



Tomografía sísmica del Volcán Barú y alrededores, provincia de Chiriquí, sur occidente de Panamá

Seismic tomography of Baru Volcano and surroundings, province of Chiriquí, southwestern Panama

Daphne Sagel

Universidad de Granada, Granada, España.

dsagelaguilar@gmail.com

<https://orcid.org/0000-0002-5481-3424>

Eduardo Camacho Astigarrabía

Universidad de Panamá, Facultad de Ciencias Naturales, Exactas y Tecnología, Departamento de Física, Panamá.

eduardo.camachoa@up.ac.pa

<https://orcid.org/0000-0001-7415-6786>

Inmaculada Serrano

Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Geofísica, Granada, España

inmasb@ugr.es

<https://orcid.org/0000-0001-5624-5742>

Fecha de recepción: 7 de octubre de 2024

Fecha de aceptación: 19 de noviembre de 2024

DOI [HTTPS://DOI.ORG/10.48204/J.TECNO.V27N1.A6648](https://doi.org/10.48204/J.TECNO.V27N1.A6648)

RESUMEN

Se realizó una tomografía sísmica del volcán Barú y alrededores, en el suroccidente de Panamá. El volcán Barú es uno de los últimos volcanes en el extremo sur de Centroamérica y los estudios realizados en esta investigación brindan un escenario muy importante sobre la estructura interna del mismo. Mediante la tomografía sísmica de velocidad de las ondas P, se obtuvieron imágenes que muestran heterogeneidades en la estructura interna del volcán Barú, las cuales se deben a la compleja evolución, subducción y tectónica de la zona. El resultado más importante es la anomalía negativa al noroeste del volcán Barú y sureste de cerro Tizingal que se observa en todas las capas y que sugiere una posible cámara magmática. Este estudio brinda una panorámica sobre las posibilidades de erupciones futuras, lo que nos permitirá adoptar medidas de mitigación más eficaces en las zonas circundantes al volcán Barú donde existe una población de alrededor de 20.000 habitantes.

PALABRAS CLAVES

Tomografía sísmica de ondas P, volcán Barú, cámara magmática, suroccidente de Panamá

ABSTRACT

A seismic tomography of the Barú volcano and surrounding areas, in southwestern Panama, was carried out. The Barú volcano is one of the last volcanoes in the extreme south of Central America and the studies carried out in this research provide a very important scenario about its internal structure. Through seismic P-wave velocity tomography, images were obtained that show heterogeneities in the internal structure of the Barú volcano, which are due to the area's complex evolution, subduction and tectonics. The most important result is the negative anomaly to the northwest of the Barú volcano and southeast of Cerro Tizingal, present in all the layers, which could be related to a possible magmatic chamber. This study provides an overview of the possibilities of future eruptions, which will allow us to adopt more effective mitigation measures in the areas surrounding the Barú volcano where there is a population of around 20,000 inhabitants.

KEYWORDS

P wave tomography, Barú volcano, magma chamber, southwestern Panamá

INTRODUCCIÓN

La región de Chiriquí en el suroccidente de Panamá es conocida por su alta sismicidad, asociada a su proximidad al punto triple de Panamá y la subducción de la cresta del Coco y tres zonas de fractura. En su cadena volcánica el volcán Barú es la estructura dominante.

A lo largo de tiempos históricos la región de Chiriquí ha sido afectada por sismos destructivos (Vásquez et al., 2021), con los más recientes en 2019. Panamá y el sureste de Costa Rica están en la microplaca de Panamá. Al sur de punta Burica, en la zona fronteriza Panamá-Costa Rica se encuentra el punto triple de Panamá (PTP) en donde convergen las placas del Coco, Nazca y la microplaca de Panamá.

La región suroeste de Panamá es atravesada por diversas fallas y zonas de fractura, que subducen bajo la microplaca de Panamá: la zona de fractura de Panamá (ZFP), la zona de fractura de Coiba y la zona de fractura de Balboa (Camacho, 1991; de Boer et al., 1991; Heil, 1988; Moore & Sender, 1996; Morel et al., 2008). La ZFP es la más activa y al igual que las otras dos tiene rumbo norte-sur, desplazamiento lateral derecho y constituye el límite entre la placa de Cocos y la placa de Nazca en el océano Pacífico.

La interacción entre la ZFP y la subducción de la cresta del Coco (Arroyo & Linkimer, 2020; Corrigan et al., 1990; Kobayashi et al., 2014; Morell, 2016), origina la gran cantidad de

sismos que se registran en esta zona, que es muy compleja por la transición de fallas de rumbo a régimen de subducción (Quintero et al., 2023).

En Chiriquí, al igual que en la mayor parte de América Central, donde White & Harlow (1993), han observado en la cadena volcánica, fallamiento transcurrente con planos nodales muy pronunciados, con rumbo NE-SW y corrimiento lateral izquierdo o rumbo NW-SE y corrimiento lateral derecho. Ellos también reportan la ocurrencia de sismos muy superficiales y enjambres de sismos con magnitudes $M_w \leq 6.0$, que se sienten con intensidades de hasta VIII MM a pocos kilómetros del epicentro. Así mismo, los sismos que se originan mar afuera en la zona de subducción y con magnitudes menores a $M_w 7.0$, generalmente no producen intensidades mayores a VI MM, en tierra firme. Estudios anteriores de mecanismos focales de sismos en el occidente de Chiriquí (Camacho et al., 2009; Cowan et al., 1996) confirman esto.

El volcán Barú, es el principal volcán de Chiriquí y ha estado activo durante el Holoceno con su erupción más reciente hace unos 500 años (Restrepo et al., 1987; Sherrod et al 2007). Periódicamente, alrededor de él ocurren enjambres de sismos moderados: 1930, 1962, 1985 y 2006 (Camacho et al., 2009; de Boer, et al., 1988; Sherrod et al., 2007). Estudios realizados a los sismos del último enjambre de mayo de 2006 (Toral y Ho, 2006), arrojan mecanismos focales que pueden estar asociados a la migración de flujo magmático (Camacho, 2009).

