



GEOCIENCIAS EN LA AMAZONÍA ECUATORIANA: APORTES A LA PLANIFICACIÓN SOSTENIBLE

Oswaldo Guzmán & Corina Campos
Grupo de Investigación en Ciencias
de la Tierra y Clima



Revisión Técnica:

Editorial CEDIA

Diseño y diagramación:

Paz Cordero González

Corrección de Estilo:

Editorial CEDIA

Coordinación:

Laura Malache S. - Editorial CEDIA

Portada:

Imagen de fondo generada por Karla Reyes en la plataforma IA LimeWire el 15/02/2024.

Una publicación de la Editorial CEDIA, arbitrada por pares académicos de doble ciego.

**CEDIA**

Gonzalo Cordero 2-111 y
J. Fajardo
Cuenca – Ecuador
cedia.edu.ec

**UNIVERSIDAD REGIONAL
AMAZÓNICA**

Parroquia Muyuna, kilómetro 7 vía
a Alto Tena
Tena - Ecuador
ikiam.edu.ec

Primera edición

ISBN: 978-9942-7178-5-6

DOI: <https://doi.org/10.48661/w6dc-q685>

Tena, Ecuador
Junio de 2024

Citación:

Guzman Gutierrez, O. J., & Campos, C. (2024). GEOCIENCIAS EN LA AMAZONÍA ECUATORIANA: APORTES A LA PLANIFICACIÓN SOSTENIBLE. CEDIA & Universidad Regional Amazónica Ikiam. <https://doi.org/10.48661/W6DC-Q685>



This book is licensed by Creative Commons, Attribution-NonCommercial 4.0 International
<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>

Geociencias en la Amazonía Ecuatoriana:

Aportes a la planificación sostenible

Oswaldo Guzmán & Corina Campos
Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra y el Clima

**Universidad Regional Amazónica Ikiám
Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua**

Índice

Prólogo

Introducción - Oswaldo Guzmán & Corina Campos

- 1** Características sedimentológicas y estratigráficas de rocas y sedimentos alrededor del valle bajo del río Tena – Cuenca Oriente del Ecuador.
Karen Abarca, Oswaldo Guzmán & Corina Campos. 10
- 2** Caracterización petrográfica del granito de Abitagua en el geositio Shunku Rumi del Geoparque Napo Sumaco, Ecuador.
Dayana Vera & Oswaldo Guzmán. 28
- 3** Análisis paleosismológico en la zona subandina de Ecuador. Implicaciones para la falla Porotoyacu.
Carolina Cornejo, Oswaldo Guzmán, Corina Campos & Cristian J. Cargua. 44
- 4** Análisis de índices geomorfológicos en la zona subandina de Ecuador. Implicaciones para la actividad tectónica de la falla Tena.
Belén Benites, Oswaldo Guzmán, Corina Campos & Carolina Cornejo. 62
- 5** Detección del reservorio magmático principal del arco posterior ecuatoriano mediante tomografía sísmica de tiempo de viaje.
Anderson Guamán & Sebastián Araujo. 84

Introducción

En territorios donde inicia la Amazonía Ecuatoriana, y con base en la Universidad Regional Amazónica Ikiam, un grupo de estudiantes de la carrera de Geociencias, acompañados con profesores de la Facultad de Ciencias de La Tierra y Agua, se sumergieron en una exploración desde la superficie hasta por debajo de volcanes (**Figura 1**). No solo con la finalidad de resolver los misterios de la tierra bajo nuestros pies, sino también de aportar conocimientos para la planificación sostenible que requiere esta región única del planeta.

La Universidad Regional Amazónica Ikiam, comprometida con la investigación y la formación de profesionales en sintonía con las necesidades y desafíos de la Amazonía, ha sido el catalizador de este proyecto. Su misión de promover el conocimiento científico y tecnológico para el desarrollo sostenible en la región se manifiesta a través de las contribuciones que este libro presenta. Los capítulos que siguen no solo son investigaciones de vanguardia, sino también testimonios del compromiso de Ikiam con la comprensión y preservación de la Amazonía.

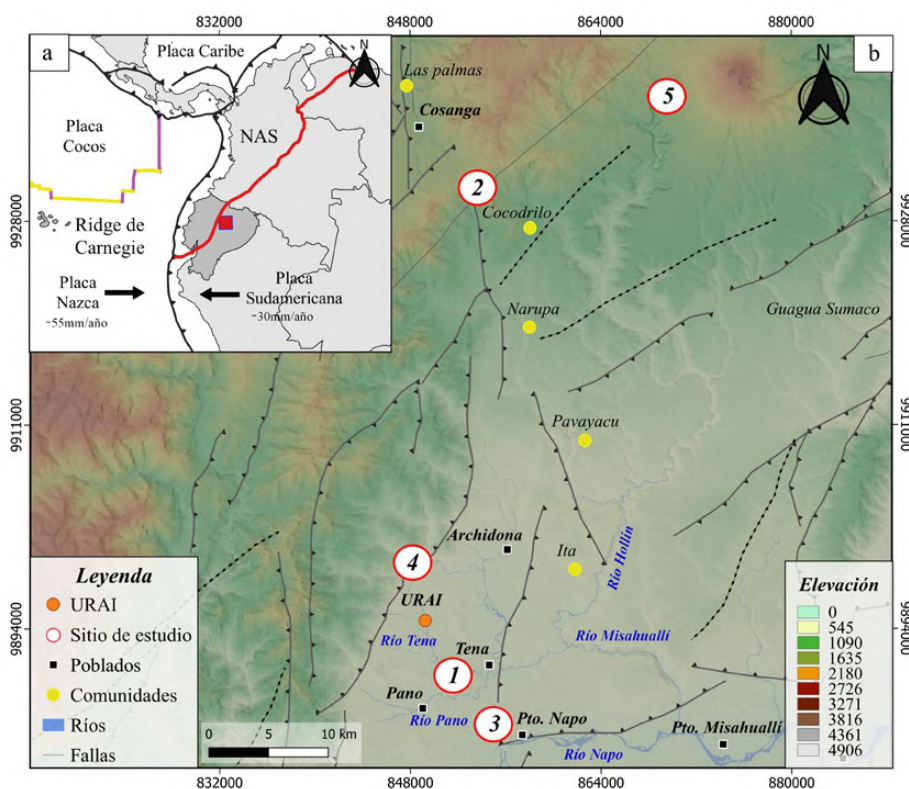


Figura 1. Ubicación de los sitios de estudio desarrollados en cada capítulo del libro. (a) Ubicación regional del área de estudio y su contexto geodinámico. Los límites de placas y dirección de movimiento relativo son representados en la figura. Las líneas de color amarillo, violeta y negro representan límites extensionales, transformantes y convergentes respectivamente. El límite oriental de la Astilla Norandina (NAS, por sus siglas en inglés), es representado con una línea de color rojo (adaptado de Kendrick et al., 2003; Chlieh et al., 2014). La ubicación de Ecuador está señalada con un polígono gris. La ubicación de la Figura 1b está señalada con un rectángulo rojo. (b) Ubicación local de cada sitio de estudio. La ubicación del sitio estudiado

en cada capítulo del libro es señalada con un círculo rojo y el número del capítulo. 1) Capítulo 1– Abarca, Guzmán & Campos; 2) Capítulo 2 – Vera & Guzmán; 3) Capítulo 3 - Cornejo et al; 4) Capítulo 4 – Benites et al; 5) Capítulo 5– Guamán & Araujo. Las líneas negras (continuas y discontinuas –interpretadas–) indican las principales fallas activas (adaptado de Costa et al., 2020). La ubicación de la Universidad Regional Amazónica Ikiam, así como los principales centros poblados, comunidades y ríos cercanos a las zonas de estudio, son indicados sobre el mapa. Las características topográficas son extraídas a partir de un Modelo Digital de Elevación de ALOS PALSAR de 12.5 m (ASF, 2020).

Lo que hace particular a esta obra es la diversidad de perspectivas con que se abordan problemas geocientíficos. Cada capítulo ofrece un enfoque único que enriquece la comprensión de la región y refleja la amplitud de las Geociencias y su capacidad para abordar una amplia gama de desafíos, desde la conservación ambiental hasta la gestión de riesgos naturales.

En el capítulo 1, Abarca, Guzmán & Campos utilizan un enfoque clásico de geología de campo para caracterizar las rocas y sedimentos en los alrededores de la ciudad de Tena, contribuyendo con el entendimiento de la génesis de estos materiales e identificando posibles amenazas volcánicas en la zona. En el capítulo 2, Vera & Guzmán estudian petrográficamente un majestuoso afloramiento del granito de Abitagua en el sector del Mirador de Guacamayos, descubriendo que esta unidad de roca presenta una diversidad litológica y mineralógica significativa, que lo avalan como un geosítio del Geoparque Napo Sumaco (**Figura 1**).

En el capítulo 3, Cornejo et al. se dedicaron a estudiar las deformaciones estructurales presentes en un corte antrópico cerca de la ciudad de Tena, descifrando que estas deformaciones están asociadas a la actividad tectónica reciente de la falla Porotoyacu, lo que pudiera representar una amenaza sísmica para las ciudades de Tena y Archidona. En el capítulo 4, Benites et al. aplicaron técnicas remotas para analizar la variedad espacial de los índices geomorfológicos

y sus implicaciones para la actividad tectónica de la falla Tena, en el piedemonte Subandino. De este modo, se identificó que la actividad de la falla no es homogénea y que en el sector cercano a la Universidad Regional Amazónica Ikiam es donde presenta mayor actividad. Finalmente, en el capítulo 5, Guzmán & Araujo plasmaron una mirada fascinante sobre los reservorios magmáticos del Arco Volcánico Posterior Ecuatoriano por medio de la tomografía sísmica pasiva, identificando que el principal reservorio de magma se encuentra desconectado de los volcanes de la cordillera real y se ubica principalmente por debajo del volcán Sumaco (**Figura 1**).

A lo largo de las siguientes páginas, acompañaremos a estos intrépidos investigadores en su viaje por la Amazonía Ecuatoriana, descubriendo no solo los secretos de la tierra, sino también la pasión y dedicación que impulsa la investigación geocientífica en esta región única del mundo.

Bibliografía

ASF (*Alaska* Satellite Facility). (15 de noviembre de 2023). Modelo de Elevación Digital – ALOS PALSAR -12.5 m. <https://search.asf.alaska.edu/#/>

Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas-Lanza, J.-C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X. & Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027>

Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., González, G., López, M., Santibañez, I., Garcia, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M. & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, J.R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Souto Fortes, L.P. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (2), 125–131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)

Características sedimentológicas y estratigráficas de rocas y sedimentos alrededor de valle bajo del río Tena - Cuenca Oriente, Ecuador

Karen Abarca¹ <https://orcid.org/0009-0003-8544-8989>,
Oswaldo Guzmán² <https://orcid.org/0000-0001-7326-1082>,
Corina Campos^{2*} <https://orcid.org/0000-0002-2785-5469>.

¹ Universidad Regional Amazónica Ikiam. Ingeniería en Geociencias. Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua, Vía Muyuna Km 7, Muyuna, Ecuador.

² Grupo de Investigación en Ciencias de La Tierra y Clima. Universidad Regional Amazónica Ikiam, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

*Autor por correspondencia: corina.campos@ikiam.edu.ec

Resumen

En el presente trabajo se realizó una descripción sedimentológica y estratigráfica detallada de 17 afloramientos localizados en la parte baja del valle del río Tena, en la Cuenca Oriente de Ecuador. Los datos fueron adquiridos en cortes naturales o antrópicos localizados dentro del área definida por las coordenadas U.T.M.: 182700, 9892900, y 187500, 9889000, cuadrante 18M. Las rocas y sedimentos analizados pueden clasificarse en tres grupos, cada uno caracterizado por sus propias particularidades sedimentológicas y estratigráficas. Estos grupos

son los siguientes: I) Arcillitas, areniscas y limolitas rojas; II) Conglomerados de matriz areno arcillosa; III) Brechas y gravas polimícticas y son correlacionados con la Fm. Tena, Fm. Tiyuyacu y depósitos superficiales. Finalmente, los análisis realizados sugieren que la geometría del contacto entre la Fm. Tena y Tiyuyacu, representado en la cartografía geológica actual, debe de ser revisada y que los depósitos presentes en el valle actual del río Tena no son solamente de origen aluvial, sino que existen depósitos de origen lahárítico.

Palabras Clave: Cuenca Oriente de Ecuador, Río Tena, Geología, Estratigrafía, Formaciones Tena y Tiyuyacu, Lahar.

1. Introducción

La región amazónica del Ecuador ha sido objeto de estudio de varias investigaciones geológicas, en sus inicios principalmente por parte de compañías petroleras (Watson & Sinclair, 1927; Vallejo et al., 2002) y posteriormente para la búsqueda de yacimientos minerales tanto metálicos como no metálicos (Medina, 2013). Dichos estudios han permitido obtener información geológica de la cuenca oriente y generar mapas geológicos, los cuales son una herramienta que no solo aportan a la exploración y explotación de recursos minerales (Yautibug, 2009), sino que también contribuyen a la identificación de amenazas naturales (Basabe et al., 1996; García & Sánchez, 2019; Chunga et al., 2013), la planificación territorial (PDOT) y construcción de obras civiles (GEOESTUDIOS, 2013).

El área de estudio se encuentra ubicada en el centro norte de la región amazónica a una altitud de 510 m.s.n.m. y cuenta con una importante riqueza geológica al ubicarse dentro del Yacimiento Hidrocarburoso Pungarayacu, considerado uno de los reservorios con mayor volumen de hidrocarburos en Ecuador (Rivadeneira & Baby, 2004). Además, posee abundantes recursos minerales, razón por la cual, se han asignado concesiones para la explotación de yacimientos de oro aluvial y material pétreo en los alrededores de la zona de estudio (ARCERNNR, 2020; Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Tena, 2021) (**Figura 1**). Por otro lado, el área de estudio se encuentra atravesada por los ríos Tena y parcialmente por el río Pano. Específicamente, la cuenca hidrográfica del río Tena posee un área de 133,54 km², con una longitud máxima de 20,42 km y una longitud de cauce principal de 16,06 km. La forma alargada de la Cuenca del río Tena aunada a sus altas pendientes y el régimen climático tropical favorece las crecidas del río Tena y aumentos súbitos del caudal, lo cual ha causado más de 74

eventos de inundaciones en el período 1996-2018 (Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Tena, 2021; Angamarca, Morocho & Fonseca, 2022).

A pesar de esta riqueza geológica y las amenazas naturales a la que se encuentra expuesta el área, la información disponible se encuentra a una escala regional, como lo son el Mapa geológico del Ecuador: Hojas Tena y Puerto Napo (INEMIN, 1986), a escala 1:100.000 y un levantamiento de cartografía temática de escala 1:25.000 (MAGAP - SIGTIERRAS, 2015). Estos mapas regionales se elaboraron a partir de fotointerpretación o del análisis de imágenes satelitales, con un mínimo control de campo y persiguen identificar principales tipos litológicos a escala regional.

Por lo antes mencionado, en el presente trabajo se persigue obtener datos sedimentológicos y estratigráficos detallados de campo en localidades ubicadas dentro de las coordenadas U.T.M.: 182700, 8892900 y 187500, 9889000, cuadrante 18M (**Figura 1a**). Los datos obtenidos forman parte de los primeros pasos para obtener un mapa geológico a escala local del valle medio del río Tena y servirán para validar y/o afinar la información geológica disponible del área de estudio. Esta información estará a la disposición de tomadores de decisiones y podría ser considerada para los planes de ordenamiento y gestión del territorio.

2. Metodología

Para el presente trabajo se utilizó una metodología convencional de adquisición de datos geológicos en campo (e.g. Lahee, 2002; Coe, 2011; Tucker, 2011). Los 17 afloramientos analizados fueron seleccionados a partir del uso de imágenes satelitales (ESRI World Topo, 2022; OpenTopoMap, 2022) y ortofotos

(GAD Municipal de Tena, 2014), basándose en tres criterios de selección: 1) Sitios donde se observa que no hay cobertura vegetal; 2) Sitios estratégicos,

donde según el Mapa Geológico del Ecuador – Tena 1:100.000 (INEMIN, 1986) existe contacto entre dos formaciones ; 3) Verificación en campo.

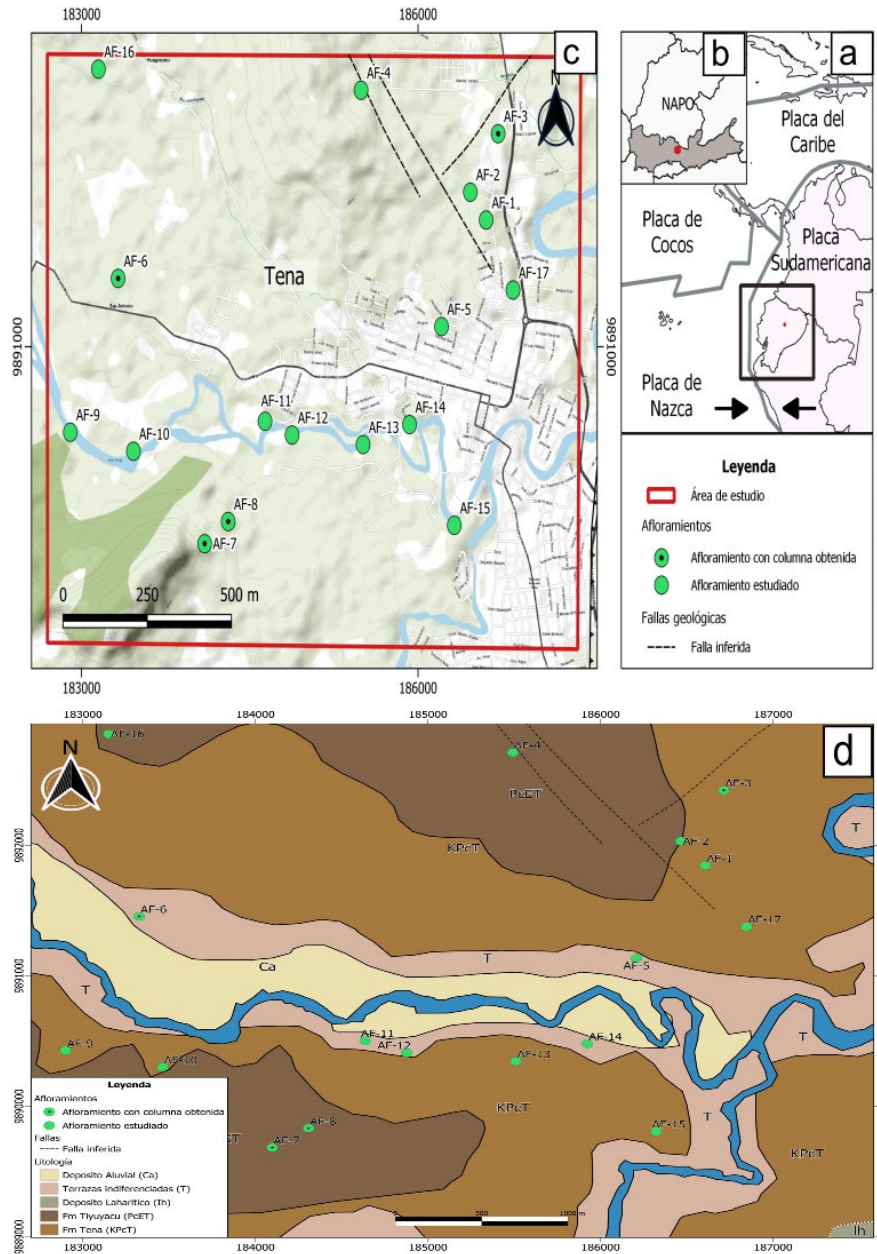


Figura 1. Ubicación regional y local de la zona de estudio. (a) Contexto geodinámico del Ecuador y ubicación regional. El rectángulo negro indica a Ecuador y el punto rojo la zona de estudio. (b) Ubicación a nivel de provincia y cantón del área de estudio indicado con un rectángulo rojo. (c) Ubicación local del área de estudio sobre la imagen satelital (ESRI World Topo, 2022), el rectángulo rojo representa el área de estudio, los puntos verdes son los afloramientos estudiados, los puntos verdes con negro señalan los afloramientos

mientos donde se levantaron columnas estratigráficas detalladas y las líneas negras representan las fallas en el área de estudio (adaptado de Costa et al., 2020; Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Tena, 2021). (d) Mapa Geológico de la zona de estudio a escala 1:100.000 (adaptado de INEMIN, 1986). El mapa fue construido a partir de la integración de las Hojas Geológicas Tena y Puerto Napo. Se seleccionó solo el área de estudio.

En los 17 afloramientos se adquirieron datos sedimentológicos y estratigráficos, y en 4 de ellos se realizó un análisis sedimentológico - estratigráfico detallado. Los análisis fueron realizados basándose en el espesor observable de la secuencia estratigráfica, la continuidad lateral y vertical del afloramiento, así como la preservación y la representatividad de la localidad estudiada. Las características detalladas de los 4 afloramientos son descritas en el capítulo de resultados; mientras que los afloramientos res-

tantes y los materiales identificados en varias localidades a lo largo de la ribera actual del río Tena, son tomados en consideración para la asociación según características sedimentológicas-estratigráficas.

Posterior al levantamiento de la información en campo, los resultados fueron contrastados con la información geológica disponible del área, con lo cual se lograron identificar las unidades estratigráficas formales con las que se correlacionan los datos obtenidos.

3. Características sedimentológicas y unidades estratigráficas formales

A partir de las similitudes en las características sedimentológicas y estratigráficas de los 17 afloramientos analizados, los resultados pueden ser agrupados en tres grupos sedimentológicos-estratigráficos informales. A continuación, se presentan los resultados generales de cada grupo, acompañado por descripciones detalladas en afloramientos específicos y luego se correlacionará cada grupo con las unidades estratigráficas formales.

3.1. Grupo I: Arcillitas, areniscas y limolitas

De manera general, este grupo está constituido de intercalaciones de arcillitas, limolitas, areniscas y conglomerados. Las arcillitas generalmente son masivas y de color gris claro azulado (5 B 7/11) que en ocasiones varía a gris (N7) y marrón (10 YR 5/4). Las limolitas suelen presentarse intercaladas con arcillitas, son de color generalmente azul pálido (5 B 6/2) o marrón pálido (10 YR 6/2) y en algunos afloramientos presentan laminación paralela (AF-8). Las areniscas son de tamaño de grano variable entre fino a medio, y

son de color marrón (10 YR 6/2). Los conglomerados generalmente son polimícticos con matriz de tamaño de grano variable entre arcilla y arena. La matriz suele presentarse de color naranja amarillento (10 YR 6/6) o gris rosado (5 YR 8/1). Los clastos están constituidos principalmente de rocas ígneas y sedimentarias, que suelen estar altamente meteorizados.

Las características mencionadas anteriormente se pueden apreciar en los afloramientos AF-1, AF-2, AF-3, AF-4, AF-5, AF-6, AF-8, AF-9, AF-10, AF-11, AF-12, AF-16, y AF-17 (**Figura 1**). En los afloramientos AF-3, AF-6 y AF-8, se realizó un análisis sedimentológico y estratigráfico detallado. Los resultados se presentan a continuación.

3.1.1. Afloramiento AF-3

El afloramiento AF-3 tiene una geometría aproximada de 21 m x 50 m de alto y ancho, respectivamente (**Figura 2a**). En el AF-3 se logró obtener una columna estratigráfica de 20,82 m de espesor (**Figura 3**).

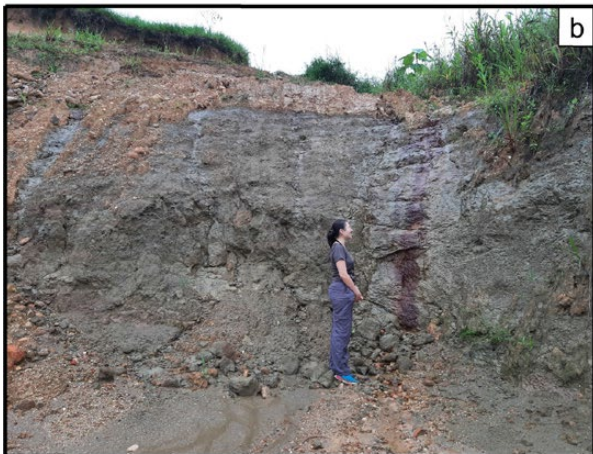
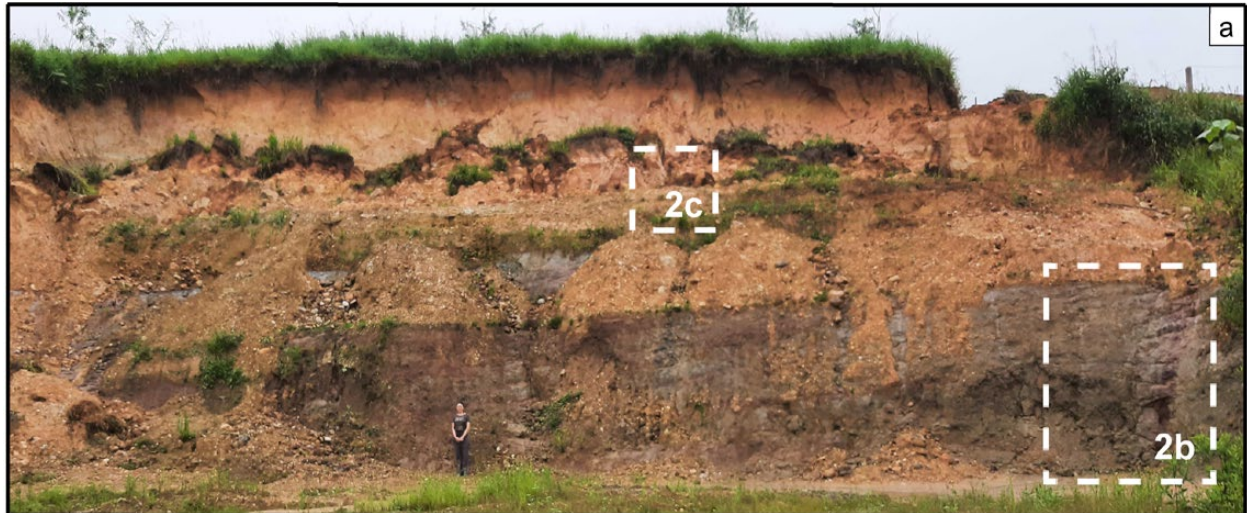


Figura 2. Fotografías del afloramiento AF-3. **(a)** Fotografía general del afloramiento. Las localidades de las fotografías de b y c, son indicadas con rectángulos discontinuos blancos. **(b)** Fotografía de la unidad 1, la cual está principalmente compuesta de areniscas y arcillitas de color gris. **(c)** Deta-

lle de un paraconglomerado polimíctico de la unidad 2. Los círculos rojos señalan clastos de color anaranjados, altamente meteorizados, los cuales corresponden a litologías ígneas y sedimentarias.

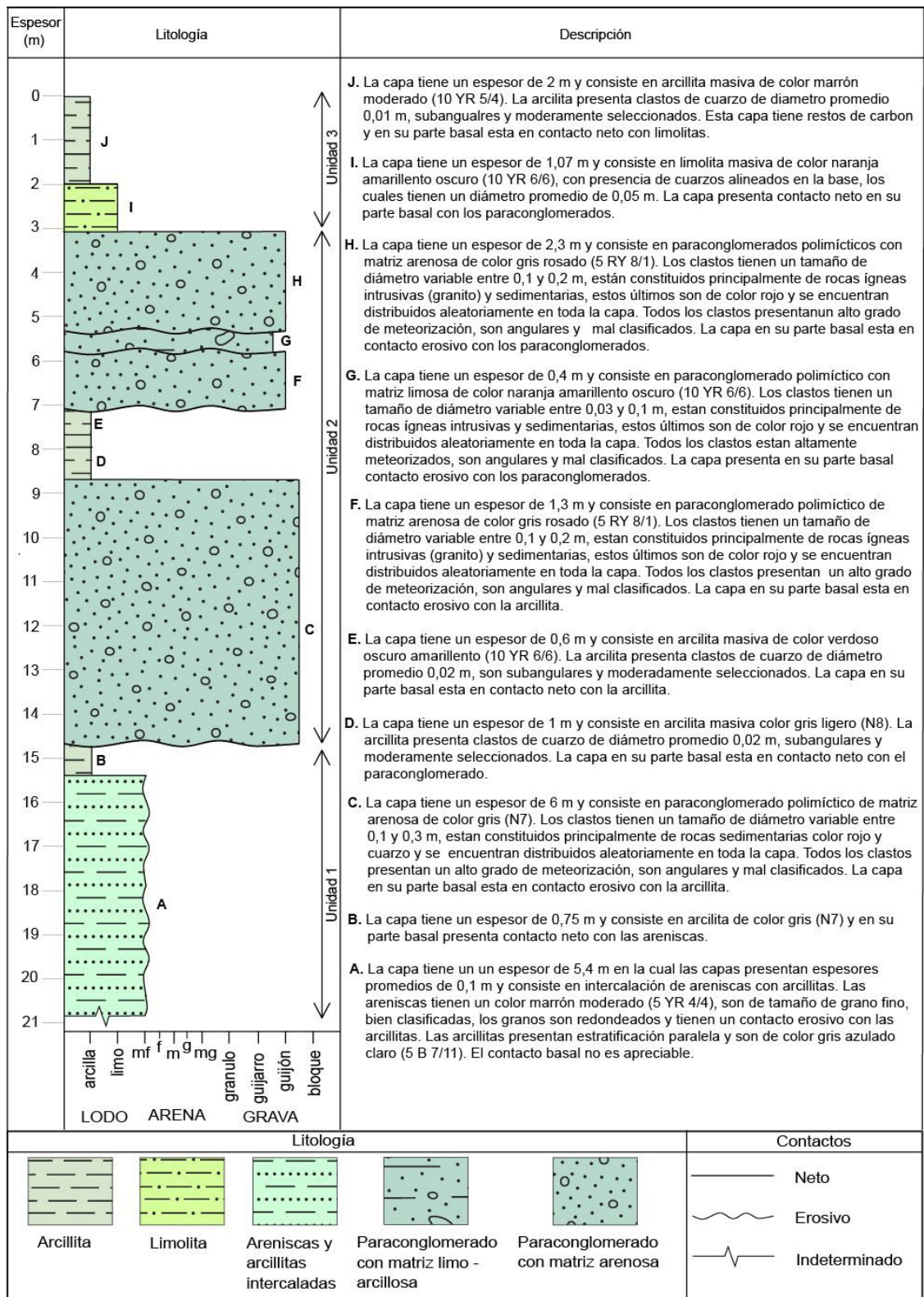


Figura 3. Columna estratigráfica del afloramiento AF-3. Se aprecian 3 unidades sedimentológicas. La unidad inferior, unidad 1, está compuesta por intercalaciones de areniscas con arcillas. La unidad intermedia, unidad 2, está principalmente constituida de paraconglomerados polimícticos. Mien-

tras que la unidad superior, unidad 3, está compuesta de arcillitas y limolitas. Detalles sedimentológicos y estratigráficos se encuentran en la descripción de cada unidad en la columna estratigráfica. Los símbolos litológicos y colores fueron adaptados de USGS (2009) y Nichols (2009).

3.1.2. Afloramiento AF-6

De acuerdo con las características sedimentológicas, la columna levantada se puede separar en 3 unidades sedimentológicas principales. La unidad inferior, unidad 1, comprende al menos un espesor de 6,15 m y su contacto basal no es apreciable (**Figura 2b**). La unidad está compuesta por una intercalación de areniscas y arcillitas de 5,4 m de espesor. Las areniscas son de color marrón moderado (10 YR 4/4) y las arcillitas son de color gris azulado claro (5 B 7/11). Las arcillitas presentan laminación paralela. Los últimos 0,75 m de la unidad están compuestos de arcillita masiva de color gris (N7; Figura 3).

La unidad intermedia, unidad 2, comprende un espesor de 11,6 m y su contacto basal con la unidad 1 es erosivo (**Figura 3**). La unidad 2, está principalmente constituida por paraconglomerados polimícticos con matriz de tamaño de grano variable entre arena y arcilla. Los espesores de los paraconglomerados varían entre 6 y 0,4 m. En términos generales, los clastos de los paraconglomerados son fragmentos de rocas ígneas y sedimentarias, altamente meteorizados y presentan tamaño de grano variable entre 0,1 y 0,3 m (Figura 2c). En la parte intermedia de la unidad 2, se aprecian dos capas de arcillitas que constituyen 1,6 m de espesor. Ambas capas presentan características sedimentológicas similares, pero con variación de color de gris ligero (N8) a verde oscuro amarillento (10 YR 6/6). Los conglomerados presentan bases erosivas, mientras que las arcillitas exhiben contactos netos en sus bases (**Figura 3**).

La unidad superior, unidad 3, comprende un espesor de al menos 3 m y su contacto es neto con la unidad 2 (**Figura 3**). La unidad 3 consiste en arcillitas de color marrón moderado (10 YR 5/4) y limolitas de color naranja amarillento oscuro (10 YR 6/6). Ambas litologías presentan fragmentos de cuarzo de diámetro promedio entre 1 a 5 cm. Los clastos son subangulares, moderadamente seleccionados y se encuentran distribuidos aleatoriamente dentro de la unidad (**Figura 3**).

El afloramiento AF-6 tiene una geometría aproximada de 6 m x 10 m de alto y ancho, respectivamente (**Figura 4**). En el AF-3 se obtuvo una columna estratigráfica de 5,8 m de espesor (**Figura 5**).

De acuerdo con las características sedimentológicas, la columna levantada consiste en una intercalación de paraconglomerados monomícticos y areniscas (**Figura 4a**). Las areniscas son de tamaño de grano variable entre fino a medio, y presentan color púrpura pálido (5P 6/2) con sectores de geometría irregular de color naranja amarillento oscuro (10 YR 6/6), los cuales se encuentran distribuidos de manera aleatoria (**Figuras 4 y 5**). Las capas de areniscas presentan contactos netos en su base y varían de espesor entre un máximo de 2,8 m y un mínimo de 0,15 m. Las areniscas de mayor espesor presentan niveles de color gris azulado (5 P 6/2) (**Figura 4B**) y de manera general son masivas. Las capas de paraconglomerados varían su espesor entre un máximo de 1 m y un mínimo de 0,3 m, y en su parte basal están en contacto erosivo con las areniscas (**Figura 5**). Los paraconglomerados son de matriz arenosa, que varían su tamaño de grano de fino a medio y presentan color variable entre púrpura pálido (5P 6/2) y marrón moderado (10 YR 6/6). Los clastos tienen un tamaño de diámetro variable entre 0,5 a 5 cm y las capas presentan gradación normal (**Figura 4c**). Los clastos son principalmente de cuarzo lechoso que varían entre redondeados y subangulares, moderadamente seleccionados y están ligeramente imbricados, lo cuales se presentan hacia la base de la capa de paraconglomerado inferior en forma de cordones alineados.

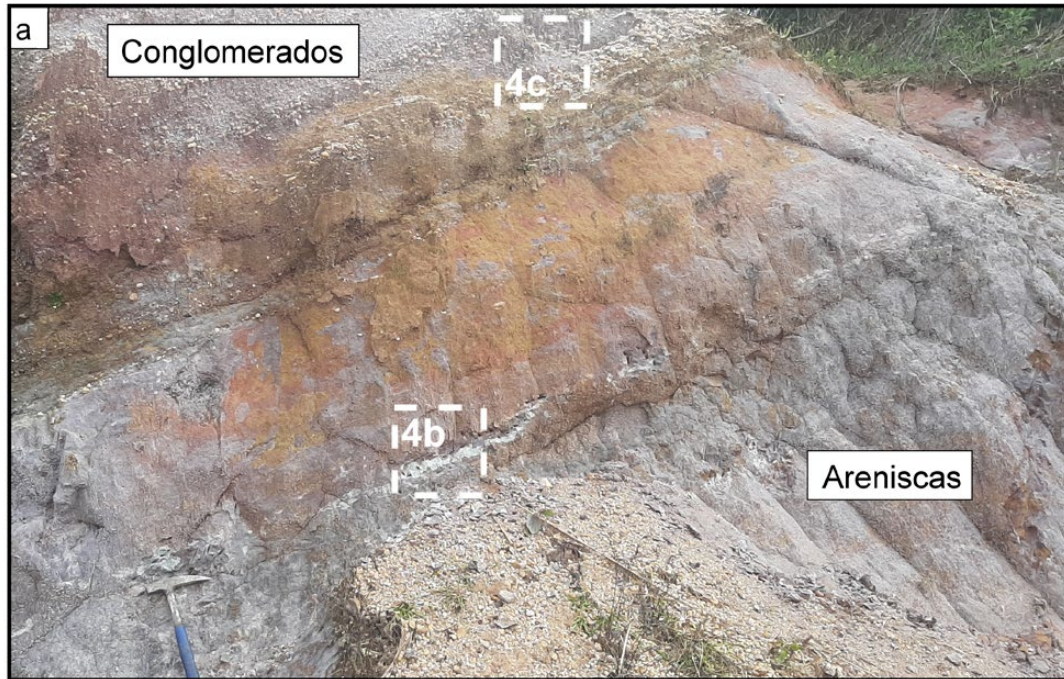


Figura 4. Fotografías del afloramiento AF-6. **(a)** Fotografía general del afloramiento. Las localidades de las fotografías de b y c son indicadas con rectángulos discontinuos blancos. **(b)** Detalle de capas de areniscas ma-

sivas de color morado con niveles de areniscas de color gris. **(c)** Detalle de conglomerado monomítico de cuarzo lechoso con gradación normal.

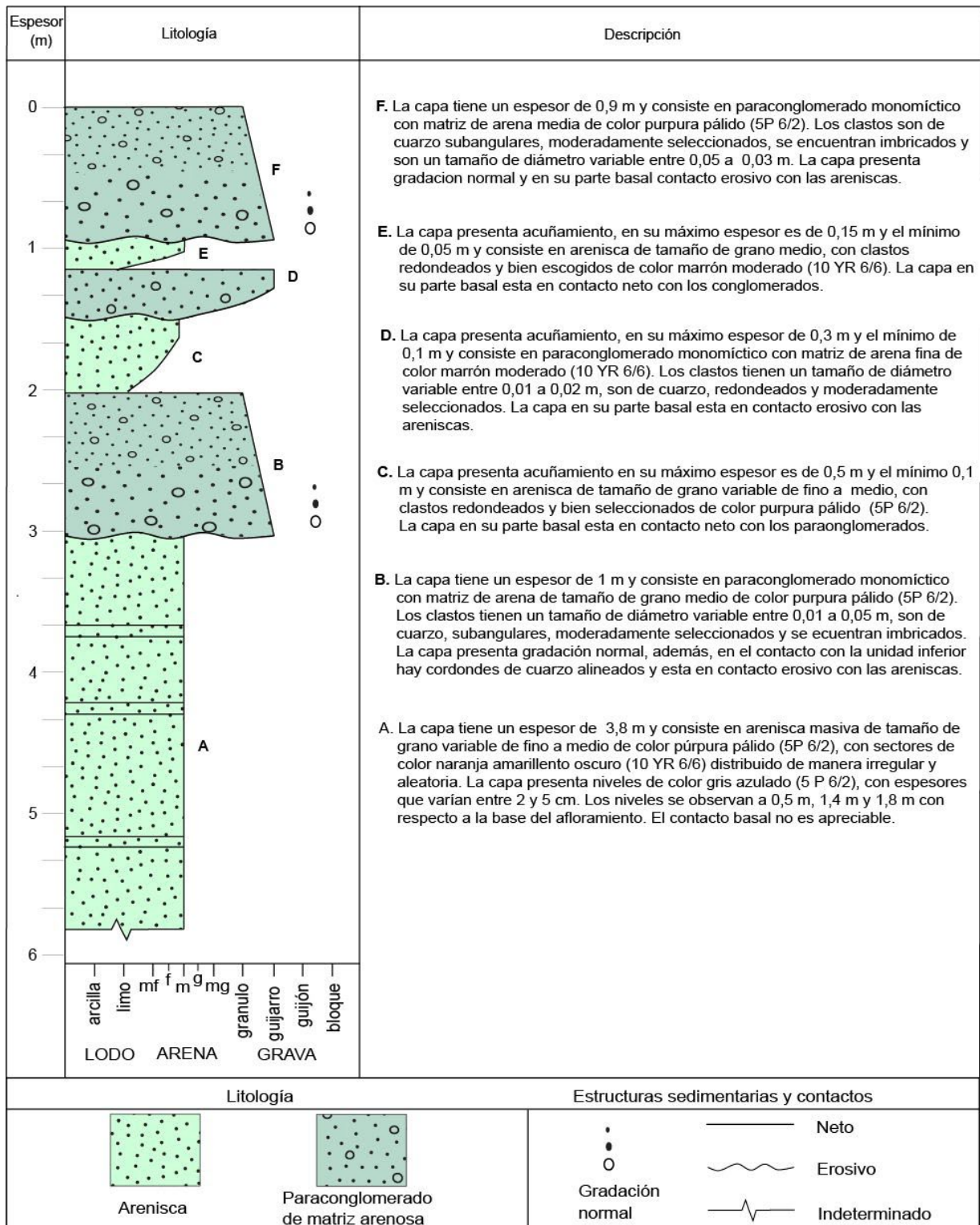


Figura 5. Columna estratigráfica del afloramiento AF-6. Se aprecia la intercalación entre areniscas y paraconglomerados. Las areniscas hacia la parte superior presentan tamaño de grano variables, mientras que los paraconglomerados exhiben gradación normal. Detalles sedimentológicos y estra-

tigráficos se encuentran en la descripción de cada unidad en la columna estratigráfica. Los símbolos litológicos y colores fueron adaptados de USGS (2009) y Nichols (2009).

