004). La vegetación. En A. S. Guevara, J. Laborde (Eds.), *Los Tuxtlas. El paisaje de la sierra*, (pp.231-265). Instituto de Ecología
- Chen, T., Xu, H., Xie, Q., Chen, J., Ji, J. and Lu, H. (2005). Characteristics and genesis of maghemite in Chinese loess and paleosols: a mechanism for magnetic susceptibility enhancement in paleosols. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 790-802. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.026>
- Clement, B. M., Javier, J., Sah, J. P., & Ross, M. S. (2011). The effects of wildfires on the magnetic properties of soils in the Everglades. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(4), 460-466. doi: <https://doi.org/10.1002/esp.2060>
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267. doi: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dearing J.A. Dann R.J.L. Hay K. Lees J.A. Loveland P.J. Maher B.A. O'Grady K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials, *Geophysical Journal International*, 124(1), 228-240. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- Dearing, J., Lees, J., White, C. (1995). Mineral magnetic properties of acid gleyed soils under oak and Corsican Pine. *Geoderma*, 68, 309-319. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(95\)00040-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(95)00040-1)
- Dearing, J.A., Maher, B.A. and Oldfield, F., 2020. Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements. En A. K.S. Richards, R.R. Arnett, S. Ellis (Eds.), *Geomorphology and soils* (pp. 245-266). Routledge.
- Delvaux, B., Herbillon, A.J. and Vielvoe, L. (1989). Characterization of a weathering sequence of soils derived from volcanic ash in Cameroon. Taxonomic, mineralogical, and agronomic implications. *Geoderma*, 45(3-4), 375-388. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(89\)90017-7](https://doi.org/10.1016/0016-7061(89)90017-7)
- Díaz-Ortega, J., Solleiro-Rebolledo, E., & Sedov, S. (2011). Spatial arrangement of soil mantle in Glacis de Buenavista, Mexico as a product and record of landscape evolution. *Geomorphology*, 135(3-4), 248-261. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.012>
- Dirzo R., González S.E. and Vogt R.C. (1997). Introducción general. En A. González S.E., Dirzo R. and Vogt R.C. (Eds.), *Historia Natural de Los Tuxtlas*. (pp. 3-6). Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico.
- Dirzo, R., Garcia, M.C. (1992). Rates of deforestation in los-Tuxtlas, a neotropical area in southeast Mexico. *Conservation Biology*, 6(1), 84-90. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1992.610084.x>
- Dixon, J. B. (1989). Kaolin and serpentine group minerals. *Minerals in soil environments*, 1, 467-525. doi: <https://doi.org/10.2136/sssabookser1.2ed.c10>
- Dixon, J. B., & White, G. N. (2002). Manganese oxides. *Soil mineralogy with environmental applications*, 7, 367-388. doi: <https://doi.org/10.2136/sssabookser7.c11>
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R. (2009). Change of shrinkage behaviour of an Andisol in southern Chile. Effects of land use and wetting/drying cycles. *Soil and Tillage Research*, 106(1), 45-56. doi: <https://doi.org/10.1016/j.still.2009.09.013>
- Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), EPM-4. doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Egli, R. (2004). Characterizing individual rock magnetic components by analysis of remanence curves.: 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(13-14), 851-867. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Espíndola, J. M., Zamora-Camacho, A., Godínez, M. L., Schaaf, P., & Rodríguez, S. R. (2010). The 1793 eruption of San Martín Tuxtla volcano, Veracruz, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 188-208. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.005>
- Evans, M. and Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Elsevier.
- Fedo, C.M., Wayne Nesbitt, H. and Young, G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2)
- Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on the mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1), 77-80. doi: <https://doi.org/10.1130/G19887.1>

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. and Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fisher, C.T., Pollard, H.P., Israde, I.A., Garduño, M.V., Banerjee, S. (2003). A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Patzcuaro basin, Michoacan, Mexico. *Anthropology*, 100(8), 4957-4962. doi: <https://doi.org/10.1073/pnas.0630493100>
- FIZ Karlsruhe. (2024) *Inorganic Crystal Structure Database*. [Base de Datos]. FIZ Karlsruhe. <https://icsd.fiz-karlsruhe.de/>
- Gee G W, Or D. 2002. Particle size analysis. En A. Dane J, Topp C (Eds.), *Methods of Soil Analysis*. (pp. 255-293), Soil Science Society of America, Madison.
- Geiss, C.E. (1999). *The development of rock magnetic proxies for paleoclimate reconstruction*. University of Minnesota.
- Geiss, C.E., Egli, R. and Zanner, C.W. (2008). Direct estimates of pedogenic magnetite as a tool to reconstruct past climates from buried soils. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B11). doi: <https://doi.org/10.1029/2008JB005669>
- Geiss, C.E., Zanner, C.W., Banerjee, S.K. and Joanna, M. (2004). Signature of magnetic enhancement in a loessic soil in Nebraska, United States of America. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4), 355-367. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.011>
- Geissert, K.D. and Enríquez, E. (2004). La geomorfología. En A. S. Guevara, J. Laborde (Eds.), *Los Tuxtlas. El paisaje de la sierra*, (pp. 159-179). Instituto de Ecología.
- Gobierno del Estado (G.D.E) Michoacán. (2007). *Estrategia para la conservación y uso sustentable de la diversidad biológica del Estado de Michoacán*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M. and Ortega-Gutierrez, F. (2007a). Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 48(3), 537-562. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egl071>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. and Ferrari, L. (2007b). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. En A. Susana A. Alaniz-Álvarez; Ángel F. Nieto-Samaniego. (Eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México* (pp. 129-181) Geological Society of America.
- Gracheva, R.G., Targulian, V.O. and Zamotaev, I.V. (2001). Time-dependent factors of soil and weathering mantle diversity in the humid tropics and subtropics: a concept of soil self-development and denudation. *Quaternary International*, 78(1), 3-10. doi: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00110-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00110-5)
- Grimley, D., Arruda, N. (2007). Observations of magnetite dissolution in poorly drained soils. *Soil Science*, 172, 968-982. doi: <https://doi.org/10.1097/ss.0b013e3181586b77>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P. and Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacambaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals a high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, 74(5), 1187-1211. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Hasenaka, T. and Carmichael, I.S. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.241>
- Hatfield, R.G. and Maher, B.A., 2009. Fingerprinting upland sediment sources: particle size-specific magnetic linkages between soils, lake sediments and suspended sediments. *Earth surface processes and landforms*, 34(10), 1359-1373. doi: <https://doi.org/10.1002/esp.1824>
- Hua, Q., Barbetti, M. and Rakowski, A.Z. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon*, 55(4), 2059-2072. doi: https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.v55i2.16177
- Huffman, E.J. and Duce, R.A. (1977). Alkali and alkaline earth metal chemistry of marine aerosols generated in the laboratory with natural sea waters. *Atmospheric Environment* (1967), 11(4), 367-372. doi: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(77\)90166-4](https://doi.org/10.1016/0004-6981(77)90166-4)
- Hyland, E.G., Sheldon, N.D., Van der Voo, R., Badgley, C. and Abrajewitch, A. (2015). A new paleoprecipitation proxy based on soil magnetic properties: Implications for expanding paleoclimate reconstructions. *GSA, Bulletin*, 127(7-8), 975-981. doi: <https://doi.org/10.1130/B31207.1>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2004). *Información Nacional sobre Perfiles de Suelos, versión 1.2. Aguascalientes, México*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- International Center for Diffraction Data (ICDD). PDF-5+ [Base de Datos]. International Center for Diffraction Data. <https://www.icdd.com/pdf-5/>
- IUSS Working Group WRB. (2015). *World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soil and creating legends for soil maps*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Jahn, R., & Stahr, K. (1996). Development of soils and site qualities on basic volcanoclastics with special reference to the semiarid environment of Lanzarote, Canary Islands, Spain. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 7.
- Ji, J., Chen, J., Balsam, W., Lu, H., Sun, Y., Xu, H. (2004). High resolution hematite/ goethite records from Chinese loess sequences for the last glacial-interglacial cycle: rapid climatic response of the East Asian Monsoon to the tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 31(3). doi: <https://doi.org/10.1029/2003GL018975>
- Jordanova, D., Petrovsky, E., Jordanova, N., Evlogiev, J. and Butchvarova, V. (1997). Rock magnetic properties of recent soils from northeastern Bulgaria. *Geophysical Journal International*, 128(2), 474-488. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01569.x>

- Jordanova, N. (2016). Soil magnetism: Applications in pedology, environmental science and agriculture. Academic press. Jordanova, N., Jordanova, D., Mokreva, A., Ishlyamski, D. and Georgieva, B., 2019. Temporal changes in magnetic signal of burnt soils—A compelling three years pilot study. *Science of the Total Environment*, 669, 729-738. doi: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.173>
- Jordanova, N., Jordanova, D., & Barrón, V. (2019). Wildfire severity: Environmental effects revealed by soil magnetic properties. *Land degradation & development*, 30(18), 2226-2242. doi: <https://doi.org/10.1002/ldr.3411>
- Jordanova, N., Jordanova, D., Kostadinova-Avramova, M., Lesigysari, D., Nikolov, V., Katsarov, G., & Bacvarov, K. (2018). A mineral magnetic approach to determine paleo-firing temperatures in the Neolithic settlement site of Mursalevo-Deveboaz (SW Bulgaria). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2522-2538. doi: <https://doi.org/10.1002/2017JB015190>
- Kletetschka, G. and Banerjee, S.K. (1995). Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. *Geophysical Research Letters*, 22(11), 1341-1343. doi: <https://doi.org/10.1029/95GL01324>
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H. and Böhnell, H. (2019). The~ AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*, 81(10), 1-19. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1318-5>
- Le Borgne, E. (1960). Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite. *Annales de Géophysique*, 16, 159.
- Lindquist, A.K., Feinberg, J.M. and Waters, M.R. (2011). Rock magnetic properties of a soil developed on an alluvial deposit at Buttermilk Creek, Texas, USA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12). doi: <https://doi.org/10.1029/2011GC003848>
- Liu, Q., Deng, Ch., Torrent, J., Zhu, R. (2007). Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quaternary Science Reviews*, 27, 368-385. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.004>
- Lozano, R. and Bernal, J.P. (2005). Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico. *Quaternary Research*, 40(3), 332-342. doi: <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1086>
- Maher, B. (1988). Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophysical Journal international*, 94(1), 83-96. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb03429.x>
- Maher, B.A., Alekseev, A. and Alekseeva, T. (2002). Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy. *Quaternary Science Reviews*, 21(14-15), 1571-1576. doi: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00022-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00022-7)
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M. and Fox, D.L. (2016a). Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-Science Reviews*, 155, 28-48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2016.01.014>
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M. and Fox, D.L. (2016b). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, 95, 140-145. doi: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>
- Montero, E., Vázquez, G., Caballero, M., Favila, M. E., & Martínez-Jerónimo, F. (2021). Seasonal variation of *Microcystis aeruginosa* and factors related to blooms in a deep warm monomictic lake in Mexico. *Journal of Limnology*, 80(2). doi: <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2021.2013>
- Morales, R. H., Ortega, M. R., Sánchez, J. D., Alvarado, R., & Aguilera, M. S. (2011). Distribución estacional del fitoplancton en un lago cálido monomítico en Michoacán, México. *Biológicas Revista de la DES Ciencias Biológico Agropecuarias Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*, 13(2), 21-28.
- Nesbitt, H. and Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715-717. doi: <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nieuwenhuys, A., Jongmans, A.G. and Van Breemen, N. (1993). Andisol formation in a Holocene beach ridge plain under the humid tropical climate of the Atlantic coast of Costa Rica. *Geoderma*, 57(4), 423-442. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90053-N](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90053-N)
- Oldfield, F., & Crowther, J. (2007). Establishing fire incidence in temperate soils using magnetic measurements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249(3-4), 362-369. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.007>
- Opdyke, M.D. and Channell, J.E. (1996). *Magnetic stratigraphy*. Academic press.
- Orozco-Ramírez, Q., Astier, M., Barrasa, S. (2017). Agricultural Land Use Change after NAFTA in Central West Mexico. *Land*, 6(4), 66. doi: <https://doi.org/10.3390/land6040066>
- Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G. and Rodríguez, A. (2006). Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East-Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3-4), 444-458. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.020>
- Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G. and Rodríguez, A. (2006). Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East-Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3-4), 444-458. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.020>
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E. (2010). Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 44(3), 745-760. doi: <https://doi.org/10.1007/>

[s10933-010-9449-x](#)

- Ortega-Guerrero, B., Caballero, M. and Israde-Alcántara, I. (2021). The Holocene record of Alberca de Tacambaro, a tropical lake in western Mexico: evidence of orbital and millennial-scale climatic variability. *Journal of Quaternary Science*, 36(4), 649-663. doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.3316>
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Pertón, M. and Benowitz, J. (2018). The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and 40Ar/39Ar geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 307-328. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>
- Parfitt, R.L. and Saigusa, M. (1985). Allophane and Humus-Aluminum in Spodosols and Andepts Formed from the same Volcanic Ash Beds in New Zealand 1. *Soil Science*, 139(2), 149-155.
- Perret, S., Dorel, M. (1999). Relationships between land use, fertility and Andisol behaviour: Examples from volcanic islands. *Soil Use and Management* 15(3), 144-149.
- Peters, C., & Dekkers, M. J. (2003). Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(16-19), 659-667.
- Ramsey, C.B. (2008). Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27(1-2), 42-60. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Brown, D.M., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M. and Grootes, P.M. (2013). Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: an update to the International Calibration (IntCal) criteria. *Radiocarbon*, 55(4), 1923-1945. doi: https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16955
- Rivas Ortiz, J.F., Ortega Guerrero, B., Solleiro Rebolledo, E., Sedov, S. and Sánchez Pérez, S. (2012). Mineralogía magnética de suelos volcánicos en una toposecuencia del valle de Teotihuacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(1), 1-20.
- Rivas, J., Ortega, B., Sedov, S., Solleiro, E., Sychera, S. (2006). Rock magnetism and pedogenetic processes in Luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico. *Quaternary International*, 156–157, 212–223. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.007>
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., Morales-Barrera, W.V., Pompa-Mera, V., Siebe, C., Benowitz, J., Layer, P.W., Lozano-Santacruz, R. and Girón, P. (2023). Geochemistry and 40Ar/39Ar dating of the Sierra de Santa Marta in the tectonically controversial Los Tuxtlas Volcanic Complex (Veracruz, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 124, 104250. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104250>
- Rossel, R.V., Minasny, B., Roudier, P. and Mcbratney, A.B. (2006). Colour space models for soil science. *Geoderma*, 133(3-4), 320-337. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.07.017>
- Ruan-Soto, F., Garibay-Orijel, R. and Cifuentes, J. (2004). Conocimiento micológico tradicional en la planicie costera del Golfo de México. *Scientia Fungorum*, (19), 57-70. doi: <https://doi.org/10.33855/sf.2004.3.926>
- Ruxton B. P. (1986). Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *The Journal of Geology* 76(5) 518-27.
- Ryan, P.C. and Huertas, F.J. (2009). The temporal evolution of pedogenic Fe–smectite to Fe–kaolin via interstratified kaolin–smectite in a moist tropical soil chronosequence. *Geoderma*, 151(1-2), 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.03.010>
- Rzedowski, J. (1994). *Vegetación de México* (6 ed.). Limusa Noriega Editores, México.
- Salazar-Jaramillo, S., Śliwiński, M.G., Hertwig, A.T., Garzón, C.C., Gómez, C.F., Bonilla, G.E. and Guerrero, J. (2022). Changes in rainfall seasonality inferred from weathering and pedogenic trends in mid-Miocene paleosols of La Tatacoa, Colombia. *Global and Planetary Change*, 208, 103711. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103711>
- Sedov, S.N., Solleiro-Rebolledo, E. and Gama-Castro, J.E. (2003). Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting. *Catena*, 54(3), 495-513. doi: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00123-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00123-1)
- Shoji, S., Dahlgren, R. and Nanzyo, M. (1993). Genesis of volcanic ash soils. En A. S. Shoji, M. Nanzyo, R. Dahlgren (Eds.), *Developments in soil science* (pp. 37-71). Elsevier.
- Sigala, I., Caballero, M., Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Vázquez, G., Pérez, L. and Zawisza, E. (2017). Basic limnology of 30 continental waterbodies of the Transmexican Volcanic Belt across climatic and environmental gradients. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 313-370. doi: <https://doi.org/10.18268/bsgm2017v69n2a3>
- Stoops, G. (2021). *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. John Wiley & Sons.
- Ugolini, F.C. and Dahlgren, R.A. (2002). Soil development in volcanic ash. *Global Environmental Research-English Edition*, 6(2), 69-82.
- van Velzen, A.J. and Dekkers, M.J. (1999). Low-temperature oxidation of magnetite in loess-paleosol sequences: a correction of rock magnetic parameters. *Studia geophysica et geodaetica*, 43(4), 357-375. doi: <https://doi.org/10.1023/A:1023278901491>
- Vázquez, G., Favila, M.E., Madrigal, R., Del Olmo, C.M., Baltanás, A. and Bravo, M.A. (2004). Limnology of crater lakes in Los Tuxtlas, Mexico. *Hydrobiologia*, 523(1), 59-70. doi: <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000033095.47028.51>
- Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, C. and Bhutani, R. (2016). Geochemistry and petrogenesis of extension-related magmas close to the volcanic front of the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 126-136. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.08.006>
- Vilmundardóttir, O.K., Gísladóttir, G. and Lal, R. (2014). Early stage development of selected soil properties along the proglacial moraines

- of Skaftafellsjökull glacier, SE-Iceland. *Catena*, 121, 142-150.doi: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.04.020>
- Voicu, G. and Bardoux, M. (2002). Geochemical behavior under tropical weathering of the Barama–Mazaruni greenstone belt at Omai gold mine, Guiana Shield. *Applied Geochemistry*, 17(3), pp.321-336. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00085-3](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00085-3)
- Von Thaden, J.J., Laborde, J., Guevara, S. (2018). Forest cover change in the Los Tuxtlas Biosphere Reserve and its future: The contribution of the 1998 protected natural area decree. *Land Use Policy*, 72, 443-450.
- Wada, K. (1985). The distinctive properties of Andosols. In *Advances in soil science* (pp. 173-229). Springer, New York, NY.
- Williamson, D., Jackson, M.J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Merdaci, O., Thouveny, N., Decobert, M., Gibert-Massault, E., Massault, M., Mazaudier, D. and Taieb, M., 1999. Magnetic signatures of hydrological change in a tropical maar-lake (Lake Massoko, Tanzania): Preliminary results. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(9), pp.799-803. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00117-9](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00117-9)
- Wilson, M.J. (1999). The origin and formation of clay minerals in soils: past, present, and future perspectives. *Clay minerals*, 34(1), pp.7-25.
- Zhong, W., Wei, Z., Shang, S., Ye, S., Tang, X., Zhu, C., Xue, J., Ouyang, J. and Smol, J.P., 2018. A 15,400-year record of environmental magnetic variations in sub-alpine lake sediments from the western Nanling Mountains in South China: implications for palaeoenvironmental changes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 154, pp.82-92. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.12.005>

Reconstrucción geológica del área del ecoparque El Arenal, Sierra Chichinautzin, México: Implicaciones sobre el origen de los depósitos de ceniza en el cerro Magdalena

Natalia Isabel Villalba¹  y Marie-Noëlle Guilbaud² 

Abstract

The Arenal ecotouristic park is located in the northern part of Sierra Chichinautzin Monogenetic Field, at the southern end of Mexico City. The park is renowned for its dune-shaped dark volcanic sand deposited on the older dome of Cerro Magdalena. This work aims to characterize the Arenal ash deposit as well as the products in the surrounding area, corresponding to fall deposits and lava flows and domes, to determine the origin and processes associated with their deposition or emplacement to reconstruct the geological history of the park area. The methods used consisted of field work, remote data analysis (LIDAR and aerial photos), radiocarbon dating, and different laboratory analyses (granulometry, clast componentry, petrography, whole-rock, and mineral chemistry). A sequence of six different volcanic units were identified which from bottom to top levels consists in: 1) A dacitic dome known as Cerro Magdalena, 2) a scoria cone known as Yololica volcano, which has basaltic fall deposits and lava flows (22,000 cal BP), 3) andesitic fall deposits related to the Tutti Frutti Pumice from Popocatepetl volcano, 4) mainly andesitic fall deposits from Pelado volcano, 5) The Arenal Ash made of medium-sized, well-sorted, andesitic ash that comprises juvenile (sideromelane and tachylite) and accidental fragments (pumice and lithics), and 6) basaltic lavas from Xitle volcano. Based on the characteristics of these units, we suggest that the Arenal ash deposit was formed soon after the Pelado volcano eruption, due to eolian remobilization of fall deposits from this volcano, combined with underlying Tutti Frutti pumice deposits. The remobilization process occurred by ash storms that mixed and re-deposited both fall deposits, producing a dune on Cerro Magdalena's leeward slopes; later, the material deposited in the distal zone was covered by lava flows of the Xitle volcano.

