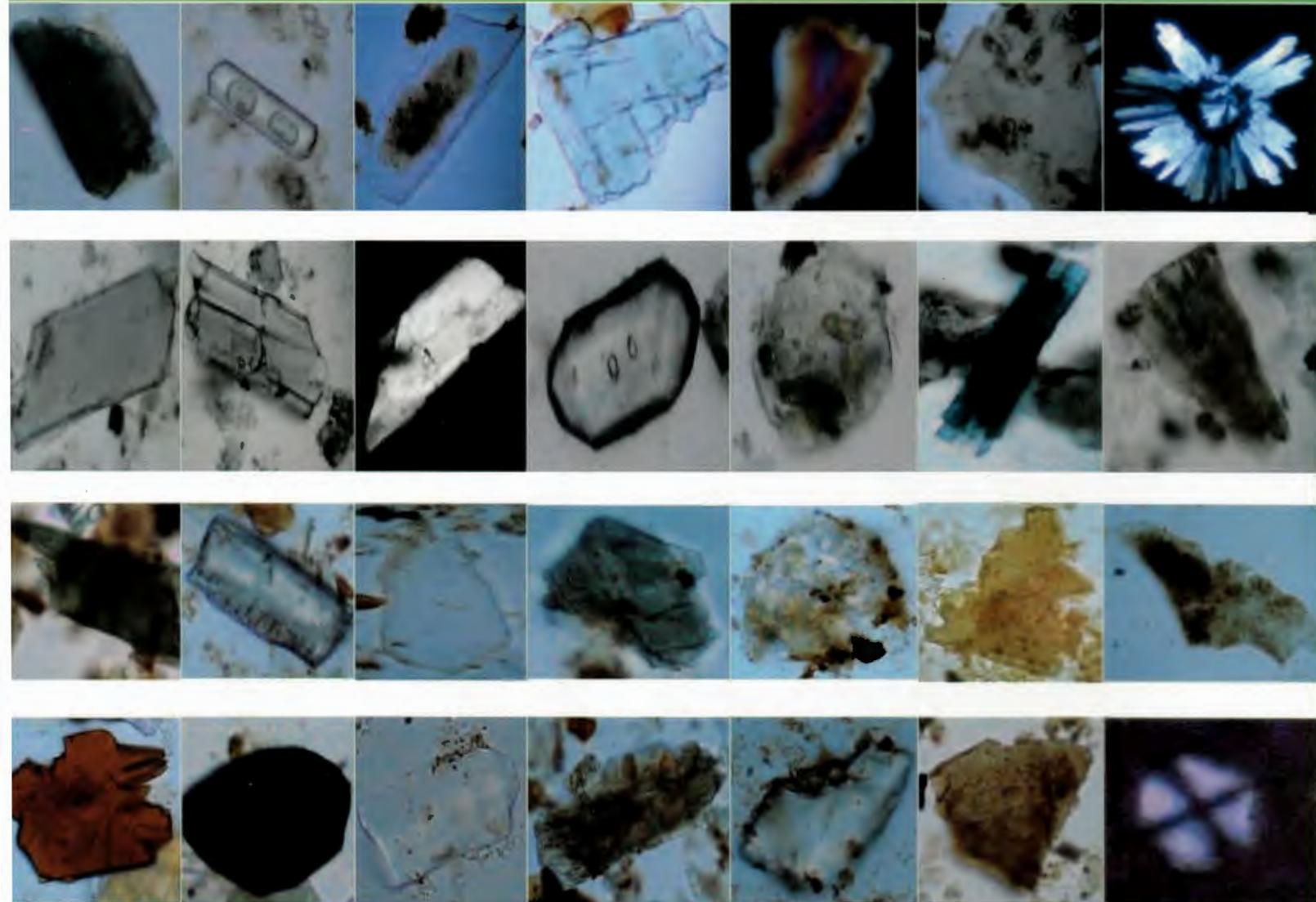


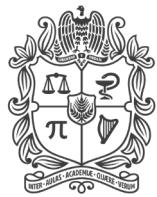
BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA

No. 55, Enero - Junio de 2024

ISSN 0120 - 3630



Microcomponentes (Minerales) en los sedimentos de fondo del embalse Riogrande II (2010 a 2013). Flórez-Molina & Parra-Sánchez



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

**BOLETÍN
DE
CIENCIAS DE LA TIERRA**

CONSEJO DE LA FACULTAD DE MINAS

Decana

Verónica Botero Fernández, PhD

Vicedecana Académica

Eva Cristina Manotas Rodríguez, PhD

Vicedecano de Investigación y Extensión

Oscar Jaime Restrepo Baena, PhD

Director de Bienestar Universitario

Santiago Arango Aramburo, PhD

Secretario Académico

Carlos Mario Sierra Restrepo, PhD

Representante de Directores de Áreas

Curriculares

Manuel Alejandro Fula Rojas, PhD

Representante de Directores de Áreas

Curriculares

Daimer Higuita López, PhD

Representante de Unidades Académicas

Básicas

Gloria Patricia Jaramillo Álvarez, PhD

Representante de Unidades Académicas

Básicas

Fernando de Jesús Guevara Carazas, PhD

Representante Profesores

Luis Hernán Sánchez Arredondo, PhD

Representante de estudiantes al Consejo de Facultad

Bleidys Thamara Valderrama Casas

Representante de estudiantes de posgrado al Consejo de Facultad

Daniel Felipe Giraldo Álvarez

COMITÉ EDITORIAL DE FACULTAD

Decana

Verónica Botero Fernández, PhD

Vicedecano de Investigación y Extensión

Oscar Jaime Restrepo Baena, PhD

Miembros

Luz Alexandra Montoya Restrepo, PhD

Néstor Ricardo Rojas Reyes, PhD

Enrique Posada Restrepo, MSc

Mónica del Pilar Rada Tobón, MSc

Miembros de apoyo

Alberto Amaya Calderón, MSc

Director Editorial UN

Andrés Pavas Martínez, PhD

Director Nacional de Bibliotecas UN

COMITÉ EDITORIAL

Editor

Néstor Ricardo Rojas Reyes, PhD

Departamento de Materiales y Minerales

Universidad Nacional de Colombia, Colombia

Editores

Gladys Bernal Franco, PhD.

Departamento de Geociencias y Medio Ambiente

Universidad Nacional de Colombia, Colombia

Carles Sanchis-Ibor, PhD.

Universitat Politècnica de València, España

Umberto Cordani, PhD.

Instituto de Geociências

Universidade de São Paulo, Brazil

Diego Villagómez Díaz, PhD.

Tectonic Analysis Ltd. Switzerland

Teresa Orozco Esquivel, PhD.

Centro de Geociencias

Universidad Nacional Autónoma de México, México

Gretchen T. Lapidus Lavine, PhD.

Dpto. de Ingeniería de Procesos e Hidráulica

Universidad Autónoma Metropolitana Iztapalapa, México

Hugo Alfonso Rojas Sarmiento, PhD.

Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia -

UPTC, Colombia

Vanesa Bazán, PhD.

Departamento de Estudios de Postgrado de la Facultad

de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan,

Argentina

Asieh Hekmat

Departamento de Ingeniería Metalúrgica, PhD.

Universidad de Concepción, Chile

Juan María Menéndez Aguado, PhD.

Departamento de Explotación y Prospección de Minas,

Universidad de Oviedo, España

CONTENT

Editorial

Classification of mineral resources. Crisco System vs. UNFC 7

Wilfredo Armando López-Piedrahita

Biogenic production and their sedimentary record: a review 11

Luis Enrique Cruz-Guevara, Luis Felipe Cruz-Ceballos & Gladys Marcela Avendaño-Sánchez

Mineralogy, granulometry and facies associated with bottom sediments in three reservoirs of Public 25

Companies in Medellín

María Teresa Flórez-Molina & Luis Norberto Parra-Sánchez

Geostatistical modeling of geochemical variables in copper porphyry type mineral deposits exploration 46

using turning bands simulation

Leonardo Cajicá-Acosta & Luís Hernán Sánchez-Arredondo

Provenance analysis of the Tena Formation in the Anzu River, Puyo – Ecuador 56

Christian Wladimir Romero-Cóndor, Heidy Liliana Cervantes-Gualuchico, Emilio José Oyague-Vergara, Sofia Tatiana Heredia-Puente, Paola Dominique Pazmiño-Aguiar, Antonio Patricio Proaño-Altamirano, María Angelica Ortiz-Mercado, Fausto Rodolfo Carranco-Andino, Erick Javier Guerrero-Tamayo & Víctor Horacio Martínez-Jiménez

Entropic and fractal analysis of the spatial distribution of seismicity in a sector of western Cuba and its 74
relationship with the tectonic regime of the Pinar Fault

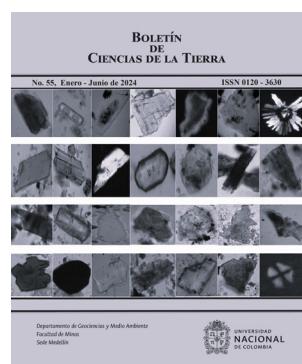
Marcos Enrique Pazo-Arango

Comparative study for minimum areas in contact with the ground of rectangular and circular isolated 85
footings working partially under compression

Arnulfo Luévanos-Rojas, Blanca Lucia Estrada-Mendoza & Mónico Juárez-Ramírez

Our cover:
Mineralogy, granulometry and facies associated with bottom sediments in three reservoirs of
Public Companies in Medellín

Authors:
María Teresa Flórez-Molina & Luis Norberto Parra-Sánchez



CONTENIDO

Editorial

7

Clasificación de recursos minerales. Sistema Crirsco vs. UNFC

Gabriel Rodríguez-García & Carlos Sabrica

Producción biogénica y su registro sedimentario: una revisión

Luis Enrique Cruz-Guevara, Luis Felipe Cruz-Ceballos & Gladys Marcela Avendaño-Sánchez

11

Mineralogía, granulometría y facies asociadas a sedimentos de fondo en tres embalses de Empresas Públicas de Medellín

25

María Teresa Flórez-Molina a & Luis Norberto Parra-Sánchez

Modelamiento geoestadístico de variables geoquímicas en exploración de depósitos minerales tipo pórfido de cobre utilizando simulación por bandas rotantes

46

Leonardo Cajicá-Acosta & Luís Hernán Sánchez-Arredondo

Análisis de procedencia de la Formación Tena en el río Anzu, Puyo – Ecuador

56

Christian Wladimir Romero-Cóndor, Heidy Liliana Cervantes-Gualuchico, Emilio José Oyague-Vergara, Sofía Tatiana Heredia-Puente, Paola Dominique Pazmiño-Aguiar, Antonio Patricio Proaño-Altamirano, María Angelica Ortiz-Mercado, Fausto Rodolfo Carranco-Andino, Erick Javier Guerrero-Tamayo & Víctor Horacio Martínez-Jiménez

Análisis entrópico y fractal de la distribución espacial de la sismicidad en un sector de Cuba occidental y su relación con el régimen tectónico de la Falla Pinar

74

Marcos Enrique Pazo-Arango

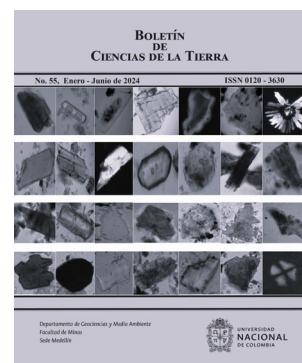
Estudio comparativo para áreas mínimas en contacto con el suelo de zapatas aisladas rectangulares y circulares trabajando parcialmente bajo compresión

85

Arnulfo Luévanos-Rojas, Blanca Lucia Estrada-Mendoza & Mónico Juárez-Ramírez

Nuestra carátula:
Mineralogía, granulometría y facies asociadas a sedimentos de fondo en tres embalses de Empresas Públicas de Medellín

Autores:
María Teresa Flórez-Molina & Luis Norberto Parra-Sánchez





Editorial

Clasificación de recursos minerales. Sistema Crirsco vs. UNFC

Wilfredo Armando López-Piedrahita

*Ingeniero de Minas y Metalurgia, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia
M.Sc., Colorado School of Mines, Golden, Colorado, USA. wilo.piedrahita@gmail.com*

Recibido: 15 octubre, 2023. Recibido en formato revisado: 20 mayo, 2024. Aceptado: 24 mayo, 2024.

Resumen

El presente artículo ha sido preparado con la intención de informar al público hispanohablante sobre el proceso de acercamiento entre la Comisión Internacional de Recursos y Reservas Minerales (CRIRSCO en Inglés) y la Comisión económica para Europa de las Naciones Unidas (UNECE en Inglés) en las reuniones llevadas a cabo entre el 22-24 de abril, 2024 en la ciudad de Ginebra, Suiza. Ambas organizaciones conformaron unos equipos de trabajo ad hoc y presentaron el documento puente entre ambos sistemas clasificatorios de Recursos Minerales: BRIDGING DOC _CRIRSCO-UNFC _BD_ECE_ENERGY_GE.3_2024_5_ENG.pdf.

Palabras clave: recursos minerales; CRIRSCO; UNECE; UNFC.

Editorial

Classification of mineral resources. Crirsco System vs. UNFC

Abstract

This article has been prepared with the intention of informing the Spanish-speaking public about the rapprochement process between the International Commission on Mineral Resources and Reserves (CRIRSCO in English) and the United Nations Economic Commission for Europe (UNECE in English) in the Called meetings held between April 2224, 2024, in the city of Geneva, Switzerland. Both organizations formed ad hoc work teams and presented the bridge document between both Mineral Resources classification systems: BRIDGE DOC _CRIRSCO-UNFC _BD_ECE_ENERGY_GE.3_2024_5_ENG.pdf.

Keywords: mineral resources; CRIRSCO; UNECE.

1 Introducción

Este documento de transición (Bridging Document) sirve como un marco fundamental para comprender la relación entre el Comité internacional de Recursos y Reservas Minerales (CRIRSCO) y los Sistemas Marco de Clasificación de las Naciones Unidas (UNFC).

Mientras que CRIRSCO se centra en informes para inversionistas y partes interesadas en el sector minero, pero en un marco de tiempo a corto o mediano plazo (presente); el objetivo principal de la UNFC es clasificar los recursos minerales y renovables desde una perspectiva más global, dentro de un marco de tiempo a largo plazo (futuro).

En este artículo se compara ambos marcos con énfasis en:

2 Contenido de los sistemas

2.1 CRIRSCO

El Comité ofrece el "La Plantilla Internacional de Reporte", que incluye definiciones estándar para términos como Recursos Minerales y Reservas Minerales. Se enfoca en la transparencia, competencia, materialidad y el objetivo es apoyar a los mercados financieros.

2.2 UNFC

Un marco basado en proyectos que clasifica la viabilidad técnico-económica y el grado de confianza en las estimaciones de proyectos de recursos minerales y renovables. Esta clasificación está más orientada a los países que no han acogido la norma CRIRSCO y no tiene una metodología para determinar la magnitud y calidad de sus recursos. Hasta el momento, las bolsas de valores y la banca internacional no respaldan esta clasificación.

3 Comparación gráficos CRIRSCO y UNFC

3.1 Competencias y cualificaciones

Ambos sistemas enfatizan la competencia y cualificaciones, exigiendo profesionales capacitados para evaluar los recursos minerales. CRIRSCO requiere un "Competent Person (CP)" para los informes públicos, mientras que UNFC recomienda "Qualified Experts". Esto último es una nueva incorporación de UNFC, que se acerca a CRIRSCO.

3.2 Confianza geológica

La confianza geológica desempeña un papel central en ambos sistemas. Los niveles de confianza de CRIRSCO (medido, indicado e inferido) se asignan directamente al eje G de la UNFC, que denota el nivel de certeza con respecto a las estimaciones de recursos minerales.

3.3 Factores modificadores

Los factores modificadores (por ejemplo, minería, procesamiento, legal y medioambiental) se consideran para convertir los recursos minerales en reservas. El eje X de CRIRSCO representa estos factores, mientras que, en la UNFC, el eje F denota la viabilidad técnica. Ver Fig. 1.

3.4 Comparación de ejes

Los ejes E, F y G en la UNFC corresponden a la viabilidad medioambiental, técnica y confianza geológica, respectivamente. CRIRSCO utiliza un enfoque similar, pero estructura sus categorías de forma distinta. Ver Fig. 2.

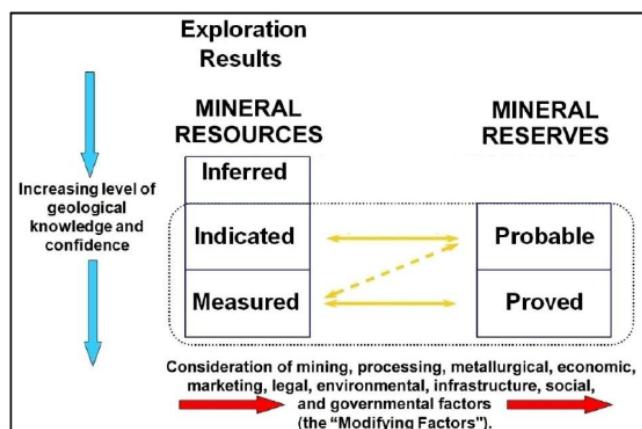


Figura 1. Clasificación CRIRSCO, vista 2D.
Fuente: CRIRSCO.

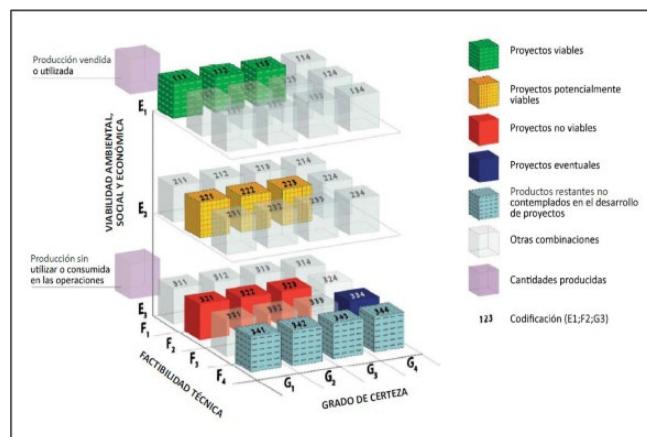


Figura 2. Clasificación Marco de las Naciones Unidas, Vista 3D.
Fuente: UNFC en Inglés.

4 Similitudes y diferencias

4.1 Similitudes

Ambos apuntan a proporcionar estándares transparentes y claros para la clasificación de recursos.

Ambos utilizan criterios consistentes para los niveles de confianza geológica.

4.2 Diferencias

- CRIRSCO se centra en los inversores, mientras que la UNFC hace hincapié en la presentación de informes globales.
- El sistema CRIRSCO se enfoca en la cantidad y calidad en el presente.
- El sistema UNFC utiliza un código numérico para clasificar los recursos, a diferencia de CRIRSCO, que utiliza una clasificación basada en la confianza geológica y elaborada por Personas Competentes.
- El sistema UNFC se enfoca más en la cantidad, que en la calidad y en los recursos del futuro.
- CRIRSCO define los Recursos Inferidos como aquellos cuya cantidad y calidad se estiman con bajo nivel de confianza. No se permite divulgar estimaciones de mineralización sub-económica, lo que limita las posibilidades de explorar información más allá de esta categoría.
- UNFC ofrece un análisis más detallado de los recursos, que permite incluir estimaciones preliminares en categorías que pueden estar fuera del alcance de los Recursos Inferidos definidos por CRIRSCO. Esto se refleja en el eje G (Confianza en la estimación), que clasifica con detalle estos recursos.

5 Recursos minerales más allá de los recursos inferidos

Este es un concepto que ha generado y genera bastante discusión entre ambos sistemas. Si bien en el documento puente no se menciona a profundidad, está muy relacionado

con el tema y el autor, que ha permanecido a diferentes comités de estudio, lo trae a colación en este artículo.

CRIRSCO: Aunque en la Fig. 1, no se determinan con claridad esos recursos, se entiende que son esos recursos fuera del gráfico, es decir son esos recursos que se encuentran como Resultados de Exploración, antes de ser clasificados como Recursos Inferidos. Dicho en otras palabras, por falta de certeza geológica no se pueden clasificar y CRIRSCO no los admite en su clasificación de recursos. Este tipo de recursos podría generar muchas excepciones e incertidumbre en los mercados de valores y en la comunidad de inversionistas a nivel mundial.

UNFC: El sistema clasificadorio de las Naciones Unidas, tiene otro objetivo, es determinar el potencial de recursos minerales en el futuro. Muchos países no han acogido el sistema CRIRSCO y por lo tanto no tienen idea de cuantos mineral tienen en sus territorios y tampoco que recursos económicos van a recibir por año de esos recursos convertidos en producción, así como tampoco pueden ordenar su territorio. Las Naciones unidas han hecho un gran esfuerzo por desarrollar un sistema clasificadorio que apoye a esos países (ver Fig. 2), que necesitan saber cuál es su potencial minero y poder tomar decisiones apropiadas. El sistema UNFC ha sido complementado en los últimos años, con recursos renovables, como energías solares, eólicas, térmicas, ...etc. es decir, este será un sistema para todo tipo de recursos, lo cual lo aleja un tanto de CRIRSCO. Pero en la opinión del autor es muy interesante, ya que permite comparar la viabilidad de diferentes tipos de proyectos; por ejemplo, un proyecto de energía solar versus energía eólica vs carbón vs energía atómica y determinar cuál es más viable de una forma sostenible.

Aunque su objetivo de clasificar recursos minerales es bastante similar, su aplicación es diferente. Esta es la razón de establecer un enlace entre las dos clasificaciones, dado que al final se complementan.

6 Comunidades y grupos de interés en el acercamiento con ambos sistemas

Involucrar a las comunidades locales y Grupos de interés (stakeholders) en entender el papel de ambos sistemas de clasificación de minerales, es crucial para la transparencia, el fomento de la confianza y la gestión sostenible de los recursos.

A continuación, se presentan un resumen de las estrategias que el autor, recomienda para involucrar a las comunidades locales y Grupos de Interés (Gremios, Profesionales, Academia, Industria, Gobierno, Organizaciones No Gubernamentales) de manera efectiva:

6.1 Consultas con las partes interesadas

- Involucrar a las comunidades locales desde el inicio del proceso.
- Realizar consultas para comprender sus inquietudes, necesidades y expectativas.
- Involucrar a los grupos de interés en la toma de decisiones relacionadas con la presentación de informes y la gestión de recursos.

6.2 Talleres comunitarios y educación

- Organizar talleres para explicar el propósito y los beneficios de los sistemas CRIRSCO y UNFC.
- Educar a los miembros de la comunidad sobre la terminología, las clasificaciones y los estándares de presentación de informes.
- Fomentar una comprensión compartida de cómo estos sistemas impactan su medio ambiente y sus medios de vida.

6.3 Transparencia y comunicación

- Comunicar abiertamente sobre evaluaciones de recursos, reservas y resultados de exploración en sus diferentes facetas.
- Compartir información sobre cómo CRIRSCO y la UNFC influyen en la planificación, el desarrollo y el cierre de proyectos y especialmente en el ordenamiento territorial.
- Actualizar periódicamente a la comunidad sobre el progreso y los cambios.

6.4 Idioma y cultura locales

- Presentar información en el idioma local y considerar matices culturales.
- Utilice ayudas visuales, diagramas y lenguaje sencillo para mejorar la comprensión.
- Respetar las costumbres y tradiciones locales durante la participación.

6.5 Participación comunitaria en la recopilación de datos

- Involucrar a los miembros de la comunidad en los procesos de recopilación de datos.
- Colaborar en estudios geológicos, evaluaciones de impacto ambiental y monitoreo.
- Empoderarlos para que contribuyan a generar informes precisos.

6.6 Distribución de beneficios y compensación

- Discutir los mecanismos de distribución de beneficios relacionados con la extracción de recursos.
- Garantizar que las comunidades locales reciban una compensación justa por sus recursos.
- Abordar cualquier impacto negativo y proporcionar medidas de mitigación.

6.7 Desarrollo de capacidades y empleo

- Capacitar a los miembros de la comunidad en habilidades relevantes (por ejemplo, geología, monitoreo ambiental).
- Crear oportunidades de empleo relacionadas con la gestión de recursos.
- Empoderar a los locales para que participen activamente en la toma de decisiones.

6.8 Compromiso a largo plazo

- Reconocer que la participación comunitaria no es un evento único.
- Establecer relaciones de largo plazo basadas en la confianza y el respeto mutuo.
- Buscar continuamente comentarios y adaptar las prácticas de presentación de informes en consecuencia.

Se debe recordar que las comunidades locales y Grupos de Interés desempeñan un papel vital en la gobernanza de los recursos. Al involucrarlos en el conocimiento de los sistemas usados en la clasificación de recursos y su importancia para el presente y futuro, las empresas pueden promover prácticas sostenibles y construir asociaciones más sólidas.

7 Conclusiones

Los gráficos de CRIRSCO y UNFC proporcionan claridad al clasificar proyectos de recursos minerales.

La clasificación en UNFC agrega una capa de precisión con el eje E (viabilidad socioeconómica).

CRIRSCO se enfoca más en los requisitos del mercado financiero, mientras que UNFC tiene una aplicación más generalizada.

La distinción entre recursos y reservas en CRIRSCO es vital para evitar el doble conteo.

Los estándares de competencia de CRIRSCO garantizan la calidad de los informes públicos.

El eje F de UNFC mejora la comprensión de la madurez técnica de los proyectos.

CRIRSCO y UNFC son herramientas complementarias para comunicar la viabilidad de los proyectos.

Los informes en ambos sistemas deben mantener el principio de transparencia.

La actualización periódica de ambos sistemas es clave para adaptarse a los cambios en la industria.

Este documento de enlace (Bridging Document) proporciona una base para desarrollar futuras directrices en la gestión de recursos.

Los sistemas son complementarios y los gráficos están diseñados para evitar duplicidades.

El documento proporciona instrucciones para alinear los informes de CRIRSCO y UNFC.

Los sistemas de clasificación de recursos CRIRSCO y UNFC, aunque tienen propósitos diferentes, se complementan y proporcionan un marco claro y transparente para la clasificación de recursos.

CRIRSCO Clasifica Recursos y Reservas. UNFC clasifica solo recursos, aunque se puede establecer el equivalente a las reservas de CRIRSCO, con los recursos clasificados como 1,1,1, 1,1,2 y 1,1,3 por el sistema UNFC.

Referencias

- [1] BRIDGING UNFC_BD_ECE_ENERGY_GE.3_2024_5_ENG.pdf DOC_CRIRSCO-
- [2] EGRM-15- 2024INF.3 UNECE CRIRSCO Guidance_Note_Use_of_CRIRSCO TemplateUNFC_BridgingDoc.pdf

W.A. López-Piedrahita, es Ing. de Minas y Metalurgia de la Facultad de Minas, Universidad Nacional sede Medellín. MSc. en Ciencias de la Colorado School of Mines. USA. Es una persona competente en estimación de recursos y reservas minerales para polimetálicos (oro, plata, cobre y zinc) en yacimientos hidrotermales y epitermales y minerales calcáreos para el cemento; en minería a cielo abierto y subterránea. Registro No: 1944130RM de la SME (USA).

Experiencia profesional:

Exsecretario General CRIRSCO 2021-2023.

Grupo GEMMA-Universidad Nacional de Colombia. Consultor. 2017- Presente.

HOLCIM Group Support, Suiza. Lead Mining Engineer. 2007-2017. Consorcio Minero del Cesar-Mina La Francia. 2005-2007.

Frontino Gold Mines. Gerente. 1977-1984. 1992-2005.

Geostat Systems International. USA. Geostadística Consultor. 1989-1992 Texas Gulf Minerals and Metals. USA. 1988-1989.



Biogenic production and their sedimentary record: a review

Luis Enrique Cruz-Guevara^a, Luis Felipe Cruz-Ceballos^b & Gladys Marcela Avendaño-Sánchez^b

^a Grupo de Investigación en Geofísica y Geología Aplicada, Universidad Industrial de Santander– UIS, Bucaramanga, Colombia. * lecruz@uis.edu.co

^b Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA), Universidad Industrial de Santander – UIS, Guatiguará, Piedecuesta, Colombia.

luisfelipecruzgeo@hotmail.com, gmas48@hotmail.com

Recibido: 28 julio 2023. Recibido en formato revisado: 16 enero 2024. Aceptado: 24 enero 2024.

Abstract

The recognized biogenic production corresponds to corporal materials, and ethological structures (ichnofossils). Ethological structures include bioturbation, bioerosion, and biogenic granule-classification structures. Biogenic materials and structures traditionally include biogenic aggregates (such as fecal pellets or castings and coprolite graptolites); bioturbation structures or ichno-structures (burrows, tracks, trails, and root penetration structures); biogenic granulo-classification or biostratification structures (algal and bacterial stromatolites of graded bedding of biogenic origin); bioerosion structures (borings, scrapings, and bitings); and biolites (e.g., reef structures). This paper presents a new classification system for biogenic materials applicable to the fossil record. It summarizes our efforts to standardize terminology, use new and existing terms, correct any contradictions in some terms, and facilitate teaching and learning processes related to this subject. In our proposal, biogenic production is used for any materials or structures produced, built, modified, or used by living organisms. Biogenic production includes the following five groups: direct production (corporal, biodeposition, bioexhalation, and bioclathration materials and structures); bio-modified materials and structures (predation, bioerosion, and bioturbation); bio-built materials and structures (biofoodcaches, bioconstructions, and biostratification structures); microbial induced materials and structures; and biotools. All types of biogenic production have examples in the sedimentary record.

Keywords: sedimentology; biogenic materials; biogenic production; fossil record; nomenclature; biogenic-descriptive classifications.

Producción biogénica y su registro sedimentario: una revisión

Resumen

La producción biogénica reconocida por diferentes autores corresponde a materiales y estructuras corporales, y a las estructuras etológicas (icnofósiles). Las estructuras etológicas incluyen las estructuras de bioperturbación, las estructuras de bioerosión y las estructuras sedimentarias de bioestratificación. Tradicionalmente, las estructuras biogénicas incluyen los agregados biogénicos (tales como gránulos o castings fecales y agregados de coprolitos); estructuras de bioturbación (icnoestructuras: madrigueras, huellas, rastros, y estructuras de penetración de raíces); estructuras biogénicas de granulación o bioestratificación (estromatolitos de algas y de bacterias, laminaciones de origen biogénico); estructuras de bioerosión (perforaciones, huellas de alimentación); y biolitos (p.ej., arrecifes). Este documento presenta un nuevo sistema de clasificación de los materiales biogénicos aplicable al registro fósil. Esta propuesta resume nuestros esfuerzos para estandarizar la nomenclatura, utilizando términos nuevos y existentes, corregir cualquier contradicción en algunos términos, y facilitar los procesos de enseñanza y aprendizaje relacionados con este tópico. En nuestra propuesta, la producción biogénica se utiliza para cualquier tipo de material o estructura que los organismos producen, construyen, modifican o utilizan a lo largo de su existencia. Incluye los siguientes cinco grupos: producción directa (materiales y estructuras corporales, de biodeposición, bioexhalación y bioclathración); materiales y estructuras bio-modificados (depredación, bioerosión y bioturbación); materiales y estructuras de bioconstrucción (biofoodcaches, bioconstrucciones y sedimentos biogénicos); materiales y estructuras inducidos por microorganismos; y bioherramientas. Todos los tipos de producción biogénica tienen ejemplos en el registro sedimentario.

Palabras clave: sedimentología; materiales biogénicos; producción biogénica; registro fósil; nomenclatura; clasificaciones biogénicas-descriptivas.

1. Introduction

Organisms carry out several processes involving the production of different types of materials (shells, skeletons,

organs, tissues, body fluids, fecal, etc.). Metabolic activities of organisms that lead to the skeleton-secretion of calcium-carbonate, amorphous silica, lignin, cellulose, and phosphate. Organisms biochemically secreted most calcium-carbonate in

How to cite: Cruz-Guevara, L.E., Cruz-Ceballos, L.F. and Avendaño-Sánchez, G.M., (2024). Biogenic production and their sedimentary record: a review. *BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA*, 55, pp. 11 - 24. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.110363>



sediment [1]. Most oceanic cherts' silica is probably biogenic [1]. Carbonaceous sedimentary rocks contain a substantial amount (>approx. 15 %) of highly altered remains of the soft tissue of plants and animals [2].

The fecal material of organisms, vertebrate bones, and invertebrate skeletons have phosphate concentrations. The phosphate content in feces derived from the digestion and metabolism of dietary sources and the metabolic waste products produced by cells in the body. Vertebrate bones contain a significant amount of phosphate in the form of hydroxyapatite crystals. Some invertebrate skeletons, such as those of certain mollusks, crustaceans, and other invertebrates, also contain phosphate, e.g., Masuelloids (Muellerisphaerida), planktonic zooplankton with an organic and phosphate wall, that are mostly found in deep-water oceanic sediments [3]. Trilobite skeleton, conodont tooth, and inarticulate brachiopod shells are composed of calcium-phosphate [3].

Organisms not only form sedimentary deposits and rocks directly but also transform the original texture of the sedimentary deposits to varying degrees, but it is usually that these become the dominant control on the texture of the deposits; they are simply structures that originated through the activities of organisms (named frequently as trace fossils). Organisms carry out activities during which they modify sedimentary deposits (burrowing, stirring, and mixing deposits by organisms in their search for food or shelter, e.g., bioperturbation, pelletization by organisms, etc.) and modify rocks (e.g., bioweathering, and bioerosion).

Organisms also contributed to form biostratification or biogenic granule-classification structures (algal or bacterial stromatolitic structure and homogeneous thrombolites), a mixed biogenic-sedimentological process, direct organic production-accumulation, and mechanical trapping and baffling of external particles originate them.

Furthermore, microorganisms that drive various chemical reactions, which cause the precipitation of diverse minerals and form some materials and structures, e.g., desiccation peloids [4], phosphatic nodules, etc.; we can say that many reactions that occur in sedimentary deposits are biochemical, that is, organisms drive these reactions [1]. Organisms also use materials (biotools) to carry out some vital activities. Biogenic processes, as well as inorganic processes, play an essential role in the formation of many limestones and likely play some role in the origin of chert, phosphorites, iron-rich sedimentary rocks, and, of course, carbonaceous deposits and rocks [2].

2. Biogenic production, materials, and structures

Biogenic production (BP) refers to the process of generating or producing materials, energy, or substances through biological means. BP is defined traditionally as any organic material produced by the physiologic activities of organisms, either plant or animal. Biogenic structures [2,5-8]; biogenic sedimentary structures [9]; biological processes [1]; ethological structures [10]. Biogenic structures are frequently defined as biogenically mediated, or non-biogenic deposition followed by biogenic modification [2]. Biological processes [1] include secretion of calcium-carbonate skeletons, destruction of these skeletons by predators, trapping and baffling by organisms, pelletization by organisms, burrowing and stirring by animals,

and activities of microorganisms.

Any entity product of biological activity and productivity should be considered a biogenic material or structure (BMS). BMS is used here for any materials or structures produced, built, modified, or used by living organisms. Biogenic materials include *autochthonous* and *paraautochthonous assemblages* proposed by [11], and materials resulting from *taphonomic accumulation* in the sense of [12]. Biogenic production can contribute to the sedimentary record; they are considered *autochthonous* materials and form complex structures named biolitites. Biolitites [13] are mound-shaped structures built by the in-situ growth of skeleton-secreting (corporal) of sedentary invertebrate organisms, known as bioherms [1] or boundstone [14].

Autochthonous assemblages are composed of specimens derived from the local community and preserved in life position [11]. *Autochthonous* materials were not transported physically in the solid state after being accumulated or formed [15, 16]; otherwise, they were considered bioclast. Biogenic materials can also be accumulated (*paraautochthonous* materials) or transported after being released and deposited (*allochthonous* materials). *Autochthonous* materials include the ecologic shell beds of [17] and exclude *allochthonous* assemblages of [11] because they are *resedimented* or *reelaborated* materials. Bioclasts are biogenic materials (e.g., skeletal, etc.) transported after their initial formation and release; bioclasts are *allochthonous* materials.

According to [2], biogenic structures include the following: (1) bioturbation structures (burrows, tracks, trails, root penetration structures); (2) biostratification structures (algal stromatolites, graded bedding of biogenic origin); (3) bioerosion structures (borings, scrapings, bitings); and (4) excretion (coprolites, such as fecal pellets or fecal castings); some authors group bioherms as well as stromatolites in bioconstructions.

The aggregates of some biogenic materials are common in the sedimentological record and have received special attention from sedimentologists using specific names, e.g., aggregates of depositional materials such as coprolites, ooids, etc.; those aggregates are called grapestones by [1,2,13], and grapestone and lumps by [18]. Grapes are materials accumulated as aggregates when formed or produce, grapes of depositional materials, e.g., coprolites, ooids, etc. They should be named grapestones when preserved in the rocks. In the case of organisms that live inside or over the sedimentary deposits and form direct aggregates of corporal material, they should be named biogenic aggregates. On the contrary, if they are aggregates by erosional-depositional segregation, the aggregates of corporal bioclast should be named bioclastic aggregates.

[19] introduced an ethological classification system for trace-maker behavior. Ethological structures are defined as the tangible evidence of the activity of one or several modern or antique organisms, which records the behavior of the producer (or producers) to a more significant or lesser extent by active interaction with an organic or inorganic substrate or by sediment production [20]. Ethological structures include biodeposition, predation, bioerosion, bioturbation, and some microbial structures. Ethological structures are classified as trace fossil structures or Ichnofossils, or *Lebensspuren* [1-3,19,21-27], among others. [19] recognized that similar behaviors can result in similar

morphologies of trace fossils, which can, therefore, be classified according to their ethological functions.

Trace fossils are classified into ichnogenera based on characteristics that relate to major behavioral trails of organisms and are given generic names such as *Ophiomorpha* [2]. [19] original classification of ethological structures established five major groups: resting traces (cubichnia), dwelling traces (domichnia), combined dwelling and feeding traces (fodinichnia), crawling or locomotion traces (repichnia), and combined feeding and locomotion or briefly called grazing traces (pascichnia). The organisms that produce traces are rarely preserved with the traces; thus, the trace maker is commonly not known. Therefore, the names applied to ichnogenera and ichnospecies generally do not refer to the trace makers themselves [2].

Some of these biogenic ethological structures are also designed as specific ethological classes: biodepositions as *Digestichnia* of [28,29] and bioclaustration structures as *Impedichnia* described by [30]. Ichnology (ichnology) is a geological discipline that studies the ethological structures, the register of the living organism's behavior in natural supports [10].

Organisms live in relationships with others and with habitats and produce materials (BP). Biogenic production could be preserved in the sedimentary record as fossils if conditions are favorable (Fig. 1). Fossils are the evidence of past life on Earth.

In taphonomic studies, it is convenient to distinguish between biogenic production and taphogenic production, depending on whether the remains and/or signals have been generated from a biological entity of the past or formed by a pre-existing biogenic entity [15]. Currently, most specialists consider taphonomy as the study of post-release processes, e.g., decomposition, scavenging, transport, burial transformations, etc. Here, we concentrate on biogenic production and give examples of their register in the lithosphere.

Biogenic production, according to their specific origin, includes the following types (Fig. 2) [16]: materials and structures of direct production (corporal, biodeposition, bioexudation, and bioclaustration); materials and structures formed by biological modification of materials (predation, bioerosion, and bioturbation); materials and structures created and built by organisms (biofoodcaches, bioconstruction, and biogenic sedimentary structures); material used by organisms to assist themselves in some physiological activities (biotools); and finally, microbial-induced materials and structures.

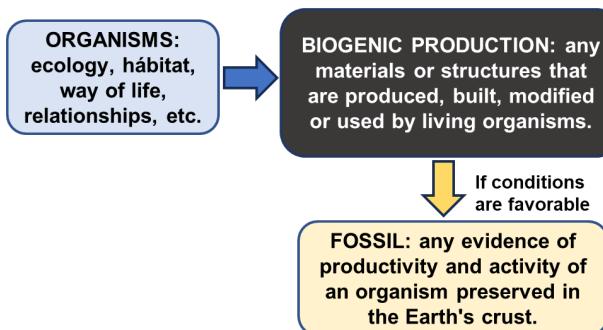


Figure 1. The relation between organisms, biogenic production, and fossils. Source: authors.

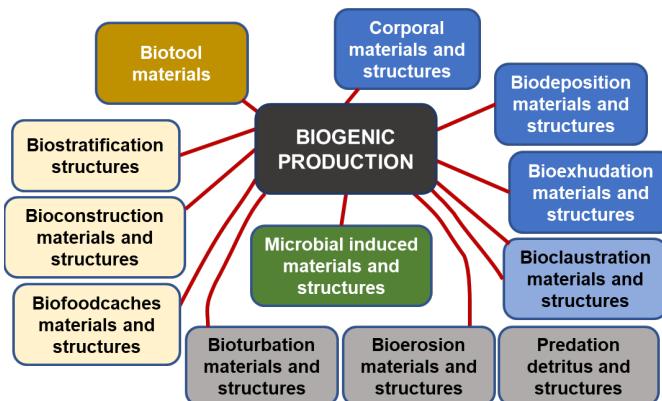


Figure 2. Biogenic production is the materials or structures produced, built, modified, or used by organisms. Blue and sky-blue box (direct production); bio-modified materials and structures (gray box); bio-built materials and structures (light yellow box); unique bio-modified-created materials and structures (green box); and biotool materials (brown box). Source: after [16].

2.1. Corporal materials and structures (CMS)

CMSs are any material made or produced by living organisms to form their bodies, including corporal biominerized (Fig. 3 and 4), corporal soft materials, abnormal biominerized, and retained-preserved gastrointestinal materials. *Corporal biominerized materials and structures* (CBMS), those skeletal and relative materials formed by normal metabolism-secretion of living organisms, named bioliths and microliths, include shells, bones, eggs shell, microskeletal components (microphytoliths and microzooliths) of [31-33].

CBMS with single or complex structures composed of different kinds of compounds like carbonates, amorphous silica, phosphate, etc. Organisms built corporal complex structures: bioherms, biostromes, biolithite, e.g., bryozoan-cnidarian colonies, rudists colonies, etc. CBMSs are common in the sedimentary record; some examples of well-preserved corporal entities are present in Solnhofen limestone (Upper Jurassic) [34]; Orsten limestone [35,36]; and Burges Shale (Upper Cambrian) [37], among others. CMSs include reproductive materials, e.g., eggs, fruits, and seeds. A particular example of CMS are eggs preserved. Eggs are evidence of an animal's physiological processes; they are preserved inside the animal or outside it [38]. Under rare circumstances, a fossil egg may preserve the remains of the once-developing embryo inside. A wide variety of different groups of animals laid eggs that have been preserved in the fossil record since the beginning of the Paleozoic. Examples include invertebrates like ammonoids [39], as well as vertebrates like fishes, possible amphibians, dinosaurs, and reptiles [40-42].

Fruit and seed fossil assemblages exceptionally preserved of Middle Eocene Messel oil shale [43]. *Corporal soft materials* (CSM) organs, tissues, eggs, skin soft parts, and intracorporeal fluid, composed by organic compounds like nucleic acids, proteins, carbohydrates (e.g., cellulose), lignin, lipids, and resins. Corporal fluids as blood, CHONS liquid compounds as antiserum, vaccines, antigens, antitoxins, serums, and toxoids (biological production of plants [44], and gases materials (biogenic methane).

Exceptional fossil deposits that preserve soft-bodied organisms provide a rare glimpse of the true biodiversity during past periods of Earth's history [45]. Cells and soft tissues preserved in fossil bones include osteocytes, chondrocytes, blood vessels, nerve fibers, nerves, and the sheets of collagen in bone matrix [46], e.g., coelacanth fish remains [47]; soft bone material [48]; evidence of CHONS matter preserved on dinosaur cartilage [49]; mineralized belemnoid cephalic cartilage [50]; DNA record on permafrost-preserved mammoth molar [51]. Corporal materials include fossilized eggs laid or retained by animals (amniote or shell-less). *Abnormal biomineralized materials and structures* (ABMS), those minerals formed by abnormal metabolism of living organisms, include: kidney stones, e.g., bear kidney stones [52]; *urolith* of [53]; natural biogenic pearl and relatives, e.g., oysters pearl [8,54,55]; and patho-gastroliths, pathological stones formed in the stomach [56].

Retained-preserved gastrointestinal materials (RPGM), ingested or undigested food materials preserved within the digestive system, represent food items that have entered the oral cavity or gastrointestinal tract and retained within them. If gastrointestinal materials are expelled or regurgitated, they are named biodepositional materials. RPGMs include consumolite, demalite, enterolite of [53], and cololites, gastrolites, and gastroliths. *Consumolite* is a fossilized food material preserved in, or partially in, the body cavity [53]. *Demalite* is a skeletal material preserved in the body cavity of an animal that does not pertain to it [53]. *Enterolites* are fossils previously considered coprolites but interpreted to represent infilled, spiral-valved intestines [53]. Enterolite is a subcategory of cololite that originates from a spiral valve. *Cololites* introduced by [57] are fecal material preserved in the gut [58,59]. *Gastrolite* sensu [60], is a fossilized wholly or partially digested food material preserved in the stomach [53]. *Gastrolith* is a hard object of no caloric value that is, or was, retained in an animal's digestive tract [53]; because of their origin, they are considered biotools.

2.2. Biodeposition materials and structures (BDMS)

BDMSs are those ingested or undigested food materials integrated by organs and/or tissue-remains, bones, scales, feathers, and invertebrate exoskeletons voided as feces or excreted (Fig. 5), vomit, or regurgitated by living organisms. BDMS include fecal pellets [1,3,13,61], gastric pellets [62]; coprolite-like mass [63]; fecal sac [64]; gastric residues and masses with fecal materials [65]; fossilized feces of material sourced from the digestive system of organisms (bromalites) [66,67]; ejected fecal materials (coprolites and regurgitalites) [68,69]; vomit ball [70].

Coprolite is an animal's fecal material larger than 1 cm, usually elongated, sub-cylindrical to ovoid [59]. Feces produced by invertebrates are much smaller and differ in composition and shape from vertebrate coprolites [59]. Most invertebrate coprolites are in the size range of 1 mm and less in their shortest dimension, and therefore, earlier workers have suggested applying the term fecal pellets [59]. [71] numerous extant carnivorous, piscivorous, and insectivorous

species – including birds, pinnipeds, varanid lizards and crocodiles, and mammals – routinely ingest food combined with a high proportion of indigestible material that can be neither absorbed through digestion nor eliminated as fecal matter. Their solution is to egest the indigestible portion through the mouth as a gastric pellet. Emetolite was proposed for fossilized gastric pellets produced by routine emesis [71]. [66] also proposed regurgitalite as a term for all material egested through the mouth, thus replacing vomit ball in McAllister's hierarchy [70,71]. Egagrópilas, known as owl pellets, are regurgitated masses of indigestible material that owls produce after consuming their prey, e.g., owl pellets of [72]. Coprolites, cololites, and regurgitalites are collectively named bromalites [66], a term that roughly corresponds with the ethological class Digestichnia [28,29]. Biodeposition structures are particularly interesting to biologists, paleontologists, and educators because they provide insights into the diet, feeding habits, and ecological-palaeoecological predator-prey relationships.



Figure 3. Corporal biogenic production (bioliths). *Serpula* sp. colony in life position, autochthonous condition of *Serpula* sp. colony. Serpula Biolilite Limestone of Rosa Blanca Formation, Lower Hauterivian (Zapatoca, Colombia).

Source: authors.



Figure 4. Corporal biogenic production (bioliths). *Exogyra squamata* inequivalve (lateral view and life position, left; dorsal view, right). Base of the Churuvita Formation (Cenomanian), in the stratigraphic section of Sáchica Town-Samaca bridge road, Colombia.

Source: authors.



Figure 5. Biodeposition materials of depositional grapes of ovoid excrement (coprolites) of *Equus ferus caballus* (horse). Examples of fossilized grapes of coprolites are presented by different authors [28,53,59], among others.

Source: authors.

2.3. Bio-exudation materials and structures (BEMS)

BEMS are those exudation materials products of normal metabolism (silks produced by insect labial glands, e.g., spiderweb, silk cocoon or pupa), or those exudation materials products of a pathological condition that are secreted by organisms when they are injured, e.g., blood, tree resin (amber, copal), latex and relatives. Pupae are the transitional life stage between the larval and adult stages in insects undergoing complete metamorphosis, such as butterflies, moths, beetles, and flies, e.g., Holometabola are insects with pupa in their life cycle [73]. A cocoon is a protective covering spun by certain insect larvae as a part of their life cycle. It is typically made of silk, produced by specialized glands in the larval body. The primary purpose of a cocoon is to provide shelter and protection for the insect during its transformation into the adult stage. There are some evidences of bio-exudation fossils, e.g., 200 Ma leech cocoon from Antarctica [45]; Eocene fossil earthworm cocoon [74,75]; fossil record of blood [76]; amber and preserved flower [77]; dung and urine have been suggested as possible DNA sources from large herbivorous animals [78,79].

2.4. Bioclaustration structures (BCS)

BCSs are structures formed by interaction when one organism, usually soft-bodied, embedded in a biolite substrate, e.g., the skeleton of another organism; it means biologically walled-up [80,81]. Their formation process was described originally by [82] and later in more detail by [83]. The infester must be soft-bodied, and the infester–host relationship is symbiotic, parasitic, or possibly mutualistic [80]. The resulting structures superficially resemble boring rows of subcircular pits connected by tunnels; the structure reflects the external morphology of the parasite walled-up [80]. The embedded organism can employ mechanisms to enlarge its dwelling, so the resulting cavities are of mixed origin, reflecting the interaction between occupant and host [82].

Examples of bioclaustration fossils are also presented by [84]: *Diorygma* Biernat, 1961, is a bioclaustration structure caused by an endoparasitic or commensal worm on Devonian atrypid brachiopods [84]; the small spiral bioclaustration structures *Helicosalpinx* Oekentorp (1969) (Devonian); *Torquaysalpinx* Ptsquellec 1968 (Devonian) [84]; and *Catellocaula vallata* [80]. These structures have been gathered into an ethological group called Impedichnia [30] because the infester operates as a limiting factor to the growth of the host; some holes traditionally ascribed to boring show distribution and morphologies more in keeping with claustration structures [82].

2.5. Predation detritus and structures (PDS)

PDS correspond to those aggregates of corporal detritus produced by predation-disarticulation-fragmentation of previously formed corporal entities (skeletons, tissue, etc.). PDS of accumulated predation-detritus, including gravel, sand, and mud-size materials. Predation is a common ecological interaction where one organism, known as the predator, captures and feeds on another organism, called the prey. Predation is a fundamental aspect of many ecosystems and

plays a vital role in regulating populations and shaping community dynamics. Predators have evolved adaptations such as sharp teeth, claws, speed, camouflage, or venom to effectively capture and subdue their prey. Prey organisms, on the other hand, have developed defensive mechanisms like camouflage, spines, toxins, or alarm calls to avoid or deter predation.

Predation is widespread across the animal kingdom. For example, lions predate zebras and antelopes, wolves prey on deer and rabbits, and hawks hunt smaller birds or rodents. However, predation is not limited to carnivores. Some herbivores, such as certain species of insects or birds, may also engage in predation by feeding on other animals, often to supplement their diet with additional nutrients. When organisms prey on others and consume them, they commonly generate remains and deposits that include the fragmented parts of the prey, e.g., when predators consume hard-shelled prey, they often break or fracture the shells to access the soft tissues inside. Predation processes are described as the degradation of calcium-carbonate skeletons into skeletal debris [1]. In certain predator-prey interactions, predators may consume their prey in specific locations, leaving evidence of the kill. These sites can accumulate fragments of bones, fur, feathers, or other remains because of repeated predation events, e.g., caves and rock shelters were the final destination of the food transport trajectories of humans and other predators [85-88].

Deposits formed by predation are described also as faunal accumulations [89]; and shell-crushing accumulation by durophagous and opportunistic-generalists, most probably fishes [90]. Predation also creates structures and traces made by organisms engaging in durophagy, performed on hard-shelled materials (holes, scratch, feeding traces, etc.), or structures made by organisms in bones while depredating (feeding or predation traces), e.g., bite marks caused by fish [91]; termite boring on woods [92]; drill hole attributed to gastropod predation [93]; lineated perforation by mosasaur predation [94]. These predation traces and structures are included in bioerosion structures.

2.6. Bioerosion structures (BES)

BES are structures excavated mechanically or biochemically by an organism into a rigid inorganic substrate [5]. Those special structures product of the destruction of consolidated (hard) substrates, inert substrates [95]. Bioerosion term was proposed by [96]. Bioerosion structures made on inert consolidated substrates are ethological structures as well as sedimentary structures [20]. BES include bioerosion made on hard parts of the anatomy of living organisms of [20] (borings, scrapings, and bitings). Some predators, such as certain snails or predatory gastropods, have specialized radulae (rasping tongues) or radular teeth that they use to drill holes through the shells of their prey.

Marine organisms like boring sponges, bivalves (e.g., shipworms), or polychaete worms can create these burrows and tunnels as they feed on or inhabit the hard shells of other organisms. BES also includes scratch marks of [52] made by organism's claws in some materials like wood or rocks when delimiting territories (delimiting traces); and Bärenschliffe (animal polished rock surfaces) are smooth, polished, and often

shining surfaces, thought to be caused by passing bears or other animals rubbing their fur along the walls [52]. These structures and traces created by organisms engaging in durophagy provide essential evidence for understanding past predator-prey interactions, ecological relationships, and the adaptations of predators to consume hard-shelled prey. BES offers valuable insights into the behaviors, feeding strategies, and evolution of organisms involved in predation. See the interaction organisms with hard substrate [97]. Bioerosional marine trace fossils catalogue is presented by [84].

2.7. Bioturbation materials and structures (BTMS)

BTMS include biogenic sedimentary structures of [5]; nonbiogenic deposition followed by biogenic modification [2]. BTMS are part of ethological structures [10]. BTMS formed by biological reworking include remobilization-reorientation, mixing and segregation of previously formed sedimentary deposit [98]. Those that involve distortion and/or destruction by organisms of the arrangement and/or stratification of unconsolidated substrates [20]. Crawling, resting, and dwelling activities made by living animals or plants, include among others: footprints, tracks, borings, burrows (Fig. 6), root penetration structures [99], nest insect larvae [100]; icnites with print skin [101,102], among others.

Burrows are tunnels or holes in the ground created by certain animals for various purposes, such as shelter, nesting, protection from predators, foraging, reproduction, or hibernation-thermoregulation. Burrowing behavior is widespread among invertebrates and vertebrates, and different species have evolved various burrowing strategies based on their ecological needs and habitats. Examples of animals known for creating burrows include rabbits, badgers, foxes, groundhogs, and a lot of invertebrates. Tracks are features produced over loose materials or cooling lavas (named icnites when fossils), e.g., track left by the tail of a reptiles, footprints; bear footprints preserved in volcanic ashes [103]; etc. Borings are bioperforation, they are part of burrows.

Bioturbation structures include also microbial peloids of [4,19], and microbially induced sedimentary structures [104,105], materials described and included after in the text. Bioturbation also produces bio-detritus waste dumps (BDWD). Animal activity produces debris dumps when they build their galleries and throw the excess material outside (see Fig. 7). BDWD includes bio-depositional excavation dumps and pellets, pseudo-feces, filings, and other residues of bio-eruptive activity of [10], not fecal or regurgitalites. BDWD includes pseudo-feces and fecal castings [2,106-108].

Burrows, track-sand boring are present in the sedimentological record, e.g., spiral burrows of rodents [21]; vertebrate footprint [24]; fossil worm burrows [109], among others. Contrasting textures of discontinuous burrows created by bioturbation of sediments (e.g., microorganisms, fungi and worms' burrows) are designed as burrow-mottled sediments or mottled structures [1,110]. Mottled structures are a general term describing an irregular, splotchy arrangement of two contrasting kind of sediments, with different colors (gray and light green), created by effects of bioturbation in which the infilling of burrows create discontinuous structures [1].



Figure 6. *Thalassinoids*, horizontal ramified to T-branched box-works, mazes, and shafts, unlined and unornamented. Arenisca Dura Formation, Upper Cretaceous, Iza, Colombia.

Source: authors.

The study of bioturbation is essential in understanding the interactions between organisms and their environment, as well as the ecological functions they provide within ecosystems. Moreover, the presence and characteristics of burrows in sedimentary rocks can provide valuable information about past environmental conditions and the behaviors of ancient species. More information about bioturbation structures and ichnofossils see [5,10,26,111-114], among others.

2.8. Biofoodcaches materials and structures (BFMS)

BFMS are those buried and stored food by organisms throughout the year in nests or even pressed into the bark of trees or in the soil, e.g., surplus food, bones, and pollen. Animals engage in food caching as a survival strategy, particularly in environments where food availability fluctuates or where they need to prepare for periods of scarcity, such as winter or during migration. These animals, by creating food caches, can ensure a steady food supply when resources become limited; this behavior is observed in various species, including mammals, birds, and insects.

Honeybees store nectar, squirrels' stock up nuts, ants collect plant detritus, dogs bury bones, bird gather fruits, etc. The food caches process involves collection, transportation, hiding or burial and retrieval. The investigation of fossils food caches can shed light on the paleo-vegetation and paleofauna as well as on various aspects of the paleoecology and paleoclimate [115]. Fossil foodcaches are rare in the geological record [115]. Geologically oldest examples of food hoarding [116-118]. Examples of BFMS fossilized are: Miocene *Celtis* silicified tree stump with burrow filled and an accumulation of *Carya* nuts by Kangaroo-rat heteromyid [119]; Miocene nut cache in dunes [115].

2.9. Bioconstruction materials and structures (BCMS)

BCMS refers to constructions produced by living organisms (plants, animals, and microorganisms). Organisms make structures or habitats through natural activities to house

embryos or live in (Fig. 8). Bioconstructions are structures made by secreting skeletons and corporal entities, and construction uses external materials. Bioconstructions include colonies of tiny organisms (e.g., cnidarians or bryozoans' polyps) that secrete calcium carbonate skeletons, growing closely together and forming complex structures, e.g., reef.

Also, plants form forests, a large area dominated by trees and other woody vegetation. Forests are incredibly biodiverse ecosystems, providing habitats for various plants, animals, fungi, and microorganisms. They often support complex food webs and interactions among different species. Other organisms made bioconstructions using external materials to build dwelling and nest structures, e.g., wasp nests, beehives, termite mounds, vertebrate nests, etc.

Bioconstruction includes *coprinisphaera* (necrophagous dung beetle nest), those materials produced by reworking, transport, and use of fecal excrement materials for nest proposes [120]. These natural constructions benefit the organisms that create them and have ecological implications, as they can



Figure 7. Biodetritus waste-dumps (BDWD) are loose materials removed during the maintenance and cleaning of their shelter. A) BDWD by ants with entrance and ventilation shaft (arrow) to the shelter galleries of the colony. B) Earthworm (*Lumbricus terrestris*) castings (mud pancakes) consist of a mix of earthworm fecal matter and detritus (Piedecuesta, Colombia). Fossil evidence of BDWD is presented in [106,107,108], among others.

Source: authors.

influence habitats, nutrient cycling, and ecosystem dynamics. Some examples of fossilized bioconstruction are trilobite nests [121], ant nests [122], fossil bee nests [123], Jurassic termite nests [124], dinosaur nests [125], among others.

2.10. Biostratification structures (BS)

BSs are produced by trapping and baffling fine materials (sand, silt, and clay) by organisms; they are biogenically mediated structures. BSs include algal stromatolites by trapping and baffling [1] and biomechanical sedimentation [126]. Microorganisms carry out the biological process of trapping and sifting sedimentary materials (bioaccumulation and sedimentation). Shallow water filamentous blue-green algae, mats of leaves containing sticky organic matter (mucilage), trap fine-grained foreign particles, forming a sheet with them; the alga forms another mat that again traps foreign materials, also they intercalate sedimentary materials of diverse origin with their materials (CaCO_3 algal plates). Among the sedimentary materials trapped, it can also find diatoms, fungi, crustaceans, insects, spores, pollen, rhodophytes, and abiogenic materials are also trapped.

Algal stromatolites have many shapes, including domed cabbage heads (hemispherical) with finely irregular laminations. Stromatolites date back to the Precambrian, were common throughout the Phanerozoic, and are known from modern environments where carbonate materials are present [1,2]. Some examples of BSS are algal Proterozoic stromatolites [127], and Recent subtidal stromatolites [128,129]. Stromatolites have played a crucial role in shaping Earth's history; they represent some of the earliest evidence of life on Earth and played a significant role in the development of Earth's atmosphere. Studying stromatolites provides valuable insights into the ancient environments in which they formed. The structure and composition of stromatolites can reveal information about ancient sea levels, water chemistry, and sedimentary environments [130]. Not all geologists regard biostratification structures as trace fossils, which are not commonly included in published discussions of trace fossils [2].

2.11. Biotool materials and structures (BTMS)

BTMS refer to external materials used by living organisms to assist themselves in some physiological activities or manipulated to perform a specific function or task. Include ingestion of organic-rich clays, clays, salts, and rock fragments (e.g., stomach stone or gastrolith). Gastroliths, stomach stones, are rock fragments held inside a gastrointestinal tract, or retained in the muscular gizzard and used to grind food [53,56,131-133]. Aquatic animals, such as plesiosaurs, may have used them as ballast, to help balance themselves or to decrease their buoyancy [134]. Certain crayfish store gastroliths in their stomachs. Especially crayfish living in freshwater store these gastroliths as the presence of calcium is limited in freshwater, these gastroliths serve as a calcium source for molting [135]. Examples of biotool structures conserved as fossils include gastroliths from sauropods [133]; stomach stones in marine tetrapods [134]; among others.



Figure 8. Bioconstruction samples. A) The wasp nest of *Polistes* (Zapatoca, Colombia) comprises chewed plant fibers and saliva. B) Bird nest, made up of fibers of plant detritus, feathers, and other materials. Examples of fossilized bioconstruction are presented in [121,122,123,124,125], among others. Source: authors.

2.12. Microbial induced sedimentary materials and structures (MISS) [104,136]

There are numerous kinds of structures formed by mediation of microbes (Fig. 9), e.g., microbialite, helictites, etc., [104,105,137,138]; microbial peloids [4]; embryo fossilization [139]; and microbially induced sedimentary structures [104,105]. Microbially induced sedimentary structures are not considered as traces and neither are structures resulting from bioclaustration [140].

Microbialite is a generic name for the benthic sedimentary materials and deposits of mineral-microcrystalline (diameter $<16 \mu\text{m}$) formed with the mediation of microbes by accretion-coated or mineral precipitation-accumulation initially proposed by [141]. Being formed in situ, a microbialite can be seen as a type of boundstone where builders are microbes, and the precipitation-accumulation of carbonate is biotically induced instead of forming tests, shells, or skeletons. Microbialites can also be defined as microbial mats [142], and biofilms by [143]. Bacteria can precipitate carbonate both in shallow (e.g., cyanobacteria) and deep water so that microbialites can form regardless of the sunlight [144-146].

MISS includes the following specific types: microbial mediated cave structures (biofilms), microbial-desiccation materials and structures, microbial induced minerals, coated microbial materials and structures, and microbial-induced gases.

Microbial mediated cave structures (biofilms), microbial mediation of complex subterranean mineral structures of [137], e.g., *Helictites* a speleothem (tubular-irregular cave-formed structure) found in a limestone cave that changes its axis from the vertical at one or more stages during its growth, more information in [137].

Microbial-desiccation materials and structures, those formed by microbial activity and desiccation-weathering process of materials during eodiagenetic process, named biowathering peloids (weathering peloids or diagenetic intraclast according to [4]).

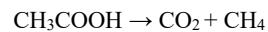
Microbial induced minerals (MIM), those crystals and minerals formed by activities of microorganisms that drive various chemical reactions, e.g., bacteria-induced mineral precipitation [1,147,148]. MIMs are also formed by biodegradation. Biodegradation is the decay or breakdown of materials that occurs when microorganisms (bacteria and fungi) use organic and inorganic materials as a source of nutrients (carbon, nitrogen, oxygen, etc.) that give them the energy to carry out their vital processes, e.g., biodegradation of basalt rock [149]; bacterial degradation of gypsum, and calcite formation [1]. These processes assist the precipitation of diverse minerals, including calcite, native sulphur, and pyrite [1,147]; siliceous sinter, geyserite, and silica scale originate by microbial silica deposition in geothermal hot waters [150]; precipitation of low-temperature dolomite from an anaerobic microbial consortium [151,152]; emerging saturated karst waters may precipitate calcite, often under biogenic mediation, to form sometimes extensive deposits of tufa or travertine, such as those of Plitvice, Croatia [3]; and microbially mediated formation of Fe-carbonate minerals under extreme acidic conditions [138].