Debido a las diversas y complejas estructuras tectónicas y sismicidad registrada en el sur occidente de Panamá, nace el interés por estudiar esta zona. El volcán Barú con una altura de 3474 msnm está rodeado por valles poblados al oeste y al este, teniendo una población adyacente a él de aproximadamente 20000 personas, donde son mayores los riesgos de futuras erupciones. La llanura costera del Pacífico densamente poblada, atravesada por la carretera Panamericana, se encuentra a 30 km al sur. Episodios eruptivos de Volcán Barú típicamente incluyen restos de tefra generalizada, flujos piroclásticos y lahares. Si estas erupciones se producen ahora, muchas personas y costosa infraestructura estaría en riesgo.

El sur occidente de Panamá brinda un escenario único para entender la complejidad de los procesos tectónicos de colisión y subducción; así como de los fenómenos asociados, como, por ejemplo, el vulcanismo y la sismicidad. Por lo tanto, los sismos ocurridos en esta zona constituyen un grandioso laboratorio natural, que nos van a permitir investigar y definir la sismotectónica y los procesos internos del volcán Barú mediante la Tomografía Sísmica, que tiene como fundamento el uso de los datos procedentes de ondas sísmicas, donde se puede representar la estructura interna de la tierra en base a los tiempos de llegada de las ondas sísmicas (Fitchner et al., 2024).

El uso de la tomografía sísmica nos ayudará a revelar la estructura interna del volcán Barú, de acuerdo con los tiempos de viajes de las ondas P en su interior. Por medio de su uso podemos determinar si existe material fluido, (si los residuos de tiempos de viajes son negativos) marcando anomalías negativas, al igual si existe material compacto o sólido (si los residuos de tiempos de viajes son positivos) marcando anomalías positivas. Dado el caso de encontrar anomalías negativas, podríamos asociarlas con la cámara magmática del Barú; siendo el objetivo principal la identificación de la estructura interna del volcán Barú utilizando Tomografía Sísmica para plantear las diferencias de los materiales (fluido o sólido) que lo conforman y determinar una posible cámara magmática.

Finalmente, este estudio aportará el conocimiento sobre la estructura interna del volcán Barú y la sismotectónica del sur occidente de Panamá, dejando las puertas abiertas a nuevas aportaciones en la comprensión y dinamismo, permitiendo avanzar hacia la validación y mejora de los planes de emergencia de las zonas aledañas al Barú, con los cuales resultarían menos pérdidas humanas en futuras erupciones.

CONTEXTO GEOLÓGICO

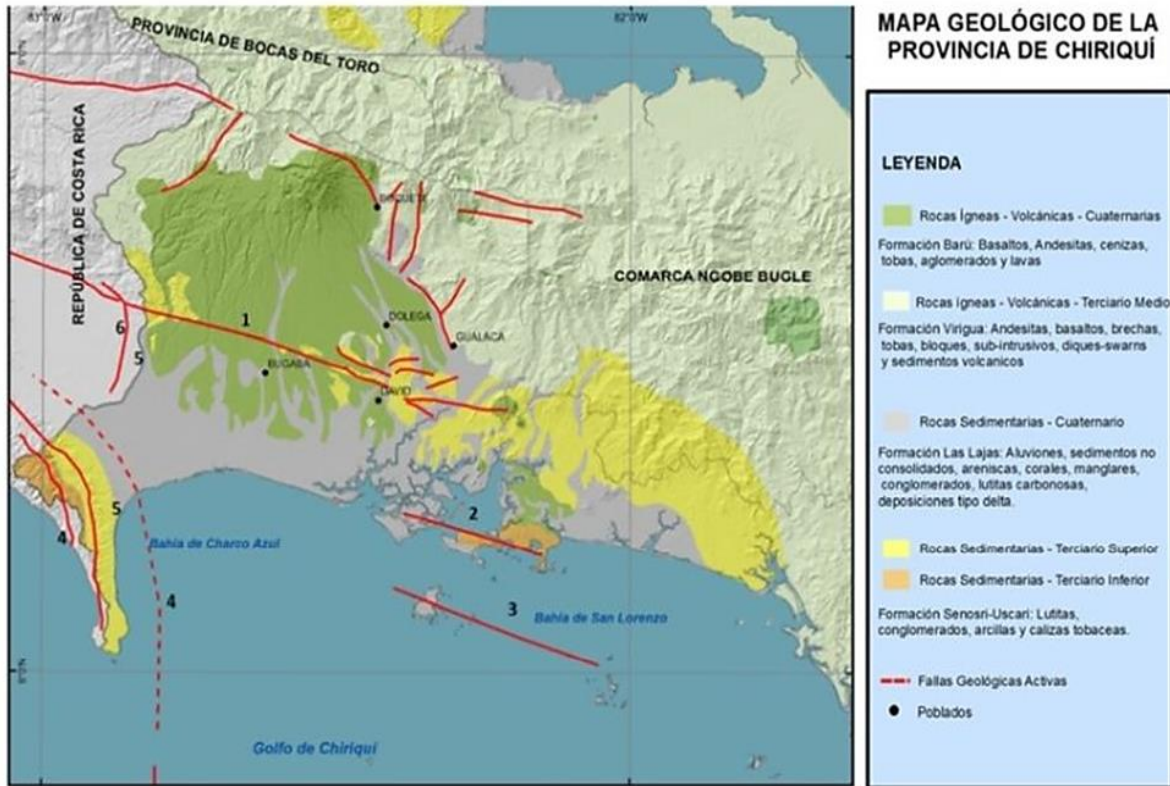
El istmo de Panamá se originó en el Oligoceno o Mioceno temprano a partir de la emersión de un arco de islas volcánicas que iba desde el norte de Costa Rica hasta el noroeste de Colombia, edificado a partir de las plataformas volcánicas. A ese archipiélago original corresponden las penínsulas de Nicoya y Osa en Costa Rica, la península de Azuero, el arco montañoso oriental y los bloques elevados del sur de Darién en Panamá y los bloques del Chocó en Colombia (Bacon et al., 2013; Harmon, 2005; Montes et al., 2012; Montes et al., 2015; Wegner, 2011)

Posteriormente se fueron erosionando las montañas más prominentes de este arco de islas y los sedimentos de dicha erosión se fueron depositando hacia el fondo de las aguas del Caribe y el Pacífico”. (Graham, 1975; Stewart, 1988).