Key words: Monogenetic vulcanism, ash remobilization and re-deposit, eolian transport, Sierra Chichinautzin Volcanic Field.

Resumen

El parque ecoturístico El Arenal, ubicado en la parte norte del campo monogenético de la Sierra Chichinautzin, en el sur de la Ciudad de México, es conocido por presentar una duna, la cual está formada por ceniza volcánica depositada sobre el cerro Magdalena. Este trabajo se centra en caracterizar tanto el depósito de ceniza del ecoparque, como los productos volcánicos del área circundante, correspondientes a flujos y domos de lava y depósitos de caída, con el objetivo de determinar el origen y los procesos asociados con su depositación o emplazamiento, y así mismo, poder reconstruir la historia geológica del área del ecoparque. Los métodos usados constan de trabajos de campo, análisis de datos remotos (LIDAR y fotografías aéreas), fechamiento por radiocarbono, y diferentes análisis de laboratorio (granulometría, componentes, petrografía, y química total y mineral). En el área del ecoparque se identificaron seis unidades volcánicas que se encuentran estratigráficamente, de base a tope, de la siguiente manera: 1) Un cono dacítico conocido como cerro Magdalena, 2) un cono de escoria conocido como volcán Yololica, el cual tiene depósitos de caída y flujos de lava basálticos (22,000 cal AP), 3) depósitos de caída andesíticos, asociados a la erupción de la Pómez Tutti Frutti del volcán Popocatepetl, 4) depósitos de caída, principalmente andesíticos, del volcán Pelado, 5) la Ceniza Arenal, conformada por ceniza de tamaño medio, bien seleccionada, con estratificación cruzada, de composición andesítica y compuesta por fragmentos juveniles (sideromelana y taquilite) y accidentales (pómez y líticos), y 6) lavas basálticas del volcán Xitle. Con base en la caracterización de estas unidades, se propone que el depósito de ceniza del ecoparque se formó poco después de la erupción del volcán Pelado, debido a la removilización eólica de los depósitos de caída de este volcán, combinados con los depósitos subyacentes de la Pómez Tutti Frutti. El proceso de removilización ocurrió por tormentas de ceniza, que mezclaron y re-depositaron ambos depósitos de caída, formando una duna en el sotavento del cerro Magdalena; posteriormente, el material depositado en la zona más distal fue cubierto por las lavas del volcán Xitle.

Palabras clave: Vulcanismo monogenético, removilización y re-depositación de ceniza, transporte eólico, Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

Received: October 31, 2023; Accepted: June 19, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Giovanni Sosa-Ceballos

* Corresponding author: Natalia Villalba Mantilla, nataliai.villalbam@gmail.com.

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Cto. de los Posgrados S/N, C.U., Coyoacán, 04510 Ciudad de México, México. Correo: nataliai.villalbam@gmail.com

² Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México

Natalia Isabel Villalba, Marie-Noëlle Guilbaud

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1752>

1. Introducción

El parque ecoturístico El Arenal (en lo siguiente: ecoparque) se localiza en el pueblo originario Magdalena Petlacalco, al sur de la Ciudad de México. Su atractivo principal es una duna formada por ceniza negra que está depositada sobre la ladera de un edificio volcánico conocido como cerro Magdalena (Figura 1). El ecoparque se encuentra en la parte central-norte del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (SCVF por sus siglas en inglés, Figura 2A), un campo activo conformado por más de 220 estructuras monogenéticas, entre ellas conos de escoria y escudos de lava (Siebe *et al.*, 2004). A su vez, el SCVF se ubica en la parte central-este del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB por sus siglas en inglés), un arco continental activo que está relacionado con la subducción de la placa Cocos bajo la placa Norteamérica (Figura 2B), cuya extensión es de aproximadamente 1000 km en una dirección E – O (e.g., Demant, 1978; Arce *et al.*, 2019).

El conocimiento geológico, geoquímico y geocronológico de la SCVF aún se encuentra en desarrollo (e.g., Meriggi *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2013; Velasco-Tapia y Verma, 2013; Roberge *et al.*, 2015) y los estudios se han concentrado en los volcanes más recientes (e.g., Siebe *et al.* 2004, 2005; Agustín-Flores et

a., 2011; Arce *et al.*, 2015a), de manera que no existen estudios detallados sobre el área del ecoparque. El depósito de ceniza del ecoparque ha sido atribuido al volcán Yololica, como un depósito de caída piroclástica (Cervantes y Molinero, 1995), aunque en páginas de internet sobre el ecoparque se menciona, sin referencias concretas, al volcán Xitle como la fuente del depósito de ceniza Arenal (e.g., <https://www.eluniversal.com.mx/destinos/parque-ecoturistico-el-arenal-deslizate-en-la-duna-chilanga/>; <https://www.chilango.com/agenda/otros/aventurate-a-conocer-la-unica-duna-de-la-cdmx/>).

El objetivo principal de este estudio es determinar el origen y los procesos de depositación de la ceniza del ecoparque, la cual se denominó Ceniza Arenal y en adelante así será referida en el presente trabajo. Considerando su homogeneidad, espesor de varios metros, tamaño de grano medio, color oscuro y aspecto fresco, se puede considerar que la ceniza del Arenal proviene principalmente de un volcán cercano y joven, de composición máfica a intermedia, y ubicado a una distancia máxima de 10 km. Para tal fin, por un lado, se elaboró la cartografía de las unidades volcánicas en un área amplia alrededor del ecoparque, y se revisó la literatura existente sobre dichas unidades para definir cuáles podrían ser los candidatos más probables a constituir la fuente de origen de la Ceniza Arenal. Por otro lado, se



Figura 1. Fotografía aérea tomada por dron del ecoparque El Arenal y el cerro Magdalena sobre el cual descansa la Ceniza Arenal del ecoparque; vista desde el norte.

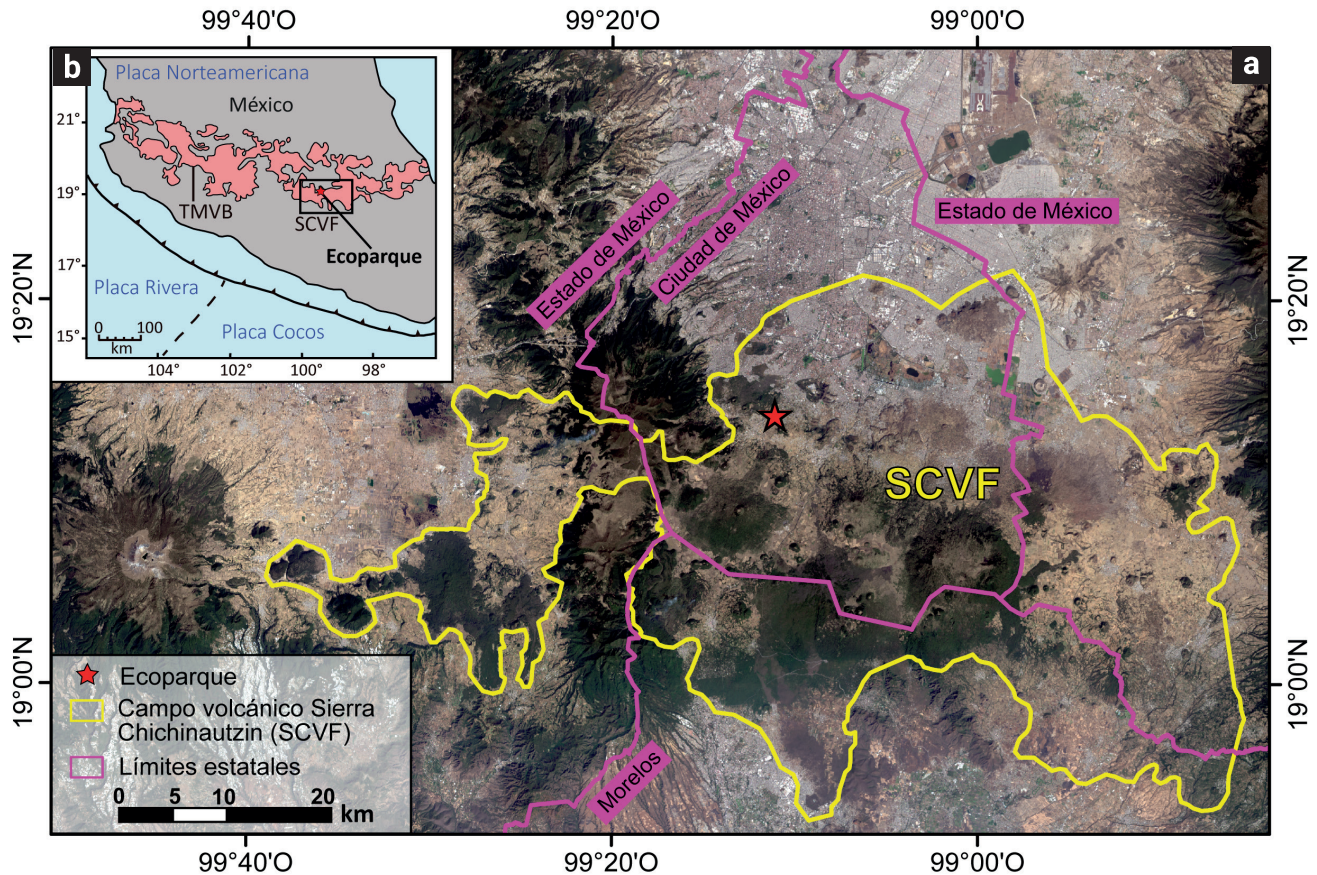


Figura 2. A. Ubicación del ecoparque en la Ciudad de México y dentro del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (SCVF en la figura); los límites del campo fueron modificados de Siebe *et al.* (2004). Mapa base: imagen satelital Landsat 8 (2020) en composición RGB de color natural. B. Ubicación del SCVF y del ecoparque en el Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB en la figura), modificado de Siebe *et al.* (2004).

realizaron trabajos de campo, así como análisis cartográficos, estratigráficos, sedimentológicos, geocronológicos, petrográficos y geoquímicos en el área del ecoparque definida como área de estudio, con el objetivo de caracterizar la Ceniza Arenal y comparar sus características con las de los productos volcánicos encontrados directamente a su alrededor. Finalmente, se usó toda la información recabada para discutir el origen del depósito y reconstruir la historia geológica reciente del área del ecoparque.

2. Métodos

La cartografía de un área amplia alrededor del ecoparque (donde se ubica la posible fuente de la Ceniza Arenal) se llevó a cabo principalmente mediante el análisis de datos de percepción remota, específicamente modelos de elevación obtenidos con datos LIDAR a escala 1:10,000 de las cartas E14a39 y E14a49, y fotografías aéreas de los años 1973 y 1983 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Además, se revisaron los límites cartográficos establecidos en trabajos previos (e.g.

Delgado *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Siebe *et al.*, 2004; Lorenzo-Merino *et al.*, 2018).

El trabajo de campo en el área de estudio tuvo lugar entre agosto de 2021 y febrero de 2023. Se enfocó en la reconstrucción de la secuencia estratigráfica en esta área mediante el levantamiento de secciones estratigráficas, y la recolección de muestras frescas de los productos encontrados para su análisis en el laboratorio. Cabe aclarar que ciertos depósitos (Pómez Gris y Tefra Pelado Superior) no fueron muestreados debido al estado alterado, endurecido, o muy fino de la tefra, que dificultaría su posterior análisis. Además de muestras de rocas volcánicas, durante abril de 2022 se recolectaron muestras de paleosuelo y carbón en secciones estratigráficas estudiadas a detalle. Las muestras de paleosuelo fueron tomadas en los primeros 5 cm debajo de depósitos de tefra identificados. Una muestra de carbón fue seleccionada manualmente entre los fragmentos contenidos en uno de estos paleosuelos.

Para determinar la edad de varios depósitos de la secuencia estratigráfica que no habían sido fechados, cinco muestras de paleosuelos y una de carbón fueron enviadas al laboratorio Beta

Analytic Inc. en Miami, Estados Unidos, para su fechamiento por radiocarbono mediante los métodos de aceleración de masa (AMS) y espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS). Para la calibración de las edades obtenidas se utilizó la base de datos IntCal20 y el método de rango de densidad de alta probabilidad.

Para discutir su origen y compararlos, los depósitos de tefra identificados en el área de estudio se caracterizaron mediante el análisis granulométrico de 10 muestras (resultados en Anexo 1) y la separación de componentes en 8 de estas (resultados en Anexo 2), proceso que se realizó en las instalaciones del Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica (UNAM). Para la Ceniza Arenal, se separaron fragmentos que tenían un aspecto fresco (sin alteración) que denominamos juveniles y fragmentos con un aspecto alterado y cantos redondeados que son interpretados como clastos de formaciones antiguas y que denominamos accidentales (Fisher y Schminke, 1978). Los fragmentos juveniles se distinguieron entre: 1) sideromelana, correspondiente a fragmentos vítreos subangulares de color amarillo claro, con vesicularidad media, 2) taquilita vesicular, correspondiente a fragmentos microcristalinos subangulares, de color negro opaco, con vesicularidad media-alta y 3) taquilita densa, correspondiente a fragmentos microcristalinos angulares de color marrón y negro, translúcidos, con muy baja vesicularidad.

Además, para determinar y comparar la mineralogía y las texturas de los productos en el área de estudio, un total de 23 láminas delgadas correspondientes a muestras de tefra y de lavas fueron preparadas por el laboratorio Brandt E&M en la Ciudad de México, y los análisis petrográficos de estas láminas se realizaron en el Laboratorio de Microscopios del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica (UNAM).

Para fines de comparación con los posibles candidatos fuente de la Ceniza Arenal, siete muestras de lava y tres de tefra del área de estudio se enviaron al laboratorio de Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) en Ancaster, Canadá, para el análisis de composición química de roca total (resultados en Anexo 3). Es importante resaltar que se analizó la composición total (juveniles + accidentales) de dos muestras de la Ceniza Arenal, debido a la baja concentración de los fragmentos accidentales y la dificultad de separarlos en las fracciones finas. Los métodos utilizados fueron plasma acoplado inductivamente por fusión (FUS-ICP), espectrometría de masa de plasma acoplado inductivamente por fusión (FUS-MS), digestión total de plasma acoplado inductivamente por fusión (TD-ICP) y análisis de activación neutrónica instrumental (INAA).

Se analizó también la composición de minerales de olivino, plagioclasa y piroxeno contenidos en una muestra de lava y cinco muestras de tefra, usando para el volcán Xitle y el volcán Pelado muestras que fueron recolectadas previamente en depósitos

proximales (resultados en Anexo 4). Para la Ceniza Arenal, el análisis se centró en los minerales contenidos en fragmentos juveniles, para determinar la principal fuente del depósito. Los análisis se realizaron mediante la microsonda electrónica de barrido (EPMA) JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica (UNAM), empleando un haz con una energía de 20 kV y una corriente de 20 nA. Los resultados reportados corresponden a mediciones cuya suma total de elementos se encuentre entre 98 y 102 wt. %.

3. Resultados

3.1. Cartografía

En un radio de 10 km del ecoparque se encuentran 14 geoformas volcánicas, cuatro de estas son domos (Xochitepec, Santa Mónica, Magdalena, Domos ciclopista), nueve son conos de escoria con sus respectivos escudos de lava (Cuatzontle, Malatepec, Maninal, Mezontepec, Oyameyo, Pelado, Toxtepec, Xitle, Yololica), y una corresponde a un flujo de lava viscoso (Topilejo) (Figura 3A). Adicionalmente, las partes distales de los flujos de lava de los volcanes Cuauhtzin y Chichinautzin afloran en la zona sureste (Figura 3A). De las geoformas identificadas, el volcán Xitle, ubicado 4 km hacia el noroeste del ecoparque, es posiblemente el más joven, ya que su erupción fue datada en 1,700 cal AP (Siebe, 2000). Los depósitos de caída de esta erupción se acumularon principalmente sobre los volcanes Ajusco y Maninal (Figura 3A; Cervantes y Molinero 1995, Delgado *et al.*, 1998). También se destaca el volcán Pelado, ubicado a 9.5 km desde el ecoparque, cuya erupción fue fechada en 12,000 cal AP (Siebe *et al.*, 2004; Guilbaud *et al.*, 2022). Los depósitos de caída de este volcán se depositaron hacia el suroeste y noreste del centro eruptivo, alcanzando el área de estudio (Figura 3A, Lorenzo-Merino *et al.*, 2018).