Coated microbial materials and structures (CMMS) are those formed or grown in place by a mixed chemical coated-biogenic (microbial) process or biochemical precipitation of concentric coating of microcrystalline carbonate. CMMS form in warm,

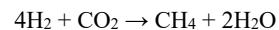
supersaturated, shallow, and highly agitated marine water intertidal environments. CMMS are materials accumulated alone or forming aggregates and are not transported physically as solid objects after their formation, e.g., ooids, algal pisolites, rhodoliths, and microbial polymetallic nodules (ferromanganese nodules). CMMSs exclude diagenetic nodules. Ooids and algal pisolites are described by [1] and as oolites by [13]. Rhodoliths by [153] and [154]. Microbial communities of the ferromanganese nodules by [155].

Microbial-induced gases, e.g., organisms directly produce methane as products of digestive processes by bacteria. Methane (CH_4) is a natural product of the digestive processes by certain microorganisms, particularly methanogenic archaea. Methane is found in the gastrointestinal tracts of several animals, including ruminants (such as cows and sheep) and other herbivores. During anaerobic digestion, bacteria and archaea break down the organic matter in the absence of oxygen, producing methane gas as a metabolic product. The methane gas is then released from the animal's digestive system through burping (eructation) and flatulence (farting).

Methane in the atmosphere has a concentration of 1.7 ppm (vol.) and is dominantly formed by biological processes [3]; biogenic methane is a biogenically mediated material. Biogenic methane in natural environments is generated by several natural processes involving aerobic (oxygen-containing) and anaerobic (oxygen-deprived) microorganisms. In the deepest, most reducing environments, methane may be produced by the actions of methanogenic bacteria using two main pathways [3]:



Alternatively,



Methane produced in this fashion may seep back into seawater to be re-oxidized to CO_2 or may be stored temporarily for thousands to millions of years as the volatile methane clathrate [3]. Methane (CH_4) is a potent greenhouse gas, and its presence in the atmosphere has significant implications for climate change. Biogenic methane is vital in the global carbon cycle and atmospheric composition. It is part of a complex interplay between methane sources and sinks, where "sinks"

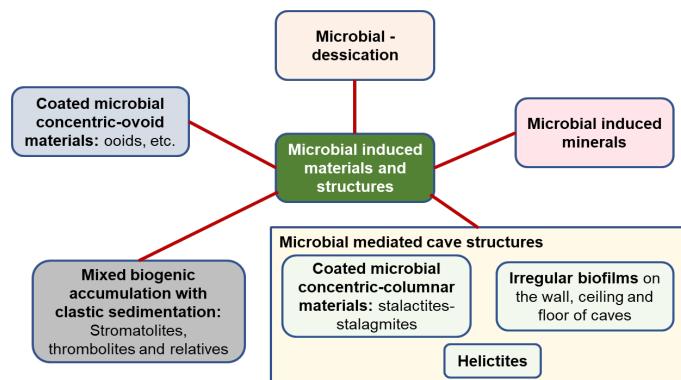


Figure 9. Microbial-induced materials and structures. *Microbialite* is a generic name for the benthic sedimentary materials and deposits of mineral-microcrystalline (diameter $<16 \mu\text{m}$) formed with the mediation of microbes by accretion-coated or precipitation-accumulation. Source: authors.

refer to processes that remove methane from the atmosphere. Some of the significant methane sinks include chemical reactions in the atmosphere and its oxidation by certain bacteria. While biogenic methane is a natural component of the Earth's carbon cycle, human activities can influence its production and release. For instance, deforestation, land-use changes, and increased agricultural practices can alter the balance of methane emissions from various sources. Changes in the distribution and abundance of wetlands due to climate change can also impact biogenic methane emissions.

3. Conclusions

Biogenic production corresponds to all materials and structures produced, built, modified, or used by living organisms.

Biogenic production includes the following five groups: directly production (corporal, biodeposition, bioexhalation, and bioclastration materials and structures); bio-modified materials and structures (predation, bioerosion, and bioturbation); bio-built materials and structures (biofoodcaches, bioconstructions, and biogenic sedimentary); unique modified-created materials and structures (microbial induced materials and structures); and bio-used materials (biotools).

Corporal materials include biomineralized normal (skeletons) and abnormal (kidney stones and biogenic pearl), retained-preserved gastrointestinal materials, and soft materials (organs, tissues, and fluids).

Biodepositional materials include ejected fecal materials (coprolites and regurgitalites).

Bioexhalation materials include silks produced by insect labial glands and exhalation materials from a pathological condition, e.g., amber, copal, latex, etc.

Bioclastration or soft-bodied embedded in a biolite substrate.

Predation structures are aggregates of corporal detritus produced by predation-disarticulation-fragmentation of previously formed corporal entities, e.g., skeletons, tissue, etc.

Bioerosion structures include bio-perforation made on hard parts of the anatomy of living organisms. Also, include scratch marks made by organism's claws in some materials like wood or rocks when delimiting territories (delimiting traces); and Bärenschliffe (polished rock surfaces by animals) smooth, polished, and often shining surfaces, thought to be caused by passing bears or other animals, rubbing their fur along the walls.

Bioturbation structures include footprints, tracks, borings, burrows, root penetration structures, and biotdetritus waste-dumps.

Biofoodcaches are structures formed from buried and stored food by organisms.

Bioconstruction includes structures made by directly secreting skeletons and corporal materials (e.g., reef, forest) and construction made using external materials, e.g., wasp nests, beehives, termite mounds, and vertebrate nests.

Biostratification structures are produced by trapping and baffling fine materials (sand, silt, and clay) by organisms; they are biogenically mediated structures, e.g., stromatolites.

Biotools are external materials living organisms use to assist themselves in some physiological activities or manipulate to perform a specific function or task, e.g., gastroliths.

Microbial-induced materials and structures include microbial desiccation, microbial-induced minerals, microbial-mediated cave structures, coated microbial concentric-ovoid, and microbial-induced gases.

Acknowledgments

Special thanks to the Universidad Industrial de Santander (UIS), and to the research groups of geophysics and applied geology, and basic and applied geology (GIGBA) of the UIS, for providing the sources and facilities for the development of this work.

Conflicts of interest

The authors declare that there are no conflicts of interest associated with this work.

References

- [1] Friedman, G.M. and Sanders, J.E., *Principles of Sedimentology*. New York: John Wiley and Sons, 1978.
- [2] Boggs, S., *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Fourth edition. New Jersey: Prentice Hall, 2006.
- [3] Selley, R.C., Cocks, R.L., Plimer, I.R., and McCall, J. Eds., *Encyclopedia of Geology* [Online]. Amsterdam: Elsevier, 2005. Available at: <https://www.sciencedirect.com/referencework/9780081029091/encyclo/pedia-of-geology>
- [4] Flügel, E., *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* [Online]. London: Springer, 2004. Available at: <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-03796-2>
- [5] Frey, R.W., Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(1), pp. 6–19, 1973. Available at: <https://archives.datapages.com/data/sepm/journals/v42-46/data/043/043001/0006.htm>
- [6] Frey, R.W., and Pemberton, S.G., Biogenic structures in outcrops and cores. I. approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, [Online]. 33(1), pp. 72–115, 1985. Available at: <https://archives.datapages.com/data/cspg/data/033/033001/0072.htm>
- [7] Curran, H.A., Biogenic structures. Their use in interpreting depositional environments [Online]. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Special publication 35, 1985. Available at: <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/books/book/1090/Biogenic-StructuresTheir-Use-in-Interpreting>
- [8] Boucot, A.J., *Evolutionary paleobiology of behavior and coevolution* [Online]. Amsterdam: Elsevier, 1990. Available at: <https://www.sciencedirect.com/book/9780444880345/evolutionary-paleobiology-of-behavior-and-coevolution>
- [9] Pemberton, S.G., Biogenic sedimentary structure, in: Middleton, G.V., Church, M.J., Coniglio, M., Hardie, L.A., Longstaffe, F.J. (eds). *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Dordrecht [Online] Springer, 2003, pp. 77–83. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3609-5_29
- [10] Gámez, J.A., y Liñán, E., Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología* [Online]. 11(2), pp. 155–176, 1996. Available at: https://www.researchgate.net/publication/264947918_Revision_de_la_terminologia_icnologica_en_Espanol
- [11] Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., and Aigner, T., Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios* [Online]. 1(3), pp. 228–238, 1986. DOI: <https://doi.org/10.2307/3514687>
- [12] Fernández, S., Fernández, Y., and Alcalá, L., Accumulation: taphonomic concept and other palaeontological uses. *Current Topics on Taphonomy and Fossilization*, 2002, pp. 37–47.
- [13] Folk, R.L., *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Texas: Hemphill's book store, 1974.

- [14] Dunham, R.J., Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Tulsa: AAPG [Online]. 1962, pp. 108–121. DOI: <https://doi.org/10.1306/M1357>
- [15] Fernández-López, S.R., Tafonomía y fosilización, en Meléndez, B. (Ed.), *Tratado de Paleontología*, Tomo I. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1999, pp. 51-107, 438-441.
- [16] Cruz-Guevara, L.E., and Cruz-Ceballos, L.F., Biogenic materials a sedimentary view, proposal for a new structure for classifying and naming of biogenic sedimentary deposits and rocks. XVI Geological Colombian Congress, Santa Marta-Colombia, pp. 383–386, 2017.
- [17] Aigner, T., Hagdorn, H., and Mundlos, R., Biohermal, biostromal, and storm-generated coquinas in the Upper Muschelkalk. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 157(1), pp. 42–52, 1978.
- [18] Tucker, M.E., and Wright, V.P., *Carbonate sedimentology* [Online]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444314175>
- [19] Seilacher, A., *Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 96, pp. 421–452, 1953.
- [20] Gámez, J.A., and Líñan, E., Ethological structures: another approach to Ichnotaxonomy. International Geological Congress, Oslo, 2008.
- [21] Barbour, E.H., Is *Daemonelix* a burrow? A reply to Dr. Theodor Fuchs. *Paper in the Earth and Atmospheric Sciences. The American Naturalist* [Online]. 29 (342), pp. 517–527, 1895. DOI: <https://doi.org/10.1086/276171>
- [22] Soergel, W., *Die Fährten der Chirotheria, eine paläontologische Studie*. Gustav Fischer, Jena, 1925.
- [23] Lessertisseur, J., Sur un bilobite nouveau du Gotlandien de L'Ennedi (Tchad, AEF.), *Cruziana* ancora. *Bulletin de la Societe Géologique de France* [Online]. 6, pp. 43–47, 1956. DOI: <https://doi.org/10.2113/gssgbull.S6-VI.1-3.43>
- [24] Kuhn, O., *Die Fährten der vorzeitlichen Amphibien und Reptilien*. Bamberg, Meisenbach, 1958.
- [25] Seilacher, A., Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology* [Online]. 3, pp. 253–256, 1964. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1964.tb00464.x>
- [26] Seilacher, A., Trace fossils analysis. *Geological Magazine*, 145(2), 2007.
- [27] Bromley, R.G., *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications* [Online]. London: Chapman and Hall, 1996. DOI: <https://doi.org/10.4324/9780203059890>
- [28] Vialov, O.S., The classification of the fossil traces of life. *Proceedings of the 24th International Geological Congress, Montreal, Section 7 (Palaeontology)*, 1972, pp. 639–644.
- [29] Vallon, L.H., *Digestichnia* (Vialov, 1972): an almost forgotten ethological class for trace fossils, in: A.P. Hunt, J. Milan, S.G. Lucas, J.A. Spielmann. Eds., *Vertebrate coprolites*. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 57, 2012, pp. 131–135.
- [30] Tapanila, L., Palaeoecology and diversity of endosymbionts in Palaeozoic marine invertebrates: trace fossil evidence. *Lethaia* [Online]. 38(2), pp. 89–99, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1080/00241160510013123>
- [31] Zuol, A., *Microfilitolitos: I. Antecedentes y terminología*. *Ameghiniana* [Online]. 29(4), pp. 353–362, 1992. Available at: <https://www.ameghiniana.org.ar/index.php/ameghiniana/article/view/2122>
- [32] Zuol, A., *Microfilitolitos: II. Análisis de las clasificaciones*. *Ameghiniana* [Online]. 32(3), pp. 243–248, 1995. Available at: <https://www.ameghiniana.org.ar/index.php/ameghiniana/article/view/2276>
- [33] Rassam, G.N., Gravesteyn, J., and Potenza, R., Eds., *Multilingual Thesaurus of geosciences*. Pergamon Press, 2013.
- [34] Barthel, K.W., Swinburne, N.H.M., and Conway-Morris, S., Eds., *Solnhofen: a study in Mesozoic Palaeontology*. Cambridge University Press, 1990.
- [35] Waloszek, D., and Muller, K.J., Cambrian ‘Orsten’-type preserved Arthropods and the Phylogeny of Crustacea, in *The Systematics Association Special Volume Series book series (SASS, vol. 55) Proc. 18th Int. Congr. Zoology*, 2003, pp. 69–87.
- [36] Maas, A., Braun, A., Dong, X., Donoghue, P.C., Muller, K.J., Olempska, E., et. al., The ‘Orsten’—More than a Cambrian Konservat-Lagerstätten yielding exceptional preservation. *Palaeoworld* [Online], 15(3-4), pp. 266–282, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2006.10.005>
- [37] Caron, J.B., Gaines, R.R., Aria, C., Mangano, M.G., and Streng, M., A new phyllopod bed-like assemblage from the Burgess Shale of the Canadian Rockies. *Nature Communications* [Online]. 5(3210), 2014. DOI: <https://doi.org/10.1038/ncomms4210>
- [38] Zelenitsky, D.K., Therrien, F., Joyce, W.G. and Brinkman, D.B., First fossil gravid turtle provides insight into the evolution of reproductive traits in turtles. *Biology letters* [Online]. 4(6), pp. 715–718, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1098/rsbl.2008.0395>
- [39] Etches, S., Clarke, J., and Callomon, J., Ammonite eggs and ammonitellae from the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) of Dorset, England. *Lethaia* [Online]. 42(2), pp. 204–217, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2008.00133.x>
- [40] Hirsch, K.F., The fossil record of vertebrate eggs, in: S.K. Donovan, Ed., *The Palaeobiology of trace fossils*. Baltimore. The Johns Hopkins University Press, 1994, pp. 269–294.
- [41] Tokaryk, T.T., and Storer, J., Dinosaur eggshell fragments from Saskatchewan, and evaluation of potential distance of eggshell transport. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 11(3), 58, 1991.
- [42] Sankey, J.T., Late Cretaceous dinosaurs, eggs, babies, fires, and drought in Big Bend National Park, Texas. *Journal of Vertebrate Paleontology Abstracts of Papers*, 25(3), 109, 2005.
- [43] Collinson, M., Manchester, S.R., Wilde, V., and Hayes, P., Fruit and seed floras from exceptionally preserved biotas in the European Paleogene. *Bulletin of Geosciences* [Online]. 85(1), pp. 155–162, 2010. DOI: <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1155>
- [44] Mehmood, T., Nadeem, F., Bilal, M., Meer, B., Meer, K., and Qamar, S.A., Chapter 25 - Biological treatment of pharmaceutical wastes, in: P. Singh, P. Verma, R. Singh, A. Ahamad, and A.C.S. Batalhão, Eds., *Waste management and resource recycling in the developing world* [Online]. Elsevier, 2003, pp. 577–600. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90463-6.00023-3>.
- [45] Bomfleur, B., Kerp, H., Taylor, T.N., and Taylor, E.L., Triassic leech cocoon from Antarctica contains fossil bell animal. *PNAS* [Online]. 109(51), pp. 20971–20974, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.1218879109>
- [46] Senter, P.J., Cells and soft tissues in fossil bone: a review of preservation mechanisms, with corrections of misconceptions. *Palaeontologia Electronica* [Online]. 25(3), art.34, 2022. DOI: <https://doi.org/10.26879/1248>
- [47] Zaton, M., and Broda, K., First record of soft tissue preservation in the upper Devonian of Poland. *PLOS ONE* [Online]. 10(11), e0142619, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0142619>
- [48] Armitage, M.H., Soft bone material from a brow horn of a Triceratops horridus from Hell Creek Formation, Montana. *Creation Research Society Quarterly*, 51, pp. 248–258, 2015.
- [49] Bailleul, A.M., Zheng, W., Horner, J.R., Hall, B.K., Holliday, C.M., and Schweitzer, M.H., Evidence of proteins, chromosomes and chemical markers of DNA in exceptionally preserved dinosaur cartilage. *National Science Review* [Online]. 7(4), pp. 815–822, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz206>
- [50] Lukeneder, P., and Lukeneder, A., Mineralized belemnoid cephalic cartilage from the late Triassic Polzberg Konservat-Lagerstätte (Austria). *PLOS ONE* [Online]. 17(4), e0264595, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0264595>
- [51] Kjaer, K.H., Pedersen, M.W., De-Sanctis, B., De-Cahsan, B., Korneliussen, T.S., Michelsen, C.S., et. al., A 2-million-year-old ecosystem in Greenland uncovered by environmental DNA. *Nature* [Online]. 612, pp. 283–309, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05453-y>
- [52] Rosendahl, W., and Döppé, D., Trace fossils from bears in caves of Germany and Austria. *Scientific Annals, School of Geology* [Online]. Special, 98, pp. 241–249, 2006. Available at: http://geonet.geo.auth.gr/12icbs/proceedings/rosendahl_doppe.pdf
- [53] Hunt, A.P., and Lucas, S.G., Classification of vertebrate coprolites and related trace fossils, in: A.P. Hunt *et al.*, (eds.), *Vertebrate Coprolites*. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, 57, pp. 137–146, 2012.
- [54] Kauffman, E.G., Giant fossil inoceramid bivalve pearls, pp. 66–68, in: A.J. Boucot. Ed., *Evolutionary Paleobiology of Behavior and Coevolution*. Amsterdam: Elsevier, 1990.
- [55] Zwaan, J.C., and Groenewoom, P., Natural Pearls from Edible ‘True Oysters’ in Zeeland, The Netherlands. *The Journal of Gemmology*

- [Online]. 34(2), pp. 150–155, 2014. DOI: <http://doi.org/10.15506/JoG.2014.34.2.150>
- [56] Wings, O., A review of gastrolith function with implications for fossil vertebrates and a revised classification. *Acta Palaeontologica Polonica*, 52, pp. 1–16, 2007.
- [57] Agassiz, L., Neue Entdeckungen über fossile Fische. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde*, pp. 675–677, 1833.
- [58] Příkryl, T., Košťák, M., Mazuch, M., and Mikuláš, R., Evidence for fish predation on a coleoid cephalopod from the Lower Jurassic Posidonia Shale of Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologische Abhandlungen* [Online]. 263(1), pp. 25–33, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0206>
- [59] Knaust, D., Invertebrate coprolites and cololites revised. *Papers in Palaeontology* [Online]. 6(3), pp. 1–39, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1002/spp2.1297>
- [60] Northwood, C., Early Triassic coprolites from Australia and their palaeobiological significance. *Palaeontology* [Online]. 48 (1), pp. 49–68, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2004.00432.x>
- [61] Moore, H.B., The faecal pellets of the Anomura. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh Proc.* [Online]. 52, pp. 296–309, 1932. <https://doi.org/10.1017/S0370164600019544>
- [62] Wang, M., Zhou, Z., and Sullivan, C., A fish-eating Enantiornithine Bird from the Early Cretaceous of China provides evidence of modern avian digestive features. *Current Biology* [Online]. 26(9), pp. 1170–1176, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cub.2016.02.055>
- [63] Hattin, D.E., Fossilized regurgitate from Smoky Hill Member of Niobrara Chalk (Upper Cretaceous) of Kansas, USA. *Cretaceous Research* [Online]. 17(4), pp. 443–450, 1996. DOI: <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0027>
- [64] Lang, J.D., Carrie A., and Gowaty, P.A., Observations of fecal sac disposal by Eastern Bluebirds. *The Condor. Bulletin of the Cooper Ornithological Club* [Online]. 104(1), pp. 205–207, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1093/condor/104.1.205>
- [65] García, J.L., and Pujana, R.R., Silicified termite coprolites in Mesquite-Like Wood from the Miocene of La Rioja, Argentina. Special Issue *Conceptual Advances in Fossil Plant Biology*. *International Journal of Plant Sciences* [Online]. 174(3), pp. 585–591, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1086/668226>
- [66] Hunt, A.P., Late Pennsylvanian coprolites from the Kinney Brick Quarry, central New Mexico, with notes on the classification and utility of coprolites. *New Mexico Bureau Mines Min. Resour. Bulletin.*, 138, pp. 221–229, 1992.
- [67] Shelton, C.D., A new method to determine volume of bromalites: Morphometrics of Lower Permian (Archer City Formation) heteropolar bromalites. *Swiss Journal of Palaeontology* [Online]. 132, pp. 221–238, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13358-013-0057-z>
- [68] Hansen, B.B., Milán, J., Clemmensen, L.B., Adolfsson, J.S., Estrup, E.J., Klein, N., et. al., Coprolites from the Late Triassic Kap Stewart Formation, Jameson Land, East Greenland: morphology, classification and prey inclusions, in Mesozoic Biotas of Scandinavia and its Arctic Territories. London, Geological Society, London, [Online]. Special Publications, 434, pp. 49–69, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP434.12>
- [69] Hoffmann, R., Stevens, K., Keupp, H., Simonsen, S., and Schweigert, G., Regurgitalites- a window into the trophic ecology of fossil cephalopods. *Journal of the Geological Society* [Online]. 177(1), pp. 82–102, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2019-117>
- [70] McAllister J., Preliminary description of the coprolitic remains from Hamilton quarry, Kansas. *Kansas Geol Survey Guidebook*, in: Kelley, P.H., Kowalewski, M., and Hansen, T.A., *Predator-Prey Interactions in the Fossil Record*. New York, Springer, 1988, pp. 195–202.
- [71] Myhrvold, N.P., A call to search for fossilised gastric pellets. *Historical Biology* [Online]. 24(5), pp. 505–517, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1080/08912963.2011.631703>
- [72] Broughton, J.M., Cannon, V.I., and Arnold, S., The taphonomy of owl-deposited fish remains and the origin of the Homestead cave ichthyofauna. *Journal of taphonomy*, 4 (2), pp. 69–95, 2006.
- [73] Sehnal, F., and Sutherland, T., Silks produced by insect labial glands. *Prion* [Online]. 2(4), pp. 145–153, 2008. DOI: <https://doi.org/10.4161/pr.2.4.7489>
- [74] McLoughlin, S., Bomfleur, B., and Mörs, T., The weird world of fossil worm cocoons. *Deposits Magazine*, 46, pp. 15–17, 2016.
- [75] Wong, S., Oldest animal sperm found inside fossilized worm cocoon. *Nature* [Online]. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1038/nature.2015.17976>
- [76] Greenwalt, D., Blood to molecules: the fossil record of blood and Its constituents. in: K. De Baets, and J.W. Huntley, Eds., *The evolution and fossil record of parasitism*. Cham [Online]. Springer, *Topics in Geobiology*, 50, 2021, pp. 377–416. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-030-52233-9_12
- [77] Sadowski, E.M., and Hofmann, C.C., The largest amber-preserved flower revisited. *Scientific Report* [Online]. pp. 13–17, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-022-24549-z>
- [78] Hofreiter, M., Betancourt, J.L., Sbriller, A.P., Markgraf, V., and McDonald, H.G., Phylogeny, diet, and habitat of an extinct ground sloth from Cuchillo Cura, Neuquen Province, southwest Argentina. *Quaternary Res* [Online]. 59, pp. 364–378, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00030-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00030-9)
- [79] Willerslev, E., Hansen, A.J., Binladen, J., Brand, T.B., Gilbert, M.T., Shapiro, B., et. al., Diverse plant and animal genetic records from Holocene and Pleistocene sediments. *Science* [Online]. 300, pp. 791–795, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1126/science.1084114>
- [80] Palmer, T.J., and Wilson, M.A., Parasitism of Ordovician bryozoans and the origin of pseudoborings. *Palaeontology* [Online]. 31, pp. 939–949, 1988. Available at: https://www.palass.org/publications/palaeontology-journal/archive/31/4/article_pp939-949
- [81] Cónsole-Gonella, C., and Marquillas, R.A., Bioclaustration trace fossils in epeiric shallow marine stromatolites, the Cretaceous-Palaeogene Yacoraite Formation, Northwestern Argentina. *Lethaia* [Online]. 47, pp. 107–119, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1111/let.12043>
- [82] Bromley, R.G., Borings as trace fossils and *Entobia cretacea* Portlock, as an example, in: T.P. Crimes, and J.C. Harper, Eds., *Trace fossils*, *Geological Journal Special Issues*, 3, 1970, pp. 49–90.
- [83] Ekdale, A.A., Bromley, R.G., and Pemberton, S.G., *Ichnology: trace Fossils in sedimentology and stratigraphy*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Short Course* [Online]. 15, 317, Tulsa, 1984. DOI: <https://doi.org/10.2110/scn.84.15>
- [84] Bromley, R.G., A stratigraphy of marine bioerosion, Macllroy, D Geological Society, London, *Special Publications* [Online]. 228, 2014, pp. 455–479. DOI: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.228.01.20>
- [85] Stiner, M.C., Food procurement and transport by human and non-human predators. *Journal of Archaeological Science* [Online]. 18, pp. 455–482, 1991. DOI: [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(91\)90038-Q](https://doi.org/10.1016/0305-4403(91)90038-Q)
- [86] Moncel, M.H., Brugal, J.P., Prucca, A., and Lhomme, G., Mixed occupation during the Middle Palaeolithic: case study of a small pit-cave-site of Les Pêcheurs (Ardèche, south-eastern France). *Journal of Anthropological Archaeology* [Online]. 27(3), pp. 382–398, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jaa.2008.03.005>
- [87] Diedrich, C.G., Periodical use of the Balve Cave (NW Germany) as a Late Pleistocene *Crocuta crocuta spelaea* (Goldfuss 1823) den: hyena occupations and bone accumulations vs. human Middle Palaeolithic activity. *Quaternary International* [Online]. 233(2), pp. 171–184, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.027>
- [88] Enloe, J.G., Middle Palaeolithic cave taphonomy: discerning humans from hyenas at Arcy-sur-Cure, France. *International Journal of Osteoarchaeology* [Online]. 22, pp. 591–602, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1002/oa.1276>
- [89] Samper-Carro, S.C., and Martínez-Moreno, J., Who let the hyenas out? Taphonomic analysis of the faunal assemblage from GL-1 of Cova del Gegant (Sitges, Spain). *Quaternary International* [Online]. 330, pp. 19–35, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.10.052>
- [90] Zatoń, M., and Salomon, M., Durophagous predation on middle Jurassic molluscs, as evidenced from shell fragmentation. *Palaeontology* [Online]. 51(1), pp. 63–70, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00736.x>
- [91] Bishop, G.A., Crab Bitten by a Fish from the Upper Cretaceous Pierre Shale of South Dakota. *GSA Bulletin* [Online]. 83(12), 3823–3826, 1972. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3823:CBAFF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3823:CBAFF]2.0.CO;2)
- [92] Sutherland, J.I., Miocene petrified wood and associated borings and termite faecal pellets from Hukatere Peninsula, Kaipara Harbour, North Auckland, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*

- [Online]. 33(1), pp. 395–414, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1080/03014223.2003.9517736>
- [93] Klompmaker, A., Karasawa, H., Portell, R.W., Fraaije, R.H., and Ando, Y., An overview of predation evidence found on fossil decapod crustaceans with new examples of drill holes attributed to gastropods and octopods. *Palaeos* [Online]. 28(9), pp. 599–613, 2013. DOI: <https://doi.org/10.2110/palo.2013.p13-026r>
- [94] Walker, S.E., and Brett, C.E., Post-Paleozoic patterns in marine predation: was there a Mesozoic and Cenozoic marine predatory revolution? In: M. Kowalewski, M. and P.H. Kelley, Eds., The Paleontological Society, papers the fossil record of predation. [Online] 8, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1017/S108933260000108X>
- [95] Liñan, E., and Gámez, J.A., Introducción a la paleontología. Zubia, 14, pp. 65–77, 1996.
- [96] Neumann, A.C., Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona Lampa*. *Limnology and Oceanography* [Online]. 11(1), pp. 92–108, 1966. DOI: <https://doi.org/10.4319/lo.1966.11.1.0092>
- [97] Martinell, J., Interacción organismos/sustrato duro: la bioerosión y sus implicaciones, en: Aguirre, E., Ed., Paleontología. Consejo superior de investigaciones científicas, Madrid, 1989, 205–222.
- [98] Häntzschel, W., and Frey, R.W., Bioturbation, in: Fairbridge, R.W., and Bourgeois, J., Eds., The Encyclopedia of Sedimentology. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson y Ross, 1978, pp. 68–71.
- [99] Kenrick, P., and Strullu-Derrien, C., The origin and early evolution of roots. *Plant Physiol* [Online]. 166(2), pp. 570–580, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1104%2Fpp.114.244517>
- [100] Howard, J.D., and Frey, R.W., Estuaries of the Georgia coast, U.S.A.: Sedimentology and biology, II. Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana Maritima*, 7, pp. 237–256, 1975.
- [101] Kim, J.Y., Kim, K.S., Lockley, M.G., and Seo, S.J., Dinosaur skin impressions from the Cretaceous of Korea: new insights into modes of preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology* [Online]. 293(1-2), pp. 167–174, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.012>
- [102] Paik, I.S., Kim, H.J., Lee, H., and Kim, S., A large and distinct skin impression on the cast of a sauropod dinosaur footprint from Early Cretaceous floodplain deposits, Korea. *Scientific Reports* [Online], 7, 16339, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16576-y>
- [103] Baales, M., and Berg, A.V., Tierfährten in der allerdzeitlichen Vulkanasche des Laacher See-Vulkans bei Mertloch, Kreis Mayen-Koblenz (Animal tracks in the Allöd period volcanic ash of the Laacher See volcano near Mertloch, Mayen-Koblenz district). *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 27, pp. 1–12, 1997.
- [104] Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., and Krumbein, W.E., Microbially induced sedimentary structures: a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research* [Online]. 71(5), pp. 649–656, 2001. DOI: <https://doi.org/10.1306/2DC4095D-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- [105] Noffke, N., Microbially induced sedimentary structures, in: Amils, R., et al. *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2014. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-27833-4_1004-4
- [106] Donaldson, D., and Simpson, S., Chomatichnus, a new ichnogenus and other trace fossils from the Wegber Quarry. *Liverpool and Manchester Geological Journal* [Online] 3(1), pp. 73–81, 1962. DOI: <https://doi.org/10.1002/gj.3350030106>
- [107] Frey, R.W., and Pemberton, S.G., Trace fossils facies models. In: R.G. Walker, Ed., *Facies models*. Toronto: Geological Association of Canada Publications. Geoscience Canada Reprint Series, 1984, pp. 189–207.
- [108] Frey, R.W., and Wheatcroft, R.A., Organism-substrate relations and their impact on sedimentary petrology. *J. Geol. Educ.* [Online]. 37(4), pp. 261–279, 1989. DOI: <https://doi.org/10.5408/0022-1368-37.4.261>
- [109] Chin, K., Pearson, D., and Ekdale, A.A., Fossil worm burrows reveal very early terrestrial animal activity and shed light on trophic resources after the End-Cretaceous mass extinction. *PLOS ONE* [Online]. 8(8), e70920, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0070920>
- [110] Moore, D.G., and Scruton, P.C., Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*. 41(12), pp. 2723–2751, 1957. DOI: <https://doi.org/10.1306/0BDA59DB-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- [111] Crime, T.P., The stratigraphical significance of trace fossils, in: Harper, J.C., Eds., *The study of trace fossils*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1970. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-65923-2_7
- [112] Frey, R.W., Ed., *The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems, and procedures in Ichnology* [Online]. Berlin: Springer-Verlag, 1975. Available at: <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-65923-2>
- [113] Knaust, D., Bromley, R.G., Eds., *Trace Fossils as indicators of sedimentary environments. Developments in Sedimentology Volume 64*. Amsterdam: Elsevier, 2012.
- [114] Buatois, L.A., Wissak, M., Wilson, M.A., and Mangano, M.G., Categories of architectural designs in trace fossils: a measure of ichnodisparity [Online]. *Earth-Science Reviews*, 164, pp. 102–181, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.009>
- [115] Gee, C.T., Sander, P.M., and Petzelberger, B.E., A Miocene rodent nut cache in coastal dunes of the Lower Rhine embayment, Germany. *Palaeontology* [Online]. 46(6), pp. 1133–1149, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.0031-0239.2003.00337.x>
- [116] Voorhies, M-R., A new genus and species of fossil kangaroo rat and Its burrow. *Journal of Mammalogy* [Online] 56(1), pp. 160–176, 1975. DOI: <https://doi.org/10.2307/1379614>
- [117] Voorhies, M-R., Vertebrate burrows, in: Frey, R.W., Ed., *The study of trace fossils* [Online]. Berlin, Springer, 1975, pp. 325–350. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-65923-2_15
- [118] Collinson, M.E., and Hooker, J.J., Fossil evidence of interactions between plants and plant-eating mammals. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 333(1267), pp. 197–207, 1991. DOI: <https://doi.org/10.1098/rstb.1991.0068>
- [119] Collinson, M.E., Plants and animal diets, in: Jones, T. and Rowe, N., Eds., *Fossil plants and spores: modern techniques*. London, The Geological Society of London, 1999, pp. 316–319.
- [120] Cantil, L.F., Sánchez, M.V., Bellosi, E.S., González, M.G., Sarzetti, L.C., and Genise, J.F., *Coprinisphaera akatanka* sp. nov.: The first fossil brood ball attributable to necrophagous dung beetles associated with an Early Pleistocene environmental stress in the Pampean region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [Online]. 386, pp. 541–554, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.06.021>
- [121] Fenton, C.L., and Fenton, M.A., Trilobite “nests” and feeding burrows. *The American Midland Naturalist* [Online] 18(3), pp. 446–451, 1937. DOI: <https://doi.org/10.2307/2420585>
- [122] Tschinkel, W.R., Subterranean ant nests: trace fossils past and future? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [Online]. 192(1-4), pp. 321–333, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00690-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00690-9)
- [123] Genise, J.F., Scuitto, J.C., Laza, J.H., Gonzalez, M.G., and Bellosi, E.S., Fossil bee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous palaeosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [Online]. 177(3-4), pp. 215–235, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00333-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00333-9)
- [124] Hasiotis, S.T., Complex ichnofossils of solitary and social soil organisms: understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [Online]. 192(1-4), pp. 259–320, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00689-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00689-2)
- [125] Reisz, R.R., Evans, D.C., Sues, H.D., and Scott, D., Embryonic skeletal anatomy of the sauropodomorph dinosaur *Massospondylus* from the Lower Jurassic of South Africa. *Journal of Vertebrate Paleontology* [Online]. 30(6), pp. 1653–1665, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1080/02724634.2010.521604>
- [126] Arche, A., Ed., *Sedimentología, del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: CSIC, 2010.
- [127] Button, A., Algal stromatolites of early Proterozoic, Wolkberg Group, Transvaal Sequence. *Journal of Sedimentary Research* [Online]. 43(1), pp. 160–167, 1973. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D7270C-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- [128] Gebelein, C.D., Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *Jour. Sedimentary Petrology* [Online]. 39(1), pp. 49–69, 1969. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D71BE0-2B21-11D7-8648000102C1865D>

- [129] Hofmann, H.J., Grey, K., Hickman, A.H., and Thorpe, R.I., Origin of 3.45 Ga conform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *GSA Bulletin* 111(8), pp. 1256-1262, 1999. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1256:OOGCSI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1256:OOGCSI>2.3.CO;2)
- [130] Logan, B.W., Rezak, R., and Ginsburg, R.N., Classification and environmental significance of algal stromatolites. *The Journal of Geology* [Online]. 72(1), pp. 68-83, 1964. DOI: <https://doi.org/10.1086/626965>
- [131] Darby, D.G., and Ojakangas, J., Gastroliths from an Upper Cretaceous Plesiosaur. *Journal of Paleontology*, 54(3), pp. 548-556, 1980.
- [132] Cerda, I., Gastroliths in an ornithopod dinosaur. *Acta Palaeontologica Polonica* [Online]. 53(2), pp. 351-355, 2008. DOI: <https://doi.org/10.4202/app.2008.0213>
- [133] Sanders, F., Manley, K., and Carpenter, K., Gastroliths from the Lower Cretaceous sauropod *Cedarsaurus weiskopfiae*, in: D. Tanke, K. Carpenter, (eds.), Mesozoic vertebrate life. New Research Inspired by the Paleontology of Philip J. Currie. Indiana University Press, 2001, pp. 166-180.
- [134] Taylor, M.A., Stomach Stones for Feeding or Buoyancy? The Occurrence and Function of Gastroliths in Marine Tetrapods. *Philosophical Transactions: Biological Sciences* [Online]. 341(1296), pp. 163-175, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1098/rstb.1993.0100>
- [135] Luquet, G., Dauphin, Y., Percot, A., Salomé, M., Ziegler, A., Fernández, M.S., et al., Calcium deposits in the Crayfish, *Cherax quadricarinatus*: microstructure versus elemental distribution. *Microscopy and microanalysis* [Online], 22(1), pp. 22-38, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1017/S1431927615015767>
- [136] Ponce, J.J., Carmona, N., y Montana, A.O., Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas. Descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. Editado por Fundación YPF, Buenos Aires, 2018.
- [137] Tisato, N., Torriani, S., Monteux, S., Sauro, F., Waele, J., Tavagna, M., et al., Microbial mediation of complex subterranean mineral structures. *Scientific Reports* [Online]. 5, 15525, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1038/srep15525>
- [138] Sánchez, M., Fernández-Remolar, D., Amils, R., Sánchez-Navas, A., Schmid, T., Martin-Uriz, P.S., et al., Microbial mediated formation of Fe-carbonate minerals under extreme acidic conditions. *Scientific Report* [Online]. 4, art.4767, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1038/srep04767>
- [139] Raff, E.C., Schollaert, K.L., Nelson, D.E., and Raff, R.A., Embryo fossilization is a biological process mediated by microbial biofilms. *PNAS Biological Sciences* [Online]. 105(49), pp. 19360-19365, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.0810106105>
- [140] Bertling, M., Buatois, L.A., Knaust, D., Laing, B., Mángano, M.G., Meyer, N., et al., Names for trace fossils 2.0: theory and practice in ichnotaxonomy. *Lethaia* [Online] 55(3), pp. 1-19, 2022. DOI: <https://doi.org/10.18261/let.55.3.3>
- [141] Burne, R.V., and Moore, L.S., Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios* [Online]. 2(3), pp. 241-254, 1987. DOI: <https://doi.org/10.2307/3514674>
- [142] Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., et al., *Atlas of microbial mat features preserved within the Siliciclastic Rock record*. Amsterdam: Elsevier, 2007.
- [143] Krumbein, W.E., Brehm, U., Gerdes, G., Gorbushina, A.A., Levit, G., and Palinska, K.A., Biofilm, Biodictyon, Biomat Microbialites, Oolites, Stromatolites, Geophysiology, Global Mechanism, Parahistology, in: W.E. Krumbein, D.M. Paterson, and G.A. Zavarzin, Eds., *Fossil and Recent Biofilms: a natural history of life* [online] on Earth. Kluwer Academic, 2003, pp. 1-28. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-017-0193-8_1
- [144] Schmid, D.U., Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil*, 9, pp. 101-251, 1996.
- [145] Laval, B., Cady, S., Pollack, J., McKay, C., Bird, J., Grotzinger, J., et al., Modern freshwater microbialite analogues for ancient dendritic reef structures. *Nature* [Online]. 407(6804), pp. 626-629, 2000. DOI: <https://doi.org/10.1038/35036579>
- [146] Chagas, A., Webb, G., Burne, R., and Southam, G., Modern lacustrine microbialites: towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy. *Earth-Science Reviews*, 162, pp. 338-363, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.012>
- [147] Folk, R.L., SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of Sedimentary Research* [Online]. 63(5), pp. 990-999, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1306/D4267C67-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- [148] Hoffmann, T.D., Reeksting, B.J., and Gebhard, S., Bacteria-induced mineral precipitation: a mechanistic review. *Microbiology* [Online]. 167(4), pp. 1-13, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1099/mic.0.001049>
- [149] Mehta, A.P., Torma, A.E., and Murr, L.E., Effect of environmental parameters on the efficiency of biodegradation of basalt rock by fungi. *Biotechnology and Bioengineering* [Online]. 21(5), pp. 875-885, 1979. DOI: <https://doi.org/10.1002/bit.260210510>
- [150] Inagaki, F., Motomura, Y., and Ogata, S., Microbial silica deposition in geothermal hot waters. *Applied Microbiology Biotechnology* [Online]. 60, pp. 605-611, 2003. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00253-002-1100-y>
- [151] Kenward, P.A., Goldstein, R.H., González, L.A., and Roberts, J.A., Precipitation of low-temperature dolomite from an anaerobic microbial consortium: the role of methalogenic Archaea. *Geobiology* [Online], 7(5), pp. 556-565, 2009. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2009.00210.x>
- [152] García, M.A., Sanz, M.E., De los Rios, M.A., and Ascaso, C., Microbial dolomite in freshwater carbonate deposits. *Sedimentology* [Online]. 61(1), pp. 41-55, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1111/sed.12047>
- [153] Harvey, A.S., Harvey, R.M., and Merton, E., The distribution, significance and vulnerability of Australian rhodolith beds: a review. *Marine and Freshwater Research* [Online] 68(3), pp. 411-428, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1071/MF15434>
- [154] Harris, P.T., Tsuji, Y., Marshall, J.F., Davies, P.J., Honda, N., and Matsuda, H., Sand and rhodolith-gravel entrainment on the mid- to outer-shelf under a western boundary current: Fraser Island continental shelf, eastern Australia. *Marine Geology* [Online], 129(3-4), pp. 313-330, 1996. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)83350-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)83350-0)
- [155] Tully, B., and Heidelberg, J.F., Microbial communities associated with ferromanganese nodules and the surrounding sediments. *Frontiers in Microbiology* [Online]. 4, 161, pp.1-10, 2013. DOI: <https://doi.org/10.3389/fmicb.2013.00161>

L.E. Cruz-Guevara, is BSc. in Geologist, in 1983 from the Universidad Nacional de Colombia, MSc. and Dr. in Geology in 2008, from the UZ, Spain. Is titular professor since 1984, of Paleontology, Sedimentology, and field Geology of sedimentary rocks at the Universidad Industrial de Santander – UIS, Colombia.

ORCID: 0000-0002-8345-4870.

L.F. Cruz-Ceballos, is BSc. in Geologist in 2017 and MSc in 2019, all of them from the Universidad Industrial de Santander – UIS, Colombia. Junior researcher sedimentology and organic geochemical. MSc Software developer in 2004, from the Andes University, Bogota. Colombia. Software senior developer.

ORCID: 0000-0002-4339-2302.

G.M. Avendaño-Sánchez, is BSc. in Geologist in 2017 and MSc in 2019, all of them from the Universidad Industrial de Santander – UIS, Colombia. Junior researcher sedimentology and organic geochemical. Software junior developer since 2023.

ORCID: 0000-0001-8215-5863.



Mineralogía, granulometría y facies asociadas a sedimentos de fondo en tres embalses de Empresas Públicas de Medellín

María Teresa Flórez-Molina ^a & Luis Norberto Parra-Sánchez ^b

^a Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia. maria.florez@udea.edu.co

^b Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Ciencias, Medellín, Colombia. lnparra@unal.edu.co

Recibido: 5 octubre 2023. Recibido en formato revisado: 1 de marzo de 2024. Aceptado: 5 de marzo de 2024.

Resumen

La mineralogía, la granulometría y las facies asociadas en los sedimentos de fondo de los tres embalses Riogrande II, La Fe y Porce II, permiten diferenciar tres episodios relacionados con la evolución de los medios sedimentarios, localizándose los depósitos limosos (episodio medio) en el contacto entre facies lacustres arcillosas (episodio inferior) y aluviales de orla distal arenoso (episodio superior). En estos embalses los datos promedios de los microcomponentes indican la predominancia de tres microfacies, inorgánica, organomineral y orgánica. El análisis de la composición granulométrica combinado con la estructura física del sedimento admite distinguir distintas áreas sedimentarias que reflejan un proceso de sedimentación poco selectiva a lo largo del embalse y que causan cierta heterogeneidad espacial de estos. En todos los casos las proporciones fueron mayores para las arenas, luego para los limos y, por último, para las arcillas.

Palabras clave: tamaño-partículas; sedimentación; microcomponentes; correlación; calidad; contaminación.

Mineralogy, granulometry and facies associated with bottom sediments in three reservoirs of Public Companies in Medellín.

Abstract

The mineralogy, grain size and associated facies in bottom sediments of three reservoirs Riogrande II, La Fe and Porce II, differentiate three episodes related to the evolution of sedimentary environments, being located silty deposits (average episode) contact between clayey lacustrine facies (bottom episode) and sandy alluvial distal border (upper episode). In these reservoirs averages microcomponents data indicate the predominance three microfacies, inorganic, organic and organomineral. The combined analysis of the composition with the physical structure supports sediment sedimentary distinguish different areas reflect a process unselective sedimentation along the reservoir and cause certain spatial heterogeneity of this. In all cases the proportions were higher for the sands, silts and then to finally, for clays.

Key words: particle-size; sedimentation; microcomponents; correlation; quality; contamination.

1 Introducción

En el sedimento se producen múltiples procesos biogeoquímicos que modifican su naturaleza y estructura. Por ejemplo, la interacción entre materia orgánica y arcillas genera agregados complejos de mayor tamaño, en los que la materia orgánica queda protegida de la biodegradación, conservándose durante más tiempo en el sedimento. Estos agregados poseen una gran capacidad de adsorción por lo que retienen iones metálicos o nutrientes. La dependencia de las formas disueltas y particuladas del entorno químico hace que el sedimento pueda constituirse una fuente de materiales, en especial nutrientes y contaminantes, cuando se alteran las

condiciones fisicoquímicas del sedimento durante su resuspensión por cambios en el flujo de agua o como resultado de la acción humana (dragado, movilización, etc.).

Los materiales que conforman el sedimento pueden tener diferentes orígenes: 1) alóctonos, procedentes de la cuenca hídrica por la meteorización del suelo y/o roca; 2) autóctonos biogénicos, formados en el propio sitio, en este caso, el embalse, como resultado de la actividad de los organismos y, 3) autóctonos precipitados en el propio embalse de forma abiótica, debido a cambios en el pH y/o Eh.

El análisis de sedimentos refleja la acumulación de sedimentos en un tiempo determinado y puede ser obtenida a partir de núcleos de sedimentos recuperados en estos

How to cite: Flórez-Molina, M.T. y Parra-Sánchez, L.N. (2024). Mineralogía, granulometría y facies asociadas a sedimentos de fondo en tres embalses de Empresas Públicas de Medellín. BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, 55, pp. 25 - 45. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.111438>

embalses Riogrande II, La Fe y Porce II, de Antioquia; dichos núcleos reflejan bien la historia de la sedimentación ocurrida en los reservorios de esos embalses, la cual, no es necesariamente lineal, y representa, en sí misma, la tasa de acumulación, expresada en cm por día, mes, año, etc., y que puede ser muy rápida, lenta, combinada y/o pulsante, aportando un mismo tipo de sedimento en cada pulso. En algunos casos pueden ser esporádicas, como cuando reciben aportes volcánicos como tefras. En todos los casos, no se garantiza a largo plazo la persistencia y la integridad de todo el material depositado debido a que existen factores de perturbación y diagénesis que modifican a posteriori el estado inicial.

La palabra facies comprende la descripción de todo tipo de materiales geológicos que permiten caracterizar, mineralógica, litológica, estructural y biológicamente un material geológico y con ello se puede deducir el origen y el ambiente de depósito del material.

Este artículo tuvo como objetivo el estudio de las facies en la mineralogía y la granulometría asociadas en los sedimentos de fondo de los embalses Riogrande II, La Fe y Porce II, como herramientas del conocimiento de la evolución ambiental de estos tres sistemas ocurrida, por lo menos, durante el periodo de muestreo entre el 2010 y el 2012.

Este artículo hace parte de los resultados del Macro Proyecto “Estudio de la problemática ambiental de los embalses La Fe, Riogrande II y Porce II de Empresas Públicas de Medellín EPM-ESP para la gestión integral y adecuada del recurso hídrico”, por las universidades de Antioquia y Nacional, sede Medellín y Empresas Públicas de Medellín, entre los años 2009 y 2016.

2 Métodos

2.1 Localización de los embalses

Los tres embalses están en el departamento de Antioquia, Colombia, Fig. 1.

Riogrande II, hace parte de los municipios de Santa Rosa de Osos, Belmira, San Pedro, Entrerríos y Don Matías entre las coordenadas $75^{\circ}32' 30''$ W – $75^{\circ}26' 10''$ W y $6^{\circ}33' 50''$ N – $6^{\circ}28' 07''$ N. Es alimentado por los ríos Grande y Chico, y la quebrada Las Animas drenando un área total de 1.041 km^2 hasta el sitio de presa (Fig. 1).

La Fe, del municipio de El Retiro, en las coordenadas $75^{\circ}30' 15''$ Oeste y $06^{\circ}06' 50''$ Norte (Fig. 1) y es alimentado por las quebradas Las Palmas, Espíritu Santo, Boquerón, San Luis y Potreritos y por bombeo de los ríos Buey, Piedras y Pantanillo.

Porce II, hace parte de los municipios de Gómez Plata, Yolombó y Amalfi, entre las coordenadas $75^{\circ}09' 14''$ – $75^{\circ}04' 59''$ W y $6^{\circ}44' 57''$ – $6^{\circ}48' 45''$ N (Fig. 1), es alimentado por el río Porce y las quebradas Guaduas y Cancana entre otras, su uso es netamente la producción de hidroenergía.

2.2 Levantamiento de la información

Para el levantamiento de la información primaria se seleccionaron en total 14 estaciones de muestreo en Riogrande II, siete en La Fe y 12 en Porce II. En cada uno de

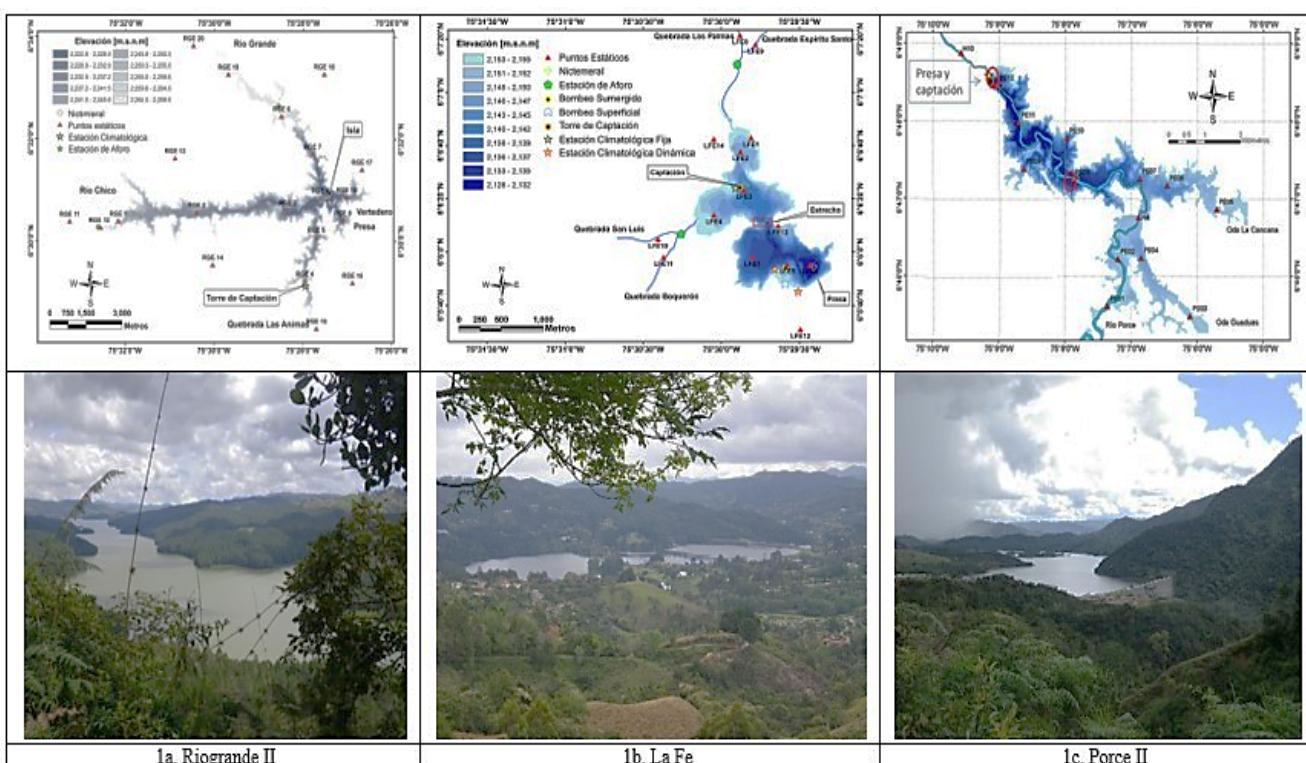


Figura 1. Ubicación de los embalses de interés.

Fuente: Adaptado de [1 y 2].

los embalses se definieron tres puntos de muestreo. En Riogrande II, en las estaciones cercanas a los brazos de la quebrada Animas (Estación 5), río Chico (Estación 2) y río Grande (Estación 7); en La Fe, en la Torre de Captación (Estación 3), a la entrada de las quebradas San Luis y Boquerón (Estación 4) y después del bombeo del río Pantanillo (Estación 7) y, en Porce II, en la entrada del río Porce (Estación 2), después de la confluencia de este río con las quebradas Guaduas y Cancana (Estación 7) y cerca de La Presa (Estación 12).

En cada una de las estaciones se tomaron dos núcleos de sedimentos con un nucleador de gravedad UWITEC, que permite recuperar núcleos de sedimentos de entre 50 y 70 cm, en tubos de Propileno de 6 cm de diámetro. Cada núcleo fue protegido en sus extremos con tapones propios para el tubo y luego se empacaron en bolsas de plástico negras bien selladas y se refrigeraron. En total, se tomaron 6 núcleos por embalse, tres para el trabajo de laboratorio y tres como testigo para un total de 18 núcleos.

En el laboratorio se seleccionaron los núcleos para preservar y los otros para el trabajo de investigación, estos últimos, se abrieron por la mitad para realizar una descripción estratigráfica y fueron seccionados al centímetro para su posterior tratamiento y la observación de los microcomponentes (1 y 2).

Cada centímetro fue dispersado en una mezcla de isopropanol y amoniaco, posteriormente se lavaron, y se separaron los macro restos con un tamiz de 104 μm . El residuo fino se preservó en una solución de etanol y luego se montó una alícuota de tres microlitros en una resina, Bálsamo de Canadá, de índice de refracción 1,64. El conteo se llevó hasta alcanzar 300 granos en varias transversales al azar.

3. Resultados y Discusión

3.1 Microcomponentes

Para estos tres embalses, los materiales analizados fueron nombrados como microcomponentes, y se agruparon de acuerdo con la Tabla 1. De la siguiente forma:

- 1) Por su naturaleza: orgánicos, organominerales, inorgánica, silicofósiles
- 2) Por el grado de organización: estructurados, mixtos, líticos, mineraloides, minerales (félscicos, máficos y opacos) y minerales de neoformación), y
- 3) Con base en sus propias características: fitoclastos, zooclastos, celulosa, carbón vegetal, polen, esporas, tecamebas, hifas, micelios y esporas de hongos; grumos (agregados organominerales), resinas, coágulos. Películas de Fe y Mn; fragmentos de matriz y de roca, vidrio volcánico; minerales cristalinos, óxidos e hidróxidos; diatomeas, fitolitos, desmidíaceas, espículas de esponjas).

De esta clasificación se excluyen los macro restos (>230 micras), como raíces, semillas, etc.

En el sedimento se producen múltiples procesos biogeoquímicos que modifican su naturaleza y estructura. Por ejemplo, la interacción entre materia

Tabla 1.
Clasificación de microcomponentes en los sedimentos.

Orgánicos	Estructurados	Fitoclastos Zooclastos Celulosa Carbón vegetal Polen y Esporas Tecamebas Tejidos fúngicos
		Grumos, Resinas Coágulos y Películas de Fe y Mn
Organo Minerales	Mixtos	Fragmentos de Matriz y de roca
	Líticos	Vidrio volcánico
Inorgánicos	Mineraloides	Feldespatos Plagioclásas Anfíboles Piroxenos Cuarzo, Circón Biotita, Moscovita, Clorita Ilmeno-magnetita Epidota, Rutilo
	Minerales Félsicos	
	Máficos	
	Opacos	
	Minerales de neoformación	Óxidos e hidróxidos de Fe y Mn
	Silicofósiles	Diatomeas, Fitolitos, Desmidíaceas, Espículas de esponjas

Fuente: Adaptado de [3].

orgánica y arcillas genera agregados complejos de mayor tamaño, en los que la materia orgánica queda protegida de la biodegradación, conservándose durante más tiempo en el sedimento. Estos agregados poseen además una gran capacidad de adsorción por lo que retienen iones metálicos o nutrientes, que en ausencia de estos agregados se mantendrían en disolución. La dependencia de las formas disueltas y particuladas del entorno químico hace que el sedimento pueda constituir una fuente de materiales, en especial nutrientes y contaminantes, cuando se alteran las condiciones fisicoquímicas del sedimento durante su resuspensión por cambios en el flujo de agua o como resultado de la acción humana (dragado, movilización, etc.).

3.2 Litofacies y microfacies sedimentarias en los embalses

Los testigos sedimentarios han permitido determinar las características litológicas de los sedimentos de los embalses; las cuales fueron observadas durante tres años de muestreo (2010, 2011 y 2012), pudiéndose determinar diferencias en las texturas, en el color, en el olor, en la composición y en el contenido de materia orgánica de los sedimentos tanto entre las estaciones como en los períodos de muestreo y estas diferencias en muchos casos podrían asociarse a los fenómenos de El Niño (desde marzo hasta mayo del 2010) y de La Niña (desde mayo de 2010 hasta mayo del 2012) registrados en la zona [4]. Con todas estas características se definieron las lito facies y las microfacies en cada embalse como se presenta a continuación.

3.2.1. Embalse Riogrande II

Litofacies. Utilizando como criterios el tamaño del grano, en los núcleos recuperados en el embalse se han definido dos litofacies: limos y paleosuelos (Figs. 2 y 5).

Limos. Comprende cuatro microfacies: limos, limos grumosos, limos vesiculares, y limos fibrosos; todos laminados y originados a partir de saprolitos ígneos, metamórficos, y de cenizas volcánicas presentes en el vaso.

Su color varía entre un 2.5Y4/4 pardo oliva, un 5Y4/3 4/4 o 4/1 o 3/2 o 3/1, oliva, gris oscuro, gris oliva oscuro o gris oliva muy oscuro hasta un N4/0 gris oscuro; un 10YR3/6 pardo amarillento oscuro, 2.5Y4/4 pardo oliva; 5YR2.5/2 pardo rojizo oscuro. Cuando son fibrosos el color es 5Y4/3 oliva o 2.5Y4/4 pardo oliva, y cuando son vesiculares son 10YR3/6 pardo amarillento oscuro.

Estos colores estarían relacionados con procesos de óxido reducción con predominancia a la reducción frente a la oxidación lo que indicaría estados muy anóxicos en el fondo del embalse. Cuando los sedimentos se exponen al aire estos se oxidan rápidamente.

De los tres núcleos recuperados en el embalse todos son limosos excepto del núcleo ubicado en la estación 2 (RGN2) que a los 17 cm presenta un paleosuelo subyacido por unos limos arenosos y el núcleo fue recuperado en la estación 5 (RGN5) que a los 30 cm presenta, igualmente, un paleosuelo. En estos limos las cantidades promedias de microcomponentes son inorgánicos en un 41.63% representados por minerales félscicos tales como los feldespatos, las plagioclasas y los cuarzos; además se observa, hornblendita verde y las augitas. Los minerales opacos están en muy baja proporción al igual que los minerales de alteración, hay trazas de olivino y circones. Le siguen en proporción los silicofósiles en un 26.65%, luego los organominerales en un 20.6%, por último, los orgánicos en un 11.13%.

La laminación fina observada en los tres núcleos podría corresponder a cambios en el aporte clástico durante la sedimentación, por procesos biológicos o fisicoquímicos, generalmente, de baja energía [5]. Esta puede estar controlada por la profundidad y la morfología del embalse, en ausencia de bioturbación. Una condición común en ambientes anaeróbicos, y donde las corrientes cercanas al piso del embalse están ausentes. El desarrollo de láminas está condicionado por factores ambientales, en particular por la precipitación y por la insolación.

La presencia de grumos podría estar indicando estabilidad sedimentaria; mientras que las vesículas marcarias, la acumulación de gases principalmente metano y sulfuros, que por presión estallan, son bastante significativas en determinados estratos.

Paleosuelos. Ésta facie se encontró entre los 17 y 23 cm de profundidad del núcleo recuperado en la estación 2 (RGN2) localizada a la entrada del río Chico al embalse) y entre 30 y 36 cm de profundidad base del núcleo recuperado en la estación 5 (RGN5) localizada a la entrada de la quebrada Animas.

En la estación 2, el paleosuelo es de color 5Y3/2, gris oliva oscuro, contiene abundante materia orgánica aún reconocible

constituida principalmente por hojas, pequeños trozos de tallos, semillas y fibras principalmente de pinos, que están sujetas por una matriz arenolimosa, no plástica y no pegajosa, la relación de materia orgánica versus matriz es del orden de 9:1. Este paleosuelo presenta un ligero olor a metano y marca claramente una diferencia entre los limos y el suelo que se encuentra completamente sumergido. Los límites son netos con los estratos superior e inferior.

El paleosuelo de la estación 5, tiene un color 5Y3/2, gris oliva oscuro en la parte superior y 5Y4/2, gris oliva en la parte inferior como el descrito en la estación 2, tiene abundante materia orgánica, matriz limo arenosa no plástica y muy pegajosa muy oscura; la relación de materia orgánica versus matriz es del orden de 8:2. También tiene un ligero olor a metano y marca claramente una diferencia entre sedimentos de lago y un saprolito limo arenoso que lo subyace. Los límites son netos con los estratos superior e inferior, respectivamente.

En estos paleosuelos las cantidades más altas de microcomponentes son orgánicos (hifas de hongos) y los fitolitos. Se observan minerales como biotita, moscovita, hornblendita, augita y feldespatos. En menor cantidad están los organominerales, especialmente grumos. No hay diatomeas.

Microfacies. Con base en el contenido de microcomponentes (minerales: cristalinos, opacos y de neoformación; los silicofósiles como fitolitos y diatomeas; los microcomponentes orgánicos como polen, esporas, hifas, zooclastos y fitoclastos, entre otros y, los organominerales como resinas, grumos y coágulos); materia orgánica, color y estructuras sedimentarias, para el embalse se han definido tres microfacies orgánica, inorgánica y organomineral. Una descripción de ellas es como sigue (Figs. 2 y 5).

Orgánica. Definida por la presencia de partículas orgánicas para este embalse en valores promedios durante todos los ocho muestreos (del 2010 al 2012) de 11.15%, tales como granos de polen y esporas bien preservados pardos, hifas, micelios y esporas de hongos de colores pardos oscuros, tejidos vegetales pardos claro, oscuros y hasta negros y en menor cantidad tejidos de animales en los cuales aún es posible observar pelos y algunas partes bien diferenciables de organismos zoo-planctónicos y son comunes los filamentos celulósicos [6]. Estos microcomponentes están bien preservados, son fácilmente distinguibles, los elementos polínicos y los microcomponentes orgánicos son escasos. Otros microcomponentes orgánicos son las tecamebas, crisoficeas y las cianoficeas que han sido consideradas por algunos autores como silicofósiles, pero por su origen orgánico se asumen dentro de este grupo.

El análisis de microcomponentes y la estructura física del sedimento permite distinguir distintas áreas sedimentarias que reflejan un proceso de sedimentación poco selectiva a lo largo del embalse, lo cual genera cierta heterogeneidad espacial en él.

Inorgánica. Definida por la presencia de minerales y silicofósiles con valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 – 2012) de 41.63% para los primeros y de 26.65% para los segundos. Estos materiales están altamente relacionados con el tamaño granulométrico más grueso del

embalse, las arenas. Los minerales de origen volcánico predominan sobre los demás de otros orígenes, siendo dominantes los anfíboles como la hornblenda parda y verde, los piroxenos como la augita, enstatita e hiperstena, el feldespato potásico y la andesina. En estos minerales se observan superficies de alteración, bordes con terminaciones en huso y adherencias de óxidos de Fe, Mn o materia orgánica, ocupando preferencialmente los clivajes [6].