La geología del suroccidente de Panamá ha sido inferida principalmente a partir de estudios realizados la zona fronteriza Panamá-Costa Rica (Coates et al., 1992; Corrigan et al., 1990; de Boer et al., 1988; Díaz Velarde, 1999; Morell, 2013; Morell, 2019), y levantamientos geofísicos (Cowan et al., 1996; Heil, 1988; MacKay & Moore, 1990; Moore & Sender, 1995; Okaya & Ben Avraham, 1987; Silver et al., 1990). En la figura 1 se muestra un mapa con la geología y principales fallas activas del suroccidente de Panamá.

Figura 1.

Mapa geológico del suroccidente de Panamá. Muestra las principales fallas, relieves, cráteres volcánicos del suroccidente de Panamá, (Vásquez et al., 2021).



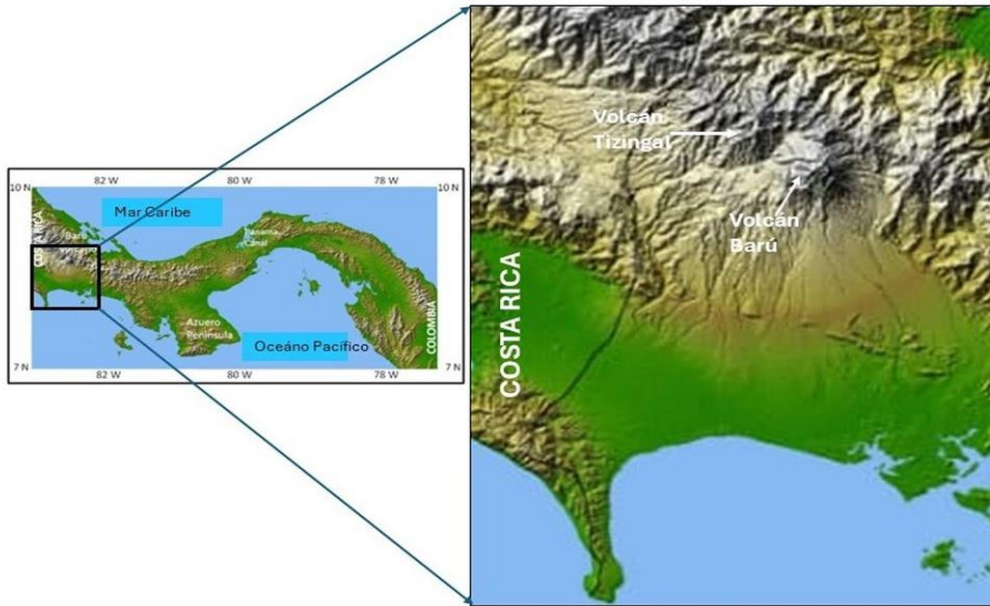
METODOLOGÍA

Realizamos un estudio sobre tomografía sísmica, con el objetivo principal de identificar las estructuras internas del volcán Barú y así plantear las diferencias de los materiales (fluido o sólido) que conforman y determinan una posible cámara magmática.

Para dicho estudio trabajamos con datos sísmicos del periodo 2011-2015, teniendo un total de 1057 terremotos que cumplieron con los parámetros establecidos, proporcionados por el Instituto de Geociencias (IGC), un total de 418 estaciones sísmicas (locales e internacionales), dentro de las coordenadas 82° y 83° longitud Oeste y 8° y 9° latitud norte (Figura 2), el análisis sísmico de los datos se trabajó con SEISAN (Haskov & Ottemoller, 1999; Haskov et al., 2020)

Figura 2.

Zona de estudio en el occidente de la República de Panamá (Sagel, 2015).



Establecimos trabajar hasta los 25 km de profundidad, dividiendo este segmento en 3 secciones, separadas por dos discontinuidades, establecidas a 8.2 km y 20 km de profundidad. Se creó un modelo de velocidad 1D (Kissling et al. 1994) partiendo del modelo de velocidad utilizado por el Instituto de Geociencias de Panamá (Tabla 1) para la zona de estudio, el cual representa el punto de partida para la inversión tomográfica:

Tabla 1.

Modelo de corteza utilizado en la tomografía

Capas	Espesor (km)	V _p (km/s)
Primera	8,2	5,1
Segunda	20,0	6,7
Semi-espacio	-	7,3

La metodología utilizada fue la tomografía sísmica de velocidad para las ondas P (Zhao et al., 1992) utilizamos una rejilla para expresar las discontinuidades a 8.2 km y 20 km de profundidad, en caso de que, exista una cámara magmática en el volcán Barú se logre

detectar; estas discontinuidades se mantendrán fijas en el proceso de inversión. No utilizamos método para las correcciones de estaciones, ya que cualquier anomalía local cercana a las estaciones, puede resolverse como anomalías de velocidad de los nodos de la red de la capa superior en 0 km de profundidad. En este trabajo se usó el modelo 2D, adaptando discontinuidades planas, es decir, se fijan las profundidades, tanto latitud como en longitud, tal como una serie de potenciales de latitud y longitud (Horiuchi et al., 1982, Zhao et al, 1990).

Los parámetros de calidad que se plantearon en este estudio fueron:

- Solo se seleccionaron los terremotos que se registran en un mínimo de 5 estaciones.
- Solo se seleccionaron estaciones sísmicas a las que llegan un mínimo de 5 sismos.
- Solo se seleccionaron los residuos de tiempo de viaje menores a 0.150 segundos.