En el área de estudio se mapearon cuatro unidades volcánicas (Figura 3B):

1. Los depósitos de Ceniza Arenal, los cuales, además del depósito del ecoparque de 0.014 km², se distribuyen en un área de 1.46 km², formando una lengua que se extiende hacia el noreste del cerro Magdalena, recubriendo parte de este cerro y de las lavas del volcán Yololica.
2. El cerro Magdalena, que consta de un domo caracterizado por una zona cumbral plana (< 10°) y laderas de alta pendiente (50 – 70°) hacia el norte, y baja pendiente (10 – 30°) hacia el sur, cubriendo un área aproximada de 0.65 km².
3. El volcán Yololica que se ubica directamente 1 km al sureste del cerro Magdalena y está formado por un cono de escoria principal de 175 m de diámetro, 110 m de alto,

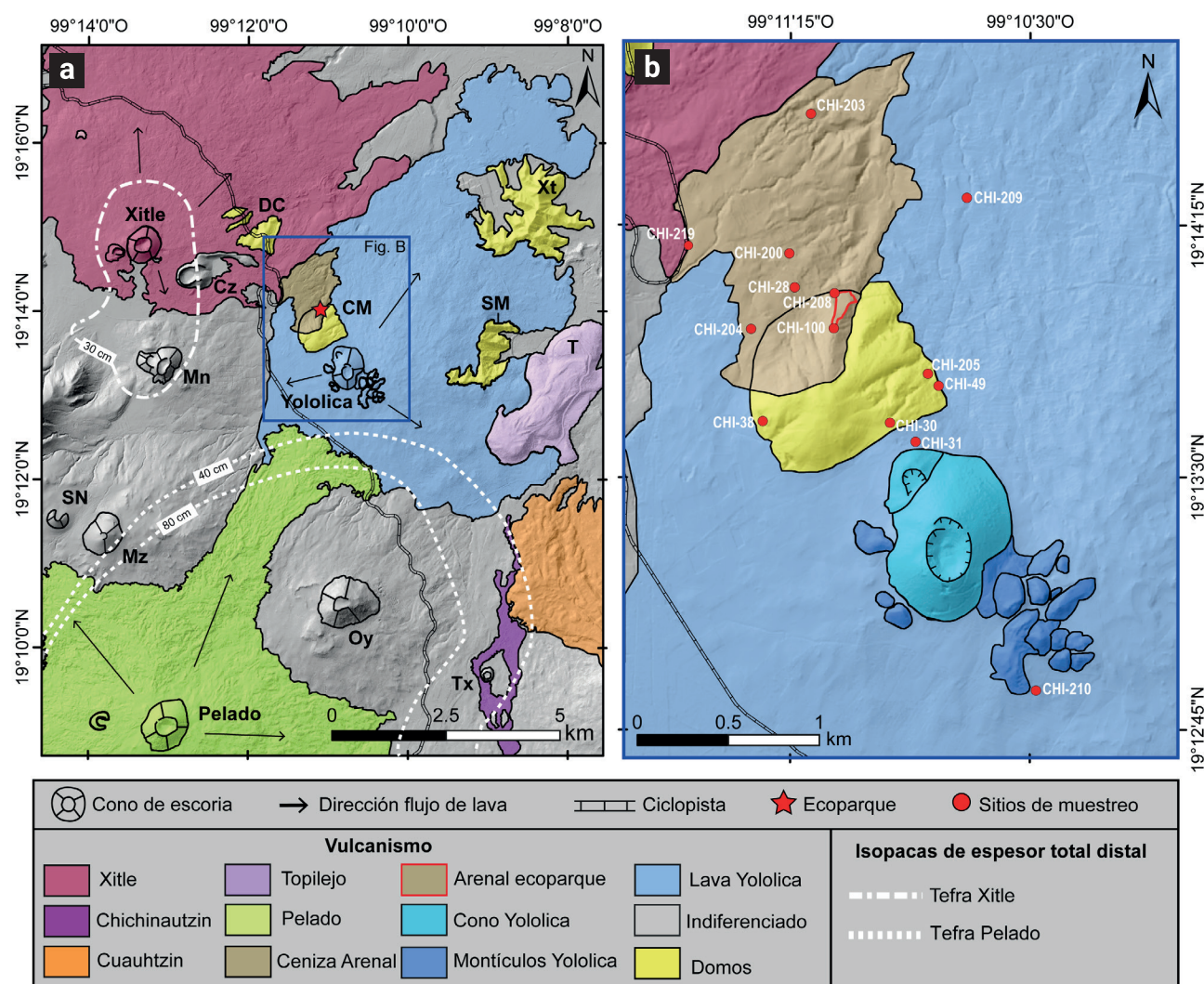


Figura 3. A. Cartografía de las geoformas volcánicas presentes en un radio de 10 km del ecoparque. Abreviaciones: Cz- Cuatzontle, DC- Domos Ciclopista, CM- cerro Magdalena, Mn- Maninal, Mz- Mezontepec, Oy- Oyameyo, SM- Santa Mónica, SN- Sin nombre, T- Topilejo, Tx- Tochtepec, Xt- Xochitepec. Las isopacas corresponden al espesor de máximo alcance de dispersión documentado para los depósitos de caída de los volcanes Pelado (Lorenzo-Merino, 2018) y Xitle (Cervantes y Molinero, 1995). El rectángulo azul indica el área de estudio. B. Área de estudio con ubicación de sitios de muestreo. Mapa base de sombras a partir del modelo de elevación obtenido de los datos LIDAR del INEGI.

740 m de ancho (promedio de base) y un cráter de 45 m de profundidad. La zona proximal del volcán consta de un edificio parásito adjunto en su parte noroeste (formando un pequeño cono con cráter) y montículos de depósitos de avalancha contiguos en su parte sureste. Los montículos tienen formas entre piramidales triangulares y alargadas con alturas de hasta 40 m. Este volcán también cuenta con un escudo de lava que se extiende a distancias de hasta 5 km hacia el suroeste y 7 km hacia al noreste, rodeando y cubriendo parcialmente los domos de Santa Mónica, Xochitepec y Magdalena (Figura 3A).

4. Flujos de lava del volcán Xitle que recubren el depósito de

Ceniza Arenal en el sector noroeste del área.

Adicionalmente, se identificaron depósitos de caída de varios volcanes, cuyas dimensiones no son representativas cartográficamente y que están descritos en la siguiente sección.

3.2. Descripción de unidades volcánicas

La secuencia estratigráfica en el área de estudio cuenta con seis unidades volcánicas con paleosuelos intercalados que fueron correlacionadas en el área (Figuras 4 y 5). A continuación, se describe primero la Ceniza Arenal y después las otras unidades, empezando con la más antigua. La unidad más reciente,

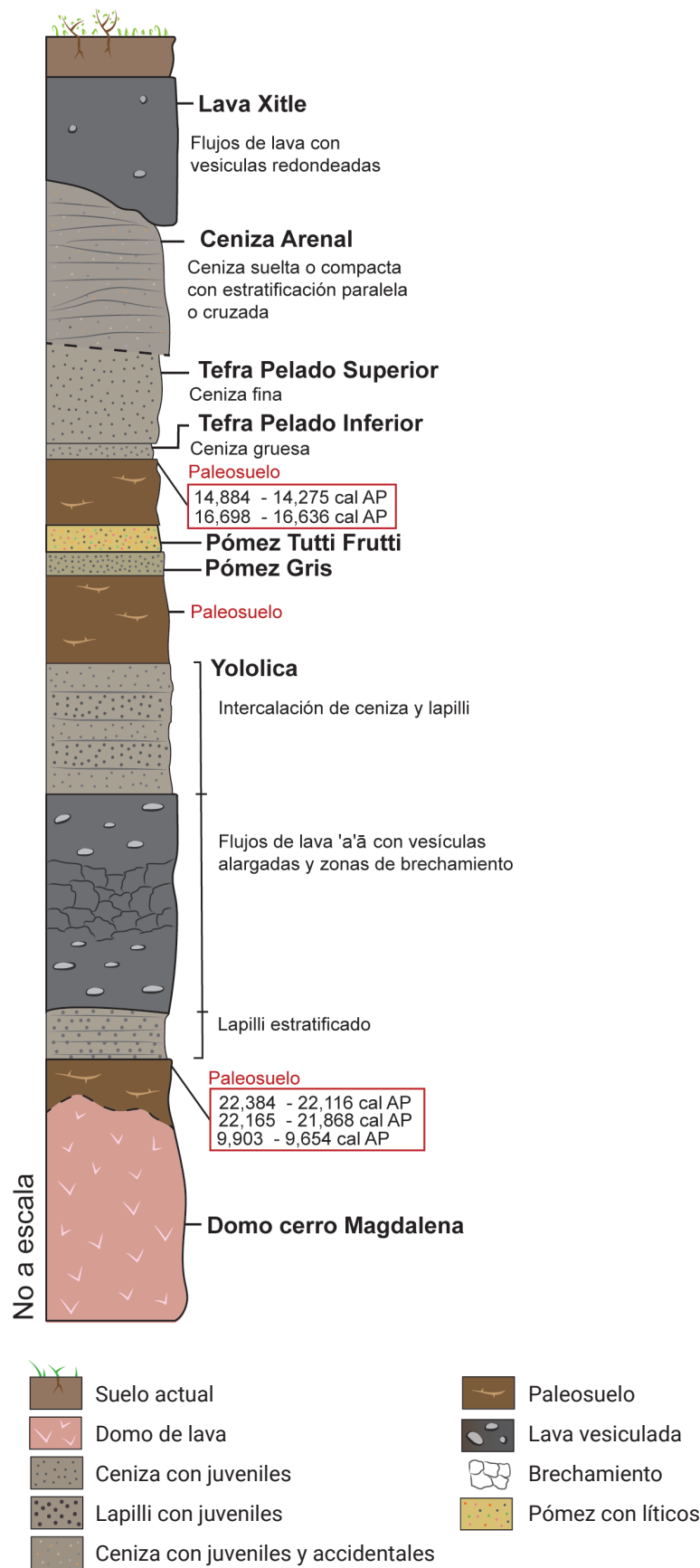


Figura 4. Columna estratigráfica compuesta de las unidades presentes en el área de estudio. *El dato de edad de 9,903 - 9,654 fue descartado descartado con base en datos estratigráficos (ver texto).

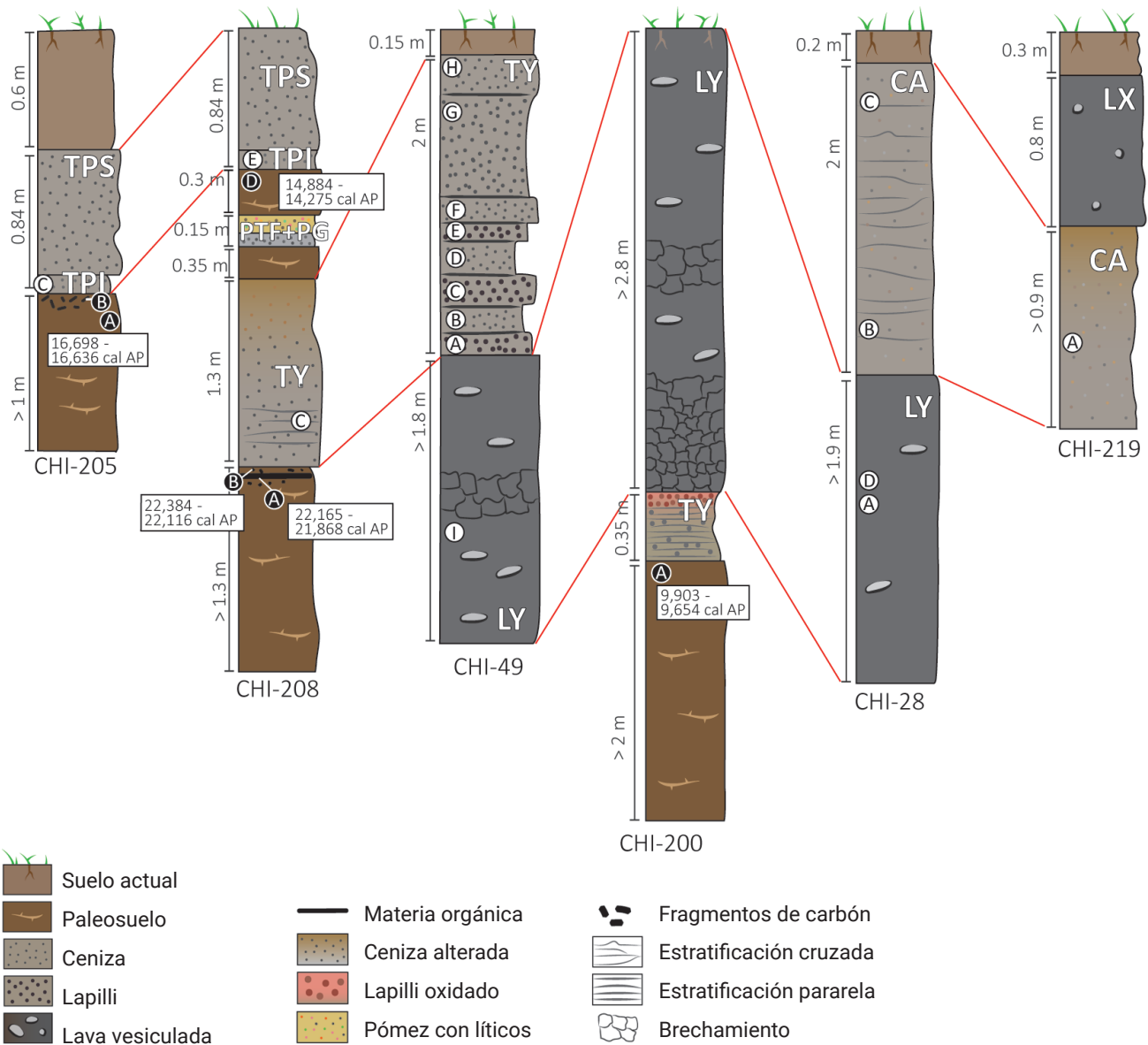


Figura 5. Correlación estratigráfica entre las unidades volcánicas. Abreviaciones: CA- Ceniza Arenal, LX- Lava Xitle, LY- Lava Yololica, PTF- Pómez Tutti Frutti, PG- Pómez Gris, TPI- Tefra Pelado Inferior, TPS- Tefra Pelado Superior, TY- Tefra Yololica.

no descrita aquí, corresponde a flujos de lava del volcán Xitle.

3.2.1. Ceniza Arenal

La Ceniza Arenal está compuesta por ceniza poco consolidada mezclada con agregados de suelo y estratificación en artesas en un corte expuesto en la parte más alta del ecoparque (Figura 6A). Los depósitos ubicados hacia el norte del ecoparque son también poco consolidados y tienen morfología de montículos o dunas con hasta 10 m de altura. En comparación, al oeste del ecoparque, los depósitos de ceniza tienen superficies planas,

están endurecidos y presentan estratificación paralela y cruzada (Figura 6B).

En la granulometría, las muestras más finas presentan una distribución unimodal, mientras que las muestras un poco más gruesas tienen una distribución plurimodal (Figura 7). Los tamaños de grano varían entre 1ϕ – 4ϕ con una media entre 1.6ϕ y 2.4ϕ (Figura 7). Contienen tres tipos de fragmentos juveniles: sideromelana, taquilita vesicular y taquilita densa, además de fragmentos accidentales de dos tipos: fragmentos de pómez redondeada con vesículas muy pequeñas y líticos densos graníticos redondeados (Figura 8). La abundancia relativa de

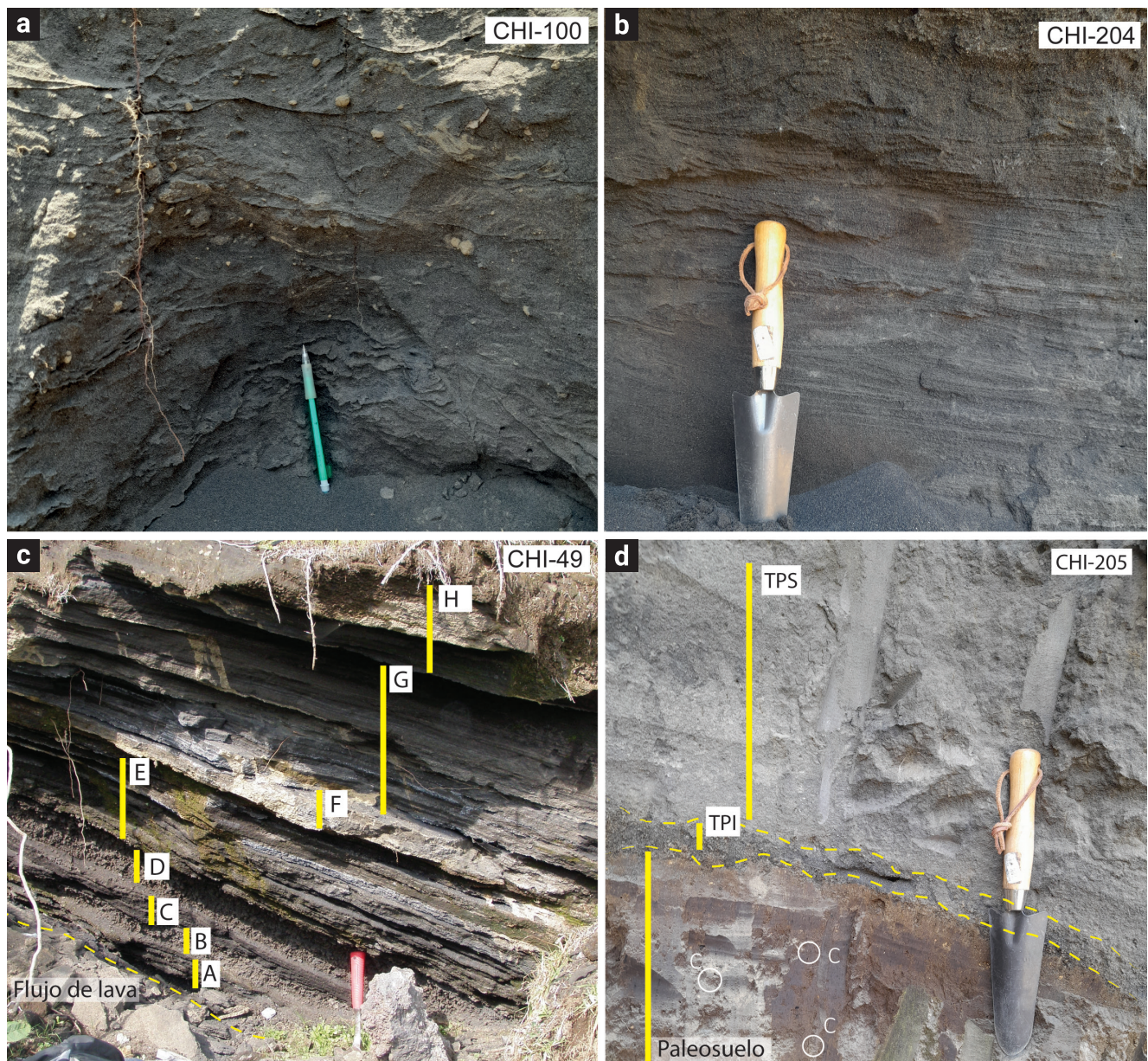


Figura 6. A. Ceniza Arenal levemente compactada con agregados y lentes de suelo y estratificación cruzada en artesas, expuesta en un corte en la parte alta del ecoparque. B. Ceniza Arenal compactada con estratificación paralela y cruzada, expuesta al oeste del ecoparque. C. Depósito de Tefra Yololica de la zona media-proximal desde el volcán Yololica con estratos de tamaño lapilli y ceniza, sobre flujos de lava del mismo. Nótese la heterogeneidad de las diferentes capas (A a H) en cuanto al tamaño de grano. D. Depósito de tefra de caída del volcán Pelado, compuesto por la Tefra Pelado Inferior (TPI) y Tefra Pelado Superior (TPS) sobre un paleosuelo con fragmentos de carbón (C), que fueron fechados por radiocarbono (Tabla 1).

los componentes es similar para todos los sitios muestreados (4 – 13 % sideromelana, 16 – 30% taquilita vesicular, 37 – 56 % taquilita densa, 5 – 14% de líticos, <4% cristales), con excepción del depósito debajo de la lava del Xitle que se compone por 89 % de sideromelana y 7% pómez accidental (Figura 9).