Las micas son moscovitas y biotitas pardas, estas están decoloradas en los bordes y algunas tienen superficies corroídas; hay pocos cristales de cuarzo y, por lo general, son lechosos. Los vidrios volcánicos son escasos y tienen texturas fluidales. Como minerales secundarios se observan óxidos e hidróxidos de Fe, Mn y caolinitas.

Las diatomeas están bien conservadas y no presentan malformaciones, algunas de las especies identificadas son *F. Familiaris* y *D. Stilligera*, entre otras [7]. En cuanto a los fitolitos predominan prismatolita, braquiolitas, flabellulita, escudolita, elipsoidita y teratolita [6], estos presentan superficies corroídas, en algunos se ha perdido o creado ornamentación y otros tienen anillos de hidratación, por lo general presentan un color rosa tenue.

Organomineral. Definida por la presencia de partículas orgánicas amorfas mezcladas con partículas minerales principalmente de hierro y manganeso que no tienen un rasgo orgánico o mineral reconocible, pueden o no tener una forma consistente y no presenta una organización interna. Los valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) de 20.6%, se reconocieron dos subtipos claramente diferenciados: aquellos que son homogéneos como las resinas y los coágulos y los grumos que están compuestos a su vez por partículas más pequeñas no discernibles, formando agregados. Dentro de esta subdivisión también se consideran las películas o recubrimientos de óxidos principalmente de hierro o manganeso que pueden recubrir parcial o totalmente el grano. Los organominerales fueron más abundantes durante los años del fenómeno de la Niña (2011 – 2012). Estos materiales están altamente relacionados con el tamaño granulométrico más grueso del embalse, las arenas.

3.2.2. Embalse La Fe

Para el estudio y comprensión de los sedimentos de este embalse, debido a su geoforma fue considerado como dos Cuencos Norte y Sur. Al Cuenco Norte le llegan las aguas de las quebradas Palmas y Espíritu Santo y transportan contaminantes y aguas negras de origen antrópico como descargas de viviendas y actividades silvopastoriles. Por el costado Noroeste recibe las aguas de las quebradas San Luis y Boquerón que también cargan material de origen antrópico. En este sector del embalse se encuentran las estaciones 1, 2, 3 y 4, la estación 4, solo recibe las aguas de San Luis y Boquerón.

En el Cuenco Sur la granulometría está íntimamente influenciada por el bombeo del río Pantanillo que trae una carga de sedimentos bastante importante debido a que aguas arriba existen actividades mineras especialmente de explotación de material de playa, dicha actividad contribuye enormemente al incremento de sedimentos que llegan por

bombeo al embalse, que se pueden seguir a través de la pluma que deja el bombeo. Estas estaciones en promedio llegan a tener más arenas que limos y arcillas, durante los ocho muestreos.

La textura promedia del embalse durante los tres años de muestreo fue arenoso limo arcilloso (ALAr) en una proporción de 41.11% de arenas, 23.97% de limos y de 20.03% de arcillas. Sin embargo, esta proporción varío ligeramente a través del tiempo y entre estaciones, por ejemplo, en las estaciones 6 y 7 las texturas fueron predominantemente arenoso limo arcillosas (ALAr), en la estación 1, fue arcillo limo arenoso (ArLA). En la estación 12, que recibe las aguas del río Pantanillo, la textura varía entre arcillo limo arenoso (ArLA), limosa o limo arcillo arenosa (L/LArA) durante el 2010, 2011 y 2012, respectivamente. En la estación 3, que coincide con la Torre de Captación y en la estación 6 donde se ubica el limnocalorral, los sedimentos presentan laminación (láminas de 1 cm de colores gris claro y gris oscuros casi negros intercaladas), con texturas limo arcillosas (LAr). En las estaciones 8, 9, 10 y 11 donde se ubican las descargas de las quebradas Palmas, Espíritu Santo, San Luis y Boquerón, predominan las texturas arenosas con gravillas que pueden tener diámetros hasta de 10 o 15 cm.

Litofacies. En los tres núcleos obtenidos y estudiados en el embalse se han definido tres facies: Arenas y arenas limosas; Limos (arenosos, grumosos, vesiculares y fibrosos), y Arcillas, utilizando los mismos criterios para el embalse Riogrande II (Figs. 3 y 6). Su descripción es la siguiente.

Arenas. Corresponde a dos microfacies arenas y arenas limosas; están localizadas preferencialmente en el Cuenco Norte del embalse y asociadas directamente con las entradas de los tributarios Palmas y Espíritu Santo, San Luis y Boquerón (núcleos de sedimentos LFN3 y LFN4, estación 3 Torre de Captación y estación 4 cerca de la entrada de las quebradas San Luis y Boquerón en el embalse, zona media del Cuenco Norte y zona litoral de este, respectivamente), el tamaño de las arenas es fino a medio.

Estas dos microfacies corresponden al periodo de avenidas de larga duración (varios días a semanas) en el embalse de las quebradas Palmas y Espíritu Santo en el núcleo de la estación 3 (LFN3) mientras que en el caso del núcleo de la estación 4 (LFN4) reflejan procesos de erosión, transporte y sedimentación relacionados con los flujos de las quebradas Boquerón y San Luis. En ambos núcleos se observa laminación fina.

El color de estos materiales varía entre un 2.5Y4/4, pardo oliva, un 2.5Y5/4, pardo oliva claro y un 10YR3/6, pardo amarillento oscuro. Estos colores estarían indicando el predominio de condiciones oxidantes sobre las reductoras indicativas de estados más oxigenados en el fondo del embalse. Lo que es interesante es que cuando los sedimentos se exponen al aire estos se oxidan rápidamente.

La composición mineralógica de la fracción arena está representada casi en las mismas proporciones por minerales félscicos y máficos. Los minerales félscicos están constituidos esencialmente por albitas, sanidinas, ortoclasas y cuarzos siendo los tres primeros los de mayor cantidad. Entre los minerales máficos se encuentran las hornblendas verdes y

pardas, hiperstenas, enstatitas, augitas y biotitas verdes y pardas; los minerales de neoformación o de alteración están representados por la caolinita, sericitas y los óxidos, principalmente y, como minerales opacos están la magnetita y la espinela, hay trazas de olivino y circones translúcidos.

Los silicofósiles son esencialmente fitolitos; algunas diatomeas, principalmente pennales. A nivel de microcomponentes orgánicos se observan más hifas, fito y zooclastos que polen y esporas, pero en estas facies todos los componentes de este tipo disminuyen sus cantidades. En cuanto a los organominerales, solo tienen una baja representación los grumos en el núcleo de la estación 3 y los coágulos y las resinas en el núcleo de la estación 4.

Limos. Comprende cuatro microfacies limos propiamente dichos, limos grumosos, limos vesiculares y limos fibrosos los cuales se han interpretado como depósitos coluviales procedentes de los materiales que limitan el embalse como saprolitos ígneos y metamórficos y cenizas volcánicas. El color varía entre un 2.5Y4/2 o 3/2 pardo grisáceo oscuro o muy oscuro, un 5Y4/3 o 3/2 oliva o gris muy oscuro; un 10YR5/8 o 5/6 pardo amarillento y un 5YR3/2 pardo rojizo oscuro. Cuando los limos son grumosos el color es 5Y4/3 oliva, cuando son fibrosos son 2.5Y4/4 pardo oliva y cuando son vesiculares son 5YR4/3 pardo rojizo. Estos colores estarían relacionados con procesos de óxido, reducción con predominancia de la oxidación frente a la reducción que indicarían estados anóxicos en el fondo del embalse. Lo que es interesante es que cuando los sedimentos se exponen al aire estos se oxidan rápidamente.

De los tres núcleos recuperados en el embalse, el del Cuenco Sur, estación 7 (LFN7) es limoso en toda su profundidad no tiene niveles arenosos o arcillosos, en algunos tramos se observa laminación fina, estos están influenciados por el bombeo del río Pantanillo que controla el tamaño del sedimento que entra al embalse, las arenas y los materiales más gruesos son decantados antes del bombeo, hecho que impide que estos materiales vayan al embalse.

En estos limos las cantidades más altas de microcomponentes son organominerales le siguen los silicofósiles, luego los minerales y en menor cantidad los orgánicos y en todo el núcleo se denotan dos comportamientos importantes de estos, el primero desde 1 a 25 cm y el segundo desde los 26 a 45 cm.

Para el caso de los organominerales (coágulos, resinas y grumos), estos son abundantes en los primeros 25 cm, pero disminuyen casi a la mitad en el segundo sector hasta los 45 cm.

Los minerales félidos están constituidos esencialmente por feldespatos, plagioclásas y cuarzos, son más abundantes que los félidos en donde predominan las hornblendas verdes y las augitas. Los minerales opacos están en muy baja proporción al igual que los minerales de alteración, hay trazas de olivino y circones.

Los silicofósiles son esencialmente fitolitos; algunas diatomeas principalmente pennales. A nivel de microcomponentes orgánicos se observan más fitoclastos e hifas y es notoria la presencia de polen en todo el núcleo. En cuanto a los organominerales, los grumos son los dominantes y son más abundantes en los primeros 25 cm que en el tramo entre 26 y 45 cm, a profundidad aparecen algunos coágulos,

pero sin destacarse.

La laminación fina está relacionada con cambios en el aporte clástico durante la sedimentación, y por procesos biológicos y fisicoquímicos. El desarrollo de láminas está condicionado por factores ambientales, en particular por la precipitación y por la insolación, y puede ser episódica o periódica, estacional a multianual. Del mismo modo la presencia de grumosidad en los limos podría estar indicando estabilidad sedimentaria.

Arcillas. Esta facie solo se encontró en la base del núcleo recuperado en la estación 4 (LFN4) localizada al frente de la desembocadura de las quebradas Don Diego y Boquerón, en el Cuenco Norte. El color es 10YR3/6 pardo amarillento oscuro el cual estaría relacionado con procesos de oxidación. En ella se observan algunas vesículas ovoides mayores de 5 mm y abundante materia orgánica aún reconocible hacia el límite inferior.

En estas arcillas las cantidades más altas de microcomponentes son los minerales como biotita, moscovita, hornblenda, augita y feldespatos; le sigue en cantidad los fitolitos y los organominerales, de estos son más abundantes los grumos, aunque coágulos y resinas son más regulares en todo el segmento arcilloso; son menores las cantidades de microcomponentes orgánicos y de diatomeas, pero en estas últimas son más dominantes las pennales que las centrales.

Microfacies. Conservando los mismos criterios definidos para el embalse Riogrande II, (Figs. 3 y 6), se tiene:

Orgánica. En este embalse los valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) fueron de 9.49%, estos microcomponentes están bien preservados, son fácilmente distinguibles, los elementos polínicos y los microcomponentes orgánicos son escasos (Tabla 1, Figs. 3 y 6).

Inorgánica. Definida por la presencia de minerales y silicofósiles con valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) de 53.13% para los primeros y de 26.32% para los segundos. En este embalse también predominan los minerales de origen volcánico sobre los de origen ígneo o metamórfico siendo dominantes la hornblenda parda y verde, la augita, enstatita e hiperstena, el feldespato potásico y la andesina, en ellos también se evidencian rasgos de alteración fuertes como los descritos para Riogrande II. Las micas son moscovitas y biotitas pardas, estas están decoloradas en los bordes y algunas tienen superficies corroídas; hay cristales de cuarzo y vidrios volcánicos. Los minerales secundarios se observan caolinitas. El círcón y el apatito aparecen como minerales traza en forma de pequeños cristales euhedrales individuales mientras que el olivino y la epidota son ligeramente más abundantes, esta última, de color verde subhedral en granos aislados o como en pequeñas masas o agregados.

Las diatomeas están bien conservadas, pero otras están totalmente decoloradas, algunas presentan restos de cloroplastos de colores verdes o dorados en otras se observan burbujas como si fueran "inclusiones líquidas" con bordes gruesos; algunas de las especies identificadas son Las

diatomeas están bien conservadas y no presentan malformaciones, algunas de las especies identificadas son *F. Familiaris* y *D. Stilligera*, entre otras [7].

Estos materiales están altamente relacionados con el tamaño granulométrico del embalse, limos y arcillas con los minerales, mientras que los silicofósiles con las arenas.

Organomineral. Para este embalse se encontraron valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) fueron de 11.05%; en él se reconocieron los subtipos homogéneos como las resinas, los coágulos y los grumos que están compuestos a su vez por partículas más pequeñas no discernibles, formando agregados. Dentro de esta subdivisión también se consideran las películas o recubrimientos de óxidos principalmente de hierro. Estos materiales están altamente relacionados con el tamaño granulométrico más grueso del embalse, las arenas.

3.2.3. Embalse Porce II

Para el estudio y comprensión de los sedimentos del embalse y de acuerdo con su geoforma fue considerado como tres sistemas o sectores principales alimentados por cuencas diferentes. El sector uno, comprende las estaciones 1 a 4 y está conformado por los brazos del río Porce y la quebrada Guaduas y su confluencia en una parte más interna del embalse. El sector dos, está constituido por el brazo de la quebrada La Cancana e incluye las estaciones 5, 6 y 7. En el sector tres (zona limnética) se encuentran las estaciones 8, 9, 10, 11 y 12.

El sedimento del sector uno está compuesto esencialmente por arcillas limosas en las estaciones 1 y 2 y arenas limosas en las estaciones 3 y 4 y estas granulometrías varían ligeramente durante los muestreos.

La mayor cantidad de arenas es proporcionada por la quebrada Guaduas y la mayor cantidad de limos y arcillas por el río Porce.

Para el sector dos, la composición del sedimento es en promedio, arenal limoso y las variaciones a través de los tres años de muestreo son mínimas. En la zona limnética, sector tres, los sedimentos son arenal limosos o arenosos, dependiendo de la época de muestreo, cuando aumenta el caudal los contenidos de arena se incrementan.

Litofacies. En los tres núcleos del embalse, conservando los mismos criterios descritos antes, se han definido tres facies: Arenas (arenas y arenas limosas); Limos (limos propiamente dichos, limos arenosos, grumosos, vesiculares y/o fibrosos), y Arcillas (Figs. 4 y 7).

Arenas. Corresponde a dos microfacies arenas y arenas limosas; están localizadas preferencialmente en el sector dos (brazo de la quebrada La Cancana, estaciones 5, 6 y 7), núcleo PII, el tamaño de las arenas es fino a medio. Estas dos microfacies corresponden al periodo de avenidas de larga duración (varios días a semanas) de la quebrada La Cancana que incluyen procesos de erosión, transporte y sedimentación de la propia cuenca.

El color de estos materiales varía entre un 2.5Y4/4, pardo oliva y 5Y3/1 gris muy oscuro. Estos colores estarían indicando el predominio de condiciones reductoras indicativas de estados poco oxigenados en el fondo del embalse.

La composición mineralógica de la fracción arena está representada casi en las mismas proporciones por minerales felsicos y máficos y algunos minerales volcánicos como orto piroxenos y cuarzos birromohedrales. Los minerales felsicos están constituidos esencialmente por albitas, sanidinas, ortoclasis y cuarzos siendo los tres primeros los de mayor cantidad.

Entre los minerales máficos se encuentran las hornblendas verdes y pardas, hiperstenas, enstatitas, augitas y biotitas verdes y pardas; los minerales de neoformación o de alteración están representados por la caolinita, sericita y los óxidos, principalmente y, como minerales opacos están la magnetita y la espinela, hay trazas de olivino y circones translúcidos.

Los silicofósiles son esencialmente fitolitos; algunas diatomeas principalmente pennales. A nivel de microcomponentes orgánicos se observan hifas, fito y zooclastos, polen y esporas, pero en estas facies todos los componentes de este tipo disminuyen sus cantidades. En cuanto a los organominerales, solo tienen una baja representación los grumos.

Limos. Comprende cuatro microfacies limos propiamente dichos, limos arenosos, grumosos, vesiculares y/o fibrosos los cuales son procedentes de los saprolitos altamente meteorizados de las cuencas alimentadoras del embalse y de las que delimitan el propio vaso con origen ígneo y metamórfico preferentemente.

El color varía entre un 5Y4/2 o 4/3 o 4/2 o 3/1, gris oscuro a gris muy oscuro y 2.5Y6/8 o 3/8 gris muy oscuro, colores indicativos de estados ambientales fuertemente reducidos, anóxicos completamente. Estos limos se encuentran en los tres núcleos tomados en las estaciones 2, 7 y 12 del embalse, pero es en el sector 3, estación 12 donde son dominantes y en todos los casos son laminares con láminas de un centímetro de espesor que difieren en coloración, pero en todos los casos son gris oscuros.

Las cantidades más altas de microcomponentes son inorgánicos (minerales mas silicofósiles), le siguen los organominerales y en menor cantidad los orgánicos.

En los núcleos de las estaciones 2 y 7 sectores uno y dos respectivamente, dentro de los silicofósiles son abundantes los fitolitos y están en menor cantidad las diatomeas pero en el núcleo de la estación 12, sector tres, el comportamiento es contrario, disminuyen los fitolitos y aumentan las diatomeas principalmente las centrales; en los tres núcleos son abundantes los organominerales cuyo comportamiento es muy irregular y de ellos tiene buena representación los grumos; los coágulos están bien representados en los limos del núcleo 2, estación 7 pero son muy bajos en la estación 2 y casi no existen en la estación 12.

Los mayores componentes orgánicos tienen buena presencia en los núcleos de las estaciones 2 y 7 pero en cantidades muy bajas y se corresponden con los contenidos de materia también baja medidos en los tres núcleos, en el núcleo de la estación 12 las cantidades son muy bajas, en ellos son más frecuentes los fitoclastos y las hifas de hongos.

En cuanto a los minerales sus cantidades son altas siendo más dominantes los minerales máficos y más llamativo las cantidades de minerales de neoformación entre ellos las caolinitas y la presencia de vivianita principalmente en los núcleos de las estaciones 2 y 12. En los sedimentos se observó laminación, formación de grumos y vesículas.

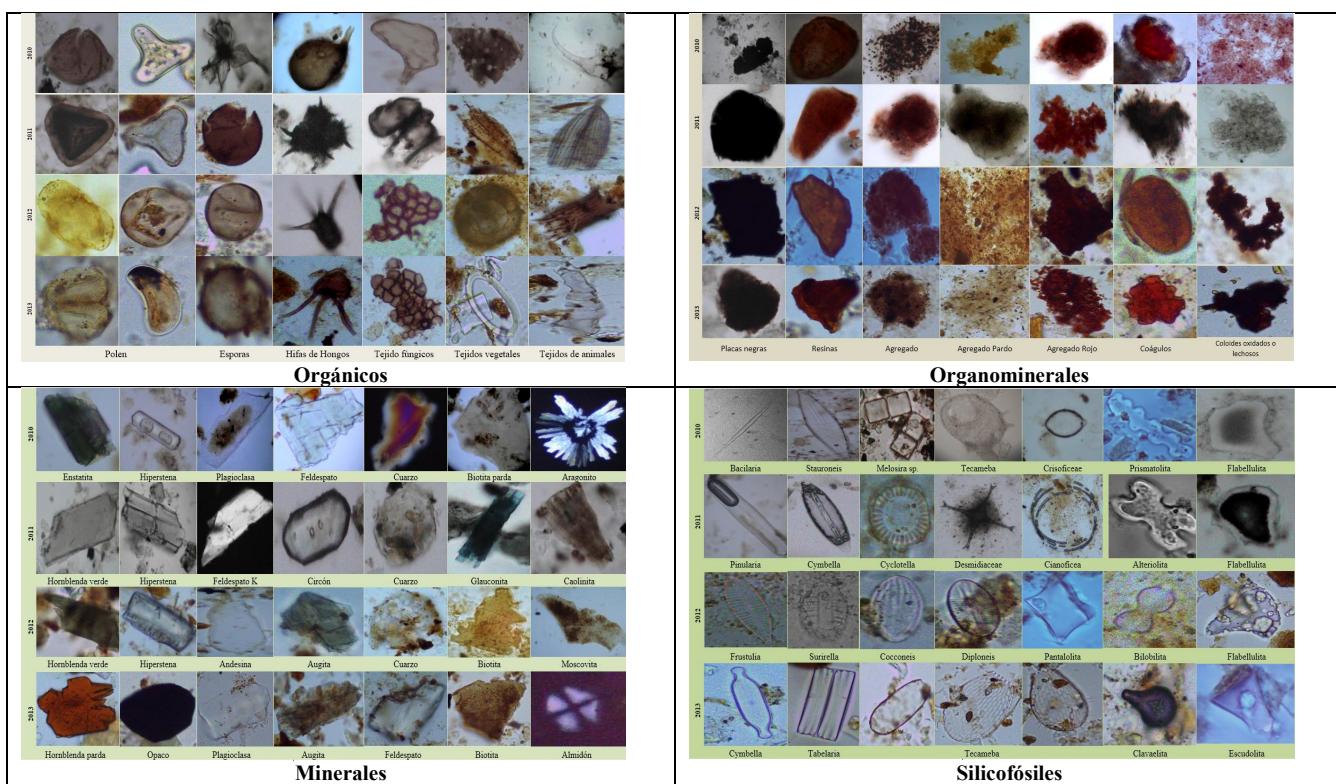


Figura 2. Microcomponentes en los sedimentos de fondo del embalse Riogrande II (2010 a 2013).

Fuente: Elaboración propia.

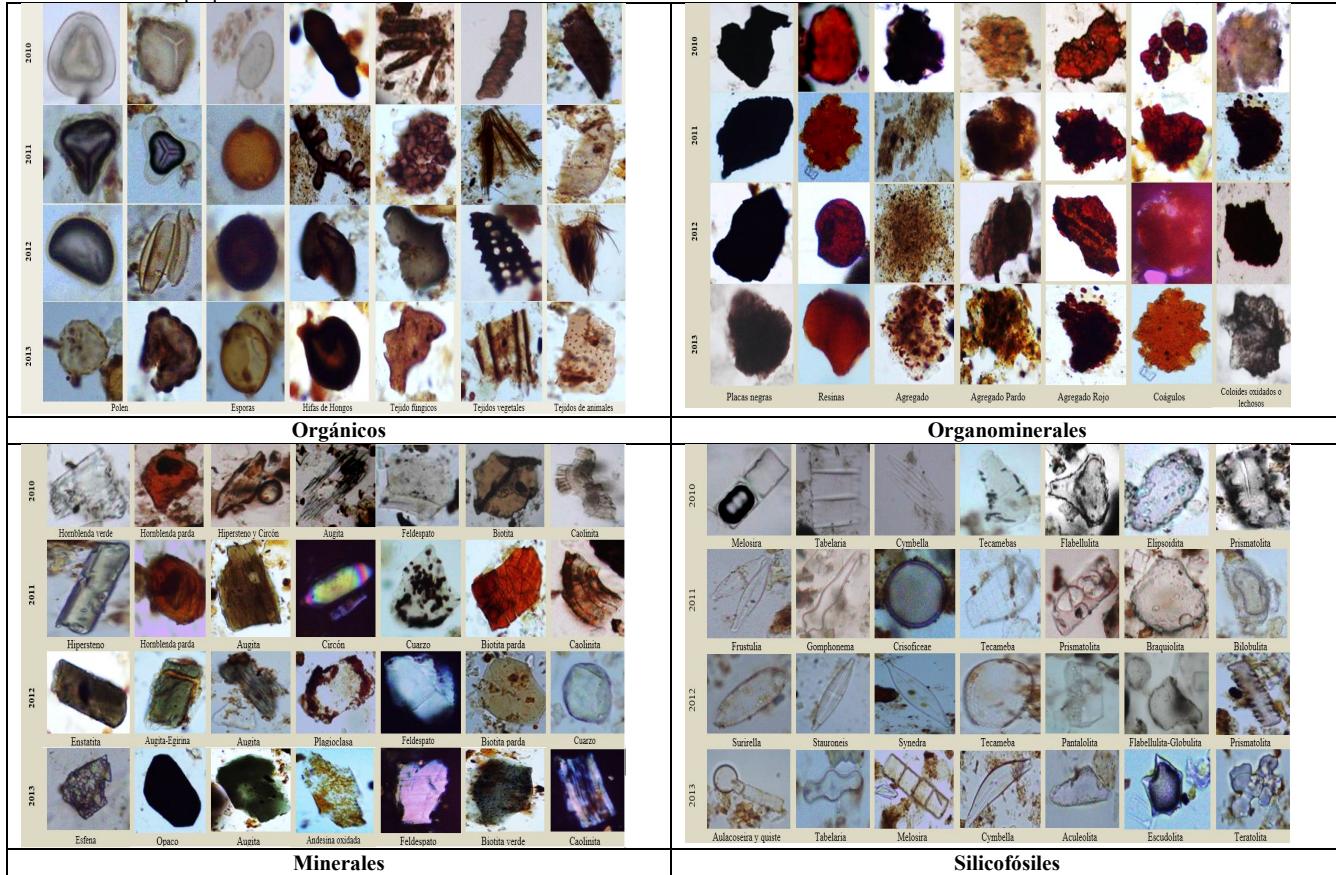


Figura 3. Microcomponentes en los sedimentos de fondo del embalse La Fe (2010 a 2013).

Fuente: Elaboración propia.

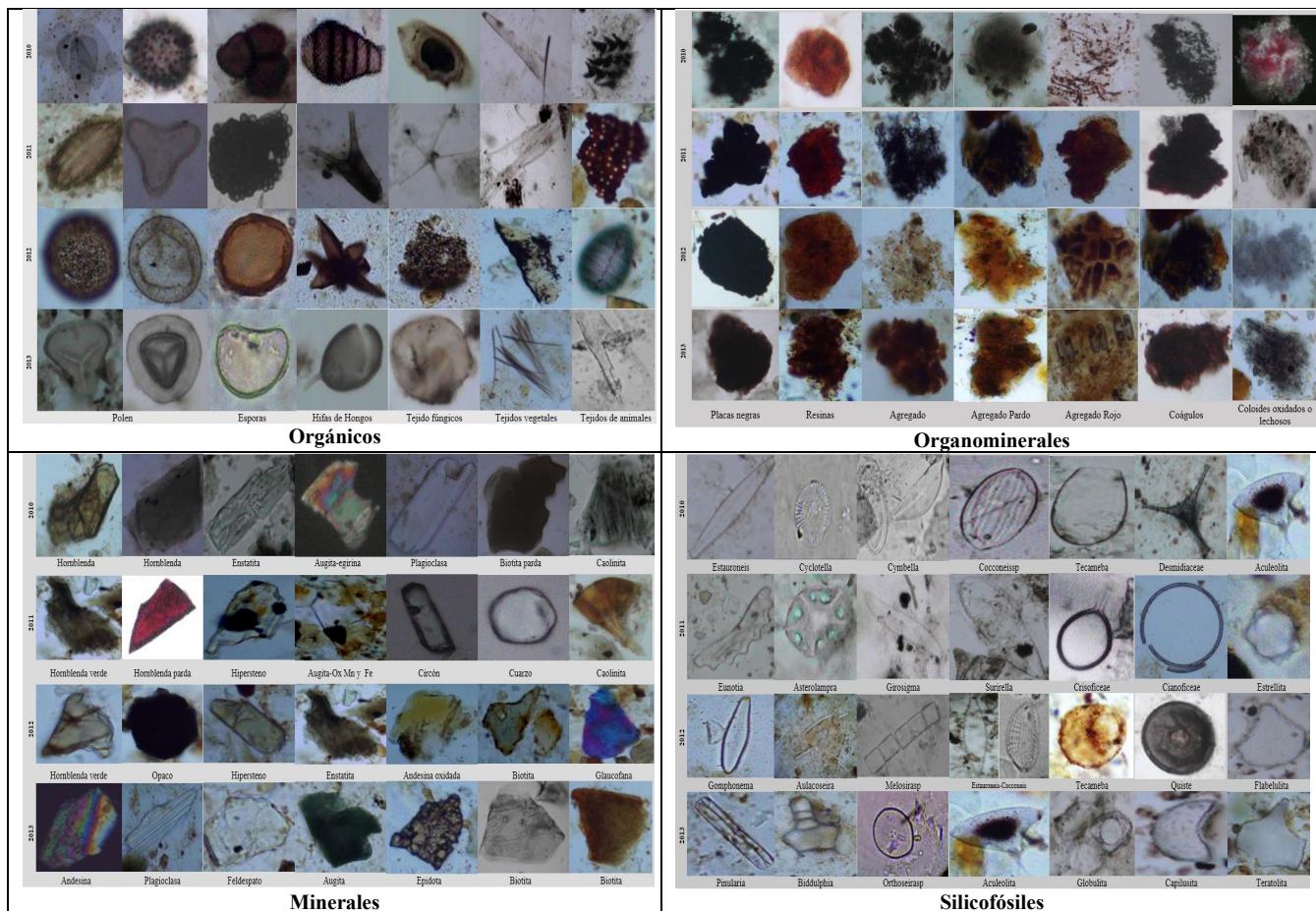


Figura 4. Microcomponentes en los sedimentos de fondo del embalse Porce II (2010 a 2013).

Fuente: Elaboración propia.

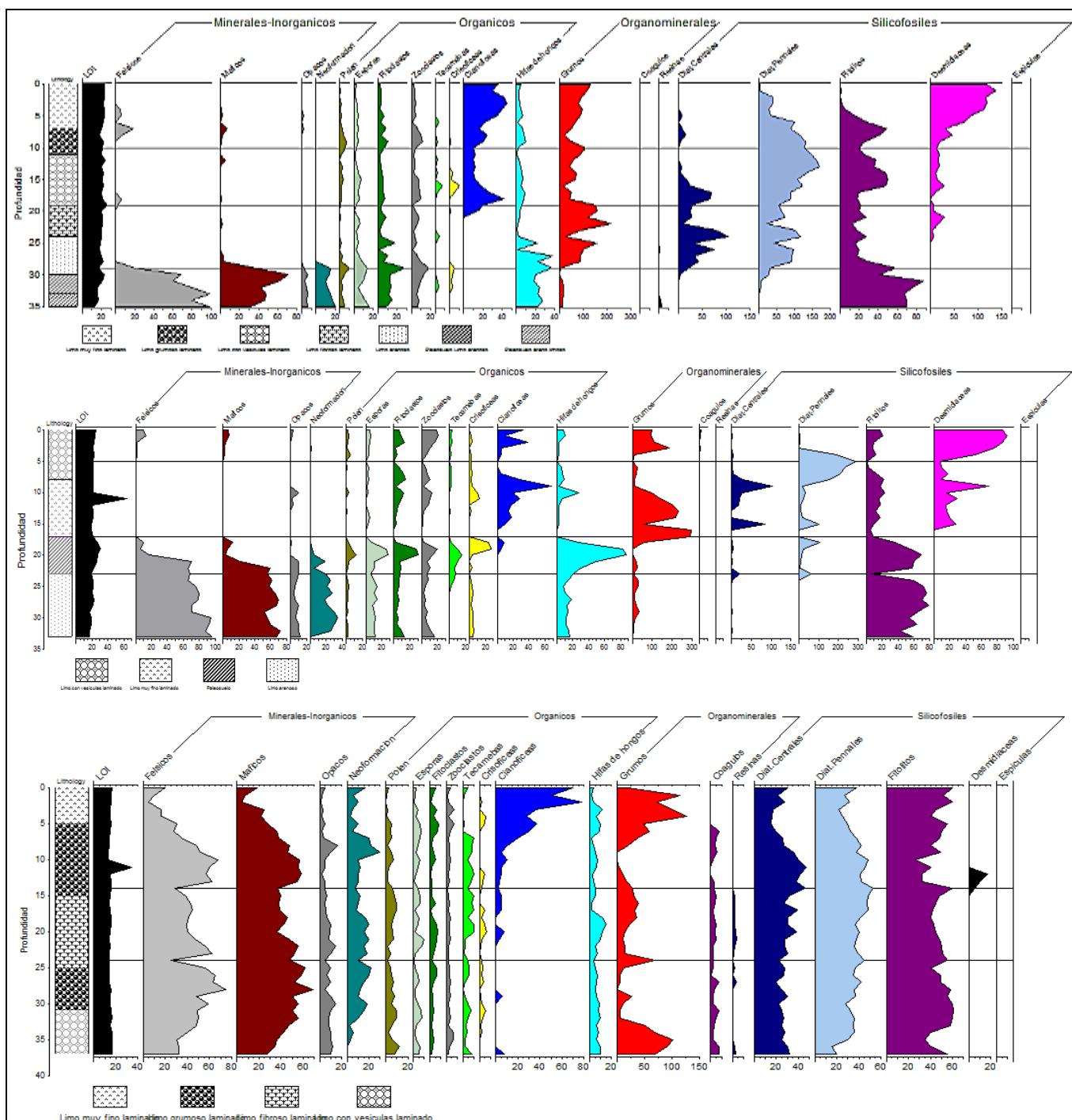


Figura 5. Microfacies en los núcleos de sedimentos de embalse Riogrande II. Léase de arriba hacia abajo: RGN2, frente a la entrada del río Chico al embalse; RGN5, frente a la entrada de la quebrada Ánimas al embalse; RGN7, frente a la entrada del río Grande al embalse.

Fuente: Elaboración propia.

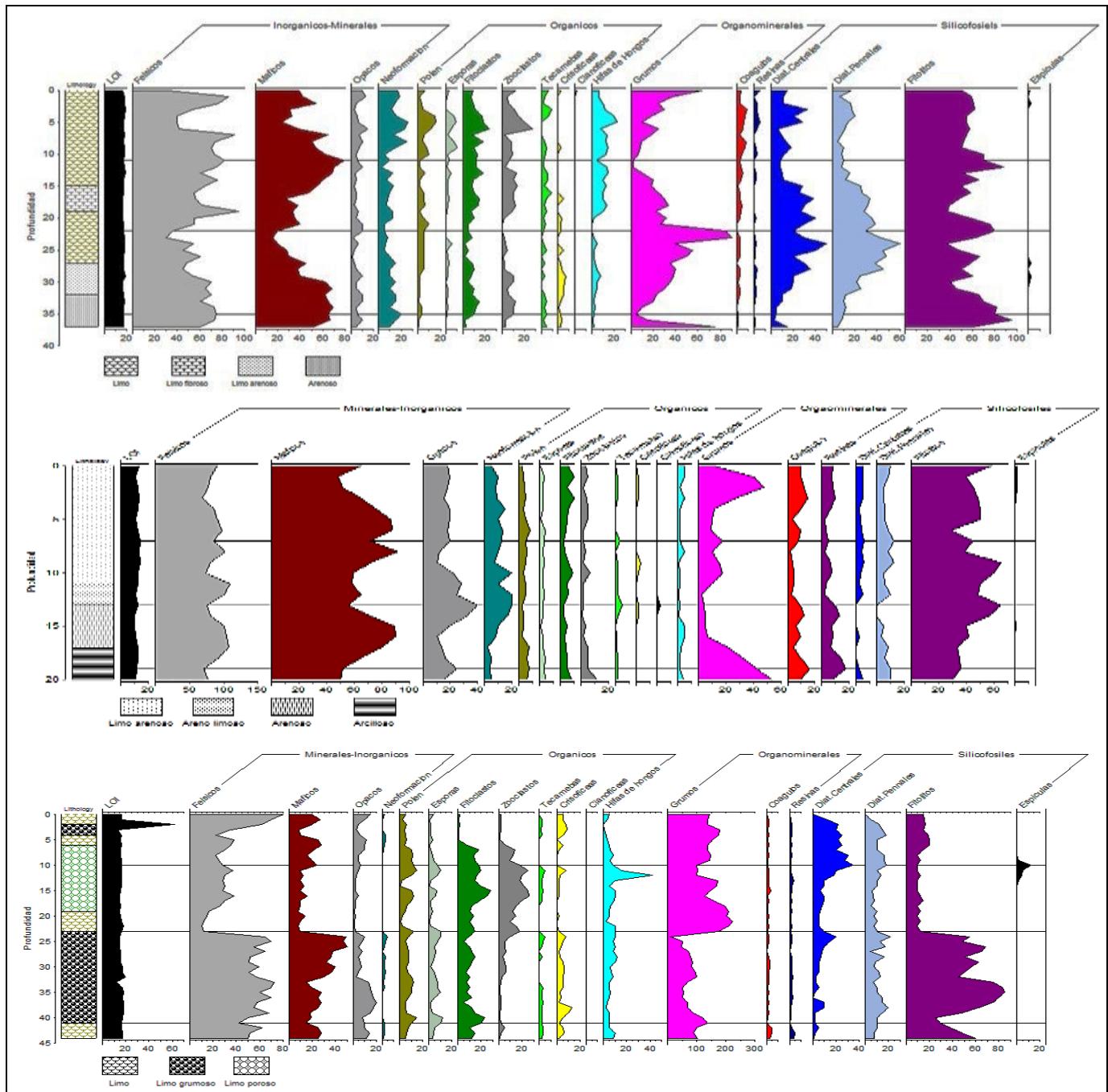


Figura 6. Microfacies en los núcleos de sedimentos del embalse La Fe. Léase de arriba hacia abajo: LFN3, Torre de Captación; LFN4, al frente de la entrada al embalse La Fe y LFN6, Limnocalor del embalse La Fe. Fuente: Elaboración propia.

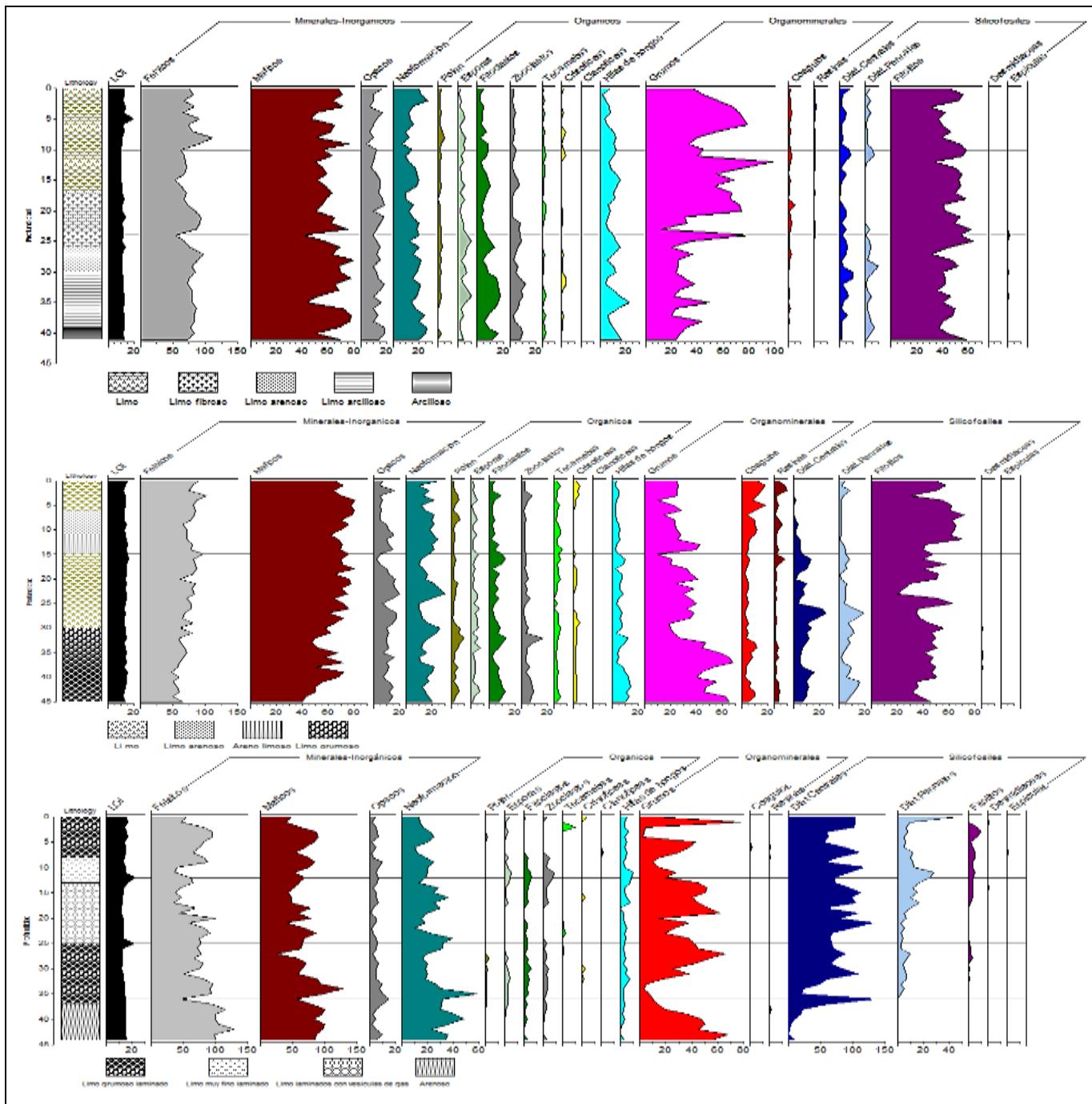


Figura 7. Microfacies en los núcleos de sedimentos del embalse Porce II. Léase de arriba hacia abajo: PIIN2, Frente a la entrada del río Porce al embalse; PIIN7, confluencia quebradas Guaduas, Cancana, y PIIN12, Frente a la Presa.

Arcillas. Esta facies, solo se encontró en la base del núcleo 2, estación 2, sector uno, confluencia del río Porce con la quebrada Guaduas. El color es un 5Y4/3, oliva el cual estaría relacionado con procesos de reducción en el fondo del embalse y estados anóxicos. En ella se observan algunas vesículas ovoides menores de 0.5 mm. En estas arcillas se encuentran altas cantidades de todos los

microcomponentes, pero son más altas las cantidades de minerales, fitolitos y grumos y se destaca la presencia de minerales de neoformación como la caolinita y la vivianita.

Microfacies. Los datos promedios de los microcomponentes en el embalse indican la predominancia de dos microfacies, en su orden orgánica y

organominerales, definidas con los mismos criterios utilizados en Riogrande II, (Figs. 4 y 7).

Orgánica. En este embalse los valores promedios (8.97%), se mantuvieron casi constantes durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012).

Estos microcomponentes están bien preservados, son fácilmente distinguibles, los elementos polínicos y los microcomponentes orgánicos son escasos.

En los sedimentos se observan grandes cantidades de raíces y restos vegetales y animales, algunos granos de polen y esporas bien preservados de color pardo, por lo general muy oscuros y en poca cantidad. Hay hifas, micelios y esporas de hongos de color pardo oscuro, tejidos vegetales de color pardo claro, oscuro y hasta negros y en buena proporción tejidos de animales en los cuales aún es posible observar pelos y algunas partes bien diferenciables de organismos zoo planctónicos.

Los microcomponentes orgánicos presentaron una relación directa con los inorgánicos (que tienen mayor peso). En contraste, los silicofósiles y los organominerales mostraron relaciones directas entre ellos, pero correlaciones inversas con los dos anteriores.

Se evidencia una afinidad entre los limos y las arcillas que tienen correlaciones inversas con las arenas (que tienen mayor peso). Para el caso de los contenidos composicionales en todos los muestreos los inorgánicos representaron las mayores cantidades, seguidos de los silicofósiles, luego los orgánicos, por último, los componentes organominerales excepto en el 2011 en donde se presentó un aumento considerable de organominerales y orgánicos.

Inorgánica. Definida por la presencia de minerales y silicofósiles con valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) de 49.98% para los primeros y de 27.9% para los segundos.

En este embalse los minerales están constituidos esencialmente por félscicos como el cuarzo, el feldespato y la plagioclasa y, máficos como los piroxenos y anfíboles, apatito, epidota, biotita, esfena y círcón; opacos como la magnetita e la ilmenita, y minerales de neoformación como la caolinita y la vivianita, entre otro. Anfíboles y piroxenos fuertemente alterados, superficies corroídas, “texturas en ojo” y adherencias de óxidos de Fe, Mn o materia orgánica.

Dentro de los silicofósiles están las diatomeas como *A. granulata*, entre otras. Están presentes prismatolitas, braquiolitas, flabellulitas, escudolita, elipsoidita y teratolita, casi todos con superficies corroídas, anillos de hidratación y coloraciones oscuras en el centro, dichas coloraciones pueden ser indicativas del grado de contaminación que presenta el embalse.

Estos materiales están altamente relacionados con el tamaño granulométrico del embalse, arenas con los minerales, mientras que los silicofósiles con los limos y las arcillas.

Organomineral. Para este embalse se encontraron valores promedios durante todos los ocho muestreos (2010 al 2012) de 12.06, para este embalse se reconocieron los subtipos homogéneos como las resinas y los coágulos y los grumos que están compuestos a su vez por partículas más pequeñas no discernibles, formando agregados. Dentro de esta subdivisión

también se consideran las películas o recubrimientos de óxidos principalmente de hierro. Estos materiales están altamente relacionados con todos los tamaños granulométricos reportados para el embalse.

4. Correlaciones paleoambientales

4.1 Episodios (eventos) versus evolución sedimentaria

Los resultados obtenidos permiten diferenciar tres episodios o eventos relacionados con la evolución de los medios sedimentarios, localizándose los depósitos limosos (episodio medio) en el contacto entre facies lacustres arcillosas (episodio inferior) y aluviales de orla distal arenoso (episodio superior).

Episodio inferior. Depósitos arcillosos laminados. El color es 10YR3/6 pardo amarillento oscuro el cual estaría relacionado con procesos de oxidación. En ellos se observan algunas vesículas ovoides mayores de 5 mm y abundante materia orgánica aún reconocible hacia el límite inferior.

En estas arcillas las cantidades más altas de microcomponentes son inorgánicos en un 44% en promedio, representados por minerales félscicos que están constituidos esencialmente por feldespatos, plagioclásas y cuarzos, son más abundantes que los félscicos en donde predominan las hornblendas verdes y las augitas.

Los minerales opacos están en muy baja proporción al igual que los minerales de alteración, hay trazas de olivino y circones. Le siguen los silicofósiles en un 25%, esencialmente fitolitos y diatomeas, luego los organominerales en un 21%, como coágulos, resinas y grumos y, por último, los orgánicos en un 10%. La asociación de minerales de la arcilla es: caolinita-illita.

Episodio medio. Episodio transicional de encharcamiento somero con desarrollo variable de rasgos paleo edáficos. Se caracteriza por facies de limos con cuatro microfacies: limos propiamente dichos, limos grumosos, vesiculares y/o fibrosos, todos laminados, los cuales se han interpretado como depósitos coluviales procedentes de los materiales que limitan los embalses originarios de los saprolitos de las rocas ígneas y metamórficas y de las cenizas volcánicas preferencialmente, constituyen el sustrato sobre el que se depositaron los sedimentos limosos propios de la nueva dinámica sedimentaria inaugurada con la construcción de estos.

El color varía entre un 2.5Y4/4 pardo oliva, un 5Y4/3 o 4/4 o 4/1 o 3/2 o 3/1, oliva, gris oscuro, gris oliva oscuro o gris oliva muy oscuro hasta un N4/0 gris oscuro; un 10YR3/6 pardo amarillento oscuro o un 2.5Y4/4 pardo oliva y cuando es arenoso un 5YR2.5/2 pardo rojizo oscuro. Cuando los limos son grumosos el color es 5Y4/3 oliva, cuando son fibrosos son 2.5Y4/4 pardo oliva y cuando son vesiculares son 10YR3/6 pardo amarillento oscuro. Estos colores estarían relacionados con procesos de óxido reducción con predominancia de la reducción frente a la oxidación lo que indicarían estados muy anóxicos en el fondo de los embalses. Cuando los sedimentos se exponen al aire estos se oxidan rápidamente.

En estos limos las cantidades más altas de microcomponentes son inorgánicos en un 48% representado por minerales félscicos como feldespatos, plagioclásas y cuarzos, que son más abundantes que los máficos en los que predominan las hornblendas, orto piroxenos y augitas. Algunas trazas de olivino y circones. Le siguen los silicofósiles en un 22%, esencialmente fitolitos y diatomeas, luego los organominerales en un 18% representados por coágulos, resinas y grumos y, por último, los orgánicos en un 12%.

Episodio superior. Progradación de depósitos distales de abanico aluvial. Su asociación de facies está constituida por arenas con dos micro facies arenas y arenas limosas. El color de estos materiales varía entre un 2.5Y4/4, pardo oliva, un 2.5Y5/4, pardo oliva claro y un 10YR3/6, pardo amarillento oscuro. Estos colores estarían indicando el predominio de condiciones oxidantes sobre las reductoras indicativas de estados más oxigenados en el fondo del embalse. Lo que es interesante es que cuando los sedimentos se exponen al aire estos se oxidan rápidamente.

La composición granulométrica mineralógica de la fracción arena está representada casi en las mismas proporciones por minerales félscicos y máficos en un 50%; los minerales félscicos están constituidos esencialmente por albitas, sanidinas, ortoclásas y cuarzos siendo los tres primeros los de mayor cantidad.

Entre los minerales máficos se encuentran las hornblendas verdes y pardas, hiperstenas, enstatitas, augitas y biotitas verdes y pardas; los minerales de neoformación o de alteración están representados por la caolinita, sericitita y los óxidos, principalmente y, como minerales opacos están la magnetita y la espinela, hay trazas de olivino y circones translúcidos.

Los silicofósiles constituyen el 27% y son esencialmente fitolitos; algunas diatomeas principalmente pennales. A nivel de microcomponentes orgánicos 8%, se observan más hifas, fito y zooclastos que polen y esporas, pero en estas facies todos los componentes de este tipo disminuyen sus

cantidades. En cuanto a los organominerales, 15%, solo tienen una baja representación los grumos, los coágulos y las resinas.

4.2 Interpretación paleoecológica

Para la interpretación paleoecológica del registro sedimentario de los embalses Riogrande II, La Fe y Porce II, se ha empleado la metodología de la estratigrafía de eventos climáticos del Niño y la Niña, registrados en el país durante el funcionamiento de ellos, tomando como base el 1989 y 2012, en esta última fecha se terminaron los muestreos de sedimentos en dichos embalses. La metodología se ha complementado con el registro de los microcomponentes contenidos cm a cm de cada uno de los núcleos recuperados en ellos, con ambos datos se realiza la correlación estratigráfica en los tres embalses.

4.2.1 Embalse Riogrande II

A partir de la información tomada de los tres núcleos del embalse Riogrande II, cuyas características son las siguientes. Para el núcleo tomado en la estación 2, brazo río Chico, se definen cinco zonas (ZA, ZB, ZC, ZD y ZE); para el núcleo de la estación 5, brazo quebrada Animas, cuatro zonas (ZA, ZB, ZC y ZD) y para el núcleo de la estación 7, brazo río Grande, tres zonas (ZA, ZB y ZC); dichas zonas han sido nombradas desde el techo al piso y están caracterizadas por el dominio de facies limosas, la presencia de paleosuelos y el contenido de microcomponentes minerales, orgánicos, silicofósiles y organominerales que se han acumulado a través del tiempo y se constituyen como un registro paleo ambiental e histórico de lo que ha sucedido en el embalse, por lo menos, entre 1989 y 2012, Fig. 8.

El tamaño de todos los microcomponentes en los tres núcleos es inferior a los 0.03 μm y casi todos están envueltos en un mucilago que da una apariencia babosa al sedimento, como si se tratara de un “ripi de microcomponentes”.

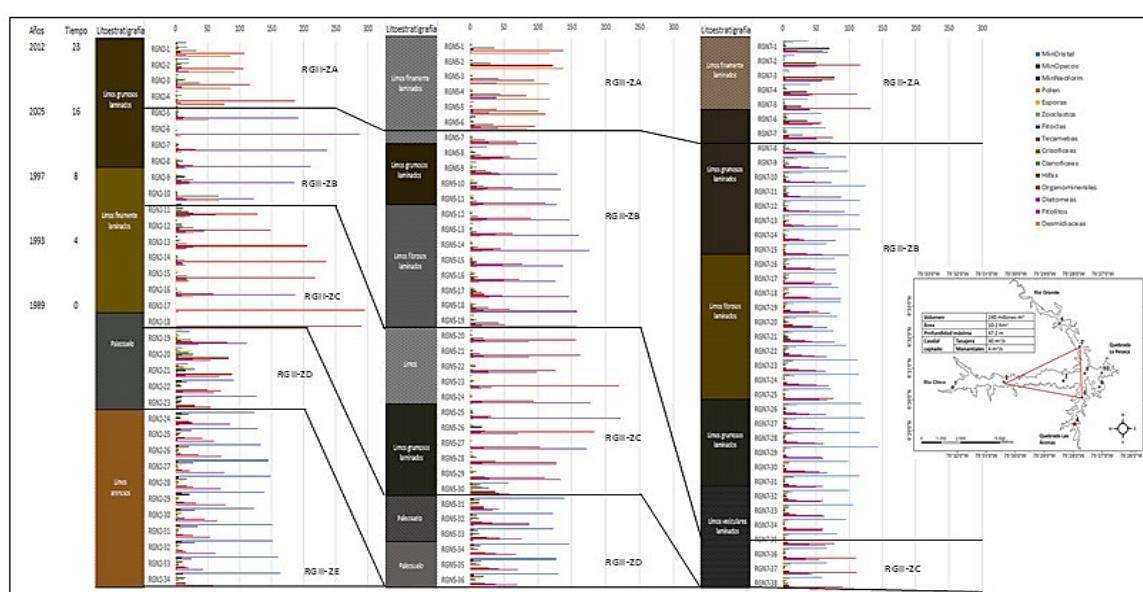


Figura 8. Correlación paleo ambiental de los tres núcleos de sedimentos tomados en el embalse Riogrande II.
Fuente: Elaboración propia.

Zona RGII-ZA. Esta zona está presente en todos los núcleos, contiene el registro sedimentario más actual del embalse y es la que contiene la capa activa que interactúa con la masa de agua. Tiene un espesor promedio de 6 cm y va desde una profundidad de 0 a 5, 6 o 7 cm. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 2012 y el 2004 aproximadamente los últimos ocho años de funcionamiento del embalse. Durante este periodo se presentaron en el país tres eventos del Niño entre el 2004 y el 2005, entre el 2006 y el 2007 y entre el 2009 y el 2010, a este último le siguió un evento de la Niña que duro desde mayo del 2010 hasta mayo del 2012 [8].

En esta zona predominan los limos fuertemente laminados que podrían evidenciar flujos laminares lentos. Los colores de los materiales varían entre pardos amarillento oscuro y gris oscuro y estos colores son los que determinan las láminas que llegan a ser de hasta 3 cm de espesor las pardas y de 1 cm de espesor las grises oscuras, ambas indicativas de condiciones repetidas de óxido-reducción. En general, se observa que los núcleos de las estaciones 2 y 5 están dominados por silicofósiles y organominerales, principalmente grumos y en menores cantidades orgánicos y minerales, es llamativa la presencia de desmidiaceas que no se observaron en el núcleo de la estación 7, en este núcleo dominan los silicofósiles y los minerales.

Zona RGII-ZB. Esta zona tiene un espesor promedio de 16 cm y va desde una profundidad de 5, 6 o 7 cm a 10, 19 o 35 cm. Comprende un periodo de tiempo entre el 2004 y 1995 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en nueve años. Durante este periodo se presentaron en el país tres eventos Niño entre 1994-1995, 1997-1998 y 2000-2003 y dos eventos Niña entre 1995-1996 y 1998-1999 [8].

En esta zona predominan los limos grumosos o fibrosos laminados. Esta laminación está más relacionada con flujos laminares lentos. Los colores de los materiales varían entre pardo amarillento oscuro y un pardo oscuro y estos colores son los que determinan las láminas que llegan a ser de hasta 2 cm las pardas y de 1 cm las pardas oscuras indicativas de condiciones repetidas de óxido-reducción.

El contenido de microcomponentes está dominado por la presencia de silicofósiles, desmidiaceas, organominerales y orgánicos y en muy bajas cantidades los minerales en los núcleos de las estaciones 2 y 5 mientras que en el núcleo de la estación 7, disminuyen las desmidiaceas, pero se observa un ligero aumento en todos restantes microcomponentes inclusive en los minerales que llegan a tener cantidades muy similares a las que presentan los silicofósiles en conjunto.

Zona RGII-ZC. Esta zona tiene un espesor promedio de 7 cm y va desde una profundidad de 11, 19 o 35 cm a 18, 30 o 38 cm. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 1989 a 1995 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en seis años. Durante este periodo se presentaron en el país un evento Niño entre 1994-1995 y un evento Niña entre 1988-1989.

En esta zona predominan los limos grumosos o fibrosos laminados. Esta laminación está más relacionada con flujos

laminares lentos. Los colores de los materiales varían entre gris oliva oscuro en la estación 2, gris oscuro en la estación 5 y oliva en la estación 7, pardo amarillento oscuro y un pardo oscuro y estos colores son los que determinan las láminas que llegan a ser de hasta 2 cm las pardas y de 1 cm las pardas oscuras indicativas de condiciones repetidas de óxido-reducción.

El contenido de microcomponentes en los núcleos de las estaciones 2 y 5 están dominado por la presencia de silicofósiles y organominerales, principalmente grumos, disminuyen ligeramente los orgánicos y las desmidiaceas, los minerales están presentes en muy bajas cantidades; en el núcleo de la estación 7, no se observan desmidiaceas y aumentan todos los demás microcomponentes principalmente los minerales y silicofósiles que llegan a tener cantidades muy similares, en conjunto.

Zona RGII-ZD. Esta zona solo se observa en los núcleos recuperados en las estaciones 2 y 5 y se trata de un paleosuelo, en el núcleo de la estación 2 presenta un espesor de 5 cm y en el núcleo de la estación 5 tiene un espesor de 6 cm y en este núcleo esta subdividido en dos subhorizontes uno superior de 3 cm de textura limosa de color gris oliva oscuro, el inferior también de 3 cm de textura limo arenosa y de color gris oscuro.

En los dos núcleos la característica más dominante es el contenido de materia orgánica aún reconocible como acículas de pinos, hojas y raíces y el fuerte olor a metano. Subyaciendo este paleosuelo se encuentra el saprolito pardo rojizo. Esta zona podría tener un tiempo mucho mayor al llenado del embalse que se realizó en 1989 y representa seguramente, el horizonte de littering que en algunos casos se encuentra sobre el saprolito, sobre el Andisol o simplemente sobre un horizonte aluvial, lo interesante es que es un marcador importante para este embalse.

El contenido de microcomponentes en los núcleos de las estaciones 2 y 5 aumentan notablemente, inclusive los minerales que no estaban bien representados en los sedimentos superiores aquí son notorios, al igual que los orgánicos en donde las hifas de hongos son las más abundantes, dentro de los silicofósiles los fitolitos se destacan ampliamente y se reducen las diatomeas.

Zona RGII-ZE. Esta zona solo se observa en el núcleo recuperado en la estación 2 y se trata de un saprolito. La zona tiene un espesor de 11 cm, una textura limo arenoso y un color pardo rojizo oscuro. La característica más dominante es el aumento en los contenidos de minerales, disminución en los contenidos de orgánicos, organominerales, diatomeas, desmidiaceas y cianoficeas. Es posible que esta zona corresponda con la parte superficial de un saprolito de una roca metamórfica, ya que contiene una buena cantidad de minerales félidos principalmente feldespatos y plagioclásas y algunos silicatos como piroxenos y anfíboles poco alterados.

En esta zona se observa un excelente contraste entre los paleosuelos y los sedimentos propiamente del embalse, no solo en el contenido de microcomponentes sino en el color, tamaño y olor de la zona con respecto a los que la suprayacen.

Este núcleo se considera el más completo de todo el embalse y el que mejor refleja la historia de la sedimentación ocurrida allí, pese a que a través del proyecto de investigación en otras temporalidades se han recuperado núcleos de hasta 40 cm en ambas estaciones y son en su totalidad sedimentos laminares y no presentan contacto con paleosuelos o con saprolitos.

De acuerdo con [7], la alta abundancia y ocurrencia de diatomeas como *F. Familiaris* y *D. Stilligera* en el embalse en el sedimento superficial como en la zona más reciente del núcleo recuperado fue un indicador del deterioro de la calidad. *F. Familiaris* es considerada típica de ambientes oligomesotróficos, [9], la registró como tolerante a la eutrofización mientras que *D. Stilligera* en el sedimento superficial y en las muestras de los núcleos se asocia con incrementos en la disponibilidad de fósforo [10] y con procesos antrópicos como la deforestación. Estos resultados están acordes con lo reportado por [11], en el embalse Itaqui (Brasil), quien consideró que las especies abundantes y dominantes de diatomeas fueron las mejor caracterizadas las condiciones físicas y químicas del ambiente.

En el embalse se observó que entre los años 1999 al 2003, hay un importante aumento en la dominancia de la comunidad de diatomeas, con la consecuente reducción de la riqueza y equidad, mostrando el deterioro en la calidad del agua en este sistema.

4.2.1 Embalse La Fe

Para la interpretación paleoecológica del registro sedimentario del embalse se ha empleado la metodología de la estratigrafía de eventos climáticos Niños y Niñas registrados en el país durante el funcionamiento del embalse,

en este caso desde 1973 año del llenado del Cuenco Sur y 1987 año de llenado del Cuenco Norte hasta diciembre de 2010, fecha en la cual se terminaron los muestreos de sedimentos en el embalse, dicha metodología se ha complementado con el registro de los microcomponentes contenidos centímetro a centímetro de cada uno de los núcleos, con ambos datos se realiza la correlación estratigráfica de los tres núcleos y se definen cuatro zonas que tienen una coincidencia espacial y vertical con pequeñas diferencias centimétricas y que marcan tanto los eventos climáticos como las diferencias entre contenidos de microcomponentes; estas zonas han sido nombradas desde el techo al piso como LF-ZA, LF-ZB, LF-ZC y LF-ZD y sus características son las siguientes, Fig. 9.

El tamaño de todos los microcomponentes en los tres núcleos es inferior a los 0.03 μm y casi todos están envueltos en un mucilago que da una apariencia “babosa” al sedimento, como si se tratara de un “ripio de microcomponentes”.

Zona LF-ZA. Esta zona contiene el registro sedimentario más actual del embalse y la capa activa que interactúa con la masa de agua. Esta zona tiene un espesor promedio de 10 cm y va desde una profundidad de 0 a 11 cm. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 2010 y el 2004, aproximadamente los últimos 13 años de funcionamiento del embalse. Durante este periodo se presentaron en el país tres eventos Niño entre 2004-2005, 2006-2007 y 2009-2010, a este último, le siguió un evento Niña que duro desde mayo del 2010 a diciembre del 2012 [8].

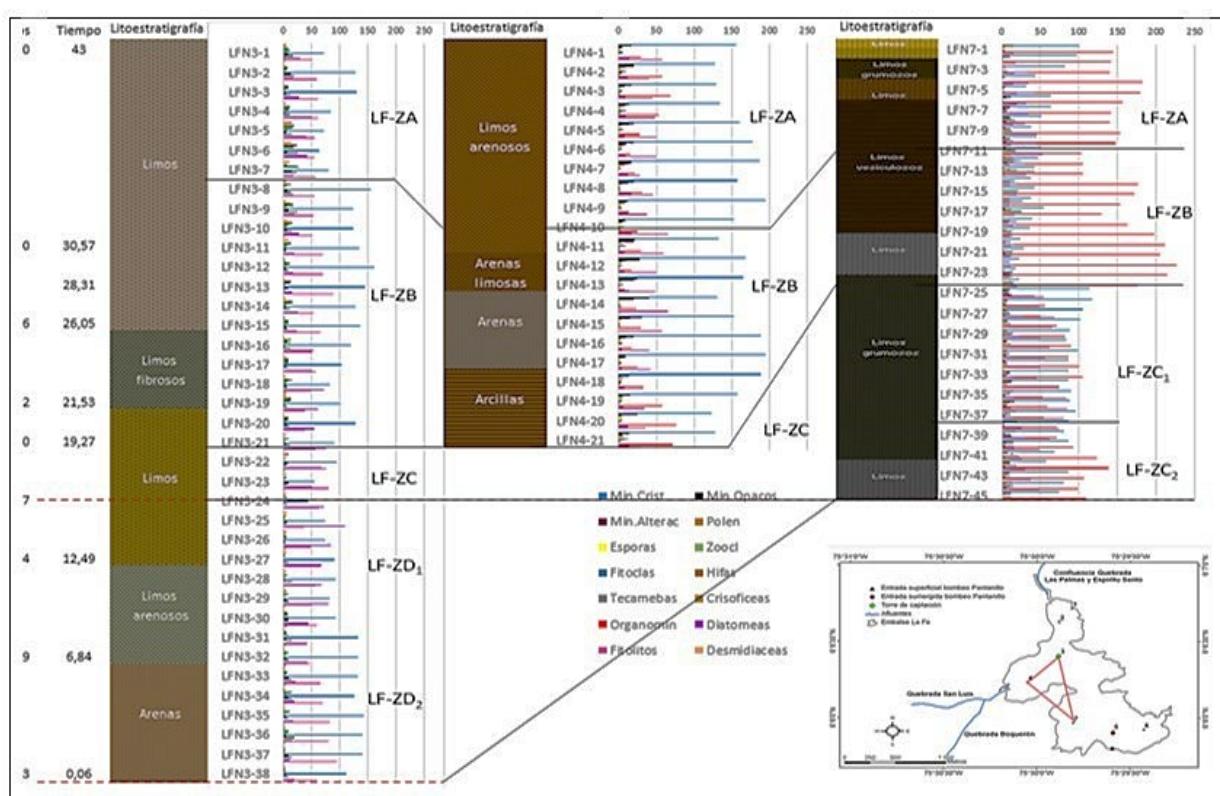


Figura 9. Reconstrucción paleo ambiental del embalse La Fe.
Fuente: Elaboración propia.