Descripción de la rejilla:

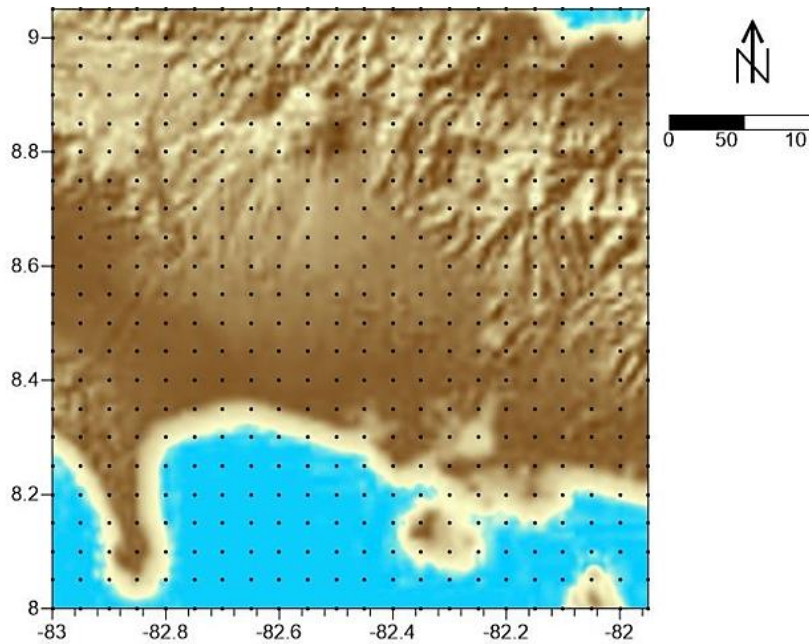
La rejilla está compuesta por un número de nodos que determinamos por su latitud, longitud y número mínimo de rayos que debe pasar por cada nodo.

Establecemos una rejilla para validar el grado de veracidad que tiene este estudio, ya que nos proporciona la cantidad de rayos que pasa por cada nodo y así determinar si los resultados de las perturbaciones pueden ser tomadas como válidas y tener una mayor fiabilidad sobre las interpretaciones.

Para este estudio se establece una matriz de $22 \times 22 \times 10$, donde el resultado de esta matriz es 4187 el cual indica en número inicial de fases P. El número de fases P que se utiliza es de 2895. Resultando un número total de parámetros del modelo de 1359, ya que sólo se obtienen resultados en los nodos donde el número de rayos es mayor de 10 (Figura 3)

Figura 3.

Modelo de la rejilla utilizada para este estudio.



Mapas de Cobertura de rayos o “Hit Counts”:

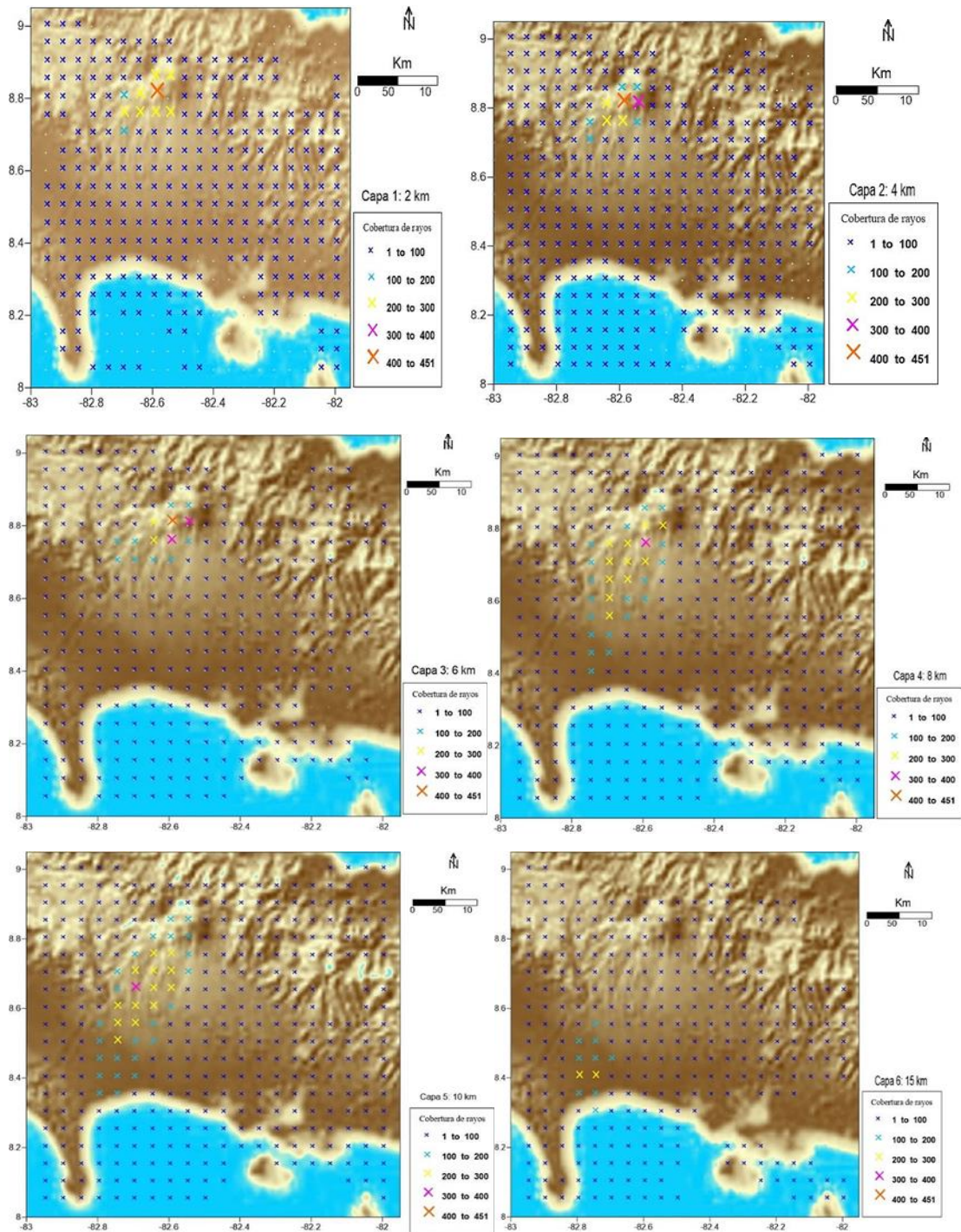
Los mapas, que aparecen en la figura 4, describen la cantidad de rayos que pasan por cada nodo de la rejilla en las diferentes capas de este estudio, lo que nos proporcionará la veracidad de los resultados.