3.1.3. Afloramiento AF-8

El afloramiento AF-8 tiene una geometría aproximada de 11 m x 15 m de alto y ancho, respectivamente (**Figura 6**). El AF-8 se encuentra aproximadamente a 200 metros del AF-7 y de acuerdo a sus relaciones geométricas, la secuencia de rocas expuesta en el AF-8 se encuentra estratigráficamente por debajo de las rocas expuestas en AF-7, por lo que se construyó una columna integrada entre estos dos afloramientos. Esta columna se presentará después de describir el AF-7, el cual pertenece al Grupo 2.

El AF-8 está compuesto por una intercalación de limolitas, arcillitas y areniscas de grano medio de al menos 10,3 m de espesor (**Figuras 6 y 7**). Las limolitas son de color marrón pálido (19 YR 6/2) y varían su espesor entre un mínimo de 0,65 m hacia la base de la sección, hasta un máximo de 2 m hacia el tope. Las arcillitas son de color azul pálido (5 B 6/2) y varían su espesor entre 0,1 y 0,2 m. Las areniscas son de color variable entre marrón rojizo oscuro (10 R 3/4) y azul pálido (5 B 6/2), y varían en espesor entre un mínimo de 0,3 m hacia la base de la sección, hasta un máximo de 2 m hacia el tope. En el último metro superior, la intercalación es principalmente entre limolitas masivas y limolitas con laminación paralela de color azul pálido (5 B 6/2). En este sector se aprecia que las capas se encuentran en contacto angular (**Figura 6**). El contacto basal de esta intercalación no es apreciable y la misma aflora hasta superficie; sin embargo, el contacto con el AF-7 no es observable.

3.1.4. Grupo I - Correlación con unidades estratigráficas formales

El Grupo I se caracteriza de manera general por intercalación de arcillitas, limolitas y areniscas que son de color rojo y gris, además de algunos sectores conglomerados de matriz arenosa. Los afloramientos donde se identificó esta unidad se encuentran en áreas donde el mapa geológico 1: 100.000 (INEMIN, 1986) tiene cartografiada a la Formación Tena.

De acuerdo con el mapa geológico, la Formación Tena, a nivel regional, se caracteriza por presentar areniscas calcáreas conglomeráticas de color gris verdoso, con estratificación cruzada en capas en posición horizontal y subhorizontal en la base y areniscas de grano medio a fino en capas, intercaladas con limolitas y arcillolitas rojas. A nivel local, se reporta la presencia de arcillolitas rojas, limolitas y areniscas (Baldock, 1982; Brito, 1985; INEMIN, 1986).

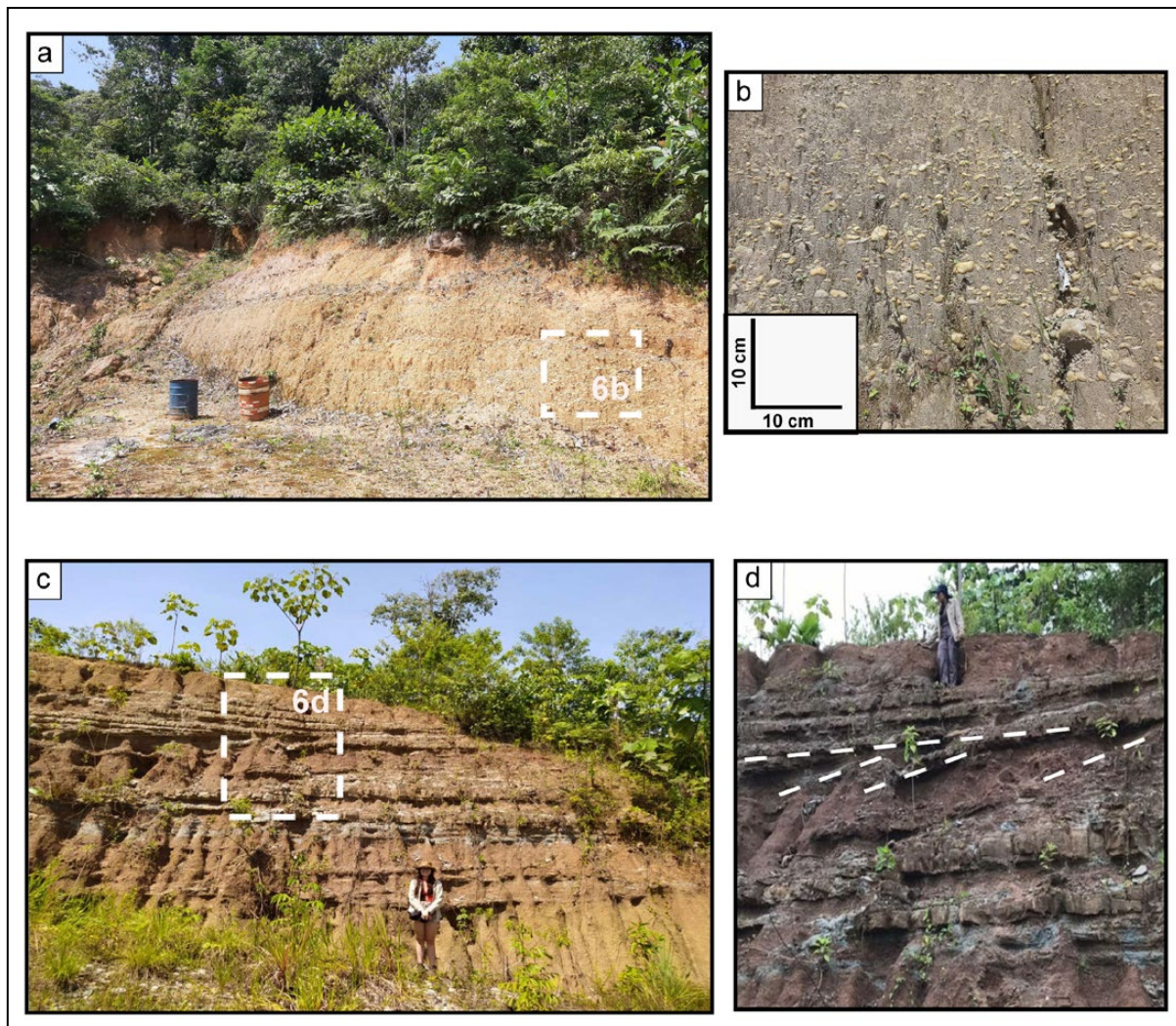


Figura 6. Fotografías del afloramiento AF-7 y AF-8. **(a)** Fotografía general del afloramiento AF-7. La localidad de la fotografía b es indicada con un rectángulo discontinuo blanco. **(b)** Detalle de conglomerado monomíctico de cuarzo lechoso con ligera imbricación de clastos y gradación normal y

gradación normal. **(c)** Fotografía general del afloramiento AF-8. La localidad de la fotografía d es indicada con un rectángulo discontinuo blanco. **(d)** Detalle de la intercalación entre limolitas masivas y limolitas con laminación paralela en contacto angular resaltado con líneas blancas discontinuas.

Las características litológicas observadas en los afloramientos AF-1, AF-2, AF-3, AF-4, AF-5, AF-6, AF-8, AF-9, AF-10, AF-11, AF-12, AF-16, y AF-17 presentan similitudes con las descritas en el mapa geológico y las descripciones locales, por lo cual se validan que los sectores donde se encuentran estos afloramientos están constituidos por rocas de la Formación Tena. Adicionalmente, el estudio

detallado realizado en el presente trabajo permite proponer que la Formación Tena contiene capas de conglomerados de matriz areno-arcillosa con clastos de rocas ígneas y sedimentarias altamente meteorizadas y otros conglomerados compuestos solo de clastos de cuarzo lechoso. Siendo esta última característica no única de la Formación Tiyuyacu (Baldock, 1982; Brito, 1985; INEMIN, 1986).

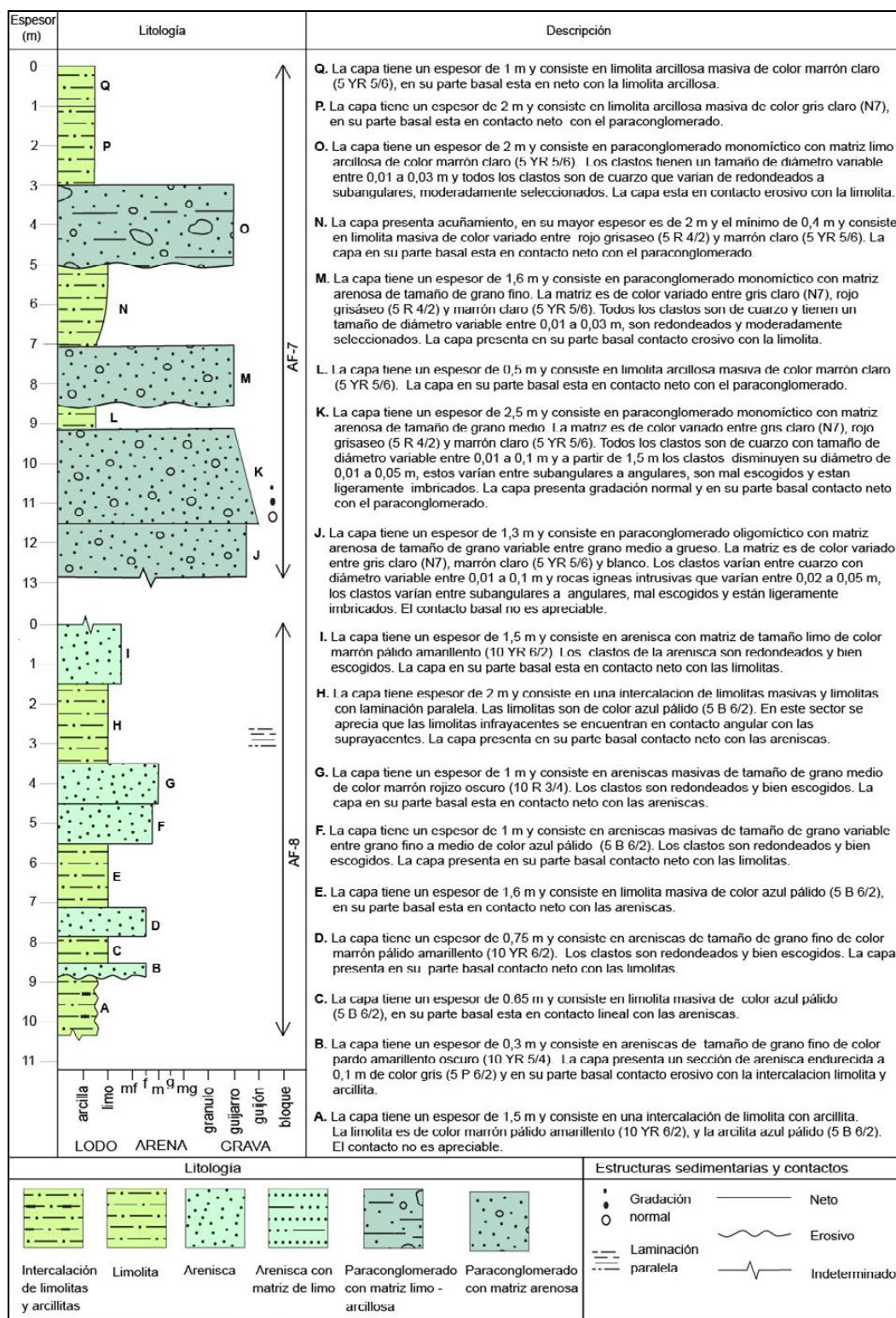


Figura 7. Columna estratigráfica integrada de los afloramientos AF-7 (parte superior) y AF-8 (parte inferior). En la parte inferior se aprecia la intercalación entre limolitas y areniscas; mientras que en la parte superior predomina la presencia de paraconglomerados. Detalles sedimentológicos y estratigrá-

ficos se encuentran en la descripción de cada unidad en la columna estratigráfica. Los símbolos litológicos y colores fueron adaptados de USGS (2009) y Nichols (2009).

3.2. Grupo 2: Conglomerados de matriz variable y limolitas

Este grupo fue identificado en el afloramiento AF-7. Tiene una geometría aproximada de 13 m x 15 m de alto y ancho, respectivamente (**Figura 6**). En el AF-7 se obtuvo una columna estratigráfica de 12,9 m de espesor (**Figura 7**).

En la parte basal de la columna, principalmente se identifican paraconglomerados oligomícticos y monomícticos, con espesores de 1,3 y 2,5 m, respectivamente. Estos paraconglomerados presentan una matriz de tamaño de grano variable entre limo arcilloso y arena de tamaño de grano fino a medio (**Figuras 6 y D**). La matriz limo-arcillosa presenta color marrón claro (5 YR 5/6), mientras que la matriz arenosa tiene un color variable entre gris claro (N7), rojo grisáceo (5 R 4/2), y marrón claro (5 YR 5/6). Los clastos tienen un tamaño de diámetro variable entre 1 y 10 cm. Los clastos de los paraconglomerados monomícticos son de cuarzo lechoso, redondeados a subangulares y moderadamente escogidos. Los clastos de los paraconglomerados oligomícticos son predominantemente cuarzos y clastos de rocas ígneas extrusivas, que van de subangulares a angulares. Los clastos se encuentran imbricados y la capa presenta gradación normal (**Figura 7**).

La parte superior de la columna levantada en el AF-7 está principalmente constituida por una intercalación de limolita arcillosa y paraconglomerados monomícticos, la cual presenta un espesor de 9,1 m aproximadamente. Las limolitas presentan colores variados tales como marrón claro (5 YR 5/6), rojo grisáceo (5 R 4/2), y gris claro (N7), y su espesor varía entre 0,5 y 2 m (**Figura 7**). Estas capas son principalmente masivas y su contacto basal es neto con las capas infrayacentes. Los paraconglomerados presentan matrices de tamaño de grano variable entre limo arcilloso y arena de tamaño de grano fino, con espesores que varían entre 1,6 y 2 m, y en su parte basal están en contacto erosivo

con las limolitas. La matriz limo-arcillosa presenta color marrón claro (5 YR 5/6), mientras que la matriz arenosa tiene un color variable entre gris claro (N7), rojo grisáceo (5 R 4/2) y marrón claro (5 YR 5/6). Los clastos tienen un tamaño de diámetro variable entre 1 y 3 cm y están constituidos de cuarzo lechoso, los cuales son redondeados a subangulares y moderadamente escogidos (**Figura 7**).

3.2.1. Grupo II - Correlación con unidades estratigráficas formales

El Grupo II se caracteriza por presentar conglomerados de matriz areno arcillosa y limolitas. Las capas generalmente presentan gradación normal, los clastos son cuarzos redondeados a angulares, moderadamente escogidos y suelen estar imbricados. El afloramiento donde se identificó esta unidad se encuentra en áreas donde el mapa geológico 1: 100.000 (INEMIN, 1986) tiene cartografiada a la Formación Tiyuyacu.

De acuerdo con el mapa geológico, la Formación Tiyuyacu, a nivel regional, está conformada por conglomerados con clastos de diámetro de hasta de 0,1 m de cuarzo y chert, redondeados y subangulares, los cuales se encuentran de bien a mal escogidos. Los conglomerados poseen una matriz areno-limosa, de colores pardo rojizo y café amarillento. A nivel local, la Formación Tiyuyacu se caracteriza por limolitas, arenisca, areniscas y conglomerados (Baldock, 1982; Brito, 1985; INEMIN, 1986).

Adicionalmente, la Formación Tiyuyacu ha sido subdivida en dos miembros informales (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Brito, 1985; Marocco et al., 1996; Rivadeneira, Baby and Christophoul, 1998; Christophoul et al., 2004). El miembro superior, está constituido principalmente de conglomerados y en menor proporción de areniscas gruesas y de lutitas.

Los conglomerados contienen un 90 % de cherts rojizos y angulosos y un 10% de cuarzos lechosos y rocas metamórficas. Mientras que el miembro superior está formado en su mayoría por conglomerados y en menor proporción por areniscas y lutitas. Los clastos son en un 90 % de cuarzo lechoso redondeado (Baby, Christophoul and Valdez, 1998; Rivadeneira, Baby and Christophoul, 1998; Duque, 2000; Christophoul et al., 2004).

Las características litológicas observadas en el afloramiento AF-7 presentan similitudes con las descritas en el mapa geológico, las descripciones locales y específicamente con el miembro superior de la Formación

Tiyuyacu, por lo cual las rocas de este afloramiento se correlacionan con la Formación Tiyuyacu superior. A pesar de que los resultados obtenidos en los afloramientos AF-8 y AF-7, se pueden correlacionar con las unidades estratigráficas formales Tena y Tiyuyacu, respectivamente. Las relaciones geométricas y estratigráficas entre estos dos afloramientos permiten proponer que el contacto entre estas dos unidades se encuentra en un lugar diferente a lo propuesto en la cartografía geológica actual (Baldock, 1982; Brito, 1985; INEMIN, 1986). Por lo que se recomienda conducir estudios detallados de este contacto en diferentes puntos del valle del río Tena para poder definir con precisión la naturaleza y geometría del mismo.

3.3. Grupo III: Brechas polimícticas y gravas

Este grupo fue identificado en varios puntos a lo largo de aproximadamente 2 km de ribera del río Tena. El grupo está compuesto por dos tipos de materiales: brechas polimícticas y gravas (**Figura 8**). Estos materiales se encuentran en las zonas donde la ribera del río está constituida de sedimentos.

Específicamente, las brechas se encuentran distribuidas de manera aleatoria en algunas localidades y hacia los bordes del canal del río Tena. Los afloramientos son muy variables en longitud desde decenas de centímetros a decenas de metros y en la mayoría de los casos no presentan continuidad lateral, pasando abruptamente a gravas o a rocas del Grupo 1 que afloran en el canal fluvial del río Tena. Las brechas están principalmente compuestas por clastos muy angulares a angulares de rocas ígneas plutónicas, volcánicas, metamórficas y escasamente sedimentarias. Los clastos presentan

diámetros variables entre 2 a 50 cm, estando muy mal escogidos. Los clastos se encuentran distribuidos de manera caótica y flotan en una matriz de tamaño de grano variable de arcilla a arena gruesa (**Figura 8a**). La matriz es principalmente de color negro (N1) a azul verdoso (5 BG 5/2).

Por otro lado, las gravas se encuentran distribuidas en el cauce y las riberas del río Tena y se encuentran constituidas de clastos principalmente subredondeados a redondeados de rocas ígneas plutónicas y en menor proporción volcánicas y sedimentarias. Los clastos presentan diámetros que varían acorde al sector estudiado, desde gránulos a bloques, pero cada localidad tiene un escogimiento de moderado a muy mal escogido. En algunas localidades, las gravas se encuentran lateralmente asociadas a depósitos de arena que pueden variar de tamaño de grano de muy gruesa a fina, de acuerdo a la ubicación en el sistema fluvial (**Figura 8b**).

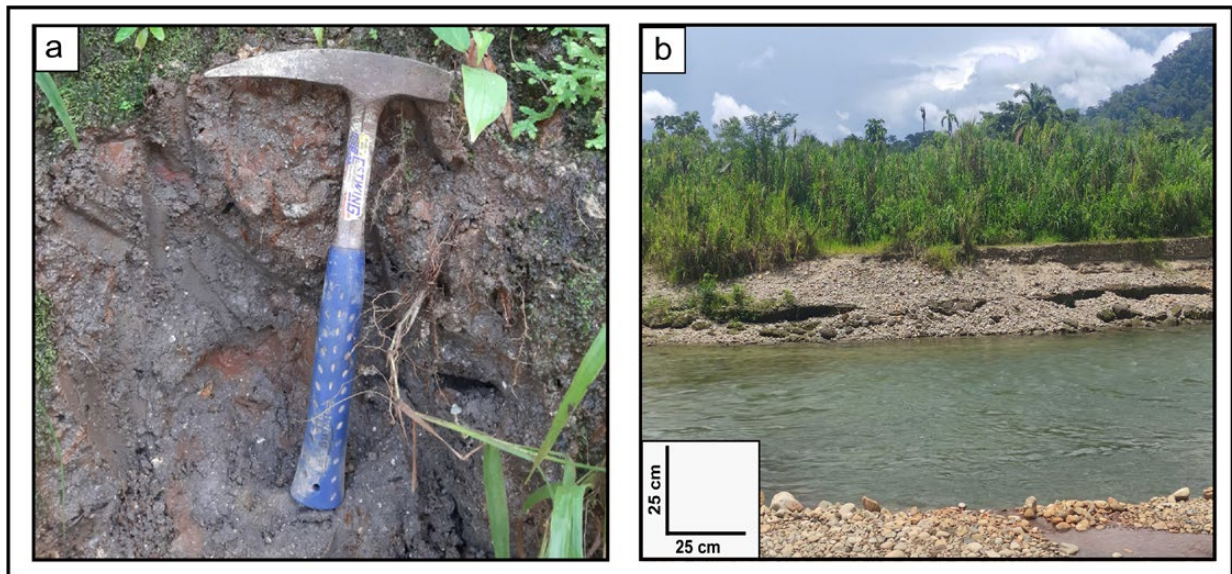


Figura 8. Fotografías del grupo III. **(a)** Detalle del material tipo brecha. Obsérvese la angularidad de los clastos en la parte superior del depósito y

la aleatoriedad en la disposición de los mismos. **(b)** Depósitos de gravas acumulados en las riberas del río Tena.

3.3.1. Grupo III - Correlación con unidades estratigráficas formales

El Grupo III, principalmente, se caracteriza por dos tipos de materiales: brechas polimícticas y gravas. Las brechas están constituidas por una matriz arenosa con clastos angulosos sin orientación, que se encuentran distribuidos en la matriz de manera caótica. Las gravas presentan granulometría y litología variada con clastos principalmente imbricados y subredondeados.

De acuerdo con el mapa geológico, el área donde se observaron estos materiales está constituida por depósitos superficiales. A nivel regional, los depósitos superficiales se caracterizan por el conjunto de terrazas, lahares y aluviales (INEMIN, 1986). Sin

embargo, en el río Tena, solo se reportan depósitos aluviales, constituidos por gravas, arenas y limos (Baldock, 1982; Brito, 1985, Ortiz, 2021). Estas características concuerdan con el material tipo grava identificado a lo largo del río Tena, en el presente estudio. Por otro lado, el material tipo brecha, no ha sido reportado previamente en el río Tena. Pero de acuerdo con las características texturales y composicionales de este material, el mismo puede ser correlacionado con depósitos asociados a lahares, como los observados en los ríos Napo y Upano por Brito (1985) y Bés de Berc (2003), respectivamente.

4. Conclusiones y Recomendaciones

El estudio de geología de superficie realizado en los alrededores del valle medio del río Tena ha permitido obtener datos sedimentológicos y estratigráficos detallados de las unidades de rocas y sedimentos presentes en el área. Específicamente, se han identificado secciones de rocas constituidas principalmente por arcillitas, limolitas y areniscas rojas, las cuales se correlacionan con la Formación Tena. Una sección de roca compuesta principalmente por conglomerados de matriz arenosa a arcillosa, la cual es correlacionada con la Formación Tiyuyacu. Mientras que en las riberas actuales del río Tena se identifican dos tipos de materiales diferentes. El primero, de origen aluvial, está caracterizado por gravas polimicticas, que en oportunidades se presentan junto a arenas y limos. Y el segundo, de origen laharítico, está constituido por brechas que presentan clastos muy angulares y angulares de rocas ígneas plutónicas, volcánicas, metamórficas, y escasas sedimentarias distribuidos caóticamente en una matriz de grano variable de arcilla a arena gruesa.

Basado en las relaciones geométricas y estratigráficas observadas en el campo, se infiere que el contacto entre las formaciones Tena y Tiyuyacu es diferente al propuesto actualmente en la cartografía geológica oficial. Por otro lado, la identificación de sedimentos laharíticos presentes en la ribera del río Tena sugiere que los procesos de actividad volcánica podrían representar una amenaza para la ciudad de Tena. Por lo que se recomienda continuar con estos estudios de alta resolución en los alrededores del río Tena y luego a escala provincial para actualizar y generar mapas de alta resolución en la provincia de Napo, que permitan generar conocimientos útiles para la planificación territorial, construcción de obras civiles, reconocimiento de peligros geológicos y exploración y explotación de recursos.

5. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Regional Amazónica Ikiam (URAI) por los permisos necesarios para la realización del presente trabajo. Este trabajo fue realizado dentro del Grupo de Investigación en Ciencias de La Tierra y Clima de la URAI y dentro del Proyecto de investigación URAI CTC-006 2020 "ICGP-669 Ollin".

6. Bibliografía

- ARCERNNR. (9 de agosto de 2022). *Geoportal de Catastro Minero - Límites territoriales internos, CO-NALI 2020*. <https://controlrecursosyenergia.gob.ec/geoportales/>
- Angamarca, J., Morocho, R. & Fonseca, S. (2022). Caracterización de la microcuenca hidrográfica Tena en el Oriente Ecuatoriano basado en análisis de percepciones y morfometría. *Innovation & Development in Engineering and Applied Sciences*, 4(1): 16, 71-86. <https://doi.org/https://doi.org/10.53358/ideas.v4i1.699>
- Baby, P., Bernal, C., Christophoul, F. & Valdez, A. (1998). Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente. Convenio ORSTOM PETROPRODUCCIÓN. Informe Interno. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010015384>
- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador: Explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic Ecuador 1:1.000.000 scale*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. <https://archive.org/details/1982-baldock-boletin-explicativo-mapa-geologico/page/74/mode/2up>
- Basabe, P. et al. (1996). Avance en la prevención de desastres naturales en la cuenca del río Paute, Ecuador. *Bulletin de l'Institut français d'études Andins*, 25(3), 443-458. <https://doi.org/10.3406/bifea.1996.1242>
- Brito, S. (1985). *Geología del cuadrángulo 77° 45' 78°00' de longitud oeste y 01°10' -01°10' de latitud sur, escala 1:50.000*. [Tesis de Grado, Escuela Superior Politécnica del Litoral]. <http://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/3442>
- Bès de Berc, S. (2003). *Tectonique de chevauchement, surrection et incision uviatile: exemple de la zone subandine equatorienne, Haut bassin amazonien*. [Thèse de Doctotat, Université de Toulouse]. <https://core.ac.uk/download/pdf/39844603.pdf>
- Christophoul, F. et al. (2004). Dinámica de la Cuenca de ante-país Oriente desde el paleógeno. En: P. Baby, M. Rivadeneira & R. Barragán (Eds.). *La cuenca Oriente: geología y petróleo*. Institut français d'études andines, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Petroecuador. <https://books.openedition.org/ifea/2971>
- Chunga, K., Martillo, C., Pazmiño, N., Quiñonez, Ma-F. & Huaman, F., (2013a). Estimación de máximos niveles de sismicidad para el Litoral Ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos y sismo-tectónicos. *Revista Científica y Tecnológica UPSE*, 1(2). <https://doi.org/10.26423/rctu.v1i2.17>
- Coe, A. (2011). *Geological Field Techniques*. Wiley Blackwell. https://archive.org/details/Geological_Field_Techniques
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., González, G., López, M., Santibañez, I., García, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M. & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- Duque, P. (2000). *Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador*. PRODEMINCA. <https://idoc.pub/documents/lexico-estratigrafico-ecuador-8jlk0vwgq045>
- ESRI World Topo. (7 de mayo de 2022). *ESRI World Topo - Mapa online - EPSG:3857 - WGS 84 / Pseudo-Mercator, Proyectado*. http://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Topo_Map/MapServer/tile/{z}/{y}/{x}
- García, Y. & Sánchez, J. (2019). Contribuciones geológicas al modelo conceptual geotérmico en la región de los volcanes Chiles - Cerro Negro (Colombia-Ecuador). *Boletín de Geología*, 151-171. <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019008>
- GEOESTUDIOS. (2013) *Estudio de geología de superficie para el proyecto - Estudio de Eatbilidad de Taludes para el Sitio Crítico Ubicado en el Sector Bastión de la Ciudad de Guayaquil -*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15747.22567>
- Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Tena. (2021). *Actualización del Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de 2021 - 2023*. <https://tena.gob.ec/WEB/plan.php>

- INEMIN. (1986). *Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:100.000*. (Hojas Tena y Puerto Napo). <https://www.geoenergia.gob.ec/mapas-tematicos-1-100-000/>
- Lahee F. H. (2002). *Field Geology*. (6th. ed.). CBS Publishers and Distributors PVT Ltd.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. (2nd ed). Wiley-Blackwell.
- MAGAP – SIGTIERRAS. (2015). *Mapa Geomorfológico hoja Tena OIII-E3, Escala 1:25.000*. <http://www.sigtierras.gob.ec/geomorfologia/>
- Marocco, R. et al. (1996). *Informe sobre la salida al campo en la Región de Tena-Puerto Misahuallí, Puerto Napo*. Informe interno de Petroproducción.
- Medina, G. (2013) Análisis de los parámetros que controlan la mineralización del Yacimiento Cuprífero Mirador Norte. [Tesis de Grado, Escuela Superior Politécnica de Chimborazo]. <http://dspace.esPOCH.edu.ec/handle/123456789/3684>
- OpenTopoMap. (07 de mayo de 2022). *OpenTopoMap - Mapa online*. <https://tile.opentopomap.org/%7Bz%-7D/%7Bx%7D/%7By%7D.png&zmax=18&zmin=0>
- Ortiz, M. (2021). *Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos cuaternarios en la zona media del valle del río Tena*. [Tesis de Grado, Universidad Regional Amazónica Ikiam]. https://repositorio.ikiam.edu.ec/jspui/bitstream/RD_IKIAM/652/1/TT-G-IKIAM-000009.pdf
- Rivadeneira, M., Baby, P. & Christophoul, F. (1998). *Análisis de algunas formaciones Cretácicas y Terciarias del Subandino Norte y de la Zona de Nuevo Rocafuerte*. Informe interno de Petroproducción. https://www.researchgate.net/publication/32969470_
- Rivadeneira, M. & Baby, P. (2004). Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petroproducción. En: P. Baby, M. Rivadeneira & R. Barragán (Eds.) *La cuenca Oriente: geología y petróleo*. Institut français d'études andines, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Petroecuador. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.2971>
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347. <https://doi.org/10.1306/5CEA-DD94-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Tucker, M. (2011). *Sedimentary rocks in the field*. (4th. ed.). John Wiley & Sons.
- U.S. Geological Survey. (9 de agosto de 2022). *FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization, Federal Geographic Data Committee*. <https://pubs.usgs.gov/tm/2006/11A02/>
- Vallejo, C., Hochuli, P. A., Wrinkler, W., von Salis, K. (2002). Palynological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-Andean Zone, Ecuador. *Cretaceous Research*, 23(6), 845–859. <https://doi.org/10.1006/cres.2002.1028>
- Watson, T. & Sinclair, J. (1927). *Geological explorations east of the Andes in Ecuador*, 11(12), 1253–1281. <https://doi.org/10.1306/3D9327D1-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Yautibug, G.W. (2009) Geología y metalogénia del área minera Sultana, provincia de Zamora Chinchipe-Ecuador. [Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/1138>

Contribuciones de Autores

Karen Abarca y Oswaldo Guzmán contribuyeron en el diseño de la investigación, la adquisición de datos en campo, el análisis de los resultados y la escritura del manuscrito. Karen Abarca diseñó y realizó todas las figuras e imágenes. Corina Campos contribuyó en la descripción sedimentológica y estratigráfica de las unidades sedimentarias y en la elaboración de las columnas estratigráficas. La revisión, comentarios y aprobación de la versión final del manuscrito fueron llevados a cabo por todos los autores, quienes declaran no tener conflictos de intereses.

Caracterización petrográfica del granito de Abitagua en el geositio Shunku Rumi del Geoparque Napo Sumaco, Ecuador

Dayana Vera^{1,2*} <https://orcid.org/0000-0001-9392-1324>,
Oswaldo Guzmán¹ <https://orcid.org/0000-0001-7326-1082>

¹Grupo de Investigación en Ciencias de La Tierra y Clima. Universidad Regional Amazónica Ikiam, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

²Geoparque Napo Sumaco, Tena, Ecuador.

*Autor por correspondencia: dayana.vera@ikiam.edu.ec

Resumen

El geositio Shunku Rumi es un afloramiento del batolito de Abitagua, de 200 metros de extensión, que se encuentra expuesto en la vía Tena-Cosanga. Este afloramiento muestra la roca fresca, desprovista de vegetación, y permite observar variaciones litológicas en su extensión lateral. Por ello, es el lugar propicio para desarrollar un análisis petrográfico del batolito mediante una descripción macroscópica y microscópica. El análisis petrográfico de ocho muestras de roca y cuatro láminas delgadas reveló que en este sitio el batolito está compuesto por monzogranito y granodiorita, como rocas principales, que presentan tamaño de grano medio a grueso y textura fanerítica. A su vez, estas rocas principales se encuentran atravesadas por diques de composición granodiorítica y diorítica que

varían en espesor y texturas. Los diques de granodiorita cortan únicamente a la granodiorita principal, que se diferencia de la misma en su coloración grisáceo oscuro, tamaño de grano medio y presencia de carbonatos en sus fracturas. Algunos diques de diorita presentan textura fanerítica, holocristalina e inequigranular, y otros diques muestran textura porfídica con fenocristales de 2 mm y matriz afanítica con textura microcristalina y criptocristalina. Estas variaciones se presentan de manera aleatoria en la extensión del afloramiento y no tienen ninguna relación con el espesor de los diques. La información obtenida en este trabajo evidencia la complejidad de este cuerpo ígneo, por ello se debería realizar investigaciones en otros lugares para avanzar en su entendimiento.

Palabras clave: Batolito de Abitagua, Granito de Abitagua, Petrografía, Geoparque, Geositio, Shunku Rumi, Napo.

1. Introducción

El proceso de subducción con dirección sureste, entre la placa de Nazca y la placa sudamericana, durante el jurásico se dio origen a la intrusión de potentes volúmenes de magma en el margen occidental del cratón amazónico (Baby et al., 2014; Chiaradia et al., 2009). Es por ello que en la Zona Subandina se encuentran localizados tres grandes batolitos formados en el mismo periodo magmático (Baldock, 1982; Hall & Calle, 1982). Estos cuer-

pos alargados, que componen los granitoides del Zamora (**Figura 1b**), poseen sentido NNE y se los denomina de norte a sur como batolitos de Rosa Florida, Abitagua y Zamora (Aspden et al., 1992; Baldock, 1982; Litherland et al., 1994), los cuales son de importancia económica ya que se han identificado depósitos de oro, plata y cobre en algunos de ellos (Drobe et al., 2013; Leary et al., 2016).

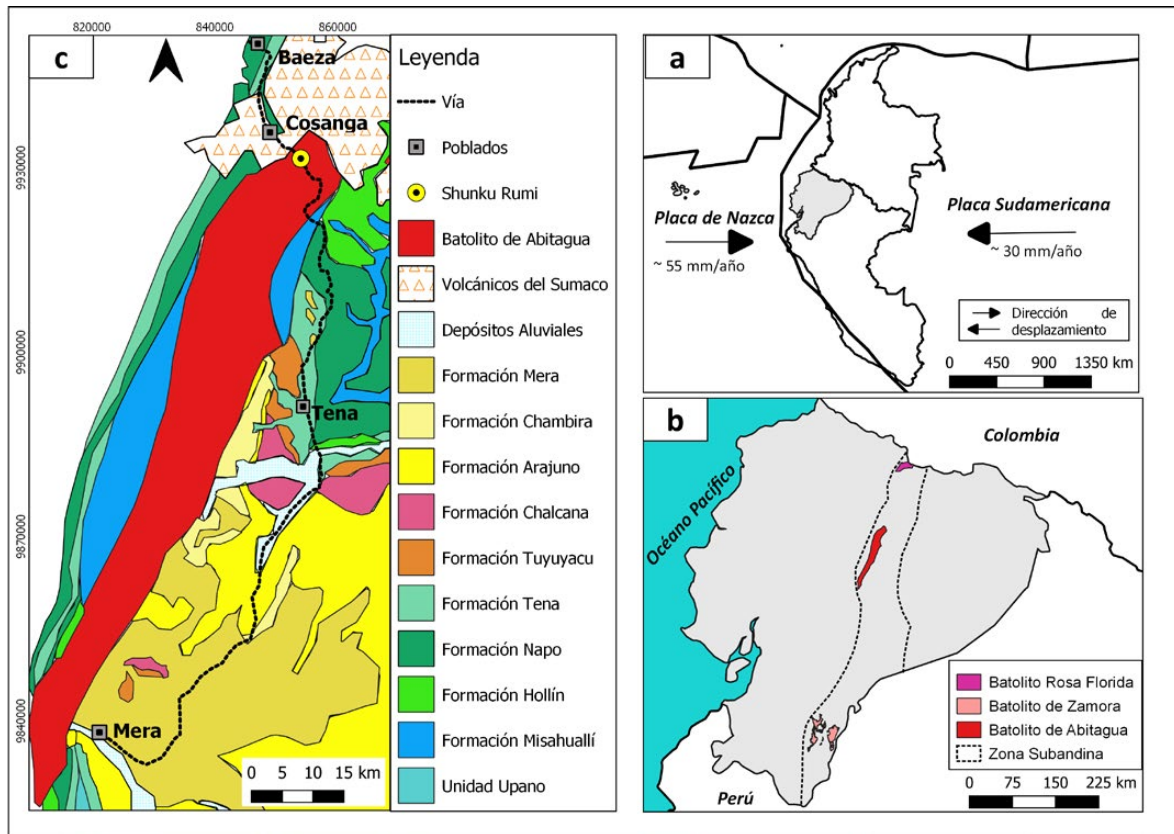


Figura 1. Mapa de ubicación regional y local de la zona de estudio. **(a)** Ubicación regional del Ecuador (póligono gris) en el contexto geodinámico de Sudamérica, en donde la placa de Nazca tiene una tasa de desplazamiento de ~55 mm/año y la placa Sudamericana de ~30 mm/año (Kendrick et al., 2003; Chlieh

et al., 2014) **(b)** Distribución de los intrusivos pertenecientes a los granitoides del Zamora en la Zona Subandina. **(c)** Mapa geológico sintetizado del segmento central de la Zona Subandina donde está situado Shunku Rumi. El polígono rojo representa el batolito de Abitagua y el punto amarillo, el sitio de estudio.