En esta zona predominan los limos (LFN3) que pueden ser grumosos, vesiculosos (LFN7) o ligeramente arenosos (LFN4) en este caso aportados directamente por las quebradas San Luis y Boquerón y que podrían evidenciar avenidas torrenciales presentadas durante la Niña en dichas cuencas. Los colores de los materiales como se mencionó antes varían entre pardos, pardos grisáceos oscuros y pardos amarillentos y pueden estar finamente laminados.

El contenido de microcomponentes está dominado por la presencia de minerales principalmente volcánicos, excepto en LFN7 en donde los más abundantes son los organominerales partículas muy similares a geles cuya presencia esta explicada por los materiales bombeados del río Pantanillo; le siguen en abundancia los fitolitos y las diatomeas y en menor proporción los componentes orgánicos como el polen y las esporas preferentemente, hay minerales de alteración como el caolín y óxidos de hierro y manganeso. Estos microcomponentes se encuentran poco meteorizados, solo en algunos feldespatos o plagioclásas es posible observar algunos rasgos de alteración, como por ejemplo la presencia de sericitas en sus superficies y algunos bordes ligeramente corroídos. En LFN4 se observaron circones incoloros pequeños y gruesos.

Zona LF-ZB. Esta zona tiene un espesor promedio de 16 cm y va desde una profundidad de 8, 10 o 12 cm a 21 o 24 cm. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 2003 y 1990 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en 10 años. Durante este periodo se presentaron en el país cinco eventos Niño entre 1991-1992, 1992-1993, 1994-1995, 1997-1998 y 2000-2003 y dos eventos Niña entre 1995-1996 y 1998-1999 [8].

Predominan los limos que pueden ser fibrosos (LFN3), vesiculosos (LFN7) o ligeramente arenosos, arenosos o arcillas (LFN4), como en la zona anterior las arenas y los limos arenosos aportados por las quebradas San Luis y Boquerón y que podrían evidenciar avenidas torrenciales presentadas durante la Niña principalmente la reportada durante el periodo de 1995-1996 en dichas cuencas. Los colores de los materiales como se mencionó antes varían entre pardos y grisáceos.

El contenido de microcomponentes está dominado por la presencia de minerales principalmente volcánicos en los núcleos LFN3 y LFN4 en ambos casos aumentan las cantidades con respecto a los demás microcomponentes, pero son más abundantes en LFN4. En el núcleo LFN7, como en LFZA, aumentan notoriamente los organominerales, principalmente los grumos, que lo hacen hacia la base de la zona mientras que los demás componentes, inclusive los minerales decaen drásticamente en este mismo sentido. Los fitolitos y las diatomeas son representativos en los núcleos localizados en el Cuenca Norte mientras que en el Cuenca Sur apenas se insinúan como los componentes orgánicos. Hay minerales de alteración en pequeñas cantidades y disminuyen los circones y los óxidos de hierro y manganeso. Estos microcomponentes se encuentran poco meteorizados.

Zona LF-ZC. Esta zona tiene un espesor promedio de 15 cm y va desde una profundidad de 22 a 38 cm en LFN3 y de 24

a 45 cm en LFN7, en este último núcleo la zona se divide en dos subzonas una nombrada como LFZC1 y LFZC2, la primera con un espesor de 12 cm ubicada entre los 25 a los 37 cm de profundidad; la segunda de 8 cm de espesor ubicada entre 38 y 45 cm de profundidad, estas dos subzonas están diferenciadas esencialmente por cambios en los contenidos de microcomponentes. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 1981 a 1990 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en nueve años, sin embargo, la base del núcleo LFN7 tiene un comienzo en 1987 año en el cual comenzó el llenado del Cuenca Sur del embalse. Durante este periodo se presentaron en el país dos eventos Niño entre 1982-1983 y 1986-1987 y un evento Niña entre 1988-1989.

Los limos son grumosos (LFN7) o arenosos en la base de la zona (LFN3), en este caso aportados directamente por las quebradas Espíritu Santo y Palmas que podrían evidenciar avenidas torrenciales importantes seguramente asociadas a la erosión de las propias cuencas. Los colores de los materiales como se mencionó antes varían entre pardos olivas y grisáceos oscuros y pueden estar finamente laminados.

En LFN4 solo se recuperó un núcleo de 21 cm, en ella se observó que los sedimentos contrastan en cuanto al contenido de microcomponentes, disminuyen los organominerales y aumentan considerablemente los minerales y los silicofósiles que tienen mayor representación en LFN3, a la vez que son mínimos los orgánicos, estos aumentan ligeramente en LFN7.

En este núcleo se crean dos subzonas la LFZC1 y LFZC2; en la primera, minerales que aumentan relativamente con respecto a los reportados en la zona anterior, este comportamiento se mantiene en todo el espesor, en contraparte, los organominerales, representados en su mayoría por los grumos disminuyen notoriamente, casi a la mitad, en todo el segmento mantienen una distribución normal; los fitolitos aumentan en cantidad y son poco representativos los microcomponentes orgánicos.

En la subzona LFZC2, aumentan ligeramente y con una distribución normal los organominerales, disminuyen los minerales ligeramente y aumentan los fitolitos; los orgánicos mantienen igual comportamiento como en la primera subzona.

Zona LF-ZD. Esta zona tiene un espesor promedio de 8 cm y va desde una profundidad de 31 a 38 cm y comprende un periodo de tiempo entre el 1973 y 1981 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en 8 años. Durante este periodo se presentaron en el país tres eventos del Niño entre 1976-1977, 1977-1978, 1982-1983 y 1994-1995 y dos eventos de la Niña en 1973 y 1975 [8]. En esta zona los sedimentos son arenosos aportados directamente por las quebradas Espíritu Santo y Palmas, que podrían evidenciar avenidas torrenciales importantes seguramente asociadas a los dos eventos Niña y a la erosión de las propias cuencas. Los colores de los materiales son pardos oliva claro.

Esta zona solo fue observada en LFN3, por ello dicho núcleo se considera el más completo de todo el embalse y el que mejor refleja historia de la sedimentación.

El contenido de microcomponentes está dominado por la presencia de minerales principalmente volcánicos que

aumentan con respecto a la zona suprayacente. Hay minerales de alteración en pequeñas cantidades y disminuyen los circones y aumentan los óxidos de hierro y manganeso. Los fitolitos también aumentan, pero no en la misma proporción de los minerales y son poco notorias las cantidades de los demás microcomponentes, especialmente de los orgánicos y de los organominerales.

4.2.1 Embalse Porce II.

Los tres núcleos recuperados en el embalse en las estaciones 2 (Brazo del río Porce), 7 (Brazo de la quebrada La Cancana) y 12 (sitio cercano a la Presa), marcan un triángulo que a modo general representa las entradas y deposiciones promedias de todo el sedimento que llega y se acumula en el embalse. Con estos núcleos se realiza la reconstrucción estratigráfica y se establece la historia de la sedimentación en el embalse desde el inicio de su operación en el 2001 hasta el 2012, fecha en la cual se terminaron los muestreos de este estudio.

El análisis estratigráfico de los tres núcleos obtenidos en el embalse individualiza zonas paleoambientales que tienen una coincidencia espacial y vertical con pequeñas diferencias centimétricas y que marcan tanto los eventos climáticos como las diferencias entre contenidos de microcomponentes.

Para los tres núcleos tomados en las estaciones 2, 7 y 12 se definen cuatro zonas (PII-ZA, PII-ZB, PII-ZC y PII-ZD); sin embargo, en los tres núcleos se especifican indistintamente otras zonas que no aparecen en todos y que se nombran de manera diferente, por ejemplo, para el núcleo de

la estación 2 en la parte basal de este se delimitó un estrato arcilloso de 3 cm de espesor nombrado como PII-ZE, el cual no se observó en los otros dos núcleos; en el núcleo recuperado en la estación 7 por debajo de la capa bioactiva aparecen dos estratos el más superior arenoso limoso y el inferior arenoso, estos se nombraron como PII-ZX, estos tampoco se encuentran en los otros dos núcleos y, en el núcleo 12 en la parte basal se encontró un estrato arenoso nombrado como PII-ZY, tampoco observado en los otros dos núcleos.

Dichas zonas han sido nombradas desde el techo al piso y están caracterizadas por el dominio de facies arenosas, limosas o arcillosas y por el contenido de microcomponentes minerales, orgánicos, silicofósiles y organominerales que se han acumulado a través del tiempo y se constituyen como un registro paleo ambiental e histórico de lo que ha sucedido en el embalse, por lo menos, entre el 2001 y el 2012.

Para la interpretación paleoecológica del registro sedimentario del embalse se ha empleado la metodología de la estratigrafía de los eventos climáticos del Niño y Niña registrados en el país durante el funcionamiento del embalse, en este caso desde 2001, el año del llenado hasta diciembre de 2012 fecha en la cual se terminaron los muestreos de sedimentos en el embalse para este estudio, dicha metodología se ha complementado con la litología de los estratos y con el registro de los microcomponentes contenidos centímetro a centímetro de cada uno de los núcleos, con ambos datos se realiza la correlación estratigráfica de los tres núcleos, sus características son las siguientes, (Fig. 10).

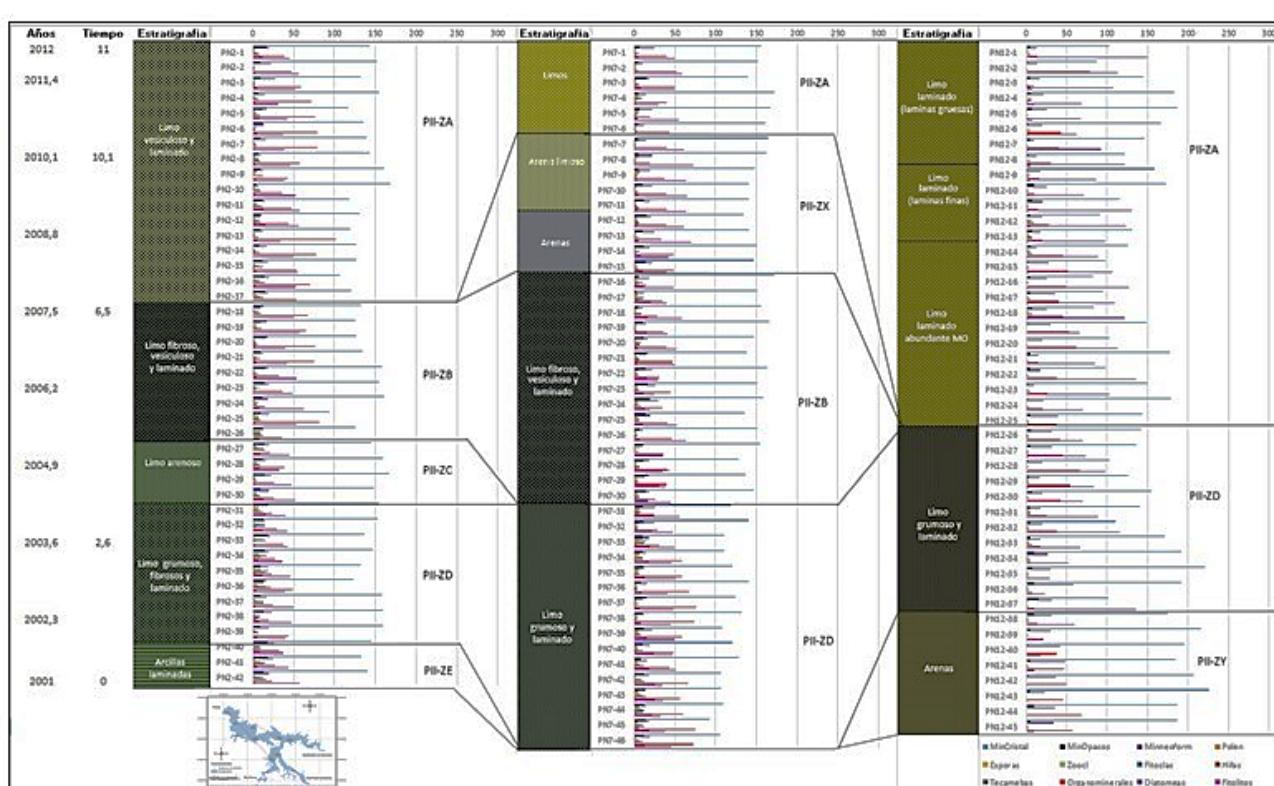


Figura 10. Reconstrucción paleo ambiental del embalse Porce II.

Fuente: Elaboración propia.

Zona PII-ZA. Esta zona está presente en todos los núcleos, contiene el registro sedimentario más actual del embalse y la capa activa que interactúa con la masa de agua. Tiene un espesor promedio de 10 cm y va desde una profundidad de 0 a 17 cm en la estación 2, de 0 a 6 cm en la estación 7 y de 0 a 25 cm en la estación 12. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 2012 y el 2008 aproximadamente los últimos cuatro años de funcionamiento del embalse. Durante este periodo se presentaron en el país un evento Niño entre 2009-2010, al cual le siguió un evento Niña que duro desde mayo del 2010 a mayo de 2012 [8]. Aquí predominan limos laminados que podrían evidenciar flujos laminares lentos.

Los colores de los materiales varían entre oliva, un gris oscuro y un pardo grisáceo oscuro; estos colores son los que determinan las láminas que llegan a ser de 1 cm, las grises oscuras indicativas de condiciones repetidas de reducción. Los núcleos en esta zona están dominados por los microcomponentes inorgánicos (minerales y silicofósiles) siendo mayores las cantidades de minerales máficos y félscicos; los silicofósiles solo llegan a ser la mitad de los minerales y dentro de ellos los mayores contenidos los presentan los fitolitos.

En esta zona son muy bajas las cantidades de diatomeas al igual que la de microcomponentes orgánicos de los cuales los mayores contenidos los presentan las hifas; dentro de los organominerales los grumos son más abundantes, aunque todos presentan bajas cantidades.

Zona PII-ZB. Esta zona tiene un espesor promedio de 12 cm y va desde una profundidad de 18 o 17 cm a 26 o 30 cm, pero solo se presenta en los núcleos de las estaciones 2 y 7. Esta zona comprende un periodo de tiempo entre el 2005 y 2008 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en tres años.

Durante este periodo no se presentaron en el país eventos Niño o Niña [8]. En ella predominan los limos fibrosos, vesiculosos y laminados. Los colores de los materiales varían entre gris y un pardo oscuro y estos colores son los que determinan las láminas que llegan a ser de 1 cm, indicativas de condiciones repetidas de óxido-reducción.

El contenido de microcomponentes está dominado por la presencia de minerales, fitolitos, grumos y coágulos que aumentan considerablemente en el núcleo de la estación 7. Son bajos los contenidos de diatomeas y de microcomponentes orgánicos al igual que los de materia orgánica. En el núcleo de la estación 2 es fuerte la presencia de vivianita como mineral secundario, en el núcleo de la estación 7 no se presenta.

Zona PII-ZC. Esta zona tiene un espesor de 4 cm y va desde una profundidad de 27 a 30 cm y solo está presente en el núcleo de la estación 2. Esta zona comprende un periodo entre el 2004 y el 2005 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en un año. Durante este periodo no se registran eventos Niño o Niña en el país. En esta zona predominan los limos arenosos laminados. el color es gris oscuro indicativo de condiciones de reducción. El contenido de microcomponentes más abundantes de este estrato está determinado por los minerales que en sumatoria llegan a constituir casi el 50% de todos los componentes, le siguen en cantidad los fitolitos mientras que los orgánicos y organominerales son relativamente bajos.

Zona PII-ZD. Esta zona solo se observa en los tres núcleos recuperados en las estaciones 2, 7 y 12. Esta zona comprende un periodo entre el 2002 y el 2004 que representa parte de los sedimentos depositados aproximadamente en dos años. Durante este periodo se registró en el 2000-2003 un evento Niño el cual quedó registrado en el sedimento como un limo fibroso y/o grumoso y laminado. Dominan los limos grumosos laminados. El color es gris oscuro indicativo de condiciones de reducción.

El contenido de microcomponentes en los tres núcleos es muy similar en cuanto a la representatividad de ellos siendo mayor la presencia de minerales y fitolitos y diatomeas en su orden pero en los núcleos de las estaciones 2 y 5 estas cantidades no sobrepasan los 150 granos (sobre 300 granos) siendo en la estación 2 menores las cantidades de diatomeas y mayores en la estación 7; en la estación 12 se mantienen las cantidades de diatomeas al igual que en la estación 7 y aumentan considerablemente las de minerales que doblan a las proporciones reportadas en las dos estaciones anteriores. Los orgánicos están en bajas cantidades siendo más abundantes de ellos las hifas y entre los organominerales los grumos presentan la mayor cantidad del grupo.

Zona PII-ZE. Esta zona solo se observa en el núcleo recuperado en la estación 2 y se trata de un estrato de tres centímetros, arcilloso, laminado que se encuentra en la base del núcleo, el color es oliva, evidencia de condiciones anóxicas en el fondo. En tiempo podría corresponder a una sedimentación de un año ocurrida entre el 2001 y el 2002.

La característica más dominante es el aumento en los contenidos de minerales, principalmente en los máficos y minerales de neoformación, entre ellos vivianita y caolinita; también son abundantes los fitolitos; disminuyen los organominerales y aumentan ligeramente los orgánicos, pero sin ser alto su contenido, en todos los casos menores de 20 granos (sobre 300 granos). Los microcomponentes se encuentran poco alterados, son de mayor tamaño, muy cercano a los 0.03 micrómetros y no están inmersos en un mucilago.

Zona PII-ZX. Esta zona solo se observa en el núcleo recuperado en la estación 7 y se trata de dos estratos de nueve centímetros, el superior de 5 cm arenoso limoso y el inferior de 4 cm arenoso. El color varía entre un pardo oscuro y un gris muy oscuro marcadas evidencias de situaciones anóxicas en el fondo. En tiempo podría corresponder a una sedimentación de 3.6 años ocurrida entre el 2007 y el 2010.

La característica más dominante es el aumento en los contenidos de minerales, principalmente en los máficos y minerales de neoformación, entre ellos vivianita; también son abundantes los grumos y los fitolitos y disminuyen notoriamente las diatomeas y los microcomponentes orgánicos. Los limos y seguramente obedece a un evento particular de la quebrada La Cancana.

Zona PII-ZY. Esta zona solo se observa en el núcleo recuperado en la base de la estación 12 y se trata de una arena. La zona tiene un espesor de 8 cm y un color gris muy oscuro que refleja condiciones anóxicas fuertes. La característica más dominante es el aumento en los contenidos de grumos y la disminución fuerte casi inexistente de los silicofósiles y orgánicos; aumentan ligeramente los félscicos y los minerales de

neoformación. Aquí los limos suprayacen las arenas estas últimas podrían corresponder a la sedimentación del río Porce que existen antes del llenado del embalse.

Los microcomponentes se encuentran poco alterados, son de mayor tamaño, muy cercano a los $0.03 \mu\text{m}$ y no están inmersos en un mucilago.

Este núcleo se considera el más completo de todo el embalse y el que mejor refleja la historia de la sedimentación ocurrida allí.

La alta abundancia y ocurrencia de diatomeas como *A. Granulata* en el sedimento superficial fue un indicador del mantenimiento del deterioro de la calidad del embalse. Su ecología es comúnmente planctónica y puede estar relacionada con alta turbulencia. La resistencia de sus frústulas podría concernir con procesos de abrasión y disolución en ambientes turbulentos, una vez que está fuertemente silicificada; frecuentemente, ha sido citada como tolerante a la eutrofización [12].

En el embalse esta especie fue abundante y frecuente en todo el núcleo recuperado mostrando así el alto grado de contaminación del sistema, hecho que coincide con lo propuesto por [13] quien afirma que la dominancia de las especies tolerantes a la contaminación se incrementa en ambientes con mala calidad del agua ya que su condición permite que se desarrollen rápidamente, debido a la menor competencia por espacio y nutrientes entre otros recursos.

5. Conclusiones

1. En los embalses y utilizando como criterio el tamaño de grano, el contenido de microcomponentes; el contenido de materia orgánica, el color y las estructuras sedimentarias, en Riogrande II se han definido dos litofacies: limos y paleosuelos. En La Fe y Porce II, tres: arenas; limos y arcillas.
2. Para Riogrande II, el análisis de la composición granulométrica combinado con la estructura física del sedimento permitió diferenciar áreas sedimentarias que reflejan un proceso de sedimentación poco selectiva a lo largo del embalse, las proporciones fueron mayores para las arenas, luego para los limos, seguidos de las arcillas. La alta abundancia y ocurrencia de diatomeas como *F. Familiaris* y *D. Stilligera* son indicadoras del deterioro de la calidad ambiental del embalse que es catalogado como oligo-mesotrófico.
3. Para el embalse La Fe, se evidencia el dominio de las arenas mientras que los limos y las arcillas están subordinadas, solo en algunas estaciones y períodos llegan a ser abundantes. Composicionalmente, en todos los muestrados los inorgánicos representaron las mayores cantidades, seguidos de silicofósiles, organominerales y orgánicos. Se registra una alta abundancia y ocurrencia de diatomeas como *S. Kingstonii* var. *antioquensis* y *D. Stilligera* asociadas con incrementos en la disponibilidad de fósforo y con procesos antrópicos como la deforestación.
4. Para el embalse Porce II, se evidencia una afinidad entre los limos y arcillas que tienen correlaciones inversas con las arenas. *A. Granulata* en el sedimento, fue un indicador del deterioro de la calidad del embalse.
5. La mineralogía, composición granulométrica y las facies

asociadas, en los sedimentos de fondo de los embalses Riogrande II, La Fe y Porce II, permiten diferenciar en ellos tres episodios o eventos de sedimentación relacionados con la evolución de los medios sedimentarios de estos embalses. Localizándose los depósitos limosos (episodio medio) en el contacto entre facies lacustres arcillosas (episodio inferior) y aluviales de orla distal arenoso (episodio superior).

Los datos promedios de los microcomponentes en los tres embalses indican la predominancia de tres microfacies, en su orden: inorgánica, organomineral y orgánica.

Agradecimientos

Los autores agradecen la financiación de esta investigación al convenio interinstitucional celebrado entre la Universidad de Antioquia, la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín y Empresas Públicas de Medellín ESP, para “El estudio de la problemática ambiental de los embalses La Fe, Riogrande II y Porce II, para la gestión integral y adecuada del recurso hídrico”, realizado entre el 2009 y 2016; así mismo, a las profesionales, Lina Juliana Gallo, Viviana Bolaños, Diana Agudelo y Adriana Poveda.

Bibliografía

- [1] Flórez, M.T. et al. Dinámica de sedimentos y de materiales asociados y reconstrucción paleoambiental en los embalses Riogrande II, La Fe y Porce II. En: Estudio de la problemática ambiental de tres embalses de Empresas Públicas de Medellín para la gestión integral y adecuada del recurso hídrico Documento interno EPM. Informe parcial, 2016.
- [2] Flórez-Molina, M.T., Parra-Sánchez, L.N., Bolaños-Benítez, S.V., Gallo-Sánchez, L.J., Poveda-Sáenz, A., y Agudelo-Echavarría, D.M., Tasas de sedimentación y características de sedimentos de fondo en tres embalses de Antioquia, Colombia, Colombia. Ingeniería del agua, 22(4), pp.177-194, 2018. DOI: <https://doi.org/10.4995/la.2018.8001>
- [3] Flórez, M.T. y Parra, L.N., Pedocomponentes en suelos y paleosuelos andinos. Parte I. Universidad de Antioquia. Revista Facultad de Ingeniería. 21, pp.19-34, 2000.
- [4] Flórez-Molina, M.T., Parra-Sánchez, L.N., Bolaños-Benítez, S.V., Gallo-Sánchez, L.J., Poveda-Sáenz, A., y Agudelo-Echavarría, D.M., Caracterización de los sedimentos de tres embalses de Empresas Públicas de Medellín, Colombia. Revista Politécnica, 24, pp.49-63, 2017.
- [5] Zolitschka, B. et al., Registro paleoclimático continental Weichseliano tardío fechado anualmente en Eifel, Alemania. Geología 28(9), pp. 783-786, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C783:ADLWCP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C783:ADLWCP%3E2.0.CO;2).
- [6] Parra, L. y Flórez, M.T., Propuesta de clasificación morfológica para los fitolitos Alto andinos colombianos. Crónica Forestal y del Medio Ambiente, 16, pp. 35-57, 2001.
- [7] Gallo, L.J., Reconstrucción del estado trófico de tres embalses colombianos a través de la relación entre la geoquímica por (NIRS) y las diatomeas presentes en el sedimento superficial y en núcleos de sedimento. Tesis de Doctorado. Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia, 2015.
- [8] Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM. IAHV, IDEAM, IIAP, INVEMAR, SINCHI, 2011. Informe del estado del medio ambiente y de los recursos naturales renovables 2010. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM. Bogotá D.C., Colombia. 2010. 384 P.
- [9] Hoffmann, L., Komarek, J., and Kastovsky, J., System of cyanoprokaryotes (cyanobacteria): State in 2004. Algological Studies. 117, pp. 95-115, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1127/1864-1318/2005/0117-0095>
- [10] Baier, J., Lücke, A., Negendank, J.F.W., Schleser, G.H., and Zolitschka, B., Diatom and geochemical evidence of mid-to late Holocene climatic changes at Lake Holzmaar, West Eifel (Germany). Quaternary

- International, 113, pp. 81-96, 2004. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00081-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00081-8)
- [11] Faria, D.M., Diatomáceas perifíticas de um reservatório eutrófico do rio Itaqui: aspectos qualitativos e quantitativos. Tesis de Grados, Mestre em Botânica. Universidade Federal do Paraná, Paraná, Brasil, 2010.
- [12] Stenger, C. et al., Epiphytic, littoral diatoms as bioindicators of shallow lake trophic status: Trophyc Diatom Index for Lakes (TDIL) developed in Hungary. *Hydrobiologia*. 589, pp. 141-154, 2007. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10750-007-0729-z>
- [13] Yang, J.R. y Dickman, M.. Diatoms as indicators of lake trophic status in Central Ontario, Canada. *Diatom Research*. 8(1), pp. 179-193, 1993. DOI: <https://doi.org/10.1080/0269249X.1993.9705249>

M.T. Flórez-Molina, recibió el título de Ing. Geóloga, en 1987, el de MSc. en Geomorfología y Suelos, en el 2000 y el de PhD. en Suelos y Aguas en el 2004, todos de la Universidad Nacional de Colombia, y en cada con calificación "Meritoria". Actualmente es profesora titular, docente investigador, en la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Antioquia, Colombia, donde trabaja desde 1987 hasta la fecha. Pertenece al Grupo de Investigación GAIA. En el 2000, recibió el Premio Nacional de la Ciencia del Suelo, y en el 2001 el Título de Maestro Universitario "Sembrador de Estrellas", UdeA. En MinCiencias tiene la categoría de Investigador Senior (IS).
ORCID: 0000-0001-6623-3219

L.N. Parra-Sánchez, recibió el título de Ing. Geólogo, en 1983, el de MSc. en Carbones, en 1999 y el de PhD. en Biología en el 2005, todos de la Universidad Nacional de Colombia. En los dos últimos títulos obtuvo Calificación Meritoria. Fue profesor asociado de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, puesto que ocupó desde 1983 hasta agosto del 2022, ahora es profesor "retirado" y está en espera de su asignación como profesor jubilado de la Universidad Nacional de Colombia. Pertenece al Grupo de Investigación GAIA y Grupo de Investigación en Paleoecología. Es investigador-asesor, de los proyectos en investigación que actualmente se ejecutan en el Grupo GAIA-UdeA. En MinCiencias tiene la categoría de Investigador Senior (IS).
ORCID: 0000-0003-1823-3593



Geostatistical modeling of geochemical variables in copper porphyry type mineral deposits exploration using turning bands simulation

Leonardo Cajicá-Acosta & Luís Hernán Sánchez-Arredondo

Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Facultad de Minas, Medellín, Colombia. lcajicaa@unal.edu.co, lhsanche@unal.edu.co

Recibido: 9 enero 2024. Recibido en formato revisado: 19 marzo 2024. Aceptado: 1 abril 2024.

Resumen

En Ecuador y Colombia se presenta un cinturón de rocas cristalinas de edad jurásica, en el cual se han realizado descubrimientos de depósitos minerales tipo pórfido de cobre durante las últimas décadas. Razón por la cual se realiza el presente estudio en la parte norte del departamento del Putumayo, un área prospectiva para el descubrimiento de depósitos minerales tipo pórfido de Cu-Mo, como el de Mocoa. Para la identificación de anomalías geoquímicas desde la etapa de exploración regional, se utiliza el modelamiento geoestadístico mediante la simulación condicionada por bandas rotantes, empleando datos de 443 muestras de sedimentos activos finos de corriente, tomados en cuencas hidrográficas que drenan principalmente rocas de edad jurásica. La cartografía automática de bandas rotantes elaborada para cada uno de los elementos en este estudio, permitió identificar cuatro anomalías de importancia regional correspondientes a firmas geoquímicas en la identificación de sistemas tipo pórfido de cobre en superficie.

Keywords: geostatistical modeling; simulation; turning bands; porphyry; copper; Putumayo.

Modelamiento geoestadístico de variables geoquímicas en exploración de depósitos minerales tipo pórfido de cobre utilizando simulación por bandas rotantes

Abstract

In Ecuador and Colombia there is a belt of crystalline rocks of the Jurassic age, in which discoveries of copper porphyry-type mineral deposits have been made during the last decades. The reason for carrying out the present study is in the northern part of the Putumayo department, a prospective area for the discovery of porphyry-type mineral deposits of Cu-Mo, like Mocoa. For the identification of geochemical anomalies from the regional exploration stage, geostatistical modeling is used through the conditioned turning bands simulation tool, using data from 443 fine current active sediment samples, taken in basins within the study area draining mainly Jurassic age rocks. The automatic cartography of turning bands carried out for each of the elements under study identified four anomalies of regional importance, corresponding to geochemical signatures in the identification of copper porphyry systems on the surface.

Palabras clave: modelamiento geoestadístico; simulación; bandas rotantes; pórfido; cobre; Putumayo.

1 Introducción

Las rocas presentes en el norte del departamento de Putumayo, forman parte del cinturón magnético Jurásico de pórfidos cupríferos del Sistema Andino que se extiende desde Perú hacia Ecuador y Colombia (Bloque Norandino), donde se conocen depósitos de importancia económica y varios prospectos [1]. Los sistemas tipo pórfido de Cu muestran una marcada tendencia a ocurrir en cinturones lineales, típicamente paralelos a orógenos, los cuales van desde unas

pocas decenas a cientos, e incluso hasta miles de kilómetros de longitud, como es ejemplificado en la cordillera de los Andes [2].

En Colombia este cinturón se extiende a lo largo de todo el país de forma interrumpida hasta la parte norte, como resultado de la interacción entre placas y microplacas continentales y oceánicas, con la formación y amalgamación de terrenos de diversa afinidad y el desarrollo de orógenos desde el Meso-Protérozoico hasta el Cretácico Superior. Además de la formación de arcos continentales y oceánicos

How to cite: Cajicá-Acosta, L. and Sánchez-Arredondo, L.H., (2024). Modelamiento geoestadístico de variables geoquímicas en exploración de depósitos minerales tipo pórfido de cobre utilizando simulación por bandas rotantes. 55, pp. 46 - 55. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.112408>



que se emplazaron en estos terrenos y que hoy se presentan apilados a lo largo de los Andes Noroccidentales y algunos de ellos dispersados por la tectónica transcurrente de la margen Suramericana [3].

Este cinturón de rocas hospeda depósitos minerales tipo pórfido de Cu, entre los cuales se han descubierto en las últimas décadas los depósitos minerales de Panantza, San Carlos, Warintza y Mirador al sur de Ecuador. En Colombia el Proyecto Mocoa en el departamento del Putumayo se presenta como un prospecto con recursos inferidos de 636 Mt @ 0.45% CuEq [4] en etapa de exploración y que es la base para la exploración de depósitos similares en el cinturón de rocas del Jurásico que afloran en la parte sur del país, más específicamente en la parte norte del departamento del Putumayo.

La exploración regional de sistemas tipo pórfido de Cu-Mo se realiza teniendo en cuenta que estos sistemas son definidos como grandes volúmenes (10 - 100 km³) de rocas alteradas hidrotermalmente centradas en cuerpos intrusivos que pueden tener asociados depósitos tipo skarn, reemplazamiento de carbonatos, hospedados en sedimentos y epitermales de alta e intermedia sulfuración con mineralización de metales base y metales preciosos [2]. Actualmente en la exploración de depósitos minerales metálicos se tiene como insumos indispensables a la geoquímica y la geofísica en la identificación de anomalías en superficie, sin tener en cuenta una herramienta fundamental y robusta como lo es la estimación y modelamiento geoestadístico desde las etapas tempranas de la exploración.

Mediante el uso de resultados geoquímicos de muestras de sedimentos activos de corriente, la cual es la información inicial con la que se empieza a construir la exploración regional, se estima la correlación entre las variables identificadas como firma geoquímica para depósitos tipo pórfido como: cobre (Cu), molibdeno (Mo), plomo (Pb), zinc (Zn), plata (Ag) y manganeso (Mn), y de esta manera lograr identificar las zonas anómalas para una etapa posterior de exploración. A medida que hay más información disponible para un área de trabajo, se pueden integrar los muestreos de suelo, rocas y núcleos de perforación.

La geoestadística debe utilizarse desde etapas iniciales de exploración debido a que sirve como herramienta que permite utilizar la información inicial de las muestras representativas y hacer una simulación en zonas con baja densidad de muestreo para lograr determinar anomalías regionales y locales en la superficie que permiten tener mayor grado de certeza en el direccionamiento de la exploración regional, así como la disminución en los costos asociados.

Entre los parámetros de entrada para el modelamiento se define el muestreo de sedimentos activos de corriente, de microcuencas hidrográficas pertenecientes a rocas de edad Jurásica y que cuentan con resultados geoquímicos para los elementos Cu, Mo, Pb, Zn, Ag y Mn. De esta forma se realiza un estudio centrado en rocas con las mismas características, correspondientes a una misma edad (Jurásico) y que poseen un origen ígneo similar (intrusivas - extrusivas), logrando que las muestras sean representativas y que puedan ser correlacionables.

1.1. Área de estudio

El área de estudio comprende un polígono enmarcado por el cinturón de rocas de edad principalmente del Jurásico, que aflora en el área norte del departamento del Putumayo. Dentro de este polígono, existen rocas de edad diferente al Jurásico y que representan el 8% del total del área, además de tener en cuenta que las muestras son de sedimentos activos de corriente los cuales representan un área (cuenca hidrográfica) y no un punto, razón por la cual fueron incluidas dentro del área de estudio.

El área tiene 1.254 km² de extensión y en división geográfica corresponde de forma porcentual de mayor a menor medida a parte de los municipios de Mocoa, San Francisco, Santiago y Villa Garzón; en la Fig. 1 se presenta el área municipal de cada uno en relación con el polígono del área de estudio.

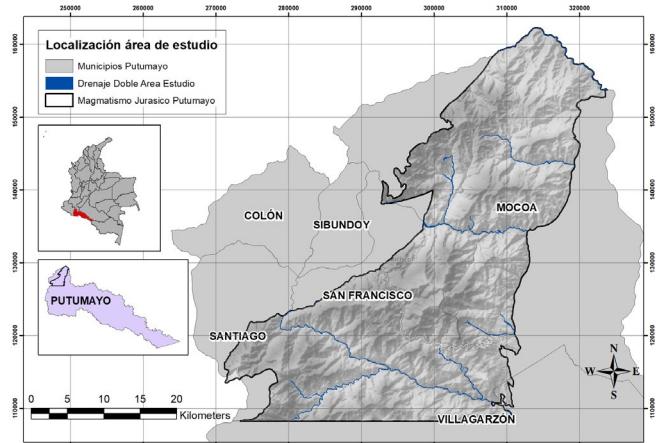


Figura 1. Área de estudio.
Fuente: Elaboración propia.

En la Fig. 2 se observa el área de estudio y la distribución espacial de las 443 muestras de sedimentos activos de corriente con resultados geoquímicos de elementos indicadores de depósitos minerales tipo pórfido como Cu, Mo, Pb, Zn, Ag y Mn.

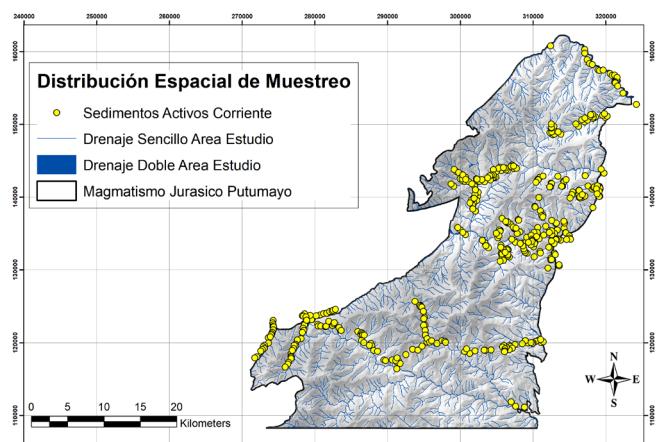


Figura 2. Distribución espacial de muestras dentro del área de estudio.
Fuente: Elaboración propia.

Estas muestras se encuentran distribuidas espacialmente en el área del polígono, dentro de las microcuencas hidrográficas cercanas a las quebradas y ríos principales. En la distribución espacial se aprecia un agrupamiento de muestras, principalmente cerca de zona del depósito mineral de Mocoa, lo cual es tenido en cuenta para el procesamiento geoestadístico de la información.

1.2. Geología

La geología del área de estudio comprende rocas con edades entre el Triásico superior hasta el presente, y está conformada por paquetes litológicos en orden de importancia de rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias principalmente con algunas ventanas de rocas metamórficas. Entre las unidades geológicas presentes en el área de estudio se observa que el 91.9% de las rocas son de edad Triásico Superior – Jurásico (Tjsal: Formación Saldaña, Jcmdsm: Cuarzomonzodiorita Sombrerillos y Jmgmoc: Monzogranito de Mocoa); el 7.1% son de edad Cretácico (K1K2cb: Formación Caballos, K2V: Formación Villeta, K2E1rum: Formación Rumiyaco); el 0.5% de edad Cuaternario (Q2c y Q2al: depósitos cuaternarios) y el 0.6% perteneciente al Paleozoico.

En la Fig. 3 se presenta el mapa geológico y de estructuras principales en el área de estudio, tomado y digitalizado de la plancha 430 Mocoa [5, 6].

La geología estructural en el área de estudio está compuesta por los sistemas de fallas correspondientes al límite andino oriental de la Cordillera Oriental con la llanura colombiana y que poseen una orientación espacial preferencial con sentido NNE – SSW y NE – SE que han sido responsables del levantamiento cordillerano y la geomorfología que tenemos actualmente. Otra dirección presente en la zona de estudio es el fallamiento con dirección NW – SE representada por la Falla de Sibundoy y otras fallas menores.

Los movimientos en el área están más o menos documentados a partir del Jurásico, cuando actuó una tectónica distensiva, a la que se le atribuye la formación de las zonas de debilidad que dieron origen a fallas normales en los

límites oriental y occidental del área de estudio. A partir del Neógeno se inició la Orogenia Andina que ocasionó el levantamiento de las cordilleras Central y Oriental, debido a la tectónica compresiva, que cambió el movimiento de las fallas a inverso y transcurrente, y se impuso un estilo tectónico de cabalgamiento y plegamiento; este nuevo estilo persiste en la actualidad y se atribuye a la interacción entre las placas de Nazca, Suramérica y Caribe [7].

1.3. Geología económica

El área comprendida en el norte del departamento del Putumayo ha sido estudiada en décadas anteriores utilizando información geoquímica, geológica y geofísica disponible, en busca de manifestaciones de depósitos minerales de diferentes escalas, asociados a metales preciosos y metales básicos. Esta zona se encuentra en un ambiente de corteza continental y el potencial mineral de esta provincia se encuentra asociado a la superposición de dos eventos metalogenéticos que tuvieron lugar, uno en el Mesozoico (Triásico – Jurásico) y otro en el Cenozoico (Neógeno) [8].

La primera campaña de exploración regional en el área se dio en el año 1977, en el marco del convenio realizado entre las Naciones Unidas e INGEOMINAS (Actual Servicio Geológico Colombiano), donde se desarrolló el Proyecto de Metales Básicos en las cordilleras central y occidental COL 72-002/13, cuyo objetivo principal fue la exploración de un área de 90.000 km² en el sur de Colombia, haciendo énfasis en las posibilidades de encontrar mineralización de tipo pórfido de cobre [9].

La siguiente campaña de exploración regional, hace referencia a los años siguientes de la década de los setenta, cuando el programa de exploración conducido por las Naciones Unidas, INGEOMINAS y la Empresa Colombiana de Minas (ECOMINAS) concluyó en el descubrimiento de un gran depósito tipo pórfido de cobre y molibdeno cerca de la ciudad de Mocoa en el suroccidente de Colombia [10]. Allí, se desarrolló el Proyecto Metales Básicos Fase II COL 76/030 para desarrollar el estudio preliminar de factibilidad económica para el depósito de cobre y molibdeno de Mocoa [11]. El proyecto Mocoa, el cual se encuentra actualmente en etapa de exploración, y hasta la fecha es el único proyecto en la zona de estudio el cual ha pasado a etapa de exploración del subsuelo con perforación diamantina (para 2021 se contaba con 43 pozos profundos con un total de 25.199 metros perforados, [5]) y del cual se conocen los rasgos inherentes a un depósito tipo pórfido de Cu-Mo como las alteraciones hidrotermales, mineralización de sulfuros y tipos de vetillas, las demás anomalías han permanecido sin interpretaciones adicionales y consideradas sin interés económico. El conocimiento del depósito de Mocoa es el punto de partida para la identificación en terreno de depósitos similares en el cinturón de rocas jurásicas del norte del departamento del Putumayo, teniendo en cuenta las asociaciones mineralógicas determinadas en campo, las cuales permiten zonificar las alteraciones hidrotermales presentes, que son el rasgo determinante en la comprobación de mineralización tipo pórfido en áreas de exploración regional.

Algunas ocurrencias minerales se presentan sobre algunos de los cauces principales de ríos, en donde se puede encontrar

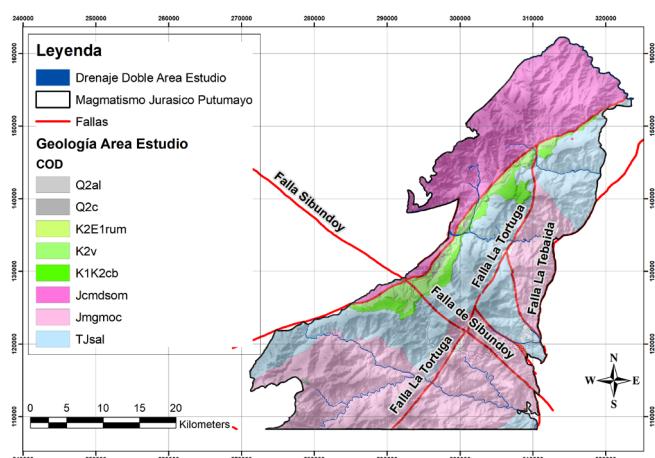


Figura 3. Mapa geológico y estructuras principales del área de estudio
Fuente: Elaboración propia.

a mineros artesanales barequeando a muy pequeña escala en busca de oro, indicando la presencia de pequeños depósitos de oro de tipo aluvial en la zona, y adicional algunos puntos de extracción de materiales de construcción.

De acuerdo con lo anterior podemos afirmar que el área se encuentra con información primaria de etapas iniciales de exploración, donde la interpretación y uso de herramientas adicionales pueden ayudar a identificar de una forma más acertada el potencial minero para metales básicos en esta zona del país, donde predominan rocas y asociaciones minerales que permiten inferir una zona con alto potencial para la exploración regional de depósitos tipo pórfito de cobre y/o molibdeno tales como el depósito de Mocoa y depósitos similares en Ecuador.

2 Metodología

Para la realización del presente trabajo se utilizó la base de datos proporcionada por la compañía Libero Cobre Ltd., consistente en los resultados geoquímicos de dos campañas regionales de muestreos de sedimentos activos de corriente en el norte del departamento del Putumayo, realizados en primera instancia por INGEOMINAS entre los años 1973 y 2006 (305 muestras) y por la compañía B2 Gold Corporation de forma más local y con una mayor densidad de muestreo cerca del proyecto Mocoa (138 muestras) durante los años 2008 a 2012. En este sentido, se dispone de 443 muestras para el procesamiento de la información geoestadística.

Las muestras de las dos campañas fueron cotejadas en áreas comunes donde se tenía la posibilidad de comparar los resultados y se verificó que tenían resultados consistentes y homogéneos, haciendo posible el trabajo entre ellos. Luego se procede al análisis e interpretación de elementos indicadores en exploración de depósitos de minerales metálicos como Cu, Mo, Pb, Zn, Ag y Mn, los cuales se encuentran en la totalidad de las muestras.

Para el análisis, interpretación y modelamiento de la información geoestadística se utilizó el software Isatis neomining v2022_12 de la compañía Geovariances.

2.1. Análisis exploratorio de datos

La primera etapa consiste en realizar el análisis exploratorio de los datos (AED) para las variables (Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm, Ag_ppb y Mn_ppm) en el cual se identifica para cada una de ellas la distribución, las medidas de tendencia central (media, percentiles, media geométrica, media armónica), medidas de dispersión (varianza, desviación estándar, coeficiente de variación, asimetría y curtosis), los datos duplicados (dando preferencia por el valor más alto) y los datos extremos (aberrantes) los cuales no son tenidos en cuenta (ocultados) en el análisis.

En la Tabla 1 se presentan las estadísticas básicas procesadas por el software para las variables filtradas sin duplicados y sin valores extremos de Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm, Ag_ppb y Mn_ppm. Para las variables Cu, Pb, Zn y Mn, el conjunto de datos es de 443 muestras; para el Mo se cuenta con 384 datos y para la Ag se cuenta con 387 datos. Estos dos últimos elementos tienen menor cantidad de muestras debido a inconvenientes que en su momento no permitieron que se procesaran las muestras.

Tabla 1.
Estadísticas básicas para las variables analizadas.

Variable	Cu_ppm	Mo_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm	Ag_ppb	Mn_ppm
Conteo Total	435,00	378,00	435,00	435,00	381,00	435,00
Media	38,34	2,90	25,68	91,08	97,40	710,18
Varianza	1016,0	6,322	559,9	4767,0	45420,0	120582,0
Desviación Estándar	31,87	2,51	23,66	69,04	213,12	347,25
Coef. de Variación	0,8313	0,8680	0,9214	0,7581	2,1880	0,4890
Mínimo	4,00	0,21	5,00	31,00	0,20	19,00
Máximo	200,00	20,00	140,00	400,00	1000,00	1900,00
Percentil 5%	11,00	0,40	6,00	42,00	0,40	286,00
Percentil 25%	21,00	1,30	13,35	56,00	0,60	457,00
Percentil 50%	31,00	3,00	18,00	71,50	0,80	632,00
Percentil 75%	46,00	3,01	26,00	98,00	100,00	875,00
Percentil 90%	65,00	5,00	49,00	142,00	250,00	1148,00
Percentil 98%	170,00	8,00	117,00	400,00	1000,00	1710,00
Media Geométrica	30,67	2,20	19,86	77,53	5,22	628,67
Media Armónica	25,07	1,51	16,26	69,65	0,91	501,97
Asimetría	3,109	4,388	2,936	3,087	3,167	1,156
Curtosis	14,83	29,64	12,70	13,06	12,90	4,51

Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 1 se observa que el coeficiente de variación (relación entre la desviación estándar y la media) es <1.00 para las variables Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm y Mn_ppm indicando que las variables se comportan adecuadamente para la estimación. Para el caso de la variable Ag_ppb, el valor >2.00 indica que tiene valores que continúan siendo extremos y pueden dificultar la estimación. Los valores de asimetría son todos positivos y como se observa en los histogramas de frecuencias indican que tiene cola hacia la derecha. El coeficiente de curtosis >0.00 indica que todas las variables presentan comportamiento leptocúrtico, es decir, presentan una alta frecuencia alrededor de los valores centrales.

2.2. Desagrupamiento de datos

Con los anteriores insumos procesados y analizados para cada variable se continua con la corrección de sesgos de muestreos preferenciales en cercanía a las zonas de altos valores, lo cual se evidenció visualmente en la Fig. 2. Por lo cual es necesario realizar un desagrupamiento de datos, que consiste como su nombre lo indica en desagrupar los datos debido a su irregularidad y a la concentración en sitios específicos, ya que es conveniente no atribuir el mismo peso estadístico a todos los datos [12]. Se toma una ventana móvil

Tabla 2.

Valores de desagrupamiento (valores pesados) y tamaño óptimo de las ventanas para las variables analizadas.

Variable	Cu_ppm	Mo_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm	Ag_ppb	Mn_ppm
Conteo	435,00	378,00	435,00	435,00	381,00	435,00
Media	Cruda	38,340	2,897	25,680	91,080	97,400
	Pesada	33,340	2,840	24,680	87,650	76,630
Desviación Estándar	Cruda	31,870	2,514	23,660	69,040	213,100
	Pesada	26,380	2,032	22,960	64,810	191,500
Ventana X y Y (m)		2868,42	2868,42	2868,42	2868,42	2868,42

Fuente: Elaboración propia.

centrada en cada una de las muestras desde un tamaño inicial de 500 m x 500 m hasta 5.000 m x 5.000 m. Para obtener el tamaño más adecuado de la ventana, se realizan 20 pruebas para cada variable moviendo la ventana en el rango dado de tamaños, de allí se selecciona el valor óptimo, el cual debe poseer un valor de desviación estándar bajo, no estar tan alejado de la media, mostrar un cambio significativo entre el valor crudo y el valor pesado para los valores de media y desviación estándar que justifique el desagrupamiento. Los resultados son guardados en una nueva variable pesada del conjunto de datos de muestra, que luego es utilizada para el análisis variográfico y el modelamiento de la anamorfosis gaussiana, en la Tabla 2 se presentan los valores obtenidos (valores pesados) y se suministra el tamaño de la ventana que posee geometría cuadrada, por lo tanto, es el mismo valor para el eje X y Y.

Con los valores de tamaño de ventanas en metros obtenidos para X y Y, se procede a seleccionar las dimensiones de la grilla a utilizar en la estimación y la simulación de 2 km x 2 km respectivamente para las coordenadas X y Y.

2.3. Análisis variográfico

El análisis variográfico permite determinar la continuidad espacial de la variable en el estudio, ajustándola a un modelo de variograma experimental, el cual se obtiene al relacionar el promedio de la variabilidad entre pares de muestras en función a la distancia de separación en una dirección determinada. Para el presente caso de estudio se realizaron los análisis variográficos preliminares de las variables en las diferentes direcciones, sin obtener alguna dirección preferencial en ninguna de ellas. Esto refuerza el tipo de depósito mineral tipo pórfito, en el que la tendencia de mineralización es diseminada a lo largo de las zonas alteradas hidrotermalmente; teniendo en cuenta lo anterior, se toma una tendencia omnidireccional para el ajuste de los parámetros y la realización de los modelos de variogramas.

En la Fig. 4 se presenta el variograma experimental y el modelo de variograma para cada una de las variables (Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm, Ag_ppb y Mn_ppm). En línea punteada de color rojo se exhibe el variograma experimental omnidireccional, en línea continua de color rojo se muestra el trazo del modelo de variograma omnidireccional. Los números en color negro indican la cantidad de pares de muestras utilizadas para el cálculo del variograma, lo cual resulta útil para determinar la representatividad de los puntos seleccionados en la construcción y ajuste del modelo del variograma.

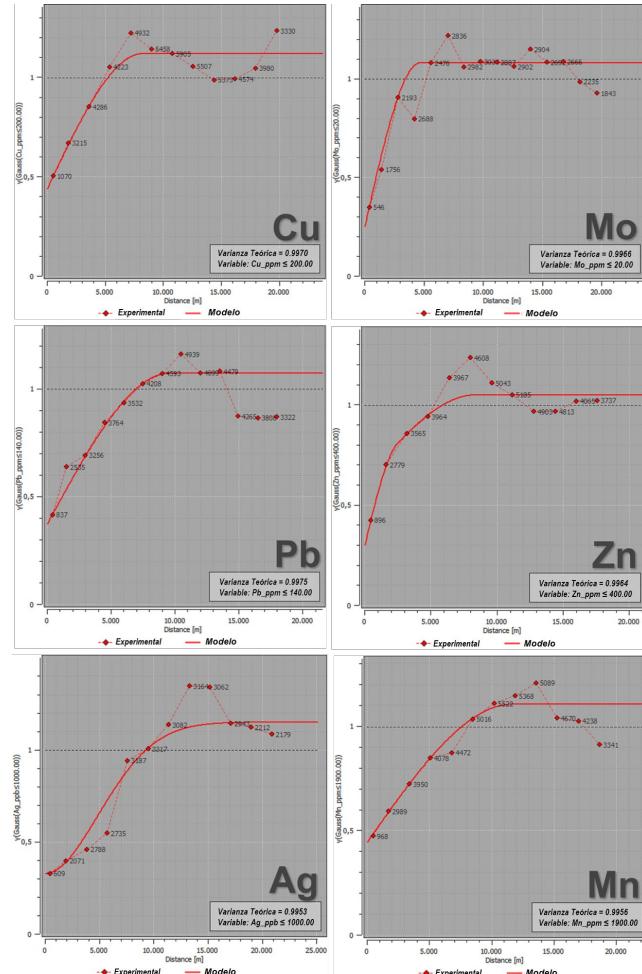


Figura 4. Variograma experimental y modelo de variograma para cada variable.

Fuente: Elaboración propia.

Se realiza la validación de los modelos variográficos obtenidos utilizando la validación cruzada, donde se compara el valor real con el valor estimado y se analiza la distribución de los errores entre cada punto muestreado y el valor estimado. Se hace énfasis en: el gráfico de dispersión de valores reales y estimados, el cual debe tener una pendiente superior a 0,60, indicando buena correlación; el histograma de frecuencias debe tener una media de los errores estandarizados cercana a 0,00, la desviación estándar debe ser cercana a 1,0; y la gráfica de errores estandarizados debe tener un porcentaje de muestras rechazadas inferior al 10%. Las

anteriores condiciones de la validación cruzada permiten validar los modelos variográficos realizados para las variables Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm, Ag_ppb y Mn_ppm.

2.4. Simulación geoestadística

La idea de utilizar la simulación estadística permite obtener un número determinado de nuevas realizaciones de la función aleatoria $Z(x)$ de tal manera que éstas comparten las mismas propiedades estadísticas que la función aleatoria $Z(x)$. Por lo general no se conoce con precisión las propiedades estadísticas de $Z(x)$ y lo que se hace es intentar obtener realizaciones simuladas $ZS(x)$ que sean estadísticamente equivalentes a la muestra que se posee de la función aleatoria original [13].

La idea de la simulación condicional es poder construir una representación de un fenómeno que es consistente con los datos observados, de esta forma, una simulación condicional no es la realidad, tan sólo es una posible versión de ella. Una simulación de la función aleatoria consiste en la selección de una realización de la función $Z(x)$ del conjunto de todas las posibles realizaciones. La construcción requiere el conocimiento de la distribución espacial de la función aleatoria $Z(x)$ [13].

Se tiene en cuenta la definición de segundo orden, una simulación (no condicional) de la función aleatoria $Z(x)$, es una realización de una función aleatoria $S(x)$ seleccionada en la clase de todas las funciones aleatorias con el mismo momento de segundo orden como $Z(x)$, es decir, la misma covarianza, variograma o covarianza generalizada [13].

2.4.1. Objetivos de la simulación

Las estimaciones de un fenómeno regionalizado que se puedan describir mediante una función aleatoria $Z(x)$ son con frecuencia insuficientes debido a la falta de información de la variable x , la información disponible en muchos casos se limita al muestreo realizado en puntos específicos de acuerdo con las características de dicha variable, las estimaciones obtenidas a partir de esta información empleando un estimador como el Kriging suavizan la realidad y resultan en una imagen errónea de la realidad y se requiere realizar la simulación condicionada de la variable [13].

Los objetivos de la simulación corresponden a interpretar una variable en términos de una estructura variográfica con características similares, y por otro lado obtener información de áreas donde no existen informaciones, de esta forma el fenómeno simulado se conoce en toda el área de estudio y no solamente en los puntos muestreados.

Una simulación, por lo tanto, consiste en obtener otra realización de esta función aleatoria $Z(x)$. Las dos realizaciones, la real y la simulada difieren una de la otra en determinadas localizaciones, pero ambas pertenecen a la misma función aleatoria $Z(x)$; es decir, tienen la misma función de distribución y los mismos momentos de primer y segundo orden, por lo que se dice que son estadísticamente equivalentes [13].

2.4.2. Método de bandas rotantes

El método de simulación por bandas rotantes (TBS, por sus siglas en inglés), es un método que simplifica la

simulación en el espacio y que tiene por objetivo fundamental la obtención de la función de covarianza unidimensional de la variable, teniendo en cuenta que permite la construcción de simulaciones en el espacio, a partir de procesos unidimensionales por medio de la simulación de líneas; la simulación en un punto resulta de la sumatoria de las proyecciones de las líneas en ese punto. De este modo, los métodos de simulación sobre una línea son de interés para la construcción de simulaciones en 2D y 3D.

El método de bandas rotantes ha sido usado desde la década de los 50's [14], para el caso especial de las funciones aleatorias Brownianas, pero solo fue desarrollado para simulaciones en la década de los 70's [13,15]. Matheron, redujo el problema de obtener una simulación de una función aleatoria $Z(x)$ con distribución gaussiana en tres dimensiones a obtener varias simulaciones independientes en una sola dimensión a lo largo de líneas rotadas en el espacio tridimensional R^3 [15].

En la cartografía por el método de bandas rotantes para cada uno de los seis elementos analizados se utiliza una grilla de 2 km x 2 km, y se fijaron los siguientes parámetros: 400 bandas, 8 sectores de búsqueda en el elipsoide, 4 muestras máximas por sector y 100 realizaciones. Una vez llevadas a cabo estas 100 realizaciones (simulaciones), se extraen tres cartografías: un escenario optimista, un escenario promedio o estimado y un escenario pesimista.

Para la realización de la cartografía de simulación por el método de bandas rotantes, se tiene en cuenta una escala unificada de colores y de valores correspondientes a los percentiles 5% (P05), 25% (P25), 50% (P50), 75% (P75), 90% (P90) y 98% (P98), ubicados en la parte izquierda de las escalas gráficas.

Para el presente estudio se relacionan y describen las anomalías altas como los valores que se encuentren por encima del percentil 90% (P90) y como anomalías moderadas las que se encuentren con valores entre el percentil 75% (P75) y el percentil 90% (P90).

2.4.3. Simulación por bandas rotantes – Escenario promedio para 100 realizaciones

La cartografía del escenario promedio para 100 realizaciones simula los valores de las concentraciones promedio de las variables analizadas para muestras de sedimentos activos de corriente y delimita zonas geoquímicas anómalas para las variables en estudio, las cuales son vectores en exploración regional para depósitos minerales tipo pórfito de cobre y/o molibdeno. Estas anomalías geoquímicas se encuentran por encima de los valores de referencia para concentraciones comunes en la corteza terrestre y rocas graníticas similares a las del cinturón de rocas jurásicas en el área de estudio.

La variable Cu de la Fig. 5 en el escenario promedio presenta dos anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores NW y E, y una anomalía moderada con valores por encima del P75 en el sector SW del área. Las anomalías del sector NW y E se encuentran con valores superiores a los valores de Cu de referencia para valores del promedio de la corteza terrestre de 60 ppm [16].

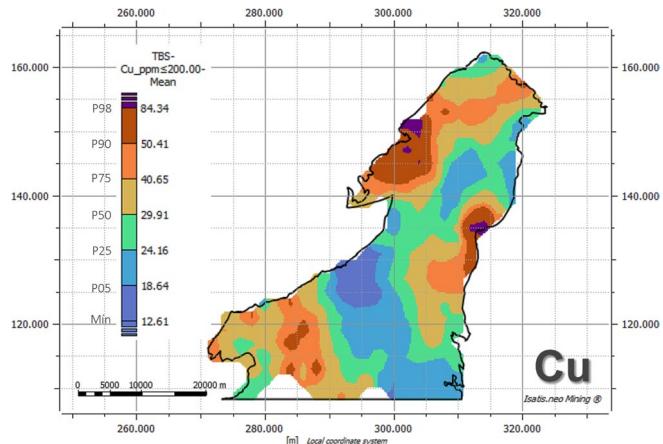


Figura 5. Simulación por bandas rotantes para Cu, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

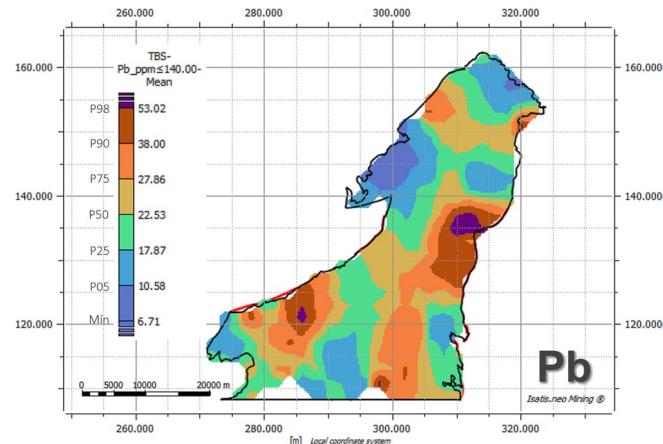


Figura 7. Simulación por bandas rotantes para Pb, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

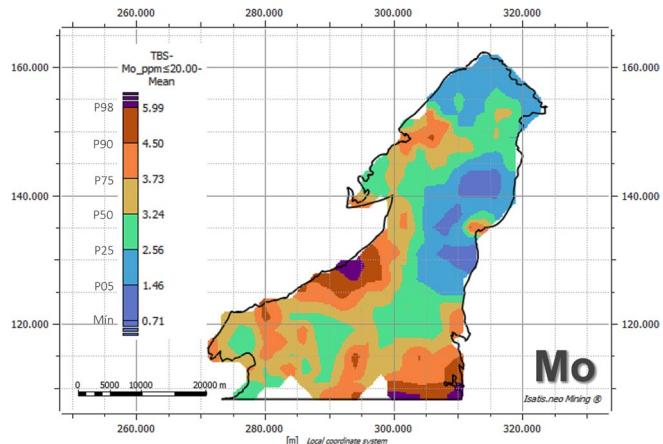


Figura 6. Simulación por bandas rotantes para Mo, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

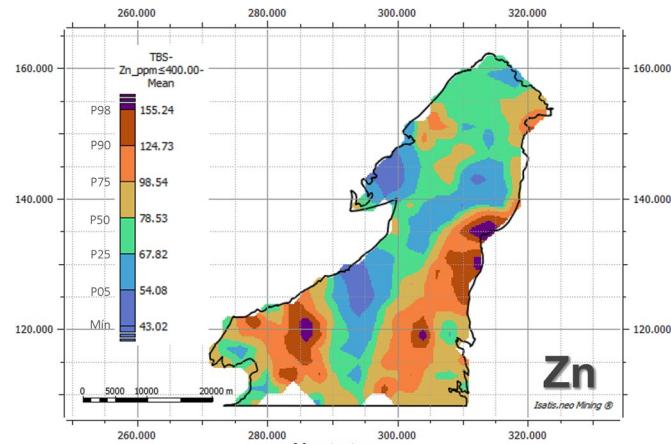


Figura 8. Simulación por bandas rotantes para Zn, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

La variable Mo de la Fig. 6 en el escenario promedio presenta dos anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores W y SE, y dos anomalías moderadas con valores por encima del P75 en los sectores NW y SW del área. Las anomalías se encuentran con valores superiores a los valores de Mo de referencia para valores del promedio para rocas graníticas de 1,5 ppm [16].