3.2.2. Domo cerro Magdalena

El domo del cerro Magdalena es la geoforma volcánica más antigua del área de estudio. La lava que lo conforma es hipocristalina de textura porfirítica, y contiene fenocristales (0.05-0.5 mm) de plagioclasa (36 vol. %) con zonación y textura en tamiz, anfíbol (5 vol. %) con oxidación y bahías de disolución, piroxeno (0.9 vol. %) con bordes de oxidación, y biotita (0.6%) (Figura 10A). Los fenocristales de biotita, anfíbol y plagioclasa conforman glomerocristales. La masa fundamental es hipohialina,

con microcristales (< 0.05 mm) de óxidos de Fe-Ti (17 vol. %), plagioclasa (6 vol. %), anfíbol (2 vol. %) y piroxeno (0.5 vol. %).

3.2.3. Yololica

Estratigráficamente encima, se encuentran los productos del volcán Yololica que constan de unidades de lava tipo 'a'ā con brechamiento y depósitos de caída que se observaron tanto debajo de las lavas en las secciones distales (CHI-200 en Figura 5), como encima de ellas en las secciones proximales (CHI-49 en Figura 5).

La lava del Yololica es holocristalina de textura porfirítica, contiene fenocristales de plagioclasa (8 – 17 vol. %), usualmente formando aglomerados, y olivino (4 – 7 vol. %) con fracturas y disolución (Figura 10B). La matriz se compone de microcristales de plagioclasa (28 – 50 vol. %), óxidos de Fe-Ti (22 – 38 vol. %), y olivino (5 – 19 vol. %). Sobresale la presencia de cristales de cuarzo con bordes irregulares.

Los depósitos de caída del Yololica (unidad denominada Tefra Yololica) se encuentran bien estratificados, con una alternancia entre capas gruesas y finas (Figura 6C). Su selección es deficiente y su tamaño de grano varía entre -3ϕ y 3ϕ , con media entre -0.7ϕ y 0ϕ (Figura 7). La tefra contiene fragmentos juveniles, correspondientes a sideromelana con aspecto espumoso y taquilita vesicular (Figura 8). La abundancia de componentes varía entre 73-77% de taquilita vesicular y 15-24% de sideromelana en la fracción 0ϕ , y entre 20-29% de taquilita vesicular y 74-89% de sideromelana en la fracción -2ϕ (Figura 9).

Se obtuvieron tres fechas de radiocarbono para esta unidad

(Figura 4. Tabla 1). Dos de ellas se traslapan y corresponden a una muestra de paleosuelo (22,384 – 22,116 cal AP) y una muestra de carbón proveniente del mismo paleosuelo (22,165 – 21,868 cal AP), las cuales se obtuvieron en un sitio adyacente al ecoparque (sección 208 en Figura 5). La tercera fecha es notablemente más joven (9,903 – 9,654 cal AP) y corresponde a un paleosuelo ubicado en una barranca hacia el noroeste (sección 200 en Figura 5).

3.2.4. Tutti Frutti

La unidad volcánica suprayacente a la Tefra Yololica está compuesta por dos capas delgadas de tefra que carecen de estratificación. La capa inferior mide 5 cm de espesor y consta de ceniza gris bien seleccionada. La capa superior es de 10 cm de espesor y está pobremente seleccionada, con una amplia distribución de tamaños de grano (-3ϕ y 4ϕ) y una media en 0.4ϕ (Figura 7). Esta capa contiene fragmentos de pómez redondeados y líticos densos que son de tipo graníticos y metamórficos (Figura 8).

Estas capas corresponden, respectivamente, a la Pómez Gris y a la Pómez Tutti Frutti, depósitos de caída producidos por la erupción de 16,870 cal AP del volcán Popocatepetl (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012) los cuales están distribuidos ampliamente en esta área (Siebe *et al.*, 2004; Lorenzo-Merino *et al.*, 2018).

3.2.5. Pelado

La siguiente unidad volcánica consta de un depósito conformado por dos capas distintas. La capa inferior es delgada (< 5 cm),

Tabla 1. Fechamientos por radiocarbono de muestras de paleosuelo y fragmentos de carbón ubicados bajo depósitos de caída atribuidos a distintos volcanes.

Muestra/ Volcán	Cód. de laboratorio	Latitud N	Longitud O	Edad convencional (AP)	Edad calibrada (AP 2 σ)	$\delta^{13}C$
CHI-200-A/ Yololica	Beta - 627460	19°14'09.9"	99°11'15.2"	8770 +/- 30	9903 - 9654 (90.1%) 9649 - 9603 (4.5%) 9570 - 9560 (0.8%)	-22.1
CHI-205-A/ Pelado	Beta - 627461	19°13'47.6"	99°10'47.4"	13850 +/- 40	16998 - 16636 (95.4%)	-24.2
CHI-208-A/ Yololica	Beta - 627462	19°14'02.8"	99°11'06.8"	18300 +/- 50	22384 - 22116 (95.4%)	-24
CHI-208-B ¹ / Yololica	Beta - 627463	19°14'02.8"	99°11'06.8"	18070 +/- 50	22165 - 21868 (95.4%)	-23.7
CHI-208-E/ Pelado	Beta - 627464	19°14'02.8"	99°11'06.8"	12420 +/- 40	14884 - 14275 (95.4%)	-23.8

¹: muestra de carbón; las demás muestras son paleosuelos.

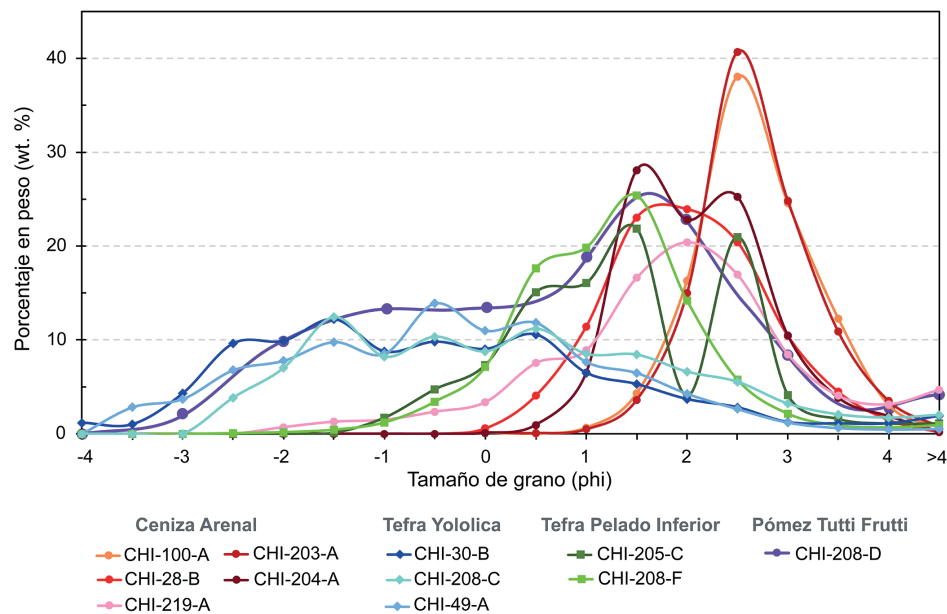


Figura 7. Curvas de distribución granulométrica de los depósitos de tefra del área de estudio (Ceniza Arenal, Tefra Yololica, Tefra Pelado Inferior y Pómez Tutti Frutti: PTF).

masiva y compuesta por ceniza gris oscura. Presenta muy buena selección, con tamaños entre -0.5ϕ y 2.5ϕ y una media entre 0.9ϕ y 1.1ϕ (Figura 7). Se compone por 23% de taquilita vesicular y 76% de sideromelana en la fracción -1ϕ (Figuras 8 y 9). La capa superior es de mayor espesor (80 cm) y es también masiva con una buena selección y tamaños de grano menores a 0ϕ .

Esta unidad corresponde a depósitos de caída del volcán Pelado. La capa inferior (Tefra Pelado Inferior) tiene características similares a la unidad inferior identificada por Lorenzo-Merino *et al.* (2018), mientras que la capa superior (Tefra Pelado Superior) corresponde a las unidades media y superior de Lorenzo-Merino *et al.* (2018) que son indistinguibles en depósitos distales.

Para esta unidad se obtuvieron dos fechas en paleosuelo de 14,884 – 14,272 cal AP y 16,698 – 16,630 cal AP (Tabla 1).

3.3. Comparación de la geoquímica total

La composición química total de las distintas unidades geológicas es variada (Figura 11A). El domo cerro Magdalena es de composición dacítica (65.0 wt% SiO_2), los productos (lava y tefra) del Yololica son andesitas basálticas (52.0 – 53.8 wt% SiO_2), y la Ceniza Arenal (juveniles + accidentales) es andesítica (60.2 – 60.4 wt% SiO_2). En comparación, los productos del volcán Xitle (lava y tefra) se clasifican como basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas (50.3 – 52.7 wt% SiO_2) (Boland, 1996); mientras que los productos del volcán Pelado se dividen entre la Tefra Pelado Inferior que tiene composición andesítica basáltica (51.9 – 53.3 wt% SiO_2) y la Lava Pelado y

Tefra Pelado Superior que son ambas principalmente de composición andesítica (56.5 – 61.7 wt% y 58.8 – 63.7 wt% SiO_2 , respectivamente) (Lorenzo-Merino, 2016). La Pómez Tutti Frutti (Schaaf *et al.*, 2005; Sosa-Ceballos *et al.*, 2012) es de composición andesítica (59.3 – 61.3 wt% SiO_2), similar a la Ceniza Arenal.

Algunos productos se distinguen en diagramas de Yb vs Cr, Eu vs Zr y Nd vs Ni (Figura 11B-D). La Ceniza Arenal se diferencia de los productos del Xitle y Yololica por tener menor contenido de Yb, Eu, y Nd, y de la Tefra Pelado Inferior por tener menor contenido de Cr y Ni y mayor de Zr. En contraste, la Ceniza Arenal es similar a la Tefra Pelado Superior, y respecto a la Pómez Tutti Frutti, la Ceniza Arenal es similar en el contenido de Cr, Ni y Eu, pero tiene una concentración un poco más alta de Zr y Nd.

3.4. Comparación de la mineralogía y química mineral de fragmentos juveniles

Los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal y de la Tefra Pelado Inferior contienen de igual manera fenocristales de piroxeno, plagioclasa, y en menor proporción de olivino, mientras que los de la Tefra Yololica contienen fenocristales de olivino y plagioclasa. Lorenzo-Merino *et al.* (2018) reportan una mayor proporción de piroxeno y plagioclasa y un bajo o nulo contenido de olivino en la Tefra Pelado Superior.

Los cristales de olivino de los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal tienen Fo_{78-79} , mientras que tienen Fo_{80} en la Tefra Xitle, Fo_{57-80} en la Tefra Yololica, Fo_{90} en la Tefra Pelado Inferior

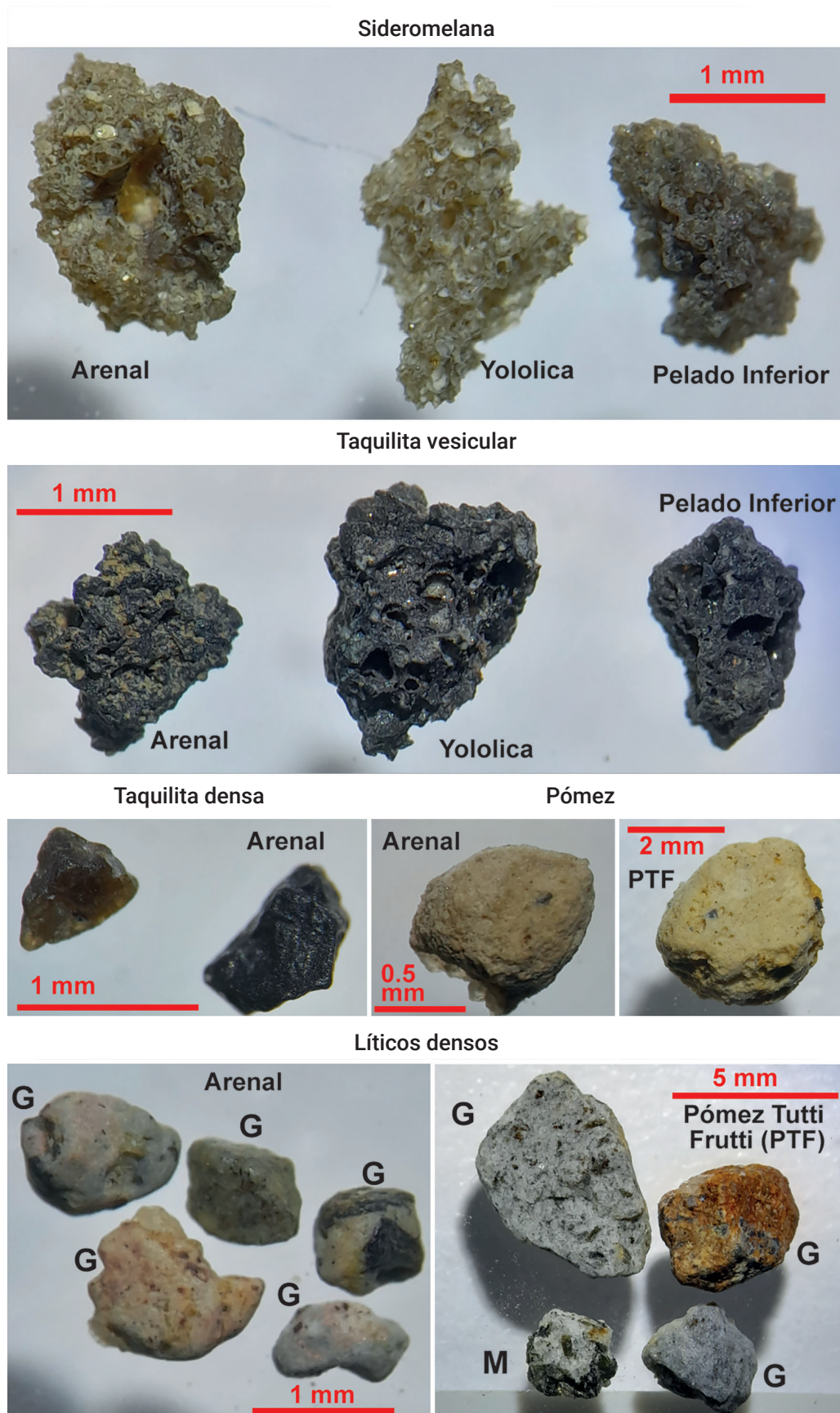


Figura 8. Tipos de fragmentos separados en los depósitos de tefra del área de estudio (Ceniza Arenal: Arenal, Tefra Yololica: Yololica, Tefra Pelado Inferior: Pelado Inferior, y Pómez Tutti Frutti: PTF).

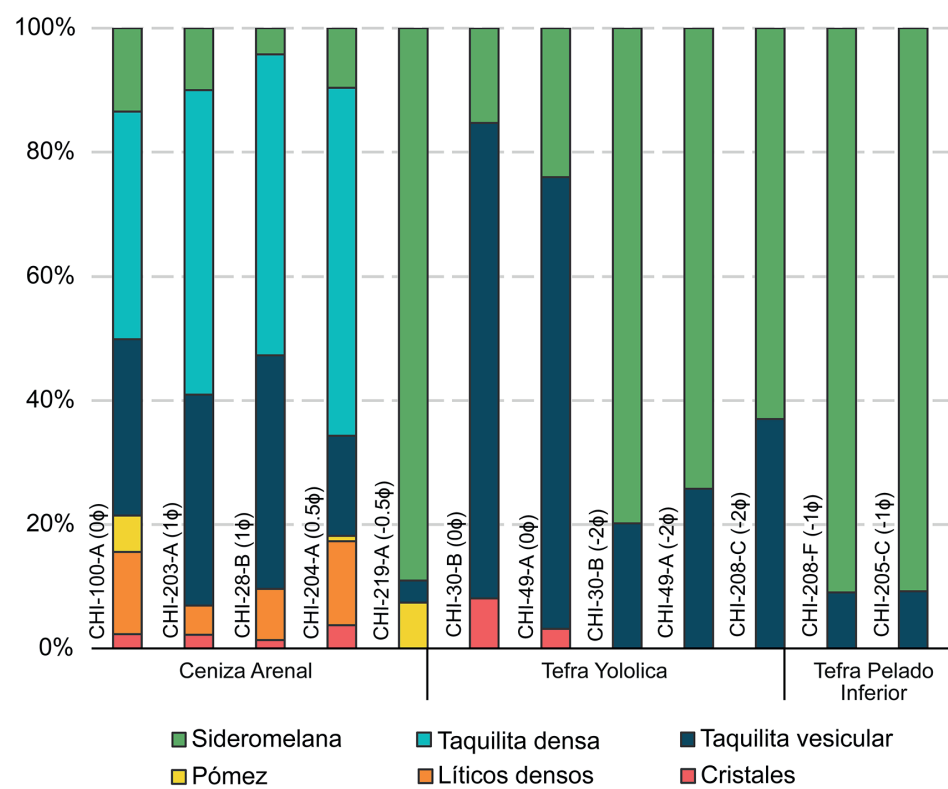


Figura 9. Abundancia relativa de los fragmentos que componen los depósitos de Ceniza Arenal, Tefra Yololica y Tefra Pelado Inferior.