El batolito de Abitagua es un cuerpo plutónico calco-alcalino que forma el relieve no volcánico más alto del norte de la Zona Subandina (Ruiz, 2002). Posee aproximadamente 120 km de largo y 15 km de ancho, y se extiende desde Mera hasta Baeza (Baldock, 1982; Litherland et al., 1994). Entre las investigaciones desarrolladas sobre este batolito, se destaca que Colony & Sinclair (1932) reportaron por primera vez la presencia peculiar de granitos en los ríos Pastaza, Jatunyacu y Napo.

Posteriormente, Sauer (1950) elaboró un mapa geológico del Ecuador que muestra la distribución de granitos en extensas áreas del país. Respecto a la composición litológica, Hall & Calle (1982) y Baldock (1982) indicaron que el batolito está compuesto por un leucogranito de biotita y granodiorita. Por su parte, Litherland et al. (1994) lo describen como un monzogranito rosa de grano grueso a medio, compuesto por biotita rosa y crema, con la presencia de diques y xenolitos en algunos casos. En cuanto a las dataciones radiométricas, Kennerley (1980) proporciona edades de 87.2 ± 7 Ma y 173 Ma, utilizando los métodos K/Ar y Rb/Sr respectivamente. Y Aspden et al. (1992) establecen una edad de 162 ± 1 Ma a través del método Rb/Sr.

Rodados procedentes de este batolito se han identificado en ríos donde se explota oro aluvial en la Amazonía ecuatoriana y, en algunos de ellos, también se han encontrado minerales de cobre y sulfuros metálicos (Brito Villarroel, 1985), por lo que el batolito podría estar asociado a los placeres auríferos presentes en los ríos Anzu, Napo, Arajuno y Jatunyacu (Barragan et al., 1991). El granito de Abitagua también ha sido explotado como material pétreo por parte del Gobierno Autónomo Descentralizado Municipal del Cantón Mera (ARCERNNR, 2020). En la provincia de Napo también algunos afloramientos de este batolito han sido considerados como geositorios por el Geoparque Napo Sumaco, a los cuales se los ha denominado como Waysa Yacu y río Jatun Yacu (laguna Azul), Shunku Rumi, Granito de Guacamayos y Piedra del Gringo (Vera et al., 2023). Esta designación de batolitos como

geositorios se ha realizado en varios geoparques a nivel mundial (Cavalcanti et al., 2023; Nascimento et al., 2021; Vergara-Daskam & Estay-Daskam, 2023) debido a su geomorfología y diversidad geológica, puesto que los geoparques, al ser territorios con características geológicas únicas, se convierten en herramientas esenciales para la conservación del patrimonio geológico y el desarrollo local sostenible (Jia et al., 2023; Vlachopoulos & Voudouris, 2022).

Como se ha mencionado previamente, el batolito de Abitagua es de gran interés tanto por la presencia de minerales metálicos, su utilidad como material pétreo, su belleza y geodiversidad. Sin embargo, los estudios petrográficos del batolito son mayoritariamente antiguos (Baldock, 1982; Hall & Calle, 1982; Litherland et al., 1994), y la información disponible no muestra en detalle las variaciones petrográficas que el batolito presenta en sus diferentes afloramientos (Litherland et al., 1994), ni la escala en la que se producen. Por ello, en este trabajo se pretende realizar un análisis petrográfico del batolito de Abitagua en el geositorio Shunku Rumi, mediante una descripción macroscópica y microscópica. Shunku Rumi se caracteriza por ser un afloramiento continuo de 200 metros de ancho, de roca fresca, desprovisto de vegetación y que permite observar variaciones en su extensión lateral.

2. Zona de estudio y Metodología

El batolito de Abitagua es parte del cinturón de cuerpos granitoides alargados calco-alcalinos (**Figura 1b**) que caracteriza al arco magmático de larga duración (200 a 129 Ma), desarrollado durante el mesozoico a través del proceso de subducción entre la placa de Nazca (antigua placa farallón) y la placa sudamericana (**Figura 1a**) (Bustamante et al., 2016; Chavarría et al., 2022). Dicho batolito, conocido como granito de Abitagua, se caracteriza por ser un monzogranito, con tonalidad rosa, de grano grueso, y cuya datación indica edades de 87.2 ± 7 Ma a 173 Ma (Baldock, 1982; Kennerley, 1980; Litherland et al., 1994).

La zona de interés se encuentra localizada en la vía Tena-Cosanga, con coordenadas geográficas 77° 49' W y 0° 37' S. Este territorio corresponde al geositio número 16 del Geoparque Napo Sumaco, situado en la provincia de Napo, cuyo nombre proviene del Kichwa que significa Shunku= corazón y Rumi= roca (Vera et al., 2023). Shunku Rumi es un afloramiento del batolito de Abitagua (**Figura 1c**) ubicado a aproximadamente 10 km al sureste de Cosanga, que fue expuesto en el 2020 mediante un corte en el macizo rocoso como medida de seguridad ante deslizamientos en la zona, lo que generó un afloramiento continuo de 200 m de ancho sin presencia de vegetación donde se observa la roca en estado fresco y se identifican variaciones litológicas (**Figura 2a**).

El presente trabajo se desarrolló mediante el análisis de la parte inferior (berma 1) de un afloramiento de aproximadamente 200 metros de ancho, adoptando una orientación pseudo ortogonal respecto a los cuerpos tabulares observados en campo (**Figura 2a**), y de esta manera estudiar la mayor cantidad de variaciones litológicas presentes en la zona. En el

campo se realizó una descripción macroscópica preliminar que consideró color, textura, tamaño de grano y mineralogía, con el fin de identificar las principales unidades litológicas presentes en el sitio. Posteriormente, se muestreó dichas unidades en donde se obtuvo al menos una muestra de cada litología, lo que resultó en la recolección de ocho muestras de roca para ser analizadas en laboratorio (**Figura 2b**).

En el laboratorio de Geociencias de la Universidad Regional Amazónica Ikiam se llevó a cabo la descripción macroscópica a detalle de las ocho muestras de roca mediante el estereoscopio microscopio Motic modelo SMZ-161 series. Posteriormente, considerando variaciones de las rocas principalmente texturales y mineralógicas, se seleccionó cuatro muestras, que fueron enviadas al Instituto de Investigación Geológica y Energética (IIGE) para la elaboración de láminas delgadas. Finalmente, dichas láminas fueron analizadas a detalle en el laboratorio de Geociencias a través del microscopio petrográfico Zeiss Primotech T/R POL conos.

3. Resultados y Discusión

La caracterización petrográfica del geositio Shunku Rumi permitió obtener información detallada sobre la composición litológica y mineralógica del sitio. A continuación, se pueden encontrar los resultados divididos en tres secciones: Primero, una descripción macroscópica general del sitio; seguida por una descripción litológica a detalle; y finalmente, se presenta una descripción de las características mineralógicas.

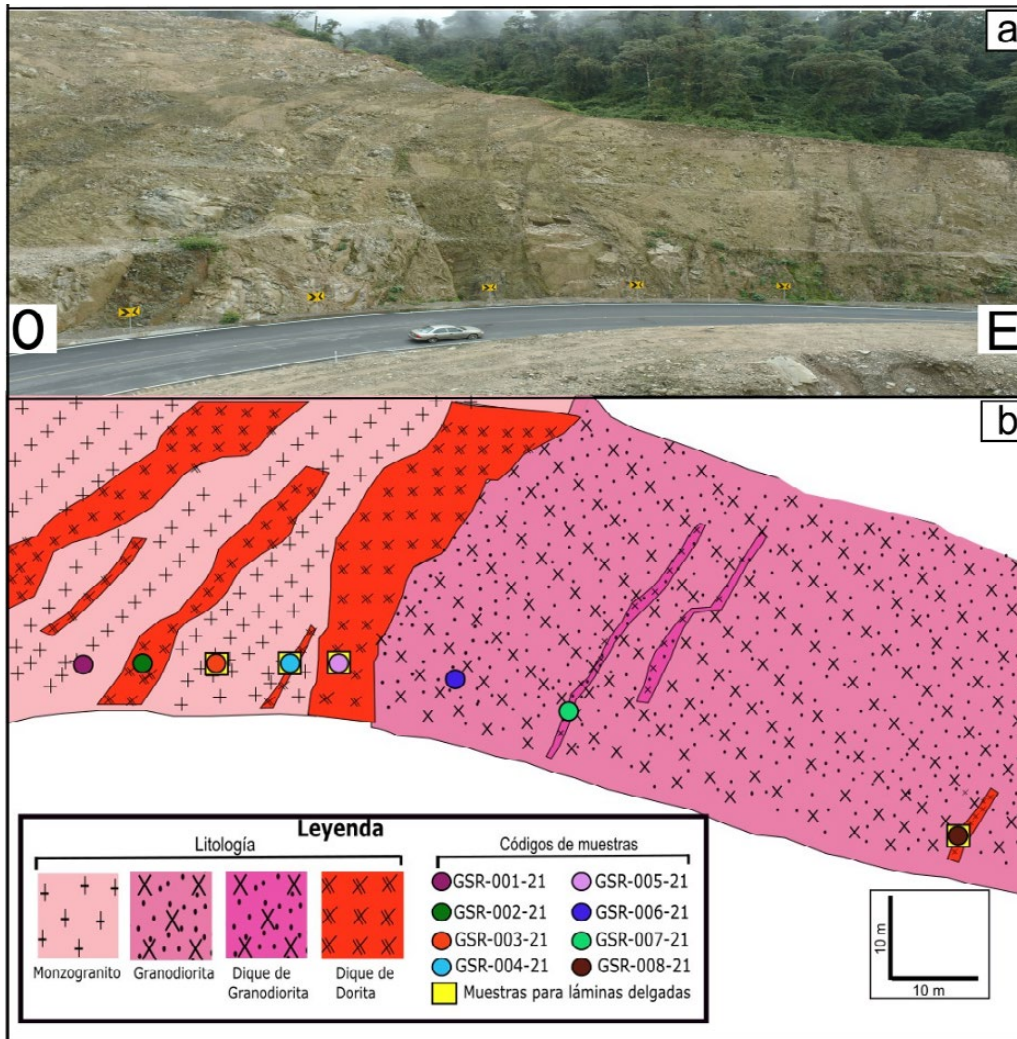


Figura 2. Interpretación geológica del geositio Shunku Rumi. **(a)** Fotomosaico de Shunku Rumi en donde se observan cuerpos tabulares de diferente espesor. **(b)** Croquis geológico de Shunku Rumi (adaptado de Vera et al., 2023). El afloramiento está compuesto al oeste (O) por monzogranito y al

este (E) por granodiorita. Ambas litologías son atravesadas por diques de diorita y granodiorita. Los círculos representan los sitios donde se tomaron las muestras y los cuadrados amarillos indican las muestras que fueron utilizadas para elaborar láminas delgadas.

3.1. Descripción macroscópica general

Durante la descripción macroscópica desarrollada en el sitio de estudio, se identificó que el cuerpo ígneo presenta variaciones litológicas, mineralógicas y texturales en su extensión lateral. Como se observa en la **Figura 2b**, el cuerpo rocoso se encuentra formado por dos tipos de rocas principales de gran extensión: un monzogranito y una granodiorita. A su vez, estas litologías se encuentran atravesadas por varios cuerpos tabulares de diferente espesor y composición litológica.

La sección oeste del afloramiento está compuesta por un monzogranito (**Figura 3c**), que presenta una coloración rosada con blanco y una textura fanerítica con tamaño de grano medio a grueso. Además, en campo se pudo observar que existen sectores de este cuerpo rocoso que se encuentran altamente fracturados. Por otro lado, la sección localizada al este del afloramiento se encuentra conformada por una granodiorita (**Figura 4c**), que exhibe un co-

lor gris con blanco y una textura fanerítica. Ambas litologías se encuentran atravesadas por cuerpos tabulares compuestos de diorita (**Figuras 5c, 6c y 7c**) y granodiorita. Los diques de diorita varían entre 0.22 metros y 7.42 metros, presentan color negro,

textura porfídica, y se encuentran atravesando tanto al monzogranito como a la granodiorita. Mientras que los diques de granodiorita son de 0.65 m de espesor, exhiben tonalidad grisácea oscura, textura fanerítica y atraviesan únicamente a la granodiorita.

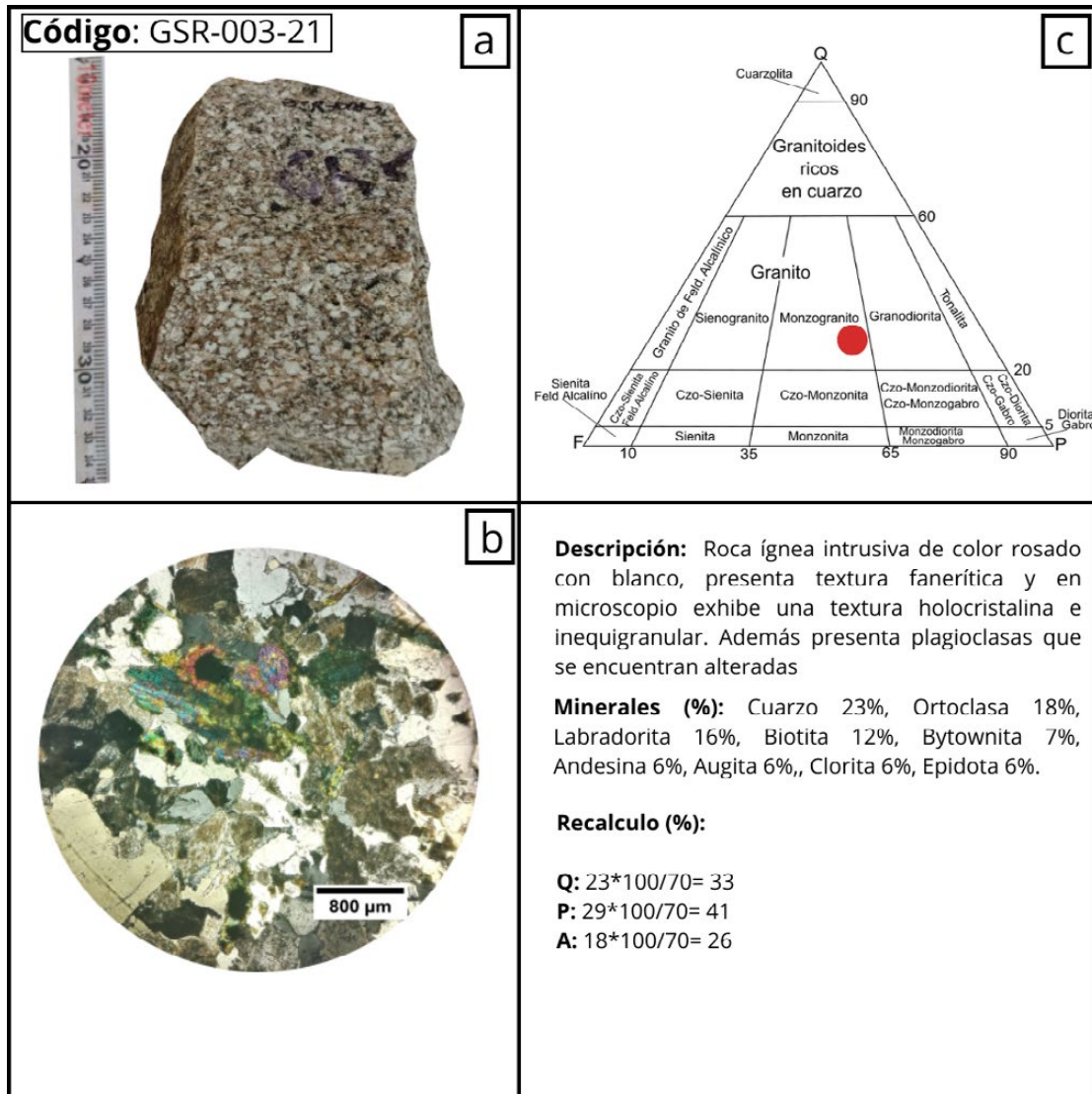


Figura 3. Ficha descriptiva del monzogranito. **(a)** Muestra de mano. **(b)** Imagen a través del microscopio petrográfico. **(c)** Clasificación en el triángulo de Streckeisen (1974).

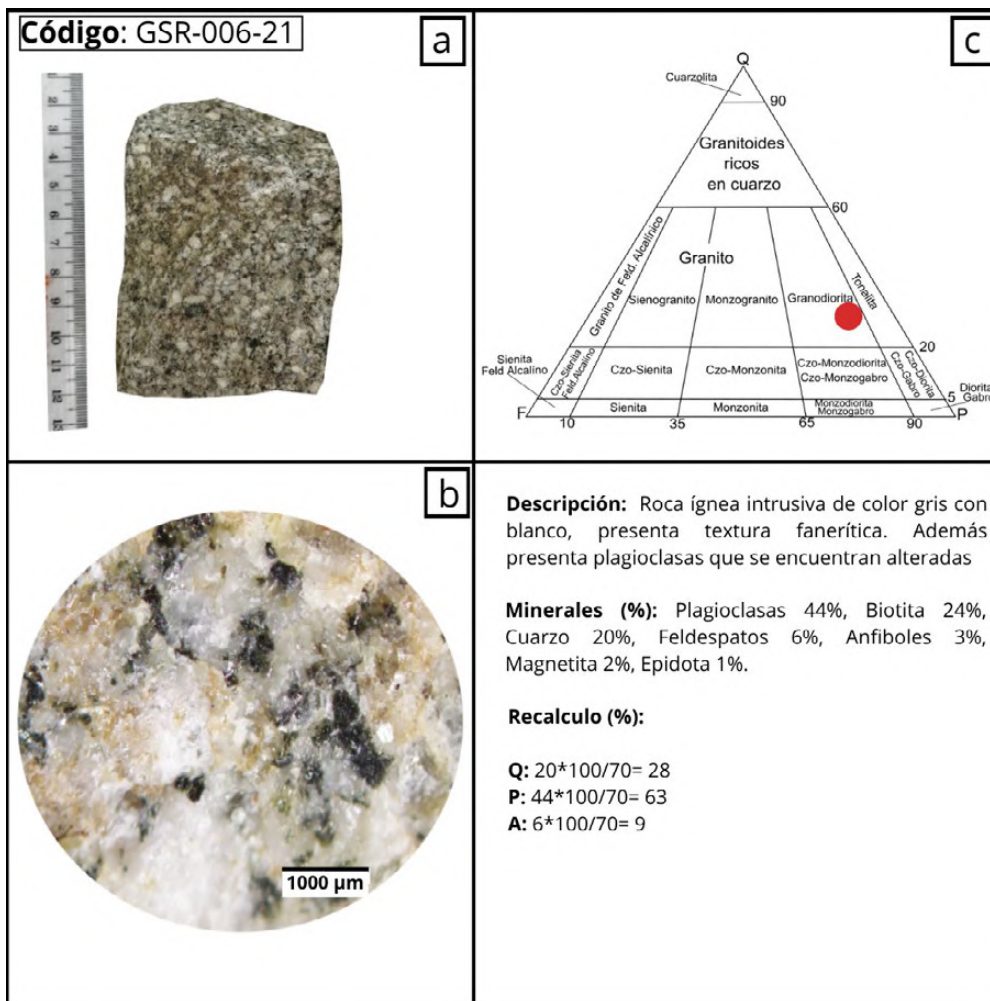


Figura 4. Ficha descriptiva de la granodiorita. (a) Muestra de mano. (b) Imagen a través del microscopio estereoscópico. (c) Clasificación en el triángulo de Streckeisen (1974).

3.2-. Descripción litológica detallada

En el geosítio Shunku Rumi, se encontraron tres tipos de rocas que varían en color, textura y composición mineralógica. A continuación, se encuentra la información a detalle y algunas fichas de cada tipo de roca, que se obtuvo a través del análisis con el microscopio estereoscópico y el microscopio petrográfico.

3.2.1. Monzogranito: Litherland et al. (1994) reportaron que el batolito se compone esencialmente de un monzogranito de biotita color rosado con blanco de grano medio a grueso y Baldock (1982) lo describe como un leucrogranito con ortoclasa como feldes-

pato dominante. En el presente estudio se encontró que el monzogranito presente en la sección oeste del afloramiento es una de las rocas principales del batolito (GSR-001-21 y GSR-003-21), posee una tonalidad rosada con blanco y textura fanerítica (Figura 3a). En las láminas delgadas se aprecia una textura holocristalina, con tamaño de grano inequigranular (Figura 3b). En cuanto a la mineralogía, está compuesto por cristales de plagioclasas (labradorita, andesina y bytownita) 29%, cuarzo 23%, feldespatos (ortoclasa) 18%, biotita 12%, clorita 6%, clinopiroxenos (augita) 6%, y epidota 6%.

3.2.2. Granodiorita: Baldock (1982) es quien reporta la presencia de granodioritas en el batolito. En el sitio de estudio se identificó que la granodiorita ocupa la sección este del afloramiento y es otra de las rocas principales del batolito (GSR-006-21). Se trata de una roca con tonalidad gris con blanco (**Figura 4a**), tamaño de grano grueso y textura fanerítica (**Figura 4b**). Está constituida mineralógicamente por cristales de plagioclasas 44%, biotita

24%, cuarzo 20%, feldespatos 6%, anfíboles 3%, magnetita 2% y epidota 1%. Por otro lado, la granodiorita también se encuentra presente como diques (GSR-007-21). Se diferencia de la granodiorita principal al presentarse como cuerpos tabulares, con una tonalidad grisácea oscura, tamaño de grano medio, contiene carbonatos en sus fracturas y los minerales de plagioclasa están alterados.

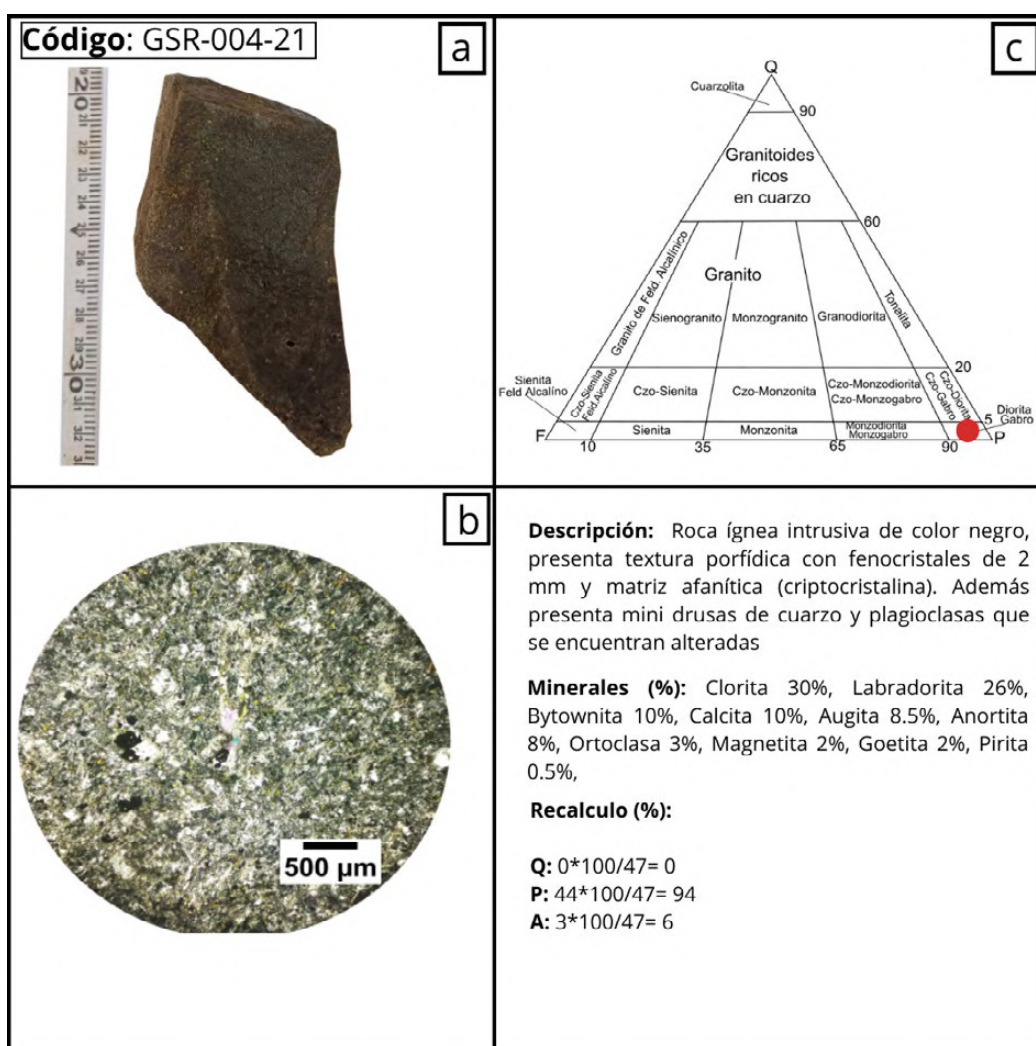


Figura 5. Ficha descriptiva de la diorita. (a) Muestra de mano. (b) Imagen a través del microscopio petrográfico. (c) Clasificación en el triángulo de Streckeisen (1974).

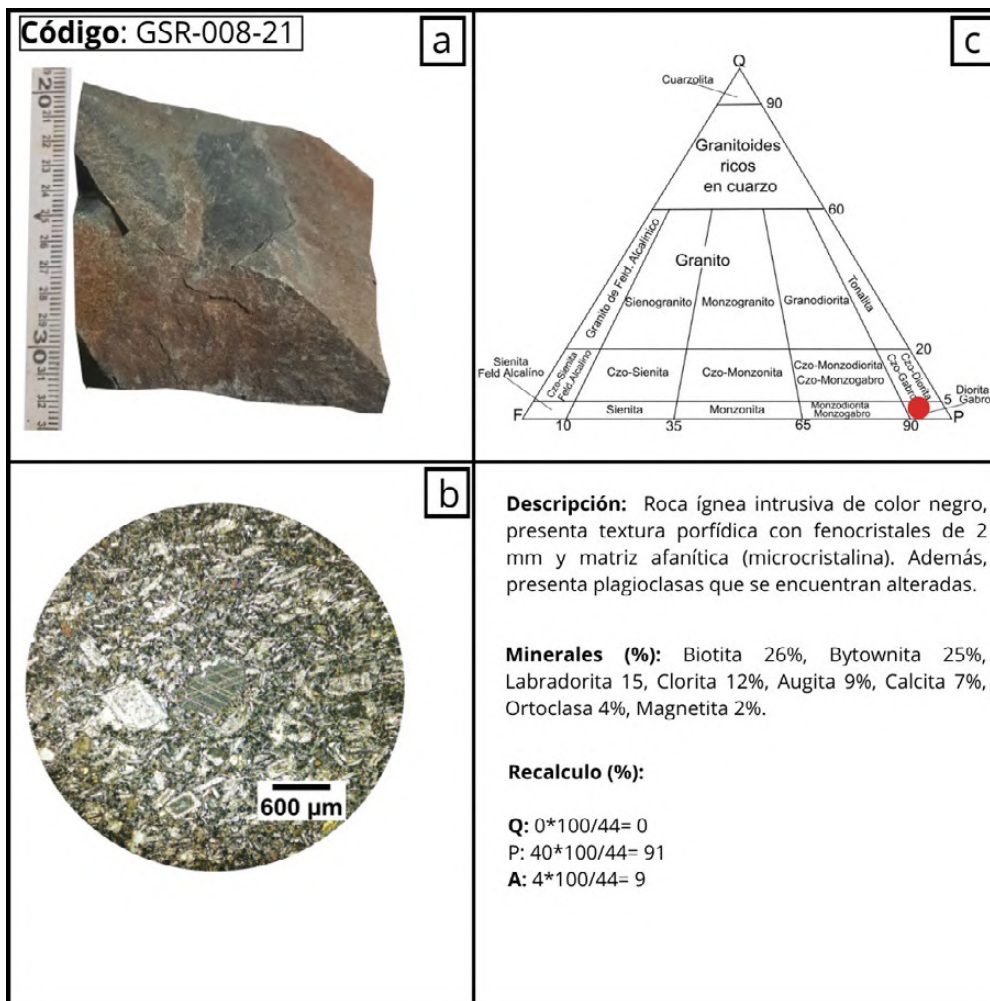


Figura 6. Ficha descriptiva de la diorita. (a) Muestra de mano. (b) Imagen a través del microscopio petrográfico. (c) Clasificación en el triángulo de Streckeisen (1974).

3.2.3. Diorita: Litherland et al. (1994) reportan la existencia de diques máficos y félsicos en el batolito. En esta investigación se encontró que gran parte los diques que atraviesan las rocas principales son de composición diorítica, con tonalidad negra (**Figuras 5a, 6a y 7a**) y tamaño de grano variable. A pesar de ser de la misma composición litológica, se puede observar texturas porfídicas (GSR-002-21, GSR-004-21 Y GSR-008-21) y faneríticas (GSR-005-21). Al ser examinadas bajo el microscopio petrográfico, se observan nuevas variaciones texturales. Es así que se encontró que las rocas con textura porfídica poseen fenocristales de 2 mm (plagioclasas, augita y calcita) y una matriz afanítica en algunos casos criptocristalina (**Figura 5b**) y en otros microcristali-

na (**Figura 6b**), que se compone principalmente por plagioclasas, biotita y clorita. También se encontró un dique con textura fanerítica, que al analizarse con el microscopio se observa una textura holocristalina e inequigranular (**Figura 7b**). Cabe mencionar que estas variaciones texturales no guardan un patrón respecto a ubicación o espesor de los diques, sino que se desarrollan de manera aleatoria. En cuanto a términos mineralógicos, estas rocas están conformadas por plagioclasas (labradorita, bytownita, anortita, andesina) 44-49%, clorita 12-30%, biotita 20-26%, calcita 7-10% (diques porfídicos), clinopiroxenos (augita) 8-9%, feldespatos (ortoclasa) 3-4%, y en menor porcentaje epidota 3%, magnetita 2%, goetita 2% y pirtita 0.5%.

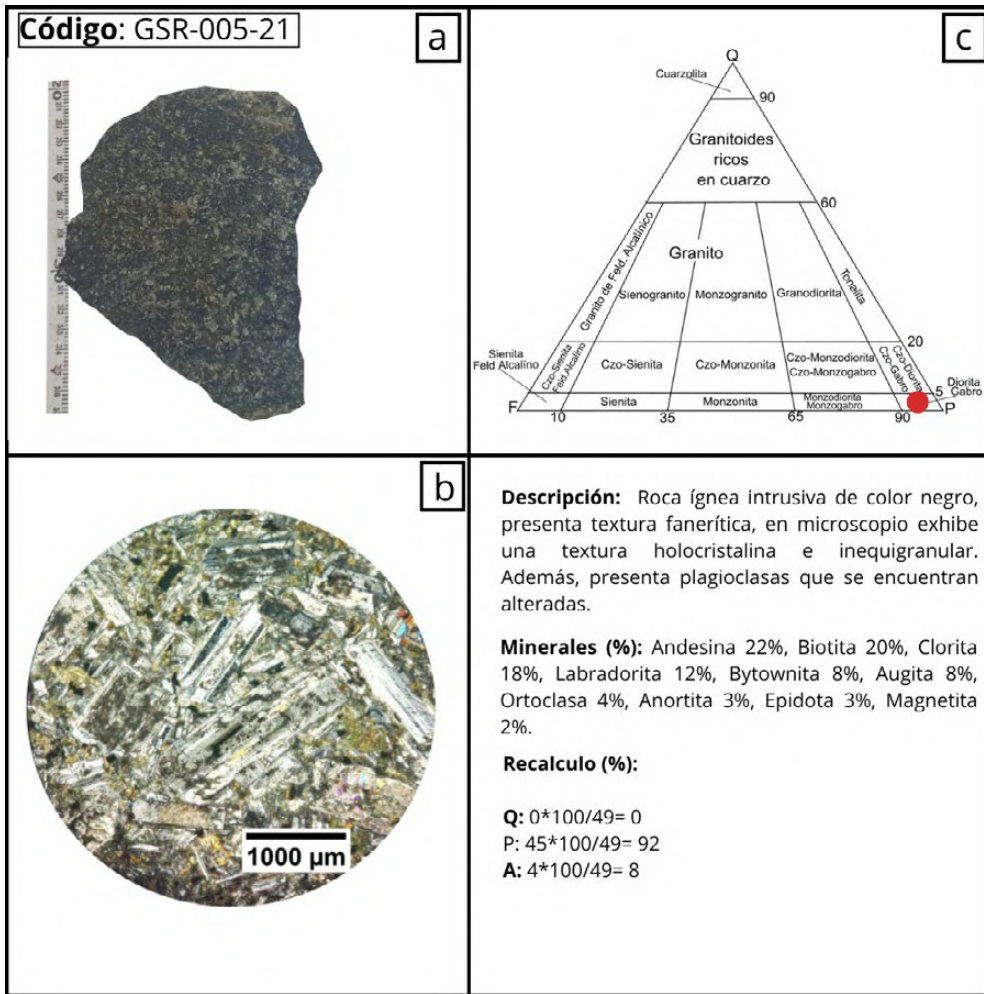


Figura 7. Ficha descriptiva de la diorita. (a) Muestra de mano. (b) Imagen a través del microscopio petrográfico. (c) Clasificación en el triángulo de Streckeisen (1974).

3.3. Descripción mineralógica

En esta sección se detallan las características microscópicas de los principales minerales que componen las diferentes litologías presentes en el granito de Abitagua, expuesto en Shunku Rumi (Figura 8, Tabla 1). Las muestras para la elaboración de las láminas delgadas fueron seleccionadas de acuerdo con las variaciones texturales y mineralógicas.

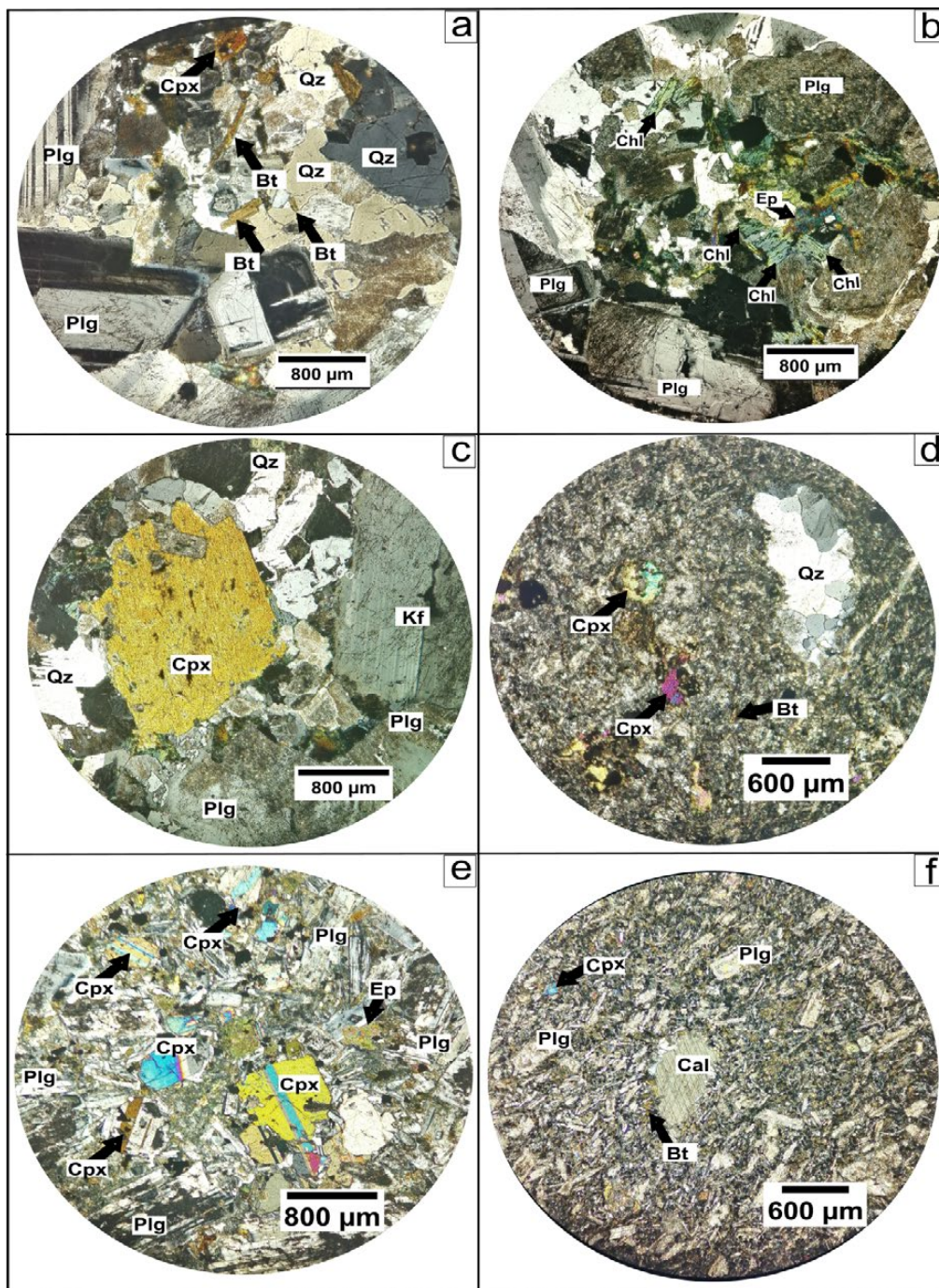


Figura 8. Microfotografías de láminas delgadas (nicoles cruzados) de las litologías presentes en el geosítio Shunku Rumi. **(a), (b) y (c)** Microfotografías de la muestra GSR-003-21 correspondiente a un monzogranito. **(d)** Microfotografía de la muestra GSR-004-21 correspondiente a una diorita. **(e)**

Microfotografía de la muestra GSR-005-21 correspondiente a una diorita. **(f)** Microfotografía de la muestra GSR-008-21 correspondiente a una diorita. Plagioclasa (Plg), Feldespatos (Kf), Cuarzo (Qz), Epidota (Ep), Clinopiroxeno (Cpx), Clorita (Chl), Biotita (Bt), Calcita (Cal).

Tabla 1. Características petrográficas microscópicas de los minerales presentes en las rocas del geosítio Shunku Rumi.

Nombre del Mineral	Vista en Nicoles Paralelos	Vista en Nicoles Cruzados	Tipo	Observación
Cuarzo	Cristales subhedrales, incoloros, relieve moderado.	Colores de birrefringencia de primer orden y extinción ondulatoria (Figura 8a).	-----	Abundante en el monzogranito y granodiorita. En un dique de diorita se presenta como mini drusas (Figura 8d).
Plagioclasas	Cristales subhedrales, incoloros, relieve bajo a moderado.	Colores de birrefringencia de primer orden y maclado polisintético.	Labradorita, Biotownita, Andesina y Anortita.	Presente en todas las rocas con un alto porcentaje en las dioritas. Se observan altamente alteradas (Figuras 8b, 8c y 8d).
Feldespatos potásicos	Cristales tabulares subhedrales, incoloros, relieve bajo a moderado.	Colores de birrefringencia de primer orden y maclado Carlsbad (Figura 8c).	Ortoclasa	Presente en todas las rocas con un alto porcentaje en el monzogranito.
Clinopiroxenos	Cristales sub-prismáticos subhedrales a anhedrales, color verde, relieve alto.	Colores de birrefringencia de segundo orden (Figura 8c) y en algunos casos muestra maclado lamelar (Figura 8e).	Augita	Presente en todos los tipos de roca.