La variable Pb de la Fig. 7 en el escenario promedio presenta dos anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores E y SW, y dos anomalías moderadas con valores por encima del P75 en los sectores N y SE del área. Las anomalías se encuentran con valores superiores a los valores de Pb de referencia para valores del promedio para rocas graníticas de 20 ppm [16].

La variable Zn de la Fig. 8 en el escenario promedio presenta tres anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores E, SW y SE del área. Las anomalías se encuentran con valores superiores a los valores de Zn de referencia para valores del promedio para rocas graníticas de 50 ppm [16].

La variable Ag de la Fig. 9 en el escenario promedio presenta tres anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores E y NE. Las anomalías se encuentran con valores superiores a los valores de Ag de referencia para valores del promedio para rocas graníticas de 50 ppm [16].

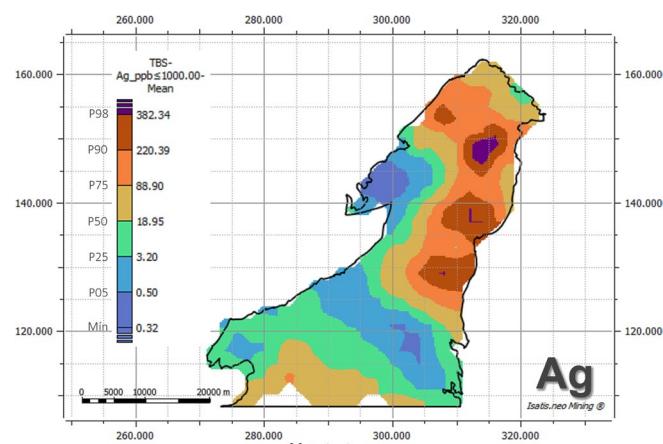


Figura 9. Simulación por bandas rotantes para Ag, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

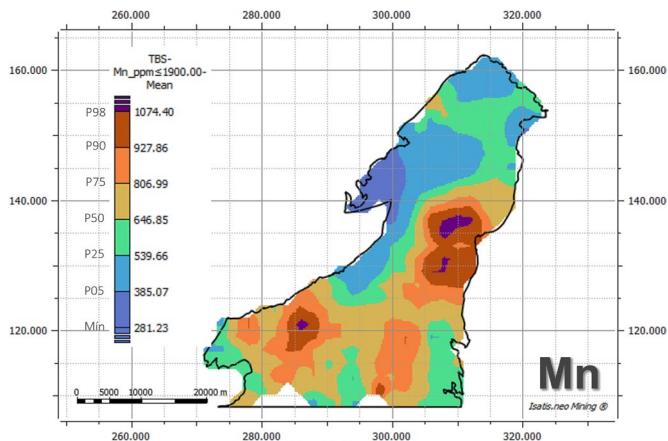


Figura 10. Simulación por bandas rotantes para Mn, escenario promedio de 100 realizaciones.

Fuente: Elaboración propia.

La variable Mn de la Fig. 10 en el escenario promedio presenta dos anomalías fuertes con valores por encima del P90 en los sectores E y SW, y una anomalía moderada con valores por encima del P75 en el sector SE del área. Las anomalías se encuentran con valores superiores a los valores de Mo de referencia para valores del promedio para rocas graníticas de 400 ppm y del promedio de rocas de la corteza terrestre 950 ppm [16].

En la Tabla 3 se presentan las estadísticas básicas procesadas para las variables en el escenario promedio para

Tabla 3.

Estadísticas básicas para las diferentes variables analizadas en el escenario del promedio de 100 simulaciones.

Variable	Cu_ppm	Mo_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm	Ag_ppb	Mn_ppm
Conteo Total	841,00	841,00	841,00	841,00	841,00	841,00
Media	33,93	3,23	24,36	86,09	70,38	672,40
Varianza	211,0	1,1	102,2	725,8	10576,0	34979,0
Desviación Estándar	14,53	1,05	10,11	26,94	102,84	187,03
Coef. de Variación	0,4282	0,3242	0,4150	0,3129	1,4610	0,2781
Mínimo	12,61	0,71	6,71	43,02	0,32	281,23
Máximo	98,44	6,96	67,18	198,37	533,61	1150,89
Percentil 5%	18,64	1,46	10,58	54,08	0,50	385,07
Percentil 25%	24,16	2,56	17,87	67,82	3,20	539,66
Percentil 50%	29,91	3,24	22,53	78,53	18,95	646,85
Percentil 75%	40,65	3,73	27,86	98,54	88,90	806,99
Percentil 90%	50,41	4,50	38,00	124,73	220,39	927,86
Percentil 98%	84,34	5,99	53,02	155,24	382,34	1074,40
Media Geométrica	31,48	3,04	22,53	82,43	16,67	645,59
Media Armónica	29,48	2,82	20,81	79,21	3,03	617,75
Asimetría	1,798	0,452	1,381	1,247	1,890	0,280
Curtosis	7,179	4,223	5,552	4,711	6,242	2,585

Fuente: Elaboración propia.

100 realizaciones. El coeficiente de variación (relación entre la desviación estándar y la media) es <1.00 para todas las variables, excepto para la Ag_ppb. Como se pude observar, tanto las medidas de tendencia central, las medidas de variabilidad y las medidas de forma estimadas siguen conservando estadísticas similares de los valores originales para cada de los elementos analizados.

3. Resultados

Luego de realizar la simulación por el método de bandas rotantes utilizando el software Isatis Neo Mining [17], se identificaron cuatro anomalías regionales en el cinturón de rocas jurásicas del norte del departamento de Putumayo. Dentro de los resultados se obtiene que, al modelar las fallas geológicas presentes en el área de estudio, estas no representan límites rígidos para el modelamiento, esto teniendo en cuenta que, tanto la mineralización como la litología en el caso del depósito mineral de Mocoa son coetáneas y las fallas geológicas fueron muy posteriores a estos eventos; igualmente por tratarse de información de muestras de sedimentos activos de corriente las cuales drenan de un área en superficie.

La simulación por bandas rotantes fue igualmente analizada para los casos optimista y pesimista, en donde se obtiene que la mejor representación de las variables de estudio corresponde al escenario promedio.

La simulación por bandas rotantes para un escenario promedio de 100 realizaciones permite clasificar las anomalías generadas en dos grupos: dos anomalías de alta importancia con valores superiores al percentil P90 que se encuentran en los sectores oriente y suroccidentes del área; y dos anomalías de moderada importancia con valores superiores al percentil P75.

La Tabla 4 presenta las concentraciones comunes de los elementos químicos analizados para la corteza terrestre y para el promedio de granitos y granodioritas [16], que son las rocas más abundantes en el cinturón Jurásico del área de estudio, estos valores se utilizan como referencia en la identificación de anomalías para las variables Cu_ppm, Mo_ppm, Pb_ppm, Zn_ppm, Ag_ppb y Mn_ppm. Para comparar los resultados obtenidos, se toman los valores correspondientes al granito y la granodiorita, a excepción del cobre en el cual se considera como referencia el promedio de la corteza terrestre, teniendo en cuenta que el valor del granito – granodiorita es demasiado bajo para los resultados obtenidos en el área de estudio.

Tabla 4.

Abundancia promedio de variables analizadas para la corteza terrestre y granito.

Abundancia Promedio	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppb)	Mn (ppm)
Corteza terrestre	60	1,2	14	70	75	950
Granito - Granodiorita	12	1,5	20	50	50	400

Fuente: Tomado de Reimann C & et al, 1998.

3.1. Error relativo en simulaciones

Una vez realizadas las simulaciones por el método de bandas rotantes para los tres escenarios: optimista, promedio y pesimista, se procede a determinar el porcentaje de error relativo para el escenario promedio o simulado, debido a que de las 100 realizaciones se considera la simulación más acertada a la realidad, para ello se utiliza la relación entre la desviación estándar y la media de cada una de las celdas pertenecientes a la grilla de simulación. De esta forma se conoce el porcentaje de error en cada celda y se compara con los resultados de la simulación para cada variable.

En general, para las anomalías identificadas de Cu, Pb, Zn, Ag, y Mn se tienen errores relativos aceptables para validarlas.

Para las anomalías de Mo identificadas en los sectores W y SW se tienen errores relativos aceptables para su validación, sin embargo, los sectores SE y NW poseen errores relativos altos que no validan en su totalidad estas dos anomalías, debido al efecto de borde teniendo en cuenta la baja cantidad de muestras en el elipsoide de búsqueda.

3.2. Resultados simulación caso promedio

En el escenario promedio simulado por el método de bandas rotantes para las seis variables en estudio, se puede determinar que todos los valores considerados anómalos en este escenario se encuentran por encima de los valores referencia para concentraciones comunes de estos elementos en rocas graníticas similares al cinturón de rocas jurásicas. De acuerdo con la Tabla 4 para el promedio de granito y granodiorita, en el caso del Cu este valor se encuentra por encima de P90; para el Mo, Pb, y Zn se encuentran por debajo del P25; para la Ag se encuentra por debajo de P75 y para el Mn se encuentra por debajo del P90. Este escenario marca muy bien el depósito de Mocoa con anomalías de Cu, Pb, Zn, Mn, Ag y Mo en el muestreo realizado; y por consiguiente representa una buena prospectividad para este tipo de depósitos en las anomalías fuertes identificadas en el sector NW y SW del área de estudio.

3.3. Anomalías para escenario promedio por método de bandas rotantes

Una vez analizadas las anomalías generadas por el método de bandas rotantes, se toma el escenario promedio como el escenario que simula más adecuadamente la realidad de la naturaleza de las concentraciones de las variables analizadas, generando el mapa de anomalías regionales del área de estudio, producto del análisis de resultados de muestras de sedimentos activos de corriente. En la Fig. 11 se observan las cuatro anomalías regionales identificadas dentro del área de estudio, numeradas en orden de importancia de acuerdo con los resultados obtenidos en la simulación.

- Anomalía 1. Localizada al oriente del área de estudio y delimitada por concentraciones anómalas de Cu-Pb-Zn-Mn-Mo-Ag. Esta anomalía se considera de alta importancia y corresponde a la firma geoquímica de depósitos tipo pórfido de Cu, dentro de ésta se encuentra el depósito mineral de Mocoa, corresponde a un área de 89,03 km².

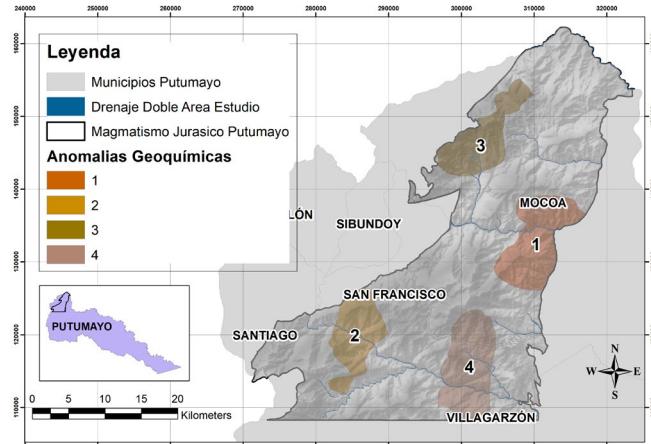


Figura 11. Anomalías geoquímicas resultado de simulación por bandas rotantes para escenario promedio simulado.

Fuente: Elaboración propia.

- Anomalía 2. Localizada al suroccidente del área de estudio y delimitada por concentraciones anómalas de Pb-Zn-Mn-Mo-Cu. Esta anomalía se considera de alta importancia y corresponde a la firma geoquímica de depósitos tipo pórfido de Cu, corresponde a un área de 65,43 km².
- Anomalía 3. Localizada al noroccidente del área de estudio y delimitada por concentraciones anómalas de Cu-Mo-Zn-Pb-Ag. Esta anomalía se considera de mediana importancia y corresponde por la intensidad a una firma geoquímica moderada de depósitos tipo pórfido de Cu-Mo, corresponde a un área de 70,15 km².
- Anomalía 4. Localizada al suroriente del área de estudio y delimitada por concentraciones anómalas de Pb-Zn-Mn-Mo. Esta anomalía se considera de mediana importancia y corresponde por la intensidad a una firma geoquímica moderada de depósitos tipo pórfido de Cu, corresponde a un área de 90,54 km².

Cada una de estas cuatro anomalías geoquímicas generadas deben estar relacionadas y acompañadas en superficie con zonas de alteración hidrotermal, que dependiendo del nivel en profundidad del sistema y/o del nivel de erosión en el que se encuentren los sistemas mineralizados, puede gradar desde alteraciones de baja temperatura como la alteración propilítica y alteración sericitica hasta alteraciones de mayor temperatura. De esta misma forma, los elementos Pb, Zn, Mn y Ag corresponden a niveles superiores en los sistemas tipo pórfido con temperaturas más bajas; y los elementos Cu y Mo corresponden a niveles más profundos con temperaturas altas. Inicialmente estas cuatro anomalías suman 315,15 km² de extensión superficial y son el punto de partida de próximas campañas de exploración de depósitos minerales de Cu-Mo.

4. Conclusiones

Se permite identificar el comportamiento geoestadístico de las variables Cu, Mo, Pb, Zn y Mn utilizando la metodología de las bandas rotantes para el escenario promedio simulado de 100 realizaciones, como indicadores de mineralización tipo pórfido Cu-Mo, y que se encuentran

asociados en dos anomalías regionales de alta importancia y dos anomalías de moderada importancia dentro del área de estudio en el norte del departamento del Putumayo, indicando la necesidad de estudios adicionales para determinar su potencial y delimitar su extensión en el terreno. Las cuatro anomalías generadas corresponden a firmas geoquímicas en la identificación de sistemas tipo pórfito de cobre en superficie y que, mediante la utilización de la herramienta de simulación por bandas rotantes, junto con una siguiente fase de estudios geológicos detallados de alteración hidrotermal, mineralización de sulfuros e identificación de tipos de vetillas, pueden aportar información primaria adicional para reconocer su extensión en superficie.

Junto con la simulación geoestadística se utilizó la información disponible de geoquímica, geología a nivel regional, y de alteraciones hidrotermales para el caso puntual del depósito mineral de Mocoa en los resultados del modelamiento geoestadístico, en la identificación de anomalías.

Dentro del cinturón de rocas jurásicas en el norte del departamento del Putumayo se identificaron cuatro anomalías geoquímicas regionales para depósitos tipo pórfito de Cu-Mo con una extensión total de 315,15 km², dos de alta importancia localizadas al este y al suroccidente; y dos de moderada importancia localizadas al noroccidente y sureste del área de estudio, asociadas a eventos metalogénicos del Triásico-Jurásico.

El modelamiento geoestadístico por medio de simulación condicionada por bandas rotantes es una herramienta que, junto a los análisis geoquímicos y estudios geofísicos, resultan ser de gran utilidad a la hora de definir con soporte científico anomalías geoquímicas de elementos vectores en etapas tempranas de exploración regional de depósitos minerales tipo pórfito de Cu-Mo.

Estos resultados permiten incentivar y promover la exploración de minerales de interés estratégico como el cobre en Colombia [18], y que teniendo en cuenta el contexto geológico presenta gran potencial, respaldado por los proyectos exploratorios y descubrimientos de depósitos de cobre en rocas de edad Jurásica en Ecuador, así como los ya existentes en diferentes regiones del país.

El mercado del cobre continua en crecimiento, para 2023 la producción global fue de 22 millones de toneladas [19] y la oportunidad de aporte a tecnologías más limpias y amigables con el planeta, así como el aprovechamiento racional de los recursos disponibles, nos ponen en la obligación no sólo con nosotros mismo, sino con las generaciones venideras a aportar activamente para que esta transición energética se haga una realidad, sumando desde todos los puntos de vista, con conciencia ambiental, pero también con inteligencia del aprovechamiento de los recursos naturales disponibles.

Referencias

- [1] INGEOMINAS. Análisis del potencial de recursos minerales de la plancha 431 Piamonte y parte de la 430 Mocoa suroccidente de Colombia. Bogotá, Colombia, 2006.
- [2] Sillitoe, R.H., Porphyry copper systems, Sillitoe, Economic Geology, 105, pp. 3-41, 2010. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- [3] Rodríguez-García, G., Zapata, J.P., Correa-Martínez, A.M., Ramírez, D.A., y Obando, G., () Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa-Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia. Boletín de Geología, 42(3), pp. 15-50, 2020. DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020001>.
- [4] Rowland, M., Sim, R., and Bruce, D., Mocoa copper-molybdenum Project, Colombia. NI 43-101 Technical Report. [online]. 2022. Available at: https://www.libero copper.com/_resources/reports/Technical-Report-Mocoa.pdf
- [5] INGEOMINAS, & Geoestudios. Geología de la Plancha 430 Mocoa. 1:100000. 2002.
- [6] INGEOMINAS, & Geoestudios. Mapa geológico de Colombia Plancha 411, La Cruz. 2000.
- [7] INGEOMINAS. 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 Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo. Escala 1:100.000. [en línea]. 2003. Disponible en: www.ingeominas.gov.co
- [8] INGEOMINAS. Análisis del potencial de recursos minerales de la plancha 431 Piamonte y parte de la 430 Mocoa suroccidente de Colombia, 2006.
- [9] ONU & INGEOMINAS. Proyecto de metales básicos en las cordilleras Central y Occidental, 1977.
- [10] Sillitoe, R.H., and Jaramillo, L., Geologic exploration of a molybdenum-rich porphyry copper deposit at Mocoa, Colombia. Economic Geology, 79(1), pp. 106-123, 1984. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.106>
- [11] INGEOMINAS. Resumen del informe preliminar de factibilidad proyecto Mocoa, 1984.
- [12] Morales, F., Evaluación geoestadística por medio del método de condicionamiento uniforme para un caso de estudio de un yacimiento de oro localizado en el departamento de Antioquia, Colombia. Universidad Nacional de Colombia, 2019.
- [13] Chiles, J.-Paul., and Delfiner, P., Geostatistics: modeling spatial uncertainty. John Wiley & Sons, 1999. DOI: <https://doi.org/10.1002/9780470316993>
- [14] Chentsov, N.N., Lévy Brownian motion for several parameters and generalized white noise. Theory of probability and its applications, 2(2), pp. 265-266, 1957. DOI: <https://doi.org/10.1137/1102019>
- [15] Matheron, G., The intrinsic random funtions and their applications. Advances in Applied Probability, 5(3), pp. 439-468, 1973. DOI: <https://doi.org/10.2307/1425829>
- [16] Reimann C, et al., Environmental geochemical atlas of the central Barents region. Schweizerbart Science Publishers, 1998.
- [17] Geovariances. User's Guide Isatis.neo-mining, 2022.
- [18] Agencia Nacional de Minería. Resolución Número 1006 de 30 noviembre 2023 República de Colombia, pp. 1-6, 2023.
- [19] U.S. Geological Survey. () Mineral Commodity Summaries – Copper, 2024.

L. Cajicá-Acosta, es Geólogo de la Universidad Nacional de Colombia en 2004, MBA con Especialidad en Gestión Integrada de la Calidad, Seguridad y Medioambiente de la Universidad de Viña del Mar, Chile en 2014 y MSc en Recursos Minerales de la Universidad Nacional de Colombia en 2023. Ha trabajado en el área de exploración de minerales metálicos y geología económica desde 2006 desde etapas tempranas en prospección hasta etapas avanzadas de proyectos mineros. Sus intereses de investigación incluyen geología, exploración geológica, geoquímica, geoestadística, simulación, modelamiento, geología económica.

ORCID: 0009-0004-2410-6245

L. Sánchez-Arredondo, es profesor asociado de la Universidad Nacional de Colombia. Área de estimación de depósitos minerales y geología de minas, geoestadística ambiental y minera. Actualmente se dedica a la investigación de proyectos relacionados con la reutilización de terrenos mineros con enfoque hacia el geoturismo de sitios mineros y actividades relacionadas con la geoeducción, geoconservación y geoturismo. Participante en el curso digital “UNESCO Global Geoparks and Sustainability, 2021”. Super Mentor certificado por el Ministerio de Comercio, Industria y Turismo en el año 2023.

ORCID: 0000-0003-1501-8345



Análisis de procedencia de la Formación Tena en el río Anzu, Puyo – Ecuador

Christian Wladimir Romero-Cóndor ^a, Heidy Liliana Cervantes-Gualuchico ^b, Emilio José Oyague-Vergara ^a, Sofía Tatiana Heredia-Puente ^b, Paola Dominique Pazmiño-Aguiar ^c, Antonio Patricio Proaño-Altamirano ^a, María Angelica Ortiz-Mercado ^a, Fausto Rodolfo Carranco-Andino ^a, Erick Javier Guerrero-Tamayo ^a & Víctor Horacio Martínez-Jiménez ^a

^aProyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador - IIGE, Quito, Ecuador. christian.romero@geoenergia.gob.ec, emilio.oyague@geoenergia.gob.ec, maria.ortiz@geoenergia.gob.ec, antonio.proano@geoenergia.gob.ec, fausto.carranco@geoenergia.gob.ec, erick.guerrero@geoenergia.gob.ec, victor.martinez@geoenergia.gob.ec

^bFacultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental - FIGEMPA, Universidad Central del Ecuador, Quito, Ecuador. hlcervantes@uce.edu.ec, stheredia@uce.edu.ec

^cFacultad de Ingeniería en Geología, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. paola.pazmino01@epn.edu.ec

Recibido: 25 enero 2024. Recibido en formato revisado: 23 abril 2024. Aceptado: 25 de abril 2024.

Resumen

La mega secuencia sedimentaria del Cretácico Superior de la cuenca Oriente en Ecuador se compone por las formaciones Hollín, Napo y Tena, que ha sido ampliamente estudiada debido a su interés económico en la industria petrolera. No obstante, la escasa información acerca de las características petrográficas y geoquímicas de las rocas fuente de la Formación Tena en el centro y sur de la zona Subandina ha generado incertidumbre en el modelo de evolución geológica regional, particularmente en el intervalo Maastrichtiano a Paleoceno. La sección del río Anzu, al noroeste de Puyo, proporciona la oportunidad de analizar la procedencia de la Formación Tena, exhibiendo de forma completa y continua su secuencia estratigráfica. Con el propósito de definir la fuente detrítica de la Formación Tena, esta investigación detalla la litoestratigráfia, petrografía, geoquímica y asociación de minerales pesados en la sección del río Anzu. El análisis petrográfico revela que las areniscas de la Formación Tena son litoareniscas feldespáticas, arcosas líticas y sublítarenitas, originadas a partir de fuentes sedimentarias ricas en cuarzo, con influencia ígnea y metamórfica. Las asociaciones de minerales pesados, junto con las concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras, indican que estas areniscas provienen principalmente de provincias sedimentarias recicladas, con influencia de provincias ígneas ácidas y metamórficas. Estas fuentes estarían vinculadas a regiones andinas que exhumaron y asimilaron bloques o cuñas tectónicas de la cuenca Oriente durante el inicio de la orogenia Andina a finales del Cretácico Superior e inicio del Paleoceno; la erosión de estos bloques controló el detrito disponible para la sedimentación de la Formación Tena en la zona de estudio.

Palabras clave: geoquímica; petrografía; minerales pesados; formación Tena; zona subandina.

Provenance analysis of the Tena Formation in the Anzu River, Puyo – Ecuador

Abstract

The Upper Cretaceous sedimentary mega-sequence of the Oriente Basin (Ecuador) is composed of the Hollín, Napo, and Tena formations, which have been extensively studied due to their economic interest in the oil industry. However, the limited information regarding the petrographic and geochemical characteristics of the source rocks of the Tena Formation in the central and southern Subandean zone has generated uncertainty in the regional geological evolution model, particularly in the Maastrichtian to Paleocene interval. The Anzu River section, northwest of Puyo, provides the opportunity to analyze the provenance of the Tena Formation, exhibiting its stratigraphic sequence fully and continuously. With the purpose of defining the detrital source of the Tena Formation, this research details the lithostratigraphy, petrography, geochemistry, and heavy mineral association in the Anzu River section. Petrographic analysis reveals that the sandstones of the Tena Formation are lithic feldspathic arenites, lithic arkoses, and sub-litharenites, originating from sedimentary sources rich in quartz, with igneous and metamorphic influence. The associations of heavy minerals and concentrations of major, trace, and rare earth elements indicate that these sandstones mainly come from recycled sedimentary provinces, with influence from acidic igneous and metamorphic provinces. These sources would be linked to Andean regions that exhumed and assimilated tectonic blocks or wedges from the Oriente Basin during the onset of the Andean orogeny in the late Upper Cretaceous and early Paleocene; the erosion of these blocks controlled the detritus available for the sedimentation of the Tena Formation in the study area.

Keywords: geochemistry; petrography; heavy minerals; Tena formation; subandean zone.

How to cite: Romero-Cóndor, C.V., Cervantes-Gualuchico, H.L., Oyague-Vergara, E.J., Heredia-Puente, S.T., Pazmiño-Aguiar, P.D., Proaño-Altamirano, A.P., Ortiz-Mercado, M.A., Carranco-Andino, F.R., Guerrero-Tamayo, E.J., and Martínez-Jiménez, V.H., (2024). Análisis de procedencia de la Formación Tena en el río Anzu, Puyo – Ecuador. BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, 55, pp. 56 - 73. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.112656>



© The author; licensee Universidad Nacional de Colombia.

BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, 55 Enero - Junio, 2024

<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.112656>

1. Introducción

Los estudios de procedencia de rocas sedimentarias detriticas tienen como finalidad revelar la composición y la evolución geológica de las áreas de origen del sedimento que compone las rocas [1]. Al mismo tiempo, se busca determinar el contexto tectónico de la cuenca donde estas rocas fueron depositadas [2]. La composición química de las rocas detriticas se origina a partir de una interacción compleja de diversos factores, entre los cuales se destacan: la composición de la roca madre, el grado de intemperismo, el transporte y la diagénesis [3]. Sin embargo, la influencia del ambiente tectónico de una cuenca sedimentaria puede ser predominante sobre otros factores, ya que diversos contextos tectónicos pueden proveer materiales fuente con distintas características químicas [4, 5]. Los sedimentos depositados en una margen continental pasiva tienden a mostrar propiedades más estables que se reflejan en altas concentraciones en Si y bajas concentraciones en Mg y Fe [6]. Mientras que los sedimentos en una cuenca de tras arco suelen presentar firmas geoquímicas básicas en lugar de ácidas [7]. Las concentraciones de elementos mayores como Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , proporciones de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y elementos traza inmóviles de alta fuerza iónica como La/Sc , La/Th , Co/Th , Th/Sc , Cr/Th , Cr/Zr son utilizadas para examinar el ambiente tectónico de cuencas sedimentarias y la proveniencia del detrito que rellena dichas cuencas [1,8].

Ecuador se localiza al sur de la margen continental de Sudamerica y al norte de la deflexión de Huancapamba (Fig. 1). Los Andes en Ecuador se componen de dos cordilleras genéticamente distintas: 1) Al oeste, la cordillera Occidental incluye un basamento máfico vinculado a la Gran Provincia Ígnea del Caribe (GPIC) acrecionada a la margen continental de Sudamerica en el Cretácico Superior. Este basamento es cubierto por múltiples secuencias turbidíticas del Paleógeno al Mioceno [9]. 2) Al este, la cordillera Real incluye a secuencias sedimentarias e ígneas de edad Paleozoico a Mesozoico metamorfoseadas y afectadas por intrusiones del Cenozoico [10]. En el centro norte de Ecuador, estas cordilleras son separadas por el valle Interandino que corresponde a una cuenca intra arco que guarda el registro del volcanismo Pliocenico y Cuaternario de los Andes ecuatorianos [11]. Los Andes presentan también una cuenca de ante arco (Costa) y una cuenca de tras arco (Oriente), al este de los andes la zona Subandina es una zona de transición desde la cordillera Real a la cuenca Oriente, la cual, corresponde a un cinturón corrido y plegado [12].

La evolución tectónica de la zona Subandina ecuatoriana ha despertado el interés de la academia y la industria debido al beneficio económico que ofrece esta región. Varios autores han dedicado sus esfuerzos a caracterizar la litoestratigrafía de la zona. De esta forma se describe un basamento cristalino cubierto por mega secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que abarcan desde el Carbonífero hasta el Cuaternario [13-16].

La mega secuencia sedimentaria del Cretácico Superior abarca a las formaciones Hollín, Napo y Tena [17]. El registro estratigráfico de la Formación Hollín indica la transición desde ambientes fluviales hacia entornos costeros dominados por mareas en el Aptiano – Albiano [18]. Por otro

lado, la Formación Napo se asocia con depósitos de un mar epicontinental, controlado por variaciones del nivel del mar en el intervalo Albiano a Maastrichtiano [19]. En cuanto a la Formación Tena, esta alberga diversas secuencias de conglomerados, areniscas y limolitas multicolores que registran el desarrollo de sistemas fluviales, reflejando un cambio en la paleogeografía de la margen continental de Ecuador [15,20]. La tasa de sedimentación en el Paleoceno fue controlada por pulsos de levantamiento tectónico de los proto-Andes, como respuesta a la acreción de la GPIC contra la margen noroccidental de Sudamérica [15,16].

A pesar de las múltiples investigaciones previas sobre el detalle litoestratigráfico de la Formación Tena al norte de la zona Subandina y la cuenca Oriente [15,16,21], la escasa información petrográfica y geoquímica no permite caracterizar de manera adecuada a zonas fuente de detrito para la Formación Tena en el centro y al sur de la zona Subandina. Además, no se ha realizado un análisis detallado que se enfoque en evaluar la validez del ambiente tectónico de dicha secuencia. Esta falta de datos se atribuye en gran parte las pocas exposiciones y afloramientos con buena continuidad lateral en el centro-sur de la zona Subandina. La escasa información disponible genera incertidumbre en el modelo geológico regional.

Al norte de Puyo, la estructura Mirador es considerada un pliegue anticlinal volcado al oeste, limitado por sistemas de fallas inversas de corrimiento [20]. Esta estructura es disectada y erosionada por el río Anzu (Fig. 1), generando taludes de hasta 90 m y pendientes sub verticales. Esta morfología expone gran parte de la secuencia sedimentaria de la Formación Tena [22]. La sección del río Anzu permite visualizar grandes afloramientos con buena continuidad, en los cuales se puede analizar el registro estratigráfico de la Formación Tena, proporcionando condiciones ideales para estudiar la proveniencia de dicha secuencia.

Esta investigación presenta nuevos datos petrográficos, geoquímicos y de minerales pesados de las areniscas de la Formación Tena, recolectadas en el trayecto sur del río Anzu, con el objetivo de discutir sobre la proveniencia y el ambiente tectónico de esta secuencia.

1.1 Geología regional

En Ecuador, la Zona Subandina es un cinturón corrido y plegado, considerado una zona de transición entre rocas metamórficas de la cordillera Real y rocas sedimentarias de la cuenca Oriente [12]. Se compone del levantamiento Napo en el norte y la cordillera Cutucú en el sur, ambos consisten en dos grandes estructuras antiformes separadas por la Depresión Pastaza [23].

La secuencia sedimentaria del Cretácico incluye a las formaciones Hollín, Napo y Tena. La Formación Hollín se depositó en discordancia angular sobre un sustrato heterogéneo intensamente deformado y peneplanizado (Fig. 2), compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico y Cretácico Inferior vinculadas a las formaciones Misahualli y Chapiza; además, los intrusivos del Jurásico Medio [18]. Conglomerados de cuarzo y cuarzoareniscas dominan el Miembro Inferior de la Formación Hollín, mientras que, el Miembro Superior agrupa a limolitas

arenosas, areniscas, lodoletas, con abundantes estructuras de marea [24]. La Formación Hollín guarda el registro de la transición desde ríos trenzados a ambientes costeros dominados por marea en el intervalo Aptiano a Albiano [18].

La Formación Hollín transiciona en concordancia hacia la Formación Napo, acumulada durante varios ciclos de sedimentación (Fig. 2). Esta secuencia puede ser descrita en función a varios ciclos de sedimentación controlados por variaciones eustáticas en el intervalo Albiano a Maastrichtiano [25]. La secuencia del Albiano Superior es representada por el Miembro Napo Basal [17]. Un intervalo transgresivo fue reportado en la secuencia del Cenomaniano Inferior que incluye a los miembros Arenisca T, Caliza B, Lutitas Napo Medio [16,19]. La secuencia Turoniana a Santoniano incluye a los miembros: Arenisca M2, Caliza M2, Caliza M1 y Lutita Napo Superior [17]. Un marcador estratigráfico regional dentro del miembro Caliza M1 es el marcador L, que fue interpretado como una superficie de máxima inundación [26]. El Campaniano, es representado por el Miembro Arenisca M1 [17].

La Formación Tena descansa en disconformidad sobre la Formación Napo (Fig. 2), en su base se observan conglomerados gruesos, lutitas y limolitas. Hacia su parte

media presenta intercalaciones de limolitas rojas, lutitas laminadas y paquetes de areniscas. Mientras que la parte superior de la secuencia es dominada por paquetes masivos de limolitas rojas con abundante bioturbación [28]. La Formación Tena fue depositada en el intervalo Maastrichtiano a Paleoceno [16] y representa a secuencias de sedimentos continentales que marcan el final de la sedimentación marina dentro de la cuenca Oriente, es decir, el comienzo de la sedimentación continental en la cuenca [17]. Este cambio probablemente ocurrió en respuesta al acelerado levantamiento de los Andes y marcó el cambio a un sistema de cuenca de antepaís [28]. Además, este periodo coincide con la colisión oblicua de la GPIC contra la margen noroccidental de Sudamérica registrada en el intervalo 70 a 73 Ma [29].

En el Cenozoico, la sedimentación en la cuenca Oriente está controlada por períodos de exhumación y erosión de los Andes [15]. Sobreseyendo a la Formación Tena en disconformidad se deposita la Formación Tiyuyacu (Fig 2.), que consiste en gruesas secuencias de conglomerados, areniscas y limolitas multicolores, de origen fluvial asignadas al intervalo Eoceno Inferior a Eoceno Medio [30].

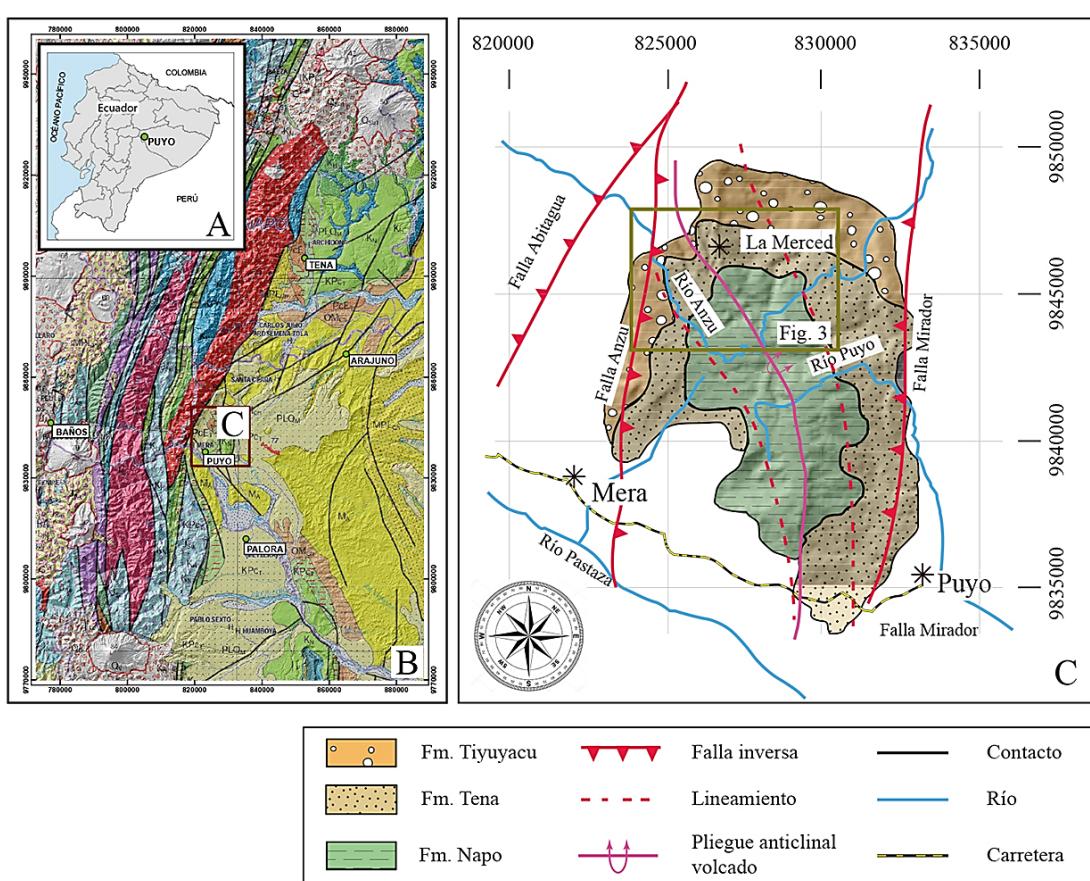


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. A. Ubicación del área de estudio en el mapa político de Ecuador. B. Mapa geológico regional del Ecuador. C. Mapa geológico de la estructura Mirador.

Fuente: Gráfico modificado de INIGEMM [27], grafico tomado de IIIGE [22]

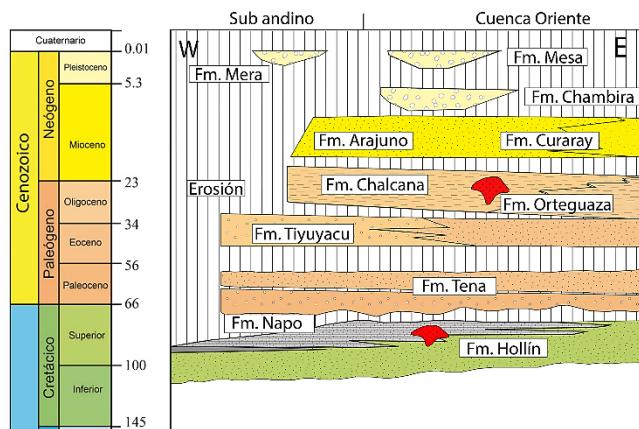


Figura 2. Litoestratigrafía regional.

Fuente: Gráfico modificado de Gutiérrez et al., [15] y Gramal et al., [12].

2. Metodología

2.1. Trabajo de campo

El levantamiento de información geológica incluyó: discriminación litológica, identificación de estructuras sedimentarias, documentación de superficies de erosión, descripción de arquitectura estratigráfica, asociación de facies, medición de espesores y recopilación de muestras de roca para análisis de laboratorio.

2.2. Petrografía

En los afloramientos tipo se recolectaron doce muestras (Tabla 1 y Fig. 3) que fueron utilizadas en secciones delgadas y analizadas mediante un microscopio petrográfico con luz polarizada, con el objetivo de identificar y cuantificar asociaciones minerales y describir su micro textura, siguiendo el procedimiento y los criterios descritos a detalle en Folk [31] y Greensmith [32]. En lo posterior, se calcularon las proporciones modales de cuarzo, feldespato y líticos. Los resultados fueron evaluados en diagramas binarios y ternarios de identificación litológica, análisis de proveniencia y discriminación de ambientes tectónicos.

2.3. Geoquímica

Los análisis geoquímicos incluyeron elementos mayores, menores, trazas y tierras raras de las doce (12) muestras (Tabla 1). En el procesamiento de las muestras de roca se utilizaron trituradoras y pulverizadoras con discos de carburo de tungsteno [33]. Para elementos mayores y elementos traza, se aplicó espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente ICP-OES, con digestión total 4 ácidos [34]. Para tierras raras se utilizó espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente, ICP-MS, con digestión por fusión alcalina [35]. Los análisis geoquímicos fueron realizados en el laboratorio de geoquímica del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador y el Instituto de Geociencias de la Universidad de São Paulo de Brasil. Los datos reportados fueron evaluados en diagramas de discriminación litológica y tectónica, utilizando el software GCDKit 6.0 [36].

Tabla 1.
Listado de muestras analizadas

Muestra	WGS84-17S-UTM-X	WGS84-17S-UTM-Y
EC23-FT01	827600	9848464
EC23-FT02	827650	9848484
EC23-FT03	827516	9848341
EC23-FT04	827554	9848154
EC23-FT05	828080	9847725
EC23-FT06	828235	9847432
EC23-FT07	828150	9847790
EC23-FT08	828290	9847512
EC23-FT09	828231	9847201
EC23-FT10	828287	9847261
EC23-FT11	827999	9846782
EC23-FT12	827943	9846726

Fuente: Elaboración propia.

2.4. Minerales pesados

En el análisis de minerales pesados, se trabajó con 5 kg de muestras aproximadamente; cada roca fue triturada y tamizada en húmedo (63 a 350 micras). La fracción de materia orgánica fue disuelta en ácido acético al 10%, mientras que, la fracción calcárea se disolvió en ácido clorhídrico al 12%. La fracción libre de carbonatos y materia orgánica fue decantada en politungstato de sodio a una densidad de 2.9 g/cm³ [37]. El conteo de minerales se realizó en montajes de piperina (índice de refracción 2.67) bajo el microscopio petrográfico, se contaron 300 granos en cada muestra. Este número proporciona una estimación confiable de las proporciones de frecuencia de los diversos minerales pesados [38].

3. Resultados

3.1. Relaciones de campo

En las márgenes del río Anzu (UTM: 830 785, 9 846 028), la Formación Napo consiste en monótonas secuencias de lutitas negras con cementación calcárea y abundantes bivalvos intercalados con calizas grises tipo mudstone y wackstone con restos de gasterópodos y bivalvos. En el sector Cavernas del río Anzu (UTM: 830 312, 9 846 040), la Formación Napo está cubierta en discordancia angular por niveles de areniscas de la Formación Tena (Fig. 3).

En la base de la Formación Tena se observan conglomerados de textura matriz y clasto soportados, polimodales, oligomicticos con clastos subredondeados a subangulares de areniscas, lodoletas y gránulos de cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa, además líticos elongados y aplastados de lodoletas y fragmentos subangulares andesíticos. Es común observar niveles con tenue imbricación e intervalos masivos (Gmm, Gcm, Gci en Fig. 4). Estos niveles se intercalan con areniscas líticas, de color café a gris, de grano medio a muy grueso, moderadamente sorteadas, con clastos subredondeados de cuarzo y lodoletas, con laminación paralela (Sl en Fig. 4), estratificación cruzada transversal y paralela (St y Sp en Fig. 4), gradación normal e inversa. Estos estratos tienen geometría cóncava, lateralmente discontinua y se distribuyen entre potentes estratos de limolitas arenosas rojas y violetas masivas (Fm en Figs. 4 y 5).

En la parte media de la Formación Tena, se observan secuencias estrato decrecientes de areniscas líticas, de color rojo y verde, de grano fino a medio, con líticos subredondeados de cuarzo y limolitas, con laminación paralela (Sl en Fig. 4), gradación normal, ripples de corrientes (Sr en Figs. 4 y 5) e intervalos masivos (Sm en Fig. 4). Estos niveles se intercalan con limolitas rojas, finas, laminadas (Fl en Fig. 4) y masivas (Fm en Fig. 4), con bioturbación tenue. El tope de la Formación Tena está dominado por, areniscas limosas grises, de grano fino, con ripples de corriente (Sr en Fig. 4), limolitas arenosas rojas

laminación lenticular, laminación paralela (Fl en Fig. 4) e intervalos masivos (Fm en Figs. 4 y 5), con bioturbación intensa.

En la quebrada de Los Monos (UTM: 826 164, 9 844 215), limolitas rojas laminadas y masivas de la Formación Tena están cubiertas en disconformidad por secuencias estrato decrecientes compuesta por conglomerados de textura matriz y clasto soportados, monomicticos con altas proporciones de cuarzo vinculados a la Formación Tiyuyacu.

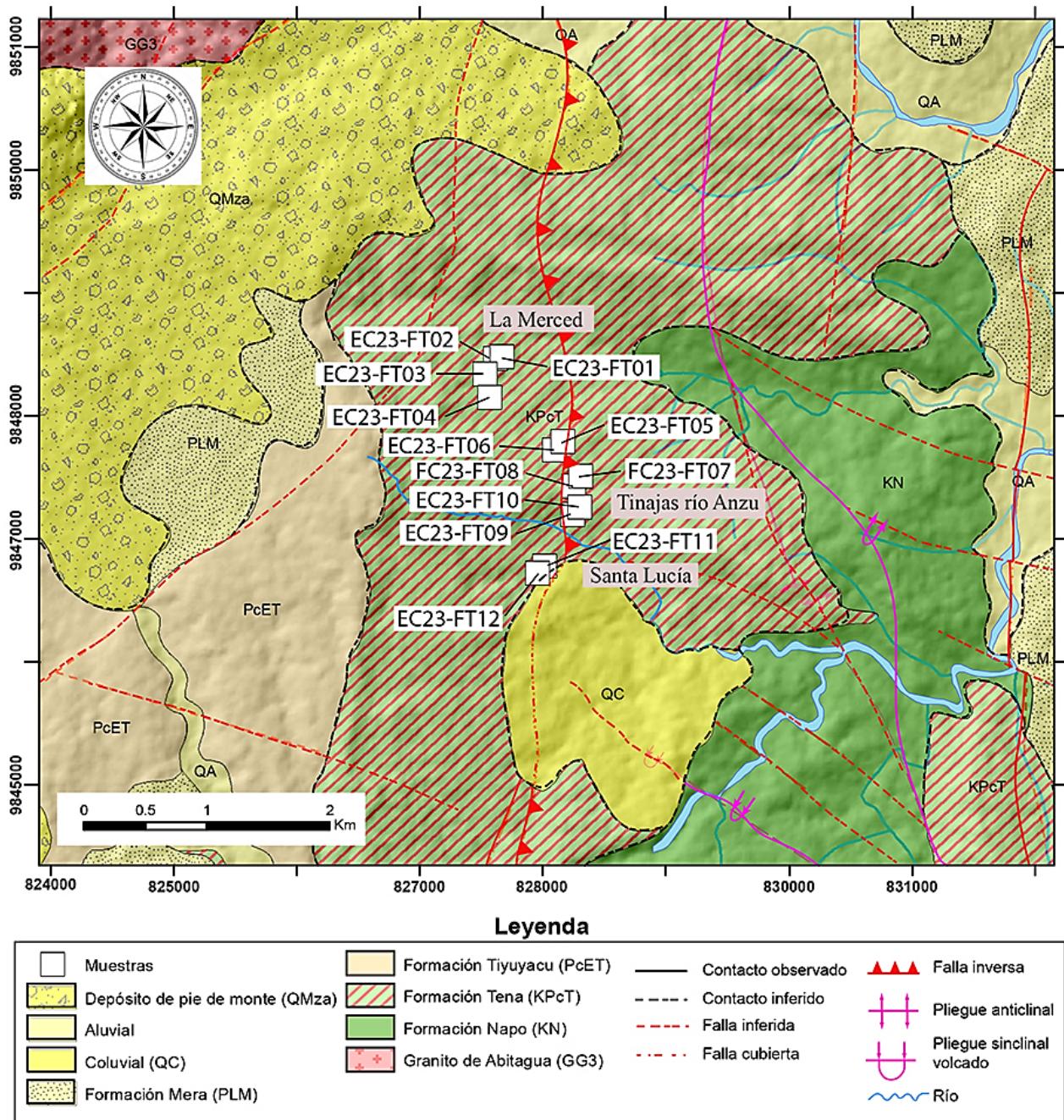


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio.
Fuente: Gráfico tomado de JIGE [22].

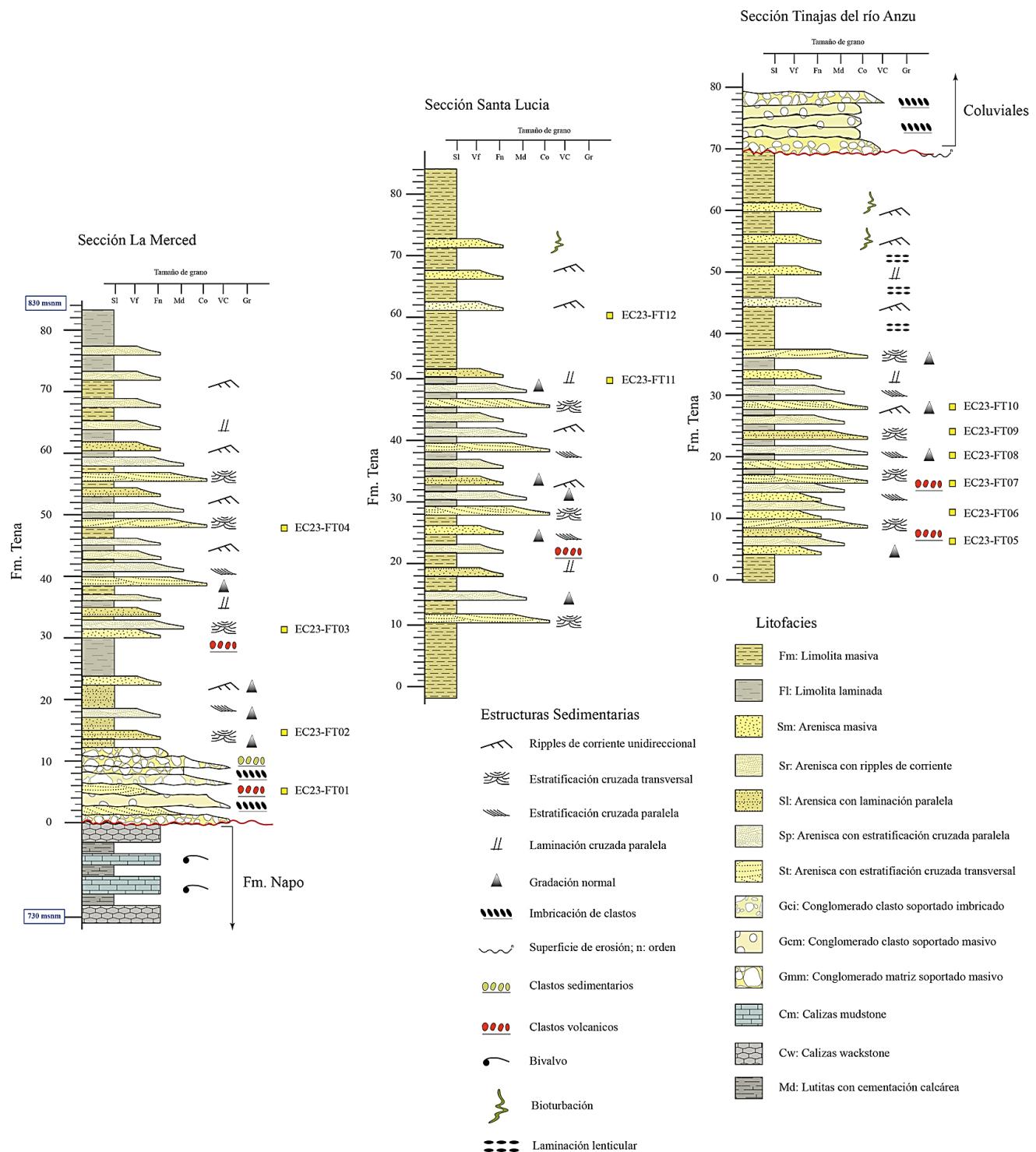




Figura 5. Afloramiento tipo y litofacies de la Formación Tena en el río Anzu. A. Afloramiento tipo en la margen norte del río Anzu (UTM: 830 155, 9 845 712). B. Limolitas arenosas masivas (Fm). C. Conglomerado matriz soportada masivo ligeramente gradados (Gmm). D. Areniscas finas con cosets de ripples de corriente (Sr). E. Areniscas medias con estratificación cruzada paralela y transversal (Sp y St).

Fuente: Elaboración propia.

3.2. Petrografía

Se analizaron proporciones modales de cuarzo (Qz), feldespato (Fl) y líticos (L) de doce muestras de areniscas de la Formación Tena (Tabla 2 y Fig. 6). El set de muestras analizadas presenta textura psamática, de grano medio a fino, pobre a moderadamente sorteadas, con clastos subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, distribuidos en una matriz arenosa a arcillosa con cemento ferruginoso y silíceo.

Las concentraciones de cuarzo varían de 72% a 82%, también se observa feldespato potásico, microclina, ortoclasa y plagioclasa con concentraciones que varían desde 10% a 16%. Finalmente, la concentración de granos detriticos de moscovita, biotita y fragmentos líticos van desde 10% a 22%. De acuerdo con la composición mineral observada en el set de muestras analizado, estas areniscas pueden ser clasificadas como litoareniscas feldespáticas, arcosas líticas y sublitoareniscas (Fig. 6).

Tabla 2.
Resultados del conteo modal en láminas delgadas.

Muestra	Q	F	L	Total
EC23-FT01	223	35	42	300
EC23-FT02	235	29	36	300
EC23-FT03	220	49	31	300
EC23-FT04	215	39	46	300
EC23-FT05	231	37	32	300
EC23-FT06	217	37	46	300
EC23-FT07	218	44	38	300
EC23-FT08	221	41	38	300
EC23-FT09	211	34	55	300
EC23-FT10	212	35	53	300
EC23-FT11	208	36	56	300
EC23-FT12	227	44	29	300

Fuente: Elaboración propia.

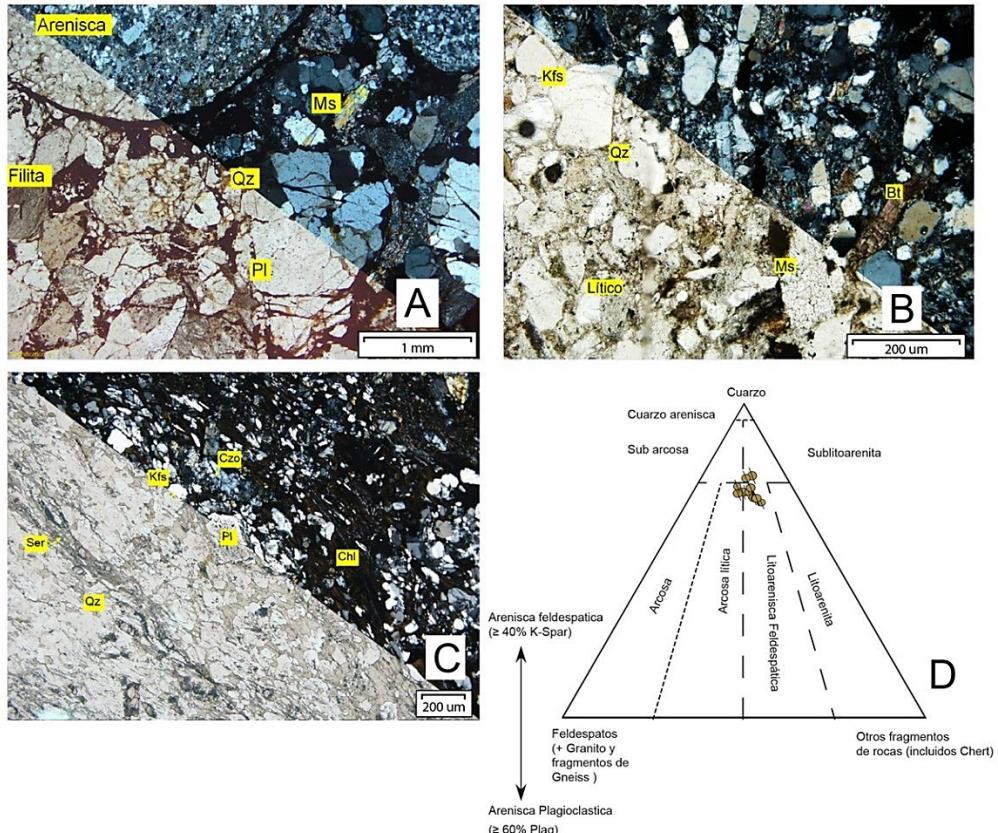


Figura 6. Análisis petrográfico de las muestras de roca de la Formación Tena. A. Sección delgada de la litofacies Gmm en luz normal y luz polarizada. B. Sección delgada de la litofacies Sm en luz normal y luz polarizada. C. Sección delgada de la litofacies St en luz normal y luz polarizada. D. Diagrama ternario de clasificación litológica en base a las proporciones de cuarzo, feldspatos y líticos [39].

Fuente: Elaboración propia.

3.3. Geoquímica

El set analizado se compone de doce muestras detriticas de tamaño de grano medio a fino (media Mz: 135um a 190um). En la muestra EC23-FT01 se analizó la matriz de la muestra (Gmm). Como se observa en la Tabla 3, el índice de alteración química (CIA) que evalúa el grado de meteorización química varía entre 35,67 a 62,93, y no es correlacionable con las proporciones Al_2O_3 y MgO . Esto indica un grado de meteorización baja a incipiente [40]. Al presentar valores aceptables y por debajo del límite óptimo establecido, los datos reportados pueden ser evaluados en diagramas de identificación litológica y discriminación tectónica.

La geoquímica de roca total del set de areniscas presenta altas concentraciones de SiO_2 (70,3% – 79,4%), K_2O (4% – 6,5%) y CaO (0,1% – 6,5%); pero bajos contenidos de Al_2O_3 (6,3% – 12,2%), Fe_2O_3 (0,7% – 3,7%), Na_2O (0,86% – 0,94%) y MgO (0,18% – 0,43%) comparado con corteza continental superior (UCC en Tabla 3). Cuando comparamos la geoquímica de óxidos mayores con la geoquímica reportada para la UCC [41], observamos que las concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O y P_2O_5 muestran empobrecimiento en relación con la UCC (Fig. 7A).

La disminución de Na_2O (<1%) en las areniscas de la Formación Tena puede atribuirse a las bajas concentraciones de plagioclasa rica en Na, como se evidencia en el estudio petrográfico. Las concentraciones de K_2O y Na_2O , así como sus relaciones menores a 1, también son consistentes con las observaciones petrográficas, de acuerdo con las cuales se observa ortoclasa en la composición mineral. La correlación entre CaO y LOI ($r = 0,86-0,96$ en Tabla 3), sugiere que CaO se incorporan en la calcita en lugar de la plagioclasa.

Las concentraciones de metales de transición como Sc, V, Cr, Cu, Co, Ni y Zn muestran empobrecimiento con respecto a las reportadas para UCC (Tabla 3 y Fig. 7B), esto puede estar relacionado a la ausencia de minerales máficos o, disolución de cuarzo debido a que estos metales son débilmente correlacionables con SiO_2 [42]. Además, el empobrecimiento en las concentraciones de Sr observado en las muestras analizadas en relación con UCC es consistente con los bajos contenidos de plagioclasa Na [43]. Con respecto a las concentraciones de elementos de tierras raras, se observa enriquecimiento en las concentraciones de La, Eu, Gd, Yb con respecto a UCC, mientras las concentraciones de Ce, Pr, Nd, Sm, Tb, Dy, Ho, Er son significativamente menores en comparación con las de UCC (Tabla 3 y Fig. 7C).

Tabla 3. Resultados geoquímicos de las areniscas de la Formación Tena en el río Anzu.

Muestra	EC23-FT01	EC23-FT02	EC23-FT03	EC23-FT04	EC23-FT05	EC23-FT06	EC23-FT07	EC23-FT08	EC23-FT09	EC23-FT10	EC23-FT11	EC23-FT12	UCC
Óxidos mayores (%)													
SiO ₂	70,63	70,58	72,65	70,35	74,5	78,63	75,6	76,81	79,43	78,56	76,31	74,92	66,6
TiO ₂	0,59	0,55	0,35	0,39	0,7	0,56	0,47	0,64	0,44	0,52	0,6	0,53	0,64
Al ₂ O ₃	10,31	9,94	6,41	6,35	12,23	9,99	7,28	10,83	8,42	9,86	10,26	9,26	15,4
Fe ₂ O ₃	1,5	1,52	0,85	0,69	1,86	1,54	1,06	3,66	1,53	1,18	3,25	1,69	5,6
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,1
MgO	0,38	0,34	0,18	0,22	0,43	0,24	0,19	0,43	0,24	0,3	0,42	0,31	2,48
CaO	3,48	3,79	5,71	6,57	0,11	0,1	3,21	0,13	0,68	0,12	0,13	2,18	3,59
Na ₂ O	0,92	0,93	0,93	0,89	0,94	0,86	0,86	0,93	0,88	0,92	0,93	0,91	3,27
K ₂ O	6,33	6,58	4,6	3,99	6,55	5,83	5,14	5,32	5,36	5,85	5,38	5,54	2,8
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,15
LOI	4,53	4,23	5,9	7,61	1,77	1,12	3,53	1,76	1,38	1,43	1,94	3,2	-
Total	94,24	94,31	91,72	89,52	97,38	97,79	93,88	98,81	97,07	97,37	97,32	95,41	-
CaO/LOI	0,77	0,89	0,97	0,86	0,06	0,09	0,91	0,07	0,49	0,08	0,07	0,68	-
CIA	49	46,8	36,31	35,67	61,67	59,54	44,15	62,93	54,89	58,87	61,44	51,76	-
Elementos Traza (ppm)													
Sc	5,9	5,43	3,48	4,11	5,35	4,61	3,8	5,4	3,97	3,67	4,14	4,53	-
V	34,8	30,1	15,3	16,8	42,8	28	17,6	35,6	20,8	23,1	39,1	27,6	-
Cr	27,2	25,8	14,2	18,5	31,7	24,8	20,7	25,3	19,2	21,6	24,6	23,1	-
Cu	8,44	6,94	8	9,85	9,23	5,7	7,47	6,94	7,13	9,63	15,7	8,64	-
Co	4,79	6,37	1,97	1,81	1,75	1,93	3,5	7,62	4,5	7,1	5,22	4,23	-
Ni	7,26	7,84	3,46	4,37	6,18	4,7	5,03	9,42	8,49	5,99	10,9	6,69	-
Zn	13,8	14,2	21,9	11,3	12,2	23,4	9,81	10,8	13,9	11,3	15,6	14,4	-
Rb	120	116	77,3	75,8	131	108	86,2	109	99,8	117	112	105	84
Sr	34,9	47,9	57	54,6	30,2	26,4	43,6	27,4	28,6	28,9	27,3	37	320
Y	18,1	18,9	14,5	18,6	11,9	9,37	17,6	11,3	14,3	9,79	9,43	14	21
Zr	482	406	306	989	498	496	544	497	387	441	491	503	193
Hf	12	10,2	7,56	24,4	12,7	12,6	13,5	12,6	9,69	11,1	12	12,6	5,3
Ba	660	660	437	388	749	573	523	592	486	543	567	562	628
Pb	15,5	12	8,8	11,2	16,5	12	10,3	15,8	13,7	16	20,6	13,9	17
Th	8,89	7,97	4,78	9,71	9,72	8,28	8,28	8,62	6,72	7,69	8,21	8,08	10,5
U	1,88	1,89	1	2,06	1,81	2,03	1,77	1,94	1,54	1,66	1,82	1,76	2,7
Tierras raras (ppm)													
La	19,7	18,3	11	17,3	19,8	15,3	16	18,5	13,7	15,1	14,3	16,3	31
Ce	34,3	33,8	20,5	33,9	33,8	28,6	31,4	31	30,2	36,6	24,7	30,8	63
Pr	4,06	3,96	2,58	4,13	3,9	3,18	3,75	3,73	3,26	3,08	2,79	3,49	7,1
Nd	14,8	14,5	9,41	15	13,6	10,9	13,9	12,4	12,2	10,6	9,28	12,4	27
Sm	2,86	2,93	2,04	3,03	2,4	1,91	2,92	2,21	2,59	1,97	1,64	2,41	4,7
Eu	0,61	0,64	0,47	0,61	0,48	0,39	0,6	0,46	0,56	0,39	0,33	0,5	1
Gd	2,68	2,74	2,07	2,76	1,74	1,45	2,72	1,71	2,24	1,51	1,25	2,08	4
Tb	0,47	0,51	0,37	0,46	0,3	0,25	0,46	0,3	0,41	0,25	0,22	0,36	0,7
Dy	2,75	3,05	2,14	2,64	1,81	1,51	2,67	1,71	2,46	1,56	1,35	2,15	3,9
Ho	0,65	0,73	0,49	0,66	0,46	0,38	0,62	0,41	0,57	0,38	0,38	0,52	0,83
Er	1,99	2,05	1,37	1,87	1,5	1,22	1,83	1,3	1,63	1,22	1,2	1,56	2,3
Tm	0,31	0,32	0,21	0,32	0,24	0,21	0,27	0,22	0,24	0,2	0,21	0,25	0,3
Yb	2,27	2,29	1,46	2,44	1,95	1,68	2	1,69	1,78	1,6	1,62	1,89	2
Lu	0,35	0,35	0,23	0,39	0,3	0,25	0,31	0,27	0,27	0,25	0,26	0,29	0,31

Fuente: Elaboración propia.