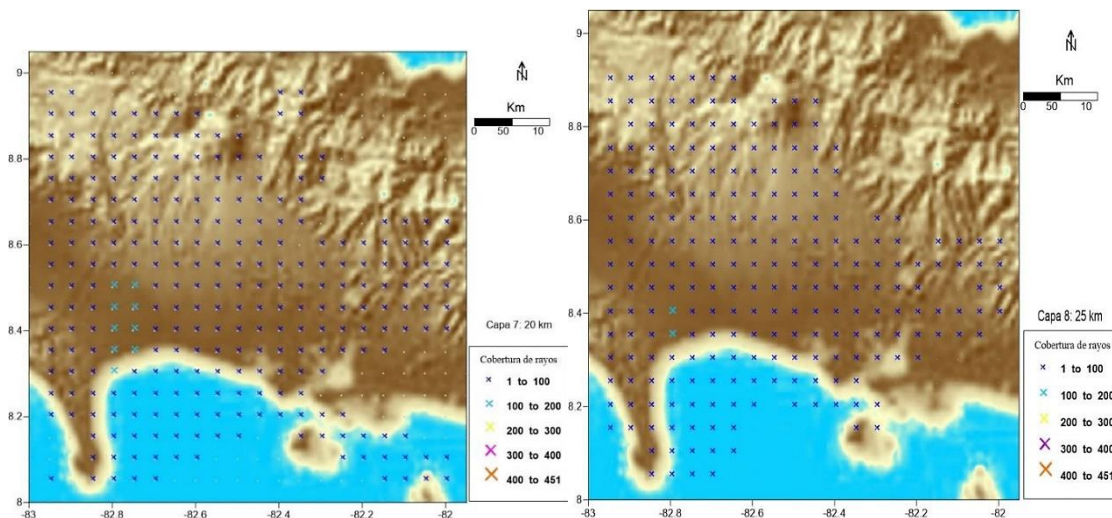
Para las primeras capas de 2, 4 y 6 km de profundidad, la cobertura de rayos es muy buena tanto en profundidad como en el número de estaciones que están repartidas en la zona de estudio. Lo cual en las cercanías al volcán Barú se muestran muy bien las anomalías negativas, dando por veraces estos resultados.

Para las siguientes capas de 8, 10 y 15 km hay mejor cobertura hacia el suroeste del Barú, cubriendo las zonas cercanas al Océano Pacífico, que determinan las altas anomalías positivas destacadas en la capa de 8 km de profundidad.

Para las últimas capas de 20 y 25 km, la mejor cobertura de rayos se centra en las costas de Puerto Armuelles-Océano Pacífico, donde entra la Zona de Fractura de Panamá.

Fig. 4. Cobertura de rayos o “Hit Counts” para la zona de estudio.





RESULTADOS

Interpretación de los resultados

A partir de la figura 5, a continuación se describen las principales anomalías de la velocidad de las ondas P obtenidas en cada capa a partir de los valores de las perturbaciones (%) relacionándolas con la cobertura de rayos en cada nodo.

Capa 1. 2 km. Tenemos dos resultados importantes en esta primera capa, una fuerte anomalía negativa de un -6.0% con una dimensión aproximada de 181 km^2 , situada entre el volcán Barú y el volcán Tisingal, esto podría estar relacionado con los primeros cambios termales de una posible cámara magmática.

La segunda anomalía negativa de -5.5% con una dimensión aproximada de 30 km^2 , se observa hacia el sureste del Barú en las vecindades del Embalse Barrigón (8.5° N , 82.3° O).

Se observan dos anomalías positivas de $+3.5\%$ a $+4.5\%$ con dimensiones de 121 km^2 y 30 km^2 respectivamente, las cuales podrían ser el inicio de los restos de la avalancha de escombros del domo que perdió el volcán Barú en su segunda erupción registrada, extendiéndose hasta el océano Pacífico. Estas anomalías positivas podrían relacionarse a la Formación Concepción que se extiende hasta la Bahía de Charco Azul, según observaciones batimétricas (Lizano, O., 2000; Sherrod et al, 2007; Herrick et al, 2013).

Capa 2: 4 km. La anomalía negativa observada en la primera capa se extiende hacia el oeste teniendo una dimensión de 242 km^2 aproximadamente. Esta podría deberse a la extensión de

la cámara magmática. La anomalía negativa al sureste del Barú cercana al Embalse Barrigón ha disminuido.

Se observan anomalías positivas cerca de las faldas del volcán Barú, de aproximadamente +4.5 %, al igual que existe una anomalía positiva de +3.5 a +4.5 % al noroeste del Embalse Barrigón con dimensiones de 30 km².

Hacia el océano Pacífico se observan anomalías positivas de +1.0 a +2.0 %, centrándose la mayor anomalía (+2.0 %) en la comunidad de Progreso y un círculo de aproximadamente +2.0 % en el océano Pacífico, al oeste de Punta Burica. Estas anomalías positivas podrían asociarse a las formaciones Concepción y Las Lajas que se han determinado por observaciones batimétricas (Lizano, O., 2000; Sherrod et al, 2007; Herrick et al, 2013).

Capa 3: 6 km. En esta capa se mantiene la anomalía negativa entre los volcanes Tisingal y Barú, se mantiene con las mismas dimensiones que en la capa de 4 km, lo que puede indicar la extensión en profundidad de la cámara magmática. Se mantiene la anomalía negativa al sureste del Barú cercana al Embalse Barrigón.

La anomalía positiva observada en la segunda capa está al oeste de Punta Burica en el océano Pacífico, se observa en esta capa como una anomalía negativa de -1.5 %.