Nombre del Mineral	Vista en Nícoles Paralelos	Vista en Nícoles Cruzados	Tipo	Observación
Clorita	Cristales tabulares subhedrales, color verde pálido, exhibe pleocroísmo.	Color de birrefringencia anormal (Figura 8b)	-----	Presente en alto porcentaje en las rocas dioritas.
Biotita	Cristales tabulares subhedrales, color pardo, exhibe pleocroísmo, relieve moderado.	Color de birrefringencia de segundo orden (Figura 8a) .	-----	Presente en todos los tipos de roca.
Epidota	Cristales anhedrales, color verde, exhibe pleocroísmo, relieve alto.	Colores de birrefringencia de segundo orden (Figuras 8b y 8e) .	-----	Presente en bajos porcentajes en todas las rocas.
Calcita	Cristales anhedrales, incoloros, exhibe pleocroísmo de relieve.	Maclado lamelar con colores de birrefringencia pastel e irisados (Figura 8f) .	-----	Presenta maclado lamelar con colores de birrefringencia pastel e irisados tanto en nicoles paralelos como cruzados. Presente en dioritas y granodioritas.

En la **Tabla 1** se puede encontrar el nombre del mineral, junto con sus características observadas a través del microscopio petrográfico, tanto en nicoles paralelos como en nicoles cruzados. Adicionalmen-

te, se tiene una sección de los tipos de plagioclasas, feldespatos potásicos y clinopiroxenos identificados, así como un apartado donde se menciona en qué litologías predomina cada mineral.

4. Conclusiones

Basado en la información obtenida del análisis petrográfico macroscópico y microscópico del batolito de Abitagua expuesto en el geosito Shunku Rumi, se llega a las siguientes conclusiones:

Está formado por monzogranito y granodiorita como rocas principales. El monzogranito está compuesto en mayor abundancia por cuarzo, plagioclasas, feldespatos y biotita; además es la roca en la que el mineral de epidota está en mayor porcentaje respecto a las rocas restantes. Es de grano medio a grueso y presenta texturas faneríticas, holocristalinas e inequigranular. La granodiorita se encuentra compuesta en mayor porcentaje por plagioclasas, cuarzo y biotita. Posee tamaño de grano grueso y textura fanerítica.

Las rocas principales se encuentran intruidas por diques de composición granodiorítica y diorítica. Los diques de granodiorita tienen composición y textura similar a la granodiorita principal, se diferencia en que posee tamaño de grano medio y se observa la presencia de carbonatos en sus fracturas. En cuanto a los diques de diorita, están compuestos principalmente por plagioclasas, cloritas, biotitas y clinopiroxenos. Presentan variaciones en su espesor y textura. Se encontró dioritas con textura fanerítica, holocristalina

e inequigranular. Adicionalmente, se observó dioritas con textura porfídica, con fenocristales de 2 mm y matriz afanítica que presenta textura microcristalina y criptocristalina. Estas variaciones texturales son al azar y no se relacionan con el espesor o ubicación de los diques.- La única característica que se puede notar es que los diques con textura porfídica poseen calcita, a diferencia del dique con textura fanerítica.

Los resultados obtenidos en este estudio aportan al conocimiento científico del geosito Shunku Rumi al presentar una descripción de la diversidad geológica que posee, lo que permitirá a los gestores del geoparque comprender el potencial del sitio y aprovechar sus recursos de manera responsable y sostenible, dado que los geoparques son modelos de gestión que mediante la investigación y educación garantizan la correcta conservación de estos sitios.

Finalmente, este estudio evidencia que este cuerpo ígneo es altamente complejo, por ello se recomienda realizar análisis detallados en otros lugares que permitan obtener información real de sus características geológicas y de esta manera avanzar en su entendimiento.

5. Agradecimientos

Los autores agradecen al MSc. Marco Simbaña por su colaboración para la obtención de información en este estudio. De igual manera, agradecemos al Geoparque Napo Sumaco Aspirante UNESCO por permitir desarrollar el presente estudio en uno de

sus geositos. Finalmente, agradecemos a la Universidad Regional Amazónica Ikiam por permitirnos utilizar su Laboratorio de Geociencias y sus equipos, los cuales fueron esenciales para llevar a cabo los análisis desarrollados en este estudio.

6. Bibliografía

- ARCERNNR. (3 de diciembre de 2023). *Geoportal de Catastro Minero - Límites territoriales internos, CONALI 2020*. <https://controlrecursosyenergia.gob.ec/geoportales/>
- Aspden, J. A., Harrison, S. H. & Rundle, C. C. (1992). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1–2), 77–96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90019-U](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90019-U)
- Baby, P., Rivadeneira, M. & Barragán, R. (Eds.) (2004). *La cuenca Oriente: geología y petróleo*. Institut français d'études andines, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Petroecuador. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.2971>
- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador: Explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic Ecuador 1:1,000,000 scale*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. <https://archive.org/details/1982-baldock-boletin-explicativo-mapa-geologico/page/74/mode/2up>
- Barragan, J., Ortiz, C. & Merlyn Z, M. (03-05 de junio de 1991). *Placeres Auríferos en el Ecuador*. Symposium International sur les Gisements Alluviaux d'Or. La Paz, Bolivia. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:36196>
- Brito, S. (1985). *Geología del cuadrángulo 77° 45' 78°00' de longitud oeste y 01°10' -01°10' de latitud sur*, escala 1:50.000. [Tesis de Grado, Escuela Superior Politécnica del Litoral]. <http://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/3442>
- Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A. & Vervoort, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bulletin of the Geological Society of America*, 128 (11–12), 1762–1779. <https://doi.org/10.1130/B31307.1>
- Cavalcanti, J. A. D., Vieira, V. S., da Costa Gomes, D. G., Schobbenhaus, C., Da Silva, M. S., De Souza, A. M. & Arima, N. (2023). Syn- and Post-collisional Granitoids Geosites of the Rio Doce Magmatic Arc, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Geoheritage*, 15(124). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12371-023-00893-y>
- Chavarría, L., Bustamante, C., Cardona, A., & Bayona, G. (2022). Quantifying crustal thickness and magmatic temperatures of the Jurassic to Early Cretaceous North-Andean arc. *International Geology Review*, 64(18), 2544–2564. <https://doi.org/10.1080/0206814.2021.1992301>
- Chiaradia, M., Vallance, J., Fontboté, L., Stein, H., Schaltegger, U., Coder, J., Richards, J., Villeneuve, M. & Gendall, I. (2009). U-Pb, Re-Os, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Nambija Au-skarn and Panguí porphyry Cu deposits, Ecuador: *Implications for the Jurassic metallogenic belt of the Northern Andes*. *Mineralium Deposita*, 44(4), 371–387. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0210-6>
- Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas-Lanza, J.-C., Rolandone, F., Vallée, M., Rognier, M., Segovia, M., Martin, X. & Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027>
- Colony, R. J. & Sinclair, J. H. (1932). Metamorphic and Igneous rocks of Eastern Ecuador. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 34, 1–53.
- Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H. & Gabites, J. (2013). Geology, mineralization, and geochronological constraints of the Mirador Cu-Au porphyry district, southeast Ecuador. *Economic Geology*, 108(1), 11–35. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.11>
- Hall, M. L. & Calle, J. (1982). Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth Science Reviews*, 18(3–4), 215–239. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90038-1)

Jia, Z., Wu, F., & Hou, D. (2023). Geodiversity, Geotourism, Geoconservation, and Sustainable Development in Longyan Aspiring Geopark (China). *Geoheritage*, 15(1). <https://doi.org/10.1007/s12371-022-00784-8>

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, J.R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E. & Souto Fortes, L.P. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South America Earth Sciences*, 16 (2), 125–131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)

Kennerley, J. B. (1980). Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 55, 1–17. <https://pubs.bgs.ac.uk/publications.html?pubID=>

Leary, S., Sillitoe, R. H., Stewart, P. W., Roa, K. J. & Nicolson, B. E. (2016). Discovery, geology, and origin of the Fruta del Norte epithermal gold-silver deposit, southeastern Ecuador. *Economic Geology*, 111(5), 1043–1072. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1043>

Litherland, M., Aspden, J. A. & Jemielita, R. A. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador*. British Geological Survey.

Nascimento, M. A. L. do, Silva, M. L. N., Almeida, M. C. & Costa, S. S. S. (2021). Evaluation of Typologies, Use Values, Degradation Risk, and Relevance of the Seridó Aspiring UNESCO Geopark Geosites, Northeast Brazil. *Geoheritage*, 13(25). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12371-021-00542-2>

Ruiz, M. G. (2002). *Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecuador and its source regions a combined thermochronological and heavy mineral approach* [ETH-Zurich]. <https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/147228>

Sauer, W. (1950). *Mapa Geológico del Ecuador a escala 1:500000*. Universidad Central y Dirección de Minería.

Streckeisen, A. (1974). Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 63, 773–786. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/BF01820841>

Vera, D., Simbaña-Tasiguano, M., Guzmán, O., Cabascango, E., Sánchez-Cortez, J. L., Campos, C. & Grefa, H. (2023). Quantitative Assessment of Geodiversity in Ecuadorian Amazon—Case Study: Napo Sumaco Aspiring UNESCO Geopark. *Geoheritage*, 15(1). <https://doi.org/10.1007/s12371-023-00792-2>

Vergara-Daskam, C. & Estay-Daskam, C. (2023). Geoheritage of Cajón del Maipo aspiring geopark: inventory, assessment, and opportunities for local development in the Andes of central Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 530(1), 181–199. <https://doi.org/10.1144/sp530-2022-127>

Vlachopoulos, N. & Voudouris, P. (2022). Preservation of the Geoheritage and Mining Heritage of Serifos Island, Greece: Geotourism Perspectives in a Potential New Global Unesco Geopark. *Geosciences (Switzerland)*, 12(3). <https://doi.org/10.3390/geosciences12030127>

Contribuciones de Autores

Dayana Vera recopiló información en campo, realizó el análisis en laboratorio y redactó el manuscrito. Oswaldo Guzmán contribuyó en la recopilación de información en campo, aportó económicamente para el desarrollo de láminas delgadas, revisó y corrigió el manuscrito. Todos los autores declaran no tener conflicto de intereses.

Análisis paleosismológico en la zona subandina de Ecuador. Implicaciones para la falla Porotoyacu

Carolina Cornejo^{1,2*} <https://orcid.org/0000-0002-4421-1032>,
 Oswaldo Guzmán³ <https://orcid.org/0000-0001-7326-1082>,
 Corina Campos³ <https://orcid.org/0000-0002-2785-5469>,
 Cristian J. Cargua⁴ <https://orcid.org/0000-0003-3036-270X>

¹Universidad Regional Amazónica Ikiam. Ingeniería en Geociencias. Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

³Grupo de investigación en Ciencias de la Tierra y Clima. Universidad Regional Amazónica Ikiam, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

²Universidad Técnica de Manabí. Maestría en Prevención y Gestión de Riesgos. Facultad de Posgrado. Universidad Técnica de Manabí. Portoviejo, Ecuador.

⁴Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica. Unidad de Posgrado. Lima-Perú.

*Autor por correspondencia: carolina.cornejobazurto@gmail.com

Resumen

Este estudio se enfocó en la evaluación estratigráfica y estructural del corte antropogénico denominado Santa Rosa, el cual se caracteriza por exhibir depósitos sedimentarios cretácicos pertenecientes a la Formación Tena. Se documentó evidencia de deformación en las unidades estratigráficas, atribuible a la presencia de planos de ruptura. La metodología empleada se basó en la aplicación de técnicas de paleosismología para la identificación de eventos sísmicos asociados a estas estructuras y obtener sus paleomagnitudes. Como resultado, se identificó al menos once unidades litoestratigráficas compuestas por depósitos sedimentarios de grano fino, tales como arcillita y lodolita, y una unidad de

arenisca de grano fino. La evaluación de dos planos de ruptura significativos permitió identificar la ocurrencia de dos eventos sísmicos en uno de los planos y otro evento en el otro plano. Las magnitudes asociadas a estos eventos fueron estimadas en el rango de $6.22 < M_w < 6.75$ y $6.39 < M_s < 6.83$. La proximidad geográfica, el rumbo y la actividad sísmica cercana permiten proponer que estos planos de ruptura están asociados a la actividad tectónica de la falla Porotoyacu, por lo que se plantea una extensión de 1.67 km al sur de la misma. Finalmente, los resultados obtenidos sugieren que la falla Porotoyacu pudiera representar una fuente potencial de amenaza sísmica para la población local.

Palabras clave: Paleosismología, Subandino de Ecuador, Falla Porotoyacu, Tectónica activa, Paleomagnitudes.

1. Introducción

La actividad sísmica en Ecuador se ha desarrollado por el choque tectónico de las placas de Nazca y Sudamericana (Rodríguez et al., 2024). Este proceso ha dado lugar a la presencia de fallas tanto superficiales como profundas en la parte continental (Alvarado et al., 2016). En este contexto, nos enfocaremos en las fallas superficiales, estructuras ubicadas en la litosfera a profundidades máximas de 20 km. Estas fallas poseen el potencial de generar terremotos someros con magnitudes que van desde 4.5 hasta 7.8, aumentando significativamente el riesgo sísmico (Chunga et al., 2010; Font et al., 2013).

En Ecuador, se han identificado alrededor de 92 fallas superficiales activas, y algunas de ellas han sido reconocidas mediante características geomorfológicas (Eguez et al., 2003; Alvarado, 2012; Costa et al., 2020). En la zona subandina de la Amazonía ecuatoriana, los eventos sísmicos generados por estas fallas superficiales suelen tener magnitudes menores a 4.5. No obstante, se han documentado eventos con magnitudes inusuales, como el sismo ocurrido en Baeza en 1987 (Mw: 7.1) y el de Macas en 1995 (Mw: 7.0). Estos sismos fueron asociados al sistema de fallas Cutucú-Napo (Baby et al., 2004; Legrand et al., 2005).

Entender las características y la historia de las fallas es crucial para realizar evaluaciones de riesgo sísmico en una zona determinada, especialmente en zonas de intraplaca, donde el registro histórico e instrumental suele ser insuficiente para comprender la sismicidad de la zona. Esto se debe a que los intervalos de recurrencia de terremotos moderados a fuertes a menudo superan el periodo de registro (Bonilla, 1988; McCalpin & Nelson, 1996). En este contexto, técnicas como la paleosismología se convierten en herramientas clave, ya que permiten reconocer e interpretar evidencias sísmicas en el registro sedimentario que generan rupturas en la superficie (Obermeier et al., 2001; McCalpin & Nelson, 1996; Mazzotti et al., 2020). Además, el uso de la paleosismología facilita el análisis de fallas con periodos de recurrencia largos, incluyendo aquellas estructuras que han experimentado uno o más ciclos sísmicos (Masana et al., 2011).

En Ecuador, los estudios paleosismológicos se han llevado a cabo en la región Sierra, específicamente en áreas afectadas por las fallas Quito, Pallatanga y Billecocha, ubicadas en la Cordillera Real (Hibsch et al., 1996; Alvarado, 2012; Baize et al., 2015; Baize et al., 2020; Jomard et al., 2021). A pesar de la presencia de varias fallas activas en la región amazónica, no se han realizado investigaciones paleosismológicas. En la provincia de Napo, se tiene un registro de aproximadamente 34 fallas superficiales activas. Entre ellas, se destaca la denominada falla Porotoyacu, identificada a través del estudio realizado por Costa et al. (2020). Esta falla ha sido caracterizada mediante fotointerpretación a escala regional y se le ha atribuido una cinemática inversa y una longitud aproximada de 16.77 kilómetros.

La presente investigación se enfocó en el análisis de un corte ubicado en la localidad de Santa Rosa, al sur de la falla Porotoyacu (**Figura 1**), donde se han identificado deformaciones en los depósitos sedimentarios de la Formación Tena, correspondientes al Cretácico Superior (Cornejo, 2022). Por este motivo, el objetivo de la investigación fue analizar la sedimentología y la estratigrafía de este corte, lo que permitió identificar paleoeventos y sus magnitudes de rupturas asociadas a la falla principal mediante técnicas de paleosismología. La importancia de este estudio radica en que representa la primera vez que se aplica esta técnica en la Amazonía ecuatoriana, mejorando así la comprensión de la paleosismicidad y la amenaza sísmica en la zona de estudio.

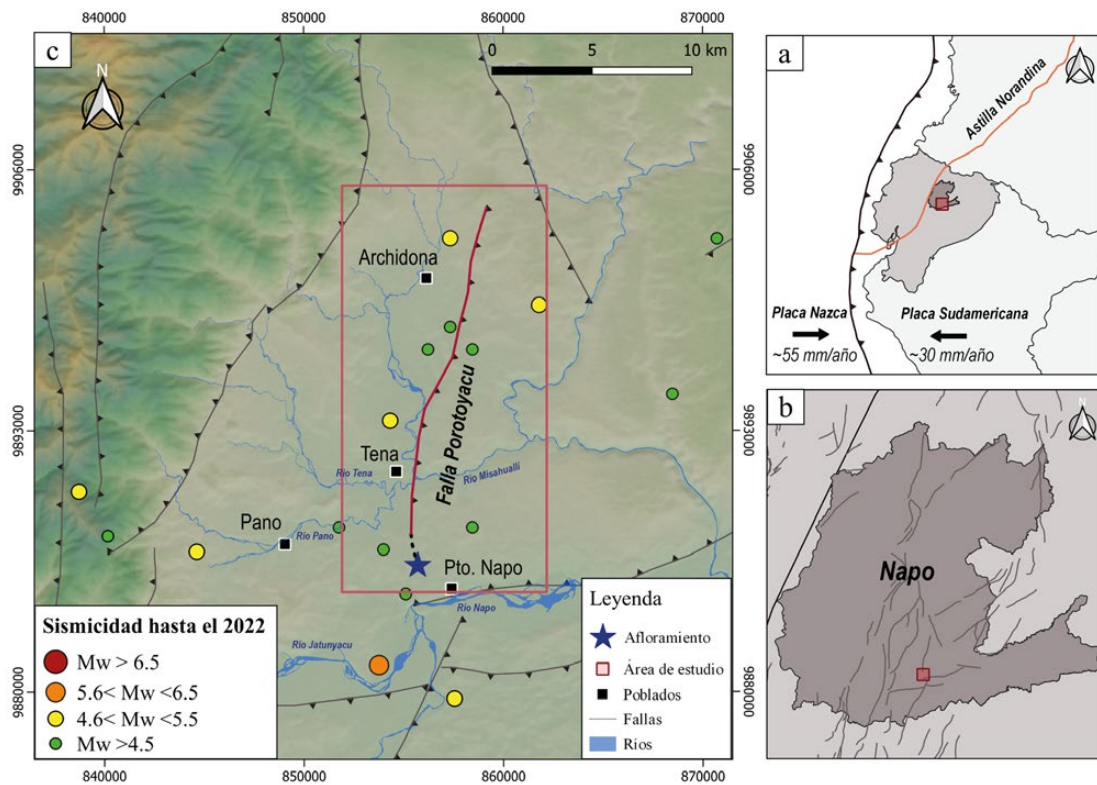


Figura 1. Ubicación del área de estudio. (a) Ubicación regional del área de estudio en el contexto geodinámico de Ecuador. El polígono gris representa a Ecuador en el contexto geodinámico de Sudamérica, donde la placa Nazca presenta una tasa de desplazamiento de ~55 mm/año y la placa Sudamericana de ~30 mm/año (Kendrick et al., 2003; Chlieh et al., 2014), mientras que el área de estudio de la figura 1c está señalada en rojo. (b) Ubicación del área de estudio en la provincia de Napo. El polígono gris oscuro representa la provincia de Napo, las líneas indican las principales fallas activas (adaptado de Costa et al., 2020), y el área de estudio está delimitada por un rectángulo rojo. (c) Mapa de las principales fallas y distribución de

sismos superficiales con epicentros dentro de la zona subandina (obtenido del IGEPN, 2022). Los tonos de color reflejan la magnitud de los eventos sísmicos. Las líneas de color negro representan las fallas superficiales activas con su cinemática. La línea de color rojo identifica la falla Porotoyacu. Las líneas punteadas de color negro indican la posible prolongación de la estructura. La estrella de color azul señala el área de estudio, y los recuadros negros representan los poblados más cercanos. Las características topográficas son extraídas a partir de un Modelo Digital de Elevación de ALOS PALSAR de 12.5 m (ASF, 2020).

2. Área de Estudio y Metodología

2.1. Sismicidad en el área de estudio

La sismicidad en la región superior de la intraplaca ecuatoriana está influenciada por aproximadamente 400 segmentos de fallas activas y seis sistemas de fallas mayores, también conocidos como fuentes sismogénicas, que han dado lugar a eventos sísmicos someros (Alvarado, 2012; Cajamarca-Zuniga & Kabantsev, 2023). Estas fuentes sismogénicas incluyen la Fuente Canandé-San Lorenzo, la Fuente Chingual-Cosanga-Papallacta-Puna (CCPP), la Fuente El Ángel-San Gabriel, la Fuente Papallacta, la Fuente Quito, la Fuente Latacunga, la Fuente Pallatanga-Pisayambo y la Fuente Napo-Cutucú.

De acuerdo con las investigaciones de Alvarado (2012) y Yepes et al. (2016), la sismicidad en la zona subandina tiene su origen principalmente en la fuente sismogénica Napo-Cutucú, la cual es reconocida como el sistema de fallas Cutucú-Napo. Este sistema constituye el cinturón de deformación más oriental de Ecuador y caracteriza el cinturón de cabalgamiento y plegamiento subandino con una orientación norte-sur.

La actividad sísmica en el área de estudio se caracteriza por ser moderada a leve y se manifiesta principalmente en la fuente sismogénica Napo (Beauval et al., 2018; Tamay et al., 2021). Entre las fuentes Napo y Cutucú, se han documentado al menos 24 eventos sísmicos con magnitudes que oscilan entre 2.5 y 6.3 en el periodo comprendido entre 1927 y 2022 (**Figura 1**).

En el área de estudio, se examinó un corte antrópico denominado Santa Rosa, ubicado en la carretera Tena-Puerto Napo, en la localidad de Santa Rosa, provincia de Napo. El corte tiene una longitud de 15 metros y una altura de talud de 3 metros, y se encuentra en las coordenadas -1.025818° , -77.804718° . Es importante destacar que la superficie del terreno ha sido alterada y no se conserva la superficie original. Se estima que se han perdido aproximadamente 60 centímetros de espesor de la superficie, al comparar con la altura de las infraestructuras circundantes al corte, donde sí se preserva la superficie original. Este corte presenta una orientación aproximada de este a oeste (E-W) y es perpendicular al rumbo de la traza de la falla Porotoyacu, la cual ha sido cartografiada hasta 1.6 kilómetros al norte del área de estudio (Costa et al., 2020).

La falla Porotoyacu se caracteriza como una estructura superficial y activa con una longitud aproximada de 16.77 km. La traza de la falla Porotoyacu atraviesa las ciudades de Archidona y Tena, y se le asocia una cinemática de régimen transcurrente inversa con orientación hacia el sureste (Costa et al., 2020). Esta falla está vinculada con el sistema de fallas Cutucú-Napo. En las proximidades de esta estructura, se han registrado al menos 8 eventos sísmicos en los últimos años, con magnitudes (M_w) registradas de hasta 5.5, lo que sugiere una posible asociación con la actividad de la falla (IGEPN, 2022). Es relevante señalar que el 28 de diciembre de 2021 se documentó un evento sísmico en Archidona con una magnitud de 4.93, posiblemente vinculado a esta estructura, según los datos del Instituto Geofísico del Ecuador (IGEPN, 2022).

2.2. Metodología

En el corte de Santa Rosa, se aplicaron técnicas de paleosismología con el objetivo de identificar eventos sísmicos pasados y evaluar su potencial. Este proceso incluyó un análisis detallado de las características sedimentarias, estratigráficas y estructurales del área de estudio.

Para el estudio de las características sedimentarias y estratigráficas, se dividió el área en cuadrículas de 1 metro x 1 metro a lo largo del frente del afloramiento. Se realizaron descripciones detalladas que abarcan aspectos como la textura, el color (utilizando el Rock Color Chart de Munsell), el espesor y la continuidad de los estratos. Además, se registró la presencia o ausencia de estructuras sedimentarias en las unidades estratigráficas. Estas observaciones posibilitaron la creación de representaciones detalladas de la columna estratigráfica y de los segmentos de fallas que afectan el afloramiento. Estas representaciones fueron posteriormente integradas en un foto-mosaico digital con el propósito de facilitar la interpretación de los resultados.

En el análisis estructural del afloramiento, se identificó la cinemática de las fallas y su influencia en las unidades estratigráficas deformadas con el propósito de determinar los horizontes de eventos sísmicos pasados. Este enfoque implicó el uso de indicadores estratigráficos, tales como la terminación abrupta hacia arriba de los desplazamientos de falla y discordancias angulares originadas por estratos superpuestos no deformados en capas inclinadas o plegadas.

En la estimación de paleomagnitudes, se pueden emplear pruebas primarias como la cantidad de deslizamiento en las fallas, el plegamiento de superficies sobre las fallas y la longitud de ruptura (Wells & Coppersmith, 1994; McCalpin & Nelson, 1996; Núñez Meneses et al., 2021). Estos métodos se basan en comparaciones empíricas con deformaciones registradas en terremotos históricos. Las pruebas secundarias, como licuefacción y desli-

zamientos de tierra, ofrecen mayor precisión. La deducción de la magnitud del paleoterremoto se realiza a partir de la extensión y tamaño relativo de estas características, utilizando métodos empíricos basados en observaciones históricas. La precisión de ambas pruebas depende de la suposición de que los rasgos correlacionados son resultado del mismo paleoterremoto, si bien la proximidad temporal de varios paleoterremotos moderados puede llevar a interpretaciones erróneas tras varios siglos o milenios (McCalpin & Nelson, 2009).

En este caso, se optó por la prueba primaria que evalúa la cantidad de deslizamiento en la falla o desplazamiento vertical para cuantificar las paleomagnitudes asociadas a los eventos sísmicos. El cálculo del desplazamiento vertical se realizó mediante puntos clave, identificados en la intersección entre las unidades guías y la zona de falla (**Figura 2**), en cada una de las unidades estratigráficas deformadas. Este proceso permitió obtener características fundamentales de dichos eventos, como la longitud de ruptura superficial, las magnitudes de ondas superficiales y la magnitud del momento.

La longitud de ruptura superficial de la falla indica la distancia a lo largo de la superficie de la falla donde se ha producido el movimiento y proporciona una comprensión del comportamiento estructural. Este parámetro se determinó utilizando la ecuación (1) propuesta por Bonilla (1988). En este contexto, se seleccionó

$$\text{Log } L = 1.03 \pm 0.13 + (0.37 \pm 0.11) \text{Log } D \quad (\text{ecuación 1})$$

el evento con el máximo desplazamiento vertical. Donde **L** representa la longitud de ruptura en kilómetros y **D**, el desplazamiento máximo en metros.

Para calcular la magnitud de ondas superficiales (M_s) asociada a los eventos sísmicos identificados, se empleó la ecuación (2) propuesta por Bonilla et al. (1984).

$$M_s = 7.0 + 0.78 * \text{Log } (D \text{ máx}) \quad (\text{ecuación 2})$$

Donde **D máx** representa el desplazamiento vertical máximo en metros.

Para calcular la magnitud del momento (M_w), que es proporcional al área de la superficie de la falla que se ha deslizado y al desplazamiento producido durante estos eventos sísmicos pasados, se utilizó la ecuación (3) propuesta por Wells & Coppersmith (1994):

$$M_w = 6.78 + 0.65 * \text{log}(AD) \quad (\text{ecuación 3})$$

Donde **AD** es el desplazamiento vertical promedio en metros.

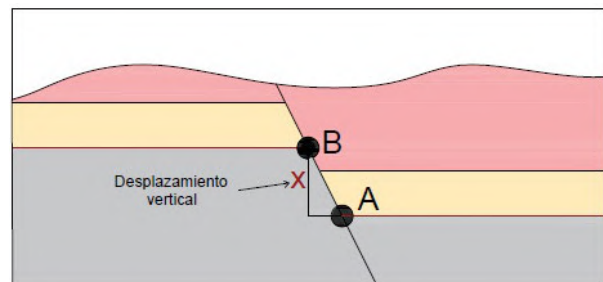


Figura 2. Identificación de los puntos clave en un plano de falla. Esta representación gráfica indica a los puntos clave como puntos de color negro, identificados como A y B, donde la "X" representa la longitud entre A y B, indicando el desplazamiento vertical. Los polígonos coloreados representan las unidades estratigráficas desplazadas.

3. Resultados

3.1. Descripción general del afloramiento

El corte Santa Rosa exhibe depósitos sedimentarios cretácicos, donde han identificado 11 unidades litoestratigráficas (**Figura 3**). La composición principal es de arcillitas y lodolitas, con una unidad de arenisca de grano fino (U7) en la zona intermedia.

Además, se han identificado dos segmentos de ruptura principales, R1 y R2, que afectan las áreas SSO y SSE del afloramiento, respectivamente. También se han identificado estructuras de deformación que afectan ciertas unidades estratigráficas.

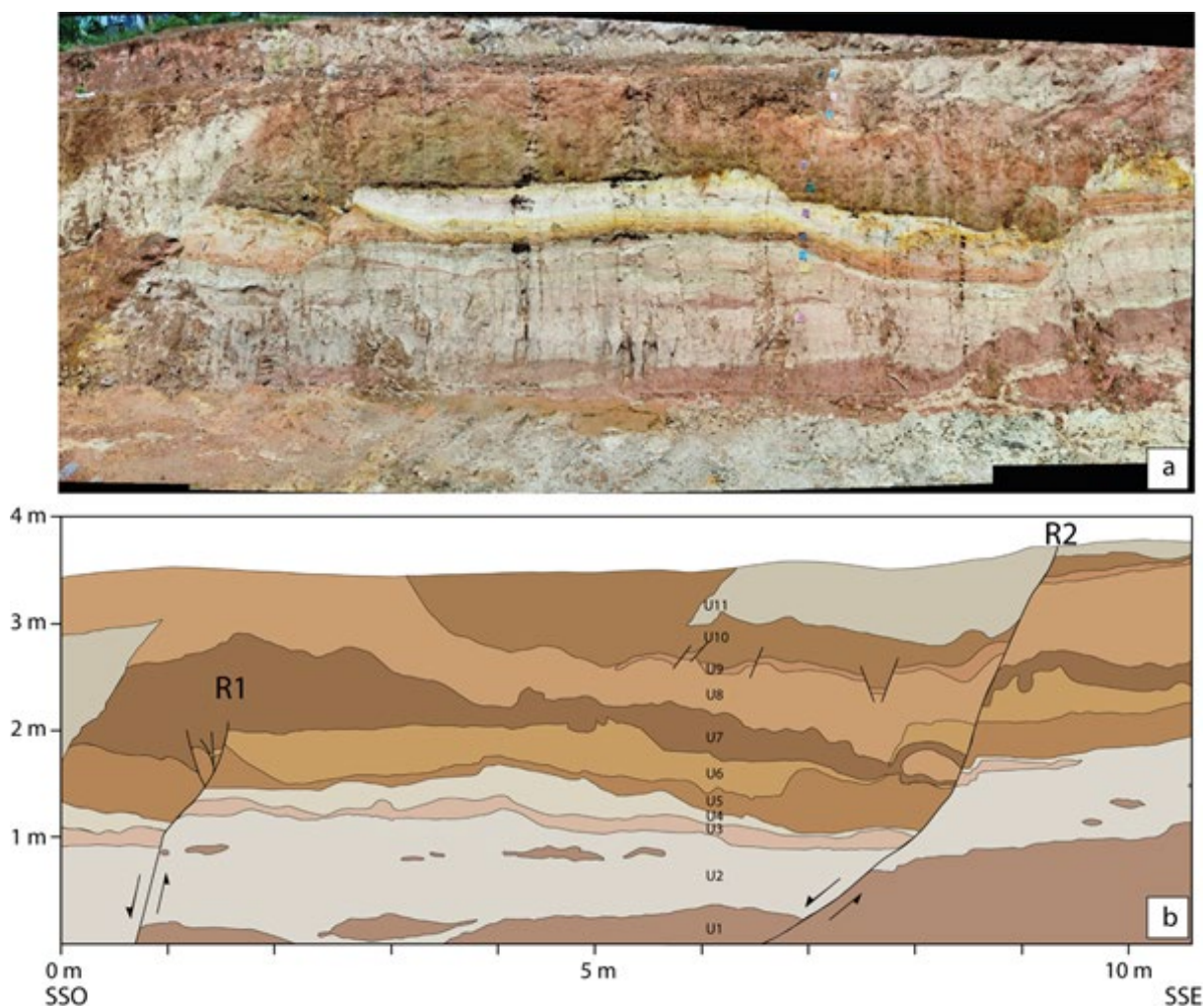


Figura 3. Corte antrópico Santa Rosa. (a) Fotomosaico del afloramiento en el área de estudio. Se identifican unidades litoestratigráficas con geometrías tabulares, mayormente en posición pseudohorizontal, y notables deformaciones. (b) Ilustración de la interpretación del fotomosaico. Se identifican las

unidades estratigráficas de base a tope (U1 a U11). Los segmentos de los planos de ruptura primarios y microfallas, todos caracterizados por movimientos de tipo normal, también son representados.

3.2. Sucesión estratigráfica

En el afloramiento, se han identificado diversas unidades estratigráficas de origen sedimentario, predominantemente compuestas por arcillitas y lodolitas. Todas estas unidades han experimentado desplazamientos ocasionados por los planos de ruptura presentes en la zona.

En este contexto, se ha asignado una numeración progresiva a las unidades estratigráficas, comenzando con la unidad base del afloramiento, denominada U1, y asignando números consecutivos hacia la parte superior, hasta la unidad U11 (**Figura 3b**). A continuación, se describirán detalladamente las características de cada una de estas unidades estratigráficas, desde la zona más profunda a la más superficial del afloramiento.

En la base del afloramiento se encuentran arcillitas con una tonalidad marrón rojiza pálida (10R 5/4), pertenecientes a la unidad U1. Esta capa presenta un espesor mínimo apreciable variable, con 0.15 metros en la parte SSO y 0.80 metros en la parte SSE. En la parte inferior se observa una laminación ondulada incipiente, mientras que en la parte basal y media se aprecia una laminación discontinua (**Figura 4**). La unidad U1 es la unidad más profunda observable en el afloramiento y su base no es apreciable.

Suprayacente a la U1 está la unidad U2, compuesta por lodolitas de coloración variable gris amarillento (5Y 8/1) con puntos de tonalidad rosada moderada (5R 7/4). Esta capa tiene un espesor de 1.12 metros en la parte SSO y 0.57 metros en la parte SSE. Se observan laminaciones paralelas en la parte inferior y laminaciones onduladas en la parte superior, las cuales son resultado de estructuras de deformación en forma de bucles (**Figura 5a**). Además, se han identificado en esta unidad estructuras con morfología de pseudonódulos, laminación deformada y microfallas (**Figura 4**). El contacto basal de la unidad U2 es neto con la U1.

Las unidades U3 y U4 exhiben características texturales similares a la U2, pero con colores diferentes. La U3 presenta colores variables, principalmente naranja grisáceo (10YR 7/4) con puntos de color rosado moderado (5R 7/4). Su espesor promedio en la parte SSO del afloramiento es de 0.11 metros, y presenta un contacto basal transicional con la U2. Por otro lado, la U4 muestra colores variables, principalmente gris amarillento (5Y 8/1) y puntos de color rosado moderado (5R 7/4), con un espesor que varía de 0.9 metros en la parte SSO a 0.35 metros en la parte SSE. Esta unidad también presenta un contacto basal transicional con la U3.

La unidad U5 está compuesta por arcillitas de tonalidad café claro (5YR 5/6), con un espesor que varía de 0.11 metros en la parte SSO a 0.59 metros en la parte SSE. En esta unidad se observan laminaciones onduladas y paralelas, así como estructuras de deformación como bolas y almohadas (**Figura 5d**), estructuras en forma de flama, laminaciones deformadas y microfallas (**Figura 4**). La U5 tiene un contacto basal neto con la U4.

Suprayacente a la U5 se encuentra la unidad U6, compuesta por arcillitas de tonalidad naranja amarillento oscuro (10YR 6/6), con predominio de gris amarillento (5Y 8/1) en la parte media y un cambio a tono naranja amarillento oscuro (10YR 6/6) en la parte superior. El espesor de esta capa varía de 0.46 metros en la parte SSO a 0.9 metros en la parte SSE. La U6 presenta laminaciones paralelas, algunas con ondulaciones en la parte superior, y su contacto basal es neto con la U5.

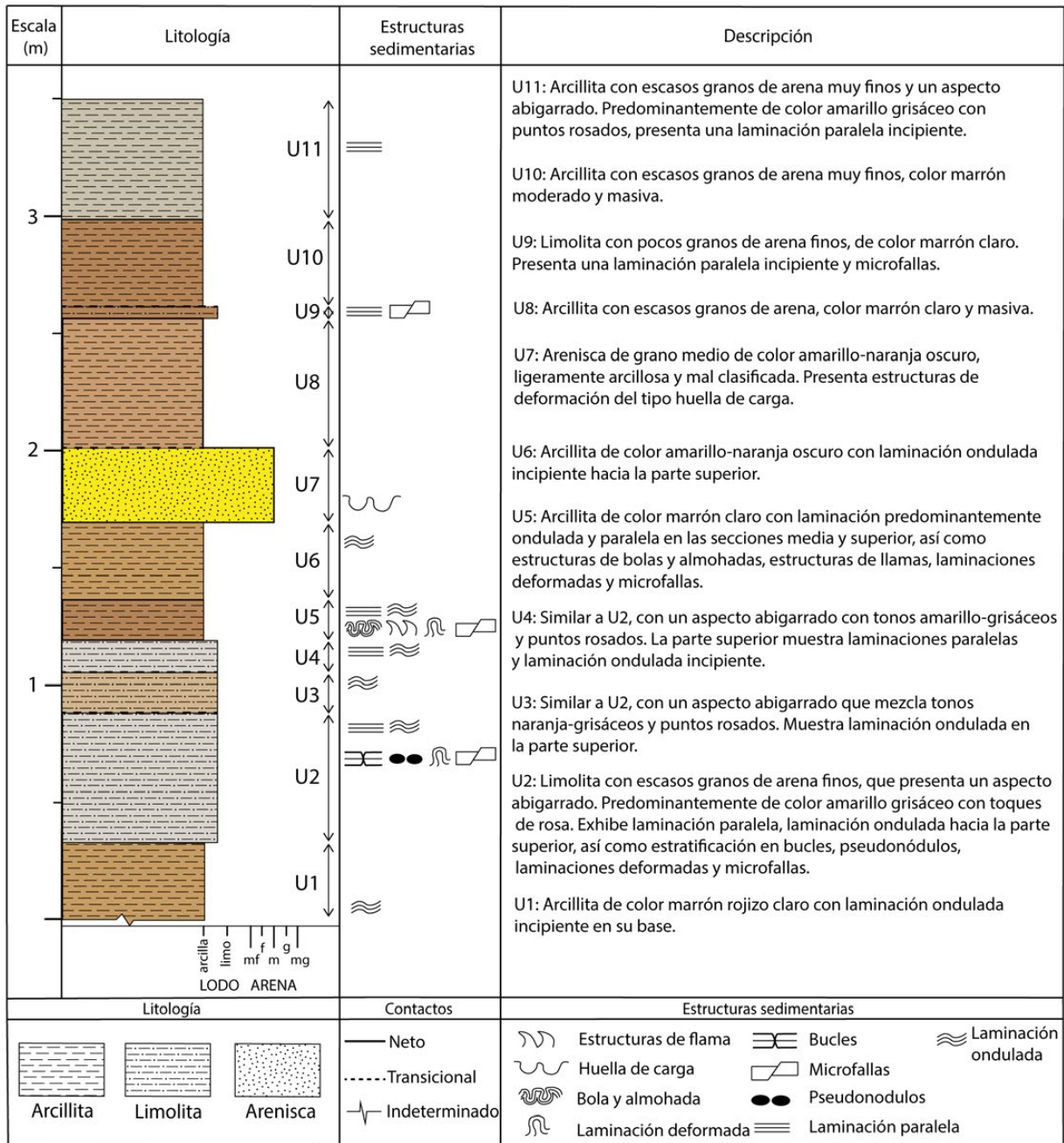


Figura 4. Columna estratigráfica de las unidades descritas presentes en el corte Santa Rosa. La descripción de cada una de estas unidades y las estructuras de deformación identificadas se presentan a la derecha.