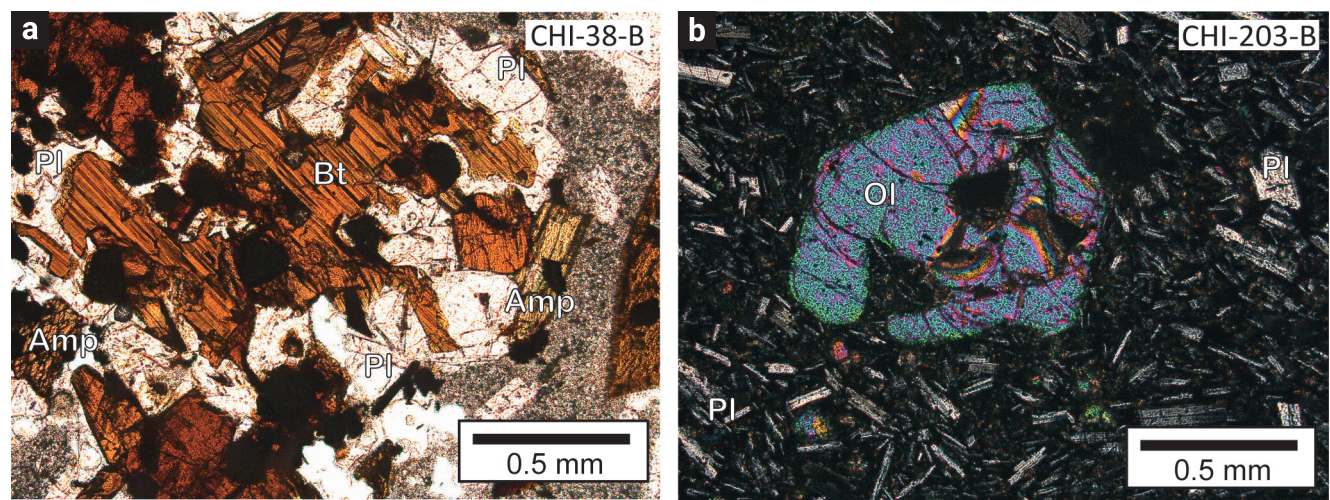


Figura 10. A. Fotomicrografía en nicols paralelos de la lava del domo cerro Magdalena. B. Fotomicrografía en nicols cruzados de una muestra de lava del volcán Yololica. Abreviaciones: Amp- anfíbol, Bt- biotita, Ol- olivino, Pl- plagioclase.

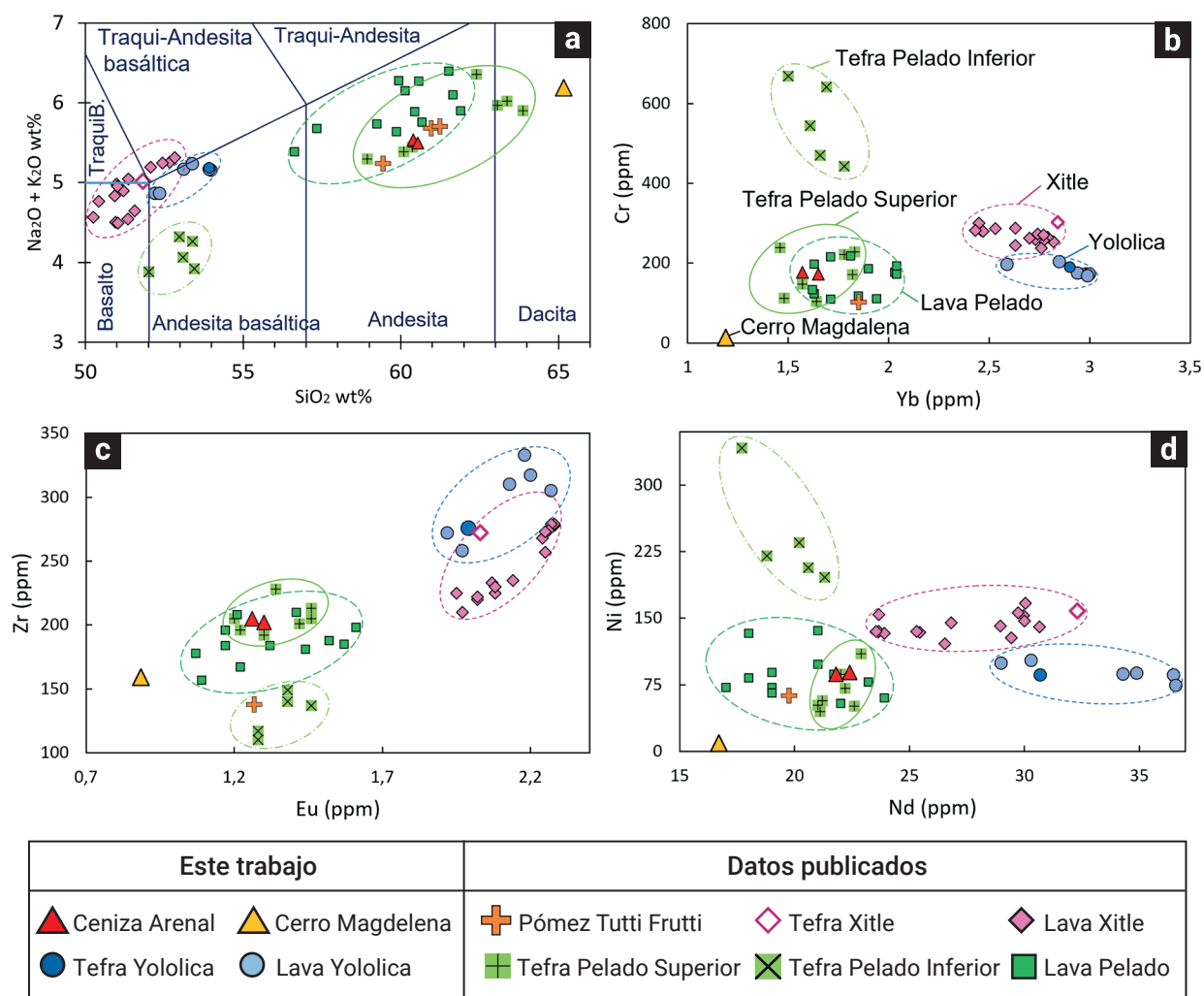


Figura 11. A. Composición total de los productos volcánicos en el diagrama de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs Sílice (SiO_2) de Le Bas *et al.* (1986). B. Contenido de Yb vs Cr. C. Contenido de Eu vs Zr. D. Contenido de Nd vs Ni. Datos de la lava del volcán Xitle (Lava Xitle) de Boland (1996). Los datos sobre la Tefra Xitle corresponden a una sección cercana al volcán y fueron proporcionados por Guilbaud. Los datos del volcán Pelado fueron tomados de Lorenzo-Merino (2016) y Siebe *et al.* (2004), y los de la Pómez Tutti Frutti de Schaaf *et al.* (2005) y de Sosa-Ceballos *et al.* (2012).

y Fo_{72-79} en la Tefra Pelado Superior (Figura 12A). Los cristales de plagioclasa de la Ceniza Arenal tienen An_{43-63} y los de la Tefra Pelado Superior tienen An_{49-63} (Figura 12B). Los cristales de ortopiroxeno de la Ceniza Arenal tienen $\text{Mg\#}$ 73 – 83, y los de la Tefra Pelado Superior $\text{Mg\#}$ 71–81 (Figura 12C), en ambos se observan cristales con zonación composicional, definida por un núcleo irregular de bajo $\text{Mg\#}$, una zona intermedia de mayor $\text{Mg\#}$ y un borde de bajo $\text{Mg\#}$ (Figura 13A, 13B).

4. Discusión

4.1. Origen de la Ceniza Arenal

El único estudio previo publicado atribuye el origen de la

ceniza del ecoparque El Arenal a depósitos de caída del volcán Yololica (Cervantes y Molinero, 1995). En primera instancia, observaciones de campo como el aspecto fresco, máfico y el tamaño de grano relativamente grueso de la Ceniza Arenal, además de su cercanía con el volcán Yololica que es un cono de escoria máfico, apoyan esta interpretación. Sin embargo, el estudio detallado de la Ceniza Arenal, del Yololica y de otros volcanes cercanos que se presenta en este trabajo permite revisar esta interpretación.

Este estudio muestra que la Ceniza Arenal tiene un origen y modo de depositación que son sumamente más complejos que los que se habían considerados en trabajos previos. Los resultados presentados indican que estos depósitos ocupan un área relativamente amplia, que abarca desde el ecoparque hasta una distancia de 1 km al norte del cerro Magdalena (Figura 3B).

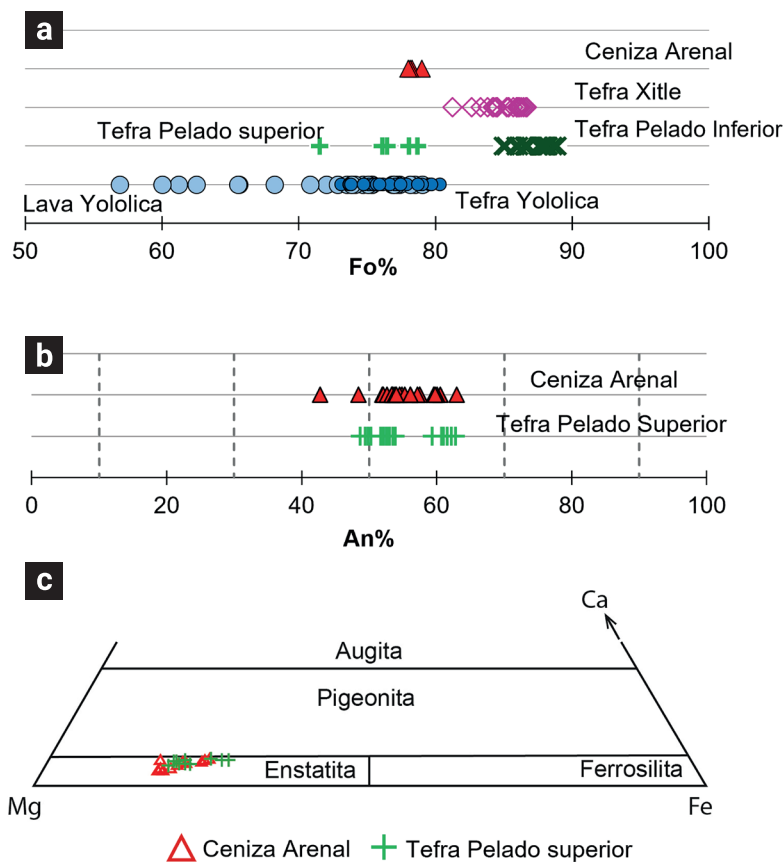


Figura 12. A. Contenido de forsterita (Fo%) en los cristales de olivino de los diferentes productos volcánicos en el área de estudio. B. Contenido de anortita (An%) en los cristales de plagioclasa de las Cenizas del depósito Arenal y de la Tefra Pelado Superior. C. Clasificación de los cristales de piroxeno.

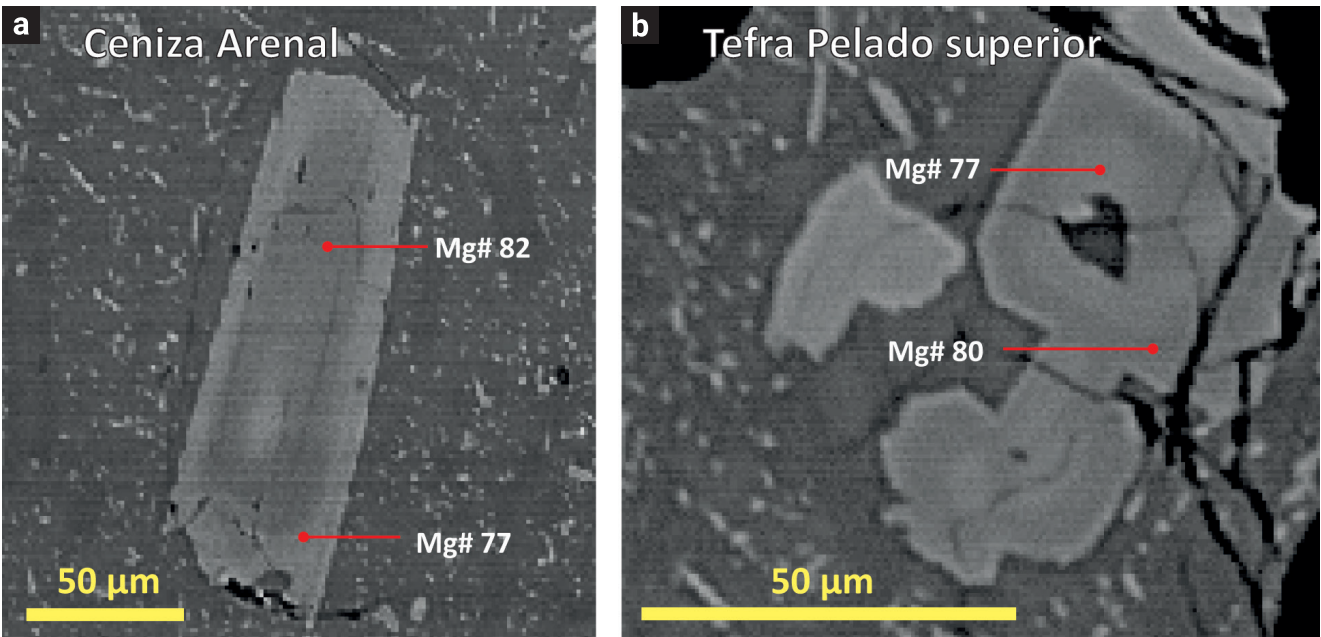


Figura 13. Fotomicrografías obtenidas por difracción de electrones de retrodispersión de un cristal de piroxeno con zonación en la Ceniza Arenal (A) y la Tefra Pelado Superior (B). Las líneas rojas con puntos indican el resultado de análisis puntuales (ver texto).

Los análisis sedimentológicos confirman la buena clasificación del depósito de ceniza (Figura 7), así como su homogeneidad en cuanto a su granulometría y composentría (Figuras 7 y 8). Además, no existen cambios significativos en secciones verticales en el depósito, lo cual implica que estos productos deben haberse depositado durante un periodo de tiempo continuo, y lo más probable es que tengan un origen único. Ahora bien, mediante el análisis de componentes se determinó que la Ceniza Arenal esta compuesta por dos tipos de fragmentos (Figura 8). El componente principal es de naturaleza juvenil (clastos frescos) y está compuesto por sideromelana y taquilita, ambos con una composición mineralógica similar, que deben provenir de la erupción de un volcán de tipo cono de escoria. La frescura de los clastos sugiere que fueron removilizados poco después de su formación. El segundo componente es de naturaleza accidental, dada la redondez y grado de alteración de los clastos, y está compuesto por pómez y líticos alterados, lo cual sugiere que proviene de un depósito más antiguo producido por la erupción de un estratovolcán. Con base en la mezcla homogénea de estos dos componentes, se infiere que estos productos fueron mezclados durante su transporte, para luego ser depositados juntos. En lo siguiente, se discute en primera instancia el origen del componente juvenil principal del depósito y posteriormente el origen del componente accidental.

Una primera hipótesis es que el componente juvenil proviene del volcán Yololica. Sin embargo, la Ceniza Arenal es muy distinta a la Tefra Yololica, ya que esta última tiende a ser de tamaño de grano más grueso y más variable en secciones cercanas al ecoparque (Figuras 6 y 7). También, la Tefra Yololica está principalmente compuesta de fragmentos vesiculares de sideromelana (Figura 9) mientras que la Ceniza Arenal contiene principalmente taquilita. Además, la Tefra Yololica presenta una alta abundancia de cristales de olivino que son escasos en la Ceniza Arenal, la cual, en contraste, contiene piroxenos (Figura 11). La composición total de ambos depósitos es también diferente (Figura 8), aunque la composición total de la Ceniza Arenal podría estar afectada por los fragmentos accidentales.

El volcán Xitle es el segundo candidato fuente más probable para la Ceniza Arenal debido a su cercanía con el ecoparque (Figura 3), su edad igualmente joven y composición máfica. De hecho, este es el origen asumido por los encargados del ecoparque y en general por quienes publican contenido sobre el ecoparque en internet y en los medios locales. Sin embargo, de igual manera que para el Yololica, la tefra del volcán Xitle es significativamente más máfica que la Ceniza Arenal (Figura 9). Además, no se encontraron los depósitos de tefra del Xitle en el área de estudio (Figura 4), lo cual concuerda con su distribución principalmente hacia el sur del cono, en dirección al volcán Ajusco (Cervantes y Molinero 1995). Finalmente, la reconstrucción estratigráfica apunta a que el volcán Xitle hizo

erupción después de la depositación de la Ceniza Arenal, ya que sus lavas lo recubren (Figura 4).

Descartando a los volcanes Yololica y Xitle como posibles fuentes, se consideró al volcán Pelado. Este volcán está ubicado relativamente lejos del ecoparque (10 km al sur), pero sus depósitos de caída se encuentran en las inmediaciones del ecoparque (Figuras 4 y 5), lo cual se puede atribuir al estilo estromboliano violento de la erupción que ocasionó la producción de un volumen considerable de ceniza que alcanzó distancias importantes (Lorenzo-Merino *et al.* 2018).

Al comparar las características de los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal con las de los depósitos de caída del volcán Pelado, se observa que la Ceniza Arenal es diferente a la unidad inferior (Tefra Pelado Inferior), puesto que esta última es más gruesa, más máfica, más rica en olivinos y contiene fragmentos más vesiculados (Figuras 6, 7, 8, 9 y 11). Sin embargo, se observa que la Ceniza Arenal comparte varios aspectos con la Tefra Pelado Superior: ambas contienen una alta proporción de fragmentos juveniles densos o taquilita densa (Lorenzo-Merino *et al.* 2018) y su composición química total coincide (Figura 10). Así mismo, ambas contienen abundantes cristales de ortopiroxeno y escasos cristales de olivino con composiciones similares (Figuras 12 y 13). Es notable que la Tefra Pelado Superior forma una secuencia muy espesa de depósitos, mucho más importante que la Tefra Pelado Inferior, y que éstos presentan una notable homogeneidad y bajo grado de endurecimiento que les hace particularmente susceptibles a ser removilizados. Entonces, aunque no se puede descartar por completo que la Ceniza Arenal pudiera tener algunos fragmentos de la Tefra Pelado Inferior u de otros depósitos de caída, estas observaciones indican que se compone principalmente por ceniza de la Tefra Pelado Superior.