Las anomalías positivas disminuyen su diámetro, observándose más fuertes en las cercanías del volcán Barú, pudiendo ser restos de las avalanchas de escombros. La anomalía positiva cercana a las costas en el océano Pacífico se mantiene, y al oeste de esta (región fronteriza entre Costa Rica y Panamá) se observa una anomalía negativa de aproximadamente -1.0 %.

Capa 4: 8 km. Las anomalías negativas son más fuertes hacia el sur occidente del Barú, extendiéndose hacia la zona fronteriza con Costa Rica de -4.5 % teniendo una dimensión de 303 km² aproximadamente, lo que podría indicar que la cámara magmática tiende a ubicarse hacia el sur occidente del volcán Barú. Al sureste del Barú, cerca al Embalse Barrigón, se observa la segunda anomalía negativa de -5.5 % con 181 km² de dimensión, la cual ha extendido su diámetro.

Las anomalías positivas a estas profundidades son mucho más fuertes de +6.5%, extendiéndose desde el borde del edificio del Barú hasta las costas de Puerto Armuelles con una dimensión de 908 km², y con un valor aproximado de +5.0% hacia el océano Pacífico. También se observa un brazo con anomalía positiva de +6.5 % que se prolonga hacia la parte N del Embalse Barrigón, lo que se podría asociar con una de las fallas que pasa por el N del Embalse.

Capa 5: 10 km. La anomalía negativa disminuye hacia el sur occidente del Barú, concentrándose fuerte (-5.5 %) entre el volcán Tisingal y el Barú. La anomalía negativa ubicada en las cercanías del Embalse Barrigón también disminuye (-1.5 %).

Las anomalías positivas disminuyen (+4 %) desde el edificio del Barú, y aumentan de +5.0% a +6.5% con una dimensión de 319 km², hacia el sur occidente en la región fronteriza con Costa Rica y la zona de Puerto Armuelles. A esta profundidad la anomalía podría indicar la parte subducida de la Zona de Fractura de Panamá (Z.F.P.), que es una de las fuentes sísmicas más activa de América Central y se extiende bajo el piso oceánico en sentido norte-sur, sirviendo de límite entre las placas del Cocos, al oeste y la de Nazca, al este, lo cual coincide con lo establecido por Camacho (1991), ya que esta continúa en tierra firme a lo largo del eje de Punta Burica. También podría asociarse con la cresta del Coco que también subduce bajo la microplaca de Panamá (Protti, 2012). Podemos apreciar la elipse roja que indica un error en esta coordenada.

Capa 6: 15 km. Las anomalías negativas se intensifican (-4.5%) entre el Tisingal y el Barú, y se extienden hacia el sur occidente en dirección hacia la zona fronteriza entre Costa Rica y Panamá.

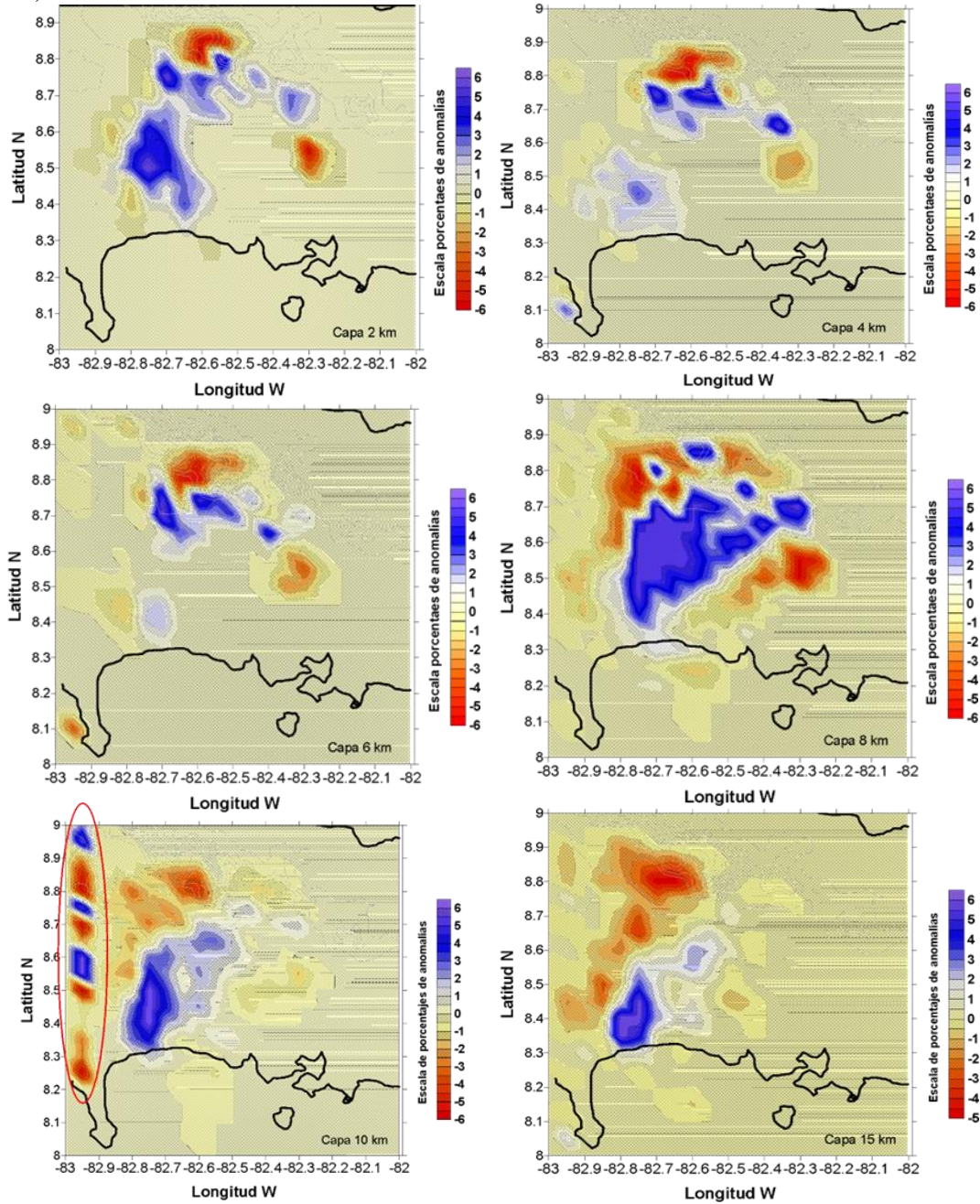
Las anomalías positivas siguen siendo fuertes en las costas del océano Pacífico, región de Puerto Armuelles.