La unidad U7 se compone de areniscas de tamaño medio con mala selección y granos angulares, con tonalidad naranja amarillenta oscura (10YR 6/6). Su espesor es de 0.75 metros en la parte SSO y 0.29 metros en la parte SSE. En la base de esta unidad, se observan estructuras de deformación en forma de huella de carga (**Figura 4**). El contacto basal de la U7 es neto con la U6.

La unidad U8 está formada por arcillitas masivas de tonalidad marrón claro (5YR 6/6), con un espesor que varía desde 0.62 metros en la parte SSO del afloramiento hasta 0.93 metros en la parte SSE. El contacto en la base de esta unidad es transicional con la U7. Suprayacente de la U8 se encuentra la unidad U9, compuesta por lodolitas de tonalidad café claro (5YR 5/6) con un espesor promedio de

0.13 metros en el SSE. Esta unidad presenta laminaciones lateralmente continuas en la parte media, así como estructuras de microfallas (**Figura 4**). El contacto basal de U9 es neto con U8.

La unidad U10 está constituida por arcillitas de tonalidad café moderado (5YR 5/6), con un espesor de 0.85 metros en la parte SSO y 0.15 metros en la parte SSE. El contacto basal de U10 es transicional con U9. Suprayacente a la U10 se encuentra la unidad U11, compuesta por arcillitas con variaciones de color, predominando el gris amarillento (5Y 7/2) con puntos de tonalidad rosada moderada (5R 7/4), y con un espesor de aproximadamente 0.65 metros en la parte SSE. Esta última unidad exhibe laminaciones paralelas incipientes (**Figura 4**) y tiene un contacto basal neto con U10.

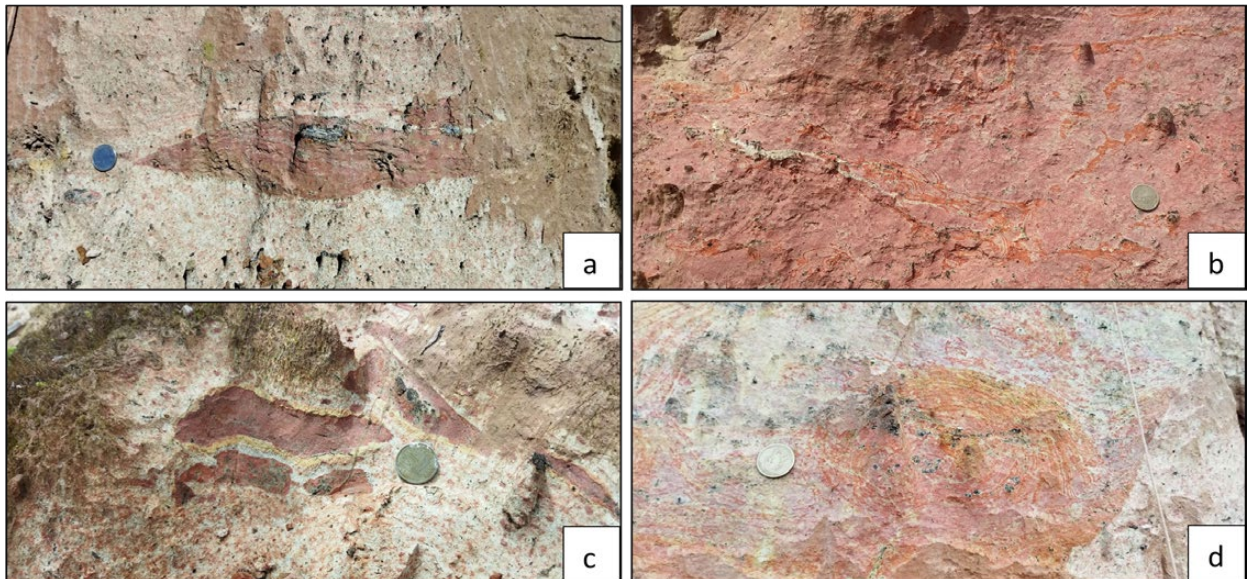


Figura 5. Ejemplos de estructuras de deformación evidenciadas en el corte antropogénico Santa Rosa. **(a)** Estructuras con morfología de bucles observadas en la parte media de la unidad U2. **(b)** Estructura con morfología de laminación deformada observada en la parte media de la unidad U5. **(c)**

Estructura con morfología de pseudonódulos observados en el tope de la unidad U2. **(d)** Estructura con morfología de bola y almohada observadas en la base de la unidad U5.

3.3. Segmentos de rupturas: características estructurales y eventos paleosísmicos

El segmento de ruptura denominado R1 presenta una geometría de alto ángulo a lo largo de toda su estructura. Este plano de ruptura exhibe rupturas secundarias en la parte superior, las cuales buzcan en sentido contrario. Esta ruptura afecta desde la unidad estratigráfica más profunda observable (U1), hasta unidades de la parte media (hasta U6). Según la estratigrafía observada en ambos lados de la estructura, el segmento muestra una cinemática normal. El plano de ruptura tiene la siguiente geometría SSE/44°S.

El segmento de ruptura denominado R2 presenta una variación en su ángulo desde un valor bajo, 30° a 40°, en la parte inferior del corte estudiado hasta un ángulo alto, 60° a 75°, en la parte superior del mismo. Esta ruptura afecta desde la U1 hasta la U11, que representa la unidad más superficial visible en el corte. La estratigrafía observada en ambos lados de la estructura indica que el segmento muestra una cinemática normal. El plano de ruptura tiene la siguiente geometría SSO/55°S.

4. Discusión

4.1. Eventos paleosísmicos

Se identificaron al menos tres eventos paleosísmicos a lo largo de los dos segmentos de ruptura observados en el afloramiento. Dos de estos eventos se registraron en el plano de ruptura R1 y un solo evento fue registrado en el plano de ruptura R2.

A lo largo del plano de ruptura R1, que afectó desde la base hasta la parte media del corte (desde la U1 hasta la U6), se observan desplazamientos variables entre los marcadores. Las unidades U1, U2, U3, U4 y U5 muestran un desplazamiento acumulado de 0.31 metros, indicando un primer paleoevento sísmico que generó ruptura en la secuencia de rocas.

Desde la U5 hasta la U6, se observa una deformación adicional de aproximadamente 0.14 metros, señalando la ocurrencia de un segundo paleoevento (**Figura 6**). Esto sugiere que el primer evento tuvo lugar antes de la deposición completa de la unidad U6 y presenta un desplazamiento vertical acumulado, mientras que el segundo evento ocurrió después de que la U6 se hubiera depositado por completo. Posteriormente, las unidades restantes se depositaron sin experimentar deformación a lo largo de esta ruptura.

A lo largo del plano de ruptura R2, que afectó desde la base hasta la parte superior del corte (desde la U1 hasta la U11), se observa un único desplazamiento entre los marcadores. Desde la U1 hasta la U11, se registra un desplazamiento de aproximadamente 0.61 metros (**Figura 7**). Este segmento de falla generó ruptura en toda la secuencia de rocas, indicando que este evento ocurrió una vez que todas las unidades estratigráficas fueron depositadas. Un aspecto a resaltar es que el desplazamiento mínimo apreciable en el corte, en la unidad U11, es de 0.58 metros. Por lo que, a pesar de que la superficie original, como se comentó en la subsección 2.1, donde se encuentra el corte, no está preservada, este desplazamiento es muy similar al espesor aproximado perdido 60 cm, por lo tanto, es muy probable que esta ruptura se haya propagado hasta la superficie.

4.2. Estimación del potencial sismogénico de los planos de ruptura

El análisis paleosismológico llevado a cabo en el corte de Santa Rosa ha revelado la existencia de actividad tectónica en depósitos sedimentarios cretácicos. Durante este análisis, se identificaron al menos tres paleoeventos sísmicos, destacándose uno de ellos por presentar una ruptura en la parte más superficial del corte.

Los datos recopilados a través del estudio sedimentológico, estratigráfico y paleosísmico de los planos de ruptura, que incluyen la longitud geomorfológica de la falla, el número de eventos y el desplazamiento vertical asociado, resultan fundamentales para caracterizar el potencial sismogénico de una estructura tectónica.

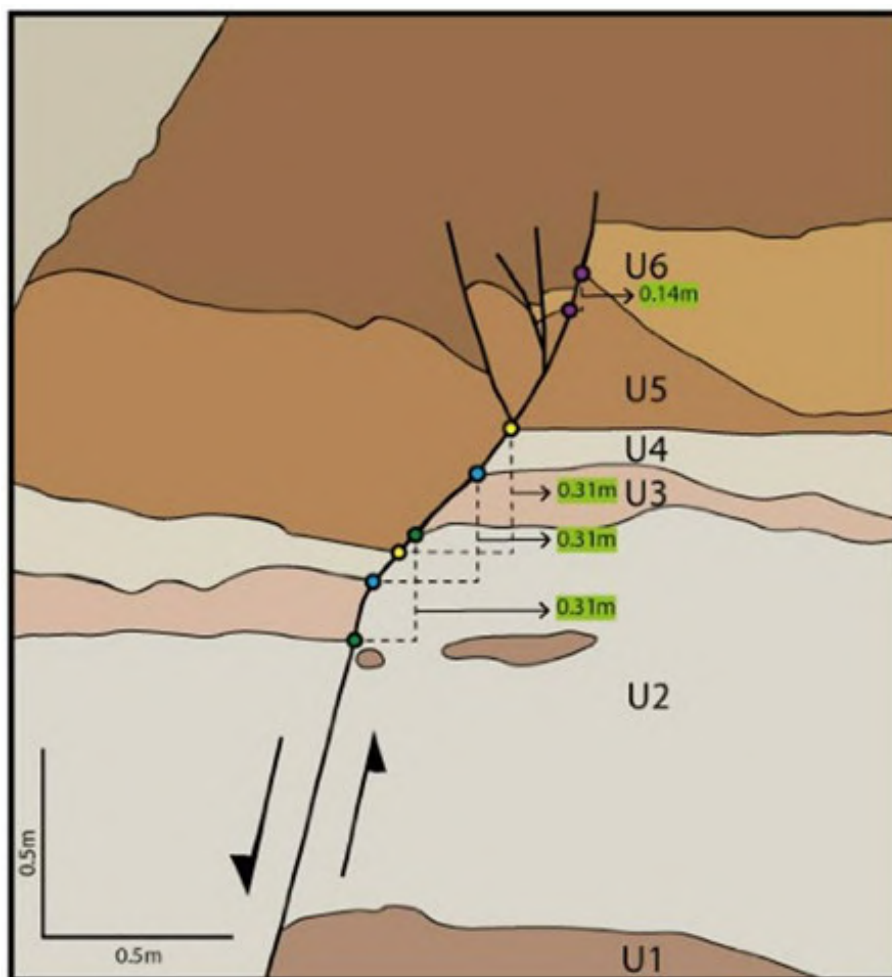


Figura 6. Ilustración del desplazamiento vertical a lo largo del plano de ruptura R1. El par de puntos de colores únicos representan los puntos clave de cada una de las unidades estratigráficas. Las líneas punteadas negras indican la longitud del desplazamiento vertical entre estos puntos. Los rec-

tángulos verdes corresponden al valor de desplazamiento de cada unidad estratigráfica, mientras que los polígonos de diferentes colores representan las unidades estratigráficas desplazadas.

4.2.1. Estimación de longitud de ruptura

Las evidencias cosísmicas primarias generadas durante un evento sísmico, tales como la longitud, la superficie de ruptura y el desplazamiento vertical de la falla, son comúnmente empleadas para determinar las magnitudes de los paleoeventos (Wells & Coppersmith, 1994; McCalpin & Nelson, 1996; Styron & Sherrod, 2020; Counts et al., 2021). La longitud de ruptura, originada por los eventos sísmicos, puede

estimarse mediante la ecuación 1. En este estudio, se aplicó este análisis exclusivamente al evento de ruptura R2, ya que este exhibe el mayor desplazamiento vertical a lo largo del plano de falla, registrando un desplazamiento de 0.61 metros. Esto implica que la longitud de ruptura cosísmica asociada a este evento podría haber superado los 11.5 kilómetros.

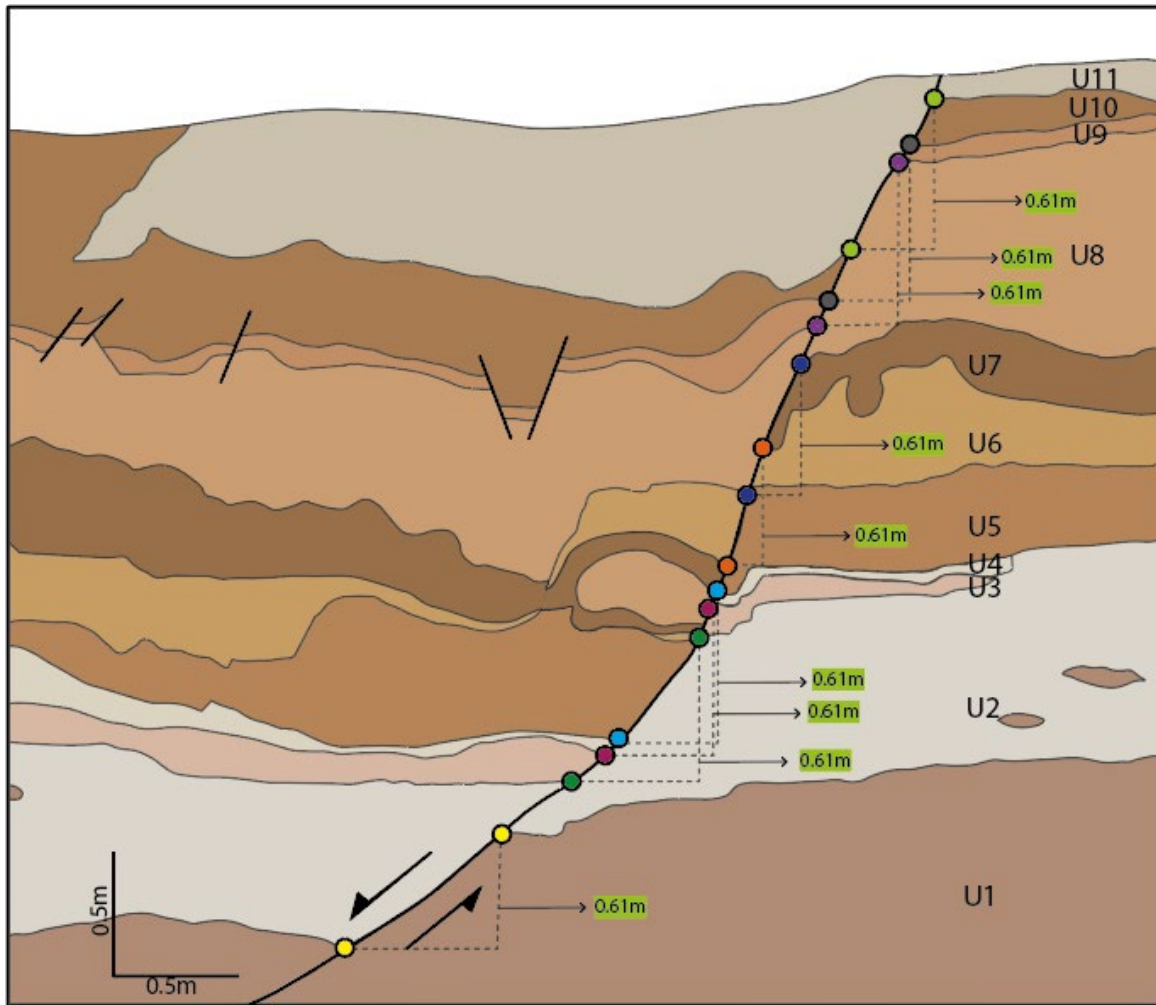


Figura 7. Ilustración del desplazamiento vertical a lo largo del plano de ruptura R2. El par de puntos de colores únicos representan los puntos clave de cada una de las unidades estratigráficas. Las líneas punteadas negras indican la longitud del desplazamiento vertical entre estos puntos. Los rec-

tángulos verdes corresponden al valor de desplazamiento de cada unidad estratigráfica, mientras que los polígonos de diferentes colores representan las unidades estratigráficas desplazadas.

4.2.2. Estimación de paleomagnitudes

Uno de los parámetros cruciales para evaluar el potencial sísmico de una falla es la magnitud sísmica (Reiter, 1988). Por ende, determinar el desplazamiento promedio de posibles paleosismos nos permite estimar el tamaño del terremoto y calcular su magnitud de ondas superficiales (Ms) y momento sísmico (Mw) mediante las ecuaciones 2 y 3. En este

estudio, se identificaron al menos tres eventos, lo que condujo a la decisión de estimar la paleomagnitud para todos ellos. Para ello, se calcularon estos parámetros utilizando datos de evidencia cosísmica primaria, como el desplazamiento vertical a lo largo de los planos de falla (**Tabla 1**).

Tabla 1. Paleomagnitudes estimadas. Las magnitudes estimadas se calcularon utilizando las ecuaciones propuestas por Bonilla et al. (1984) y Wells & Coppersmith (1994). Las magnitudes de momento (Mw) se basan en la cantidad de momento tectónico liberado por el terremoto, siendo el mo-

mento tectónico una medida de la fuerza y la distancia en que se mueve la falla. Por otro lado, la magnitud de ondas superficiales (Ms) resulta útil para estimar el potencial de daño causado por un terremoto.

Ruptura (R)	Eventos (Ev)	Unidades estratigráficas	Desplazamiento vertical promedio (m)	Ms (Bonilla et al., 1984)	Mw (Wells & Coppersmith, 1994)
R1	Ev.2	U5-U6	0.17	6.39	6.27±0.33
	Ev.1	U1-U5	0.14	6.33	6.22±0.33
R2	Ev.1	U1-U11	0.61	6.83	6.64±0.33

Los resultados señalan que los eventos generados por el plano de ruptura R1 tienen una magnitud de ondas superficiales comprendida entre $6.33 < Ms < 6.39$, con una magnitud de momento que varía desde $6.22 < Mw < 6.27$. Por otro lado, el único evento generado por el plano de ruptura R2 tiene una magnitud de ondas superficiales de $Ms = 6.83$, con una magnitud de momento de $Mw = 6.64$.

4.3. Implicaciones para la falla Porotoyacu

Los resultados obtenidos en el presente estudio identifican deformaciones en rocas cretácicas y muy probablemente en superficie, por lo que estas deformaciones pudieran estar asociadas a tectónica activa. En este orden de ideas, las siguientes

observaciones del corte de Santa Rosa y la traza de la falla Porotoyacu, identificada como falla activa (Costa et al., 2020), son analizadas:

i) Ubicación geográfica y trayectoria: El corte de Santa Rosa se localiza a una distancia de 1.67 km al sur y en la trayectoria del rumbo de la falla Porotoyacu.

ii) Rumbos análogos: Los planos de ruptura identificados en el corte de Santa Rosa, presentan rumbos análogos a los de la traza de la falla Porotoyacu.

iii) Características geomorfológicas del terreno: La traza de la falla Porotoyacu es identificada a partir de una zona de ruptura de pendiente. En algunos casos, esta zona tiene un ancho aproxi-

mado de 300 a 400 metros. Los planos de ruptura observados en el corte de Santa Rosa se localizan dentro de esta zona de ruptura de pendiente.

IV) Eventos sísmicos registrados: Se han registrado al menos dos eventos sísmicos en las proximidades del corte de Santa Rosa, lo cual evidencia la actividad sísmica de la falla Porotoyacu.

Estas características permiten proponer que los planos de ruptura observados en el corte de Santa Rosa están asociados a la actividad tectónica de la

falla Porotoyacu, y se plantea una extensión de la traza de la misma, al menos 1.67 km al sur hasta la zona del corte de Santa Rosa. Por lo tanto, los resultados, en relación con las magnitudes estimadas, obtenidos en el presente estudio, parecen indicar que la Falla Porotoyacu constituye una estructura sismogénica con el potencial de generar terremotos destructivos. Por lo que se recomienda continuar con estudios paleosismológicos sobre la falla Porotoyacu que permitan caracterizar la posible amenaza sísmológica asociada a esta falla.

5. Conclusiones

El análisis sedimentológico, estratigráfico y estructural del corte antropogénico de Santa Rosa ha permitido identificar al menos 11 unidades litoestratigráficas deformadas por segmentos de ruptura de falla. La aplicación de la paleosismología a estos planos de ruptura reveló la ocurrencia de al menos tres eventos sísmicos: dos en la ruptura R1 y uno en la R2. Los desplazamientos verticales registrados oscilaron entre 0,14 y 0,17 metros en la R1 y 0,61 metros en la R2, sugiriendo magnitudes estimadas en el rango de $6,22 < M_w < 6,64$ y $6,33 < M_s < 6,83$. Estas evidencias sugieren la ocurrencia de fuertes paleoterremotos en esta área de la zona subandina.

La cercanía de la falla Porotoyacu al corte de Santa Rosa, la analogía entre el rumbo de los planos de ruptura y el rumbo de la falla Porotoyacu, así como las

características morfológicas del área, permiten proponer que las deformaciones observadas en el corte de Santa Rosa están asociadas a la actividad tectónica de la falla Porotoyacu, por lo que se plantea una extensión de 1.67 km hacia el sur de la falla Porotoyacu.

Finalmente, los resultados sugieren que la falla Porotoyacu es una estructura con el potencial de generar terremotos de magnitud moderada a grande y destacan la importancia de continuar las investigaciones paleosismológicas para una comprensión más completa de la actividad sísmica de la región, lo que permitirá evaluar de manera más precisa las posibles amenazas sísmicas asociadas y por consiguiente la adecuada consideración en la planificación y gestión del riesgo para la sociedad.

6. Agradecimientos

Queremos expresar nuestro sincero agradecimiento al proyecto ICGP-669-Ollin Network por su valioso respaldo y la red de especialistas en el campo de la paleosismología que inspiraron la realización de este trabajo. Asimismo, extendemos nuestro agradecimiento a la población de Santa Rosa, cuya amable disposición facilitó el acceso al área de estudio. Esta investigación

se llevó a cabo dentro del Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra y Clima de la Universidad Regional Amazónica Ikiam y en el marco del proyecto CTC-006-2020: "ICGP-669 - Identification of seismogenic faults in populated areas on Latin America and its incorporation into seismic hazard assessment".

7. Bibliografía

- Alvarado, A. (2012). *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur*. [Thèse de Doctotat, Université de Grenoble]. <https://theses.hal.science/tel-00870332>
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrin, P., Segovia, M., Rolandone, F. & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- ASF (*Alaska* Satellite Facility). (15 de noviembre de 2023). Modelo de Elevación Digital – ALOS PALSAR -12.5 m. <https://search.asf.alaska.edu/#/>
- Baby, P., Rivadeneira, M. & Barragán, R. (Eds.) (2004). *La cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. Institut français d'études andines, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Petroecuador. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.2971>
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilat-sig Moreno, L., Taipe, M., Reyes, P., Kauffmann, P. & Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, 14-28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.030>
- Baize, S., Audin, L., Alvarado, A., Jomard, H., Bablon, M., Champenois, J., Espin, P., Samaniego, P., Quidelleur, X. & Le Pennec, J.-L. (2020). Active Tectonics and Earthquake Geology Along the Pallatanga Fault, Central Andes of Ecuador. *Frontiers in Earth Science*, 8, 1-21. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00193>
- Beauval, C., Marinière, J., Yepes, H., Audin, L., Nocquet, J. -M., Alvarado, A., Baize, S., Aguilar, J., Singaicho, J. & Jomard, H., (2018). A New Seismic Hazard Model for Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4), 1443-1464. <https://doi.org/10.1785/0120170259>
- Bonilla, M. G. (1988). Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 25(1), 17-29. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.xxv.1.17>
- Bonilla, M. G., Mark, R. K. & Lienkaemper, J. J. (1984). *Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement* (Report 84-256; Online Version 1.0, Open-File Report). USGS Publications Warehouse. <https://doi.org/10.3133/ofr84256>
- Cajamarca-Zuniga, D. & Kabantsev, O. (2023). Influence of the Carnegie Ridge on the Development of Seismogenic Sources and Seismicity of Ecuador. En: P. Akimov, N. Vatin, A. Tusnin & A. Doroshenko (Eds.), *Proceedings of FORM 2022* (pp. 299-310). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-031-10853-2_28
- Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J.-M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J.-Y., Villegas-Lanza, J.-C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X. & Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027>

- Chunga, K., Michetti, A., Gorshkov, A., Panza, G., Soloviev, A. & Martillo, C. (2010). Identificación de nudos sismogénicos capaces de generar potenciales terremotos de $M > 6$ y $M > 6,5$ en la región costera y cadenas montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. *Revista Tecnológica ESPOL – RTE*, 23, 61–89. <https://www.researchgate.net/publication/251236551>
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., González, G., López, M., Santibañez, I., Garcia, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M. & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- Cornejo, C. (2022). *Análisis de sismitas y paleosismología como indicadores de magnitudes de la actividad sísmica de la falla santa rosa, en el piedemonte amazónico, Ecuador*. [Tesis de Grado, Universidad Regional Amazónica Ikiam]. https://repositorio.ikiam.edu.ec/jspui/handle/RD_IKIAM/739
- Counts, R. C., Arsdale, R. V., Woolery, E., Murari, M. K., Owen, L. A., Glynn Beck, E., Mahan, S. & Durbin, J. (2021). Late Holocene Deformation near the Southern Limits of the Wabash Valley Seismic Zone of Kentucky and Indiana, Central United States, with Seismic Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(2), 1154–1179. <https://doi.org/10.1785/0120190089>
- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L. & Bradley, L. (2003). *Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. US Geological Survey Open-File Report 03-289 3, 289. <https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/>
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S. & Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193, 263–286. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs083>
- Hibsch, C., Alvarado, A. P., Yepes, H. A., Sébrier, M. & Pérez, H. V. (1996). Falla activa de Quito y fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo sísmico de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios. *Bull. inst. fr. études andines*, 25, 3, 359–388. <https://doi.org/10.3406/bifea.1996.1238>
- Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN). Instituto Geofísico - EPN (15 de noviembre de 2022). *Catálogo Sísmico 2012-Actualidad*. <http://www.igepon.edu.ec/>
- Jomard, H., Saqui, D., Baize, S., Alvarado, A., Bernard, B., Audin, L., Hidalgo, S., Pacheco, D., Ruiz, M. & Segovia, M. (2021). Interactions between active tectonics and gravitational deformation along the Billecocha fault system (Northern Ecuador): Insights from morphological and paleoseismological investigations. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103406. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103406>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, J.R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Souto Fortes, L.P. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (2), 125–131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., Berc, S. B. de & Rivadeneira, M. (2005). The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics*, 395(1), 67–80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.008>

- Masana, E., Rodríguez-Pascua, M. A., y Martínez-Díaz, J. (2011). Los paleoterremotos: Estudiando el pasado para entender el futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3), 305-316. <https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/257503>
- Mazzotti, S., Jomard, H. & Masson, F. (2020). Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- McCalpin, J. P. & Nelson, A. R. (1996). *Chapter 1 Introduction to paleoseismology*. En: J. P. McCalpin (Ed.), *International Geophysics*. Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(96\)80068-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(96)80068-4)
- Munsell, A. H. (1995). *Munsell Rock Color Chart*. Geisenheim: Munsell Color Company.
- Núñez Meneses, A., Lacan, P., Zúñiga, F. R., Audin, L., Ortuño, M., Rosas Elguera, J., León-Loya, R. & Márquez, V. (2021). First paleoseismological results in the epicentral area of the sixteenth century America earthquake, Jalisco – México. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103121>
- Obermeier, S. F., Pond, E. C., Olson, S. M., Green, R. A., Stark, T. D. & Mitchell, J. K. (2001). *Paleoliquefaction studies in continental setting; geologic and geotechnical factors in interpretations and back-analysis* (Report 2001-29; Open-File Report). USGS Publications Warehouse. <https://doi.org/10.3133/ofr0129>
- Rodríguez, E. E., Beck, S. L., Ruiz, M., Meltzer, A., Portner, D. E., Hernández, S., Segovia, M., Agurto-Detzel, H. & Charvis, P. (2024). Seismic imaging of the Northern Andean subduction zone from teleseismic tomography: A torn and fragmented Nazca *slab*. *Geophysical Journal International*, 236(1), 593-606. <https://doi.org/10.1093/gji/ggad421>
- Styron, R. H. & Sherrod, B. (2020). Improving Paleoseismic Earthquake Magnitude Estimates with Rupture Length Information: Application to the Puget Lowland, Washington State, U.S.A. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(2), 1139-1153. <https://doi.org/10.1785/0120200193>
- Tamay, J., Galindo-Zaldivar, J., Soto, J. & Gil, A. J. (2021). GNSS Constraints to Active Tectonic Deformations of the South American Continental Margin in Ecuador. *Sensors*, 21(12), 12. <https://doi.org/10.3390/s21124003>
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y. & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>

Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609-1632, <https://doi.org/10.1785/0120070111>

Contribución de autores

El presente capítulo ha sido diseñado y escrito por Carolina Cornejo. Oswaldo Guzmán participó en el diseño de la investigación, en el levantamiento de información de los desplazamientos verticales y la interpretación de las paleomagnitudes, así como en la redacción del presente manuscrito. Corina Campos contribuyó en el diseño de la investigación, realizó el levantamiento de la columna estratigráfica y en la identificación de estructuras de deformación presentes en el afloramiento. Cristian J. Cargua, participó activamente en el trabajo de campo, permitiendo la realización del fotomosaico del afloramiento y la identificación de los planos de ruptura. La revisión, comentarios y aprobación de la versión final del manuscrito fueron llevados a cabo por todos los autores, quienes declaran no tener conflictos de intereses.

Análisis de índices geomorfológicos en la zona Subandina de Ecuador. Implicaciones para la actividad tectónica de la Falla Tena

Belén Benites^{1*} <https://orcid.org/0009-0008-0191-3377>,
Oswaldo Guzmán² <https://orcid.org/0000-0001-7326-1082>,
Corina Campos² <https://orcid.org/0000-0002-2785-5469>,
Carolina Cornejo¹ <https://orcid.org/0000-0002-4421-1032>

¹Universidad Regional Amazónica Ikiám. Ingeniería en Geociencias. Facultad de Ciencias de la Tierra y Agua, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

²Grupo de investigación en Ciencias de la Tierra y Clima. Universidad Regional Amazónica Ikiám, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

*Autor por correspondencia: belenbenites22@gmail.com

Resumen

El objetivo de este trabajo es aplicar, por primera vez, índices geomorfológicos (sinuosidad del frente de montaña, índice de forma de cuenca, índice de Hack y factor de asimetría de cuenca de drenaje) para analizar la actividad tectónica del piedemonte amazónico en Ecuador. El análisis se realizó en un segmento de 21,51 km de la falla Tena. En primer lugar, se cartografió detalladamente la traza de la falla a partir de evidencias geomorfológicas (drenaje rectilíneo, drenaje desplazado, facetas triangulares). Posteriormente, se calcularon los índices geomorfológicos en un entorno SIG. Los resultados cuantitativos obtenidos muestran que en la parte NNE

existe una mayor deformación, lo que también es observable en el trayecto de la traza de falla con tendencia NNE-SSO de naturaleza transpresiva-inversa. Además, el área investigada está expuesta a una actividad tectónica de alta a moderada, que se destaca por la correlación entre los cuatro índices geomorfológicos calculados. Finalmente, los resultados obtenidos validan la utilidad de esta técnica para resaltar la actividad tectónica en el piedemonte amazónico de Ecuador, donde los procesos de meteorización tropical y la alta cobertura vegetal complican el análisis cualitativo convencional.

Palabras clave: Índices Geomorfológicos, Tectónica Activa, Falla Tena, Piedemonte Amazónico, Ecuador

1. Introducción

Ecuador es una de las regiones sudamericanas afectadas por una intensa actividad sísmica, causada principalmente por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa sudamericana a un ritmo de 58 ± 2 mm/año y en dirección E-W (Trenkamp et al., 2002; Rodríguez et al., 2024). Debido a su génesis, el territorio ecuatoriano comprende tres grandes regiones: Costa, zona Andina o Sierra, zona Subandina u Oriente (Marocco & Winter, 1997).

La zona Subandina ecuatoriana se caracteriza por una intensa actividad sísmica y volcánica, por llamativos procesos de erosión y por la inversión tectónica de viejas fallas normales vinculadas a un sistema de rift de edad Triásico y/o Jurásico Inferior (Baby et al., 2004). Estas fallas, actualmente inversas y con buzamiento fuerte, están orientadas principalmente a N-S o NNE-SSW (Baby et al., 1999; Baby et al., 2004). La zona Subandina tiene 3 unidades morfotectónicas constituidas por el Levantamiento del Napo, la Depresión de Pastaza y la Cordillera de Cutucú (Baby et al., 2004). La zona de Levantamiento del Napo está formada por estructuras transpresivas con orientación NNE-SSW que aún se encuentran sísmicamente activas (Jaillard et al., 2000; Beauval et al., 2018; Tamay et al., 2021).

La compilación y cartografía de fallas y estructuras a escala del territorio ecuatoriano fue realizada por Eguez et al. (2003). Posteriormente, el Proyecto SARA (South America Risk Assessment), realizado a escala de América del Sur, contribuye al cartografiado de estructuras activas en Ecuador, sin embargo, menciona que la representación de fallas peligrosas, en América del Sur, es muy heterogénea, y difiere por cobertura geográfica, disponibilidad y confiabilidad de los datos (Costa et al., 2020). De hecho, en Ecuador el conocimiento que se tiene en estructuras activas de la Región Sierra, donde se han realizado análisis geomorfológicos y paleosismológicos detallados (Hibs-

et al., 1996; Alvarado, 2012; Baize et al., 2015; Baize et al., 2020, Jomard et al., 2021), contrasta con el escaso conocimiento de las estructuras de la zona Subandina, a pesar de la identificación regional de varias fallas activas en la región amazónica (Eguez et al., 2003; Costa et al., 2020).

La falla Tena es una falla inversa que separa la zona Subandina del piedemonte amazónico, colocando en contacto rocas sedimentarias del Cenozoico y Terciario con rocas graníticas del Jurásico (Baby et al., 2004). Esta falla es catalogada como activa, posee una orientación N-S, y de acuerdo con el cartografiado regional, tiene una longitud de 35 km (**Figura 1**), con una cinemática inversa (Eguez et al., 2003) o una longitud de 29 km con una cinemática transcurrente-inversa (Proyecto SARA – Costa et al., 2020). Es importante resaltar que el Proyecto SARA denomina a esta falla como Talag; sin embargo, en el presente trabajo se utilizará la nomenclatura original propuesta por Eguez et al. (2003), por lo tanto, nos referimos a ella como falla Tena.

Desde el punto de vista sísmico se han registrado movimientos de magnitud M_w 6.4 probablemente asociados a la falla Tena (Beauval et al., 2010; Tamay et al., 2021). Mientras que Chunga et al., (2010), propone que la falla Tena se encuentra en nudos sismogénicos capaces de generar sismos de $M_w \geq 6$, que pueden representar una amenaza para la infraestructura y la población de las ciudades cercanas, tales como Tena y Archidona (**Figura 1**). A pesar de estas consideraciones, la falla Tena solo ha sido cartografiada en estudios regionales. Es por esto que el presente trabajo tiene como objetivo analizar espacialmente los índices geomorfológicos y sus implicaciones para la actividad tectónica de la falla Tena. Con lo cual se pretende contribuir a la caracterización de esta potencial amenaza natural.

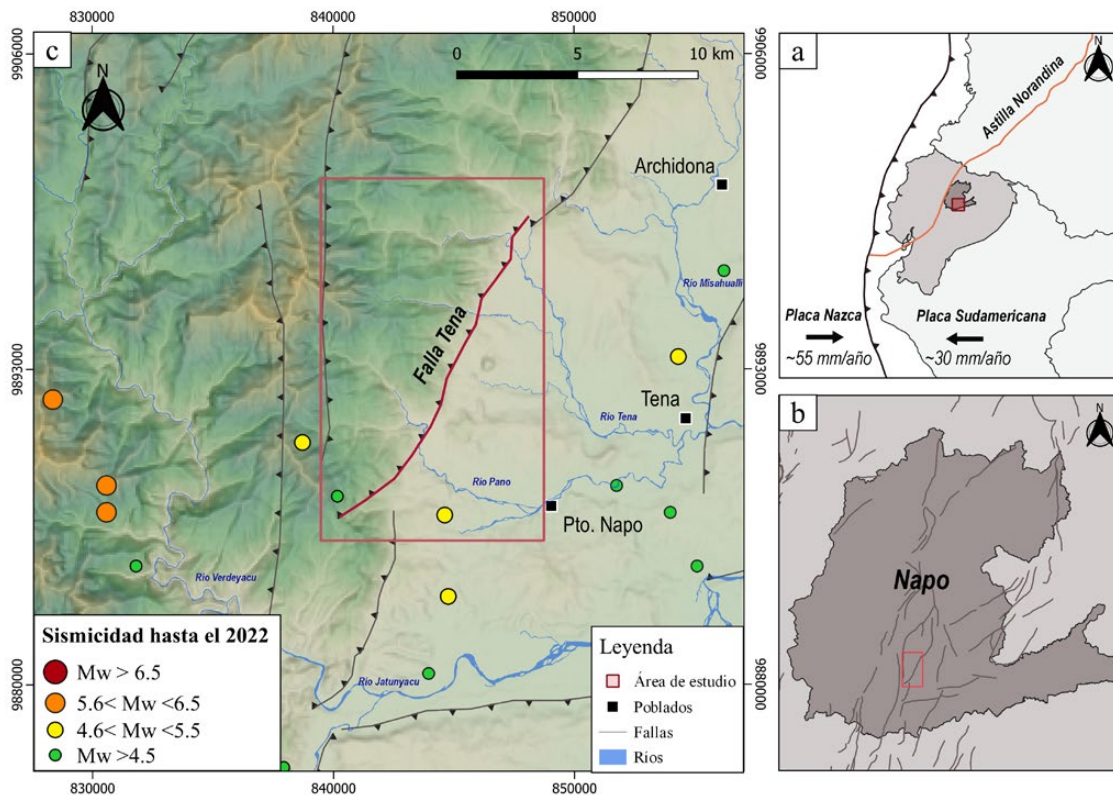


Figura 1. Ubicación del área de estudio. **(a)** Ubicación regional del área de estudio en el contexto geodinámico de Ecuador. El polígono gris representa a Ecuador en el contexto geodinámico de Sudamérica, donde la placa Nazca presenta una tasa de desplazamiento de ~ 55 mm/año y la placa Sudamericana de ~ 30 mm/año (Kendrick et al., 2003; Chlieh et al., 2014), mientras que el área de estudio de la figura 1c está señalada en rojo. **(b)** Ubicación del área de estudio en la provincia de Napo. El polígono gris oscuro representa la provincia de Napo, las líneas indican las principales fallas activas (adaptado de Costa et al., 2020), y el área de estudio está delimitada

por un rectángulo rojo. **(c)** Mapa de las principales fallas y distribución de sismos superficiales con epicentros dentro de la zona subandina (obtenido del IGEPN, 2022). Los tonos de color reflejan la magnitud de los eventos sísmicos. Las líneas de color negro representan las fallas superficiales activas con su cinemática. La línea de color rojo identifica la falla Tena. Los recuadros negros representan los poblados más cercanos. Las características topográficas son extraídas a partir de un Modelo Digital de Elevación de ALOS PALSAR de 12.5 m (ASF, 2020).