En cuanto a los fragmentos accidentales contenidos en la Ceniza Arenal, los cuales están compuestos principalmente por pómez, es claro que estos no provienen del volcán Pelado. En la zona de estudio se han reportado principalmente dos depósitos de pómez de caída. Estos corresponden a la Pómez Toluca Superior, que es de composición dacítica y contiene fragmentos de pómez blanca y gris, y líticos accidentales (Arce *et al.*, 2003), y la Pómez Tutti Frutti, que es de composición andesítica y contiene fragmentos de pómez amarilla y líticos accidentales graníticos y metamórficos (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012). Con base en la similitud entre el color de los fragmentos de pómez y la composición granítica y metamórfica de los líticos accidentales (Figura 8), así como su observación en el área de estudio, se interpreta que la Pómez Tutti Frutti es la fuente más probable de los fragmentos accidentales de la Ceniza Arenal (Figuras 8 y 10). Sin embargo, los datos presentados no permiten definir la fuente de los cristales de anfíbol que se encuentran también en la Ceniza Arenal ya que estos cristales han sido reportados en ambos depósitos de pómez (Arce *et al.*, 2003; Sosa-Ceballos

et al., 2012). En resumen, se propone que la Ceniza Arenal es producto de una mezcla entre depósitos de caída del volcán Pelado, principalmente de la Tefra Pelado Superior, y depósitos de la Pómez Tutti Frutti. Cabe notar que esta interpretación es coherente con la composición total de la Ceniza Arenal que se asemeja a la de sus dos componentes principales (Figura 10).

4.2. Procesos de depositación

Tal como se argumentó en la sección anterior, las características sedimentológicas, granulométricas y composicionales, así como la discontinuidad lateral y variación lateral en espesor de los depósitos, sugieren que la Ceniza Arenal se formó mediante procesos de removilización de depósitos volcánicos previos. Asimismo, la presencia de estratificación cruzada en estos depósitos, la predominancia de partículas finas bien clasificadas, y la morfología de duna, sugieren procesos de transporte de tipo eólico. Por otra parte, la ausencia de matriz en los depósitos y de estructuras que sugieran la formación de canales, sumado a la depositación sobre laderas escarpadas, permite descartar la acción del agua como principal agente de transporte. Sin embargo, es notable que ciertos depósitos están endurecidos (Figura 6B), lo que podría deberse a condiciones intermitentes de lluvia, causando que los depósitos se humedecieran y secaran, generando superficies de endurecimiento, que a su vez dificultan la posterior removilización de las partículas (Fowler y Lopushinsky, 1986).

El tamaño de grano de los depósitos de Ceniza Arenal, entre 4ϕ y 1ϕ , indica que el transporte eólico habría estado dominado por mecanismos de saltación (e.g., Nickling y Neuman, 2009). No obstante, comparado con la Tefra Pelado Superior del área de estudio, dicho tamaño de grano es relativamente grueso, lo que sugiere que la ceniza del Arenal provino de la removilización de depósitos más próximos al volcán Pelado. Por lo tanto, se propone que el transporte secundario ocurrió por medio de tormentas de ceniza, las cuales son capaces de distribuir el material por grandes distancias (hasta 10 km) desde la fuente primaria, y de mezclar dicho material con otros depósitos expuestos. La ocurrencia de este tipo de tormentas durante erupciones monogenéticas fue documentada por Segerstrom (1950) en el volcán Parícutín en México.

Se observa que el volcán Pelado está ubicado en una zona topográficamente alta (>3400 msnm), separada del cerro Magdalena y del escudo del Yololica por una depresión (dentro de la cual se emplazó el lóbulo norte de las lavas del Pelado), y que la Ceniza Arenal se depositó en la ladera del cerro Magdalena ubicada en dirección opuesta al Pelado (Figura 3). Las tormentas de ceniza en esta área pudieron haberse generado por la acción de vientos fuertes en una zona con topografía compleja y con condiciones climáticas predominantemente secas y frías, las

cuales promovieron la ausencia de vegetación y el dominio de procesos erosivos durante y después de la erupción (Guilbaud *et al.*, 2022). El comportamiento de estos flujos de viento cargados de ceniza es comparable con el de las tormentas de arena, las cuales, al intentar atravesar estructuras aisladas (tales como el cerro Magdalena), se dividen en zonas de estancamiento, aceleración, desaceleración, y depositación en barlovento y sotavento, permitiendo la formación de dunas eco y sombra, respectivamente (Tsoar, 2001; Poulidis *et al.*, 2017; Zhao y Gao, 2021). De esta manera, el modelo de formación del depósito de ceniza del ecoparque corresponde al de una duna en sotavento o sombra (Figura 14), debida al transporte de material ya sea desde el volcán Pelado, o desde la zona cercana a este cono; lo que implica una dirección norte o noroeste del viento, con la depositación de ceniza en la ladera sotavento del cerro Magdalena a medida que la corriente de viento intentaba atravesar su relieve.

En cuanto a la edad de sedimentación de los depósitos del Arenal, es evidente que la formación de la duna empezó después de la erupción del volcán Pelado; es decir, a partir de 12,000 cal AP (Siebe *et al.*, 2004; Guilbaud *et al.*, 2022). Dado que algunos depósitos se encuentran cubiertos por flujos de lava del volcán Xitle, la depositación de la ceniza y la formación de los depósitos habría concluido antes de la erupción del Xitle en 1,700 cal AP (Siebe, 2000).

4.3. Historia geológica reciente

Los resultados obtenidos permiten reconstruir la sucesión de eventos en el área del ecoparque (Figura 15). El evento más antiguo cuyos productos están preservados y expuestos, corresponde a la formación del domo dacítico cerro Magdalena. No hay datos radiométricos sobre este domo, sin embargo, hay dos domos dacíticos en la zona que han sido fechados a $1.23 \pm 0.04/-0.03$ Ma (domo Xochitepec) y $1.66 \pm 0.06/-0.07$ Ma (domo Santa Mónica) (Arce *et al.*, 2015b). Por lo tanto una estimación preliminar, sugiere una edad aproximada de 1 Ma para el cerro Magdalena.

Posteriormente a la formación del domo, ocurrió la erupción basáltica del volcán Yololica que se caracterizó por la emisión de depósitos de caída y flujos de lava, así como un colapso parcial del cono, que emplazó montículos. Se estima la edad de esta erupción en aproximadamente 22,000 cal AP, con base en las fechas similares de paleosuelo y carbón obtenidas en un sitio, mientras se descarta una fecha más joven, de casi 10,000 cal AP, ya que es incoherente con la presencia de la Pómez Tutti Frutti de edad mayor (17,000 cal AP) estratigráficamente encima (Figura 4).

La erupción del volcán Yololica fue seguida por un periodo de pausa en la actividad volcánica, que coincidió con el desa-

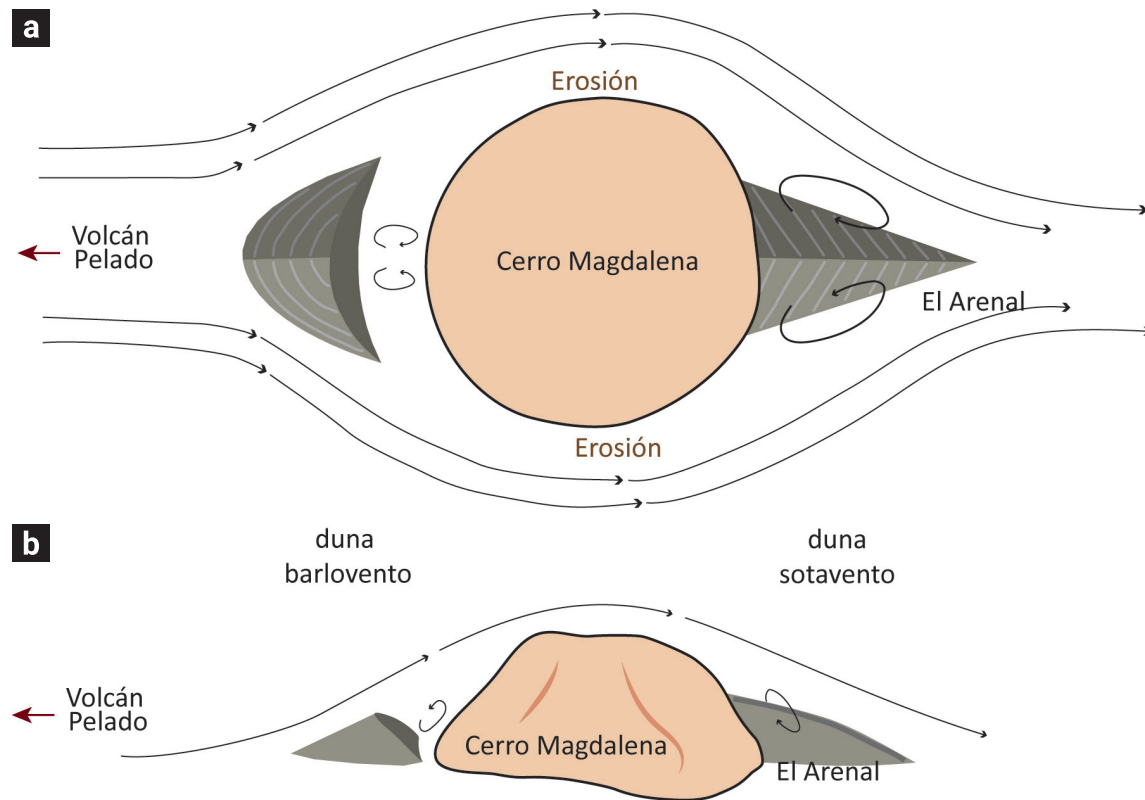


Figura 14. Modelo de depositación de la Ceniza Arenal en el sotavento del cerro Magdalena. A. Vista superior, en plano. B. Vista de perfil. El volcán Pelado se ubica hacia la izquierda en los esquemas. Adaptado del modelo de formación de dunas barlovento y sotavento de Tsoar (2001) y Zhao & Gao (2021).

rollo de un suelo, el cual fue sepultado posteriormente por los depósitos de caída de la erupción del volcán Pelado. Las dos fechas de paleosuelo obtenidas (Tabla 1) son mayores a las estimadas para el Pelado (12,000 cal AP), lo cual es congruente con otras fechas de paleosuelo reportadas en la literatura para este volcán y ha sido atribuido a condiciones climáticas secas que promovieron la erosión de los suelos incipientes y la exposición de suelos más antiguos después cubiertos directamente por la Tefra Pelado (Guilbaud *et al.*, 2022). Se destaca que el espesor importante de estos depósitos de caída en la zona de estudio (1 m) es inconsistente con el mapa de isopacas publicado por Lorenzo-Merino *et al.* (2018) (Figura 3), lo cual indica que el volumen de tefra estimado por estos autores para la erupción del volcán Pelado debe ser revisado.

Poco después de la erupción del Pelado, una gran porción de la tefra suelta acumulada en la superficie, la cual estaba compuesta en su mayoría por el material fino depositado durante la última parte de la erupción (Tefra Pelado Superior), junto con depósitos subyacentes de la Pómez Tutti Frutti, fueron removilizados y mezclados por acción del viento durante tormentas de ceniza. Estos depósitos secundarios que se acumularon principalmente

en la ladera norte del cerro Magdalena, formando una duna en sotavento, una parte remanente de esta correspondiendo a la duna del actual ecoparque. Desde su emplazamiento, los depósitos de Ceniza Arenal han sufrido erosión y fragmentación subsecuente por la acción del viento y el agua, destruyendo el incipiente endurecimiento de los depósitos y redistribuyéndolos en dirección de la pendiente, a una distancia mayor a 1 km hacia el norte del cerro. El evento más reciente en el área de estudio corresponde a la erupción del volcán Xitle, de 1,700 cal AP. Dicha erupción emitió depósitos de caída y flujos de lava de gran volumen y extensión que sepultaron los depósitos distales y removilizados del Arenal.

5. Conclusiones

El área aledaña al ecoparque El Arenal constituye una zona que ha estado activa volcánicamente desde hace aproximadamente 1 Ma. Dicha actividad ha quedado manifiesta mediante la formación de un domo de lava, así como de varios conos de escoria y depósitos de caída y flujos de lava asociados con edades

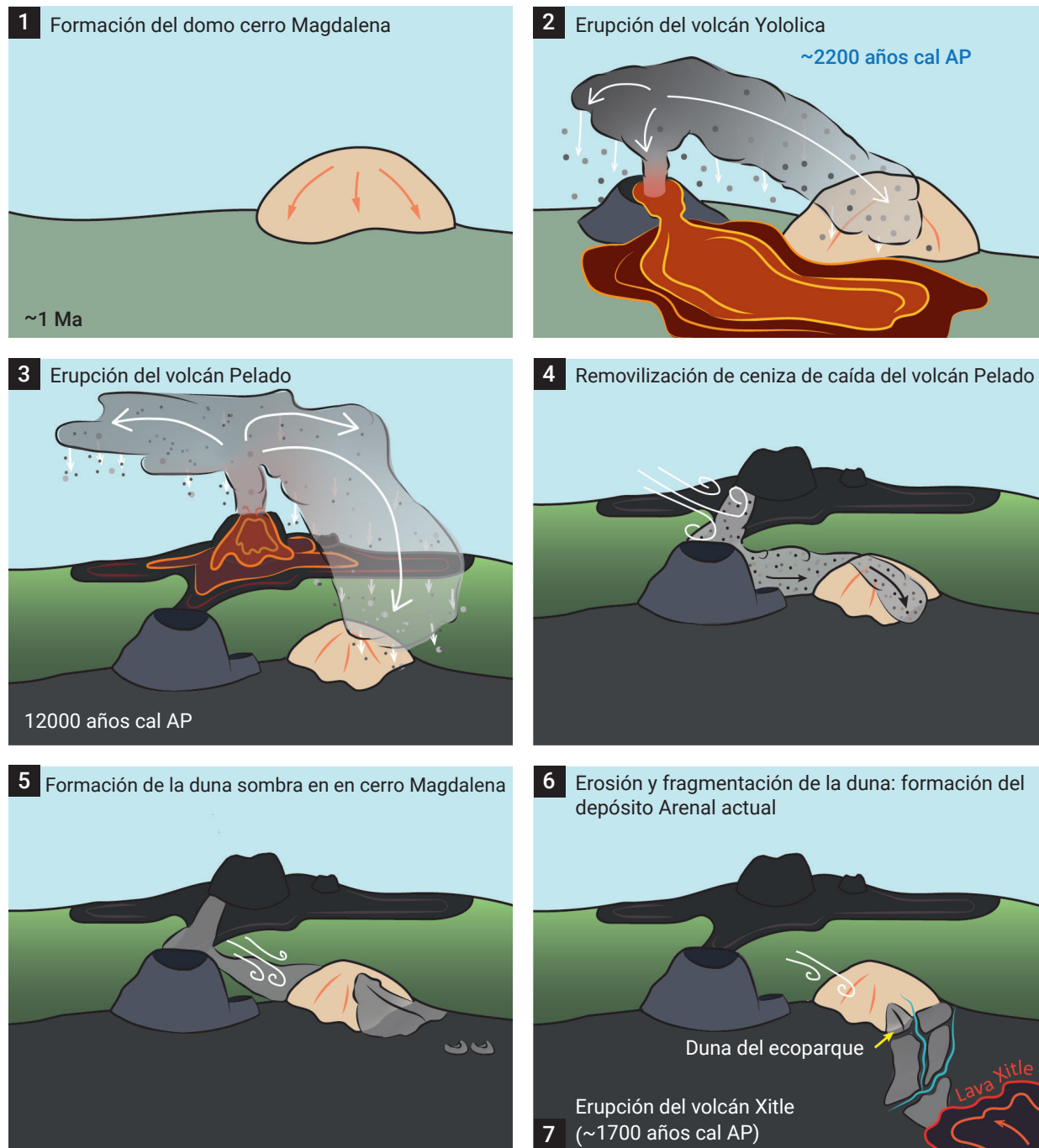


Figura 15. Reconstrucción esquemática de la historia geológica del área del ecoparque El Arenal en el último millón de años.

entre 22,000 y 1,700 AP. El depósito de ceniza del ecoparque se originó por la removilización eólica de la ceniza proveniente, mayoritariamente, de la fase explosiva tardía de la erupción del volcán Pelado, mezclada con depósitos de caída de la Pómez Tutti Frutti producida por el volcán Popocatepetl, y que se encuentran directamente subyacentes. La removilización ocurrió durante episodios continuos de tormentas de ceniza, mientras que la depositación del material removido sucedió debido a

la desaceleración del viento detrás del cerro Magdalena, cuyo relieve aislado permitió el desarrollo de una duna sombra o sotavento. Los procesos de erosión y depositación probablemente ocurrieron durante los meses siguientes a la erupción del volcán Pelado, cuando la tefra aún estaba poco consolidada. Sin embargo, la erosión subsecuente de los depósitos de Ceniza Arenal se ha incrementado en el presente debido a procesos de origen antrópico (i.e., turismo y urbanización).

Los resultados presentados contribuyen a mejorar el conocimiento sobre la historia geológica de la parte central-norte del SCVF, cuya información existente es limitada. Específicamente, la reconstrucción de la historia eruptiva reciente en el área del ecoparque aporta nuevas fechas de radiocarbono e información para la base de datos geoquímicos sobre los volcanes de este sector. Además, los resultados destacan la importancia de los procesos de removilización de ceniza de caída, en el caso particular de las erupciones monogenéticas de conos de escoria. Aunque estos procesos han sido observados y descritos durante la erupción del Parícutín (Segerstrom, 1950), no han sido estudiados con detalle y no están actualmente contemplados en la evaluación de peligros. Esto último es de gran importancia, pues los procesos de removilización de ceniza implican la prolongación de los efectos de caída de tefra por largos períodos de tiempo tras el cese de la erupción, afectando la calidad del aire y el agua, la salud humana y animal, además de la infraestructura y servicios (e.g., transporte y electricidad).

También, esta información es relevante para propósitos de geoeeducación y geoturismo, ya que pueden emplearse en el desarrollo de estrategias de difusión de la ciencia durante actividades turísticas y educativas en el ecoparque, así como dirigirse a la población de Magdalena Petlacalco, con el fin de promover la apreciación y conservación de los elementos geológicos y la conciencia sobre procesos y riesgos geológicos.

6. Agradecimientos

La financiación de este estudio fue apoyada por los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN103421 y IN111424 otorgados a la Dra. Marie Noëlle Guilbaud, con la contribución del Proyecto Geocity (CONAHCYT CBF2023-2024-1049). Las autoras quisieran agradecer a Sergio Salinas, Laura Ortiz y Eduardo Osnaya por su apoyo en campo, a Julio Pineda por su asistencia en el laboratorio de sedimentología y de microscopios del Departamento de Vulcanología de la UNAM, y a Carlos Linares por su asistencia en la obtención de análisis de química mineral en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM. Agradecemos también el apoyo del comisariado de bienes comunales de Magdalena Petlacalco.

7. Referencias

Agustín-Flores, J., Siebe, C., & Guilbaud, M. N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 143-162. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.010>

Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., & Ramírez-Espinosa, J. (2013). 40 Ar/39 Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75, 1-25. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0774-6>

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vázquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico basin (Mexico city), central trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320-332. doi: <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>

Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. D. C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., y Lenhardt, N. (2015b). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.