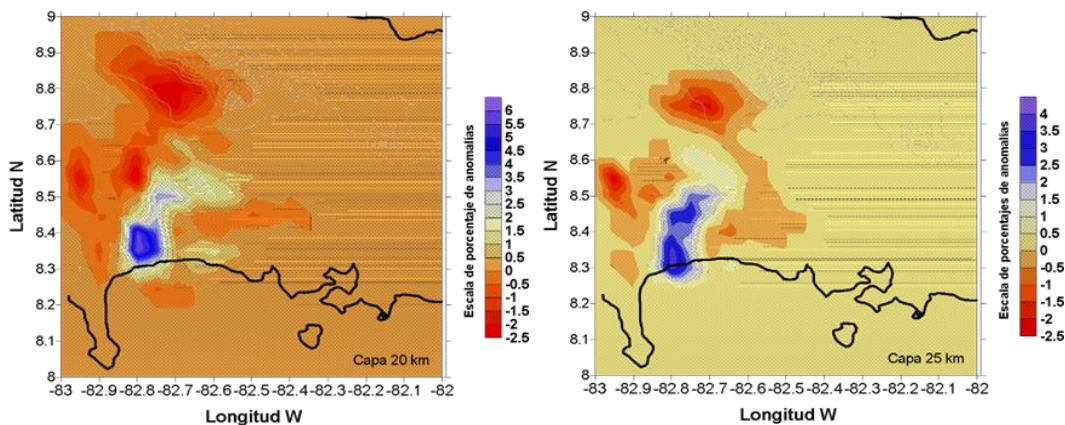
Capa 7 y 8: 20 y 25 km respectivamente. Las anomalías negativas (-3.0 a -2.5 %) entre el Tisingal y el Barú se mantienen, indicando que aún podría existir material magmático a estas profundidades.

Las anomalías positivas (+3.0 a +1.5 %) se mantienen en las costas de Puerto Armuelles, disminuyendo hacia tierra firme, cercano a la base del edificio del Barú.

Figura 5:

Perturbaciones de los porcentajes de anomalías en la zona de estudio. Color rojo: áreas más calientes (anomalías sísmicas donde la velocidad de la onda es menor a la media). Color azul: áreas más frías (anomalías sísmicas donde la velocidad de la onda es mayor a la media).





DISCUSIÓN

Descripción general en las perturbaciones (%) en las diferentes capas de 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20 y 25 kilómetros de profundidad.

En la capa de 2 km el resultado más importante es la anomalía negativa cercana al volcán Barú que se podría relacionar con los primeros cambios de temperatura haciendo referencia a una posible cámara magmática y cercana al Embalse Barrigón al sureste del Barú.

En la segunda capa, 4 km, se destaca la anomalía negativa observada en la primera capa, la cual se mantiene y se desplaza hacia el oeste y aumenta su área de 181 a 242 km² aproximadamente, lo que nos podría indicar que a medida que profundizamos la cámara magmática aumenta su tamaño. Las anomalías positivas se pueden observar en el océano Pacífico, lo cual coincide con las Formaciones Concepción observadas en estudios de batimetría.

En la tercera capa, 6 km, se mantiene el área de la anomalía negativa observada al oeste del Barú.

En la cuarta capa, 8 km, se observa un área mayor de aproximadamente 303 km², teniendo una perturbación mayor en porcentaje, al igual que la anomalía negativa observada en el Embalse Barrigón. Las anomalías positivas aumentan, tanto para el área del Embalse Barrigón que podría coincidir con una de las fallas que cruza por sus cercanías, como para la población de Puerto Armuelles teniendo un área aproximada de 908 km².

En la quinta capa, 10 km, observamos que se mantiene la anomalía cercana al Barú y se extiende hacia el área fronteriza con Costa Rica. Las anomalías positivas aumentan hacia zona Fronteriza con Costa Rica y Puerto Armuelles, lo que podría asociarse con la ZFP.

Las anomalías negativas que se destacan desde los 15 km. podrían asociarse con el inicio de la Cresta del Coco, ya que esta subduce bajo el bloque de Panamá, como se puede mostrar en el corte del estudio de Morell et al, 2013. Estudios batimétricos muestran la somera profundidad que tiene esta cresta (Lizano, 2000), dichas anomalías se extienden débilmente hasta la profundidad de 25 km que se realiza en este estudio. Sin embargo, debemos tomar en cuenta que la resolución a estas profundidades no es convincente, ya que la cobertura de rayos a estas profundidades es limitada.

Por lo tanto, para que esta hipótesis sea más precisa se deben realizar otros estudios como la anisotropía. La misma nos puede brindar mejores interpretaciones sobre la corteza y el magma que puede existir en esta zona, para indicar si estas anomalías negativas son extensiones de la cámara magmática del volcán Barú o podrían proceder de la Cresta del Coco.