2. Metodología

La metodología propuesta para la cartografía y análisis de la falla Tena, sintetizada en el diagrama de la Figura 2, se fundamentó en la utilización de herramientas geoespaciales de *ArcGIS* para revelar características topográficas asociadas a la actividad tectónica. En el proceso se aplicaron análisis geo-

morfológicos cuantitativos que permiten identificar y cuantificar las deformaciones del relieve por donde se extiende la falla Tena relacionadas con la actividad tectónica, proporcionando así una base cartográfica para la comprensión de la dinámica de la falla Tena.

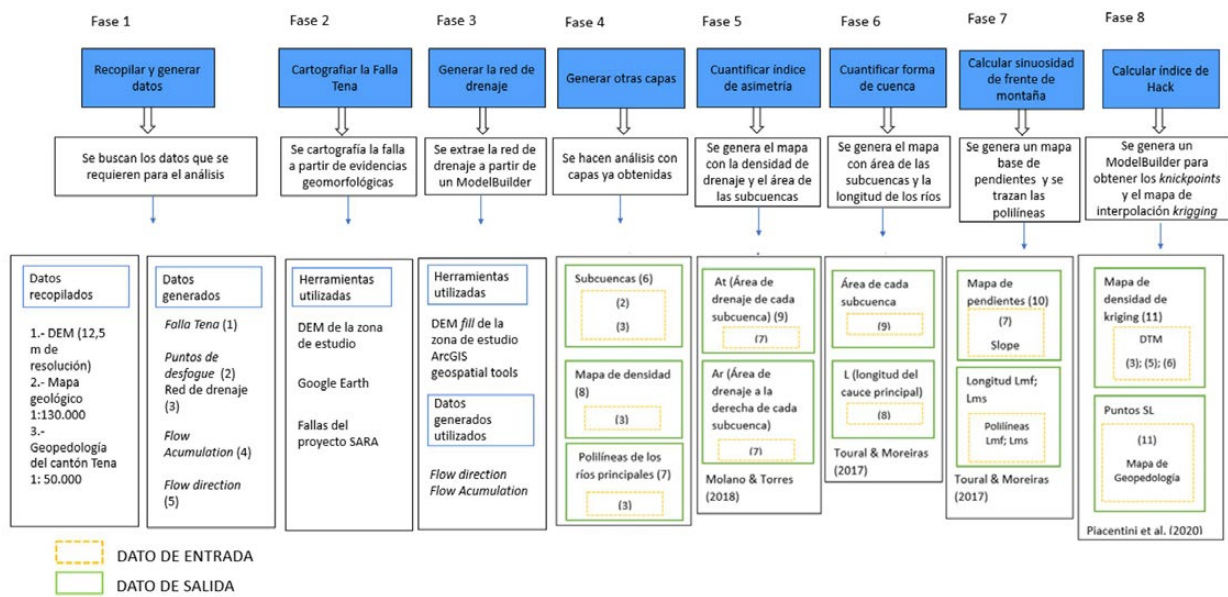


Figura 2. Diagrama esquemático de la metodología utilizada en el estudio. En el diagrama se muestra cada fase principal, (rectángulos rellenos de color azul), y sus objetivos (rectángulos negros señalados con flecha azul).

como los datos necesarios para el cálculo de los índices geomorfológicos (rectángulos negros señalados con flecha azul).

2.1. Cartografía de la falla Tena y extracción de drenajes

La cartografía de la falla Tena se hizo a través de la identificación de evidencias geomorfológicas coherentes entre sí, tales como sistemas fluviales desplazados y facetas triangulares (Graveleau et al., 2015; Li et al., 2021), sobre imágenes satelitales, obtenidas de Google Earth a una escala 1: 10000, y en un Modelo Digital de Elevación (DEM) de ALOS PALSAR de 12.5 m, obtenido en la página web del ASF (*Alaska Satellite Facility*).

En la extracción de la red de drenaje se utilizó un *ModelBuilder* en *ArcGIS* como herramienta de geoprocésamiento para delinear y mapear las rutas de flujo de agua dentro del área atravesada por la falla Tena. Empezó con un Modelo Digital de Elevación (DEM) como dato de entrada aplicando la herra-

mienta *Fill* para corregir depresiones en el terreno. El flujo de trabajo empleó herramientas como *Flow Direction* para asignar valores direccionales basados en la pendiente y *Flow Accumulation* para identificar áreas de drenaje concentrado. Luego, el modelo incorpora técnicas de umbralización para distinguir rutas de flujo significativas, convirtiendo los resultados en una red de flujo binaria utilizando la definición de flujo. Se incluyeron pasos opcionales adicionales, como la asignación del orden de las corrientes, para caracterizar aún más la jerarquía de drenaje (Gupta et al., 2022). La herramienta de cuencas hidrográficas *Stream to Feature* se aplicó para definir áreas de captación, convirtiendo salidas ráster en polígonos vectoriales (**Figura 3**).

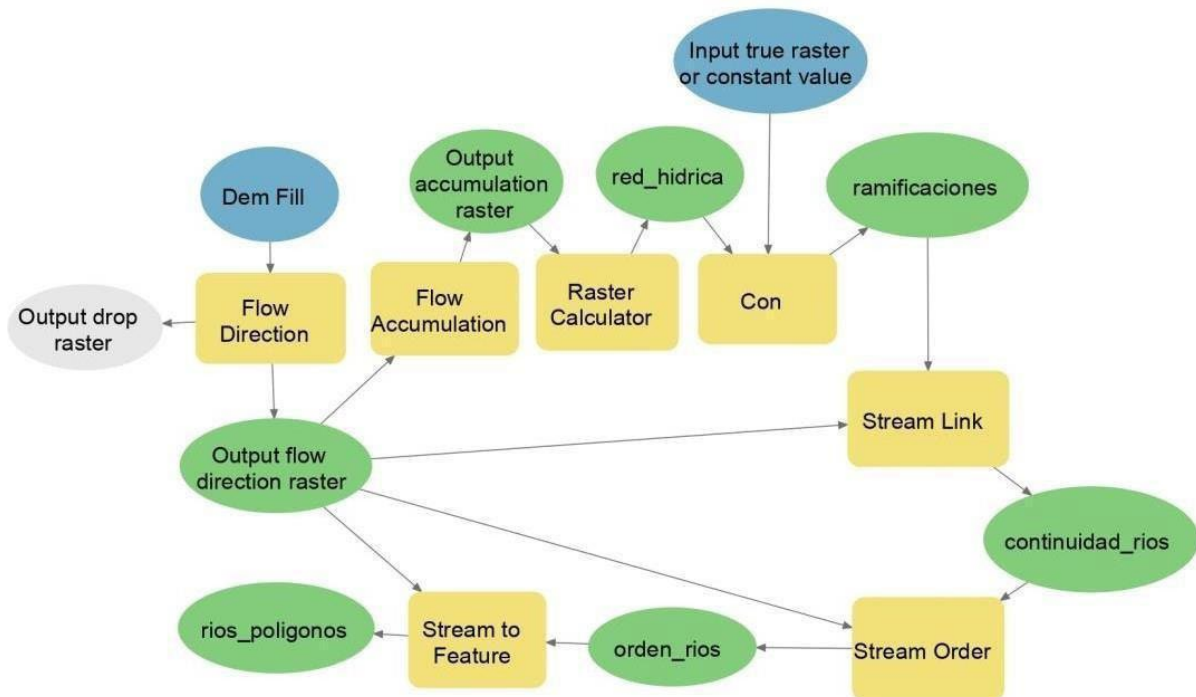


Figura 3. Modelo de geoprocésamiento utilizado para la extracción de la red de drenaje. En el modelo se muestran las relaciones existentes entre las herramientas de procesamiento de ArcGIS utilizadas (rectángulos de color

amarillo), sobre datos existentes (elipses de color azul) y los principales resultados que se obtienen (elipses de color verde). El procesamiento es realizado sobre un Modelo Digital de Elevación (DEM).

El proceso de extracción de cuencas de drenaje comenzó con la definición de los puntos de salida, que sirven como puntos de partida para la delineación de la cuenca. Estos puntos de salida se utilizan luego como entrada en herramientas hidrológicas, como las herramientas de *Flow Direction* y *Flow Accumulation*. El *ModelBuilder* de las subcuencas hidrográficas vinculó estas herramientas de forma secuencial, ase-

gurando una progresión paso a paso en el análisis. La herramienta *Flow Direction* determina la ruta del flujo de agua a través del terreno, mientras que la herramienta *Flow Accumulation* acumula los valores del flujo, resaltando las áreas con mayor densidad de drenaje. Finalmente, la herramienta *watershed* se empleó para extraer las cuencas de drenaje en función del flujo acumulado (**Figura 4**).

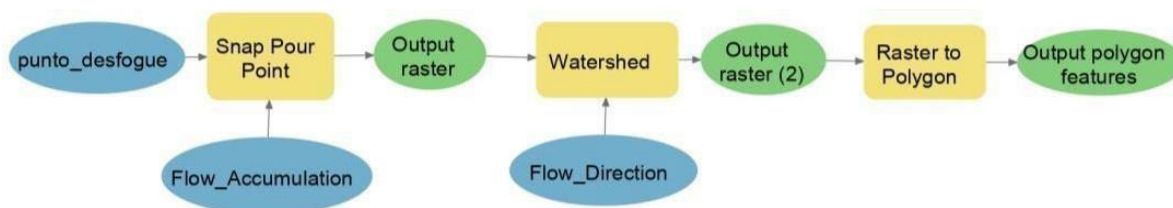


Figura 4. Modelo de geoprocésamiento utilizado para delimitar las cuencas hidrográficas en el análisis espacial de datos. En el modelo se muestran las relaciones existentes entre las herramientas de procesamiento de ArcGIS

utilizadas (rectángulos de color amarillo), sobre datos existentes (elipses de color azul) y los principales resultados que se obtienen (elipses de color verde).

Es importante resaltar que, en el proceso de división de las subcuencas, no se tomó en cuenta la ramificación principal del río Jatunyacu, debido a que esa parte de la cuenca se encuentra afectada por otras fallas, lo que podría generar interferencias y complicaciones de interpretación con respecto a los efectos de la falla Tena. Sin embargo, se consideró una rama secundaria del río Jatunyacu para delimitar la subcuenca del río Jatunyacu.

2.2. Cálculo de índices geomorfológicos

Los índices de sinuosidad del frente de montaña, asimetría de cuenca de drenaje, radio de elongación e índice de Hack fueron calculados con el fin de comprender las formas de relieve en relación a la actividad tectónica de la falla Tena.

2.3.1. Sinuosidad del frente de montaña (*smf*)

La sinuosidad del frente de montaña (*Smf*) examina las variaciones en los procesos tectónicos y la transformación erosiva de una topografía y cuantifica la alineación de una falla que ha experimentado una elevación de roca reciente (Baharvandi, Pardhan & Soori, 2020; Manopkawe, 2023). Después de la elevación abrupta, la erosión y la evolución del paisaje predominan, dando lugar a la formación de un frente montañoso de contorno sinuoso, especialmente en áreas donde la resistencia de la roca es

menor. Una sinuosidad igual a 1 indica un frente montañoso recto, mientras que valores mayores sugieren un contorno más sinuoso. El cálculo de *Smf* se realiza mediante la ecuación 1 (Bull, 2007).

$$Smf = 100 \left(\frac{Lmf}{Ls} \right) \quad (\text{ecuación 1})$$

Donde:

Smf: Sinuosidad del frente de montaña.

Lmf: La longitud del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña.

Ls: La longitud en línea recta del frente de montaña.

Para calcular la sinuosidad del frente de montaña, se mide la longitud del frente montañoso siguiendo sus crestas y valles principales. Luego, se divide esta longitud real por la distancia en línea recta entre el inicio y el final del frente montañoso. El criterio de selección de los puntos de medición se basó en dividir cada subcuenca en dos segmentos a lo largo de su ancho, a excepción de las subcuencas 1 y 3, por lo poco ancho de las subcuencas, esto para evitar que los valores de *Ls* de estas subcuencas cuenten con valores muy bajos respecto a otras subcuencas con más ancho. Se utilizó la clasificación de (Bull, 2007) para conocer la actividad tectónica en dichos segmentos (**Tabla 1**).

Tabla 1. Categorías de frente montañoso de acuerdo al índice de sinuosidad del frente de montaña (S_{mf}). Se identifican tres categorías de actividad tectónica asociada al valor de S_{mf} que se obtenga (Bull, 2007).

Clasificación	S_{mf}
Frente de montaña inactivo	>3
Frente de montaña moderadamente activo	1.5-3
Frente de montaña altamente activo	1.0-1.5

2.3.2. Asimetría de cuenca de drenaje (AF)

La asimetría de una cuenca de drenaje sirve como un indicador para comprender la distribución de las características del paisaje y los procesos hidrológicos dentro de una cuenca fluvial e identificar posibles influencias tectónicas, debido a que cuando sobre una cuenca de drenaje incide una deformación tectónica, el entramado de cauces se verá afectado en mayor o menor medida según la intensidad de la deformación (Rincón & Vegas, 2000; Baharvandi, Pardhan & Soori, 2020). Para calcular la asimetría, se mide la longitud de las líneas de drenaje en ambos lados de la cuenca y se compara la longitud ponderada de cada lado.

Se calculó el área total de cada una de las subcuencas hidrográficas determinadas y la creación de polígonos del área a la derecha del río principal de las subcuencas. Se produjo un mapa de densidades de la red de drenaje con el fin de conocer qué ríos son los principales e inferir mejor el área de drenaje a la derecha de cada subcuenca. Con la herramienta *Calculate Geometry* se procedió a aplicar la ecuación 2.

$$Af = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad (\text{ecuación 2})$$

Donde:

Af : Factor de asimetría.

Ar : Área de la cuenca a la derecha.

At : Área total de la cuenca de drenaje.

Los valores son tratados con rangos que se obtienen restando 50 a los valores obtenidos del AF (Pérez-Peña et al., 2010).

2.3.3. Índice de forma de la cuenca - Radio de elongación (Re)

Se comparó a cada una de las subcuencas determinadas con un círculo que representa las mismas áreas y la longitud de los principales ríos para definir el diámetro y el radio de elongación y definir la forma de las subcuencas, el cálculo de las longitudes de los ríos principales de la red de drenaje que se consideran las partes más distantes de cada cuenca (L). El Re es calculado a partir de la ecuación 3.

$$Re = \frac{Rc}{L} \quad (\text{ecuación 3})$$

Donde:

Re : Radio de elongación.

Rc : Ancho máximo de la cuenca.

L : Longitud total de la cuenca.

El resultado obtenido sirve para definir la geometría de la cuenca de acuerdo a Bhat et al. (2013) (**Tabla 2**).

Tabla 2. Categorías de cuencas hidrográficas de acuerdo con su radio de elongación (Re). Se identifican cuatro categorías de cuencas asociadas al valor de Re que se obtenga (Bhat et al., 2013).

Clasificación	Re
Circular	1-08
Levemente elongada	0.79-0.7
Elongada	0.69-0.4
Fuertemente elongada	0.39-0.2

2.3.4. Índice de Hack (SL)

El índice de Hack es un parámetro utilizado para cuantificar la tendencia de una cuenca de drenaje a desarrollar meandros. Este índice proporciona información sobre la estabilidad del curso de un río y la relación entre su longitud y las dimensiones laterales del valle. El Índice de Hack se utiliza para evaluar la propensión de un río a curvarse, lo que puede estar influenciado por diversos factores geológicos y tectónicos (Hack, 1973).

Se utilizó un método geoestadístico para obtener un mapa general con el índice SL a través de la interpolación y filtrado de los valores estimados a lo largo de la red de drenaje del área de estudio. El conjunto de datos obtenidos de SL se interpoló utilizando el algoritmo *kriging* ordinario (Piacentini et al., 2020). Este método permite computar los valores de SL y definir las anomalías en SL. Se generaron puntos a lo largo de la red de drenaje que fueron divididos en segmentos de 50m correspondientes al *dl*. Además, se interpolan los valores de altura del DEM con la red drenaje para obtener valores de altitud mínima y máxima de cada tramo, es decir, el *dh*. Con el uso de la herramienta *Flow Length* se obtuvo la longitud desde los puntos medios hasta la cabecera del drenaje correspondiente al *L* (**Figura 5**).

Los valores de las anomalías permiten detectar movimientos verticales, no obstante, existen zonas con tectónica inactiva que tienen gradientes pronunciados, atribuidos a rocas resistentes. Por ello, los valores fueron plasmados en un mapa de litología como un control litológico. Se calculó según la ecuación 4.

$$SL = \left(\frac{dh}{dl} \right) * L \quad \text{(ecuación 4)}$$

Donde,

SL: Índice de Hack.

dh: La diferencia entre el punto más alto y el más bajo de una sección del canal.

dl: La proyección horizontal de la sección estudiada.

L: Longitud del canal del río.

Se realizó un mapa de distribución de *kriging* de los valores calculados considerando la clasificación por cuantil con clases de 4 partes. La clasificación por cuantil con clases de 4 partes mostrará visualmente cómo se distribuyen espacialmente los valores estimados y cómo estos valores se dividen en cuatro categorías distintas, permitiendo una interpretación más clara de la variabilidad y los patrones en la superficie analizada.

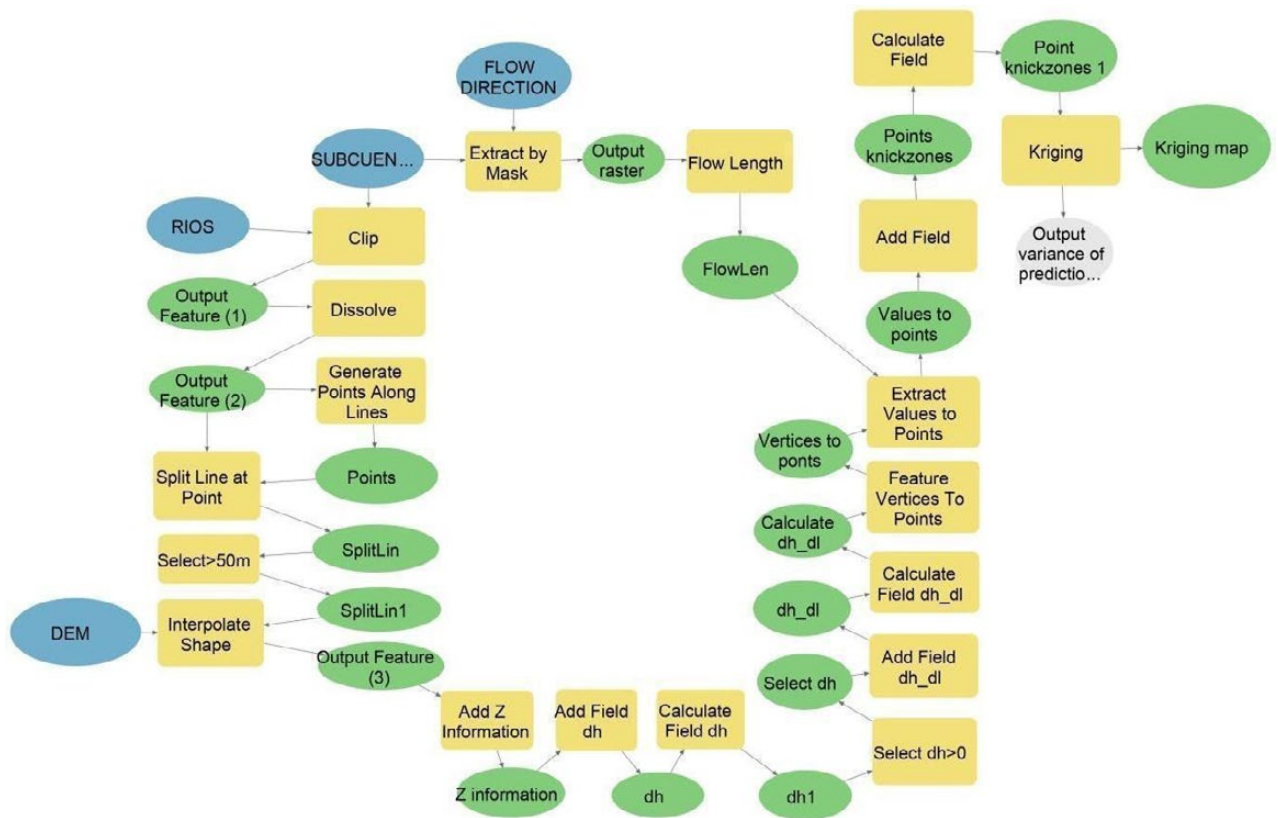


Figura 5. Modelo de geoprocesamiento utilizado para el cálculo del índice de Hack (SL). En el modelo se muestran las relaciones existentes entre las herramientas de procesamiento de ArcGIS utilizadas (rectángulos de color

amarillo), sobre datos existentes (elipses de color azul) y los principales resultados que se obtienen (elipses de color verde).

3. Resultados y Discusión

3.1. Falla Tena y red de drenaje

En las imágenes de satélite y el DEM se identificaron los drenajes de los ríos Tena, Pano y Jatunyacu con signos de desplazamiento horizontal dextral (**Figura 6**). También se identifican facetas triangulares, las cuales se encuentran asociadas a movimientos verticales (Bahrami, 2012; Bull, 2007). Los marcadores identificados son coherentes con la cinemática transpresiva dextral establecida por el Proyecto SARA (Costa et al., 2020). La identificación de estos marcadores ha permitido construir una traza de falla de aproximadamente 21.5 km de longitud, con un rumbo NNE - SSO entre los ríos Tena y Jatunyacu.

Con respecto a la red de drenaje, se obtuvo una red de drenaje de todo el archivo DEM con un orden de 1 a 8 (de acuerdo a la clasificación de Strahler, 1952) y de donde se tomaron como puntos de desfogue los ríos de orden 3 por ser los más cercanos a la falla Tena. Con estos puntos junto con el modelo de *Flow Direction* se obtuvieron 6 subcuencas hidrográficas. Todas estas subcuencas son atravesadas por la falla Tena (**Figura 7**).

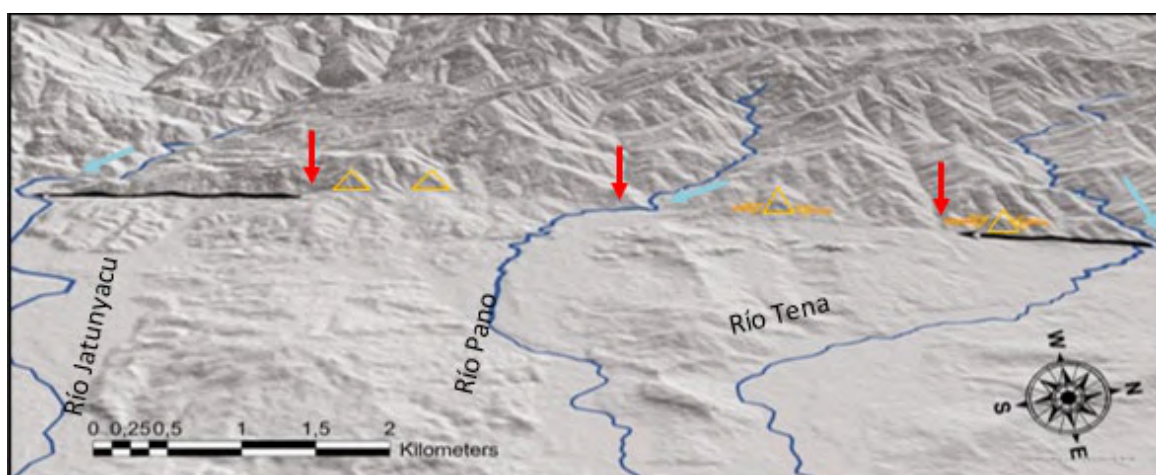


Figura 6. Visualización de marcadores morfológicos asociados a la falla Tena. En primer plano, se aprecia el cambio en las características del relieve (altura y pendiente), señalado con flechas rojas. Las zonas donde ocurre el desplazamiento de los ríos Tena, Pano y Jatunyacu son señaladas con flechas azules claras. Las principales facetas triangulares son indicadas con

triángulos y flechas naranjas. La traza propuesta de la falla Tena es construida a partir de la unión de los marcadores señalados previamente. En la figura, solo señala la traza en los bordes con líneas de color negro. Las características morfológicas son apreciadas sobre el DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (*Alaska Satellite Facility*).

3.2. Índices Geomorfológicos

• *Asimetría de cuenca de drenaje (AF)*

Se detectaron 1 subcuenca simétrica, 1 subcuenca moderadamente asimétrica, y 4 subcuencas fuertemente asimétricas (**Figura 8, Tabla 3**). Siendo las

subcuencas 2, 4, 5 y 6 las de mayor basculamiento, y la subcuenca 6 con un patrón de dirección opuesto de basculamiento al resto de subcuencas.

El índice de asimetría de la cuenca (AF) se utiliza para identificar la inclinación transversal tectónica y la migración lateral de los ríos, según Pérez-Peña et al. (2010). Las subcuencas 2, 4 y 5 exhiben índices AF fuertemente asimétricos, indicando un reflejo de

la actividad tectónica en estas áreas. Se observa que la red de drenaje de estas subcuencas, como se muestra en la **Figura 8b**, presenta una migración predominante hacia el noreste (NE), sugiriendo una clara tendencia en su dirección de basculación.



Figura 7. Principales subcuencas hidrográficas de la zona de estudio. Se identifican seis principales subcuencas hidrográficas, señaladas con números (1 – 6). La traza de la falla Tena es señalada con una línea disconti-

nua roja. El fondo de la imagen corresponde al DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (*Alaska Satellite Facility*).

Por el contrario, la subcuenca 6 muestra una dirección de migración opuesta en su red hídrica. Se interpreta este comportamiento como resultado del tamaño de la subcuenca 6, que probablemente influye en los resultados, ya que la afectación tectónica que buscamos analizar se ubica en la parte

opuesta a la desarrollada hacia el este de la falla en la subcuenca 6. Es decir, en la zona de bajo relieve hay muy poca área para analizar el oeste de la falla. Por lo tanto, se concluye que el índice AF puede no ser adecuado para esta subcuenca debido a las condiciones específicas de la región.

Tabla 3. Resultados índices de asimetría AF en las 6 subcuencas del área de estudio. Los resultados son clasificados de acuerdo con Pérez-Peña et al. (2010).

Nº sub cuenca	At(km ²)	Ar(km ²)	AF	AF Normalizado	Rango	Clasificación
1	41.22	26.12	63.36	13.36	10-15	Moderadamente asimétrica
2	7.23	5.42	74.97	24.97	>15	Fuertemente asimétrica
3	11.58	6.15	53.11	3.11	<5	Simétrica
4	20.39	14.58	71.49	21.49	>15	Fuertemente asimétrica
5	66.52	54.04	81.24	35.87	>15	Fuertemente asimétrica
6	30.29	10.25	33.85	16.15	>15	Fuertemente asimétrica

*At (km²): Área de drenaje total en kilómetros cuadrados de cada subcuenca; Ar (km²): Área a la derecha del cauce principal de cada subcuenca; AF: Factor de asimetría; AF normalizado: índice normalizado en su valor absoluto menos 50.

• Sinuosidad del frente de montaña (Smf)

Se delimitaron 10 segmentos en la falla para calcular los valores de frente montañoso entre el piedemonte y la zona de montaña (**Figura 9**). La mayoría de los segmentos elegidos de la zona presentan una actividad entre moderada y altamente activa. Las subcuencas 2 y 3 muestran valores con mayor actividad tectónica, mientras que la subcuenca 5 y el segmento final de la subcuenca 6 corresponden a una tectónica inactiva (**Figura 9, Tabla 4**)

El índice Smf mide la relación entre la erosión que corta el inicio de los valles y las fuerzas tectónicas que crean el frente montañoso (Keller & Pinter, 2002).

Las áreas pertenecientes a la subcuenca 5 y el segmento 10 de la subcuenca 6 tienen valores altos de Smf. La subcuenca 5 se desarrolla sobre litologías compuestas principalmente por areniscas con poca resistencia a la erosión (Bierman & Montgomery, 2014). Mientras que la subcuenca 6 presenta diferencias en el índice Smf en sus dos segmentos. Se ha inferido que se debe al tipo de geoformas presentes en cada segmento. El segmento 9, se trata de una geoforma de alto relieve montañoso. Mientras que el segmento 10, una geoforma de extensión de glaciais cuya naturaleza es erosiva (García-Tortosa et al., 2011; MAG-SIG Tierras, 2014).

• **Índice de forma de la cuenca - Radio de elongación (R_e)**

Los valores del índice de forma de la cuenca para las seis subcuencas han sido clasificados como altamente elongada y elongada. Se observa que únicamente la subcuenca 2 exhibe un valor clasificado como elongada, mientras que las restantes subcuencas presentan valores categorizados como altamente elongada (**Figura 10, Tabla 5**).

El índice R_e , en la mayoría de las subcuencas, tiene una categoría de fuertemente elongada; lo cual indica zonas de actividad tectónica más intensa orientadas en sentido E-W. Por otro lado, la subcuenca 2 podría ser menos alargada debido a la migación de sus microcuencas y la captación de sedimentos que cubren un área menor que el resto de las subcuencas, dando más circularidad a la forma de la subcuenca 2.

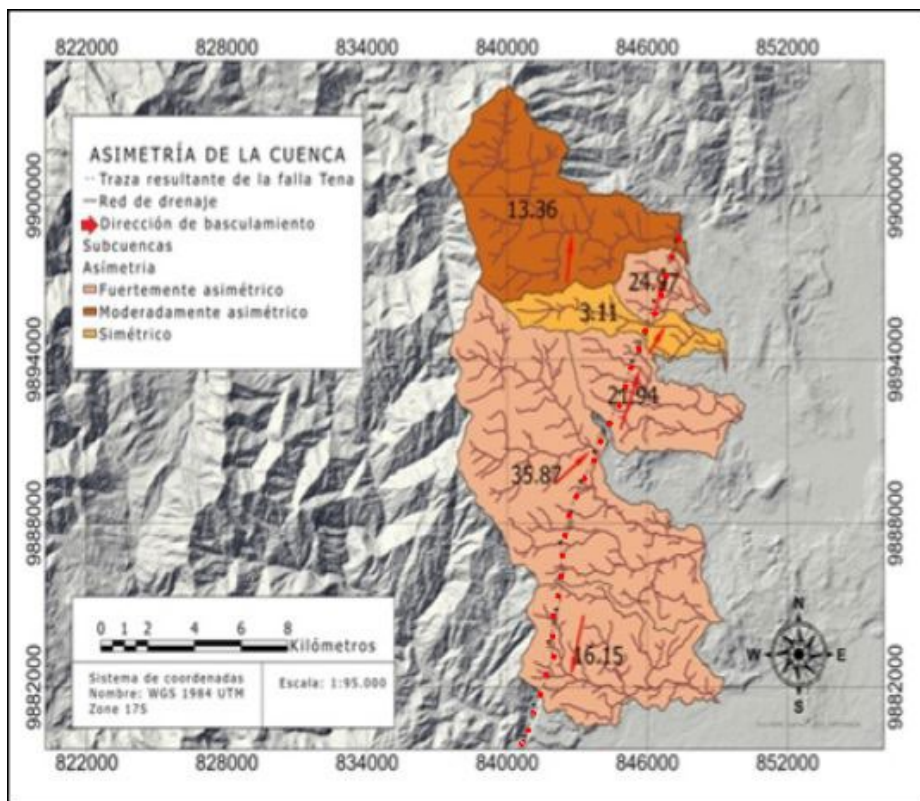


Figura 8. Mapa de índice de asimetría de las subcuencas hidrográficas en el área de estudio. El mapa muestra el índice de asimetría de las subcuencas y la dirección de basculamiento, que está vinculada a la actividad tectónica. La clasificación de la asimetría en cada subcuenca abarca desde simétrica

hasta fuertemente asimétrica. La dirección de la asimetría está marcada con flechas rojas. La traza de la falla Tena está señalada con una línea discontinua roja. El fondo de la imagen corresponde al DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (*Alaska Satellite Facility*).

Tabla 4. Resultados de aplicación de sinuosidad del frente de montaña para las 6 subcuencas. Los resultados están clasificados de acuerdo a Bull (2007).

N° sub cuenca	Segmento	Lmf	Ls	Smf	Rango	Actividad tectónica
1	1	2.06	0.79	2.60	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
2	2	3.08	1.41	2.19	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
2	3	1.86	1.45	1.28	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
3	4	1.01	0.63	1.59	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
4	5	3.65	1.93	1.88	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
4	6	4.52	1.95	2.32	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
5	7	15.08	2.82	4.70	>3	Inactiva
5	8	8.72	2.82	3.09	>3	Inactiva
6	9	4.37	2.54	1.72	(1.5 - 3)	Moderadamente activa
6	10	7.43	1.92	3.86	>3	Inactiva

*Lmf: Largo del frente de montaña entre el piedemonte y el valle; Ls: Línea recta paralela al frente de montaña; Smf: Sinuosidad del frente de montaña.

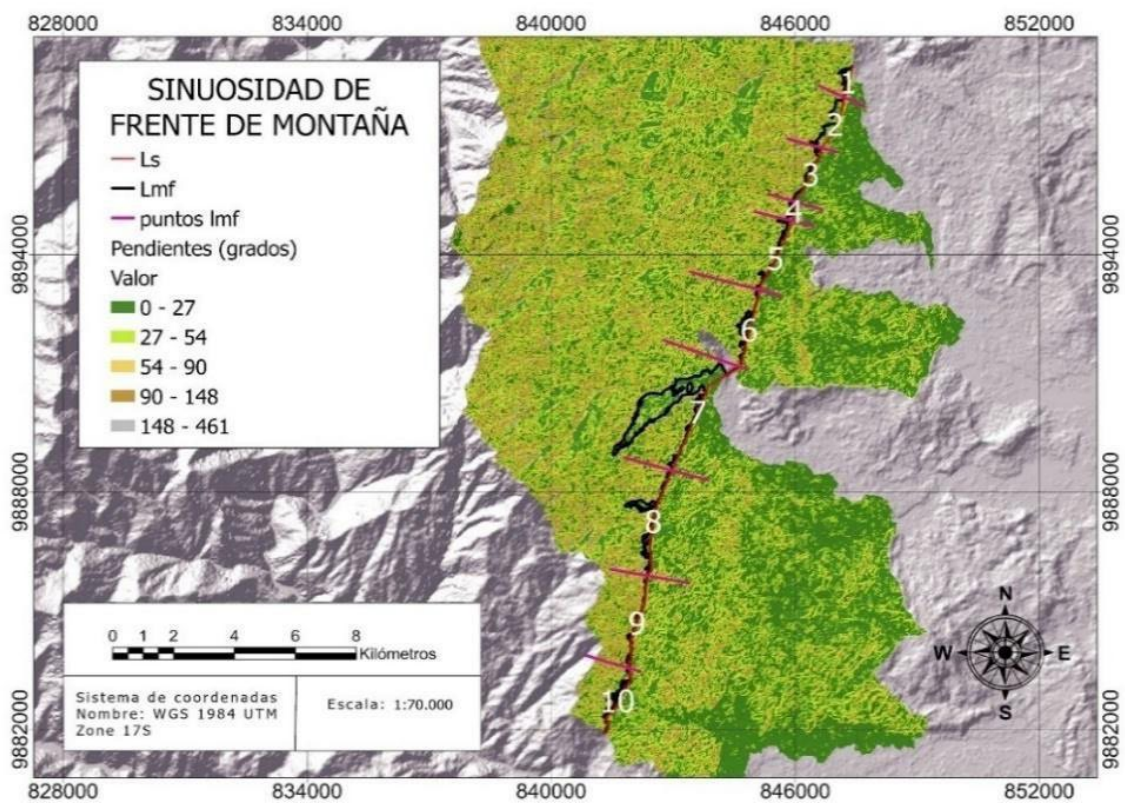


Figura 9. Mapa de sinuosidad del frente de montaña. Los 10 segmentos trazados en donde se mide la longitud del frente de montaña, están señalados con números blancos. La longitud del frente de montaña, Lmf, se mide a lo largo del pie de la montaña y la longitud en línea recta del frente de mon-

taña, Ls de cada segmento, a lo largo de las subcuencas. Se representa un mapa de pendientes clasificadas en el área de las subcuencas para separar las zonas de alta pendiente de las zonas planas. El fondo de la imagen corresponde al DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (*Alaska* Satellite Facility).

Tabla 5. Índices de la forma de la cuenca - Re para las 6 subcuencas del área de estudio. Los resultados están clasificados de acuerdo a Bhat et al. (2013).

N° sub cuenca	At(km²)	L(km)	Re	Rango	Clasificación
1	41.22	15.25	0.27	0.2 - 0.39	Altamente elongada
2	7.23	4.18	0.41	0.4 - 0.59	Elongada
3	11.58	10.90	0.20	0.2 - 0.39	Altamente elongada
4	20.39	9.53	0.30	0.2 - 0.39	Altamente elongada
5	66.52	16.28	0.32	0.2 - 0.39	Altamente elongada
6	30.29	10.98	0.32	0.2 - 0.39	Altamente elongada

*A (km²): Área en kilómetros cuadrados de las subcuencas; L (km): Longitud del cauce principal medido en kilómetros de cada subcuenca; Re: índice de circularidad.



Figura 10. Mapa del índice de forma de la cuenca (Re). Las cuencas son clasificadas en elongada y fuertemente elongada. El valor del índice obtenido para cada subcuenca está señalado con un número sobre el área de la

subcuenca. La traza de la falla Tena está señalada con una línea discontinua roja. El fondo de la imagen corresponde al DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (Alaska Satellite Facility).

• Índice de Hack (SL)

De acuerdo con los resultados obtenidos con el cálculo del índice de Hack-SL, es factible identificar los segmentos que delimitan el piedemonte de la región montañosa, por la cual atraviesa la falla Tena (**Figura 11**). En la zona NNE se destacan predominantemente valores altos del índice de Hack-SI (color amarillo), que permiten identificar áreas particularmente susceptibles a perturbaciones en los canales

de los ríos. En contraste, los valores del índice de Hack-SL en la región SSO son valores bajos (color azul). Esta diferencia sugiere una afectación diferencial en ambas zonas, y pudiera estar asociada a la mayor actividad tectónica en la zona NNE, aunque los contrastes litológicos como factor diferencial no se descartan y se recomienda analizarlos en detalle.