Arce, J. L., Macías, J. L., & Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 230-248. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2)

Arce, J. L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., & Salinas, I. (2015a). The~ 2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 30-38. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008>

Boland, K. A. (1996). The petrogenesis of andesites produced during regional extension: examples from the northern McCullough Range, NV and Xitle Volcano, Mexico. [Tesis de Doctorado]. University of Nevada, Las Vegas. <https://digitalscholarship.unlv.edu/thesesdissertations/1440/>

Cervantes, P., y Molinero, R. (1995). *Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México: Ciudad de México*. [Tesis de licenciatura] Universidad Nacional Autónoma de México.

Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H. L., Mendoza-Rosales, C., & Silva-Romo, G. (1998). Geology of Xitle volcano in southern Mexico City-a 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 115-131.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

Fisher R.V., & Schmincke H.U. (1984) Pyroclastic fragments and deposits. En A. Richard V. Fisher, Hans-Ulrich Schmincke. (Eds.), *Pyroclastic rocks*. (pp. 89-124.) Springer. Berlin. Heidelberg.

Fowler, W. B., & Lopushinsky, W. (1986). Wind-blown volcanic ash in forest and agricultural locations as related to meteorological conditions. *Atmospheric Environment* (1967), 20(3), 421-425. doi: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(86\)90081-8](https://doi.org/10.1016/0004-6981(86)90081-8)

- Guilbaud, M. N., Alcalá-Reygosa, J., Schimmelpfennig, I., Arce, J. L., & ASTER Team. (2022). Testing less-conventional methods to date a late-pleistocene to Holocene eruption: Radiocarbon dating of paleosols and ^{36}Cl exposure ages at Pelado volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Quaternary Geochronology*, 68, 101252. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101252>
- Lorenzo-Merino, A. (2016). *Historia eruptiva del Volcán Pelado (Sierra Chichinautzin, México)*. [Tesis de maestría] Universidad Nacional Autónoma de México
- Lorenzo-Merino, A., Guilbaud, M. N., & Roberge, J. (2018). The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 80(27), 1-17. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1208-2>
- Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., & Conticelli, S. (2008). Petrology and magmatic evolution of the Western Sierra Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 197-216.
- Nickling, W. G., & Neuman, C. M. (2009). *Aeolian sediment transport*. Geomorphology of desert environments.
- Poulidis, A. P., Takemi, T., Iguchi, M., & Renfrew, I. A. (2017). Orographic effects on the transport and deposition of volcanic ash: A case study of Mount Sakurajima, Japan. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(17), 9332-9350. doi: <https://doi.org/10.1002/2017JD026595>
- Roberge, J., Guilbaud, M. N., Mercer, C. N., & Reyes-Luna, P. C. (2015). Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study. *Geological Society, London, Special Publications*, 410(1), 179-198. doi: <https://doi.org/10.1144/SP410.12>
- Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., & Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282. Doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egi015>
- Segerstrom, K. K. (1950). Erosion studies at Parícutin, state of Michoacan, Mexico (No. 965-A). En A. Kenneth K. Segerstrom, H. Williams, R.E. Wilcox, W.P. Foshag, and Jenaro R. Gonzales (Eds.) *Geologic investigations in the Parícutin area, Mexico*. U.S. Government Printing Office
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4), 45-64. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of volcanology and geothermal research*, 141(3-4), 225-243. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.009>
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66(3), 203-225. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption~ 14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27-40. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>
- Tsoar, H. (2001). Types of aeolian sand dunes and their formation. En A. N. J. Balmforth, A. Provenzale (Eds.), *Geomorphological fluid mechanics* (pp. 403-429). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Velasco-Tapia, F., & Verma, S. P. (2013). Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin volcanic field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 32-60. doi: <https://doi.org/10.3906/yer-1104-9>
- Zhao, Y., & Gao, X. (2021). Morphodynamics of shadow dunes. *Earth-Science Reviews*, 222, 103840. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ear-scirev.2021.103840>

8. Anexo 1

Muestra	Depósito	Peso inicial (g)	Porcentaje en peso de distribución de tamaño de grano (ϕ)																		Mz*	σ^*
			-4.0	-3.5	-3.0	-2.5	-2.0	-1.5	-1.0	-0.5	0.0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	> 4		
CHI-100-A	Arenal ecoparque	300.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.6	4.3	16.3	38.1	24.6	12.3	3.1	0.7	2.4	0.6
CHI-203-A	Arenal	478.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.5	3.6	15.0	40.7	24.8	10.9	3.5	0.8	2.4	0.6
CHI-28-B		201.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	4.1	11.4	23.0	23.9	20.4	10.4	4.5	1.5	0.2	1.7	0.8
CHI-204-A		736.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.9	6.5	28.1	22.8	25.2	10.5	3.8	1.9	0.2	1.8	0.7
CHI-219-A		228.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.3	1.5	2.4	3.4	7.5	8.9	16.6	20.4	17.0	8.5	4.1	3.2	4.7	1.6	1.3
CHI-205-C	Pelado inferior	135.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	1.7	4.7	7.3	15.1	16.1	21.9	4.1	21.0	4.1	1.6	1.1	1.1	1.2	1.1
CHI-208-F		245.6	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.4	1.2	3.4	7.1	17.6	19.9	25.4	14.2	5.8	2.1	0.9	0.7	0.9	1.0	0.9
CHI-30-B	Yololica	351.5	1.2	1.0	4.3	9.6	9.9	12.2	8.8	9.8	9.0	10.6	6.5	5.3	3.7	2.8	1.2	1.1	1.1	1.9	-0.7	1.8
CHI-49-A		437.6	0.0	2.8	3.7	6.8	7.8	9.8	8.5	13.9	11.0	11.8	7.7	6.5	4.3	2.6	1.2	0.6	0.5	0.5	-0.6	1.6
CHI-208-C		222.5	0.0	0.0	0.0	3.8	7.0	12.4	8.2	10.4	8.8	11.2	8.5	8.4	6.6	5.5	3.2	2.1	1.7	2.0	0.0	1.8
CHI-208-D**	Pómez Tutti Frutti	40.9	0.0	/	1.6	/	9.3	/	13.2	/	13.4	/	15.3	/	25.9	/	14.0	/	3.2	4.2	0.4	1.9

* Parámetros estadísticos de Folk (1974).

** Muestra analizada en intervalo de 1 phi.

9. Anexo 2

Muestra	Tamaño (ϕ)	Peso total (g)	Porcentaje en peso por componentes					
			Juveniles			Líticos		
			Taquilita vesicular	Taquilita densa	Sideromelana	Cristales	Líticos densos	Pómez
CHI-100	0	0.27	28.4	36.7	13.5	2.3	13.2	5.9
CHI-203-A	1	0.11	34.0	49.1	10.0	2.3	4.7	0.0
CHI-28-B	1	0.13	37.7	48.5	4.2	1.3	8.3	0.0
CHI-204-A	0.5	0.27	16.2	56.0	9.6	3.7	13.6	0.8
CHI-219-A	-0.5	1.10	3.5	0.0	89.1	0.0	0.0	7.4
CHI-30-B	0	0.76	76.6	0.0	15.3	8.1	0.0	0.0
CHI-30-B	-2	40.77	20.2	0.0	79.8	0.0	0.0	0.0
CHI-49-A	0	0.76	72.8	0.0	24.0	3.2	0.0	0.0
CHI-49-A	-2	38.78	25.7	0.0	74.3	0.0	0.0	0.0
CHI-208-C	-2	23.31	37.0	0.0	63.0	0.0	0.0	0.0
CHI-208-F	0	0.53	23.0	0.0	77.0	0.0	0.0	0.0
CHI-208-F	-1	3.46	9.1	0.0	90.9	0.0	0.0	0.0
CHI-205-C	0	0.55	23.9	0.0	76.1	0.0	0.0	0.0
CHI-205-C	-1	3.09	9.2	0.0	90.8	0.0	0.0	0.0

10. Anexo 3

Producto		Yololica lava					Yololica tefra	Cerro Magdalena	Ceniza Arenal	
Muestra	CHI-28-D	CHI-203-B	CHI-209-A	CHI-210-A	CHI-31-C	CHI-49-I	CHI-49-E	CHI-38-B	CHI-100-A	CHI-203-A
Oxidos mayores (porcentaje en peso)										
SiO2	53.82	53.77	52.97	53.23	52.05	52.20	53.75	64.97	60.22	60.36
Al2O3	16.69	16.45	16.14	16.56	16.27	16.62	16.24	16.92	16.51	16.26
FeOt	8.59	8.65	8.58	8.67	8.75	8.85	8.16	3.28	5.66	5.67
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.06	0.10	0.10
MgO	5.97	6.08	6.07	5.83	6.70	6.79	5.90	1.26	4.67	4.72
CaO	7.04	7.06	7.01	7.11	7.60	7.66	7.26	3.62	5.30	5.27
Na2O	3.64	3.69	3.72	3.68	3.63	3.61	3.78	4.05	3.90	3.87
K2O	1.50	1.46	1.43	1.54	1.22	1.24	1.39	2.12	1.62	1.61
TiO2	1.71	1.69	1.76	1.72	1.74	1.70	1.72	0.51	0.96	0.96
P2O5	0.59	0.61	0.62	0.63	0.52	0.52	0.61	0.15	0.26	0.24
Total	99.70	99.60	98.45	99.13	98.62	99.34	98.96	96.95	99.20	99.06
Elementos traza (ppm)										
Au	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.7	< 0.5	< 0.5	< 0.5
As	2	< 1	< 1	2	< 1	< 1	<1	< 1	< 1	< 1
Ba	475	470	465	504	354	364	459	456	506	502
Be	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1
Br	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Co	29	28.2	27.6	27.5	32	31	28.2	7.4	20.4	20.2
Cr	173	175	173	168	203	196	191	13.3	173	177
Cs	1	1	1	1	0.9	0.9	0.9	2.4	1.2	1.3
Cu	26	25	25	24	29	29	27	11	18	23
Ga	19	18	20	19	18	18	18	19	18	18
Ge	1.3	1.2	1.4	1.3	1.4	1.2	1.8	1	1.1	1.2
Hf	6.3	5.8	6.2	6	5.3	5.1	5.3	3.4	4.3	4.3
Hg	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
In	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	< 0.0	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ir	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 0	< 1	< 1	< 1
Mo	2	2	2	2	2	< 2	< 1	< 2	< 2	< 2
Nb	21.8	21.1	22	21.9	18.3	17.6	20.9	3.6	8.8	8.3
Ni	86	87	88	74	99	102	86	9	87	89
Pb	6	6	8	7	< 5	6	<5	8	10	10
Rb	31	30	29	31	25	25	28	44	36	36
S	0.006	0.008	0.005	0.004	0.01	0.007	-	0.003	0.003	0.003
Sb	0.3	0.3	0.4	< 0.1	0.6	< 0.1	-	0.4	0.3	0.2
Sc	21.6	21.3	21	21.9	23.7	22.9	19.3	6.19	14	14.1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Sn	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1
Sr	512	499	504	510	476	481	501	468	485	482
Ta	1.28	1.21	1.36	1.21	1.18	1.02	1.33	0.32	0.53	0.56
Th	3.2	3.06	3.19	3.27	2.6	2.52	3.19	4.04	3.67	3.64
U	1.02	1	0.98	1.04	0.8	0.84	1.06	1.35	1.16	1.15
V	152	150	157	152	168	163	164	46	98	97
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	<1	< 1	< 1	< 1
Y	31	31	29	33	29	29	30	13	18	18
Zn	94	93	94	95	88	92	80	64	82	80
Zr	317	310	305	333	258	272	276	159	205	202
La	30.9	30.5	30.3	32.5	24.2	25	27.9	16.2	21.3	21.2
Ce	66.3	65.3	65	68.6	52.8	53.8	59.5	32.6	43.3	43.7
Pr	8.31	8.19	8.22	8.52	6.75	6.89	7.53	3.99	5.39	5.32

Nd	36.5	34.3	34.9	36.6	29	30.3	30.7	16.7	21.8	22.4
Sm	7.25	7.19	7.29	7.36	6.36	6.4	6.46	3.24	4.46	4.32
Eu	2.2	2.13	2.27	2.18	1.97	1.92	1.99	0.885	1.26	1.3
Gd	6.75	6.33	6.8	6.54	5.99	5.82	5.94	2.63	3.92	3.83
Tb	1.05	1.04	1.02	1.06	0.94	0.94	0.95	0.43	0.58	0.58
Dy	6.24	5.92	6.36	6.1	5.81	5.54	5.49	2.35	3.52	3.38
Ho	1.19	1.14	1.19	1.15	1.09	1.04	-	0.45	0.65	0.66
Er	3.39	3.26	3.3	3.24	3.13	2.96	2.94	1.27	1.8	1.85
Tl	0.09	0.15	0.11	0.11	0.05	0.12	0.17	0.39	0.22	0.2
Tm	0.474	0.436	0.461	0.452	0.43	0.425	0.444	0.184	0.254	0.255
Yb	2.98	2.94	3	2.99	2.85	2.59	2.9	1.19	1.65	1.57
Lu	0.468	0.463	0.458	0.471	0.469	0.389	0.457	0.175	0.253	0.252

11. Anexo 4

Código	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MnO	MgO	NiO	CaO	Total	Fo
Porcentaje en peso de óxidos mayores											%
CHI-203-B-1-O11	39.13	0	0.02	0.01	28.69	0.35	31.11	0.11	0.15	99.6	66
CHI-203-B-1-O12	39.73	0.01	0.02	0.01	18.83	0.28	39.09	0.09	0.14	98.2	78
CHI-203-B-1-O14	39.7	0.01	0.04	0.02	20.25	0.27	38.48	0.16	0.16	99.1	77
CHI-203-B-1-O15	39.94	0.01	0.03	0	19.2	0.27	39.06	0.18	0.15	98.8	78
CHI-203-B-1-O16	39.8	0	0.05	0.01	19.85	0.27	38.61	0.11	0.15	98.9	77
CHI-203-B-1-O17	38.54	0.02	0.01	0	32.02	0.42	28.72	0.07	0.19	100	61
CHI-203-B-1-O18	38.46	0	0.02	0.01	32.83	0.43	28.01	0.08	0.19	100	60
CHI-203-B-2-O11	38.19	0.03	0	0	29.75	0.43	32.26	0.08	0.25	101	66
CHI-203-B-2-O12	38.04	0.03	0.03	0	35.52	0.48	26.67	0.08	0.22	101.1	57
CHI-203-B-2-O13	39.63	0.01	0.02	0	20.21	0.27	38.83	0.06	0.15	99.2	77
CHI-203-B-2-O14	39.1	0.02	0.04	0	24.44	0.36	35.81	0.1	0.22	100.1	72
CHI-203-B-2-O15	39.86	0.03	0.04	0	20.42	0.28	38.54	0.1	0.17	99.4	77
CHI-203-B-2-O17	39.56	0	0.02	0.01	21.83	0.33	37.92	0.07	0.17	99.9	75
CHI-203-B-2-O18	39.28	0	0.01	0	21.97	0.31	36.86	0.07	0.18	98.7	75
CHI-203-B-2-O19	39.22	0.01	0.02	0.02	22.74	0.31	36.78	0.06	0.21	99.4	74
CHI-203-B-2-O110	39.6	0	0.03	0	21.88	0.31	37.51	0.09	0.18	99.6	75
CHI-203-B-2-O111	38.22	0.03	0.03	0	27.35	0.42	33.49	0.03	0.2	99.8	68
CHI-203-B-2-O112	39.83	0.02	0.01	0.01	20.49	0.28	38.88	0.08	0.16	99.8	77
CHI-203-B-2-O113	39.67	0	0.03	0	20.42	0.3	38.78	0.07	0.17	99.4	77
CHI-203-B-2-O114	39.61	0	0.02	0	23.27	0.32	37.4	0.1	0.23	100.9	74
CHI-203-B-3-O11	38.17	0	0.05	0.02	25.71	0.35	35.52	0.1	0.16	100.1	71
CHI-203-B-3-O12	40.17	0	0.04	0	19.13	0.28	41.04	0.1	0.16	100.9	79
CHI-203-B-3-O14	39.82	0.03	0.04	0	23.08	0.26	35.1	0.1	0.16	98.6	73
CHI-203-B-3-O15	38.68	0	0.01	0.01	32.1	0.42	30.45	0.07	0.2	101.9	63
CHI-203-B-3-O16	39.83	0	0.03	0	22.38	0.28	35.31	0.1	0.14	98.1	74
CHI-203-B-3-O17	39.76	0.01	0.03	0.01	22.09	0.21	35.86	0.12	0.15	98.2	74
CHI-203-B-3-O18	39.83	0.01	0.04	0	22.22	0.24	35.61	0.1	0.15	98.2	74
CHI-49-E-1-O11	40.22	0	0.03	0	19.33	0.27	40.91	0.07	0.15	101	79
CHI-49-E-1-O12	40.32	0.01	0.03	0.02	18.61	0.25	41.23	0.13	0.16	100.8	80
CHI-49-E-1-O13	40.36	0.01	0.04	0	18.13	0.25	42.12	0.15	0.16	101.2	80
CHI-49-E-1-O14	40.18	0.01	0.04	0	18.68	0.26	41.78	0.11	0.16	101.2	80
CHI-49-E-1-O15	40.12	0	0.03	0	19.39	0.3	41.64	0.1	0.18	101.8	79
CHI-49-E-1-O18	39.59	0.01	0.03	0.01	22.81	0.26	35.21	0.11	0.15	98.2	73
CHI-49-E-1-O19	39.98	0	0.03	0	22.44	0.26	35.71	0.1	0.16	98.7	74
CHI-49-E-1-O110	39.73	0.02	0.03	0	22.66	0.27	36.14	0.09	0.16	99.1	74
CHI-49-E-1-O111	39.6	0	0.03	0.01	22.51	0.28	36.1	0.09	0.18	98.8	74
CHI-49-E-2-O11	39.98	0	0.01	0	21.29	0.24	37.01	0.12	0.14	98.8	75
CHI-49-E-2-O12	40	0	0.04	0.03	19.16	0.22	38.35	0.22	0.15	98.2	78
CHI-49-E-2-O13	40.03	0	0.04	0.02	18.73	0.22	39.33	0.23	0.16	98.8	79
CHI-49-E-2-O14	39.62	0.01	0.02	0.03	20.41	0.24	39.65	0.17	0.15	100.3	77
CHI-49-E-2-O15	39.59	0	0.02	0	20.86	0.26	38.91	0.17	0.17	100	77
CHI-49-E-2-O16	40.27	0.01	0.03	0.02	20.16	0.25	38.58	0.19	0.14	99.7	77
CHI-49-E-2-O17	40	0.01	0.03	0	21.33	0.22	37.41	0.08	0.18	99.3	76
CHI-49-E-2-O18	39.87	0.03	0.03	0	21.33	0.26	38.69	0.11	0.15	100.5	76
CHI-49-E-2-O19	40.01	0	0.03	0.02	20.55	0.26	39.23	0.21	0.17	100.5	77
CHI-49-E-2-O110	39.77	0.03	0.05	0	20.91	0.23	39.01	0.19	0.14	100.3	77