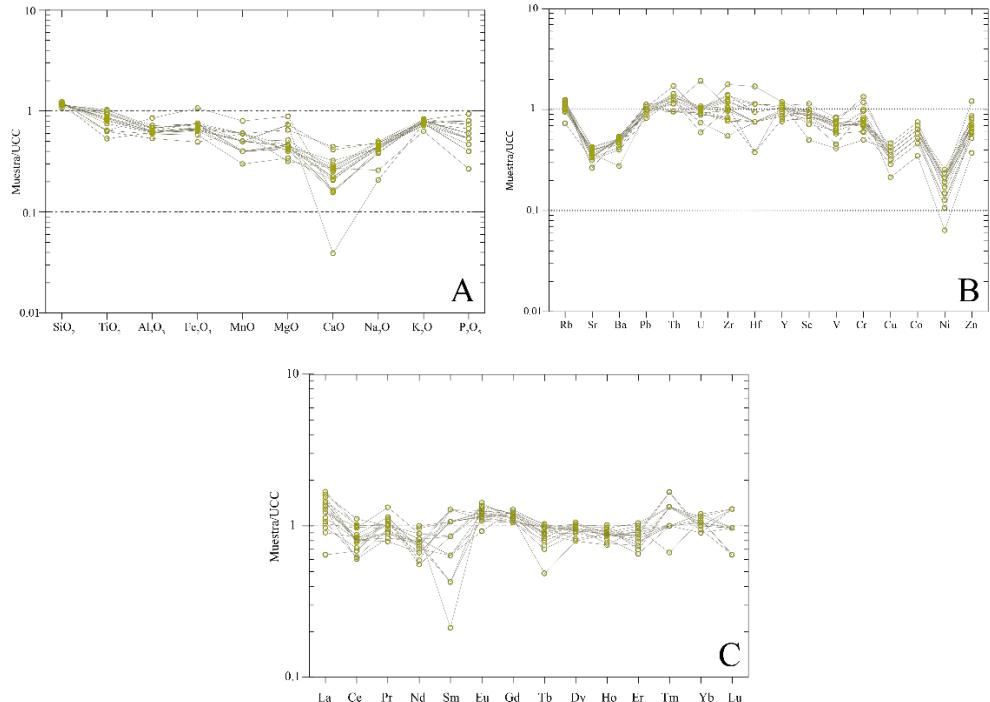


Figura 7. Diagramas multi-elementos normalizados a UCC. A. Óxidos mayores. B. Elementos traza. C. Tierras Raras. Concentraciones de óxidos, elementos traza y tierras raras de UUC tomados de Rudnick and Gao (2003).

Fuente: Elaboración propia.

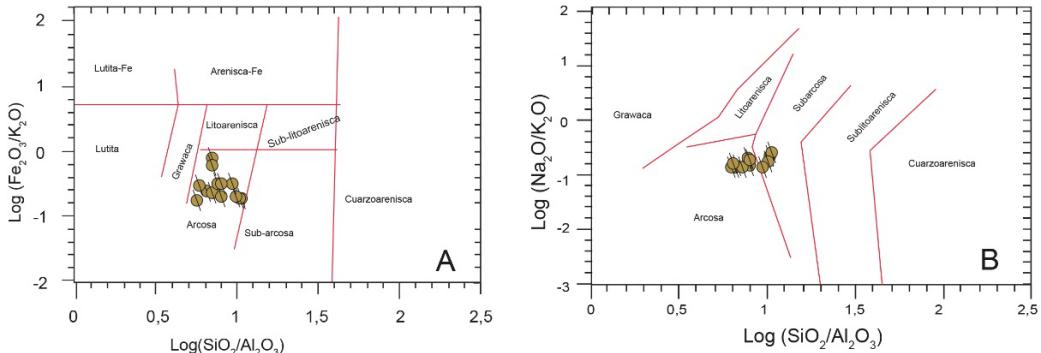


Figura 8. Diagramas de clasificación litológica en base óxidos mayores. A. Diagrama binario de clasificación litológica en base a la relación logarítmica de Fe_2O_3 , K_2O , SiO_2 y Al_2O_3 [44]. B. Diagrama binario de clasificación litológica en base a la relación logarítmica de Na_2O , K_2O , SiO_2 y Al_2O_3 [45].

Fuente: Elaboración propia.

Como se observa en la Fig. 8A, las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ de las muestras analizadas varían entre 6,09 – 11,33 y 0,17 – 0,69 respectivamente, esto es típico en arcosas [44]. Mientras que, usando el diagrama de clasificación geoquímica de Pettijohn et al., [45] las muestras analizadas son ploteadas en los campos de arcosa y subarcosa (Fig. 8b).

3.4. Análisis de minerales pesados

La asociación de minerales pesados fue analizada en doce muestras. Las muestras EC23-FT01, EC23-FT02, EC23-FT03 y EC23-FT04 pertenecen a la base de la secuencia y fueron recolectadas en la sección La Merced. Mientras que las muestras EC23-FT05, EC23-FT06, EC23-FT07, EC23-

FT08, EC23-FT09 y EC23-FT10 fueron recolectadas en la parte media de Formación Tena en la sección Tinajas del río Anzu. Al tope de la secuencia se recolectaron las muestras EC23-FT11 y EC23-FT12, en la sección Santa Lucia. El set de muestras se caracteriza por altas concentraciones de circon y prehnita que varían de 18% a 26% y de 11% a 17% respectivamente. Concentraciones variables de apatito (8% - 10%), turmalina (7% - 9%), titanita (4%-10%), pumpellyita (4% - 8%), moscovita (6% - 7%), rutilo (5% - 6%), anastaza (3% - 7%) y granate (3% - 6,6%) caracterizan al conjunto de muestras estudiado. Finalmente, monacita, hornblenda, biotita y epidota son asociaciones de minerales pesados que aparecen en bajas proporciones (Tabla 4 y Figs. 9-10).

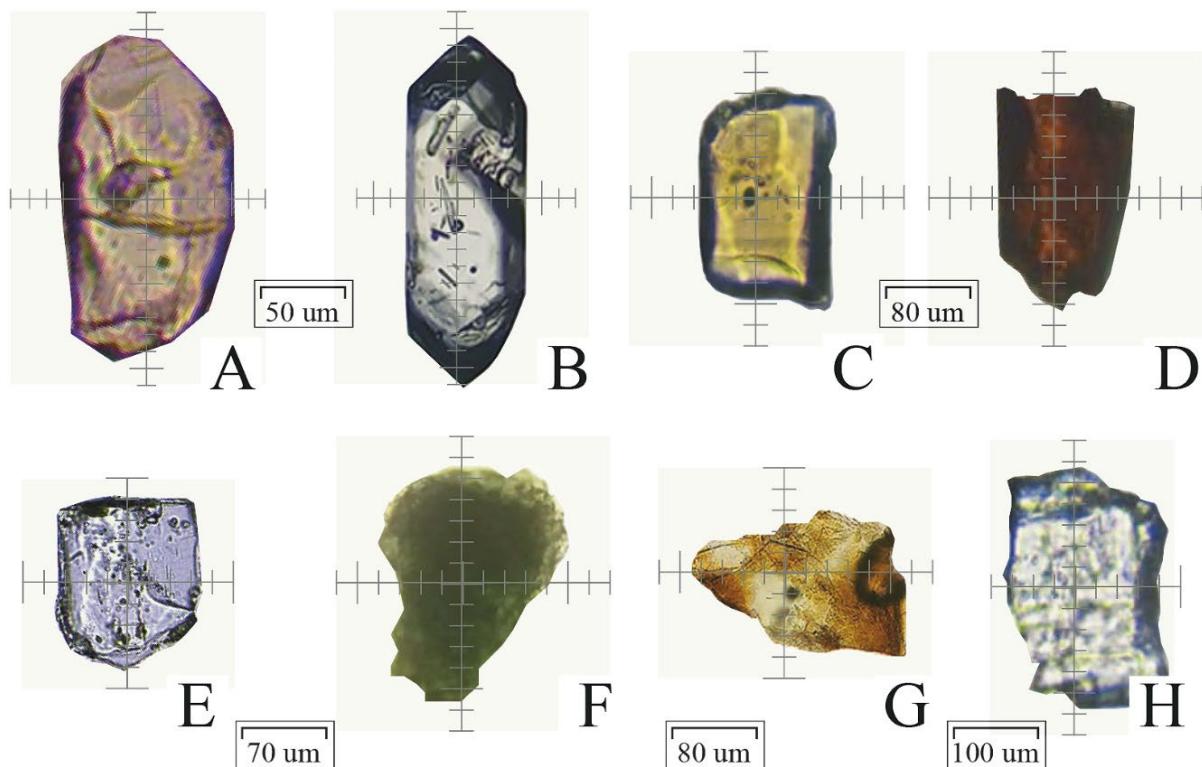


Figura 9. Fotografías de minerales pesados obtenidos en las muestras de la Fm. Tena.
Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4.
Resultados de análisis de minerales pesados de la Formación Tena

Muestra	Zr	Tur	Rt	Mnc	Ant	Ttn	Apt	Hnb	Msc	Bt	Epd	Pht	Ppy	Grn	Total
EC23-FT01	79	27	14	8	10	29	24	2	20	8	6	52	12	9	300
EC23-FT02	74	25	15	9	17	25	25	4	18	10	4	51	13	10	300
EC23-FT03	71	24	17	9	18	24	26	4	17	10	5	50	15	10	300
EC23-FT04	68	22	18	11	17	24	27	5	21	11	2	46	16	12	300
EC23-FT05	68	22	16	11	19	26	26	5	20	11	3	43	19	11	300
EC23-FT06	64	23	19	10	19	27	29	2	21	10	4	39	19	14	300
EC23-FT07	62	26	18	11	19	18	28	5	21	9	4	45	19	15	300
EC23-FT08	63	24	17	12	19	15	30	7	20	8	5	43	21	16	300
EC23-FT09	63	26	14	13	19	16	31	7	20	8	5	40	21	17	300
EC23-FT10	60	27	16	14	19	12	29	8	22	9	6	37	22	19	300
EC23-FT11	58	28	16	13	20	17	31	8	22	8	5	35	22	17	300
EC23-FT12	55	28	16	14	18	17	31	9	22	7	6	33	24	20	300

Zr: Circón, Tur: Turmalina, Rt: Rutilo, Mnc: Monacita, Ant: Anastasa, Ttn: Titanita, Apt: Apatito, Hnb: Hornblenda, Msc: Moscovita, Bt: Biotita, Epd: Epidota, Pht: Prehnita, Ppy: Pumpellyita, Grn: Granate.

Fuente: Elaboración propia.

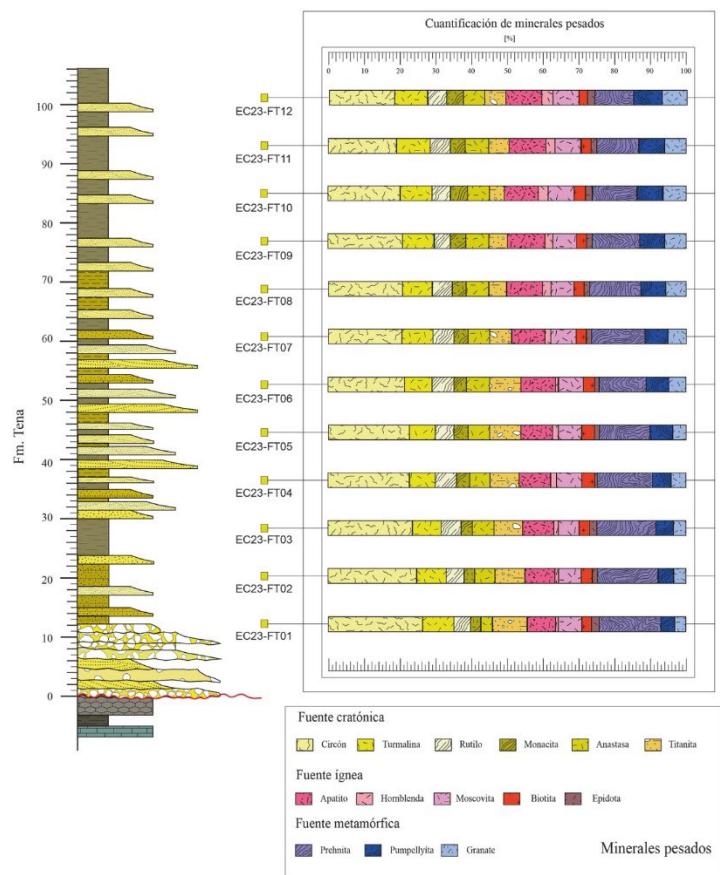


Figura 10. Cuantificación de minerales pesados de la Fm. Tena en el río Anzu, valores expresados de manera gráfica en porcentaje.
Fuente: Elaboración propia.

4. Discusión

4.1. El ambiente de depósito de la Formación Tena

En la sección La Merced, la base de la Formación Tena es dominada por Gmm, Gcm y Gci, organizados en barras de grava, con tendencia grano decreciente, de geometría lobular, lateralmente continuos, distribuidos en planicies de inundación arenosas compuestos por Sl. Estas características son vinculadas a sistemas fluviales de ríos trenzados [20, 28, 46]. La parte media de la Formación Tena se expone de manera continua en las inmediaciones de Santa Lucia, en donde múltiples canales aislados y barras de punto, compuestos por secuencias estrato y grano decrecientes de Sp, Sr, Sl y Sm, distribuidos en planicies de inundación dominadas por estratos tabulares de Sm, Fm y Fl. Estas características pueden ser asociadas a sistemas fluviales dominados por ríos meandriformes [47]. La parte superior de la Formación Tena es dominada por estratos tabulares, lateralmente continuos, estrato y grano decrecientes compuestas por Sr, Fl y Fm. Estos niveles pueden ser vinculados a planicies de inundación limo-arenosas [47]. A nivel regional, la transición desde sistemas fluviales dominados por ríos trenzados a sistemas fluviales influenciados por ríos meandrícos fue reportada anteriormente por [16, 20, 28].

4.2. La Proveniencia de minerales

A nivel regional, edades U-Pb en circones detriticos de la Formación Tena permitieron identificar zonas fuentes vinculadas a secuencia de rocas de las provincias ígneas Rondoniana-San Ignacio (1550 Ma – 1300 Ma), Río Negro Juruena (1800 Ma – 1550 Ma), Sunzas (1300 Ma – 900 Ma), al basamento andino (650 Ma - 250 Ma) y a un arco magmático andino del Cretácico Superior (90 Ma – 68 Ma) [15].

El diagrama triangular de Dickinson [48], considera las proporciones modales de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato (f) y líticos (Li), observados en lámina delgada. Este diagrama fue utilizado para estudiar la proveniencia del set de muestras. El set de datos analizado fue ploteado mayoritariamente en el campo cuarzo reciclado y en menor proporción en los campos cratón transicional y mezcla (Fig. 11A). Anteriores investigaciones reportaron altas proporciones de cuarzo con proporciones menores de feldespato, líticos pelíticos y minerales arcillosos, estas proporciones pueden ser ploteados en el campo de cratón interior, cratón transicional y mezcla [49–52]. Las variaciones observadas en la composición mineralógica de las areniscas de la Formación Tena pueden estar vinculada a cambios laterales de facies o a variaciones en la paleogeografía a nivel regional [53].

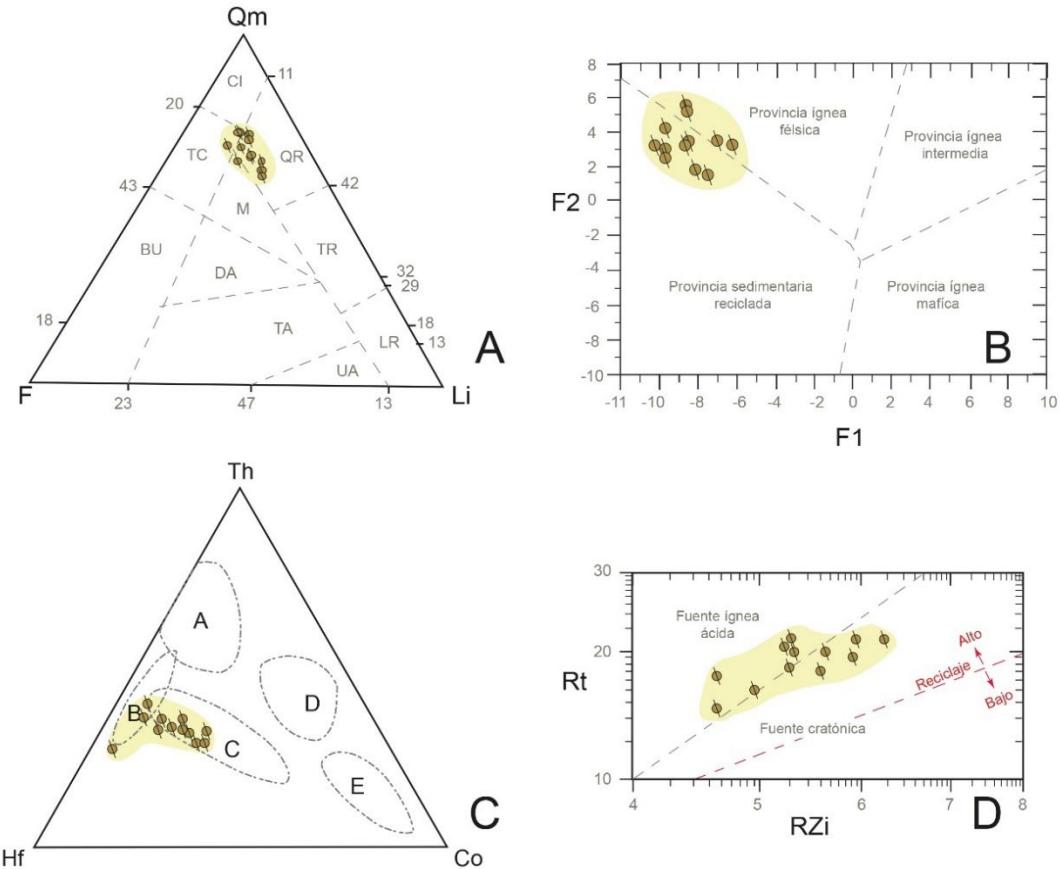


Figura 11. Diagramas de discriminación de proveniencia de la Formación Tena en el río Anzu. A. Diagrama de discriminación ternario (Qm: cuarzo monocristalino, F: feldespatos, L: líticos) de proveniencia [48]; CI: Cratón interior, QR: Cuarzo reciclado, TR: Transicional reciclado, LR: Lítico reciclado, TC: Continental transicional, BU: basamento exhumado, UA: Arco no disectado, TA: Arco transicional, DA: Arco disectado, M: Mezcla. B. Diagrama binario de factores de discriminación de proveniencia F1 y F2 [54], F1: $-(1.773\text{TiO}_2) + (0.607\text{Al}_2\text{O}_3) + (0.76\text{Fe}_2\text{O}_3) - (1.5\text{MgO}) + (0.616\text{CaO}) + (0.509\text{Na}_2\text{O}) - (1.224\text{K}_2\text{O}) - 9.09$ y F2: $(0.445\text{TiO}_2) + (0.07\text{Al}_2\text{O}_3) - (0.25\text{Fe}_2\text{O}_3) * (1.142\text{MgO}) + (0.438\text{CaO}) + (1.475\text{Na}_2\text{O}) + (1.426\text{K}_2\text{O}) - 6.861$. C. Diagrama ternario de discriminación de proveniencia en base a las relaciones de Th, Hf y Co [8]. A: Rocas volcánicas félisicas, B: cuarcitas de cuenca cratónica, C: areniscas feldespáticas, D: pelitas (UCC), E: grawacas de arco volcánico. D. Diagrama binario de discriminación de proveniencia en base a la relación rutilo y circonio [55, 56], Rt: rutilo, RZi: Índice rutilo/circón.

Fuente: Elaboración propia.

En el diagrama de binario de funciones discriminantes de procedencia detrítica [54], el set de muestras fue ploteado en los campos de provincia sedimentaria reciclada y provincia ígnea ácida (Fig. 11B). Como se observa en la Fig. 11C, las relaciones entre Th, Hf y Co fueron ploteadas en los campos areniscas ricas en cuarzo provenientes de una fuente cratónica y areniscas feldespáticas provenientes de una fuente ácida [8].

Las concentraciones de circonio, turmalina y rutilo en el concentrado de minerales pesados varía de 33% a 40% (Fig. 9), estas indican un grado de madurez intermedio y son diagnóstico de una fuente de origen cratónico [53]. Las concentraciones de prehnita y pumpellyita varian entre 19% y 21% (Figs. 9-10), estas asociaciones minerales son características de rocas metamórficas de bajo grado. Las proporciones modales de minerales pesados pueden ser expresadas en función al índice rutilo/circón (RZi, [55]). Las proporciones entre turmalina y RZi, pueden indicar variaciones composicionales entre rocas fuente tipo metamórficas e ígneas con respecto a fuente cratónica, además la tendencia en el reciclaje de la muestra [56,57]. El set de muestras

fue flotado en los campos de fuente cratónica y fuente ígnea ácida, esta relación también indica un alto grado de reciclaje y tendencia gradual hacia sedimento maduro (Fig. 11D). Los índices granate/circón y apatito/titanita varían de 10 a 26 y 47 a 50 respectivamente, indicando la influencia de una fuente metamórfica influenciada por rocas pelíticas. Estos índices concuerdan con los resultados presentados previamente para rocas de la Formación Tena al norte del levantamiento Napo [53].

4.3. Ambiente tectónico

Las proporciones de cuarzo, feldespato y líticos observadas en lámina delgada resultan similares a las composiciones modales reportadas para márgenes pasivos (Fig. 12A), debido al importante imput de detrito cratónico retrabajado asimilado en la Formación Tena. Estos resultados concuerdan con las proporciones reportadas en anteriores investigaciones en la región Subandina [51-53].

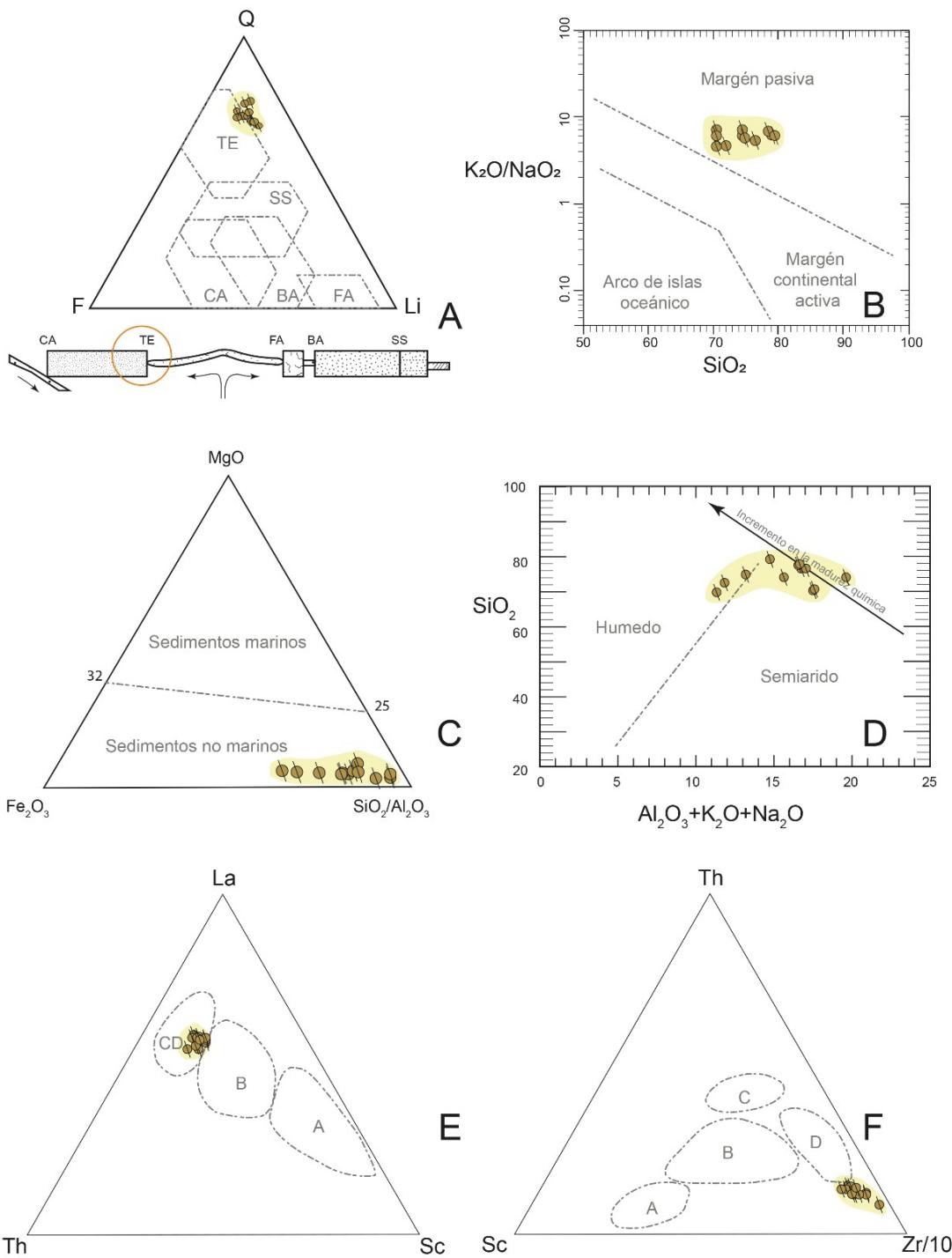


Figura 12. Diagramas de discriminación tectónica de la Formación Tena en el río Anzu. A. Diagrama ternario de discriminación tectónica en función a las proporciones modales de cuarzo (Q), feldespato (F) y líticos (Li) [58]. B. Diagrama de discriminación tectónica en función a la relación de álcali y sílice [54]. C. Diagrama ternario de discriminación de origen de los sedimentos en función a las relaciones de Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 y SiO_2 [60]. D. Diagrama binario de discriminación paleoambiental y climático en base a las relaciones entre Al_2O_3 , K_2O , Na_2O y SiO_2 [61]. E-F. Diagramas ternarios de clasificación tectónica en base a las relaciones entre Th, La, Sc y Zr [7], la nomenclatura de los diagramas se expone a continuación: A: arco de islas oceánico; B: arco continental; C: margen continental activa; D: margen pasiva.

Fuente: Elaboración propia.

Varios estudios han demostrado que la composición química de rocas clásticas es controlada por el ambiente de depósito vinculado a la configuración de la tectónica de

placas, en consecuencia, las rocas clásticas de diferentes configuraciones tectónicas poseen firmas geoquímicas específicas y únicas de cada terreno [54,59]. Tres ambientes

tectónicos fueron reportados en base a las relaciones modales de K_2O , Na_2O y SiO_2 [54]: 1) el margen continental pasivo, 2) el margen continental activo y 3) el arco de islas oceánicas. Las areniscas de la Formación Tena son caracterizadas por presentar altos valores en la relación K_2O/Na_2O , que varían de 4,5 a 7, con un promedio de 6,1, lo cual es típico para areniscas depositadas en márgenes continentales pasivas (Fig. 12B).

El enriquecimiento de MgO y Fe_2O_3 en sedimentos marinos es una característica ampliamente documentada en rocas detriticas [60]. El set de muestras analizado es caracterizado por bajos valores de MgO y Fe_2O_3 , que varían de 0,18 a ,43 y de 0,7 a 3,6 respectivamente, además presenta altos valores en las relaciones SiO_2/Al_2O_3 , entre 6,1 a 11,3, lo que indican origen continental en rocas detriticas (Fig. 12C). Condiciones paleo climáticas pueden ser evaluadas en función al enriquecimiento de Al_2O_3 y álcali en función del contenido de sílice, que adicionalmente ofrece perspectivas sobre la madurez química de una roca detritica [61]. El set de areniscas de la Formación Tena fue ploteado en el campo semiárido (Fig. 12D). Los elementos traza inmóviles también son útiles al discriminar el ambiente tectónico de rocas clásticas. Los diagramas más utilizados son La–Th–Sc y Th–Sc–Zr/10 [7], Las areniscas de la Formación Tena poseen composiciones similares a las descritas en otros contextos para márgenes continentales pasivos (Fig. 12E - F). Sin embargo, es importante considerar que estas firmas pueden

ser heredadas de la roca fuente. En específico una margen constructiva, que considera fuertes periodos de exhumación de bloques tectónicos permite el retrabajamiento de zonas fuentes y el enriquecimiento en detrito heredado en zonas de depósito [1,7].

4.4. Implicaciones al modelo geológico regional

La gran provincia ígnea del caribe colisiono contra la margen continental sudamericana durante el Campaniano [16]. Este evento de acreción estuvo acompañado por un enfriamiento y una exhumación a lo largo del margen continental, registrado por edades termocronológicas de $^{40}Ar/^{39}Ar$ y trazas de fisiones, ocurrido entre los 75 Ma y 65 Ma en los Andes de Ecuador [62]. En la Amazonia, este evento controló la producción de detrito disponible para la sedimentación, debido a que las zonas fuente de detrito localizadas al oeste de la zona de estudio fueron expuestas [16]. La flexura a nivel cortical provocada en la zona de tras arco, controló el espacio disponible para la sedimentación y los esfuerzos compresivos en la zona Subandina provocaron la superposición o asimilación de escamas tectónicas exhumando a series sedimentarias de la cuenca Oriente en la orogenia andina [15]. Durante este período, la Cordillera Real habría evolucionado hacia un cinturón de pliegues y fallas (Fig. 13).

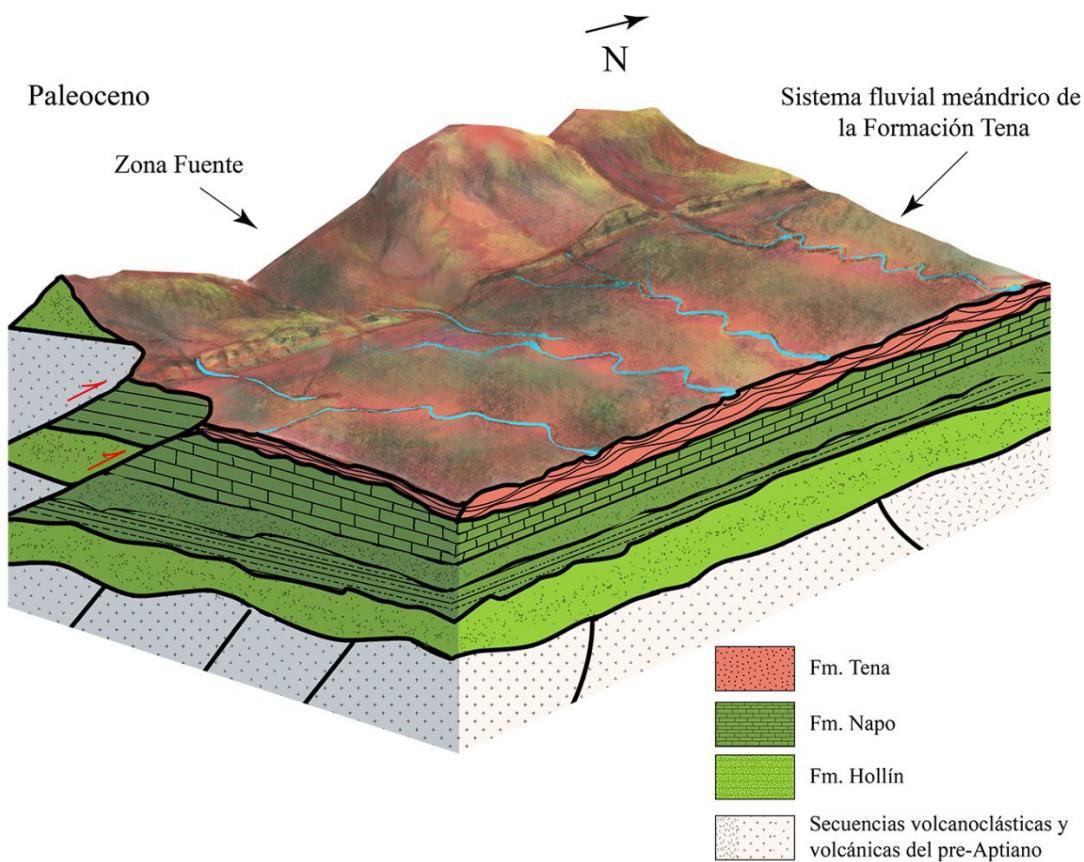


Figura 13. Reconstrucción del paleo relieve de la Formación Tena considerando las zonas fuente.
Fuente: Elaboración propia.

Los resultados presentados en esta investigación permiten vincular la zona fuente de sedimento de la Formación Tena a una fuente cratónica relacionada a provincias sedimentarias ricas en cuarzo, con alto grado de reciclaje y a rocas metamórficas de bajo grado de metamorfismo vinculadas a las facies prehnita-pumpellyita, esto puede reflejar la exhumación y erosión de escamas tectónicas de la cuenca Oriente asimiladas en la cordillera Real, ubicadas al oeste de la zona de estudio. Las proporciones de granates no superan el 7% de la composición modal, sin embargo, se incrementan hacia el tope de la secuencia, lo que implica que rocas metamórficas de alta presión influyeron el componente detritico. Por otro lado, también se identificó la influencia de una fuente ígnea ácida, que podrían vincularse a intrusivos de la cordillera Real o a pulsos ígneos del Cretácico Superior (Fig. 13). Esto concuerda con interpretaciones de anteriores autores quienes afirman que el detrito de la Formación Tena fue derivado de la cordillera Real y del cráton Amazónico [15,16].

5. Conclusiones

Al noroeste de Puyo, la sección del río Anzu, arenisca de la Formación Tena cubren en disconformidad a calizas de la Formación Napo. El detalle litoestratigráfico de la Formación Tena incluye a las litofacies Gmm, Gcm, Gci, Sl, St, Sp, Sr, Sm, Fl, organizadas en secuencias de tendencia estrato y grano decrecientes, con geometría de canal, aislados lateral y verticalmente en planicies de inundación compuestas por Fl y Fm, con intervalos bioturbados. Estos depósitos en su mayoría son vinculados a barras de punto y extensas planicies de inundación en ríos meandríticos.

Las proporciones de cuarzo, feldespato y líticos indican que las areniscas de la Formación Tena corresponden a litoareniscas feldespáticas, arcosas líticas y sublitoareniscas provenientes de provincias sedimentarias recicladas, ricas en cuarzo, con influencia de mezcla.

Las concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras indican que las areniscas de la Formación Tena corresponden a arcosas y subarcosas. Mientras que diagramas de proveniencia indican que la fuente detritica de estas rocas está vinculada a provincias sedimentarias recicladas e ígneas ácidas.

Asociaciones de minerales pesados indican que el set de muestras analizado proviene de una fuente cratónica que incluye a provincias sedimentarias recicladas y fue influenciada por una fuente ígnea ácida, sometida a alto reciclaje, además aporte metamórfico de bajo grado.

Referencias

- [1] Bhatia, M. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), pp. 611-627. 1983. DOI: <https://doi.org/10.1086/628815>
- [2] Fralick, P.W., and Kronberg, B.I. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113(1-2), pp. 111-124. 1997. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00049-3)
- [3] Etemad-Saeed, N.A., Hosseini-Barzi, M.A., and Armstrong-Altrin, J. S. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 61(2), pp. 142-159. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.06.003>
- [4] McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D. K., and Hanson, G. N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Special Papers Geological Society of America*, pp. 21-21. 1993. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- [5] Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., and Jong, J. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleoweathering, and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, northwest Borneo. In Mazumder R. *Sediment provenance*, 1 ed., Oxford, United Kingdom, Elsevier. 2017. pp. 123-153. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00007-1>
- [6] Ogbahon, O.A., and Olujiimi, O.B. Geochemistry of Maastrichtian clastic sedimentary rocks from Western flank of Anambra Basin, Nigeria: Implications for provenance, tectonic setting, paleoclimate and depositional paleoenvironment. *International Journal of Geosciences*. 10(1), pp. 91-118. 2019. DOI: <https://doi.org/10.4236/ijg.2019.101007>
- [7] Bhatia, M., and Crook, K. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 92(2), pp. 181-193. 1986. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- [8] Taylor, S.R., and McLennan, S. M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1985. Available at: <https://www.osti.gov/biblio/6582885>
- [9] Vallejo, C., Spikings, R.A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., and Thomsen, T. B. Late Cretaceous to Miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. In Horton B. K., and Folguera A. *Andean tectonics*. Elsevier. 2019. pp. 209-236. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>
- [10] Spikings, R., Paul, A., Vallejo, C., and Reyes, P. Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology. *Gondwana Research*, 90(1), pp. 77-101. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.009>
- [11] Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., and Egüez, A. The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), pp. 5-19. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.006>
- [12] Gramal, A.A., Carranco, A.F., Romero C.C., Pulupa V.R., Calderón R.D., and Toainga S. Evidencias de canibalización de secuencias Cretácicas y Paleógenas de la Cuenca Oriente en la cuña orogénica de los Andes ecuatorianos. *Boletín de Geología*, 43(3), pp. 15-34. 2021. DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021001>
- [13] Tschopp, H.J. Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), pp. 2303-2347. 1953. DOI: <https://doi.org/10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- [14] Dashwood, M.F., and Abbotts, I.L. Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 50(1), pp. 89-117. 1990. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>
- [15] Gutiérrez, E.G., Horton, B.K., Vallejo, C., Jackson, L.J., and George, S.W. Provenance, and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In Horton B. K., and Folguera A. *Andean Tectonics*. Elsevier. 2019. pp. 237-268. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- [16] Vallejo, C., Romero, C., Horton, B.K., Spikings, R.A., Gaibor, J., Winkler, W., Thomsen J.J.E., and Mariño, E. Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204(2021), 103555, pp. 1-26. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555>
- [17] Jaillard, E., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., Bulot L., Cappetta H., Davila C., Diaz R., Huacho J., Huaman C., Jimenez D., Jimenez N., Montenegro J., Neraudeau D., Rivadeneira M., Toro J., Villagómez R., and Zambrano I. Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Ecuador, Orstom-Petroproducción eds, pp. 164. 1997.
- [18] Romero, C.W., Gramal, A.B., Carranco, F.R., and Toainga, S. D. Asociación de facies: la clave para la identificación de la Formación Hollín en la región sur oriental del Ecuador. *GeoLatitud*, 2(1), pp. 9-23. 2019. Available: <https://geolatitud.geoenergia.gob.ec/ojs/ojs/index.php/GeoLatitud/article/view/3165>

- [19] Vallejo, C., Hochuli, P.A., Winkler, W., and Von Salis, K. Palynological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-Andean Zone, Ecuador. *Cretaceous Research*. 23(6), pp. 845-859. 2002. DOI: <https://doi.org/10.1006/cres.2002.1028>
- [20] Christophoul, F., Baby, P., and Davila, C. Discrimination of eustatic and tectonic influences in the Ecuadorian Oriente Basin from Aptian to Oligocene times. *Proceedings of International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Göttingen, Alemania, pp. 168 – 171. 1999. Available at: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010022660.pdf
- [21] Roddaz M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S. and Espurt N. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. In Horton C., and Wesselingh F. P. *Amazonia, landscape and species evolution: a look into the past*, 5th ed., 2010. pp. 61-88. DOI: <https://doi.org/10.1002/978144306408.ch5>
- [22] Instituto de Investigación Geológico y Energético – IIGE. Mapa geológico de la hoja de Baños, escala 1:100 000, Ministerio de Energía y Minas de Ecuador, Quito-Ecuador, 2023.
- [23] Romero, C.W., Escobar, V.L., Calderón, D., Gramal, A.B., Menéndez, B.E., Gallardo, O.A., y Velez, T.S. La evolución de abanicos aluviales documentada en el registro estratigráfico de la Formación Tiyuyacu. *Revista Científica GeoLatitud*, 4(1), pp. 38-50. 2021. Available at: <https://geolatitud.geoenergia.gob.ec/ojs/ojs/index.php/GeoLatitud/article/view/103/86>
- [24] Shammugam, G., Poffenberger, M., and Toro Alava, J. Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente basin, Ecuador. *AAPG bulletin*, 84(5), pp. 652-682. 2000. DOI: <https://doi.org/10.1306/C9EBCE7D-1735-11D7-8645000102C1865D>
- [25] Brookfield, M.E., Hemmings, D.P., & Van Straaten, P. Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphorites of the Napo Formation (Late Cretaceous, Oriente Basin, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2), pp. 180-192. 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.004>
- [26] Angulo-Romero, E., Beate, B., y Romero-Cóndor, C. Zonificación del gradiente geotérmico en la cuenca Oriente de Ecuador a partir de temperatura de fondo de pozos. *Boletín de Geología*, 45(1), pp. 119-139. 2023. DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n1-2023006>
- [27] Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero – INIGEMM. Mapa Geológico del Ecuador, escala 1.1 000 000. Ministerio de energía y recursos naturales no renovables de Ecuador. Quito-Ecuador. 2017.
- [28] Romero, C.W., Romero, E.D.C., Montesdeoca, M.V.R., Calero, M.E.N., Carrillo, M. V. M., y Gramal, A. B. Reconstruyendo el pasado del planeta: El registro estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tena en la carretera Tiwintza–Puerto Morona. *Revista Científica GeoLatitud*, 2(2), pp. 2-13. 2019. Available at: <https://geolatitud.geoenergia.gob.ec/ojs/ojs/index.php/GeoLatitud/article/view/40/71>
- [29] Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., and Winkler, W. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1 N and 3 S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), pp. 400-414. 2006. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- [30] Christophoul, F., Baby, P., and Dávila, C. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345(1-4), pp. 281-298. 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00217-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00217-7)
- [31] Folk, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. 1980
- [32] Greensmith, J. *Petrology of the sedimentary rocks*. Springer Science & Business Media. 2012
- [33] Balaram, V., and Subramanyam, K. Sample Preparation for Geochemical Analysis: Strategies and Significance. *Advances in Sample Preparation*. 32(2), pp. 15-32. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sampre.2022.100010>
- [34] Kumar, V., Kumar, S., Kumar, N., & Bangroo, P.N. Separation and pre-concentration of rare earth elements in geological materials using used green tea leaves and their determination by ICP-OES. *Journal of the Indian Chemical Society*. 90(11), pp. 2147-2151. 2013. DOI: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2672.5843>
- [35] Pinto, F. G., Junior, R.E., and SaintPierre, T.D. Sample preparation for determination of rare earth elements in geological samples by ICP-MS: a critical review. *Analytical letters*. 45(12). Pp. 1537-1556. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1080/00032719.2012.677778>
- [36] Janoušek, V., Moyen, J.F., Martin, H., Erban, V., & Farrow, C. *Geochemical modelling of igneous processes: principles and recipes in R language*. Springer. Pp. 257. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-46792-3>
- [37] Mange, M.A., & Maurer, H. *Heavy minerals in colour*. Springer Science & Business Media. 2012
- [38] Morton, A.C., Herries, R., & Fanning, M. Correlation of Triassic sandstones in the Strathmore Field, west of Shetland, using heavy mineral provenance signatures. *Developments in Sedimentology*. 58(1), pp. 1037-1072. 2007. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58041-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58041-6)
- [39] Folk, R.L., Andrews, P.B., and Lewis, D.W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13(4), pp. 937-968. 1970. DOI: <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>
- [40] Nesbitt, H.W., and Young, G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta*. 48(7), pp. 1523-1534. 1984. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- [41] Rudnick, R.L., and Fountain, D.M. Nature, and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*. 33(3), pp. 267-309. 1995. DOI: <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- [42] Sun, L., Gui, H., and Chen, S. Geochemistry of sandstones from the Neoproterozoic Shijia Formation, northern Anhui Province, China: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Geochemistry*. 72(3), pp. 253-260. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.11.006>
- [43] Mongelli, G., Critelli, S., Perri, F., Sonnino, M., and Perrone, V. Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental redbed mudrocks, Peloritani Mountains, Southern Italy. *Geochemical Journal*. 40(2), pp. 197-209. 2006. DOI: <https://doi.org/10.2343/geochemj.40.197>
- [44] Herron, M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*. 58(5), pp. 820-829. 1988. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- [45] Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R. *Production and provenance of sand*. In Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. *Sand and Sandstone*. Springer Study Edition. 1972. pp. 294-326. DOI: https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6_8
- [46] Wang, X., Zhang, F., Li, S., Dou, L., Liu, Y., Ren, X., ... & Zhao, W. The architectural surfaces characteristics of sandy braided river reservoirs, case study in Gudong Oil Field, China. *Geofluids*. pp.1-12. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1155/2021/8821711>
- [47] De Almeida, R. P., Marconato, A., Freitas, B. T., and Turra, B. B. The ancestors of meandering rivers. *Geology*. 44(3), pp. 203-206. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1130/G37534.1>
- [48] Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavek, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society. America Bull.* 94(2), pp.222-235. 1983. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:APONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:APONAPS>2.0.CO;2)
- [49] Tschopp, H.J., Rod E. A., Haus H. I., and Ludueña K.P. Petrographic report of samples collected in the Pastaza formations and tertiary cycles of the Ecuadorian Amazon. In Haus H. I. *Geological exploration work in Latin America. Geological chart communications of the Americas*. 1949. Pp.135.
- [50] Instituto Ecuatoriano de Minería - INEMIN. *Reporte del mapa geológico de Tena*, escala 1:50 000. Ministerio de Minas del Ecuador. Quito-Ecuador. 1989. Pp.15
- [51] Morán-Coello, H., y Moyano-Bohórquez, F. Corte geológico de las formaciones cretácico-terciarias en el frente de cabalgamiento andino entre Morona y Santiago. Bachelor's thesis, Tesis de Geología, Escuela Superior Politécnica del Litoral. Guayaquil – Ecuador. 1998. Available at: <http://www.dsplace.espol.edu.ec/handle/123456789/3374>
- [52] Villalva Ojeda, R.C. *Modelo geológico de la arenisca Tena basal en la cuenca Oriente*. Bachelor's thesis, Tesis de Geología, Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador. 2006.
- [53] Ruiz, G., Seward, D., Winkler, W., and Spikings, R. Detrital provenance and exhumation in the ecuadorian subandean zone: a key region leading to the understanding of Andean geodynamics. In 5th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Toulouse, Extended Abstract

- Volume. 2002. pp. 565-568
- [54] Roser, B.P., and Korsch, R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical geology.* 67(1-2), pp. 119-139. 1988. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- [55] Morton, A.C., and Hallsworth, C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology.* 90(3-4), pp. 241-256. 1994. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90041-8)
- [56] Tsikouras, B., Pe-Piper, G., Piper, D.J., and Schaffer, M. Varietal heavy mineral analysis of sediment provenance, Lower Cretaceous Scotian Basin, eastern Canada. *Sedimentary Geology.* 237(3-4), pp. 150-165. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.02.011>
- [57] Knox, R.W.O.B., Franks, S.G., and Cocker, J.D. Stratigraphic evolution of heavy-mineral provenance signatures in the sandstones of the Wajid Group (Cambrian to Permian), southwestern Saudi Arabia. *GeoArabia.* 12(4), pp. 65-96. 2007. DOI: <https://doi.org/10.2113/geoarabia120465>
- [58] Yerino, L.N., and Maynard, J. B. Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. *Sedimentology.* 31(1), pp. 83-89. 1984. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00724.x>
- [59] Bhatia, M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a reply. *The Journal of Geology.* 93(1), pp. 85-87. 1985. DOI: <https://doi.org/10.1086/628922>
- [60] Ratcliffe, K.T., Morton, A.C., Ritcey, D.H., and Evenchick, C.A. Whole-rock geochemistry and heavy mineral analysis as petroleum exploration tools in the Bowser and Sustut basins, British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology.* 55(4), pp. 320-336. 2007. DOI: <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.55.4.320>
- [61] Suttorp, L.J., and Dutta, P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology.* 56 (3), pp. 329-345. 1986. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- [62] Spikings, R.A., Winkler, W., Hughes, R.A., & Handler, R. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics.* 399(1-4), pp. 195-220. 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023>

C.W. Romero-Condor, en 2018, recibió su título de Ing. en Geología de la Escuela Politécnica Nacional. MSc. en Prospección y Tratamiento de Elementos Radioactivos en la Brno University of Technology, República Checa. Posee dos diplomados: 1) Geología del Cuaternario; 2) Estratigrafía y Sedimentología, en Charles University, Praga, República Checa. Desde el 2019 es becario del Organismo Internacional de Energía Atómica. Actualmente trabaja en el Proyecto de Investigación geológica y disponibilidad de ocurrencias minerales en el territorio ecuatoriano y estudia un Master universitario en educación superior en la Universidad Internacional de Rioja.

ORCID: 0000-0001-9271-4323

H.L. Cervantes-Gualuchico, es estudiante de décimo semestre de la carrera de Geología en la Universidad Central del Ecuador. En 2022 fue ganadora de la segunda edición de la beca Soy Minera de WIM Ecuador, Torata Mining y Solaris Resources. Es miembro de la directiva del capítulo estudiantil de Society of Economic Geologists, SEG - UCE FIGEMPA. Actualmente está contribuyendo en el Proyecto de Aplicación de metodologías de sostenimiento en materiales geológicos (suelos y rocas) en laderas naturales de baja resistencia al corte en el tramo Nanegalito -Calacalí realizado por investigadores de la UCE.

ORCID: 0000-0003-3044-8116

E.J. Oyague-Vergara, en 2022 recibió su título de Ing. en Geología otorgado por la Universidad de Guayaquil, Ecuador. Su especialidad se vincula a Sistemas de Información Geográfica y Teledetección con software ENVI. Actualmente trabaja en el Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano.

ORCID: 0009-0009-7469-4424

S.T. Heredia-Puente, es estudiante de la carrera de Ingeniería Geología de la Universidad Central del Ecuador. En 2015 colaboró en la elaboración de la Guía Espeleológica del Napo, desde entonces, ha participado en varios eventos de espeleología y otros ramales de la geología que le han permitido ampliar sus conocimientos teóricos y habilidades físicas en el campo. ORCID: 0000-0003-2704-6095

P.D. Pazmiño-Aguilar, en 2023, obtuvo el título de Ing. Geóloga de la Escuela Politécnica Nacional, Ecuador. Durante su etapa estudiantil, se destacó por su participación en diversas organizaciones, siendo una de las fundadoras y primera presidenta del Club de Geología. Además, ocupó roles clave como vicepresidenta en la Asociación de Estudiantes de Ingeniería en Geología de la Escuela Politécnica Nacional y como miembro del comité en la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo Student Chapter (AAPG). En la actualidad, se desempeña como Analista de Vigilancia 1 en el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, donde colabora en el monitoreo sísmico y volcánico.

ORCID: 0000-0003-2623-676X

A.P. Proaño-Altamirano, en 2018 recibió su título de Ing. en Geología de la Escuela Politécnica Nacional, Ecuador. MSc. en Ciencias de la Tierra con especialidad en magmas y volcanes en la Université Clermont Auvergne, Francia. Actualmente trabaja en el Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano del Instituto de Investigación Geológico y Energético.

ORCID: 0000-0002-8427-3107

M.A. Ortíz-Mercado, en 2019 recibió su título de Ing. en Geología de la Universidad de Guayaquil, Ecuador. Actualmente trabaja en el Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano en el Instituto de Investigación Geológico y Energético.

ORCID: 0009-0002-4617-9811

F. Carranco-Andino, es Ing. en Geología de la Universidad Central del Ecuador (2008). MSc. en procesos y recursos geológicos (UCM, 2017). Ha trabajado como geólogo en varias empresas privadas y públicas. Docente por contrato en la Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental (UCE). Coordinador del Proyecto de Zonificación de Susceptibilidad de Amenazas por Procesos de Movimientos en Masa del Territorio Ecuatoriano. Profesionalmente se ha especializado en Geología Estructural y Geocronología. Actualmente es Investigador Acreditado por la SENERSCYT, Coordinador del Convenio Binacional Ecuador (IIGE) – Perú (INGEMMET) y Coordinador del Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de los Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano en el Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE).

ORCID: 0000-0001-9412-8942

E.J. Guerrero-Tamayo, en 2020, recibió su título de Ing. en Geología de la Escuela Politécnica Nacional (EPN). Ha destacado en el capítulo estudiantil de la Sociedad de Geólogos Económicos (EPN) como presidente durante el periodo 2019-2020, vicepresidente 2018-2019 y miembro activo desde 2017. Posee experiencia en el campo de la exploración minera con enfoque a sistemas tipo Pórfido Cu-Mo-Au y sistemas epitermales de alta sulfuración en el suroriente ecuatoriano. Además, desempeñó en el ámbito generativo y geoquímico de exploración minera. Actualmente desempeña como geólogo en el Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) en el Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano.

ORCID: 0009-0006-1473-0049

V.H. Martínez-Jiménez, en 2018, recibió su título de Ing. en Geología y Minas de Universidad Técnica Particular de Loja. Ilustrador autodidacta. Posee experiencia en el campo geotécnico, legislación minera y buenas prácticas ambientales. Actualmente desempeña como geólogo en el Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) en el Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano.

ORCID: /0009-0007-1661-6183



Análisis entrópico y fractal de la distribución espacial de la sismicidad en un sector de Cuba occidental y su relación con el régimen tectónico de la Falla Pinar

Marcos Enrique Pazo-Arango ^{a b}

^a Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Técnicas, Universidad de Pinar Río, Pinar del Río, Cuba.

^b Dpto. de Geoprocimiento y Tectónica, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba. arango@igp.minem.cu, marcospazo7731@gmail.com

Recibido: 9 de febrero 2024. Recibido en formato revisado: 16 de mayo 2024. Aceptado: 16 de mayo 2024.

Resumen

El objetivo principal de este trabajo es la caracterización de la actividad sísmica vinculada a la Falla Pinar en la región de Cuba Occidental, mediante el empleo de métodos matemáticos que permitan caracterizar y/o cuantificar la relación espacio–tiempo en dicha serie sísmica. A la par de este análisis se realiza una interpretación y correlación de los resultados obtenidos con los derivados de investigaciones anteriores. Para dar solución al problema de este trabajo se determinan cuatro parámetros fundamentales mediante la aplicación de métodos matemático–estadísticos: la entropía de Poisson, la estimación de las dimensiones generalizadas D_q , el valor b_m de la relación Gutenberg–Richter y el exponente de Hurst. La integración de los criterios que ofrecen estos parámetros contribuye a la interpretación de la neotectónica de la región desde el punto de vista sísmico y permite a su vez la creación de registros sísmicos más completos que los actuales. Entre los principales resultados obtenidos está la demostración de que la serie sísmica de la región cumple con la hipótesis de Hurst, donde la mayoría de los fenómenos naturales se comportan como tendencias estadísticas con ruido estocástico y no como caminatas aleatorias. Esto facilita la relación entre los resultados de la investigación y los fenómenos recientes que rigen la neotectónica en el área.

Palabras claves: fractal; dimensión fractal; dimensión de capacidad; dimensión de información; dimensión de correlación; exponente de Hurst; relación Gutenberg – Richter.

Entropic and fractal analysis of the spatial distribution of seismicity in a sector of western Cuba and its relationship with the tectonic regime of the Pinar Fault

Abstract

The main objective of this work is the characterization of the seismic activity linked to the Pinar Fault in the region of Western Cuba, through the use of mathematical methods that allow characterizing and/or quantifying the space-time relationship in said seismic series. Along with this analysis, an interpretation and correlation of the results obtained with those derived from previous research is carried out. To solve the problem of this work, four fundamental parameters are determined through the application of mathematical-statistical methods: the Poisson entropy, the estimation of the generalized dimensions D_q , the b value of the Gutenberg–Richter relationship and the Hurst exponent. The integration of the criteria offered by these parameters contributes to the interpretation of the neotectonics of the region from a seismic point of view and in turn allows the creation of more complete seismic records than the current ones. Among the main results obtained is the demonstration that the seismic series of the region complies with Hurst's hypothesis, where most natural phenomena behave as statistical trends with stochastic noise and not as random walks. This facilitates the relationship between the research results and the recent phenomena that govern neotectonics in the area.

Keywords: fractal; fractal dimension; capacity dimension; information dimension; correlation dimension; Hurst exponent; Gutenberg – Richter relationship.

1 Introducción

En la región de Cuba Occidental se encuentra la dislocación tectónica activa: “Falla Pinar”. Esta divide a la región en dos partes distinguidas por una marcada diferencia entre sus relieves. La estructura no posee un comportamiento lineal y homogéneo, por el contrario; muestra variaciones en cuanto a su rumbo, que han llevado a varios investigadores a

subdividirla en tramos para estudios más detallados. La zona de la Falla Pinar posee una clara expresión topográfica producto del ascenso de las secuencias al norte de la falla con respecto a las del sur, y esto a su vez, es la expresión de una componente normal extensiva en sus movimientos [9].

Un marcado cambio en rumbo de la estructura en las inmediaciones de la localidad de San Cristóbal / Artemisa, hace que en dicha área exista una mayor concentración de

How to cite: Pazo-Arango, M.E., (2024). Análisis entrópico y fractal de la distribución espacial de la sismicidad en un sector de Cuba occidental y su relación con el régimen tectónico de la Falla Pinar. BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA. 55, pp. 74 - 84. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.112800>

esfuerzos que se refleja como actividad sísmica; principalmente sobre los sedimentos y secuencias del cuaternario ubicadas en la cuenca Los Palacios, hacia el sur de la Falla Pinar. Esta actividad constituye un reflejo de la cinemática de la estructura mediante un complejo sistemas de dislocaciones, grietas y vetillas interconectadas [4] sobre las que descansan las secuencias pertenecientes a la cuenca Los Palacios. En el año 1880, producto de la creciente acumulación de esfuerzos, se registró el sismo de mayor magnitud ocurrido hasta la fecha en Cuba Occidental, con un valor de 6.1 grados en la escala de Richter [7]. Sin embargo, el comportamiento de la sismicidad posterior al evento de 1880 no ha sido estudiado mediante métodos que relacionen evolución espacial, densidad de ocurrencia y tiempo. Dicha actividad sísmica muestra correspondencia con la traza del Sistema Falla Pinar y no se le han dedicado trabajos en aras de interpretar y descifrar su naturaleza. La sismicidad se comporta con valores promedios entre los 1.5 grados y 2 grados de magnitud según la escala de Richter, constituyendo una actividad tectónica de fondo y de baja energía característica de los sistemas de intraplacas [9,17].

Los escasos pronósticos sísmicos del área [10] están basados en la utilización de histogramas de períodos de retorno estadístico y conforme el tiempo; el grado de incertidumbre en los mismos se ha incrementado producto a la limitante de no incluir entre sus variables la evolución de la relación espacio–tiempo. Esta limitante trae como consecuencia que los trabajos existentes [10] no puedan seguir el paso del complejo y creciente historial cinemático que continúa experimentando la Falla Pinar.

Con el fin de tener datos que permitan la toma de decisiones anticipadas antes de la ocurrencia de eventos poco predecibles (sismos de elevada magnitud) y de relacionar el comportamiento sísmico de la Falla Pinar con los procesos neotectónicos de la región, se decide: caracterizar la actividad sísmica mediante el empleo de métodos que integren las variables: evolución espacial, densidad de ocurrencia en el espacio, variación de la densidad de ocurrencia en el tiempo y la persistencia en el tiempo de las anteriores variables.

La primera medida utilizada para caracterizar el nivel de agrupamiento en secuencias sísmicas es la entropía de Shannon [18,19], y la aplicación de su variante: Entropía de Poisson [8]. Este método permite estudiar las propiedades estadísticas de los sismos como la no uniformidad, y como el nivel de agrupación está estrechamente relacionado con la acumulación de esfuerzos en la corteza terrestre, se pueden obtener datos que caractericen y contribuyan a la interpretación de la expresión sísmica de la Falla Pinar y permitan la creación de pronósticos sísmicos complejos con menor grado de incertidumbre que los actuales.

La segunda medida utilizada para evaluar la relación espacio–tiempo de la serie sísmica está basada en los conceptos de la fractalidad, especialmente en la estimación del espectro de dimensiones generalizadas D_q . Este método permite cuantificar el nivel de regularidad dentro del “comportamiento caótico” de los fractales naturales, y los resultados obtenidos han mostrado ser capaces de caracterizar variables difíciles para la matemática euclíadiana. Para dar mayor peso a estos resultados, se estima la variación del valor b de la relación Gutenberg–Richter, variable aceptada internacionalmente como un precursor sísmico.

En la mayoría de los trabajos dedicados a los pronósticos sísmicos [2,3,13,14,16,20] y/o interpretación de series sísmicas, se suele hacer uso de estos precursores sísmicos de manera independiente, obteniéndose en la mayoría de los

casos resultados pocos satisfactorios y con elevados grados de incertidumbre. Es por esta razón que en este trabajo se analiza la actividad sísmica relacionada con la Falla Pinar mediante la interpretación de tres variables. Estos resultados se comparan con investigaciones existentes y se demuestra su persistencia en el tiempo, así como su influencia en los eventos futuros mediante la aplicación del análisis basado en el exponente de Hurst.

2 Marco Geológico

2.1 Geología regional y del área de estudio

En el plano estructural actual de la Isla y en las regiones colindantes se determinan claramente grandes estructuras anticlinales y sinclinales complejas y también grandes dislocaciones disyuntivas. El contorno actual de la Isla está más o menos condicionado al rumbo general de las estructuras que, en plano, forman un arco relativamente suave, convexo hacia el Norte. Quedan comprendidas dentro del polígono de estudio las estructuras siguientes: Anticlinorio Pinar de Río, Sinclinorio San Diego de los Baños, Sinclinorio Bahía Honda y las anticlinorias: Anticlinorio Habana–Matanzas y Anticlinorio Madruga separadas por el Sinclinorio Almendares–San Juan [11].

El área de estudio ocupa gran parte de la Región Occidental de Cuba. Esta área cubre un segmento del orógeno cubano formado por la colisión entre el Arco Volcánico formado durante el Cretácico (AVK), perteneciente a la placa Caribe y el Paleomargen continental de América del Norte (PMAN), que ocurrió entre el Eoceno temprano y el Eoceno medio [9]. El área incluye al frente montañoso de la Falla Pinar; separando esta última al área en dos grandes estructuras geomorfológicas: Los terrenos de la Cordillera de Guaniguanico al norte y los terrenos de la cuenca Los Palacios al sur, y otras subcuenca de ríos cortadas por la Falla Pinar. Estos terrenos se encuentran dentro de la mega estructura Anticlinorio Pinar de Río.

En las montañas de la cordillera de Guaniguanico afloran las secuencias mesozoicas del margen continental y en ellas se distinguen las unidades: Alturas de Pizarras del Sur, Sierra de los órganos, Sierra de Rosario–Alturas de Pizarras del Norte–Esperanza y el Cinturón Cangre [6]. Estas unidades se caracterizan por diferente estratigrafía y tectónica, y se encuentran separadas por grandes fallas regionales [9]. Las secuencias del margen continental yacen por debajo del cabalgamiento formado por rocas de AVK y del Cinturón Ofiolítico Septentrional (Secuencias de la Unidad Bahía Honda). La parte norte del área se caracteriza por una compleja evolución tectónica, cuyo rasgo más notable es la presencia de nappes o cabalgamientos [12].

En el margen meridional de la cordillera y en contacto con la Falla Pinar; se encuentra la Faja Cangre, que constituye una zona de metamorfismo de altas presiones y puede ser considerada la equivalencia metamórfica del paleomargen [9]. Ya en el sur, las rocas del paleomargen entran en contacto con las rocas de la cuenca Los Palacios mediante la Falla Pinar. La cuenca está activa desde comienzos del Eoceno [12] y en ella afloran sedimentos sinorogénicos y postorogénicos. Estos últimos se individualizan en 3 tres secuencias de diferente edad, contraste y composición litológica. De modo general, esta parte del área se caracteriza por una tectónica de menor complejidad con un predominio de estructuras disyuntivas subverticales que inciden sobre los movimientos neotectónicos diferenciados.

Hacia el noreste de área afloran las rocas del Cinturón Ofiolítico Septentrional, ellas tienen distintas maneras de presentarse en superficie: como fajas estrechas muy deformadas asociadas a zonas de fallas, o bien como mantos tectónicos de diversa potencia. Las fajas estrechas se conocen bien a lo largo de la Falla Pinar. Para el caso de los matos tectónicos, en el área; estos se caracterizan por presentar un intenso grado de desmembramiento y mezcla con otras unidades geológicas (como en Bahía Honda y La Habana) [1,9].