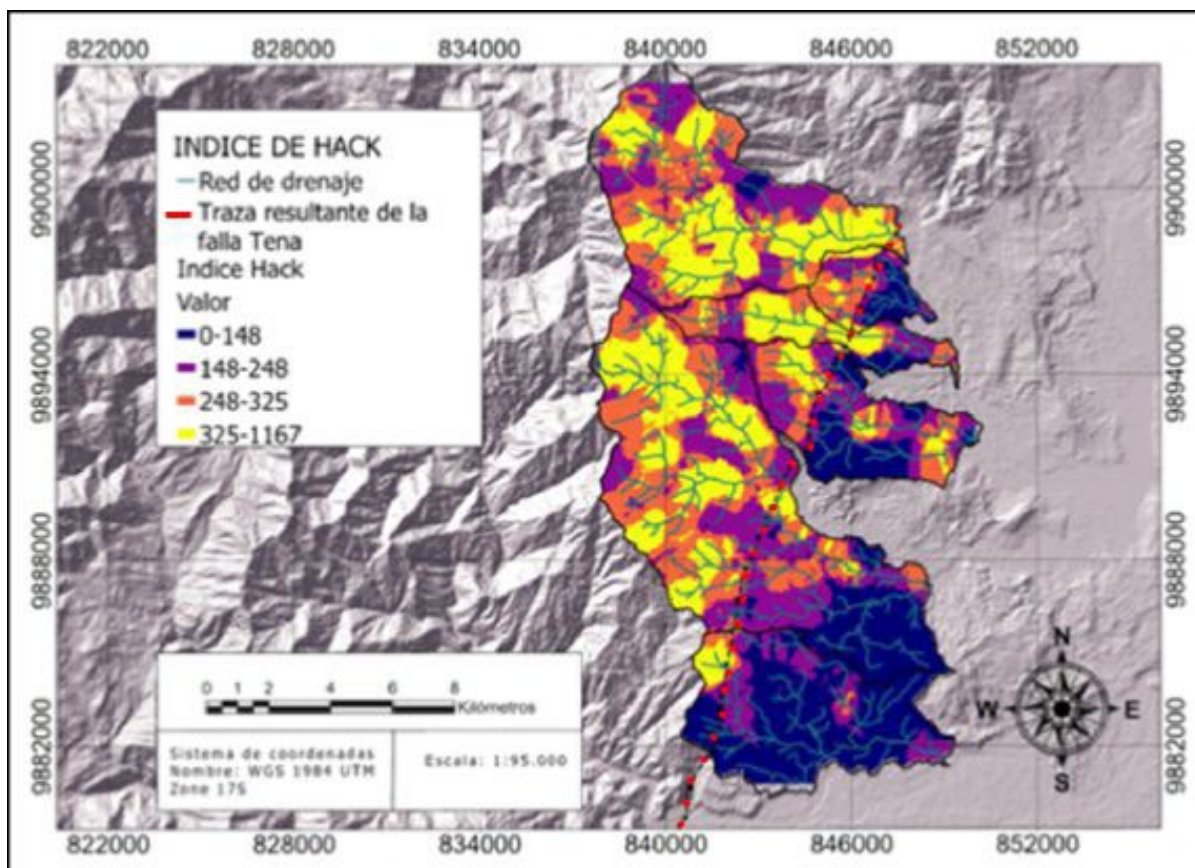


Figura 11. Mapa del índice de Hack-SL. Se destacan los valores más elevados con el color amarillo, proporcionando una visión de las áreas con índices de Hack-SL significativamente superiores. Mientras que los valores más bajos están representados de color azul. Resalta el contraste de los valores de índice de Hack en la zona de la traza de la falla Tena, siendo el

contraste más marcado hacia la zona NNE de la falla, lo que sugiere mayor actividad tectónica hacia esta zona. La traza de la falla Tena está señalada con una línea discontinua roja. El fondo de la imagen corresponde al DEM de ALOS PALSAR de 12.5 m (*Alaska* Satellite Facility).

4. Conclusiones

El reconocimiento de evidencias geomorfológicas permitió la cartografía detallada de un segmento de longitud de 21,51 km de la falla Tena, que posee una orientación NNE-SSO. Los drenajes desplazados y las facetas triangulares identificadas, a lo largo de la traza de la falla, permiten identificar una cinemática transpresiva dextral coherente con las interpretaciones previas de la falla.

La falla Tena presenta evidencias de deformación y tectónica activa que se demuestra, a través de la correlación entre los valores obtenidos por el índice de Hack (SL), sinuosidad del frente montañoso (Smf), forma de la cuenca (Re) y asimetría de la cuenca (AF). Con los resultados cuantitativos se deduce que la mayor actividad tectónica se ubica en la zona NNE de la falla Tena.

La aplicación de los índices geomorfológicos llevó a cabo este análisis de manera exitosa, permitiendo clasificar el área de estudio como una zona de tectónica activa a pesar de su condición de meteorización tropical y alta vegetación.

Por último, los resultados permiten proponer que se realicen estudios de prospección geofísica hacia la zona de mayor actividad tectónica de la falla Tena. Estos estudios podrían combinarse con análisis morfotectónicos detallados, que conduzcan a la identificación de zonas donde pudieran realizarse análisis paleosismológicos. Los resultados obtenidos en estas investigaciones podrían ser usados en la planificación y gestión del eventual riesgo para las personas e infraestructuras en el área.

5. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Regional Amazónica Ikiam (URAI) por los permisos necesarios para la realización del presente trabajo. Este trabajo fue realizado dentro del Grupo de Investigación en Ciencias de La Tierra y Clima de la URAI y dentro del Proyecto de investigación URAI CTC-006 2020 “ICGP-669 Ollin”.

6. Bibliografía

Alvarado, A. (2012). *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur*. [Thèse de Doctotat, Université de Grenoble]. <https://theses.hal.science/tel-00870332>

Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M. & El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology*, 128(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2010.10.014>

ASF (Alaska Satellite Facility). (15 de noviembre de 2023). Modelo de Elevación Digital – ALOS PALSAR -12.5 m. <https://search.asf.alaska.edu/#/>

Baby, P., Rivadeneira, M. & Barragán, R. (Eds.) (2004). *La cuenca Oriente: geología y petróleo*. Institut français d'études andines, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Petroecuador. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.2971>

Baharvandi, S., Pardhan, B. & Soori, S. (2020). Evaluation of active tectonics using geomorphic indices in a mountainous basin of Iran. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 111, 109–117. <https://doi.org/10.1017/S1755691020000031>

Bahrami, S. (2012). Morphotectonic evolution of triangular facets and wine-glass valleys in the Noakoh anticline, Zagros, Iran: Implications for active tectonics. *Geomorphology*, 159–160, 37–49. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2012.03.003>

Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatig Moreno, L., Taipe, M., Reyes, P., Kauffmann, P. & Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.030>

Baize, S., Audin, L., Alvarado, A., Jomard, H., Bablon, M., Champenois, J., Espin, P., Samaniego, P., Quidelleur, X. & Le Pennec, J.-L. (2020). Active Tectonics and Earthquake Geology Along the Pallatanga Fault, Central Andes of Ecuador. *Frontiers in Earth Science*, 8, 1–21. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00193>

Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W. H., Egred, J., Alvarado, A. & Singaicho, J. C. (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587–1996). *Geophysical Journal International*, 181(3), 1613–1633. <https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.2010.04569.X>

Bès de Berc, S., Baby Patrice, Soula Jean-Claude, Souris M. & Rosero Jaime. (16-18 septiembre de 2002). *Uplift and active deformation of the Pastaza alluvial fan* (Subandean zone of Ecuador). 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, France. <https://www.researchgate.net/publication/303786854>

Bès de Berc, S., Soula, J. C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., & Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental

- wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399(1–4), 351–380. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2004.12.030>
- Bhat, F. A., Bhat, I. M., Sana, H., Iqbal, M. & Mir, A. R. (2013). Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using Remote Sensing and GIS. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 4, 164–176. <https://www.researchgate.net/publication/257772315>
- Bierman, P. R. & Montgomery, D. R. (2014). *Key concepts in geomorphology*. (2nd ed). W. H. Freeman and Company Publishers.
- Bull, W. B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains, Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing
- Bull, W. B. (2009). *Tectonically Active Landscapes*. Blackwell Publishing.
- Burbank, D. W. & Anderson, R. S. (2009). *Tectonic Geomorphology*. Wiley.
- Chunga K., Michetti A., Gorshkov A., Panza G., Soloviev A., & Martillo C. (2010). Aplicación del método de zonación morfo-estructural para identificar nudos sismogénicos en la región costera y cadenas montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 16, 1, 119–144. <https://www.researchgate.net/publication/277029348>
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., Cembrano, J., González, G., López, M., Santibañez, I., García, J., Arcila, M., Pagani, M., Pérez, I., Delgado, F., Paolini, M. & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102837>
- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L. & Bradley, L. (2003). *Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. US Geological Survey Open-File Report 03-289 3, 289. <https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/>
- García-Tortosa, F. J., Alfaro, P., Sanz De Galdeano, C. & Galindo-Zaldívar, J. (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix-Baza basin (South Spain). *Geomorphology*, 125, 517–529. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.021>
- Graveleau, F., Strak, V., Dominguez, S., Malavieille, J., Chatton, M., Manighetti, I. & Petit, C. (2015). Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike-slip settings. *Geomorphology*, 244, 146–168. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2015.02.011>
- Gupta, L., Agrawal, N., Dixit, J. & Dutta, S. (2022). A GIS-based assessment of active tectonics from morphometric parameters and geomorphic indices of Assam Region, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 8, 100115. <https://doi.org/10.1016/J.JAESX.2022.100115>
- Hack, J. T.(1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, 1, 4, 421–429. <https://pubs.usgs.gov/journal/1973/vol1issue4/report.pdf>
- Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1–2), 150–173. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2007.08.004>
- Hibsch, C., Alvarado, A. P., Yepes, H. A., Sébrier, M. & Pérez, H. V. (1996). Falla activa de Quito y fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo sísmico de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios. *Bull. inst. fr. études andines*, 25, 3, 359–388. <https://doi.org/10.3406/bifea.1996.1238>

- Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M., Zamanzadeh, S. M., Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M. & Zamanzadeh, S. M. (2018). Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Hable-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran). *Geomorphology*, 300, 77–94. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2017.01.031>
- Jaillard, E., Herail, G., Monfret, T., Dfaz-Martfnez, E., Baby, P. & Dumont, J. F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northern Chile. En: U. G. Cordana., E. J. Milani., A. Thomaz Filho D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Sociedad Brasileira de Geologia. https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers19-02/010074719.pdf
- Jomard, H., Saqui, D., Baize, S., Alvarado, A., Bernard, B., Audin, L., Hidalgo, S., Pacheco, D., Ruiz, M. & Segovia, M. (2021). Interactions between active tectonics and gravitational deformation along the Billecocha fault system (Northern Ecuador): Insights from morphological and paleoseismological investigations. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103406. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103406>
- Keller, E. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall.
- Li, Y., Liu, M., Zhang, H. & Shi, Y. (2021). Stream channel offsets along strike-slip faults: Interaction between fault slip and surface processes. *Geomorphology*, 394, 107965. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107965>
- Mahmood, S. A. & Gloaguen, R. (2012). Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers*, 3(4), 407–428. <https://doi.org/10.1016/J.GSF.2011.12.002>
- Manopkawee, P. (2023). Morphotectonic Analysis along the Eastern Chiang Khong Basin, Chiang Rai, Northern Thailand. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 11(4), 210-220. <https://doi.org/10.1134/S0016852123040076>
- Marocco, R. & Winter, T. (1997). Bosquejo de la evolución geodinámica del Ecuador. *Los paisajes naturales del Ecuador*. En: A. Winckell (coordinador). Los Paisajes Naturales del Ecuador. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Instituto Geográfico Militar, Institut d'etudes et de recherches pour le développement (IRD). https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers16-09/010022382.pdf
- Ministerio de agricultura y ganadería MAG-SIGTierras. (2014). *Catálogo descriptivo de objetos geomorfológicos del Ecuador*. <http://www.sigtierras.gob.ec/cartografia-tematica/>
- Molano Cárdenas, S. M. & Torres Rodríguez, M. D. (2018). *Índices geomorfológicos cómo herramienta para la caracterización de la actividad neotectónica del sistema de fallas de Soapaga entre los municipios de Corrales y Pesca*. [Trabajo de Grado, Universidad Pedagógica y Politécnica de Colombia]. <https://repositorio.uptc.edu.co/handle/001/2267>
- Rincón, P. J., & Vegas, R. (2000). Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís Bético. *Geogaceta*, 27, 139-141. <https://rabida.uhu.es/dspace/bitstream/handle/10272/9918/Aplicacion.pdf?sequence=2>
- Rodríguez, E. E., Beck, S. L., Ruiz, M., Meltzer, A., Portner, D. E., Hernández, S., Segovia, M., Agurto-Detzel, H. & Charvis, P. (2024). Seismic imaging of the Northern Andean subduction zone from teleseismic tomography: A torn and fragmented Nazca *slab*. *Geophysical Journal International*, 236(1), 593-606. <https://doi.org/10.1093/gji/ggad421>

Piacentini, D., Troiani, F., Servizi, T., Nesci, O. & Veneri, F. (2020). SLiX: A GIS Toolbox to Support Along-Stream Knickzones Detection through the Computation and Mapping of the Stream Length-Gradient (SL) Index. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 2020, 9, 69. <https://doi.org/10.3390/IJGI9020069>

Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q. G. & Turan, M. (2018). Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 30(1), 249–264. <https://doi.org/10.1080/09853111.2018.1494776>

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 1117–1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)

Tamay, J., Galindo-Zaldivar, J., Soto, J. & Gil, A. J. (2021). GNSS Constraints to Active Tectonic Deformations of the South American Continental Margin in Ecuador. *Sensors*, 21(12), 12. <https://doi.org/10.3390/s21124003>

Tarboton, D., Bras, R. & Rodriguez, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, 81–100. <https://hydrology.usu.edu/dtarb/hp91.pdf>

Toural Dapoza, R. & Moreiras, S. M. (2017). *Aplicación de índices geomorfológicos en el piedemonte neotectónicamente activo de Mendoza (32o S)*. <https://revistas.unlp.edu.ar/geoacta/article/view/13597/12460>

Trenkamp Robert, Kellogg James N, Freymueller Jeffrey T. & Mora Hector P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 2, 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)

Pérez-Peña, V., Azor, J., Azañón, A., M. & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 1-2, 74-87 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>

Wei, Z., Bi, L., Xu, Y. & He, H. (2015). Evaluating knickpoint recession along an active fault for paleoseismological analysis: The Huoshan Piedmont, Eastern China. *Geomorphology*, 235, 63–76. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2015.01.0>

Contribuciones de Autores

Belén Benites y Oswaldo Guzmán contribuyeron en el diseño de la investigación, la interpretación de los resultados y la escritura del manuscrito. Belén Benites realizó todo el procesamiento de datos y generación de resultados. Corina Campos contribuyó en la interpretación de los resultados y generación del manuscrito. Carolina Cornejo contribuyó en la concepción de las figuras finales. La revisión, comentarios y aprobación de la versión final del manuscrito fueron llevados a cabo por todos los autores, quienes declaran no tener conflictos de intereses.

DetECCIÓN DEL RESERVOIRIO MAGMÁTICO PRINCIPAL DEL ARCO POSTERIOR ECUATORIANO MEDIANTE TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE TIEMPO DE VIAJE

Anderson Guamán¹ <https://orcid.org/0000-0002-3500-8294>,
Sebastián Araujo^{2*} <https://orcid.org/0000-0002-9704-5779>

¹Laboratorio de Geociencias. Universidad Regional Amazónica Ikiám, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

² Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra y Clima. Universidad Regional Amazónica Ikiám, Vía Muyuna, Km 7, Muyuna, Ecuador.

*Autor por correspondencia: jose.araujo@ikiám.edu.ec

Resumen

El arco posterior (Cinturón Subandino Oriental) de los Andes ecuatorianos abarca cuatro volcanes: Reventador, Yanaurco, Pan de Azúcar y Sumaco. A pesar de la proximidad de estos volcanes, los materiales volcánicos del volcán Sumaco son claramente alcalinos subsaturados de SiO_2 . A través de una tomografía sísmica en tiempo de viaje, se generaron tres modelos de velocidad (V_p , ΔV_p , V_p/V_s) para identificar el *slab* y el reservorio magmático primario, debajo del arco posterior ecuatoriano, y tratar de esclarecer la variación composicional de los volcanes. El problema inverso se resolvió utilizando el paquete de código informático INSIGHT en una caja paralelepípeda cuadrículada con un tamaño de celda de 5 km en dirección horizontal

y 2 km en dirección vertical. El método utilizado para este estudio tomográfico se basa en una inversión estocástica que conduce a un problema de regularización de Tikhonov. Este estudio encuentra la cámara magmática principal ubicada debajo del volcán Sumaco, pero ligeramente compartida con los volcanes extintos Pan de Azúcar y Yanaurco. La extensión de la falla Sumaco también es reconocible en las deformaciones de los cortes tomográficos y se espera que sea responsable del rápido ascenso del magma hacia la superficie antes de una erupción. Finalmente, se propone que la diferencia de las lavas pudiera estar asociada a un *slab* deformado y roto debajo del volcán Sumaco.

Palabras Clave: Tomografía sísmica, Reservorio Magmático, Arco Posterior Ecuatoriano, Volcanes Reventador-Yanaurco-Pan de Azúcar y Sumaco, Subandino de Ecuador.

1. Introducción

Desde mediados de la década de 1970, la tomografía sísmica ha sido una técnica geofísica ampliamente utilizada que ha tenido un gran impacto en las ciencias de la Tierra sólida al responder algunas preguntas básicas de la geodinámica (Zhao, 2015). A partir de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas registradas por sismómetros, la tomografía del tiempo de viaje sísmico intenta describir, deducir o inferir la estructura interna de la Tierra en una variedad de escalas a través de la determinación de modelos de velocidad sísmica (Nolet, 2008).

Esta técnica ha demostrado obtener imágenes nítidas, sin precedentes, en zonas de altos niveles de sismicidad y regiones con una densa cobertura de estaciones sísmicas. Se pueden lograr imágenes reconstruidas precisas del *slab* en subducción, anomalías del manto y la identificación de cámaras magmáticas mediante tomografía sísmica de tiempo de viaje en diferentes tipos de entornos tectónicos (Zhou & Clayton, 1990; Rowan & Clayton, 1993; Spakman et al., 1993; McNamara et al., 1997; Sekiguchi, 2001; Husen et al., 2004; Li & van der Hilst, 2010; Paulatto et al., 2012).

Los abundantes datos sísmicos registrados en Ecuador, debido a la subducción de la placa oceánica de Nazca en conjunto con la Cordillera asísmica de Carnegie, debajo de la placa continental de América del Sur (**Figura 1**), representan un potencial excepcional para resolver la tomografía sísmica de tiempo de viaje y así mejorar la comprensión de su peculiar sistema de arco volcánico relacionado con la subducción. Sin embargo, a la fecha existen pocas investigaciones sismológicas sobre este tema en el Ecuador, las cuales son de carácter volcánico (Molina et al., 2005; García-Aristizabal et al., 2007) o regional (Prevott et al., 1996; Gailler et al., 2007; Araujo et al., 2021; Lynner et al., 2020).

En la parte central y norte de los Andes ecuatorianos, 55 volcanes cuaternarios se distribuyen en tres cadenas montañosas subparalelas: el arco frontal (Cordi-

llera Occidental), el arco principal (Cordillera Real) y el arco posterior (Cinturón Subandino Oriental). A lo largo de este amplio arco magmático, los volcanes muestran una variación geoquímica lateral importante (Barragan et al., 1998; Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009; Hidalgo et al., 2012; Chiaradia et al., 2014).

El Reventador, el Yanaurco, el Pan de Azúcar y el Sumaco son los volcanes que yacen sobre el arco posterior en Ecuador. Sin embargo, a pesar de la proximidad de estos volcanes, la composición geoquímica del volcán Sumaco es diferente, incluso entre los demás volcanes del Ecuador. Los materiales volcánicos del volcán Sumaco son claramente alcalinos subsaturados de SiO_2 y muestran afinidad abasarioquímica a shoshonítica, mientras que el resto de los volcanes ecuatorianos producen lavas calco-alcalinas con contenido medio a alto de K (Barragán et al., 1998; Chiaradia et al., 2009). La alcalinidad de las lavas del volcán Sumaco es considerablemente mayor que la de otros productos típicos de arcos posteriores como el complejo volcánico Kamchatka (Volynets et al., 2010; Garrison et al., 2018).

Este artículo tiene como objetivo identificar la disposición tridimensional del *slab* y del reservorio magmático primario debajo del arco posterior ecuatoriano e inferir cómo estas estructuras pueden influir en la diferenciación magmática del volcán Sumaco. Este estudio reporta modelos de velocidad de la litosfera debajo del arco posterior ecuatoriano obtenidos a partir de la inversión tomográfica de datos de tiempo de viaje de eventos sísmicos.

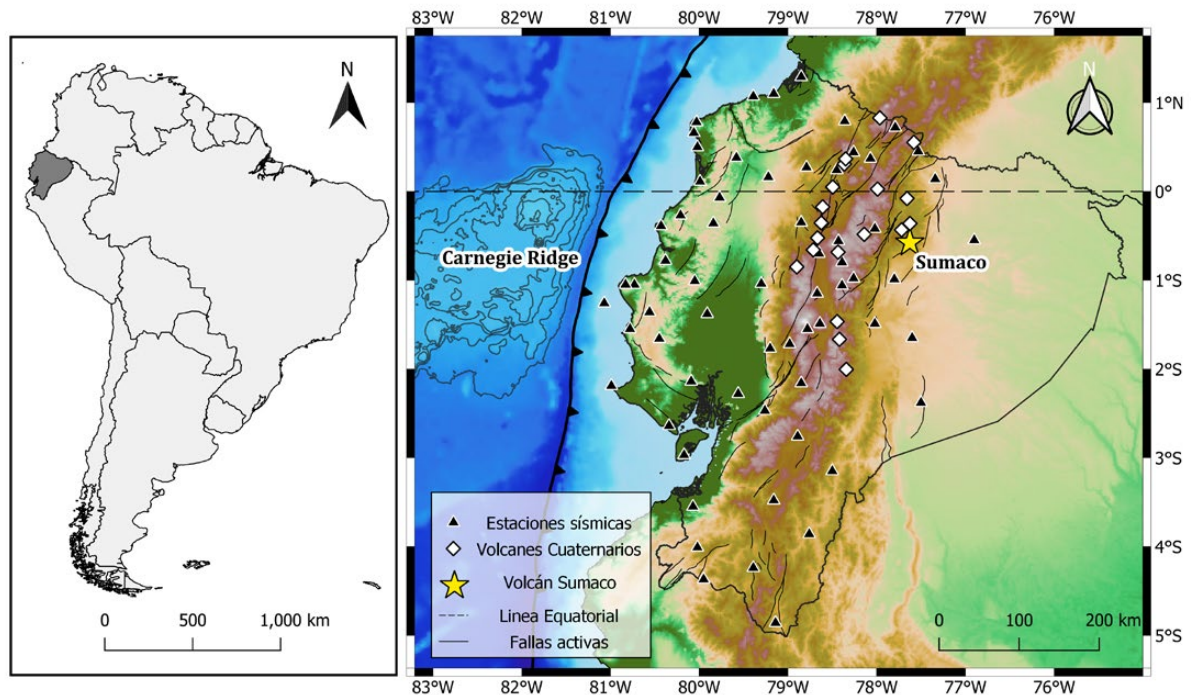


Figura 1. Ubicación del área de estudio. **(a)** Mapa de ubicación regional. **(b)** Mapa tectónico simplificado del Ecuador. Los triángulos negros representan las estaciones sísmicas, mientras que los volcanes cuaternarios activos sobre los Andes están representados con rombos blancos. La posición del volcán Sumaco se representa con la estrella amarilla. Las principales fallas

activas en Ecuador están representadas como líneas negras. La información georreferenciada de los volcanes y estaciones sísmicas fue obtenida del IG-EPN, la información de las fallas del proyecto SARA, el mapa base fue obtenido del repositorio de GMT.

2. Entorno geológico y geoquímico

La zona subandina ecuatoriana (o arco posterior) es el cinturón de compresión más oriental entre la Cordillera Real y la cuenca del Amazonas. La zona subandina se caracteriza por procesos erosivos, deslizamientos de tierra y actividad sísmica y volcánica intensa (e.g., Bes de Berc, 2003; Laraque et al., 2009; Legrand et al., 2005; Lees et al., 2008). En los afloramientos de estratos plegados de la zona subandina es posible reconocer fallas inversas pronunciadas con inclinación hacia el oeste con orientación N-S a NNE-SSW, que muestran una cinemática transcurrente dextral (Ham & Herrera, 1963; Balkwill et al., 1995).

La zona subandina, que ha sufrido un levantamiento y deformación, principalmente durante el Mioceno Medio-Tardío al Cuaternario Temprano (Ruiz, 2002), comprende tres unidades morfotectónicas de norte a sur: (1) el Levantamiento Napo, (2) la Depresión

Pastaza, y (3) la Cordillera Cutucú. Los volcanes Reventador, Yanaurco, Pan de Azúcar y Sumaco se emplazan sobre el Levantamiento Napo.

El Levantamiento Napo es un gran domo anticlinal limitado por fallas en sus bordes oeste y este. Está compuesto por un batolito granítico (Abitagua) al oeste y estructuras de compresión como estructuras de flor positivas al este, junto con afloramientos de facies sedimentarias del Cretácico-Terciario (Baby et al., 1998).

El volcán Sumaco (0. 54° S, 77. 63° W) se ubica al sur del Levantamiento Napo (**Figura 2**). Este es el volcán activo más distante con respecto a la zona de subducción; se localiza a aproximadamente 400 km de distancia en línea recta de la zona de subducción. El volcán Sumaco está construido sobre una corteza continental de 40 km de espesor (Araujo et al., 2021)

sobre la secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico que se superpone al cratón Precámbrico Sudamericano (Dashwood & Abbotts, 1990; Chiaradia et al., 2009).

El volcán Sumaco es un estratovolcán con un diámetro basal de aproximadamente 20 km que se eleva a 3990 m.s.n.m. Este volcán tiene una densa cubierta vegetal hasta una altura de 3200 m. El diámetro de su cráter en la cima es de aproximadamente 100 m e incluye restos ligeramente erosionados de pequeñas cúpulas de lava y estructuras de conos de erupciones de edad desconocida (Garrison, 2018). Estructuralmente, este volcán se formó durante tres fases volcánicas, las cuales están separadas por dos cicatrices de deslizamiento: 1) Paleo Sumaco, 2) Sumaco Reciente y 3) Sumaco Actual (Salgado, 2019).

El volcán Sumaco registra al menos tres posibles eventos explosivos (Siebert et al., 2011) con tipos de erupción que van de estromboliana a vulcaniana (Barragán & Baby, 2004). En función de los depó-

sitos volcánicos recientes del volcán Sumaco, se estima una actividad volcánica reducida ($VEI=3$ a 4) durante los últimos 360 ± 30 años con una tasa de recurrencia estimada aproximadamente en 60 años (Salgado, 2019). De acuerdo con la morfología del cráter del volcán Sumaco, es probable que el evento volcánico más reciente haya ocurrido en 1933 (Hall, 1997; Siebert et al., 2011).

Las lavas del volcán Sumaco tienen una química y un conjunto de minerales peculiares. Estas lavas tienen una composición geoquímica alcalina con texturas porfídicas caracterizadas por fonolitas, basanitas y rocas tefritas portadoras de feldespatos que contienen huaynita modal y nefelina normativa (Barberi et al., 1988; Barragán et al., 1998). En su conjunto mineral están presentes fenocristales de olivino, apatita, magnetita, noselita, leucita, augita de sodio, clinopiroxeno y plagioclasa (Bourdon et al., 2003; Barragán & Baby 2004).

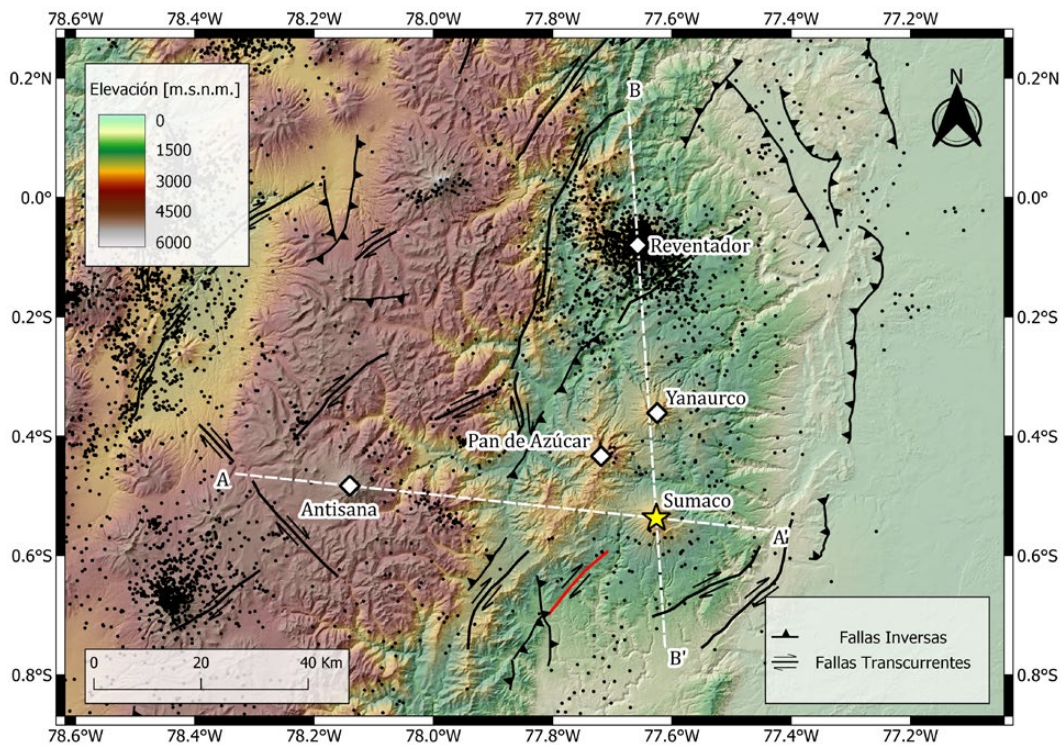


Figura 2. Representación topográfica de la zona de estudio. La figura muestra las principales fallas activas (líneas negras), la falla Sumaco (línea roja) y la división entre la Cordillera Real (marrón) y el Levantamiento Napo (verde), así como la sismicidad (puntos negros) asociada a los volcanes (rombos blancos) en esta zona. La sección transversal AA' está centrada en -77.883 W, -0.510 S con un azimut de $S 84^\circ E$ y la sección transversal BB' está

centrada en -77.642 W, -0.309 S con un azimut de $S 4^\circ E$. Ambas secciones están marcadas con líneas blancas discontinuas. La información de la sismicidad proviene de la relocalización del catálogo de sismos, mientras que la información de las fallas y el modelo digital de elevación fueron obtenidos del proyecto SARA y el repositorio del proyecto GMT respectivamente.

La composición de elementos principales de las lavas del volcán Sumaco muestra el mayor contenido de K_2O , P_2O_5 y Na_2O y los valores más bajos de SiO_2 entre los otros volcanes ecuatorianos, lo que muestra su afinidad absaróquica a shoshonítica (Bryant

et al., 2006; Garrison et al., 2018). Asimismo, las lavas del volcán Sumaco están fuertemente enriquecidas en todos los elementos incompatibles y tierras raras (Bourdon et al., 2003; Chiaradia et al., 2009).

3. Metodología

3.1-. Procesamiento de los datos

En este estudio se utilizaron los datos preprocesados de Araujo (2021). Estos datos consisten en tiempos de llegada de las ondas P y S, registrados en 4 redes diferentes. Estos registros provienen de la Red Nacional de Sismógrafos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador (RENSIG), la Red Sísmica Nacional del Instituto Geofísico del Perú (RSN) y de dos experimentos sísmicos: el proyecto Andes Du Nord (ADN) y una red temporal instalada en el norte del Perú.

Para fusionar estos cuatro conjuntos de datos fue necesario armonizar los diferentes errores de observación para identificar posteriormente los registros correspondientes a un mismo evento sísmico. Se consideró el catálogo RENSIG como escala de referencia para armonizar las incertidumbres observacionales de estos conjuntos de datos.

Los valores atípicos derivados del proceso de selección de las fases P y S se eliminaron utilizando un diagrama de Wadati (Araujo, 2016). La estimación de la relación V_P/V_S a partir de este diagrama es 1.74. A partir de los datos filtrados, la localización de los eventos sísmicos se realizó con el código HypRef (Thouvenot & Fréchet, 2006). También se eliminaron aquellos eventos ubicados fuera de la caja de inversión y los eventos con menos de 5 datos o con menos de 3 datos de fases P.

El conjunto de datos final o catálogo de eventos consta de 404.097 fases P y 167.245 fases S asociadas a 45.941 eventos sísmicos de magnitud superior a 2.5 que van desde 1988 hasta 2016.

3.2. El problema inverso de la tomografía en tiempo de viaje

El método utilizado para este estudio tomográfico se basa en una inversión estocástica (Tarantola y Valette, 1982) que conduce a un problema de regularización de Tikhonov. Los datos genéricos y los vectores del modelo se denotan por $\mathbf{d} \in \mathbf{D}$ y $\mathbf{m} \in \mathbf{M}$ respectivamente, que son gaussianos con expectativas \mathbf{d}_{obs} y \mathbf{m}_{prior} y con covarianzas \mathbf{C}_d y \mathbf{C}_m . Los datos del catálogo (\mathbf{d}_{obs}) requieren ser complementados de acuerdo con una función de densidad probabilística secante hiperbólica (ecuación 1) asociada con los errores en las mediciones de cada dato d para mejorar la robustez en el proceso de inversión.

$$\rho_{obs}(d) = \frac{1}{2\sigma_{obs}} \frac{1}{\cosh\left(\frac{\pi}{2} \frac{d - d_{obs}}{\sigma_{obs}}\right)} \quad (1)$$

El vector genérico del modelo \mathbf{m} (ecuación 2) contiene los valores de la velocidad de onda P (v_p), la relación entre la velocidad P y S (v_p/v_s), el hipocentro (\mathbf{x}) y el tiempo de origen (t_0) de los eventos sísmicos y los tiempos de retraso asociados a cada estación (Δ^P, Δ^{S-P}). Los valores de retraso tienen en cuenta posibles efectos locales alrededor de las estaciones. El vector de datos genérico \mathbf{d} utilizado como entrada corresponde a los tiempos de llegada de las ondas P ($\mathbf{d}^P = t_p$) y las diferencias entre los tiempos de llegada de las ondas S y P ($\mathbf{d}^{S-P} = t_s - t_p$).

$$\mathbf{m} = \left[v_p, \frac{v_p}{v_s}, \mathbf{x}, t_0, \Delta^P, \Delta^{S-P} \right] \quad (2)$$

Los parámetros del modelo que se identificarán en nuestro estudio dependen del espacio habitual (\mathbb{R}^3), por lo que el espacio modelo \mathbf{M} consta de funciones escalares cuadradas integrables que describen una cantidad física dependiendo de la posición. El mapeo teórico \mathbf{g} que vincula el vector modelo \mathbf{m} con el vector de datos \mathbf{d} se define como la ecuación (3), donde los tiempos de viaje de la onda P (T_i^P) y la diferencia de tiempos de viaje (ΔT_i) se denotan como las ecuaciones (4) y (5) respectivamente:

$$\mathbf{d} = [d^{S-P} \ d^P] = \mathbf{g}(\mathbf{m}) = \left[\Delta T_i \left(v_p, \frac{v_p}{v_s}, x_{j(i)} + \Delta x_{k(i)}^{S-P} \right) T_i^P(v_p, x_{j(i)}) + t_{0i} + \Delta t_{k(i)}^P \right] \quad (3)$$

$$T_i^P = \int_{R_i^P} \frac{ds}{v_p(s)} \quad (4)$$

$$\Delta T_i = \int_{R_i^S} \frac{v_p}{v_s} ds - \int_{R_i^P} \frac{ds}{v_p(s)} \quad (5)$$

Donde s representa la abscisa curvilínea a lo largo de la propagación del rayo sísmico, y R_i^P y R_i^S representan la trayectoria de las ondas P y S desde el hipocentro hasta la estación.

De acuerdo con la extensión del área de estudio, se eligió el elipsoide GRS80 como referencia para considerar la forma de la Tierra. Además, la topografía de la superficie se incluyó sobre este elipsoide para monitorear la localización precisa de los sismos someros.

Para resolver el problema inverso, se estableció un modelo de velocidad previa unidimensional para la onda P en función de la profundidad geográfica. El aumento de la velocidad desde la superficie de la topografía ($v_{surf} = 4$ km/s) hasta la superficie del elipsoide ($v_0 = 4,5$ km/s) se define mediante un incremento lineal. Este modelo de velocidad se divide en tres partes simples: la corteza, la parte más superior del manto superior y el resto del manto hasta alcanzar los 244 km de profundidad. El modelo de velocidad a priori para la onda S se obtuvo utilizando la relación v_p/v_s del diagrama de Wadati. La topografía de Moho no se considera dentro de estos modelos de velocidad a priori.

Previo a la inversión, se realizó una relocalización precisa de los eventos sísmicos. Para lograrlo se utilizó el algoritmo LOCIN (Potin, 2016) en una caja paralelepípeda cuadrículada constituida por cubos de 1 km de longitud de cada lado.

El problema de Tikhonov a resolver en el proceso inverso para la tomografía del tiempo de viaje (ecuación 6) consiste en buscar el mínimo de una función costo sobre un espacio de regularización donde $C_m^{-1/2}$ y $C_d^{-1/2}$ representan la raíz cuadrada inversa del operador de covarianza a priori para los vectores de datos \mathbf{d} y modelo \mathbf{m} , respectivamente.

$$\|C_d^{-1/2}(\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{g}(\mathbf{m}))\|_D^2 + \|C_m^{-1/2}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{prior})\|_M^2 \quad (6)$$

La representación numérica de la ecuación (6) se denota como una formulación cuasi-Newton que implica la resolución de un sistema lineal en el espacio del modelo M en cada iteración, donde G_k es el operador derivado de \mathbf{g} en un parámetro del modelo \mathbf{m} en un punto fijo k y G_k^* denota su adjunto para los productos escalares en D y M .

$$\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k = -(C_m^{-1} + G_k^* C_d^{-1} G_k)^{-1} (G_k^* C_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}_k) - \mathbf{d}_{obs}) + C_m^{-1} (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}_{prior})) \quad (7)$$

La ecuación (7) se resolvió utilizando el paquete de código informático INSIGHT (Potin et al., 2015), que utiliza el algoritmo LSQR (Paige & Saunders, 1982) según Monteiller et al. (2005). Este código de tomografía se implementó en una caja paralelepípeda cuadrículada con un tamaño de celda de 5 km en dirección horizontal y 2 km en dirección vertical. El código reescribe cada iteración de acuerdo con la ecuación (8):

$$\mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k = (A_k^* A_k)^{-1} A_k^* \mathbf{v}_k \quad (8)$$

Donde:

$$A_k^* = [C_d^{-1/2} G_k \text{Corr}^{-1/2} \Sigma^{-1}] \quad (9)$$

$$\mathbf{v}_k = [C_d^{-1/2} (\mathbf{g}(\mathbf{m}_k) - \mathbf{d}_{obs}) \text{Corr}^{-1/2} \Sigma^{-1} (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}_{prior})] \quad (10)$$

La influencia de los parámetros de amortiguamiento y suavizado se evaluó mediante gráficos de curvas en L (Hansen, 1992) para obtener un modelo realista. Esto nos permitió definir los valores de los parámetros de amortiguamiento ($\epsilon_0 = 9$ km, $\lambda = 0.5$) y los parámetros de suavizado ($\epsilon_v = 20$ km, $\epsilon_H = 35$ km).

Finalmente, para delimitar el volumen fuera del cual la resolución de la inversión es muy pobre, evaluamos el índice de restitución para los modelos v_p y v_p/v_s . El índice de restitución es una medida de la incertidumbre en los modelos de velocidad, que

permite identificar la región donde la intersección de los rayos sísmicos es suficientemente densa. Su valor oscila entre 0 y 1 para zonas con incertidumbres altas y bajas, respectivamente. Para obtener resultados confiables, analizamos solo aquellas regiones con valores de índice de restitución $>0,7$. Representamos esas regiones de altas incertidumbres ($<0,7$) como zonas sombreadas en blanco en las imágenes tomográficas. Bajo nuestro esquema de trabajo, el cálculo práctico del índice de restitución equivale a realizar una iteración del proceso inverso.