CHI-49-E-2-OI11	39.85	0.01	0.03	0	21.99	0.31	37.79	0.13	0.17	100.3	75
CHI-49-E-2-OI12	39.23	0.01	0.04	0.02	22.01	0.24	36.96	0.1	0.16	98.8	75
CHI-49-E-2-OI13	39.77	0	0.04	0	21.1	0.25	37.49	0.15	0.16	99	76
CHI-49-E-2-OI14	39.89	0	0.05	0.04	21.99	0.27	37.07	0.1	0.16	99.6	75
CHI-49-E-3-OI1	40.02	0	0.03	0.01	21.65	0.24	38.1	0.04	0.15	100.2	76
CHI-49-E-3-OI2	40.16	0.02	0.04	0.02	21.51	0.25	37.67	0.08	0.17	99.9	76
CHI-49-E-3-OI3	40.02	0.02	0.02	0.02	22	0.27	37	0.08	0.15	99.6	75
CHI-49-E-3-OI4	39.6	0.02	0.02	0.01	21.9	0.24	38.72	0.1	0.17	100.8	76
CHI-49-E-3-OI5	39.85	0	0.03	0.02	20.23	0.23	39.46	0.22	0.16	100.2	77
CHI-49-E-3-OI6	39.95	0	0.03	0	21.5	0.24	38.44	0.09	0.17	100.4	76
X10-1-OI1	39.91	0.02	0.04	0.04	13.12	0.17	45.68	0.32	0.13	99.4	86
X10-1-OI2	39.87	0	0.03	0.02	13.02	0.17	45.68	0.35	0.14	99.3	86
X10-1-OI3	39.92	0	0.05	0.02	13.19	0.17	45.83	0.35	0.14	99.7	86
X10-1-OI4	39.63	0.02	0.02	0.01	14.44	0.17	44.69	0.22	0.13	99.3	85
X10-1-OI5	40.26	0	0.04	0.04	12.74	0.19	46.24	0.44	0.11	100.1	86
X10-1-OI6	39.9	0.03	0.04	0	12.41	0.17	46	0.43	0.13	99.1	87
X10-1-OI7	40.12	0	0.04	0.01	12.88	0.2	45.59	0.37	0.14	99.4	86
X10-1-OI8	39.84	0	0.02	0.01	15.4	0.24	43.8	0.15	0.17	99.6	83
X10-1-OI9	40.28	0.01	0.03	0.02	13.32	0.2	45.42	0.34	0.16	99.8	86
X10-1-OI10	40.18	0	0.04	0.02	12.77	0.18	45.62	0.4	0.14	99.3	86
X10-1-OI11	40.05	0	0.05	0.02	12.49	0.18	46.03	0.37	0.15	99.4	87
X10-1-OI12	40.03	0.03	0.03	0.02	15.12	0.21	44.48	0.18	0.17	100.3	84
X10-2-OI1	39.17	0.02	0	0	17.21	0.27	42.45	0.15	0.19	99.5	81
X10-2-OI2	39.72	0.01	0.02	0.01	13.53	0.19	44.82	0.35	0.13	98.8	85
X10-2-OI3	39.15	0.02	0.04	0.04	15.88	0.24	43.11	0.16	0.18	98.8	83
X10-2-OI4	39.89	0	0.01	0.01	13.6	0.16	44.95	0.3	0.14	99.1	85
X10-2-OI5	39.43	0.01	0.01	0	14.54	0.21	44.26	0.2	0.12	98.8	84
X10-2-OI6	40.15	0	0.02	0	14.81	0.2	44.86	0.2	0.15	100.4	84
X10-2-OI7	40.64	0.02	0.06	0	13.3	0.16	46.31	0.4	0.14	101	86
X10-2-OI8	40.34	0	0.02	0.01	14.6	0.2	44.99	0.23	0.16	100.5	84
X10-2-OI9	40.82	0	0.04	0.02	14.66	0.2	45.6	0.29	0.15	101.8	85
X10-2-OI10	40.52	0	0.04	0.01	13.25	0.18	46.05	0.39	0.13	100.6	86
X10-2-OI11	40.08	0	0.04	0.03	13.91	0.21	45.57	0.32	0.14	100.3	85
CHI-100-C-2-OI2	38.72	0	0.11	0.03	20	0.3	41.06	0.02	0.31	100.6	78
CHI-100-C-3-OI1	38.83	0	0.09	0.04	19.36	0.28	41.47	0.02	0.3	100.4	79
CHI-100-C-3-OI2	38.55	0	0.1	0.04	20.12	0.35	41.04	0.05	0.32	100.6	78
CHI-100-C-3-OI3	38.86	0	0.08	0.04	20.21	0.32	40.87	0.02	0.34	100.7	78
CHI-25-B-1-OI1	41.11	0	0.05	0	10.87	0.15	48.01	0.43	0.15	100.8	89
CHI-25-B-1-OI2	40.97	0	0.04	0.01	10.58	0.16	48.28	0.47	0.16	100.7	89
CHI-25-B-1-OI3	40.86	0	0.04	0.03	12.85	0.17	46.82	0.21	0.16	101.1	87
CHI-25-B-1-OI4	40.72	0.02	0	0	14.31	0.2	45.98	0.2	0.19	101.6	85
CHI-25-B-1-OI5	40.64	0.02	0.04	0	14.13	0.19	46.1	0.18	0.15	101.5	85
CHI-25-B-1-OI6	41.31	0	0.03	0	11.39	0.14	47.95	0.38	0.14	101.3	88
CHI-25-B-1-OI7	40.83	0.01	0.01	0.01	13.43	0.19	46.4	0.19	0.18	101.3	86
CHI-25-B-1-OI8	41.3	0.02	0.04	0.02	10.63	0.14	48.31	0.49	0.14	101.1	89
CHI-25-B-1-OI9	41	0.01	0.06	0.02	11.42	0.14	47.89	0.36	0.15	101.1	88
CHI-25-B-1-OI10	40.72	0	0.04	0.01	13.19	0.19	46.54	0.23	0.17	101.1	86
CHI-25-B-1-OI11	41.02	0	0.03	0.02	12.69	0.21	46.82	0.26	0.17	101.2	87
CHI-25-B-1-OI12	41.28	0	0.04	0.01	11.34	0.15	47.91	0.35	0.15	101.2	88
CHI-25-B-1-OI13	41.29	0.01	0.03	0.02	11.59	0.19	47.89	0.37	0.16	101.5	88
CHI-25-B-1-OI14	41.12	0.01	0.02	0.04	12.95	0.19	47.09	0.23	0.16	101.8	86
CHI-25-B-2-OI1	40.9	0	0.04	0	11.89	0.19	47.51	0.27	0.16	101	88
CHI-25-B-2-OI2	40.98	0.01	0.03	0.02	11.79	0.17	47.24	0.29	0.13	100.7	88
CHI-25-B-2-OI3	41.01	0	0.04	0.04	11.79	0.18	47.31	0.31	0.14	100.8	88
CHI-25-B-2-OI4	41.05	0.01	0.02	0	11.6	0.14	47.37	0.29	0.15	100.6	88
CHI-25-B-2-OI5	41.03	0	0.02	0.02	11.6	0.16	47.68	0.38	0.13	101	88
CHI-25-B-2-OI6	41.02	0	0.05	0.01	11.25	0.15	48.05	0.44	0.15	101.1	88
CHI-25-B-2-OI7	40.88	0	0.04	0	12.63	0.2	46.84	0.26	0.17	101	87
CHI-25-B-2-OI8	41.05	0.01	0.03	0	12.78	0.18	46.76	0.25	0.17	101.2	87
CHI-25-B-2-OI9	40.86	0.02	0.03	0.01	12.79	0.16	46.82	0.27	0.15	101.1	87
CHI-25-B-2-OI10	40.47	0.01	0.04	0.06	12.57	0.17	46.97	0.3	0.15	100.7	87
CHI-25-C-2-OI1	37.74	0.01	0.03	0.04	25.54	0.41	36.57	0.07	0.31	100.7	72
CHI-25-C-2-OI2	38.98	0.01	0.08	0.03	21.65	0.33	40.04	0.02	0.28	101.4	76
CHI-25-C-2-OI3	38.36	0	0.05	0.03	21.98	0.35	39.91	0.05	0.27	101	76
CHI-25-C-4-OI1	39.29	0.02	0.04	0	19.49	0.27	40.9	0.05	0.24	100.3	79
CHI-25-C-4-OI2	39.08	0.01	0.04	0.04	20.02	0.3	40.54	0.07	0.28	100.4	78
CHI-25-C-4-OI3	39.5	0.01	0.03	0.02	19.46	0.29	40.86	0.1	0.27	100.5	79

Código	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	BaO	SrO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	An
Porcentaje en peso de óxidos mayores												%
CHI-25-C-1-P11	53.08	0.03	29.42	0.43	0.09	0.04	0.24	12.22	4.51	0.12	100.2	60
CHI-25-C-1-P12	54.36	0.05	29.15	0.44	0.02	0.04	0.24	12.14	4.29	0.13	100.8	61
CHI-25-C-1-P13	54.29	0.07	28.06	0.59	0.07	0.04	0.33	11.18	4.71	0.19	99.5	56
CHI-25-C-1-P14	54.74	0.08	27.8	0.9	0	0.06	0.2	11.1	5.11	0.34	100.3	53
CHI-25-C-1-P15	54.5	0.07	28.8	0.49	0.05	0.04	0.23	12.02	4.8	0.17	101.2	57
CHI-25-C-1-P16	54.31	0.08	28.62	0.46	0	0.04	0.19	11.74	4.7	0.15	100.3	57
CHI-25-C-1-P17	55.83	0.12	28.05	0.6	0.01	0.03	0.22	10.7	5.28	0.29	101.1	52
CHI-25-C-1-P18	57.98	0.7	24.09	2.03	0.11	0.04	0.79	8.44	5.81	0.66	100.7	43
CHI-25-C-1-P19	55.04	0.09	28.16	0.51	0.06	0.04	0.24	11.09	4.87	0.27	100.4	55
CHI-25-C-2-P11	54.13	0.06	28.96	0.43	0	0.04	0.24	11.71	4.21	0.15	100	60
CHI-25-C-2-P12	55.73	0.09	28.21	0.5	0.01	0.04	0.22	10.88	4.84	0.28	100.8	54
CHI-25-C-2-P13	53.2	0.07	29.55	0.44	0.09	0.04	0.25	12.41	3.93	0.16	100.1	63
CHI-25-C-2-P14	54.75	0.09	28.67	0.46	0	0.04	0.26	11.47	4.6	0.23	100.6	57
CHI-25-C-2-P15	54.9	0.13	28.1	0.5	0.09	0.04	0.21	10.92	4.69	0.3	99.9	55
CHI-25-C-2-P16	55.46	0.07	27.86	0.5	0.06	0.04	0.25	10.59	5.11	0.42	100.4	52
CHI-25-C-2-P17	54.64	0.1	28.53	0.49	0.06	0.04	0.22	11.46	4.78	0.26	100.6	56
CHI-25-C-2-P18	54.8	0.13	28.07	0.64	0	0.03	0.16	10.87	4.99	0.34	100	54
CHI-25-C-2-P19	56.64	0.16	26.84	0.8	0	0.04	0.24	9.78	5.52	0.36	100.4	48
CHI-25-C-2-P110	53.16	0.11	29.18	0.48	0	0.04	0.42	11.81	4.26	0.2	99.7	60
CHI-25-C-2-P111	56.24	0.15	27.9	0.53	0	0.03	0.26	10.59	5.07	0.31	101.1	53
CHI-25-C-2-P112	56.03	0.45	26.87	1.34	0	0.04	0.73	10.32	4.72	0.4	101	53
CHI-25-C-2-P113	55.96	0.1	28.02	0.64	0.04	0.04	0.13	10.87	4.93	0.34	101.1	54
CHI-25-C-2-P114	55.99	0.09	28.01	0.76	0.05	0.06	0.21	10.88	4.93	0.29	101.3	54
CHI-100-B-1-P11	59.63	0.27	24.92	1.13	0.08	0.04	0.26	9.21	4.56	1.01	101.1	49
CHI-100-B-1-P12	56.12	0.06	27.18	0.54	0.06	0.04	0.13	10.67	5.09	0.26	100.2	53
CHI-100-B-1-P13	54.1	0.05	28.69	0.46	0.08	0.04	0.13	12.23	4.26	0.18	100.2	61
CHI-100-B-1-P14	53.95	0.02	28.95	0.48	0.1	0.05	0.12	12.43	4.09	0.15	100.3	62
CHI-100-B-1-P16	56.94	0.07	26.35	0.53	0.17	0.05	0.19	9.77	5.17	0.26	99.5	50
CHI-100-B-1-P17	54.76	0.05	27.75	0.5	0.05	0.04	0.17	11.65	4.27	0.22	99.5	59
CHI-100-B-1-P18	54.31	0.03	28.59	0.45	0.12	0.04	0.18	12.03	4.19	0.17	100.1	61
CHI-100-B-1-P19	55.75	0.06	27.55	0.55	0.13	0.04	0.12	10.75	5.01	0.23	100.2	54
CHI-100-B-1-P110	56.6	0.09	26.82	0.57	0	0.03	0.17	10.07	5.01	0.28	99.7	52
CHI-100-B-2-P11	56.39	0.07	27.42	0.45	0.05	0.04	0.14	10.38	5.11	0.23	100.3	52
CHI-100-B-2-P12	54.07	0.05	28.95	0.45	0.08	0.04	0.14	12.12	4.07	0.17	100.1	62
CHI-100-B-2-P13	56.27	0.05	27.37	0.48	0.02	0.04	0.16	10.37	4.94	0.2	99.9	53
CHI-100-B-2-P14	55.81	0.07	27.39	0.52	0	0.04	0.16	10.51	4.83	0.22	99.6	54
CHI-100-B-2-P15	57.54	0.07	26.39	0.56	0.13	0.04	0.17	9.62	5.43	0.29	100.2	49
CHI-100-B-4-P11	54.37	0.07	28.82	0.47	0	0.03	0.16	12.25	4.25	0.18	100.6	61
CHI-100-B-4-P12	57.42	0.17	26.34	0.79	0.12	0.04	0.17	9.84	5.2	0.41	100.5	50
CHI-100-B-4-P13	56.38	0.08	27.13	0.56	0.07	0.04	0.16	10.54	5.09	0.26	100.3	53
CHI-100-B-4-P14	54.21	0.05	28.8	0.5	0.01	0.04	0.15	12.07	4.17	0.14	100.2	61
CHI-100-B-4-P15	53.63	0.02	29.06	0.49	0	0.04	0.14	12.29	3.94	0.14	99.8	63
CHI-100-B-4-P17	56.24	0.07	27.29	0.6	0.18	0.05	0.16	10.33	5.11	0.24	100.3	52

Código	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mg#
Porcentaje en peso de óxidos mayores													
CHI-100-B-1-Px1	54.65	0.19	1.68	0.68	11.3	0.23	29.22	0.09	1.12	0.03	0.02	99.2	81.9
CHI-100-B-1-Px2	55.1	0.18	0.83	0.21	12.87	0.3	28.28	0.06	1.65	0.03	0.01	99.5	79.3
CHI-100-B-1-Px3	54.42	0.22	1.87	0.46	12.23	0.27	28.3	0.09	1.35	0.03	0.02	99.3	80.1
CHI-100-B-1-Px4	54.28	0.17	1.73	0.66	11.68	0.26	28.82	0.06	1.18	0.04	0.03	98.9	81.2
CHI-100-B-1-Px5	53.39	0.32	1.88	0.18	15.02	0.35	26.09	0.06	1.86	0.05	0.03	99.2	75.5
CHI-100-B-1-Px6	54.73	0.15	1.76	0.55	11.64	0.23	29.1	0.09	1.14	0.07	0.01	99.5	81.4
CHI-100-B-1-Px7	54.65	0.14	1.92	0.31	11.81	0.22	28.81	0.09	1.64	0.05	0.03	99.7	81.3
CHI-100-B-1-Px8	54.99	0.14	1.56	0.56	11.65	0.24	29.52	0.09	1.08	0.03	0.01	99.9	81.8
CHI-100-B-2-Px1	53.53	0.34	1.82	0.07	14.78	0.33	25.67	0.05	2.04	0.02	0.03	98.7	75.2
CHI-100-B-2-Px2	54.88	0.11	1.72	0.55	11.82	0.25	29.34	0.08	1.13	0.04	0.02	99.9	81.5
CHI-100-B-2-Px3	54.49	0.13	2.19	0.7	11.34	0.22	28.99	0.11	1.23	0.05	0.02	99.5	81.7
CHI-100-B-2-Px4	56.18	0.24	0.78	0.01	15.37	0.34	25.84	0.05	2.19	0.04	0.02	101.1	74.6
CHI-100-C-1-px2	54.09	0.32	1.95	0.03	14.77	0.33	27.61	0.05	1.8	0	0	100.9	77.9
CHI-100-C-2-px1	54.11	0.32	1.99	0	14.39	0.33	27.79	0.05	1.91	0	0	100.9	78.5
CHI-100-C-3-px4	54.62	0.27	1.69	0.11	12.29	0.26	29.24	0.06	2.09	0	0	100.6	82.2
CHI-25-C-1-Px1	55.1	0.3	1.21	0.04	14.06	0.33	27.6	0.08	1.85	0.02	0.03	100.6	77.4
CHI-25-C-1-Px2	55.3	0.28	1.31	0.07	12.34	0.31	28.4	0.09	2.08	0.04	0.01	100.2	80
CHI-25-C-1-Px3	55.39	0.33	1.28	0	13.07	0.31	28.27	0.07	1.87	0.04	0.02	100.7	79
CHI-25-C-1-Px4	55.33	0.23	0.68	0	13.8	0.31	27.98	0.07	1.82	0.02	0.02	100.2	78
CHI-25-C-1-Px5	54.7	0.38	0.54	0	17.21	0.41	24.75	0.05	2.14	0.04	0.04	100.3	71.5
CHI-25-C-1-Px6	55.69	0.24	0.77	0.02	12.88	0.33	28.15	0.03	2	0.03	0.04	100.2	79.2
CHI-25-C-1-Px7	54.94	0.31	0.74	0	15.58	0.35	25.8	0.05	2.27	0.05	0.05	100.1	74.3
CHI-25-C-3-Px1	54.74	0.36	2.18	0.14	13.31	0.28	27.46	0.05	2.21	0.08	0.09	100.9	78.3
CHI-25-C-3-Px2	55.26	0.32	1.64	0.15	12.46	0.33	27.94	0.03	2.1	0.04	0.04	100.3	79.6