Las rocas del alóctono Bahía Honda se componen de una sección potente de basaltos con hialoclastitas del Albiano-Cenomaniano (muy semejantes a las que afloran en la faja Felicidades) cubiertas concordantemente por tuítas, tobas litoclásticas y basaltos del Turoniano al Campaniano, cuyo origen en condiciones de retroarco se ha fundamentado convincentemente mediante geoquímica, mineralogía, estratigrafía y geología regional [15]. Este tipo de secuencias tectono-estratigráficas se extienden también hacia La Habana y es característico de estas la imbricación de vulcanitas de arco y ofiolitas en los cortes, la ausencia de plutones de arco entre sus límites, el carácter fuertemente sedimentario (tobas marinas, tuítas, silicitas, areniscas tobáceas, clastitas y carbonatos) de las secuencias de arco, la composición química y mineralógica típicas de retroarco de estas rocas, y la presencia de sills de basaltos oceánicos [1].

2.2 Estratigrafía

Actualmente la isla de Cuba se encuentra dispuesta en varias fajas que forman parte de un cinturón mayor, el “Cinturón Plegado y Sobre corrido Cubano”. Esta disposición no es solo el resultado de una tectónica compresiva que condicionó la yuxtaposición y sobre corridos de varios conjuntos patogénicos formados en diferentes dominios paleogeográficos. Esta disposición actual de la isla solo representa una etapa reciente de una evolución geológica más compleja del entorno Caribe-Norteamericano. Se reconocen varias unidades tectono estratigráficas, constituidas por conjuntos de rocas con estratigrafía distintiva y separadas por un sistema de fallas de carácter local y regional [1].

2.2.1 Provincias Pinar del Río y Artemisa

Estas provincias poseen una geología compleja que aumenta su grado a medida que caminamos hacia la parte norte del área de estudio. Al norte se disponen secuencias características de un margen continental, en tanto que al sur de estos se sitúan diferentes terrenos tectonoestratigráficos. Los mayores afloramientos de los cortes de margen continental se localizan en la Cordillera de Guaniguanico, en Cuba occidental, ocupando la mayor parte del área de estudio donde cuatro tipos diferentes de columnas están presentes: Sierra del Rosario-Esperanza-Alturas de Pizarras, Sierra de los Órganos, Pan de Guajaibón y Cinturón Cangre [6]. Las secuencias más jóvenes en Guaniguanico, comenzando por el Oxfordiano, son cortes mayormente carbonatados, en tanto que los sedimentos jurásicos más antiguos son deltaicos o continentales [6]. Los cortes comienzan con una secuencia terrígena del Jurásico, pre Oxfordiano Superior (formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre), de depósitos deltaicos y continentales cerca de cuyo techo pueden presentarse intercalaciones de mafitas, a veces con espesores significativos [6]. En el Oxfordiano Superior ocurre una transición carbonatado-terrígena hacia la sedimentación

mayormente carbonatada que se inicia posiblemente en el Kimmeridgiano. La sedimentación carbonatada con abundante materia orgánica, comprende los sedimentos hasta el Cenomaniano. En contadas localidades de Sierra del Rosario hay capas turonianas. En esta última región se presentan intercalaciones terrígenas en todo el corte entre el Oxfordiano Superior y el Cenomaniano (formaciones Artemisa, Polier, Santa Teresa y Carmita). Las capas de la Cordillera de Guaniguanico están cabalgadas desde el sur por ofiolitas y rocas de arcos volcánicos cretácicos, que afloran en el NE de Pinar del Río y NW de La Habana [1,7,6].

A continuación, se describen las principales características estratigráficas de las UTEs que se encuentran dentro del área de estudio.

a. Zonas de Los Órganos y Cangre

Ocupan la mayor parte del terreno Guaniguanico, justo al norte de la falla Pinar. La sección más antigua que se conoce son estratos del Jurásico Inferior-medio al Oxfordiano inferior, con espesor estimado entre 3000 y 5000 metros, representados por areniscas, lutitas, pizarras y escasos conglomerados, con raros cuerpos concordantes de diabasas y diques de gabrodes y diabasas, con un metamorfismo moderado. Estas capas se depositaron en depresiones intracontinentales con ambientes deltaicos, lagunares y muy localmente de mar somero [15]. Las capas descritas se cubren por areniscas, lutitas y calizas de aguas marinas someras, del Oxfordiano medio al superior, que representan la primera transgresión marina importante que completa la extensión del Tethys hasta el Caribe y el Golfo de México [15]. Más arriba los cortes contienen calizas bien estratificadas que pasan a masivas del Oxfordiano superior al Tithoniano inferior, depositadas en condiciones de plataforma carbonatada (Plataforma San Vicente). Durante el Tithoniano la plataforma se hunde y sobre ella se depositan en concordancia calizas con silicitas intercaladas, bien estratificadas, de aguas más profundas, que se extienden hasta el Cenomaniano [1,15].

b. Zonas Rosario Sur y Norte

Estas zonas están ubicadas como se muestra, en posición tectónica sobre Los Órganos. En la zona de Rosario Sur las rocas del Jurásico Inferior(?) al Oxfordiano son semejantes a las descritas anteriormente en Los Órganos, pero ellas faltan por completo en la zona Rosario Norte. También propio de la zona Rosario Sur es un potente cuerpo de basaltos con almohadillas intercalados con calizas y lutitas, de casi 400 metros. Las secciones suprayacentes de edad Kimmeridiano-Tithoniano, en ambas zonas de Rosario, se distinguen de aquéllas de Los Órganos por la ausencia de las calizas de plataforma (Miembro San Vicente), que están sustituidas por calizas y pizarras calcáreas bien estratificadas, de facies de cuenca marina, que contienen capas intercaladas de detritos (calcareitas) derivados de la plataforma. El tithoniano tardío está representado por calizas bien estratificadas con intercalaciones de silicitas, indicando una profundización del fondo de la cuenca; evento que se refleja también en las secciones de Los Órganos. Estas secciones están coronadas por un potente depósito de calciturbiditas (Formación Cacarajicara), que sobreyace rocas desde el Tithoniano hasta el Campaniano, y cuya edad se ha definido clásicamente como Maastrichtiano [1,6].

c. Zona de Quiñones/Guajaibón

Las rocas de esta zona yacen en posición tectónica sobre las de Rosario Norte. La secuencia estratigráfica de

Quiñones/Guajaibón se distingue porque los depósitos del Jurásico Superior y más jóvenes contienen un volumen reducido del componente clástico en comparación con los cortes de Rosario. Del Jurásico Superior al Aptiano se encuentran calizas pelágicas, propias de una cuenca marina profunda. Estas rocas están plegadas y en contacto tectónico con calizas propias de un banco carbonatado del Albiano-Cenomaniano (Plataforma Guajaibón). Aquí hay un hiatus del Turoniano al Santoniano, y las capas del Campaniano y Maastrichtiano no se distinguen de las que aparecen en la sección norte de Rosario.

2.3 Sismicidad

La Falla Pinar constituye la estructura de mayor extensión mapeada en superficie, la cual se extiende por más de 170 km, al sur de la Cordillera de Guaniguanico, con una profundidad máxima de 25 km aproximadamente [7] (Fig.1). A esta zona de falla se asocia el terremoto de $M=6.1$ grados de magnitud Richter, que produjo sacudidas de VIII grados de intensidad MSK en localidades de San Cristóbal y Candelaria, el 22 de enero de 1880. Se puede establecer su funcionamiento en el tiempo como una falla siniestral (al inicio de su desarrollo) y como una falla normal en su etapa final [12]. Se confirma su origen como una fractura de Riedel principal, provocada por la desviación al noreste del máximo esfuerzo compresivo σ_1 [12]. Sin embargo, en sus inmediaciones han ocurrido 6 terremotos significativos (1880, 1914, 1939, 1974, 1982 y 1995) que se asocian, con gran certidumbre, a distintas fallas (Cubitas, Guane, Habana-Cienfuegos y Pinar) o nudos de fallas Torriente-Jagüey Grande: San José de las Lajas) [5].

Cotilla (1993) [7] sostuvo que estos sectores de actividad diferencial son de utilidad en la evaluación del peligro sísmico. Además, señala que algunas de las fallas tienen un comportamiento neotectónico particular, como por ejemplo algunas referentes al sistema Falla Pinar, que desde el año 1880 no reporta actividad sísmica alguna. Estas fallas, supone el autor, que se vincula en escalón con una falla cubierta más al sur denominada Guane, que posee algunos eventos perceptibles a lo largo de su traza y que en su prolongación al este intercepta a la ya mencionada falla Habana-Cienfuegos para conformar un nudo sísmico activo en las inmediaciones del poblado de San José de Las Lajas [5].

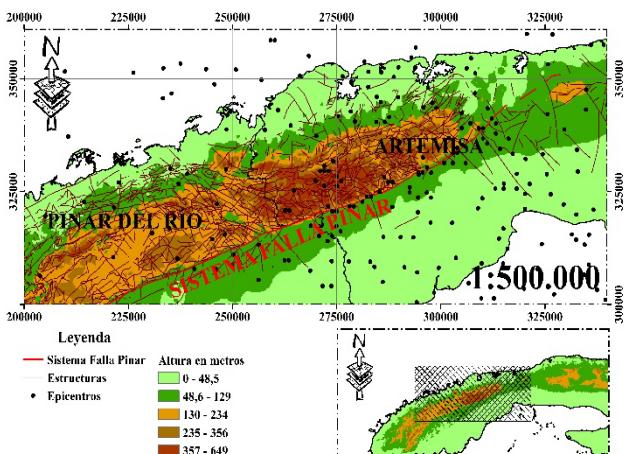


Figura 2. Relación de la distribución de la sismicidad con el Sistema Falla Pinar. Escala 1: 500 000. La sismicidad muestra una tendencia al agrupamiento cerca de la localidad de San Cristóbal, actual provincia Artemisa. Fuente: elaborada por el autor

Tabla 1.

Materiales utilizados en la realización de este trabajo.

Materiales utilizados	Autor	Formato
Mapa Geológico de Cuba	IGP	.shp
Sismicidad (1700 – 2021)	CENAIS	.pdf
Registro Sísmico Total	El autor	.xlsx

Fuente: elaborada por el autor.



Figura 1. Diagrama de flujo de la investigación. En negrita se muestran las 4 etapas fundamentales por la que transcurrió la investigación.

Fuente: elaborada por el autor

3 Materiales y métodos

La información empleada en este trabajo proviene de una base de datos sísmicos creada a partir de los catálogos publicados por el Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS) comprendiendo los años 1762 – 2021. La base cartográfica proviene del Instituto de Geología y Paleontología y actualmente se encuentra en proceso de actualización [1] (Tabla 1).

La investigación comienza con una etapa de revisión bibliográfica con el fin de conocer la limitación de las técnicas analíticas propuestas y detectar la presencia de antecedentes relacionados con la temática en el área de estudio. Se compila la información geólogo-geofísica y se clasifica y normaliza de acuerdo a los criterios de calidad del dato planteados por varios autores [3,5,8,16], dando como resultado la confección de la región sísmica (área de estudio con datos sísmicos, estructurales, geológicos y geodinámicos que permiten la caracterización sismo-geológica de la misma).

Una vez establecida la región sísmica se procede a dividir la serie de observaciones en diferentes ventanas temporales y con la finalidad de minimizar la influencia de la cantidad de sismos por ventana temporal, se procuró que todas las ventanas tuviesen el mismo número de eventos. A cada una de estas ventanas temporales “V” se le aplican las técnicas analíticas planteadas con el apoyo de los Softwares Hurst y Fractalyse, obteniéndose los resultados a discutir y analizar en la etapa 3 de la investigación (Fig. 2)

Para el análisis de la densidad de ocurrencia de la distribución espacial de la sismicidad de la región se preparó un catálogo sísmico que contiene 1218 sismos de magnitudes ≥ 0.5 ocurridos en Cuba occidental entre los años 1700 – 2021, a partir de los datos publicados por el CENAIS. Estos datos fueron revisados minuciosamente para eliminar sismos repetidos e incluir sismos omitidos. El catálogo preliminar cuenta con la fecha (año de ocurrencia), coordenadas de los epicentros y magnitud media. Otros datos no se pudieron

emplear por su carencia y ausencia en otros registros sísmicos. Dentro de estos datos se encuentra: ubicación, fecha exacta e intensidad. Los datos espaciales fueron homogenizados transformando las coordenadas al sistema Lambert. El resultado final de este procesamiento fue una base de datos de 315 eventos registrados dentro de las coordenadas del polígono de estudio.

Para el análisis de la distribución espacial de la sismicidad es necesario contar con un registro significativo que posea una determinada cantidad de eventos. Estos eventos deben ser seleccionados de tal forma que se tengan valores observables de la variación de su distribución espacial en el tiempo. Por estas razones se debe seleccionar un área, cuyo tamaño comprenda una cantidad de eventos representativos en la región sísmica analizada.

El tamaño de esta área va a estar determinada por la actividad sísmica de la región. Cuba occidental presenta una actividad sísmica relativamente baja asociada a una dislocación tectónica activa en un ambiente de intraplaca. Esto condiciona que para el análisis de la distribución espacial de la sismicidad se deban trazar áreas relativamente grandes. Si se imagina la región sísmica como un sistema con un determinado número de eventos, y para su análisis es necesario la división del sistema en estados discretos mediante el empleo de un mallado, aparece la limitante de que el mallado debe estar determinado por particiones “ k ” que sean un número entero y no un número racional. Es decir: $Z = k \neq Q$, por esta relación la delimitación del área a usar como sistema debe tener un contorno rectangular que pueda ser dividido en M estados discretos que puedan tomar valores igual al número de eventos registrados en cada estado atendiendo a un mismo régimen tectónico. En este trabajo el área se determina mediante un rectángulo de propiedades 2D, producto de la carencia de datos de profundidad en los catálogos sísmicos publicados por el CENAIS.

El análisis de entropía es una herramienta estadística que se usa para caracterizar el nivel de desorden de un sistema dado, donde éste está constituido por un número finito de estados, siendo éstos los distintos valores que pueden tomar dichos estados. La entropía de información caracteriza la distribución de probabilidades en un sistema con un número finito de estados y corresponde al valor esperado de información en el sistema. Toma valor cero si corresponde a un sistema donde cada estado tiene probabilidad no nula y toma su valor máximo; que depende del número de estados, para una distribución equiprobable.

Si se idealiza una región sísmica y consideramos como estados a las M celdas 2D o 3D, delimitadas por la construcción de una rejilla que abarque el área seleccionada, entonces cada evento (sismo) en la región tomará el valor del estado correspondiente a la celda que registra su ocurrencia. De este modo la probabilidad de cada estado va a estar relacionada con el número de eventos localizados dentro de la celda correspondiente.

Para cada ventana temporal los eventos representan un proceso puntual en el espacio; a partir de la probabilidad de cada estado la entropía del sistema para dicha ventana puede ser evaluada. De este modo la entropía va a depender del número de celdas en las que se divida el área registrada. Pero, como para una distribución espacial dada, los valores de probabilidad y la entropía depende del número de celdas, surge la incertidumbre de qué valor o valores de entropía serán utilizados para caracterizar el sistema. Para este trabajo se seleccionaron la entropía uniforme y de Poisson.

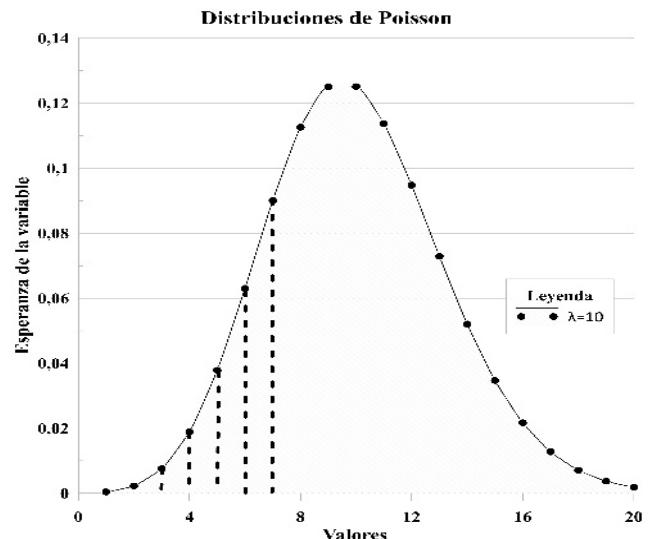


Figura 2. Ejemplo del cálculo del área bajo la curva mediante su división trapezoides. El procesamiento mostrado se realiza sobre una curva empírica trazada en Excel donde el valor de cada eje solo representa unidades numéricas y λ representa la esperanza de la variable.

Fuente: Elaborada por el autor.

3.1 Cuantificación de la medida de entropía

Para cuantificar la diferencia entre entropía de Poisson (S^P) y entropía uniforme (S^U) se considera el área entre los límites $M_1 = 2^2$ y $M_2 = \text{redondear} \left[(3N)^{\frac{1}{2}} \right]$, donde “redondear” es una función de Excel. Lo que sería igual a la subdivisión de las áreas en múltiples polígonos y de este modo el área graficada sería:

$$A_{up} = \int S^U - \int S^P \quad (1)$$

Donde A_{up} es el área entre las curvas de entropía.

Una integral no es más que el valor del área sombreada bajo la curva. Las integrales dividen estas áreas en múltiples polígonos que son limitados por el eje de las “x” y la superficie de la curva representada (Fig. 3)

Existen varios métodos matemáticos para la estimación del área entre dos curvas, sin embargo, con la intención de abreviar solo se hará alusión al método semiautomatizado empleado en este trabajo.

El área de cada trapezoide (Fig. 3) se puede calcular mediante la programación de la fórmula en “Excel”:

$$\frac{(Y_n + Y_{n+1})}{2(X_{n+1} - X_n)} \quad (2)$$

Teniendo estimada el área de cada trapezoide, basta con sumar todas las áreas. De este modo se cumple que:

$$\int S^n = \sum_n^{n+1} \frac{(Y_n + Y_{n+1})}{2(X_{n+1} - X_n)} \quad (3)$$

Este procedimiento se aplica para cada curva de entropía, S^U y S^P . El área total se divide entre el rango de M ; para minimizar el efecto de la dependencia al número de eventos

Obteniéndose como resultado el área entre las curvas de entropía (A_{up}) que es la medida de cuantificación de la entropía para cada ventana temporal de la región sísmica seleccionada.

3.2 Espectro de dimensiones generalizadas D_q

Hentschel & Procaccia (1983) [14]; Grassberger (1983) [13] proponen un número infinito de dimensiones fractales generalizadas D_q , donde q es un número entero que determina el énfasis dado a los agrupamientos. Para este trabajo solo se estimarán las dimensiones D_0 , D_1 y D_2 , porque han demostrado ser suficientes para el estudio del comportamiento fractal de la sismicidad y su variación en el tiempo [8]. No son pocos los trabajos que han mostrado variaciones de la fractalidad antes de la ocurrencia de grandes sismos. [3,5,8, 13,14,16]

a. Dimensión de capacidad

El comportamiento de la dimensión de capacidad está regido por la relación:

$$M(r) = ar^{-D} \quad (4)$$

Donde $M(r)$ es el número de cajas de tamaño “r” necesarias para cubrir (2D) o contener (3D) al objeto de estudio. El exponente es la conocida dimensión de Hausdorff [15], que se determina mediante el análisis en regresión de la representación de la relación:

$$D_0 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log M(r)}{\log \frac{1}{r}} \quad (5)$$

b. Dimensión de información

Se define como:

$$D_1 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^M p_i \log_{10} p_i}{\log_{10} r} \quad (6)$$

Donde “r” es el tamaño de la caja, M es la cantidad de cajas ocupadas y $p_i = p_i(r) = \frac{n_i}{N}$ es la probabilidad de ocupación de la caja i. n_i es el término que define el número de eventos en la caja y N el número total de eventos. Si se analiza el numerador de la ecuación anterior, nos damos cuenta que D_1 comparte relación con la entropía de información del sistema excepto por el log en base 10.

c. Dimensión de correlación

La dimensión de correlación, se basa en la dimensión de información y toma en cuenta en cuadrado de la probabilidad de incidencia en cada caja:

$$D_2 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^M p_i^2 \log_{10} p_i^2}{\log_{10} r} \quad (7)$$

3.3 Valor b de la relación Gutenberg – Richter

Gutenberg y Richter (1944) encontraron que la distribución cumulativa de las magnitudes se distribuye cumpliendo con la ecuación de la recta:

$$y = mx \pm n \quad (8)$$

$$\log_{10} N(M) = a_1 - b(M - M_1) \quad (9)$$

Donde $N(M)$ es el número de sismos de magnitud $\geq M$, que ocurren en un intervalo espacio-temporal determinado, a_1 es la cantidad de sismos y b es la pendiente que cuantifica el número relativo de sismos grandes y pequeños. Varios

trabajos han demostrado la disminución de la pendiente antes de la ocurrencia de grandes sismos.

El valor observado b se estima mediante el método de máxima verosimilitud de Aki–Utsu (1965).

$$b = \frac{\log_{10} e}{M_m - M_1^U} \quad (10)$$

3.4 Exponente de Hurst

El exponente de Hurst es un método que se utiliza para evaluar el comportamiento de los sistemas a lo largo del tiempo. Fue desarrollada por el hidrólogo británico Harold Edwin Hurst, quien durante años estudió fluctuaciones en el nivel de las aguas de Rio Nilo en busca de series fractales. La importancia de esta herramienta reside en la distinción y clasificación de series de tiempo en aleatorias o no, siendo su principal ventaja su aplicación a series de tiempo que no cumplen con una distribución Gaussiana. H (Exponente de Hurst) es un cociente sin dimensiones creado a partir de la división del rango por la desviación estándar de las observaciones, lo que se conoce como “análisis de rango escalado” [2]. Esto arrojó que la mayoría de las series de tiempos que se relacionan con fenómenos naturales cumplen con una secuencia aleatoria sesgada, conocida también como: caminata con ruido estadístico. Es posible medir la fuerza en la tendencia y la cantidad de ruido mediante el análisis de R/S [13]. Imaginemos una ventana temporal con tiempo “t”, con una cantidad de observaciones “u”, entonces:

$$X_{t,N}(r) = \sum_{u=1}^u (e_u - M_N) \quad (11)$$

En donde: $X_{t,N}$ es la desviación calculada para N períodos, e_u es el valor de entrada u , M_N es el promedio e_u sobre N períodos; siendo el rango R :

$$R = \max(X_{t,N}) - \min(X_{t,N}) \quad (12)$$

Hurst divide el rango por la desviación estándar de las observaciones originales y formula la siguiente relación:

$$\frac{R}{S} = (aN)^H \quad (13)$$

4 Resultados

4.1 Área analizada

Fue seleccionada el área de tal manera que tuviera relación con el evento sísmico más importante en la región de Cuba occidental, para evaluar el comportamiento de la sismicidad posterior a su ocurrencia en el año 1880. La sismicidad se delimitó con la construcción de un polígono con un registro de ocurrencia de 315 eventos. Aunque para los análisis matemático-estadísticos de la sismicidad suelen usarse registros de más de 10 000 sismos para la lograr la representatividad, el área de estudio se encuentra en un ambiente de intraplaca relativamente tranquilo; donde la cantidad de eventos registrados en el área de estudio conforman aproximadamente el 72.5% del total de eventos datados en la región occidental de Cuba. La sismicidad del área muestra una clara evolución de su distribución espacial en el tiempo, presentando un incremento en su grado de agrupamiento hacia el año 2021 (Fig. 4).

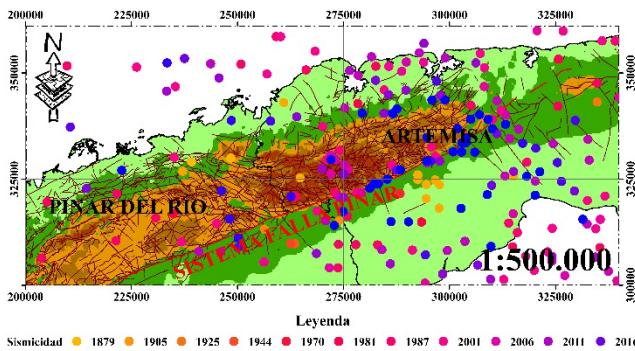


Figura 3. Evolución temporal de la sismicidad en el tiempo Escala 1: 5 000 000. La figura muestra la tendencia al agrupamiento de los epicentros. Fuente: Elaborado por el autor.

Tabla 2.

Ventanas de tiempo posterior a la ocurrencia del sismo de magnitud 6.1 en el año 1880.

Ventanas Temporales.	Años comprendidos.
Ventana 1	29/6/1849 – 24/6/1981
Ventana 2	24/9/1981 – 3/28/2009
Ventana 3	21/1/2009 – 13/11/2021

Fuente: elaborada por el autor

4.2 Sismicidad posterior al sismo de magnitud 6.1 en 1880

El resultado de este procesamiento fue la subdivisión de la sismicidad en 3 ventanas temporales. Como la dependencia de las medidas a determinar varían con el número de eventos, se procuró minimizar esta dependencia haciendo que las ventanas temporales tuvieran la misma cantidad de sismos. Las ventanas fueron seleccionadas de manera tal que guardaran relación con la evolución de la sismicidad en el tiempo, facilitando la caracterización de la misma de la región posterior a la ocurrencia del sismo de 6.1 grados (Tabla 2).

El aumento de la sismicidad hacia el año 1998 está relacionada con incremento de la acumulación de esfuerzos y la concentración de epicentros en las inmediaciones de la traza sísmica Falla Pinar esencialmente en el sector cerca de las inmediaciones del poblado de San Cristóbal actual provincia de Artemisa se debe a un cambio en el rumbo de la dislocación, esto genera una zona de acumulación de energía que manifiestan su actividad principal en los sedimentos y formaciones de la cuenca Los Palacios; producto de la presencia de un complejo sistema de estructuras profundas que se encuentra situado hacia la parte sur-sureste de la Falla Pinar [4]. Estos últimos no responden a la traza sísmica de la Falla Pinar y parecen estar asociados a fracturas de Riedel de segundo orden (sintéticas y antitéticas) y otras estructuras locales pertenecientes al Sistema Falla Pinar.

4.3 Medidas A_{up} de la distribución espacial de la sismicidad posterior a la ocurrencia del sismo de magnitud 6.1 en la región de Cuba occidental

A continuación, se muestran los resultados del análisis de entropía de la distribución espacial de la sismicidad posterior al sismo de 6.1 grados en la escala de Richter para cada una de las ventanas temporales. La Ventana 1 no aporta información de confianza por poseer eventos anteriores al

Tabla 3.

Resumen de los resultados de los análisis de no uniformidad para la sismicidad vinculada a la Falla Pinar.

Resumen de resultados sobre el análisis de no uniformidad			
Ventana 1	S_p 1,26	S_u 1,80	A_{up} 0,50
Ventana 2	S_p 1,24	S_u 1,80	A_{up} 0,55
Ventana 3	S_p 1,19	S_u 1,80	A_{up} 0,61

Fuente: elaborado por el autor.

sismo de mayor envergadura en la región de estudio. Nótese que, a pesar de que las distribuciones de los sismos muestran valores similares para las ventanas 1-3 el área A_{up} muestra tendencia al crecimiento en correspondencia al avance en el análisis temporal respecto al año 1880. Todas las áreas calculadas y representadas gráficamente están normalizadas bajo la eq. (15).

La diferencia entre la S_u y la S_p es la evidencia de que la distribución espacial de la sismicidad se aleja de ser una distribución uniforme y los agrupamientos que presenta no son un resultado del azar (Tabla 3).

El resultado esperado sería una tendencia en la disminución del A_{up} a medida que se aleje del periodo de ocurrencia del sismo de magnitud 6.1 ocurrido en el año 1880. Sin embargo, el A_{up} muestra una tendencia al crecimiento para las ventanas 1-3. Esto está estrechamente relacionado con un aumento en la densidad de ocurrencia por unidad de área y migración de los epicentros conforme pasa el tiempo. Si estos datos se contrastan con trabajos enfocados en el análisis de la distribución espacial [6], se pudo corroborar que: el aumento en el grado de agrupamiento de la distribución espacial de la sismicidad, ocasiona una disminución de la entropía del sistema y esto a su vez un aumento en el valor de no uniformidad y estas variaciones pueden estar relacionadas con la posible ocurrencia de un sismo magnitudes por encima de la media en el área de estudio. Para comprender este hecho es importante entender que los sismos son evidencia directa de la acumulación y relajación de esfuerzos durante el momento de ruptura. Varios trabajos han descrito la migración y concentración de epicentros antes de la ocurrencia de un sismo de magnitudes por encima a la media histórica de una región determinada [2,8], de este modo se puede decir que: una tendencia a la disminución del valor del valor de A_{up} puede estar relacionada con la ocurrencia de un sismo de gran envergadura [8]. A la par se propone el empleo de la entropía de Poisson como una variable precursora para la sismicidad

Desde el punto de vista estructural este aumento en las concentraciones de esfuerzos muestra correspondencia con el ascenso diferencial de los bloques de la falla en las zonas descritas por varios autores [7,9]. Sin embargo, en la Fig. 4 se observan epicentros recientes que no se encuentran ubicados sobre trazas pertenecientes al sistema Falla Pinar. Esto puede sugerir que el régimen presente en el área de estudio no esté completamente dominado por la actividad de la Falla Pinar y la presencia de estructuras activas disyuntivas a la misma. Este resultado apoya la presencia de nodos activos y potencialmente activos conformados por fracturas de Riedel de segundo orden pertenecientes a varios períodos deformacionales [17].

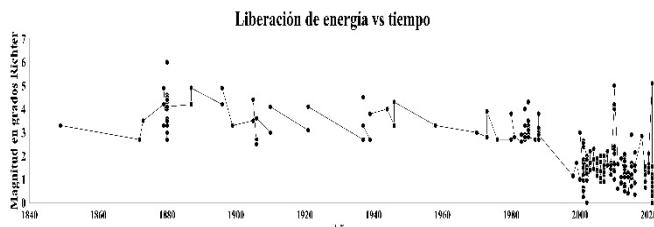


Figura 4. Evolución temporal de la sismicidad en el tiempo Escala 1: 5 000 000. Fuente: Elaborado por el autor.

Hacia la ventana 3 ocurre un notable incremento en el valor de no uniformidad para el sistema (Tabla 3), este valor va a la par del incremento en la frecuencia de ocurrencia sísmica y de la disminución de la liberación de energía (Fig. 5). Estos resultados son coherentes con otros trabajos en la temática realizados en diversas regiones sísmicas del mundo [8], apoyando la posible ocurrencia de un sismo de elevadas magnitudes.

En cuanto al pronóstico de la sismicidad futura, tal como su nombre lo indica no puede aportar datos con 100% de certidumbre, de este modo la interpretación brindada por el análisis de no uniformidad debe ser complementada con datos que impliquen trabajos de campo y los resultados obtenidos sean comparados con resultados preexistentes. Además de continuar con análisis sistemáticos regulares.

4.4 Espectro de dimensiones generalizadas D_q (D_0, D_1, D_2 para la sismicidad de la región de Cuba occidental)

Se muestran los resultados de la estimación de espectro de dimensiones D_q para la actividad sísmica correspondiente a cada ventana a partir del sismo de magnitud 6.1 registrado en el año 1880. La información aportada por la Ventana 1 se tomará como la menos confiable por poseer eventos anteriores a la ocurrencia del sismo tomado como límite para el análisis. La dimensión menos confiable es D_0 por no ser capaz de detectar pequeños cambios en cortas escalas de tiempo, por estas razones, los resultados son interpretados a partir de los valores de D_1 y D_2 . El nivel de incertidumbre para la ventana 1 es producto de la selección de eventos (sismos) para ese intervalo de tiempo. Aun así, la semejanza entre las dimensiones D_q muestra que antes de la ocurrencia del sismo de magnitud 6.1 la sismicidad de la región comenzaba a alejarse de una distribución uniforme, alejándose de los términos de la fractalidad. La ventana temporal 2 comprende en su totalidad eventos registrados en tiempos posteriores a la ocurrencia del sismo en 1880. Para este intervalo, es evidente la relación entre las dimensiones generalizadas mostrando el carácter fractal y no uniforme que comienza a presentar la distribución espacial de la sismicidad de la región de Cuba occidental. Esta ventana registra además el mayor incremento en la frecuencia de ocurrencia sísmica.

Los resultados obtenidos de la determinación de los parámetros fractales para cada ventana temporal se muestran en la tabla 4. Nótese que: los valores que se muestran son aproximaciones no asintóticas. Esta incapacidad de exactitud se debe al hecho de que la determinación de las dimensiones generalizadas para objetos fractales puede presentar pequeñas variaciones en dependencia de las técnicas de medición empleadas. Aun así, los análisis espaciales y temporales basados en los conceptos de la fractalidad, son de gran utilidad y los datos aportados por los mismos sirven para caracterizar e interpretar variables que no pueden ser estudiadas bajos los conceptos de la matemática euclíadiana.

Tabla 4.

Resumen de los parámetros fractales de la sismicidad asociada a la Falla Pinar, Cuba Occidental.

Resumen de los parámetros fractales de la sismicidad asociada a la Falla Pinar, Cuba Occidental.			
Ventanas	D_0	D_1	D_2
V1	0,051	0,065	0,53
V2	0,090	0,105	0,098
V3	0,125	0,146	0,161

Fuente: elaborada por el autor.

La dimensión de información D_1 , es la cuantificadora del nivel de información que aporta la serie sísmica para un determinado intervalo de tiempo analizado y guarda estrecha relación con el nivel de desorden del sistema. A medida que aumentan los valores de D_1 el sistema se aleja del desorden natural (caos, aleatoriedad). Las ventanas temporales 1–3 muestran valores bien diferenciados, siendo las ventanas temporales $V3 > V2 > V1$. La marcada diferencia es el resultado de la ocurrencia de algunos epicentros con menos tendencia al agrupamiento y estos a su vez son el producto de la posible activación de antiguos sistemas de dislocaciones y/o fallamientos de paquetes de rocas en las profundidades de la corteza. V1 presenta el menor valor de información esto se debe a que en el comienzo de la serie de tiempo la sismicidad se comportaba con una tendencia más uniforme, es decir más aleatoriedad. Esta interpretación se fundamenta con el hecho de que varias trazas sísmicas comenzaron a cesar su actividad después de la ocurrencia del evento de 1880.

Las ventanas 2 y 3 poseen los mayores valores de información y están conformadas principalmente para eventos relacionados con fracturas de Riedel de segundo orden relacionadas con el sistema Falla Pinar, lo que demuestra que durante esos períodos de tiempo la región se encontraba bajo un régimen tectónico dominante. En cada una de estas ventanas se registra un sismo de magnitudes mayores a los 5 grados según la escala de Richter registrados en las inmediaciones del poblado de San Cristóbal, en el sector donde numerosos estudios geofísicos confirman la verticalización de la componente normal de la dislocación Falla Pinar. Por estas razones se atribuye la creciente acumulación de esfuerzos en el sector a esta componente normal.

Cada ventana temporal cuenta con un evento de magnitudes por encima de la media para la región y posterior a la ocurrencia de los mismos se tienen registros que describen la disminución de la liberación de energía y la tendencia al incremento en la frecuencia de ocurrencia sísmica, lo que permite interpretar el comportamiento sísmico de la región como un estado de cadenas recurrentes. Resta determinar el número de cadenas sísmicas presentes en el sector de estudio mediante estudios estadísticos complejos (Cadenas de Márkov)

La dimensión de correlación D_2 es la que aporta mayor información en términos de espacio–densidad de ocurrencia y tiempo, pues es más sensible a pequeños cambios en las propiedades de los cúmulos o agrupamientos (densidad de eventos por unidad de área) y velocidad en la ocurrencia de los agrupamientos. Una interpretación referente a los períodos en los cuales se observa una disminución del valor D_2 puede asociarse a la ocurrencia de sismos donde se presenta dicha variación, ya que esta se muestra de manera más aleatoria con el paso del tiempo, es decir presenta un menor grado de agrupamiento. Por tanto, la dimensión de correlación es la expresión de la velocidad de migración de

los focos sísmicos en el tiempo. Los posibles mecanismos de este descenso en la velocidad de agrupamiento pueden estar dado por variaciones en las propiedades mecánicas de las rocas que muestran comportamientos diferenciado ante la acumulación de concentraciones en la corteza terrestre y/o la activación de sistemas de dislocaciones presentes en las inmediaciones a la Falla Pinar [3]. Así como el proceso de reacomodo de las estructuras después de la relajación de los esfuerzos pasado el punto de ruptura. Al comparar los resultados obtenidos en esta investigación con estudios realizados sobre el tema (ejemplo: Cruso, 1998) se puede observar que las dimensiones generalizadas presentan cambios en dependencia del periodo en que se realice la estimación, y dicha variabilidad va a estar asociada en su mayor parte a la respuesta frágil del medio ante los cambios en las concentraciones de esfuerzos.

La ventana 1 posee el menor valor de D_2 , es decir; presenta el menor nivel de relación entre el espacio – la densidad de ocurrencia – tiempo de formación de los agrupamientos. El pequeño valor de la relación anterior es coherente con la interpretación realizada a partir de las variaciones del valor de D_1 . Las dimensiones de información y de correlación muestran una tendencia al crecimiento a medida que nos alejamos del evento de 1880, estos resultados son coherentes con los obtenidos mediante la aplicación de la entropía de Poisson, además, varios autores han demostrado variaciones en el comportamiento fractal de la sismicidad antes de la ocurrencia de un sismo de magnitudes relevantes [3,5,8,16].

Obsérvese además que las dimensiones de información y de correlación son mayores en la ventana 1 que en la ventana 2 (Tablas 4 y 6), es decir; la sismicidad ha ganado en aleatoriedad hacia la actualidad. Esta diferencia concuerda con la dualidad de criterios que existe sobre la sismicidad asociada a la Falla Pinar, donde hay autores que la caracterizan como la principal estructura sismo generadora [4,5,7,9,17] y otro grupo de autores que asocian la actividad del sistema Falla Pinar a un grupo de estructuras regionales profundas determinadas mediante campañas de sondeos geofísicos.

4.5 *Valor b de la relación Gutenberg – Richter para la distribución espacial de la sismicidad de la región de Cuba Occidental*

La variable b de la relación Gutenberg–Richter es un valor que se estima mediante la ecuación 16. Estos valores fueron recogidos y representados en la Tabla 5.

El valor b de la relación GR es susceptible ante sismos que se encuentren por encima de la media para cada intervalo de tiempo analizado [2,3]. Esto explica su decrecimiento antes de la ocurrencia de estos eventos alejados de la media de dicho intervalo. Para la ventana 1 la media de los sismos es de 3.01 grados (actividad sísmica de fondo) en la escala de Richter, sin embargo, se registra un valor máximo de 6.1 grados de magnitud. Este sismo por encima del valor medio ocasiona un descenso del valor b , lamentablemente la región occidental de Cuba no cuenta con catálogos sísmicos concretos que permitan la creación de una ventana de tiempo

Tabla 5.

Valor b de la relación GR para cada ventana temporal.

Ventanas	Valor b
1	-1,493534
2	0,361107
3	0,125214

Fuente: elaborada por el autor.

anterior a la ventana 1 para comparar la variación del valor b de esta última. El resultado del valor b para la ventana 1 es coherente con la disminución del espectro de dimensiones generalizadas y el valor de no uniformidad para dicha ventana. Por lo que el sismo de magnitud 6.1 se puede considerar como el cierre de una de las cadenas sísmicas presentes en el sector, dando paso a un nuevo periodo de concentración de esfuerzos caracterizado en un principio por una distribución uniforme en la concentración de los mismos y una menor tendencia al agrupamiento con la presencia de epicentros producto a liberaciones de energía por procesos de reacomodo. Esta interpretación se apoya en el hecho de que varios trabajos dedicados a la identificación de variables precursoras sísmicas, expone que cambios significativos en el valor b después de la ocurrencia de un sismo de magnitudes elevadas [2,3]. La ventana 3 muestra un valor menor que el estimado para la ventana 2 (Tabla 6), esto se debe a que en V3 se cuenta con una magnitud media de 2.3 grados según la escala de Richter y se registra un evento de magnitud 5.1 grados. Esta información aportada por el valor b de la distribución espacial de la sismicidad en conjunto con la aplicación de técnicas estadísticas complejas como las cadenas de Markov, pueden usarse para la construcción de registros sísmicos complejos.

La Tabla 6 constituye un resumen de cada una de las variables analizadas para la caracterización e interpretación de la sismicidad vinculada a la Falla Pinar. Es importante tener en cuenta que los resultados mostrados no constituyen valores exactos, sino aproximaciones a los valores reales. Las medidas utilizadas para la caracterización de la sismicidad muestran ser útiles para el análisis de distribuciones epicentrales o hipocentrales en torno a propiedades 2D (área) y 3D (volumen). Es necesario determinar en qué casos se puede trabajar con propiedades 3D, ya que pocos catálogos sísmicos muestran datos de confianza sobre la ubicación de los epicentros. La principal limitante de este tipo de análisis está comprendida por la homogeneidad de los catálogos sísmicos, ya que estos afectan a las medidas utilizadas mediante la introducción de ruidos y sesgos en la determinación de los parámetros de cada sismo en el momento de su ocurrencia. Otra de las limitantes es que la cantidad de datos y la calidad de los mismos se ven afectadas por la disponibilidad y las condiciones instrumentales

4.6 *Caracterización de la sismicidad vinculada a la Falla Pinar / Cuba occidental mediante el empleo del exponente de Hurst*

No cabe duda de que la distribución espacial de la sismicidad en la región de Cuba Occidental se aleja de ser una distribución uniforme, y los datos aportados por las medidas utilizadas para el análisis de la no uniformidad sirven para la interpretación de la sismicidad de la región y su relación con

Tabla 6.

Resumen de resultados obtenidos mediante la aplicación de las técnicas analíticas.

Resumen de resultados del análisis de no uniformidad e irregularidad de la actividad sísmica de la región occidental vinculada a la Falla Pinar							
V	S_p	S_u	A_{up}	D_0	D_1	D_2	b
1	1,26	1,80	0,50	0,065	0,53	0,051	-1,5
2	1,24	1,80	0,55	0,105	0,098	0,090	0,36
3	1,19	1,80	0,61	0,146	0,161	0,125	0,12

Fuente: elaborada por el autor

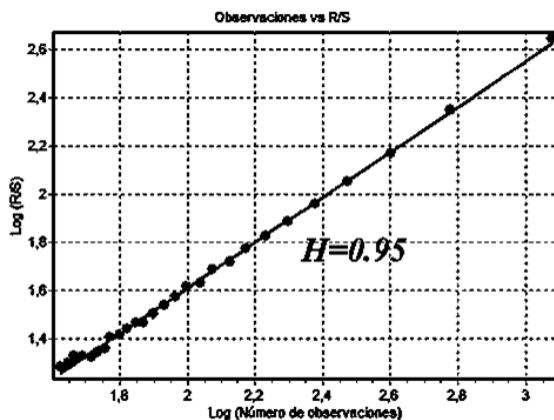


Figura 5. Exponente de Hurst para la totalidad de la serie sísmica. Análisis realizado con 25 observaciones. El valor de H se estima mediante el método de regresión lineal.

Fuente: elaborada por el autor.

la neotectónica de dicha región. A priori estas medidas, no pueden ser interpretadas siempre y cuando no se demuestre que la serie analizada se comporta como una caminata con ruido estadístico y no como una sucesión aleatoria de eventos en el tiempo. De este modo se introduce la necesidad de analizar y caracterizar la serie en base al exponente de Hurst para demostrar la influencia de los eventos analizados en los eventos futuros (Fig. 6).

El exponente de Hurst demuestra que las fuerzas que actúan hoy y regulan el comportamiento sísmico de la región, son las mismas que han actuado en el pasado y seguirán actuando en el futuro. Esto no aparta el hecho de que presenten variaciones que sean imposibles o muy difíciles de cuantificar, pues cada fractal natural posee una variación entorno a un componente; a esto se le llama auto afinidad y hasta el momento no hay manera tan sencilla de conocer cuál puede ser o será la variable que actúe como componente auto afín.

5 Conclusiones

Con la discusión de los resultados anteriores se puede concluir que:

- La confección de un registro sísmico total mostró la baja sismicidad relativa del área de estudio, correspondiendo con los parámetros esperados para un ambiente de intraplaca. Sin embargo, existe un apantallamiento en los datos en cuanto a sus coordenadas espaciales esto llevó de un total de 1218 sismos usar 315 para el análisis espacio temporal de la sismicidad
- El análisis basado en la entropía del sistema muestra ser susceptible a los cambios que experimentan las acumulaciones de esfuerzos en la corteza terrestre antes de la ocurrencia de grandes sismos; de ahí que, la entropía puede ser utilizada para caracterizar el grado de estabilidad de una región, además de la intensidad y velocidad de los procesos neotectónicos por la que transcurre y muestra que la distribución espacial de la sismicidad en la región occidental no cumple con las características de una distribución estadísticamente uniforme.
- La dimensión de capacidad (D_0) no es muy eficaz a la hora de realizar análisis en cortos intervalos de tiempos, mientras que las dimensiones generalizadas D_1 y D_2 demostraron ser capaces de captar variaciones en el nivel

y la velocidad de agrupamiento de los epicentros registrados. Para el caso de las ventanas 2 y 3, con la estimación de estas dimensiones se pudo apreciar que la sismicidad del área de estudio no corresponde en su totalidad al régimen tectónico de la Falla Pinar. De este modo demuestran su utilidad en los análisis dedicados a la interpretación sísmica de la neotectónica del área.

- El valor b de la relación Gutenberg–Richter es altamente susceptible a la ocurrencia de sismos por encima de la media, esto demuestra su utilidad como un fiable precursor sísmico a la hora de interpretar la sísmica de una región determinada. Además de usarse como delimitador para las cadenas símicas presentes en una determinada región
- Los análisis entrópicos y fractales demostraron ser coherentes coincidiendo en el reconocimiento de los períodos donde la sismicidad se comportaba de una manera más uniforme y ambos arrojaron argumentos que afirman la posible ocurrencia de un sismo de magnitudes por encima a los de la media además de arrojar datos que sirven para cubrir las debilidades resultantes de la aplicación de cada método de manera independiente.
- La determinación de la exponente de Hurst demostró que la distribución sísmica en el área se comporta como una caminata con ruido estadístico con una marcada tendencia a que los eventos del hoy influyan por siempre en los eventos futuros.
- Los análisis de irregularidad y no uniformidad mostraron que la sismicidad en el sector analizado corresponde a un único régimen tectónico de carácter regional, asociado generalmente a la Falla Pinar.

6 Recomendaciones

- Realizar estudios geodinámicos en las zonas donde la sismicidad tiende al agrupamiento y no responde a la traza de la Falla Pinar en superficie.
- Normalizar las magnitudes registradas por los diferentes catálogos a la hora de realizar análisis enfocados a los índices de liberaciones de energías.
- Realizar trabajos que relacionen los parámetros fractales de la sismicidad con la distribución espacial y parámetros fractales de las estructuras presentes en el área.
- Realizar estudios detallados sobre las estructuras sismo generadoras Falla Cubitas, Falla Guane, Falla Habana-Cienfuegos y Falla Pinar.

Referencias

- [1] Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología. Mapa geológico digital de la república de Cuba, escala 1:100 000. Centro Nacional de Información Geológica, Habana, Cuba, 2007.
- [2] Aki, K., Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N) = a - bM$ and its confidence limits. Tokio University, Tokio, Japan, 1965.
- [3] Mandelbrot, B.B., Fractals aspects of the iteration of $z \rightarrow \lambda z(1-z)$ for complex and z . In: Nonlinear dynamics. Annals New York Acad. Sciences 357(1), pp. 249–259, 1986. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1980.tb29690.x>
- [4] Cáceres-Govea, D., and Cruz-Gámez, E.M., Metamorphic-tectonic implications under a compression dynamic in Cangre Belt, western of Cuba. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 39(1), pp. 1-15, 2022. DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2022.1.1632>
- [5] Chuy, T.J., Precisión por zonas de la peligrosidad sísmica de Cuba con fines de su desarrollo económico sostenible. Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica, Nuevas Investigaciones Sismológicas en Cuba, Ed. Academia, La Habana, Cuba, 2002, pp. 27-36.
- [6] Cobella-Reguera, J.L., Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental. Minería y Geología, 13, 5-15, 1996.

- [7] Cotilla, M.O., Álvarez, L., González, D., Pacheco, M., y Arteaga, E., Elementos del esquema neotectónico de Cuba. Informe Científico Técnico del departamento de Geofísica del Interior, 100. Instituto de Geofísica y Astronomía, Habana, Cuba, 1993.
- [8] Despaigne-Longchamp, G., La entropía Poissoniana de la distribución espacial de la sismicidad y su variación temporal como premonitor a la ocurrencia de grandes sismos. Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, Mexico, 2017, 48 P.
- [9] Estévez-Cruz, E., Cueto-Gil, C.J., Díaz-Guanche, C., Ramírez-Hernández, R., y Ordaz-Hernández, A., Estudio del Frente montañoso de la zona de Falla Pinar, Cuba occidental, y su relación con la tectónica reciente. Cuaternario y Geomorfología, 35(3-4), pp. 29-53, 2021. DOI: <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.84170>
- [10] Martínez-Silva, R., El Pronóstico en el peligro, la vulnerabilidad y el riesgo. En: La Geomecánica en las Construcciones, nueva región ingeniero geológica “PINAR SUR”. Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Técnicas, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río, Cuba, (s.f.), 160 P.
- [11] Furrazola et al., Geología de Cuba, Tectónica. Editora del Consejo Nacional de Universidades, La Habana, Cuba, 1964.
- [12] Gordon, M.B., Mann, P., Caceres, D., and Flores, R., Cenozoic tectonic history of the North America - Caribbean plate boundary zone in Western Cuba. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B5), pp. 10055-10082, 1997. DOI: <https://doi.org/10.1029/96JB03177>
- [13] Grassberger, P., Generalized dimensions of strange attractors. Phys. Rev. Lett, 97A, pp. 227-230, 1983. DOI: [https://doi.org/10.1016/0375-9601\(83\)90753-3](https://doi.org/10.1016/0375-9601(83)90753-3)
- [14] Hentschel, H.G.E., and Procaccia, I., The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. Physica D: Nonlinear Phenomena, 8(3), pp. 435-444, 1983. DOI: [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(83\)90235-X](https://doi.org/10.1016/0167-2789(83)90235-X)
- [15] Iturralte-Vinet, M.A., Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. Acta Geológica Hispana, 33(1-4), pp. 9-56, 1998.
- [16] Kaplan, I., Estimating the Hurst exponent. Inédito. 2003.
- [17] Ramírez-Herández, R., Análisis morfotectónico del sector sur de la cordillera de Guaniguanico, entre las cuencas de los ríos el Cangre y San Cristóbal, Pinar del Río-Artemisa. Tesis Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Pinar del Río Hermanos Saíz Montes de Oca, Pinar del Río, Cuba, 2018, 189 P.
- [18] Shannon, C., A mathematical theory of communication. Bell Syst. Tech. Journ. XXVII(3), pp. 379-423, 1948a. DOI: <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>
- [19] Shannon, C., A mathematical theory of communication. Bell Syst. Tech. Journ. XXVII(3), pp. 623-656, 1948b. DOI: <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb00917.x>
- [20] Turcotte, D.L., Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press. Cambridge; U.K., 1992.

M.E. Pazo-Arango, recibió el título de Ingeniero Geólogo en 2023 en la Universidad de Pinar del Río Hnos. Saíz Montes de Oca, Cuba. En 2024 comenzó a trabajar en el Instituto de Geología y Paleontología donde desempeña el rol de especialista en tectónica. Sus intereses de investigación incluyen: geodinámica, geología estructural, tectónica, neo tectónica, geoestadística, estadística compleja, matemática fractal, sísmica, programación y pronóstico de series temporales no lineales utilizando técnicas de inteligencia estadística y computacional.

ORCID: 009-0009-5628-1060



Estudio comparativo para áreas mínimas en contacto con el suelo de zapatas aisladas rectangulares y circulares trabajando parcialmente bajo compresión

Arnulfo Luévanos-Rojas, Blanca Lucia Estrada-Mendoza & Mónico Juárez-Ramírez

Instituto de Investigaciones Multidisciplinaria, Universidad Autónoma de Coahuila, Torreón, Coahuila, México. arnulfol_2007@hotmail.com, b_estrada@uadec.edu.mx, juarezm57@yahoo.com

Recibido: 15 octubre, 2023. Recibido en formato revisado: 20 mayo, 2024. Aceptado: 24 mayo, 2024.

Resumen

Este trabajo presenta un estudio comparativo para áreas mínimas en contacto con el terreno de ZAR (zapatas aisladas rectangulares) y ZAC (zapatas aisladas circulares) que trabajan total MA (Modelo Actual) o parcialmente NM (Nuevo Modelo) a compresión. La metodología se describe utilizando las ecuaciones desarrolladas por el mismo autor para ZAR y ZAC. Principales hallazgos: las ZAR bajo flexión uniaxial tienen menos área que las ZAC en el MA y en el NM; El NM presenta menor área que el MA para ZAR y ZAC bajo flexión biaxial en todos los casos; El NM para ZAC muestra menos área que las ZAR, cuando los momentos son iguales y la relación de la carga axial dividida por el momento es 0.75 o mayor, cuando el momento más pequeño dividido por el momento más grande está entre 0.50 y 0.75, y la carga axial es mayor que el momento más grande. Por ello, se recomienda realizar un estudio previo para elegir el tipo de zapata.

Palabras clave: áreas mínimas; zapatas aisladas rectangulares; zapatas aisladas circulares; distribución lineal de la presión del suelo; superficie de contacto trabaja parcialmente bajo compresión.

Comparative study for minimum areas in contact with the ground of rectangular and circular isolated footings working partially under compression

Abstract

This paper presents a comparative study for minimum areas in contact with the ground of RIF (rectangular isolated footings) y CIF (circular isolated footings) that work totally CM (Current model) or partially NM (New model) under compression. Methodology is described using the equations developed by the same author for RIF y CIF. Main findings: RIF under uniaxial bending have less area than CIF in the CM and in the NM; NM presents less area than CM for RIF y CIF under biaxial bending in all cases; NM for CIF shows less area than RIF, when the moments are equals and the relation of the axial load divided by the moment is 0.75 or greater, when the smallest moment divided by the largest moment is between 0.50 and 0.75, and the axial load is greater than the largest moment. Therefore, it is recommended to carry out a previous study to choose the type of footing.

Keywords: minimum areas; rectangular isolated footings; circular isolated footings; linear ground pressure distribution; contact surface works partially under compression.

1 Introducción

La cimentación es el miembro estructural (subestructura) que transfiere las cargas de la superestructura al suelo. Las zapatas se utilizan en diversos tipos de construcción en ingeniería estructural, como edificios y puentes.

El objetivo principal de la ingeniería geotécnica y estructural es obtener el área más pequeña y el costo mínimo de la zapata para soportar las cargas impuestas por la superestructura [1].

La presión total de contacto depende de la posición de la carga concentrada “P” y los momentos “ M_x ” y “ M_y ”, la base de la zapata puede estar completamente comprimida o una fracción de ella puede estar sin compresión y sin tensión (presión cero). El área que trabaja bajo compresión se denomina zona de compresión activa, y la condición de presión cero definida por el EN (Eje Neutro) [2].

Los modelos matemáticos para obtener el área de contacto sobre el suelo han sido desarrollados para zapatas

How to cite: Luévanos-Rojas, A., Estrada-Mendoza, B.L. and Juárez-Ramírez, M., (2024). Estudio comparativo para áreas mínimas en contacto con el suelo de zapatas aisladas rectangulares y circulares trabajando parcialmente bajo compresión. BOLETÍN DE CIENCIAS DE LA TIERRA. 55, pp. 85 - 98. DOI:<https://doi.org/10.15446/rbct.n55.111624>

aisladas cuadradas [3], rectangulares [4] y circulares [5] sometidas a flexión biaxial. Asimismo, se han propuesto modelos de zapatas combinadas para obtener la superficie de contacto sobre el suelo sometido a flexión biaxial en cada columna de forma rectangular [6], trapezoidal [7], en forma de L [8], correa [9] y en forma de T [10]. Estos trabajos toman en cuenta toda el área de contacto trabajando bajo compresión.

Los estudios sobre la capacidad portante de zapatas sometidas a flexión uniaxial, considerando el área de la zapata que trabaja parcialmente a compresión han sido desarrollados por: Peck *et al.* [11], Teng [12], Young and Budynas [13], Highter and Anders [14].

Las investigaciones sobre la capacidad portante de zapatas poco profundas sometidas a flexión biaxial han sido presentadas por: Gonzalez-Garcia [15], Irles-Más and Irles-Más [16], Rodriguez-Gutierrez and Aristizabal-Ochoa [17], Camero [18], Chagoyén *et al.* [19], Ramu and Madhav [20], Özmen [21], Smith-Pardo [22], Valencia *et al.* [23], Rodriguez-Gutierrez and Aristizabal-Ochoa [24, 25], Cunha and Albuquerque [26], Luévanos-Rojas [27], Hassaan [28], Momeni *et al.* [29], Camero [30], Kassouf *et al.* [31], Luévanos-Rojas *et al.* [32], Da Silva *et al.* [33], Munévar-Peña *et al.* [34], Rodrigo-García *et al.* [35], López-Chavarría *et al.* [36], Liu and Jiang [37], Al-Abbas *et al.* [38], Gnananandarao *et al.* [39], Alelvan *et al.* [40], Lezgy-Nazargah *et al.* [41], Gör [42], Himeur *et al.* [43].

Los trabajos que presentan el área mínima de contacto con el terreno para zapatas aisladas rectangulares [2] y zapatas aisladas circulares (Este documento muestra las ecuaciones únicamente, pero no presenta el área mínima) [44] que trabajan parcialmente en compresión.

Este artículo muestra un estudio comparativo de áreas mínimas en contacto con el terreno de zapatas aisladas rectangulares y circulares trabajando parcialmente a compresión. Las comparaciones son: 1) El modelo actual y el nuevo modelo para zapatas aisladas rectangulares; 2) El modelo actual y el nuevo modelo para zapatas aisladas circulares; 3) El modelo actual para zapatas aisladas rectangulares y zapatas aisladas circulares; 4) El nuevo modelo para zapatas aisladas rectangulares y zapatas aisladas circulares. Para zapatas aisladas rectangulares, el modelo actual es el caso I (ver Fig. 2(a)) (área trabaja totalmente a compresión), y el nuevo modelo es el menor de los casos II (ver Fig. 2(b)), III (ver Fig. 2(c)), IV (ver Fig. 2(d)) y V (ver Fig. 2(e)) (área trabaja parcialmente a compresión). Para zapatas aisladas circulares, el modelo actual es el caso I (ver Fig. 5(a)) (área trabaja totalmente a compresión), y el nuevo modelo es el caso II (ver Fig. 5(b)) (área trabaja parcialmente a compresión).

2 Formulación de los dos modelos

Las cargas y momentos se obtienen a partir de un análisis estructural, donde el análisis del marco de la estructura se desarrolla por cualquiera de los métodos conocidos (Método de Rígidez, Método de Deflexión- Pendiente y Método de Hardy Cross) que incluyen carga muerta, viva, viento y sismo.

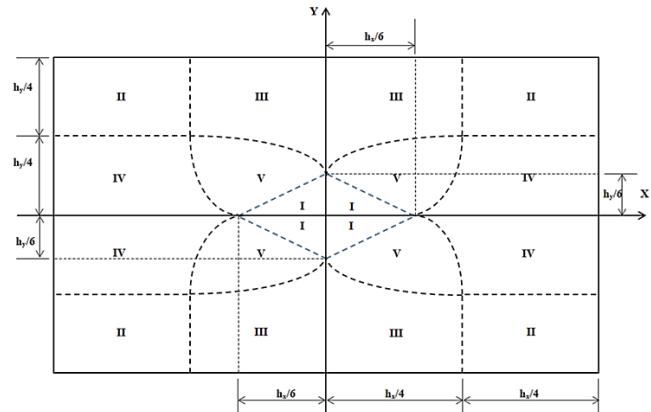


Figura 1. Diagrama de excentricidad de una zapata rectangular rígida según la zona de compresión.

Fuente: Vela-Moreno et al., 2022.

La zapata rígida se deforma de manera plana, es decir, la distribución de la presión del suelo bajo la zapata se considera lineal.

La ecuación de flexión biaxial no es válida, cuando la fuerza resultante P se ubica fuera del núcleo central, un área bien conocida y delimitada, indicando una zona no comprimida.

2.1 Zapatas aisladas rectangulares

La Fig. 1 muestra el diagrama de excentricidad completo resultante de toda la base de la zapata rectangular. Las excentricidades resultantes son medidas desde el centro de la zapata, es decir, e_x (distancia en dirección X desde el centro de la zapata) = M_y/P , e_y (distancia en dirección Y desde el centro de la zapata) = M_x/P , donde M_x es el momento sobre el eje X, M_y es el momento sobre el eje Y, P es la fuerza vertical (ver Fig. 1). Si P se ubica en la zona I (núcleo central), el área de la zapata trabaja completamente a compresión. Si P se ubica en las zonas II, III, IV y V, el área de la zapata trabaja parcialmente a compresión.

2.1.1 Flexión biaxial

La Fig. 2 muestra los cinco casos posibles para una zapata aislada rectangular sometida a carga axial y dos momentos flexionantes ortogonales.

El caso I considera que el área total de la zapata trabaja a compresión.

La presión generada por el suelo en cualquier punto de la zapata “ σ_z ” se obtiene mediante la ecuación de flexión biaxial [2]:

$$\sigma_z = \frac{P}{A} + \frac{M_x y}{I_x} + \frac{M_y x}{I_y} \quad (1)$$

donde: P es la carga axial, M_x es el momento en el eje X, M_y es el momento en el eje Y, A es el área o superficie de contacto de la zapata con el suelo, I_x es el momento de inercia en el eje X, I_y es el momento de inercia en el eje Y.

Los casos II, III, IV y V consideran que el área total de la

zapata trabaja parcialmente a compresión, es decir, parte del área de la zapata tiene presión cero.

La ecuación general para la presión debajo del suelo en cualquier parte de las zapatas es [2]:

$$\sigma_z = \frac{\sigma_{\max}[h_{y1}(2x - h_x) + h_{x1}(2y - h_y) + 2h_{x1}h_{y1}]}{2h_{x1}h_{y1}} \quad (2)$$

donde: σ_{\max} es la presión máxima generada por el suelo (capacidad de carga admisible disponible del suelo), h_{x1} es la distancia en el lado de la zapata medida en dirección X a partir de la presión máxima hasta donde cruza el EN (eje neutro), h_{y1} es la distancia en el lado de la zapata medida en dirección Y a partir de la presión máxima hasta donde cruza el eje neutro.