4-. Resultados y Discusión

Las imágenes tomográficas resultantes se expresan en términos de la velocidad P en valores absolutos (v_p), valores relativos (Δv_p) y la relación v_p/v_s en secciones verticales, como lo indican los segmentos en la **Figura 2**. El segmento AA' comprende los volcanes Antisana y Sumaco, mientras que el segmento BB' incluye cuatro volcanes: Reventador, Pan de Azúcar, Yanaurco y Sumaco.

Según el modelo v_p (**Figura 3**), podemos identificar una diferencia considerable en las velocidades entre los segmentos AA' y BB'. A partir de estas anomalías es posible inferir estructuras corticales como cambios de litología o formaciones delimitadas (Koulakov, 2013).

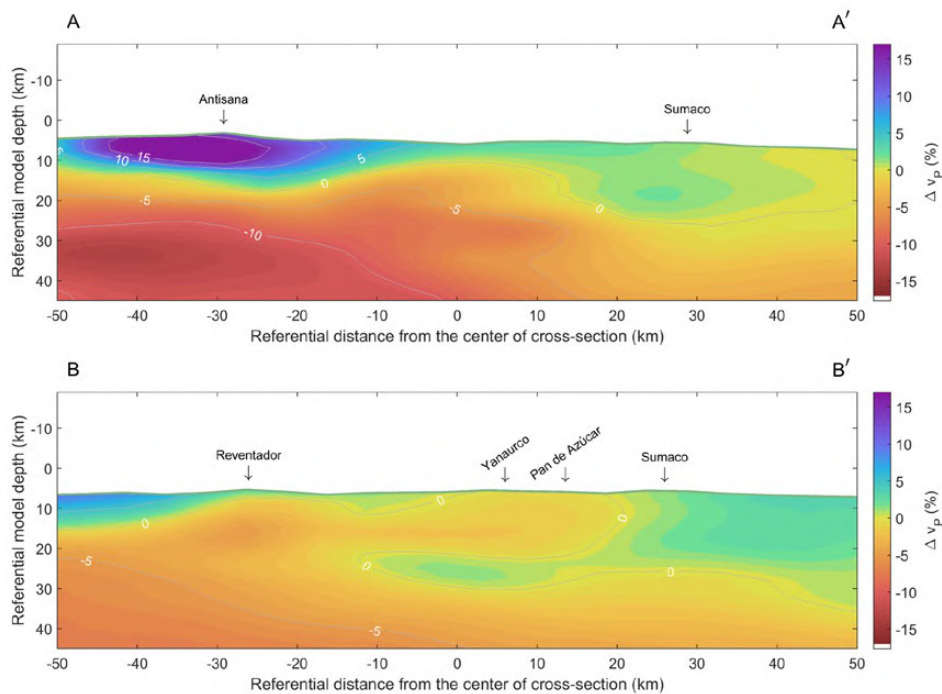


Figura 3. Secciones transversales de los modelos Δv_p . **(a)** Sección AA'. **(b)** Sección BB'. Las principales formaciones geológicas y contactos son visibles mediante el contraste Δv_p . Las unidades de los ejes están en km. El eje vertical contempla la cumbre de los Andes como el punto cero de

referencia. El punto central cero en el eje horizontal representa el punto intermedio de los segmentos indicados en la Figura 2. Los valores positivos y negativos representan las longitudes a la derecha o izquierda del punto central del segmento, respectivamente.

En la sección transversal AA' del modelo Δv_p (**Figura 3a**), los valores positivos (>10%) justo debajo del volcán Antisana podrían estar relacionados con los cinturones metamórficos Paleozoico y Mesozoico (división litotectónica de Loja), mientras que los negativos los valores (<-10%) por debajo de 20 km podrían estar relacionados con una sección de la Astilla Andina del Norte (Aspden & Litherland, 1992; Hall et al., 2017).

El segmento BB' (**Figura 3b**) muestra claramente la diferencia del basamento entre los volcanes sobre el Levantamiento Napo y la Cordillera Real (Antisana). Todos los volcanes del Levantamiento Napo (Reventador, Pan de Azúcar, Yanaurco y Sumaco) se ubican sobre la secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácico (Barragán et al., 1998; Barragán y Baby, 2004), siguiendo valores alrededor del 0% por encima de aproximadamente 16 kilómetros. A pesar de esto, debajo del volcán Sumaco parece haber un ligero cambio positivo (>0%), representado con colores verdes, lo que podría estar relacionado con una variación en las propiedades petrofísicas de las rocas del resto del Levantamiento Napo. Por debajo de los 16 km en este segmento BB', las anomalías negativas podrían estar asociadas con el cratón Precámbrico Sudamericano (Aspden & Litherland, 1992; Balkwill et al., 1995).

Las anomalías de velocidad más profundas de las secciones transversales se pueden ver en la **Figura 4** y la **Figura 5** de los modelos v_p y v_p/v_s respectivamente. A partir del modelo v_p , es posible identificar la profundidad de Moho según el aumento en la velocidad de la onda P y regiones de alta velocidad que podrían estar asociadas con una estructura más densa o consolidada (Koulakov, 2013). Aquí consideramos la línea de isovalor de 6,8 km/s del modelo v_p para identificar la división entre corteza y manto. Por otra parte, estructuras semi-líquidas asociadas con posibles temperaturas elevadas podrían determinarse a partir de altas anomalías del modelo v_p/v_s (Koulakov, 2013; Koulakov & Shapiro, 2014).

En la **Figura 4**, podemos observar que la mayoría de los eventos sísmicos en esta región ocurren en zonas someras dentro de la corteza (<35 km), mientras que solo unos pocos eventos han tenido lugar a mayor profundidad en un rango de 35 km y 115 km (manto superior). La sismicidad en el flanco occidental del volcán Sumaco podría estar relacionada con la falla de rumbo Sumaco, que tiene un comportamiento dextral transpresivo hacia el oeste con una tasa de deslizamiento <1 mm/año (Eguez et al., 2003). La sismicidad en el flanco oriental del volcán Antisana podría estar relacionada con el esfuerzo de compresión entre la Cordillera Real y el Levantamiento Napo.

A partir del modelo v_p del segmento AA' (**Figura 4a**), es posible reconocer un estrechamiento de la corteza que va desde 60 km por debajo de Antisana hasta 40 km por debajo del volcán Sumaco según la línea de isovalor de 6,8 km/s. Los valores más altos de velocidad de la onda P (>8,1 km/s), denotados con colores morados, se ubican aproximadamente por debajo de los 100 km en toda la extensión entre el volcán Sumaco y el volcán Antisana. Posiblemente esta anomalía de alta velocidad representa una estructura con una mayor densidad. Una zona significativa con rocas plásticas esperadas también es reconocible a partir del modelo v_p/v_s de la sección transversal AA' (**Figura 4b**), que podría denotarse por valores mayores o iguales a 1,8. Esta región de anomalía de alto valor se ubica predominantemente debajo del volcán Sumaco, aunque se extiende ligeramente hacia el oeste.

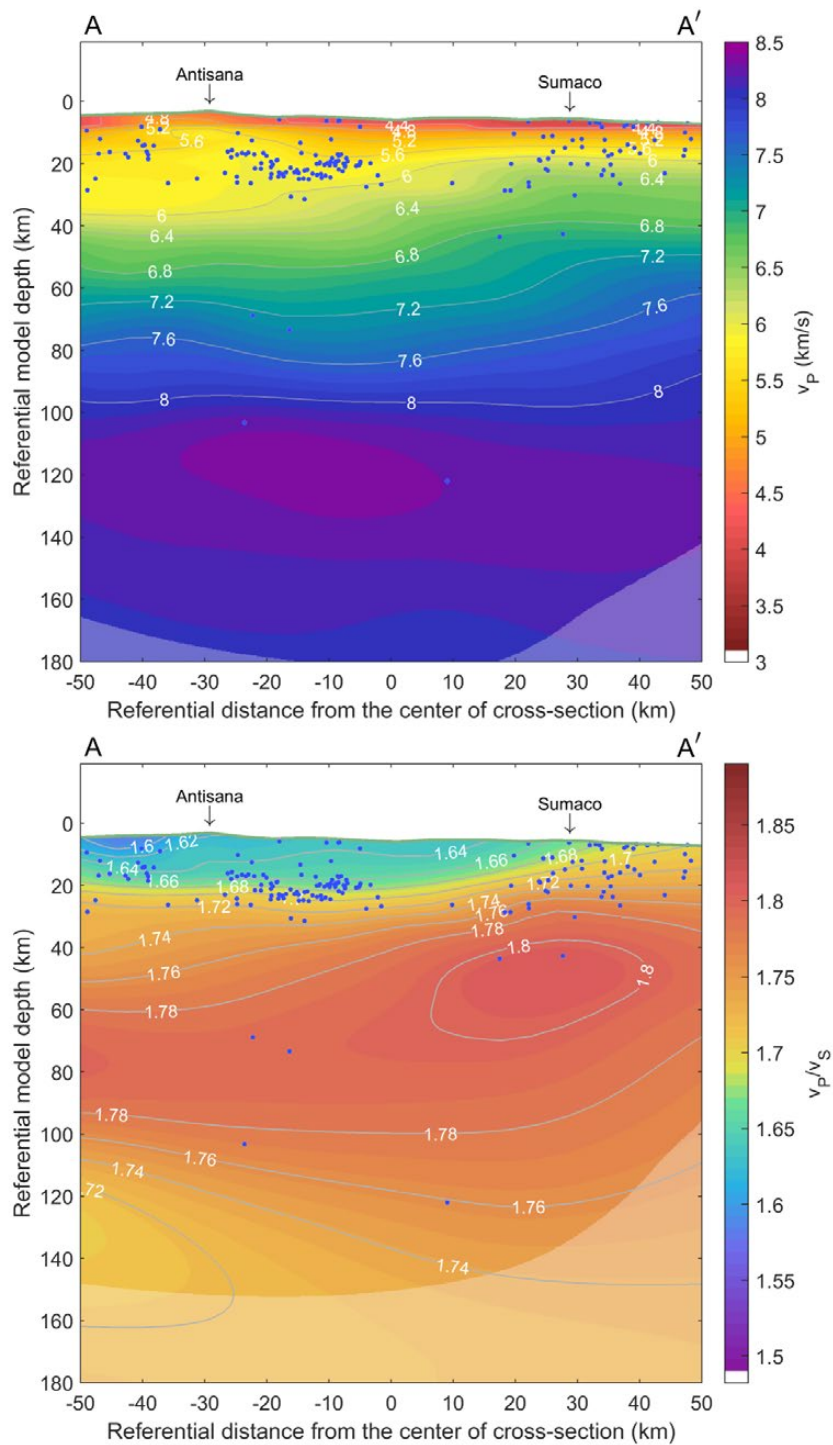


Figura 4. Secciones transversales de los modelos de velocidad v_p y v_p/v_s . (a) Modelo de velocidad v_p en la sección AA'. (b) Modelo de velocidad v_p/v_s en la sección AA'. Los hipocentros de los eventos sísmicos después del proceso de inversión se representan como puntos azules. Estos eventos se encuentran comprendidos a 10 km de distancia a cada lado de la sección transversal. Las zonas sombreadas en blanco indican las regiones con un

índice de restitución bajo (< 0.7). Las unidades de los ejes están en km. El eje vertical contempla la cumbre de los Andes como el punto cero de referencia. El punto central cero en el eje horizontal representa el punto intermedio del segmento indicado en la Figura 2. Los valores positivos y negativos representan las longitudes a la derecha o izquierda del punto central del segmento, respectivamente.

Según los modelos v_p y v_p/v_s del segmento BB' (**Figura 5**), la mayoría de los eventos sísmicos son corticales (por encima de los 35 km) y se concentran justo debajo del volcán activo Reventador, mientras que hay pocos eventos a profundidades mayores a 35 km. Los eventos sísmicos al sur del volcán Sumaco también podrían estar relacionados con la falla Sumaco (Eguez et al., 2003). El modelo v_p de la sección transversal BB' (**Figura 5a**) muestra un ancho relativamente constante de la corteza de 45-50 km, siguiendo la línea de isovalor de 6,8 km/s. Este engrosamiento de la corteza, mayor a los 35 kilómetros de la Cuenca de Oriente, debajo del Cinturón Subandino Oriental, prueba el arraigo de esta cordillera. Esta figura también muestra la velocidad de onda P más alta ($>8,1$ km/s) debajo de los volcanes Pan de Azúcar, Yanaurco y Sumaco a una profundidad de entre 100 km y 160 km, lo que nuevamente podría estar relacionado con una estructura de mayor densidad. Valores superiores a 1,8 en el modelo v_p/v_s del segmento BB' (**Figura 5b**) sugieren la presencia de un material más caliente o plástico. Esta estructura parece estar ubicada predominantemente bajo los volcanes Pan de Azúcar, Yanaurco y Sumaco.

Nuestros resultados sugieren la presencia de: 1) una sección anómala del *slab* (por debajo de aproximadamente 100 km) con valores $>8,1$ km/s según el modelo v_p y 2) un reservorio magmático en la parte más superior del manto justo debajo de la corteza, la cual se identifica según los valores altos de anomalías (>1.8) del modelo v_p/v_s . Estas estructuras se representan en la **Figura 6** como objetos 3D en profundidad obtenidos a partir de la triangulación de Delaunay de los modelos de velocidades v_p y v_p/v_s empleando el software ParaView 5.10.

Los resultados obtenidos permiten una reinterpretación de las variables geoquímicas. Así, la relación entre elementos litófilos de iones grandes y metales de alta resistencia define la relación LIL/HFS. Dado que las lavas del volcán Sumaco muestran una pequeña relación LIL/HFS y un alto contenido de elementos incompatibles (Barragán et al., 1998; Barragán & Baby, 2004), esto sugiere una pequeña contribución del *slab* subducido y pequeños grados de fusión parcial. Por lo tanto, el reservorio magmático debajo de este volcán parece estar cargado mediante un posible mecanismo denominado *slab-trap door* (Rosenbaum et al., 2019) en un *slab* hipotético plano. Sugerimos que las lavas alcalinas del volcán Sumaco se forman a partir de una fuente mantélica, que posiblemente asciende por flujos poloidales y toroidales. Esta fuente mantélica podría estar relacionada con un bloque del *slab* desprendido de una antigua subducción plana y actualmente situado sobre la placa subducida de Nazca. Este flujo produce posteriormente una fusión parcial preferencial de un manto metasomatizado del Jurásico (Chiaradia et al., 2014) para finalmente alcanzar y almacenar este material en el reservorio magmático mostrado en la **Figura 6**.

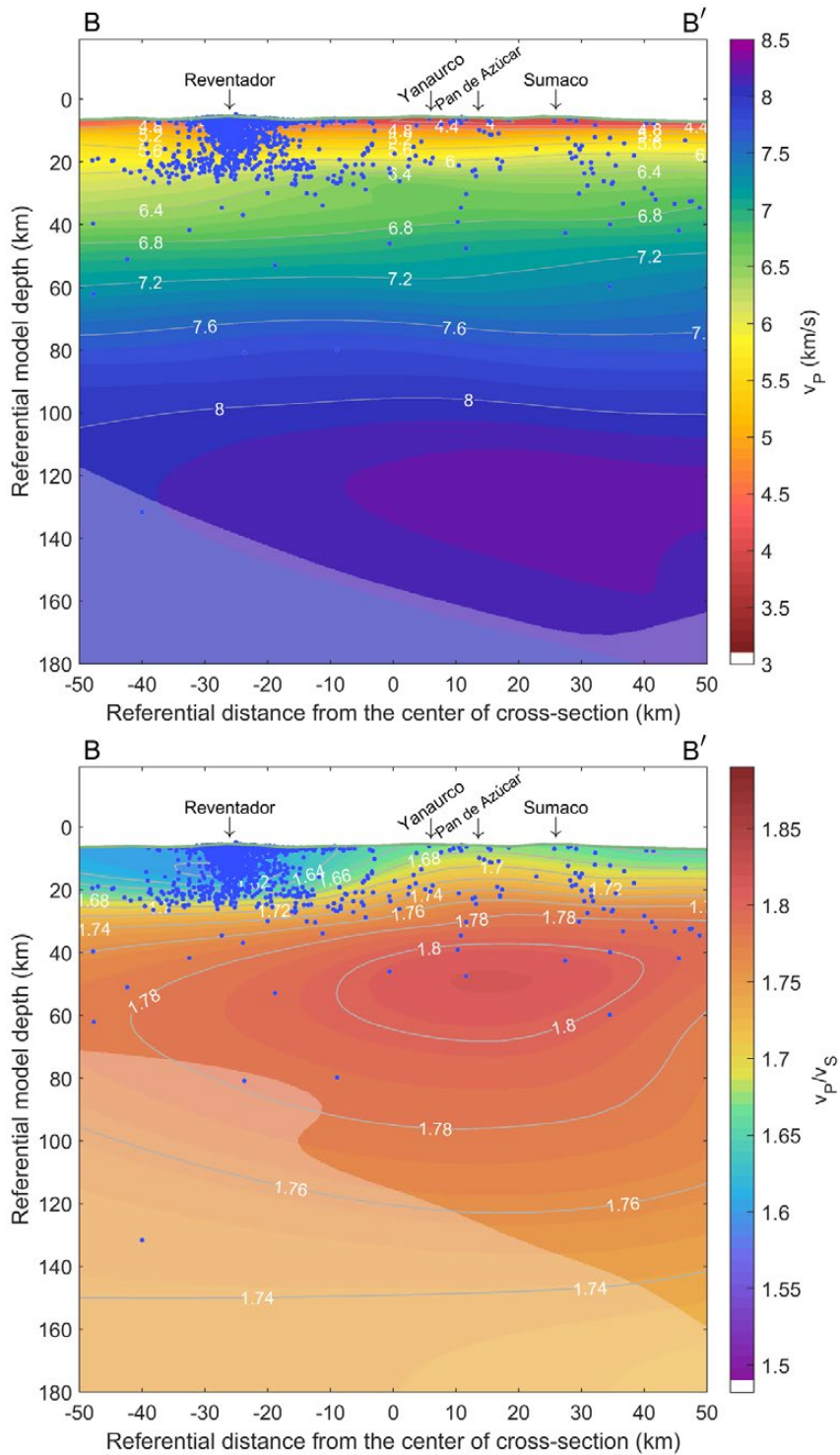


Figura 5. Secciones transversales de los modelos de velocidad v_p y v_p/v_s . (a) Modelo de velocidad v_p en la sección BB. (b) Modelo de velocidad v_p/v_s en la sección BB'. Los hipocentros de los eventos sísmicos después del proceso de inversión se representan como puntos azules. Estos eventos se encuentran comprendidos a 10 km de distancia a cada lado de la sección transversal. Las zonas sombreadas en blanco indican las regiones con un

índice de restitución bajo (< 0.7). Las unidades de los ejes están en km. El eje vertical contempla la cumbre de los Andes como el punto cero de referencia. El punto central cero en el eje horizontal representa el punto intermedio del segmento indicado en la Figura 2. Los valores positivos y negativos representan las longitudes a la derecha o izquierda del punto central del segmento, respectivamente.

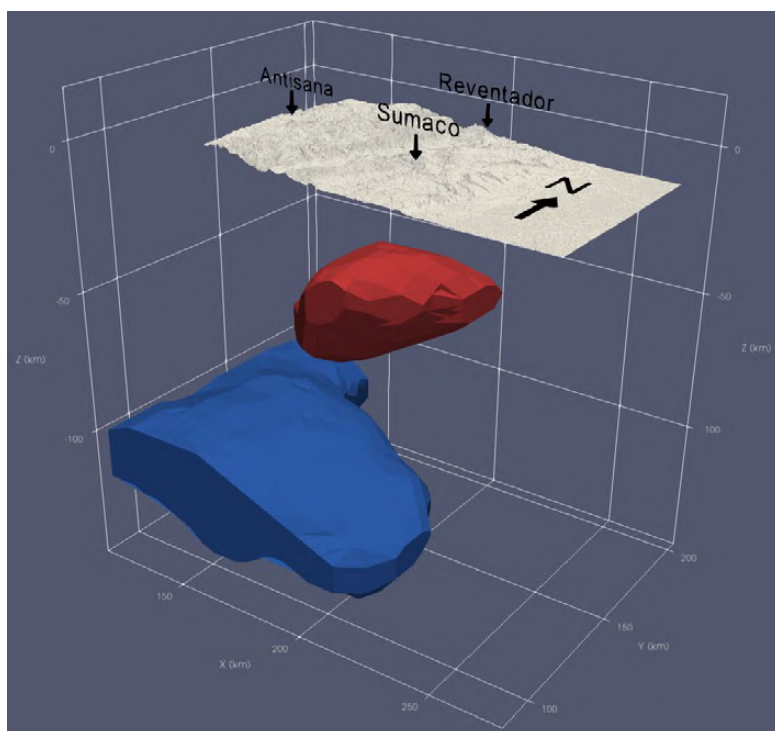


Figura 6. Esquema tridimensional de las estructuras identificadas en profundidad. La figura muestra un *slab* anómalo (azul) del modelo v_p y el reservorio magmático principal (rojo) del modelo v_p, v_s . El reservorio se encuentra predominantemente debajo del volcán Sumaco, aunque también se comparte

entre los volcanes Pan de Azúcar y Yanaurco. El eje z representa la profundidad en km desde la superficie, mientras que el eje x y el eje y representan las distancias horizontales referenciales en km en el área de interés.

El reservorio magmático está ubicado en la parte sur del Levantamiento Napo y está ubicado predominantemente debajo del volcán Sumaco y compartido con los volcanes Pan de Azúcar y Yanaurco. Esta cámara magmática se ubica entre 35 y 60 km de profundidad. El *slab* anómalo encontrado aquí se limita o restringe debajo del volcán Reventador, mientras que se extiende hacia el este desde Antisana hasta el volcán Sumaco, aumentando ligeramente el ángulo de inclinación.

La comprensión de la disposición de estas estructuras en profundidad es de relevancia para enriquecer el entendimiento del complejo volcánico del Ecuador continental y tratar de esclarecer su distribución particular y variación geoquímica lateral (Koch et al., 2021; Narváez et al., 2023). Una incógnita aún por resolver es el mecanismo que da lugar a los volcanes de la región subandina. Se han propuesto varios escenarios

tratando de explicar la génesis de estos edificios volcánicos (Ancellin et al., 2017; Bablon et al., 2019; Rosenbaum et al., 2019; Rodríguez et al., 2024).

Los resultados obtenidos en este estudio permiten una reinterpretación de la dinámica presente en el Levantamiento Napo del Cinturón Subandino Oriental. La relación entre elementos litófilos de iones grandes y metales de alta resistencia define la relación LIL/HFS. Dado que las lavas del volcán Sumaco muestran una pequeña relación LIL/HFS y un alto contenido de elementos incompatibles (Barragán et al., 1998; Barragán & Baby, 2004), se sugiere una pequeña contribución del *slab* subducido y pequeños grados de fusión parcial. Por lo tanto, el reservorio magmático debajo de este volcán parece estar cargado mediante un posible mecanismo denominado *slab-trap door* (Rosenbaum et al., 2019) en un *slab* hipotético plano. Sugerimos que

las lavas alcalinas del volcán Sumaco se forman a partir de una fuente mantélica, que posiblemente asciende por flujos poloidales y toroidales. Esta fuente mantélica podría estar relacionada con un bloque del *slab* desprendido de una antigua subducción plana y actualmente situado sobre la placa subducida de Nazca. Este flujo produce posteriormente una fusión parcial preferencial de un manto meta-somatizado del Jurásico (Chiaradia et al., 2014) para finalmente alcanzar y almacenar este material en el reservorio magmático mostrado en la **Figura 6**.

De la disposición de los hipocentros reubicados luego de la inversión tomográfica (**Figuras 4 y 5**), es posible deducir que la falla Sumaco se extiende a 25 km de profundidad. Esta estructura podría permitir el rápido ascenso de material magmático a un depósito menos profundo donde se produce la recarga antes de un evento eruptivo, como esperaban Garrison et al. (2018). Este rápido ascenso también podría explicar la mínima asimilación de la corteza de las lavas del volcán Sumaco mostrada por las proporciones de isótopos de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ y $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ (Barragan & Baby, 2004; Garrison et al., 2018).

5. Conclusiones

Este trabajo brinda nueva información que ayuda a comprender los procesos que ocurren en el interior de la tierra y dan origen al complejo volcánico ecuatoriano. A partir de las estructuras identificadas en este trabajo, se propone un escenario que puede explicar las particularidades de los volcanes presentes en el Levantamiento Napo del arco volcánico posterior del Ecuador.

Los resultados del modelo de velocidades de la onda P (v_p) sugieren que hay un cambio considerable en las propiedades elásticas del medio por el cual las ondas sísmicas viajan más rápido. Los valores más altos (>8.1 km/s) a profundidades mayores a 100 km sugieren un *slab* anómalo, que se restringe debajo del volcán Reventador y se extiende hacia el Este mientras aumenta ligeramente su ángulo de inclinación debajo del volcán Sumaco. El modelo también muestra una corteza estrecha debajo del Cinturón Subandino Oriental relacionada con la raíz de esta joven cordillera.

Las geometrías obtenidas a partir del modelo de velocidades de la relación entre las ondas P y S (v_p/v_s) indican que el reservorio magmático principal del levantamiento Napo es independiente y se encuentra aislado de los otros reservorios que alimentan a los demás volcanes del arco volcáni-

co ecuatoriano. A pesar de la proximidad de los volcanes Reventador, Pan de Azúcar, Yanaurco y Sumaco, el reservorio magmático principal inferido se encuentra predominantemente debajo del volcán Sumaco. La profundidad de esta cámara magmática oscila entre 35 y 60 km, justo debajo de la corteza. Los volcanes Pan de Azúcar y Yanaurco comparten esta cámara de magma de forma reducida.

Las estructuras anómalas visualizadas en este trabajo sugieren que la diferenciación geoquímica de las lavas del volcán Sumaco está relacionada con el flujo de material proveniente del manto mediante un mecanismo *trapdoor*. Estos materiales podrían ascender a través del *slab* anómalo hasta el reservorio magmático mientras ocurre la fusión parcial del material. La extensión de la falla Sumaco que se infiere a partir de la disposición de los sismos puede influir en la variación química del volcán Sumaco al facultar un ascenso rápido del magma desde el reservorio principal hasta la superficie.

6. Agradecimientos

Los autores agradecen a la Universidad Regional Amazónica Ikiám (URAI) por los permisos necesarios para la realización del presente trabajo. Esta investigación se enmarca dentro del proyecto “Contexto geodinámico de la Región Nororiental del Ecuador mediante tomografía sísmica”. Este proyecto forma

parte del Grupo de Investigación en Ciencias de la Tierra y Clima, el cual colabora con el laboratorio Calcul Intensif / Modélisation / Expérimentation Numérique et Technologique CIMENT y el laboratorio Institut des Sciences de la Terre ISTerre en la Universidad Grenoble Alpes y la Universidad Savoie-Mont Blanc.

7. Bibliografía

Ancellin, M. A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A. & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc S r-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163-1188. <https://doi.org/10.1002/2016GC006679>

Araujo, S., Valette, B., Potin, B. & Ruiz, M. (2021). A preliminary seismic travel time tomography beneath Ecuador from data of the national network. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103486. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103486>

Araujo, S. (2016). *Travel time tomography of the crust & the mantle beneath Ecuador from data of the national seismic network*. [Thèse de Doctotat, Université de Grenoble Alpes]. <https://theses.hal.science/tel-01530749>

Aspden, J. A. & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 1-3, 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)

Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Audin, L., Jomard, H., Baize, S., Liorzou, C., Hidalgo, S. & Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc. *Tectonophysics*, 751, 54-72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.010>

Baby, P., Bernal, C., Christophoul, F. & Valdez, A. (1998). Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente. Convenio ORSTOM PETROPRODUCCIÓN. Informe Interno. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010015384>

Balkwill, H. R., Rodriguez, G., Paredes, F. I. & Almeida, J. P. (1995). Northern part of Oriente Basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures. En A. J. Tankard, R. Suarez Soruco, H. J. Welkins (Eds.), *Petroleum Basins of South America, AAPG Memoir 62* (559-571). AAPG. <https://doi.org/10.1306/M62593C29>

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M. & Santacrose, R. (1988). Plio-quadernary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125, 1, 1-14. <https://doi.org/10.1017/S0016756800009328>

Barragán, R. & Baby, P. (2004). Evolución magmática actual de la zona subandina: volcanes El Reventador y Sumaco, modelos geodinámicos preliminares. En P. Baby, M. Rivadeneira & R. Barragán (Eds.), *La Cuenca Oriente: Geología y petróleo* (183-201). Institut français d'études andines. <https://doi.org/10.4000/books.ifea.3017>

Barragán, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. & Kurz, M. (1998). Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 1, 153-166. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00141-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00141-6)

- Bès de Berc, S. (2003). *Tectonique de chevauchement, surrection et incision uviatile: exemple de la zone subandine équatorienne, Haut bassin amazonien*. [Thèse de Doctorat, Université de Toulouse]. <https://core.ac.uk/download/pdf/39844603.pdf>
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L. & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 3-4, 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01024-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01024-5)
- Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L. & Bailey, D. G. (2006). Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 47, 6, 1147-1175. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl006>
- Chiaradia, M., Barnes, J. D. & Cadet-Voisin, S. (2014). Chlorine stable isotope variations across the Quaternary volcanic arc of Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 22-33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.062>
- Chiaradia, M., Muntener, O., Beate, B. & Fontignie, D. (2009). Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution & recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 5, 563-588. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0397-2>
- Dashwood, M. F. & Abbotts, I. L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 50, 1, 89-117. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>
- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., Dart, R.L. & Bradley, L. (2003). *Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions*. US Geological Survey Open-File Report 03-289 3, 289. <https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/>
- Gailler, A., Charvis, P. & Flueh, E. R. (2007). Segmentation of the Nazca & South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 3, 444-464. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.045>
- García-Aristizabal, A., Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H. & Monzier, M. (2007). Seismic, petrologic and geodetic analyses of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 4, 333-351. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.007>
- Garrison, J. M., Sims, K. W., Yogodzinski, G. M., Escobar, R. D., Scott, S., Mothes, P., Hall, M. L. & Ramon, P. (2018). Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173, 1, 1-19. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1431-4>
- Hall, M. L. (1977). *El volcanismo en el Ecuador*. Ecuador: IPGH Sección Nacional del Ecuador.
- Hall, M. L., Mothes, P. A., Samaniego, P., Militzer, A., Beate, B., Ramón, P. & Robin, C. (2017). Antisana volcano: a representative andesitic volcano of the Eastern cordillera of Ecuador: petrography, chemistry, tephra and glacial stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.11.005>
- Ham C. K. & Herrera L. J. (1963). Role of Sub-Andean Fault System in Tectonics of Eastern Peru and Ecuador: Abstract. *AAPG Bulletin*, 45, 3, 409. <https://doi.org/10.1306/BC74362D-16BE-11D7-8645000102C1865D>
- Hansen, P. C. (1992). Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve. *SIAM review*, 34, 4, 561-580. <https://www.jstor.org/stable/2132628>

- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P. & Bourdon, E. (2012). Role of crustal & slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr-Nd-O isotopes. *Lithos*, 132, 1., 180-192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.019>
- Husen, S., Smith, R. B. & Waite, G. P. (2004). Evidence for gas & magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 3, 397-410. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00416-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00416-5)
- Koch, C. D., Delph, J., Beck, S. L., Lynner, C., Ruiz, M., Hernandez, S., Samaniego, P., Meltzer, A., Mothes, P. & Hidalgo, S. (2021). Crustal thickness and magma storage beneath the Ecuadorian arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103331. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103331>
- Koulakov, I. & Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, Springer, 3117-3134. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_51-1
- Koulakov, I. (2013). Studying deep sources of volcanism using multiscale seismic tomography. *Journal of volcanology and geothermal research*, 257, 205-226. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.012>
- Laraque, A., Bernal, C., Bourrel, L., Darrozes, J., Christophoul, F., Armijos, E., Fraizy, P., Pombosa, R. & Guyot, J. L. (2009). Sediment budget of the Napo River, Amazon basin, Ecuador & Peru. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23, 25, 3509-3524. <https://doi.org/10.1002/hyp.7463>
- Lees, J. M., Johnson, J. B., Ruiz, M., Troncoso, L. & Welsh, M. (2008). Reventador Volcano 2005: Eruptive activity inferred from seismo-acoustic observation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 1, 179-190. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.10.006>
- Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., De Berc, S. B. & Rivadeneira, M. (2005). The 1999-2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics*, 395, 1, 67-80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.008>
- Li, C. & van der Hilst, R. D. (2010). Structure of the upper mantle and transition zone beneath southeast asia from travelttime tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, B7, 1-19. <https://doi.org/10.1029/2009JB006882>
- Lynner, C., Koch, C., Beck, S. L., Meltzer, A., Soto-Cordero, L., Hoskin, M., Stachnik, J., Alvarado, A., Charvis, P., Font, Y., Regnier, M., Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A. & Porrit, R. (2020). Upper-plate structure in Ecuador coincident with the subduction of the Carnegie Ridge and the southern extent of large megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 220, 3, 1965-1977. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz558>
- McNamara, D. E., Walter, W. R., Owens, T. J. & Ammon, C. J. (1997). Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, B1, 493-505. <https://doi.org/10.1029/96JB02112>
- Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J.-L. & Hall, M. (2005). Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 1, 144 - 156. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.011>
- Monteiller, V., Got, J. L., Virieux, J. & Okubo, P. (2005). An efficient algorithm for double-difference tomography & location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110, B12, 1-22. <https://doi.org/10.1029/2004JB003466>

- Narváez, D. F., Samaniego, P., Koga, K. T., Rose-Koga, E. F., Hidalgo, S. & Ratzov, G. (2023). Two types of slab components under Ecuadorian volcanoes supported by primitive olivine-hosted melt inclusion study. *Lithos*, 442, 107049. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107049>
- Nolet, G. (2008). *A breviary of seismic tomography: Imaging the interior of the earth and sun*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511984709>
- Paige, C. & Saunders, M. (1982). LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares. *ACM Transaction on Mathematical Software*, 8, 1, 43–71. <https://doi.org/10.1145/355984.355989>
- Paulatto, M., Annen, C., Henstock, T. J., Kiddle, E., Minshull, T. A., Sparks, R. S. J. & Voight, B. (2012). Magma chamber properties from integrated seismic tomography and thermal modeling at Montserrat. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, 1, 1-18. <https://doi.org/10.1029/2011GC003892>
- Potin, B. (2016). *Les Alpes occidentales: tomographie, localisation de séismes et topographie du Moho*. [Thèse de Doctorat, Université de Grenoble Alpes]. <https://theses.hal.science/tel-01539221>
- Potin, B., Valette, B., Thouvenot, F., & Monteiller, V. (12-15 april 2015). *From local earthquakes tomography to Moho topography beneath the Western Alps*. EGU General Assembly Conference Abstracts. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2015EGUGA..17.2690P/abstract>
- Prevott, R., Chatelain, J.-L., Guillier, B. & Yepes, H. (1996). Tomographie des andes équatoriennes: évidence d'une continuité des andes centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Serie Ila-Sciences de la Terre et des Planètes*, 323, 10, 833-840. https://www.researchgate.net/publication/236143674_Tomographie_des_Andes_Equatoriennes_Evidence_d'une_continuite_des_Andes_Centrales
- Rodríguez, E. E., Beck, S. L., Ruiz, M., Meltzer, A., Portner, D. E., Hernández, S., ... & Charvis, P. (2024). Seismic imaging of the Northern Andean subduction zone from teleseismic tomography: a torn and fragmented Nazca slab. *Geophysical Journal International*, 236(1), 593-606. <https://doi.org/10.1093/gji/ggad421>
- Rosenbaum, G., Sandiford, M., Caul eld, J. & Garrison, J. M. (2019). A trapdoor mechanism for slab tearing and melt generation in the northern Andes. *Geology*, 47, 1, 23-26. <https://doi.org/10.1130/G45429.1>
- Rowan, L. R. & Clayton, R. W. (1993). The three-dimensional structure of Kilauea Volcano, Hawaii, from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, B3, 4355-4375. <https://doi.org/10.1029/92JB02531>
- Ruiz, G. M. H. (2002). Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecuador & its source regions: a combined thermochronological & heavy mineral approach. [Doctoral Dissertation, ETH Zurich]. <https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/147228>
- Salgado, J. A. (2019). Estudio de los depósitos volcánicos desde el Pleistoceno superior del volcán Sumaco, provincias de Napo y Orellana. [Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/19985>

- Salgado Loza, J. A., Mothes, P. A., & Cordova, M. D. (2021). New observations on the recent eruptive activity of Sumaco Volcano (Ecuador), based on geochronology, stratigraphy and petrography. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103568. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103568>
- Sekiguchi, S. (2001). A new configuration & an aseismic slab of the descending Philippine Sea plate revealed by seismic tomography. *Tectonophysics*, 341, 1, 19-32. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00182-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00182-2)
- Siebert, L., Simkin, T. & Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. California: University of California Press. <https://www.jstor.org/stable/10.1525/j.ctt1pnqdx>
- Spakman, W., van der Lee, S., & van der Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79, 1, 3-74. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90142-V](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90142-V)
- Tarantola, A. & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20, 2, 219-232. <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00219>
- Thouvenot, F. & Frechet, J. (2006). *Seismicity along the northwestern edge of the Adria microplate*. In *The Adria Microplate*. En N. Pinter (Ed.), *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards* (335-349). Springer. https://doi.org/10.1007/1-4020-4235-3_23
- Volynets, A. O., Churikova, T. G., Worner, G., Gordychik, B. N. & Layer, P. (2010). Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry & slab history at the Pacific-Aleutian junction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 5, 659-687. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0447-9>
- Zhao, D. (2015). *Multiscale Seismic Tomography*. Springer Tokyo. <https://doi.org/10.1007/978-4-431-55360-1>
- Zhou, H.-W. & Clayton, R. (1990). P and S wave travel time inversions for subducting slab under the island arcs of the northwest Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 95, B5, 6829-6851. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p06829>

Contribuciones de Autores

Todos los autores contribuyeron a la concepción y diseño del estudio. La recolección de datos y los modelos de velocidad fueron realizados por Sebastián Araujo. Los cortes tomográficos y el modelo tridimensional fueron obtenidos y analizados por Anderson Guamán. El análisis formal, la visualización y la edición fueron realizados por Anderson Guamán. Todos los autores revisaron y comentaron versiones anteriores del manuscrito. Todos los autores leyeron y aprobaron el manuscrito final, quienes declaran no tener conflictos de intereses.

cedia

El sello editorial de la Corporación Ecuatoriana para el Desarrollo de la Investigación y la Academia - CEDIA, nace con la finalidad de apoyar a la creación y la publicación de resultados, investigaciones y procesos académicos, que fomenten el desarrollo de la ciencia y la innovación a nivel nacional e internacional.



ikiam.edu.ec

En la Amazonía Ecuatoriana, la Universidad Regional Amazónica Ikiam lidera investigaciones en Geociencias que permiten explorar desde la superficie hasta las profundidades volcánicas para comprender y planificar de manera sostenible esta región única. Este libro, desarrollado por estudiantes y profesores, ofrece una perspectiva diversa y avanzada sobre problemas geocientíficos, desde la caracterización de rocas y sedimentos hasta el análisis de deformaciones tectónicas y reservorios magmáticos. Cada capítulo refleja el compromiso de Ikiam con la conservación y el desarrollo sostenible de la Amazonía, mostrando la amplitud y capacidad de las Geociencias para enfrentar desafíos ambientales y naturales.



cedia
cedia.edu.ec

ISBN: 978-9942-7178-5-6