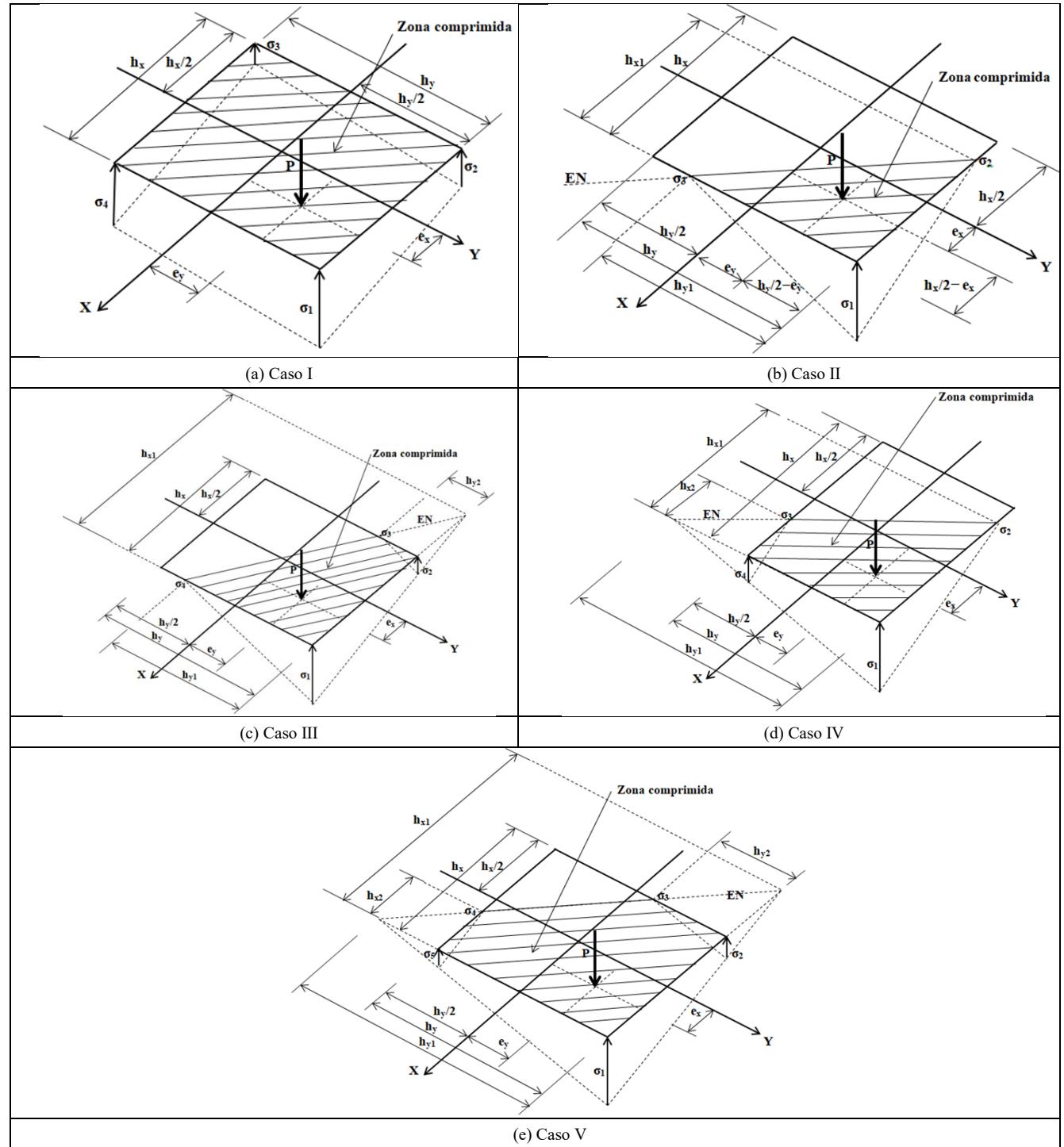


Figura 2. Zapata aislada rectangular sometida a flexión biaxial.

Fuente: Adaptada de Vela-Moreno *et al.*, 2022.

Caso I

La Fig. 2(a) muestra cuando P está dentro del núcleo central.

Las ecuaciones generales para obtener la presión del suelo sobre la zapata en las cuatro esquinas sometidas a flexión biaxial son [2]:

$$\sigma_1 = \frac{P}{A} + \frac{M_x y}{I_x} + \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} + \frac{6M_x}{h_x^2 h_y} + \frac{6M_y}{h_x^2 h_y} \quad (3)$$

$$\sigma_2 = \frac{P}{A} + \frac{M_x y}{I_x} - \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} + \frac{6M_x}{h_x^2 h_y} - \frac{6M_y}{h_x^2 h_y} \quad (4)$$

$$\sigma_3 = \frac{P}{A} - \frac{M_x y}{I_x} - \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} - \frac{6M_x}{h_x^2 h_y} - \frac{6M_y}{h_x^2 h_y} \quad (5)$$

$$\sigma_4 = \frac{P}{A} - \frac{M_x y}{I_x} + \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} - \frac{6M_x}{h_x^2 h_y} + \frac{6M_y}{h_x^2 h_y} \quad (6)$$

Caso II

La Fig. 2(b) muestra cuando "P" está fuera del núcleo central.

Las ecuaciones generales de la carga axial "P", el momento en el eje X "M_x" y el momento en el eje Y "M_y" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1}}{6} \quad (7)$$

$$M_x = \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1} (2h_y - h_{y1})}{24} \quad (8)$$

$$M_y = \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1} (2h_x - h_{x1})}{24} \quad (9)$$

Caso III

La Fig. 2(c) muestra cuando "P" está fuera del núcleo central.

Las ecuaciones generales de la carga axial "P", el momento en el eje X "M_x" y el momento en el eje Y "M_y" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max} h_{y1} [h_{x1}^3 - (h_{x1} - h_x)^3]}{6h_{x1}^2} \quad (10)$$

$$M_x = \frac{\sigma_{max} h_{y1} (h_x - h_{x1})^3 [h_{x1} (2h_y - h_{y1}) + h_x h_{y1}]}{24h_{x1}^3} + \frac{\sigma_{max} h_{y1} h_{x1} (2h_y - h_{y1})}{24} \quad (11)$$

$$M_y = \frac{\sigma_{max} h_{y1} h_x^3 (2h_{x1} - h_x)}{24h_{x1}^2} \quad (12)$$

Caso IV

La Fig. 2(d) muestra cuando "P" está fuera del núcleo central.

Las ecuaciones generales de la carga axial "P", el momento en el eje X "M_x" y el momento en el eje Y "M_y" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max} h_{x1} [h_{y1}^3 - (h_{y1} - h_y)^3]}{6h_{y1}^2} \quad (13)$$

$$M_x = \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_y^3 (2h_{y1} - h_y)}{24h_{y1}^2} \quad (14)$$

$$M_y = \frac{\sigma_{max} h_{x1} (h_y - h_{y1})^3 [h_{y1} (2h_x - h_{x1}) + h_y h_{x1}]}{24h_{y1}^3} + \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1} (2h_x - h_{x1})}{24} \quad (15)$$

Caso V

La Fig. 2(e) muestra cuando "P" está fuera del núcleo central.

Las ecuaciones generales de la carga axial "P", el momento en el eje X "M_x" y el momento en el eje Y "M_y" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max} [h_{y1}^3 (h_x - h_{x1})^3 + h_{x1}^3 (h_y - h_{y1})^3]}{6h_{x1}^2 h_{y1}^2} + \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1}}{6} \quad (16)$$

$$M_x = \frac{\sigma_{max} h_{y1}^3 (h_x - h_{x1})^3 [h_{x1} (2h_y - h_{y1}) + h_x h_{y1}]}{24h_{x1}^3 h_{y1}^2} + \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1}^3 (2h_{y1} - h_y)}{24h_{y1}^2} \quad (17)$$

$$M_y = \frac{\sigma_{max} h_{x1} (h_y - h_{y1})^3 [h_{y1} (2h_x - h_{x1}) + h_y h_{x1}]}{24h_{y1}^3} + \frac{\sigma_{max} h_{x1} h_{y1} (2h_x - h_{x1})}{24} \quad (18)$$

2.1.1 Flexión uniaxial

La Fig. 3 muestra los cuatro casos posibles para una zapata aislada rectangular sometida a carga axial y un momento flexionante.

Dos casos, donde la carga axial está ubicada sobre el eje Y.

Caso Y-I

La Fig. 3(a) muestra cuando "P" está dentro del núcleo central y sobre el eje Y.

Las ecuaciones generales para obtener la presión debajo del suelo sobre las zapatas sometidas a carga axial "P" y momento sobre el eje X "M_x" son [2]:

$$\sigma_1 = \frac{P}{A} + \frac{M_x y}{I_x} = \frac{P}{h_x h_y} + \frac{6M_x}{h_x^2} \quad (19)$$

$$\sigma_2 = \frac{P}{A} - \frac{M_x y}{I_x} = \frac{P}{h_x h_y} - \frac{6M_x}{h_x^2} \quad (20)$$

Caso Y-II

La Fig. 3(b) muestra cuando "P" está fuera del núcleo

central y sobre el eje Y.

La ecuación general de la presión debajo del suelo en cualquier lugar de las zapatas es [2]:

$$\sigma_z = \frac{\sigma_{max}(2h_{y1} - h_y + 2y)}{2h_{y1}} \quad (21)$$

Las ecuaciones generales de la carga axial "P" y el momento en el eje X "M_x" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max}h_xh_{y1}}{2} \quad (22)$$

$$M_x = \frac{\sigma_{max}h_xh_{y1}(3h_y - 2h_{y1})}{12} \quad (23)$$

Dos casos, donde la carga axial está ubicada sobre el eje X.

Caso X-I

La Fig. 3(c) muestra cuando "P" está dentro del núcleo central y sobre el eje X.

Las ecuaciones generales para obtener la presión debajo del suelo sobre las zapatas sometidas a carga axial "P" y momento sobre el eje Y "M_y" son [2]:

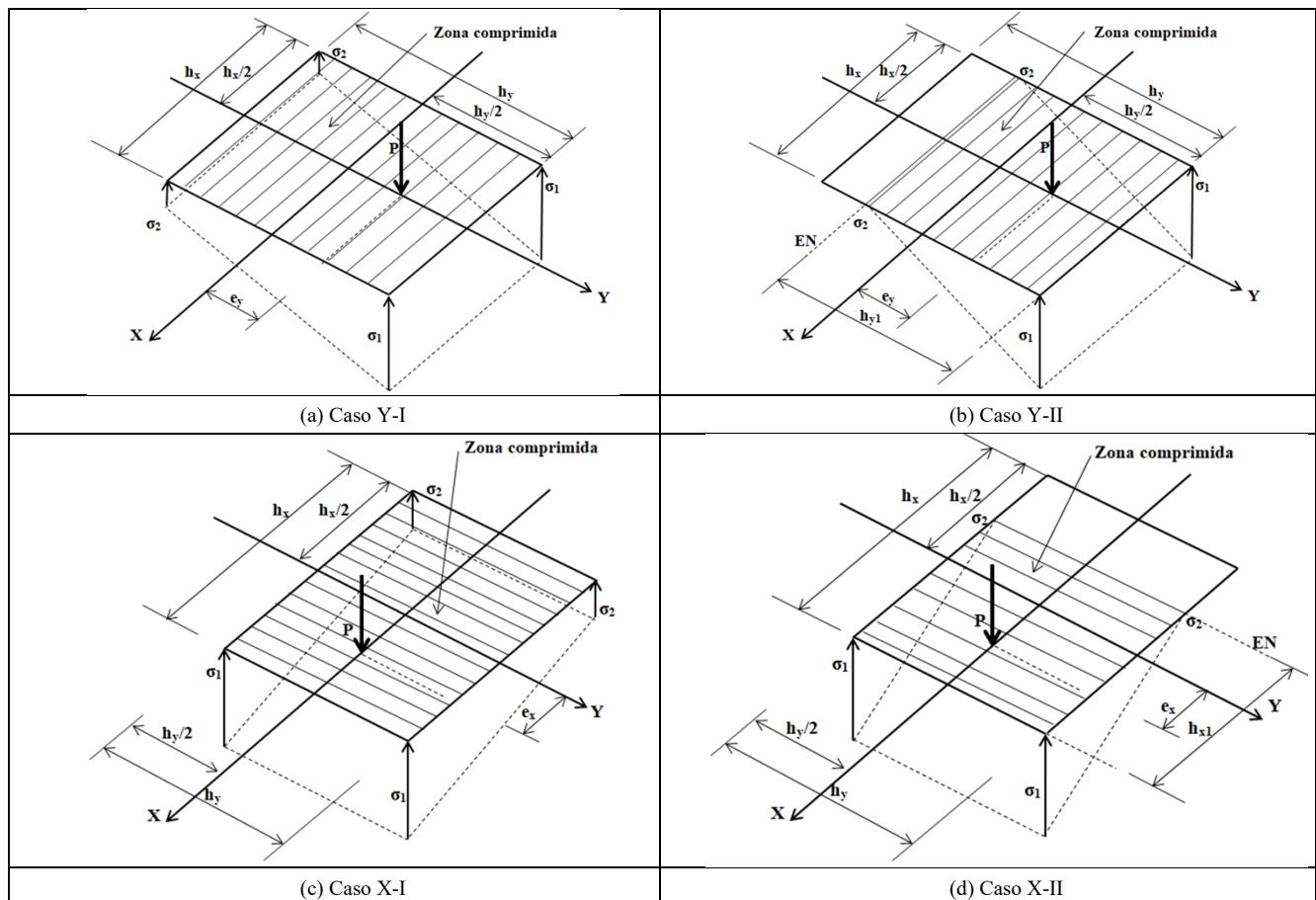


Figura 3. Zapata aislada rectangular sometida a flexión uniaxial.

Fuente: Adaptada de Vela-Moreno *et al.*, 2022.

$$\sigma_1 = \frac{P}{A} + \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} + \frac{6M_y}{h_y h_x^2} \quad (24)$$

$$\sigma_2 = \frac{P}{A} - \frac{M_y x}{I_y} = \frac{P}{h_x h_y} - \frac{6M_y}{h_y h_x^2} \quad (25)$$

Caso X-II

La Fig. 3(d) muestra cuando "P" está fuera del núcleo central y sobre el eje X.

La ecuación general de la presión debajo del suelo en cualquier lugar de las zapatas es [2]:

$$\sigma_z = \frac{\sigma_{max}(2h_{x1} - h_x + 2x)}{2h_{x1}} \quad (26)$$

Las ecuaciones generales de la carga axial "P" y el momento sobre el eje Y "M_y" se obtienen [2]:

$$P = \frac{\sigma_{max}h_{x1}h_y}{2} \quad (27)$$

$$M_y = \frac{\sigma_{max}h_{x1}h_y(3h_x - 2h_{x1})}{12} \quad (28)$$

2.1.1 Área mínima para zapatas aisladas rectangulares

El área mínima “ A_{min} ” (función objetivo) para todos los casos es [2]:

$$A_{min} = h_x h_y \quad (29)$$

La Tabla 1 muestra las funciones de restricción para la flexión biaxial en cada caso (h_x , h_y , h_{x1} y h_{y1} se limitan para cumplir las condiciones de cada caso).

La Tabla 2 muestra las funciones de restricción para la flexión uniaxial en cada caso (h_x y h_y se limitan para que no haya zapatas excesivamente desproporcionadas, es decir, demasiado largas con respecto a su ancho).

2.2 Zapatas aisladas circulares

La Fig. 4 muestra el diagrama de excentricidad completo resultante de toda la base de la zapata circular.

El momento resultante “ M_R ” se obtiene a partir del momento sobre el eje X “ M_x ” y el momento sobre el eje Y “ M_y ” para simplificar el problema, para trabajar con un solo momento. Esto se debe a que el momento de inercia es el mismo. El momento resultante “ M_R ” es [44]:

Tabla 1.
Flexión biaxial.

Caso	Funciones de restricción
I	Ec. (3)-(6), $0 \leq \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \sigma_4 \leq \sigma_{max}$
II	Ec. (7)-(9), $h_x \geq h_{x1}$ y $h_y \geq h_{y1}$
III	Ec. (10)-(12), $h_x \leq h_{x1}$ y $h_y \geq h_{y1}$
IV	Ec. (13)-(15), $h_x \geq h_{x1}$ y $h_y \leq h_{y1}$
V	Ec. (16)-(18), $h_x \leq h_{x1}$ y $h_y \leq h_{y1}$

Fuente: Autores.

Tabla 2.
Flexión uniaxial.

Caso	Funciones de restricción
Y-I	Ec. (19)-(20), $h_x \geq \alpha$ y $h_y \geq \alpha$
Y-II	Ec. (22)-(23), $h_x \geq \alpha$, $h_y \geq \alpha$ y $h_y \geq h_{y1}$
X-I	Ec. (24)-(25), $h_x \geq \alpha$ y $h_y \geq \alpha$
X-II	Ec. (27)-(28), $h_x \geq \alpha$, $h_y \geq \alpha$ y $h_x \geq h_{x1}$

Fuente: Autores.

$$M_R = \sqrt{M_x^2 + M_y^2} \quad (30)$$

La rotación “ θ ” del eje Y' respecto al eje Y se obtiene [44]:

$$\cos \theta = \frac{M_x}{M_R} \rightarrow \theta = \arccos \left(\frac{M_x}{M_R} \right) \quad (31)$$

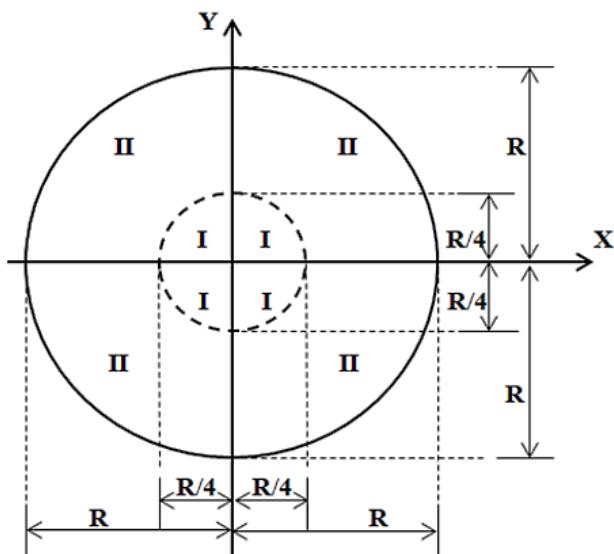


Figura 4. Diagrama de excentricidad de una zapata circular rígida según la zona de compresión.
Fuente: Autores.

2.2.1 Flexión biaxial

La Fig. 5 muestra los dos casos posibles para una zapata aislada circular sometida a carga axial y un momento.

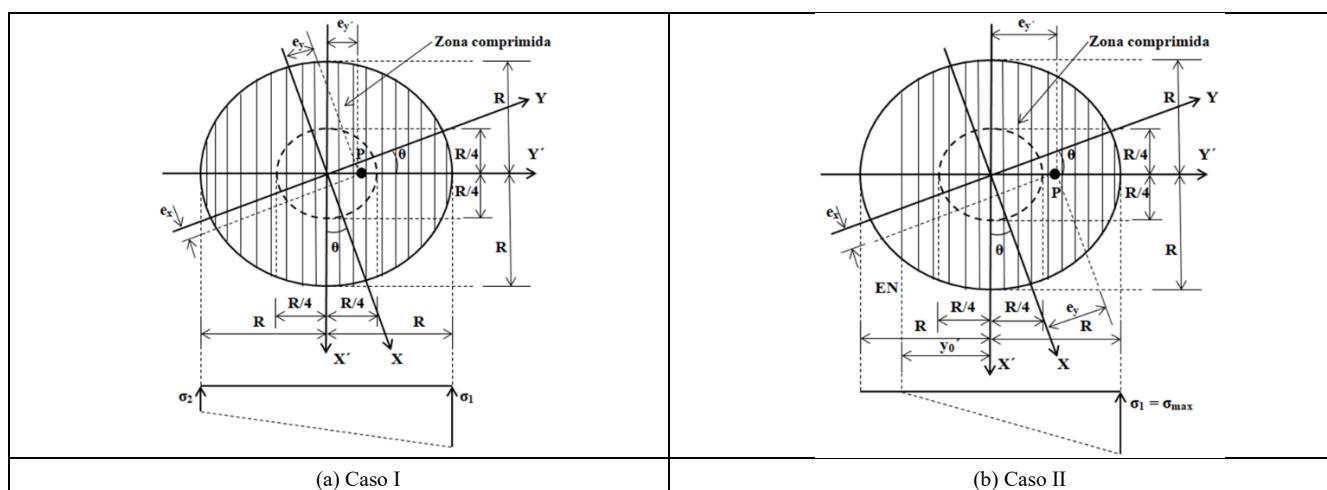


Figura 5. Zapata aislada circular sometida a flexión uniaxial o biaxial.

Fuente: Autores.

Caso I

La Fig. 5(a) muestra cuando P está dentro del núcleo central.

Las ecuaciones generales para obtener la presión del suelo sobre la zapata circular sometida a flexión uniaxial o biaxial son [44]:

$$\sigma_1 = \frac{P}{A} + \frac{M_R y'}{I_x} = \frac{P}{\pi R^2} + \frac{4M_R}{\pi R^3} \quad (32)$$

$$\sigma_2 = \frac{P}{A} - \frac{M_R y'}{I_x} = \frac{P}{\pi R^2} - \frac{4M_R}{\pi R^3} \quad (33)$$

Caso II

La Fig. 5(b) muestra cuando P está fuera del núcleo central.

Las ecuaciones generales de la carga axial "P" y el momento resultante "M_R" se obtienen [44]:

$$P = \frac{\sigma_{max}}{R - y_0'} \left[\frac{(2R^2 + y_0'^2)\sqrt{R^2 - y_0'^2}}{3} + R^2 y_0' \arcsin\left(\frac{y_0'}{R}\right) - \frac{R^2 y_0' \pi}{2} \right] \quad (34)$$

$$M_R = -\frac{\sigma_{max}}{R - y_0'} \left[\frac{y_0' (5R^2 - 2y_0'^2) \sqrt{R^2 - y_0'^2}}{12} + \frac{R^4}{4} \arcsin\left(\frac{y_0'}{R}\right) - \frac{R^4 \pi}{8} \right] \quad (35)$$

donde: y_{0'} es la distancia del eje X' al eje neutro.

2.2.1 Área mínima para zapatas aisladas circulares

El área mínima "A_{min}" (función objetivo) para todos los casos es [44]:

$$A_{min} = \pi R^2 \quad (36)$$

La Tabla 3 muestra las funciones de restricción para flexión uniaxial y biaxial en cada caso.

Tabla 3.
Flexión uniaxial y biaxial.

Caso	Funciones de restricción	
I	Ec. (30), (32)-(33), 0 ≤ σ ₁ , σ ₂ ≤ σ _{max}	
II	Ec. (30), (34)-(35), y _{0'} ≤ R	

Fuente: Autores.

Tabla 4.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión biaxial sujetas a P = 300 kN, M_x = 300, 600, 900, 1200 kN-m, M_y = 300, 600, 900, 1200 kN-m y σ_{max} = 200 kN/m².

M _x (kN-m)	M _y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares						Zapatas aisladas circulares			
		Caso	A _{min} (m ²)	h _x (m)	h _y (m)	h _{x1} (m)	h _{y1} (m)	Caso	A _{min} (m ²)	R (m)	y _{0'} (m)
300	300	I	144.00	12.00	12.00	-	-	I	100.53	5.66	-
		II	12.25	3.50	3.50	3.00	3.00	II	12.19	1.97	0.64
		I	288.00	12.00	24.00	-	-	I	251.33	8.94	-
		II	18.74	3.06	6.12	2.12	4.24	II	23.40	2.73	1.56
		I	432.00	12.00	36.00	-	-	I	502.65	12.65	-
		II	24.64	2.87	8.60	1.73	5.20	II	40.93	3.61	2.56
600	600	I	576.00	12.00	48.00	-	-	I	854.51	16.49	-
		II	30.25	2.75	11.00	1.50	6.00	II	64.64	4.54	3.57
		I	288.00	24.00	24.00	-	-	I	251.33	8.94	-
		II	18.74	6.12	3.06	4.24	2.12	II	23.40	2.73	1.56
		I	576.00	24.00	24.00	-	-	I	402.12	11.31	-
		II	30.25	5.50	5.50	3.00	3.00	II	34.01	3.29	2.20
900	900	I	864.00	24.00	36.00	-	-	I	653.45	14.42	-
		II	40.95	5.22	7.84	2.45	3.67	II	51.16	4.04	3.02
		I	1152.00	24.00	48.00	-	-	I	1005.31	17.89	-
		II	51.22	5.06	10.12	2.12	4.24	II	74.67	4.87	3.93
		I	432.00	36.00	12.00	-	-	I	502.65	12.65	-
		II	24.64	8.60	2.87	5.20	1.73	II	40.93	3.61	2.56
1200	1200	I	864.00	36.00	24.00	-	-	I	653.45	14.42	-
		II	40.95	7.88	5.22	3.67	2.45	II	51.16	4.04	3.02
		I	1296.00	36.00	36.00	-	-	I	904.78	16.97	-
		II	56.25	7.50	7.50	3.00	3.00	II	67.99	4.65	3.69
		I	1728.00	36.00	48.00	-	-	I	1256.64	20.00	-
		II	71.03	7.30	9.73	2.60	3.46	II	91.24	5.39	4.48
300	1200	I	576.00	48.00	12.00	-	-	I	854.51	16.49	-
		II	30.25	11.00	2.75	6.00	1.50	II	64.64	4.54	3.57
		I	1152.00	48.00	24.00	-	-	I	1005.31	17.89	-
		II	51.22	10.12	5.06	4.24	2.12	II	74.66	4.87	3.93
		I	1728.00	48.00	36.00	-	-	I	1256.64	20.00	-
		II	71.03	9.73	7.30	3.46	2.60	II	91.24	5.39	4.48
900	1200	I	2304.00	48.00	48.00	-	-	I	1608.50	22.63	-
		II	90.25	9.50	9.50	3.00	3.00	II	114.28	6.03	5.15

Fuente: Autores.

1 Problemas numéricos

Las Tablas 4 a 7 presentan las áreas mínimas y las dimensiones de las zapatas aisladas rectangulares y circulares sometidas a flexión biaxial para el caso I (área trabaja totalmente a compresión) de las dos zapatas, y el menor de los casos II, III, IV y V para zapatas rectangulares y el caso II para zapatas circulares (área trabaja parcialmente a compresión).

La Tabla 4 muestra los resultados para $P = 300$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

La Tabla 5 muestra los resultados para $P = 600$ kN, $M_x =$

300, 600, 900, 1200 kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

La Tabla 6 muestra los resultados para $P = 900$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

La Tabla 7 muestra los resultados para $P = 1200$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

Las Tablas 8 a 11 presentan las áreas mínimas y las dimensiones de las zapatas aisladas rectangulares y circulares sometidas a flexión uniaxial para el caso Y-I (área trabaja totalmente a compresión) y el caso Y-II (área trabaja parcialmente a compresión).

Tabla 5.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión biaxial sujetas a $P = 600$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares						Zapatas aisladas circulares			
		Caso	A_{min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	300	I	36.00	6.00	6.00	-	-	I	25.13	2.83	-
		V	9.59	3.10	3.10	4.35	4.35	II	8.74	1.67	-0.74
		I	72.00	6.00	12.00	-	-	I	62.83	4.47	-
		V	12.45	2.49	4.99	3.02	6.03	II	12.68	2.01	-0.17
	600	I	108.00	6.00	18.00	-	-	I	125.66	6.32	-
		V	14.84	2.22	6.67	2.45	7.35	II	18.26	2.41	0.41
	900	I	144.00	6.00	24.00	-	-	I	213.63	8.25	-
		V	16.98	2.06	8.24	2.12	8.49	II	25.37	2.84	0.98
600	600	I	72.00	12.00	6.00	-	-	I	62.83	4.47	-
		V	12.45	4.99	2.49	6.03	3.02	II	12.68	2.01	-0.17
		I	144.00	12.00	12.00	-	-	I	100.53	5.66	-
		V	16.98	4.12	4.12	4.24	4.24	II	16.10	2.26	0.21
	900	I	216.00	12.00	18.00	-	-	I	163.36	7.21	-
		II	20.89	3.73	5.60	3.46	5.20	II	21.37	2.61	0.67
	1200	I	288.00	12.00	24.00	-	-	I	251.33	8.94	-
		II	24.50	3.50	7.00	3.00	6.00	II	28.28	3.00	1.18
900	900	I	108.00	18.00	6.00	-	-	I	125.66	6.32	-
		V	14.84	6.67	2.22	7.35	2.45	II	18.26	2.41	0.41
		I	216.00	18.00	12.00	-	-	I	163.36	7.21	-
		II	20.89	5.60	3.73	5.20	3.46	II	21.37	2.61	0.67
	1200	I	324.00	18.00	18.00	-	-	I	226.19	8.49	-
		II	26.23	5.12	5.12	4.24	4.24	II	26.34	2.90	1.04
	1200	I	432.00	18.00	24.00	-	-	I	314.16	10.00	-
		II	31.20	4.84	6.45	3.67	4.90	II	33.04	3.24	1.47
1200	1200	I	144.00	24.00	6.00	-	-	I	213.63	8.25	-
		V	16.98	8.24	2.06	8.49	2.12	II	25.37	2.84	0.98
		I	288.00	24.00	12.00	-	-	I	251.33	8.94	-
		II	24.50	7.00	3.50	6.00	3.00	II	28.28	3.00	1.18
	1200	I	432.00	24.00	18.00	-	-	I	314.16	10.00	-
		II	31.20	6.45	4.84	4.90	3.67	II	33.04	3.24	1.47
	1200	I	576.00	24.00	24.00	-	-	I	402.12	11.31	-
		II	37.47	6.12	6.12	4.24	4.24	II	39.54	3.55	1.84

Fuente: Autores.

Tabla 6.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión biaxial sujetas a $P = 900$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 300, 600, 900, 1200$ kN-m y $\sigma_{max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares						Zapatas aisladas circulares			
		Caso	A_{min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	300	I	16.00	4.00	4.00	-	-	I	11.17	1.89	-
		V	10.18	3.19	3.19	5.71	5.71	II	9.41	1.73	-1.58
		I	32.00	4.00	8.00	-	-	I	27.93	2.98	-
		V	12.19	2.47	4.94	3.86	7.72	II	11.89	1.95	-1.09
	600	I	48.00	4.00	12.00	-	-	I	55.85	4.22	-
		II	37.47	6.12	6.12	4.24	4.24	II	39.54	3.55	1.84
	900	I	576.00	24.00	24.00	-	-	I	402.12	11.31	-
		II	37.47	6.12	6.12	4.24	4.24	II	39.54	3.55	1.84

		V	13.82	2.15	6.44	3.09	9.27	II	15.15	2.20	-0.63
1200		I	64.00	4.00	16.00	-	-	I	94.95	5.50	-
		V	15.26	1.95	7.81	2.65	10.58	II	19.08	2.46	-0.20
300		I	32.00	8.00	4.00	-	-	I	27.93	2.98	-
		V	12.19	4.94	2.47	7.72	3.86	II	11.89	1.95	-1.09
600		I	64.00	8.00	8.00	-	-	I	44.68	3.77	-
	600	V	15.26	3.91	3.91	5.29	5.29	II	13.92	2.10	-0.79
900		I	96.00	8.00	12.00	-	-	I	72.61	4.81	-
		V	17.80	3.44	5.17	4.27	6.41	II	16.89	2.32	-0.43
1200		I	128.00	8.00	16.00	-	-	I	111.70	5.96	-
		V	20.06	3.17	6.33	3.68	7.37	II	20.65	2.56	-0.05
300		I	48.00	12.00	4.00	-	-	I	55.85	4.22	-
		V	13.82	6.44	2.15	9.27	3.09	II	15.15	2.20	-0.63
600		I	96.00	12.00	8.00	-	-	I	72.61	4.81	-
	900	V	17.80	5.17	3.44	6.41	4.27	II	16.89	2.32	-0.43
900		I	144.00	12.00	12.00	-	-	I	100.53	5.66	-
		V	21.11	4.59	4.59	5.20	5.20	II	19.61	2.50	-0.15
1200		I	192.00	12.00	16.00	-	-	I	139.63	6.67	-
		V	24.08	4.25	5.67	4.50	6.00	II	23.17	2.72	0.17
300		I	64.00	16.00	4.00	-	-	I	94.95	5.50	-
		V	15.26	7.81	1.95	10.58	2.65	II	19.08	2.46	-0.20
600		I	128.00	16.00	8.00	-	-	I	111.70	5.96	-
	1200	V	20.06	6.33	3.17	7.37	3.68	II	20.65	2.56	-0.05
900		I	192.00	16.00	12.00	-	-	I	139.63	6.67	-
		V	24.08	5.67	4.25	6.00	4.50	II	23.17	2.72	0.17
1200		I	256.00	16.00	16.00	-	-	I	178.72	7.54	-
		II	27.72	5.26	5.26	5.20	5.20	II	26.56	2.91	0.44

Fuente: Autores.

Tabla 7.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión biaxial sujetas a $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$, $M_y = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $\sigma_{\text{max}} = 200 \text{ kN/m}^2$.

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Caso	Zapatas aisladas rectangulares					Zapatas aisladas circulares			
			A_{min} (m^2)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{min} (m^2)	R (m)	y_0' (m)
300		I	11.34	3.37	3.37	-	-	I	10.62	1.84	-
		V	11.34	3.37	3.37	7.15	7.15	II	No hay solución disponible		
600		I	18.00	3.00	6.00	-	-	I	15.71	2.24	-
	300	V	13.06	2.56	5.11	4.72	9.45	II	12.69	2.01	-1.80
900		I	27.00	3.00	9.00	-	-	I	31.42	3.16	-
		V	14.37	2.19	6.56	3.74	11.23	II	15.09	2.19	-1.38
1200		I	36.00	3.00	12.00	-	-	I	53.41	4.12	-
		V	15.49	1.97	7.87	3.18	12.73	II	17.85	2.38	-1.00
300		I	18.00	6.00	3.00	-	-	I	15.71	2.24	-
		V	13.06	5.11	2.56	9.45	4.72	II	12.69	2.01	-1.80
600		I	36.00	6.00	6.00	-	-	I	25.13	2.83	-
	600	V	15.49	3.94	3.94	6.36	6.36	II	14.19	2.13	-1.52
900		I	54.00	6.00	9.00	-	-	I	40.84	3.61	-
		V	17.45	3.41	5.12	5.08	7.63	II	16.32	2.28	-1.20
1200		I	72.00	6.00	12.00	-	-	I	62.83	4.47	-
		V	19.17	3.10	6.19	4.35	8.70	II	18.92	2.45	-0.87
300		I	27.00	9.00	3.00	-	-	I	31.42	3.16	-
		V	14.37	6.56	2.19	11.23	3.74	II	15.09	2.19	-1.38
600		I	54.00	9.00	6.00	-	-	I	40.84	3.61	-
	900	V	17.45	5.12	3.41	7.63	5.08	II	16.32	2.28	-1.20
900		I	81.00	9.00	9.00	-	-	I	56.55	4.24	-
		V	19.97	4.47	4.47	6.12	6.12	II	18.21	2.41	-0.96
1200		I	108.00	9.00	12.00	-	-	I	78.54	5.00	-
		V	22.21	4.08	5.44	5.26	7.01	II	20.64	2.56	-0.69
300		I	36.00	12.00	3.00	-	-	I	53.41	4.12	-
		V	15.49	7.87	1.97	12.73	3.18	II	17.85	2.38	-1.00
600		I	72.00	12.00	6.00	-	-	I	62.83	4.47	-
	1200	V	19.17	6.19	3.10	8.70	4.35	II	18.92	2.45	-0.87
900		I	108.00	9.00	12.00	-	-	I	78.54	5.00	-
		V	22.21	5.44	4.08	7.01	5.26	II	20.64	2.56	-0.69
1200		I	144.00	12.00	12.00	-	-	I	100.53	5.66	-
		II	24.90	4.99	4.99	6.03	6.03	II	22.90	2.70	-0.46

Fuente: Autores.

La Tabla 8 muestra los resultados para $P = 300$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

La Tabla 9 muestra los resultados para $P = 600$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

La Tabla 10 muestra los resultados para $P = 900$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

kN/m².

La Tabla 11 muestra los resultados para $P = 1200$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

Tabla 8.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión uniaxial sujetas a $P = 300$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares					Zapatas aisladas circulares				
		Caso	A_{\min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{\min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	0	Y-I	12.00	2.00	6.00	-	-	I	50.27	4.00	-
		Y-II	6.00	2.00	3.00	-	1.50	II	8.05	1.60	0.15
		Y-I	24.00	2.00	12.00	-	-	I	201.06	8.00	-
	900	Y-II	10.00	2.00	5.00	-	1.50	II	19.77	2.51	1.30
		Y-I	36.00	2.00	18.00	-	-	I	452.39	12.00	-
		Y-II	14.00	2.00	7.00	-	1.50	II	37.48	3.45	2.38
600	1200	Y-I	48.00	2.00	24.00	-	-	I	804.25	16.00	-
		Y-II	18.00	2.00	9.00	-	1.50	II	61.29	4.42	3.44

Fuente: Autores.

Tabla 9.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión uniaxial sujetas a $P = 600$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares					Zapatas aisladas circulares				
		Caso	A_{\min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{\min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	0	Y-I	6.00	2.00	3.00	-	-	I	12.57	2.00	-
		Y-II	6.00	2.00	3.00	-	3.00	II	7.10	1.50	-1.07
		Y-I	12.00	2.00	6.00	-	-	I	50.27	4.00	-
	900	Y-II	8.00	2.00	4.00	-	3.00	II	11.45	1.91	0.33
		Y-I	18.00	2.00	9.00	-	-	I	113.10	6.00	-
		Y-II	10.00	2.00	5.00	-	3.00	II	17.19	2.34	0.31
600	1200	Y-I	24.00	2.00	12.00	-	-	I	201.06	8.00	-
		Y-II	12.00	2.00	6.00	-	3.00	II	24.38	2.79	0.90

Fuente: Autores.

Tabla 10.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión uniaxial sujetas a $P = 900$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares					Zapatas aisladas circulares				
		Caso	A_{\min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{\min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	0	Y-I	7.05	2.00	3.53	-	-	I	8.21	1.62	-
		Y-II	9.00	4.50	2.00	-	2.00	II	No hay solución disponible		
		Y-I	8.66	2.00	4.33	-	-	I	22.34	2.67	-
	900	Y-II	9.00	2.25	4.00	-	4.00	II	11.15	1.89	-1.22
		Y-I	12.00	2.00	6.00	-	-	I	50.27	4.00	-
		Y-II	10.00	2.00	5.00	-	4.50	II	14.54	2.15	-0.71
600	1200	Y-I	16.00	2.00	8.00	-	-	I	89.36	5.33	-
		Y-II	11.33	2.00	5.67	-	4.50	II	18.55	2.43	-0.25

Fuente: Autores.

Tabla 11.

Área mínima y dimensiones de las zapatas bajo flexión uniaxial sujetas a $P = 1200$ kN, $M_x = 300, 600, 900, 1200$ kN-m, $M_y = 0$ kN-m y $\sigma_{\max} = 200$ kN/m².

M_x (kN-m)	M_y (kN-m)	Zapatas aisladas rectangulares					Zapatas aisladas circulares				
		Caso	A_{\min} (m ²)	h_x (m)	h_y (m)	h_{x1} (m)	h_{y1} (m)	Caso	A_{\min} (m ²)	R (m)	y_0' (m)
300	0	Y-I	8.20	2.00	4.10	-	-	I	9.46	1.74	-
		Y-II	No hay solución disponible					II	No hay solución disponible		
		Y-I	9.71	2.00	4.85	-	-	I	12.57	2.00	-
	900	Y-II	12.00	4.00	3.00	-	3.00	II	12.11	1.96	-1.93
		Y-I	10.94	2.00	5.47	-	-	I	28.27	3.00	-
		Y-II	12.00	2.67	4.50	-	4.50	II	14.65	2.16	-1.44
600	1200	Y-I	12.00	2.00	6.00	-	-	I	50.27	4.00	-
		Y-II	12.00	2.00	6.00	-	6.00	II	17.48	2.36	-1.05

Fuente: Autores.

1 Resultados y discusión

La Tabla 4 presenta lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso II para zapatas aisladas circulares en $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$, y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso II para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales aparece en el caso I para zapatas aisladas circulares en $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso I para zapatas aisladas rectangulares.

La Tabla 5 muestra lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso II para zapatas aisladas circulares en $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso II o V para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales aparece en el caso I para zapatas aisladas circulares en $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso I para zapatas aisladas rectangulares.

La Tabla 6 presenta lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso II para zapatas aisladas circulares en $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso II o V para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales aparece en el caso I para zapatas aisladas circulares en $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso I para zapatas aisladas rectangulares.

La Tabla 7 muestra lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso II para zapatas aisladas circulares en $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso II o V para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales aparece en el caso I para zapatas aisladas circulares en $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900, 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$; y para los demás ejemplos de esta tabla aparece en el caso I para zapatas aisladas rectangulares.

La Tabla 8 presenta lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso Y-II para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más

pequeña entre los modelos actuales en el caso Y-I para zapatas aisladas rectangulares para todos los ejemplos de esta tabla.

La Tabla 9 muestra lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso Y-II para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales en el caso Y-I para zapatas aisladas rectangulares para todos los ejemplos de esta tabla, pero coincide el caso Y-I con el caso Y-II para $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$.

La Tabla 10 presenta lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso Y-II para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales en el caso Y-I para zapatas aisladas rectangulares para todos los ejemplos de esta tabla, pero el caso Y-I es menor que el caso Y-II para $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$.

La Tabla 11 muestra lo siguiente: El área mínima más pequeña entre los nuevos modelos aparece en el caso Y-II para zapatas aisladas rectangulares. El área mínima más pequeña entre los modelos actuales en el caso Y-I para zapatas aisladas rectangulares para todos los ejemplos de esta tabla, pero el caso Y-I es menor que el caso Y-II para $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300, 600, 900 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$, y coincide el caso Y-I y el caso Y-II para $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$.

Para flexión biaxial en términos del área de contacto con el suelo se observó lo siguiente:

El modelo actual es más grande que el nuevo modelo en todos los casos. La mayor diferencia para zapatas aisladas rectangulares es 25,53 veces el modelo actual que el nuevo modelo y la mayor diferencia para zapatas aisladas circulares es 14,08 veces el modelo actual que el nuevo modelo. Ambos modelos son para $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$, $M_y = 1200 \text{ kN-m}$ (ver. Tabla 4).

La diferencia del modelo actual entre las dos zapatas es la misma para cada momento M_x y momento M_y , para cualquier tipo de carga P . La mayor diferencia es para zapatas aisladas rectangulares de 1,43 veces que las zapatas aisladas circulares para $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $M_x = 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $M_x = 900 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$; $M_x = 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$, es decir, cuando las zapatas aisladas rectangulares tienen lados iguales.

La diferencia del nuevo modelo entre las dos zapatas es: La mayor diferencia para las zapatas aisladas rectangulares es de 1,10 veces que las zapatas aisladas circulares para $P = 600 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 600 \text{ kN-m}$; $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 900 \text{ kN-m}$ y $M_y = 900 \text{ kN-m}$. La mayor diferencia para las zapatas aisladas circulares es de 2,14 veces que las zapatas aisladas rectangulares o 0,47 veces las zapatas aisladas rectangulares que las zapatas aisladas circulares para $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$; $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 1200 \text{ kN-m}$.

Para flexión uniaxial en términos del área de contacto con el suelo se observó lo siguiente:

El modelo actual es más grande que el nuevo modelo en todos los casos, excepto en $P = 900 \text{ kN}$, $M_x = 600 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$ (ver. Tabla 10); $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 600, 900 \text{ kN-m}$ y $M_y = 0 \text{ kN-m}$ (ver. Tabla 11) para zapatas aisladas rectangulares. La mayor diferencia para zapatas aisladas rectangulares es 2,67 veces el modelo actual que el nuevo modelo y la mayor diferencia para zapatas aisladas circulares es 13,12 veces el modelo actual que el

nuevo modelo en ambos modelos son para $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$, $M_y = 0 \text{ kN-m}$ (ver. Tabla 8).

La diferencia del modelo actual entre las dos zapatas es: La mayor diferencia para zapatas aisladas rectangulares de 0,06 veces que las zapatas aisladas circulares o 16,76 veces para las zapatas aisladas circulares que las zapatas aisladas rectangulares para $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$, $M_y = 0$ (ver. Tabla 8).

La diferencia del nuevo modelo entre las dos zapatas es: La mayor diferencia para zapatas aisladas rectangulares de 0,29 veces que las zapatas aisladas circulares o 3,40 veces para las zapatas aisladas circulares que las zapatas aisladas rectangulares para $P = 300 \text{ kN}$, $M_x = 1200 \text{ kN-m}$, $M_y = 0$ (ver. Tabla 8).

Por lo tanto, el impacto en el costo de estas cimentaciones sería: Menor costo en el volumen de la excavación del terreno, ya que se presenta menor área en planta.

2 Conclusiones

Este artículo presenta cuatro estudios comparativos de áreas mínimas de contacto con el terreno para zapatas aisladas rectangulares y circulares. Los estudios comparativos son: 1) El modelo actual y el nuevo modelo para zapatas aisladas rectangulares; 2) El modelo actual y el nuevo modelo para zapatas aisladas circulares; 3) El modelo actual para zapatas aisladas rectangulares y zapatas aisladas circulares; 4) El nuevo modelo para zapatas aisladas rectangulares y zapatas aisladas circulares.

Para zapatas aisladas rectangulares, el modelo actual es el caso I (área trabaja totalmente a compresión), y el nuevo modelo es el menor de los casos II, III, IV y V (área trabaja parcialmente a compresión). Para zapatas aisladas circulares, el modelo actual es el caso I (área trabaja totalmente a compresión), y el nuevo modelo es el caso II (área trabaja parcialmente a compresión).

Los principales aportes presentados en este documento son:

1. Las zapatas aisladas rectangulares bajo flexión uniaxial requieren menor área que las zapatas aisladas circulares en el modelo actual y en el nuevo modelo.
2. El nuevo modelo requiere menor área que el modelo actual para zapatas aisladas rectangulares y circulares bajo flexión biaxial en todos los casos, excepto para las zapatas aisladas circulares del ejemplo $P = 1200 \text{ kN}$, $M_x = 300 \text{ kN-m}$ y $M_y = 300 \text{ kN-m}$, que rige el modelo actual, ya que el nuevo modelo no tiene solución disponible.
3. El nuevo modelo para zapatas aisladas circulares requiere menor área que las zapatas aisladas rectangulares, cuando los momentos M_x y M_y son iguales y la relación de la carga P entre el momento M_x o M_y es 0,75 o mayor.
4. El nuevo modelo para zapatas aisladas circulares requiere menor área que las zapatas aisladas rectangulares, cuando el momento menor dividido por el momento mayor está entre 0,50 y 0,75, y la carga P es mayor que el momento mayor.
5. El nuevo modelo para zapatas aisladas circulares requiere menor área que las zapatas aisladas rectangulares, cuando el momento menor dividido por el momento mayor está entre 0,67 y 0,75, y la carga P es igual al momento mayor.
6. El nuevo modelo para zapatas aisladas circulares

requiere menor área que las zapatas aisladas rectangulares, cuando el momento menor dividido por el momento mayor es 0,75, y la carga P es igual al momento menor.

7. El nuevo modelo para zapatas aisladas circulares requiere menor área que las zapatas aisladas rectangulares, cuando el momento menor dividido por el momento mayor es 0,50, y la carga P es igual al momento mayor.
8. Cuando la carga axial aumenta, la relación entre el modelo actual y el nuevo modelo disminuye para zapatas aisladas rectangulares y circulares bajo flexión uniaxial y biaxial.
9. El área mínima del nuevo modelo para zapatas aisladas rectangulares bajo flexión biaxial muestra lo siguiente: cuando aparece el caso V, no se presenta el caso II.

La principal ventaja de este estudio es que impacta

directamente en el costo de construcción de la zapata, ya que, al presentar menor área de contacto con el terreno, genera menor volumen de relleno de zapata.

Las sugerencias para la próxima investigación son: Un estudio comparativo para el diseño completo de zapatas aisladas rectangulares y circulares tomando en cuenta que la superficie de contacto trabaja parcialmente en compresión.

Referencias

- [1] Luévanos-Rojas, A., Minimum cost design for rectangular isolated footings taking into account that the column is located in any part of the footing, *Buildings*, 13, art. 2269, 2023. DOI: <https://doi.org/10.3390/buildings13092269>
- [2] Vela-Moreno, V.B., Luévanos-Rojas, A., López-Chavarría, S., Medina-Elizondo, M., Sandoval-Rivas, R., and Martínez-Aguilar, C., Optimal area for rectangular isolated footings considering that contact surface works partially to compression, *Structural Engineering and Mechanics*, 84(4), pp. 561-573, 2022. DOI: <https://doi.org/10.12989/sem.2022.84.4.561>
- [3] Luévanos-Rojas, A., A mathematical model for dimensioning of footings square, *International Review of Civil Engineering*, 3(4), pp. 346-350, 2012.
- [4] Luévanos-Rojas, A., A mathematical model for dimensioning of footings rectangular, *ICIC Express Letters Part B: Application*, 4(2), pp. 269-274, 2013.
- [5] Luévanos-Rojas, A., A mathematical model for the dimensioning of circular footings, *Far East Journal of Mathematical Sciences*, 71(2), pp. 357-367, 2012.
- [6] Luévanos-Rojas, A., A mathematical model for the dimensioning of combined footings of rectangular shape, *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería Universidad*, [online]. 39(1), pp. 3-9, 2016. Available at: <https://produccioncientificafaluz.org/index.php/tecnica/article/view/21090/20946>
- [7] Luévanos-Rojas, A., A new mathematical model for dimensioning of the boundary trapezoidal combined footings, *International Journal of Innovative Computing, Information and Control*, [online]. 11(4), pp. 1269-1279, 2015. Available at: <http://www.ijicic.org/ijicic-110411.pdf>
- [8] López-Chavarría, S., Luévanos-Rojas, A. and Medina-Elizondo, M., Optimal dimensioning for the corner combined footings, *Advances in Computational Design*, 2(2), 169-183, 2017. DOI: <https://doi.org/10.12989/acd.2017.2.2.169>
- [9] Aguilera-Mancilla, G., Luévanos-Rojas, A., López-Chavarría, S., and Medina-Elizondo, M., Modeling for the strap combined footings Part I: optimal dimensioning, *Steel and Composite Structures*, 30(2), pp. 97-108, 2019. DOI: <https://doi.org/10.12989/scs.2019.30.2.097>
- [10] Luévanos-Rojas, A., López-Chavarría, S., and Medina-Elizondo, M., A new model for T-shaped combined footings Part I: optimal dimensioning, *Geomechanics and Engineering*, 14(1), pp. 51-60, 2018. DOI: <https://doi.org/10.12989/gae.2018.14.1.051>
- [11] Peck, R.B., Hanson, W.E. and Thornburn, T.H., *Foundation*

- Engineering. 2nd ed., John Willy & Sons, USA, 1974.
- [12] Teng, W.C., Foundation Design. Prentice-Hall Inc., USA, 1979.
- [13] Young, W.C., and Budynas, R.G. Roark's Formulas for Stress and Strain, 7th ed., McGraw-Hill, USA, 2002.
- [14] Highter, W.H., and Anders, J.C., Dimensioning footings subjected to eccentric loads, *Journal of Geotechnical Engineering*, 111(5), pp. 659-665, 1985. DOI: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1985\)111:5\(659\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1985)111:5(659))
- [15] Gonzalez-Garcia, A.J., Carga crítica en cimientos superficiales continuos, *Ingéneria e Investigación*, 4(2), pp. 3-10, 1987. DOI: <https://doi.org/10.15446/ing.investig.v14.19553>
- [16] Irles-Más, R., y Irles-Más, F., Alternativa analítica a la determinación de tensiones bajo zapatas rectangulares con flexión biaxial y despegue parcial, *Informes de la Construcción*, 44(419), pp. 77-89, 1992. DOI: <https://doi.org/10.3989/ic.1992.v44.i419.1338>
- [17] Rodriguez-Gutierrez, J.A., y Aristizabal-Ochoa, J.D., Presiones en zapatas rígidas de forma arbitraria sometidas a carga axial excéntrica. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, [en línea]. 4(1), pp. 67-82, 2004. Available at: https://www.scipedia.com/wd/images/2/27/Draft_Content_636675925Rodriguez-Gutierrez_Aristizabal-Ochoa_a.pdf
- [18] Camero, H.E. A new method for designing floor slabs on grade due to the difficulty of applying simplified design methods, amongst them being the Portland Cement Association (PCA) and Wire Reinforcement Institute (WRI) methods, *Ingéneria e Investigación*, 27(1), pp. 93-100, 2007. DOI: <https://doi.org/10.15446/ing.investig.v35n2.45603>
- [19] Chagoyén, E., Negrín, A., Cabrera, M., López, L. and Padrón, N., Diseño óptimo de cimentaciones superficiales rectangulares. *Formulación*, *Revista de la Construcción*, 8(2), pp. 60-71, 2009.
- [20] Ramu, K. and Madhav, M.R., Response of rigid footing on reinforced granular fill over soft soil, *Geomechanics and Engineering*, 2(4), pp. 281-302, 2010. DOI: <https://doi.org/10.12989/gae.2010.2.4.281>
- [21] Özmen, G., Determination of base stresses in rectangular footings under biaxial bending, *Teknik Dergi Digest*, [online]. 22(4), pp. 1519-1535, 2011. Available at: http://www.imo.org.tr/resimler/dosya_ekler/7b559795bd3f63b_ek.pdf?dergi=472
- [22] Smith-Pardo, J.P., Performance-based framework for soil-structure systems using simplified rocking foundation models, *Structural Engineering and Mechanics*, 40(6), pp. 763-782, 2011. DOI: <https://doi.org/10.12989/sem.2011.40.6.763>
- [23] Valencia, Y., Camapum, J. y Lara, L., Aplicaciones adicionales de los resultados de pruebas de carga estáticas en el diseño geotécnico de cimentaciones, *DYNA*, 79(175), pp. 182-190, 2012.
- [24] Rodriguez-Gutierrez, J.A. and Aristizabal-Ochoa, J.D., Rigid spread footings resting on soil subjected to axial load and biaxial bending. I: simplified analytical method, *International Journal of Geomechanics*, 13(2), pp. 109-119, 2013. DOI: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GM.1943-5622.0000218](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000218)
- [25] Rodriguez-Gutierrez, J.A. and Aristizabal-Ochoa, J.D., Rigid spread footings resting on soil subjected to axial load and biaxial bending. II: design aids, *International Journal of Geomechanics*, 13(2), pp. 20-131, 2013. DOI: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GM.1943-5622.0000210](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000210)
- [26] Cunha, P.R., and Albuquerque, P.J.R., Advance of foundation techniques in Brazil since colonial times, *DYNA*, 81(183), pp. 178-187, 2014. DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v81n183.31435>
- [27] Luévanos-Rojas, A., Design of boundary combined footings of rectangular shape using a new model, *DYNA*, 81(188), pp. 199-208, 2014. DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v81n188.41800>
- [28] Hassaan, G.A., Optimal design of machinery shallow foundations with sand soils. *International Journal of Research in Engineering and Technology*, 3(5), pp. 1-8, 2014.
- [29] Momeni, E., Nazir, R., Armaghani, D.J. and Maizir, H., Application of artificial neural network for predicting shaft and tip resistances of concrete piles, *Earth Sciences Research Journal*, 19(1), pp. 85-95, 2015. DOI: <https://doi.org/10.15446/esrj.v19n1.38712>
- [30] Camero, H.E., A novel finite element method for designing floor slabs on grade and pavements with loads at edges, *Ingéneria e Investigación*, 35(2), pp. 15-22, 2015. DOI: <https://doi.org/10.15446/ing.investig.v35n2.45603>
- [31] Kassouf, R., De Carvalho, D., and Rocha-de Albuquerque, P.J., The behavior of a foundation transversally loaded at the top over highly porous and collapsible soil, *DYNA*, 83(199), pp. 134-139, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.15446/dyna.v83n199.52529>
- [32] Luévanos-Rojas, A., López-Chavarria, S., and Medina-Elizondo, M., Optimal design for rectangular isolated footings using the real soil pressure, *Ingéneria e Investigación*, 37(2), pp. 25-33, 2017. DOI: <https://doi.org/10.15446/ing.investig.v37n2.61447>
- [33] Da Silva, J.L., Aoki, N., and Barbosa-Franco, Y., Use of the order statistics when predicting pile foundation failure probability, *DYNA*, 84(200), pp. 247-252, 2017. DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v84n200.54867>
- [34] Munévar-Peña, M.A., Ramos-Cañón, A.M., and Prada-Sarmiento, L.F. Incorporación de la incertidumbre aleatoria de las propiedades del suelo en la geoestadística. Aplicación al diseño de cimentaciones basado en confiabilidad, *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 44, pp. 38-48, 2018. DOI: <https://doi.org/10.15446/rbct.n44.69266>
- [35] Rodrigo-García, J., and Rocha-de Albuquerque, P.J., Model of nonlinear behavior applied to prediction of settlement in deep foundations, *DYNA*, 85(205), pp. 171-178, 2018. DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v85n205.68523>
- [36] López-Chavarria, S., Luévanos-Rojas, A., Medina-Elizondo, M., Sandoval-Rivas, R., and Velázquez-Santillán, F., Optimal design for the circular isolated footings, *Advances in Computational Design*, 4(3), pp. 273-294, 2019. DOI: <https://doi.org/10.12989/acad.2019.4.3.273>
- [37] Liu, B., and Jiang, X., Consolidation and deformation characteristics of soft rock foundation in a hydrological wetland environment, *Earth Sciences Research Journal*, 24(2), pp. 183-190, 2020. DOI: <https://doi.org/10.15446/esrj.v24n2.87920>
- [38] Al-Abbas, K.A., Saadoon, S., and Al-Robay, A.A., Experimental study for elastic deformation under isolated footing, *Periodicals of Engineering and Natural Sciences*, 8(2), pp. 942-948, 2020.
- [39] Gnananandarao, T., Khatri, V.N. and Dutta, R.K., Bearing capacity and settlement prediction of multi-edge skirted footings resting on sand, *Ingéneria e Investigación*, 40(3), pp. 9-21, 2020. DOI: <https://doi.org/10.15446/ing.investig.v40n3.83170>
- [40] Alelvan, G.M., Toro-Rojas, D., Pedron-Rossato, A.C., Reinaldo, R.,L. and Cordão-Neto, M.P., MPM and ALE simulations of large deformations geotechnics instability problems, *DYNA*, 87(212), pp. 226-235, 2020. DOI: <https://doi.org/10.15446/dyna.v87n212.80975>
- [41] Lezgy-Nazargah, M., Mamazizi, A., and Khosravi, H., Analysis of shallow footings rested on tensionless foundations using a mixed finite element model, *Structural Engineering and Mechanics*, 81(3), pp. 379-394, 2020. DOI: <https://doi.org/10.12989/sem.2022.81.3.379>
- [42] Gör, M., Analyzing the bearing capacity of shallow foundations on two-layered soil using two novel cosmology-based optimization techniques, *Smart Structures and Systems*, 29(3), pp. 513-522, 2022. DOI: <https://doi.org/10.12989/ss.2022.29.3.513>
- [43] Himeur, N., Mamen, B., Benguediab, S., Bouhadra, A., Menasria, A., Bouchouicha, B., Bourada, F., Benguediab, M., and Tounsi, A., Coupled effect of variable Winkler-Pasternak foundations on bending behavior of FG plates exposed to several types of loading, *Steel and Composite Structures*, 44(3), pp. 339-355, 2022. DOI: <https://doi.org/10.12989/scs.2022.44.3.339>
- [44] Soto-Garcia, S., Luévanos-Rojas, A., Barquero-Cabrero, J.D., López-Chavarria, S., Medina-Elizondo, M., Farias-Montemayor, O.M., and Martínez-Aguilar, C., A New Model for the contact surface with soil of circular isolated footings considering that the contact surface works partially under compression, *International Journal of Innovative Computing, Information and Control*, [online]. 18(4), pp. 1103-1116, 2022. Available at: <http://www.ijicic.org/ijicic-180406.pdf>

A. Luévanos-Rojas, recibió su título en Ing. Civil en 1981, MSc. en Ciencias con especialidad en Planeación y Construcción de Obras en 1990 y Dr. en Ingeniería con especialidad en Sistema de Planeación y Construcción en 2009, todos ellos de la Universidad Juárez del Estado de Durango, Gómez Palacio, Durango, México. Además, es MSc. en Estructuras en 1983 del Instituto Politécnico Nacional, Distrito Federal, México. MSc. en Administración en 2004 de la Universidad Autónoma de Coahuila. Profesor e Investigador de la Universidad Juárez del Estado de Durango (2006-2014). Profesor e Investigador de la Universidad Autónoma de Coahuila (2015-Actual). El autor tiene más de 130 artículos publicados en revistas de investigación científica internacionales. Autor de dos libros. Editor Asociado de 11 revistas internacionales. También ha participado en 100 como parte de Comités de Programas Técnicos, 15

como Editor y 19 como presidente en varios Congresos Internacionales. Pertenece al Sistema Nacional de Investigadores de México Nivel II (SNI-II). Él es Investigador Estatal Honorífico por el Estado de Coahuila, México. Ha recibido varias distinciones: Maestro distinguido ULSA (Universidad La Salle Laguna) 2002, 2007, 2010. Investigador del año 2023 por UAC (Universidad Autónoma de Coahuila). Ha sido incluido en el “2023 World’s Top 2% Scientists List” por la Universidad de Stanford. ORCID: 0000-0002-0198-3614

B.L. Estrada-Mendoza, recibió su título en Licenciatura en Administración de Empresas Turísticas 1992 del Instituto Tecnológico de Zacatepec, Cuernavaca, Morelos, México. MSc. en Administración con acentuación en Finanzas en 2014 y Dr. en Administración y Alta Dirección 2023, estos dos de la Universidad Autónoma de Coahuila, Torreón, Coahuila, México. Profesor e Investigador de la Universidad Autónoma de Coahuila (2015-Actual). Ella es investigadora estatal

honorífico por el Estado de Coahuila, México.
ORCID: 0000-0002-3954-5310

M. Juárez-Ramírez, recibió su título en Ing. Industrial en Producción en 1993 del Instituto Tecnológico de Saltillo, Saltillo, Coahuila, México. MSc. en Productividad en 1999 y MSc. en Administración de Empresas en 2002 de la Universidad Autónoma del Noreste, Piedras Negras, Coahuila, México y Dr. en Administración y Alta Dirección en 2023 de la Universidad Autónoma de Coahuila, Torreón, Coahuila, México. Trabajó como: gerente de producción y planeación (operación) de Intrex Global Solutions Company: Eagle Pass, Texas, US (2007-2009). Gerente de Procesos y Mejora Continua de Southwest Metal Finishing Company: New Berlin, Wisconsin, US (2010-2017). Profesor e investigador de la Universidad Autónoma de Coahuila (2017-Actual).
ORCID: 0009-0005-3870-0146

Editorial

Clasificación de recursos minerales. Sistema Crirsco vs. UNFC
Wilfredo Armando López-Piedrahita

Producción biogénica y su registro sedimentario: una revisión
Luis Enrique Cruz-Guevara, Luis Felipe Cruz-Ceballos & Gladys Marcela Avendaño-Sánchez

Mineralogía, granulometría y facies asociadas a sedimentos de fondo en tres embalses de Empresas Públicas de Medellín
María Teresa Flórez-Molina a & Luis Norberto Parra-Sánchez

Modelamiento geoestadístico de variables geoquímicas en exploración de depósitos minerales tipo pórfido de cobre utilizando simulación por bandas rotantes
Leonardo Cajicá-Acosta & Luís Hernán Sánchez-Arredondo

Ánálisis de procedencia de la Formación Tena en el río Anzu, Puyo – Ecuador
Christian Wladimir Romero-Cóndor, Heidy Liliana Cervantes-Gualuchico, Emilio José Oyague-Vergara, Sofía Tatiana Heredia-Puente, Paola Dominique Pazmiño-Aguiar, Antonio Patricio Proaño-Altamirano, María Angelica Ortiz-Mercado, Fausto Rodolfo Carranco-Andino, Erick Javier Guerrero-Tamayo & Víctor Horacio Martínez-Jiménez

Ánálisis entrópico y fractal de la distribución espacial de la sismicidad en un sector de Cuba occidental y su relación con el régimen tectónico de la Falla Pinar
Marcos Enrique Pazo-Arango

Estudio comparativo para áreas mínimas en contacto con el suelo de zapatas aisladas rectangulares y circulares trabajando parcialmente bajo compresión
Arnulfo Luévanos-Rojas, Blanca Lucia Estrada-Mendoza & Mónica Juárez-Ramírez

Editorial

Classification of mineral resources. Crirsco System vs. UNFC
Wilfredo Armando López-Piedrahita

Biogenic production and their sedimentary record: a review
Luis Enrique Cruz-Guevara, Luis Felipe Cruz-Ceballos & Gladys Marcela Avendaño-Sánchez

Mineralogy, granulometry and facies associated with bottom sediments in three reservoirs of Public Companies in Medellín
María Teresa Flórez-Molina a & Luis Norberto Parra-Sánchez

Geostatistical modeling of geochemical variables in copper porphyry type mineral deposits exploration using turning bands simulation
Leonardo Cajicá-Acosta & Luís Hernán Sánchez-Arredondo

Provenance analysis of the Tena Formation in the Anzu River, Puyo – Ecuador
Christian Wladimir Romero-Cóndor, Heidy Liliana Cervantes-Gualuchico, Emilio José Oyague-Vergara, Sofía Tatiana Heredia-Puente, Paola Dominique Pazmiño-Aguiar, Antonio Patricio Proaño-Altamirano, María Angelica Ortiz-Mercado, Fausto Rodolfo Carranco-Andino, Erick Javier Guerrero-Tamayo & Víctor Horacio Martínez-Jiménez

Entropic and fractal analysis of the spatial distribution of seismicity in a sector of western Cuba and its relationship with the tectonic regime of the Pinar Fault
Marcos Enrique Pazo-Arango

Comparative study for minimum areas in contact with the ground of rectangular and circular isolated footings working partially under compression
Arnulfo Luévanos-Rojas, Blanca Lucia Estrada-Mendoza & Mónica Juárez-Ramírez