CONCLUSIONES

1. Las inversiones de los tiempos de viaje de las ondas P han proporcionado imágenes hasta ahora únicas del interior del sur occidente de Panamá: volcán Barú y costas del Pacífico, que muestran heterogeneidades en la estructura interna del volcán Barú y alrededores, las cuales se deben a la compleja evolución, subducción y tectónica de la zona.
2. Se ha determinado la existencia de una posible cámara magmática al oeste del Barú que se extiende hacia el sur suroeste (SSW).
3. Estos resultados también sugieren que la Zona de Fractura de Panamá continúa subduciendo bajo tierra firme a lo largo de Punta Burica y Puerto Armuelles, lo que explicaría la gran sismicidad registrada en esta zona.
4. Todos estos hallazgos son importantes para el conocimiento de la sismotectónica del sur occidente panameño y la estructura del volcán Barú; sin embargo, se deben contemplar realizar más estudios de la zona, plantearse investigaciones en un área más amplia de la zona, que incluya el punto triple de Panamá y la parte sureste de Costa Rica.
5. Este estudio nos brinda una panorámica sobre erupciones futuras, que permitirá adoptar medidas de evacuación más eficaces de la población circundante de unos 20,000 habitantes.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Adamek, S., Frohlich, C., & Pennington, W.D. (1988). Seismicity of the Caribbean boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region, *J. Geophys. Res.*, 93, 2053-2075.
- Andrews, D.J. (1989). Mechanics of Fault Junctions, *J. Geophys. Res.*, 94, 9389-9397.
- Arroyo, I., & Linkimer, L. (2021). Geometría de la zona sismogénica interplaca en el sureste de Costa Rica a la luz de la secuencia sísmica de Golfito del 2018. *Geofísica Internacional* 60, 51-75
- Bacon, C.D., Mora, A., Wagner, W.L. & Jaramillo, C.A. (2013). Testing geological models of evolution of the Isthmus of Panama in a phylogenetic framework, *Botanical Journal of the Linnean Society*, 171, 287–300.
- Bowin, C., & McKenzie, D., (1976). The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean., *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 81(11), 1903-1915, <https://doi.org/10.1029/JB081i011p01903>
- Bowland, C., 1984. Seismic stratigraphy and structure of the western Colombian basin (M. A. Tesis), University of Texas at Austin, 195 p.
- Camacho, E. (1991). The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934. *Rev. Geol. Amér. Central*, 13: 1-14.
- Camacho, E., (2003). Sismotectónica del extremo norte de la Zona de Fractura de Panamá. Universidad de Panamá, Laboratorio de Geofísica e Hidrogeología.
- Camacho Astigarrabia, E., (2009). Sismicidad de las Tierras Altas de Chiriquí. *Tecnociencia*, 11. 119-130.
- Case, J.E., Holcome, T.L., Martin, R.G., 1984. Map of geologic Provinces in the Caribbean Region, *Geol. Soc. Am. Memoir*. Pág. 162.
- Corrigan, H.A., Mann, P., Ingle, J. C., 1990. Forearc response to subduction of the Cocos Ridge. Panamá-Costa Rica, *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 628-652.
- Cowan, H.A. L. Sánchez, E. Camacho, J. Palacios, A. Tapia, D. Irving, D. Esquivel & C. Lindholm. (1996). Seismicity and tectonics of Western Panama from new portable

- seismic array data, Final Report to the Research Council of Norway, NTNf-NORSAR, Kjeller, Norway. 23pp.
- Cowan, H.A., Sánchez, L., Camacho, E., Palacio, J., Tapia, A., Irving, D., Esquivel, D. & Lindholm, C., 1995. Seismicity and Tectonic of western Panama from new portable Seismic array data. Final Report to the Research Council of Norway, NTNf-NORSAR. Kjeller, Norway.
- DeBoer, J.Z., Defant, M.J., Stewart, R.H., Restrepo, J.F., Clark, L.F., & Ramirez, A.H. (1988). Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama: regional variation and implication for the plate tectonic framework, *J. S. Am Earth Sci*, 1(3):275–293.
- DeBoer, J.Z., Defant, M.J., Stewart, R.H., & Bellon, H. (1991). Evidence for active subduction below western Panama, *Geology* 19 (1991), pp.649–652.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4043–4046. <https://doi.org/10.1029/2001GL013518>
- Denyer, P. (2007). Geología y Geotectónica de América Central y el Caribe. Escuela de geología, Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., Montero, W & Alvarado, G., (2003): Atlas tectónico de Costa Rica.- 79 págs. Ed. Univ. Costa Rica, San José.
- Díaz Velarde, G. (1999). Consideraciones a la geología regional del Oeste de Panamá. Academia Mexicana de Ingeniería, México, 37 pp.
- Duncan, R.A., & Hargraves, R.B. (1984). Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In the Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, 81-93. *Geological Society of America Memoir* 162.
- Fernández, M., Camacho, E., Molina, E., Marroquín, G. & Strauch, W. (2007). Seismicity and neotectonics. En: Bundschum, J. & Alvarado, G.E. (eds.) Central America: Geology, resources, hazards. London, Taylor & Francis, 323-340.
- Fichtner, A., Kennett, B.L.N., Tsai, V.C., Thurber, C.H., Rodgers, A. J., Tape, C., Rawlinson, N., Borchardt, R.D., Lebedev, S., Priestley, K., Morency, C., Bozdağ, E., Tromp, J., Ritsema, J., Romanowicz, B., Liu, Q., Golos, E., & Lin, F-C. (2024). Seismic

Tomography 2024, *Bulletin of the Seismological Society of America* 2024; 114 (3): 1185–1213. doi: <https://doi.org/10.1785/0120230229>

Fisher, D, Gardner, T, Sak, P, Sánchez, J, Murphy, K, & Vanucchi, P, (2004). Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica, *Tectonics*, 23(5): 13 pp.

Graham, A. (1975). Vegetational paleohistory Studies in Panama and Adyacent Central America/por Alam Graham. En la Botánica y la Historia Natural de Panamá. Pág.163.

Hardy, N. C. (1991). Tectonic evolution of the easternmost Panama. Basin: Some new data and insights, *J. South Am. Earth Sci.* 4, 261-269.

Harmon, R.S. (2005). Geological Development of Panama. In: Harmon, R.S. (eds) The Río Chagres, Panama. Water Science and Technology Library, vol 52. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/1-4020-3297-8_4

Havskov, J., & Ottemoller, L. (2000). SEISAN Earthquake Analysis Software. *Seismo. Research Letters*, 70, 532-534. <http://dx.doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>

Haskov, J., Voss, P., & Ottemoller, L. (2020). Seismological Observatory Software: 30 Yr of SEISAN *Seismological Research Letters*, 91(3): 1846–1852. <https://doi.org/10.1785/0220190313>

Heil, D., & Silver, E. (1987). Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction, *Geol. Soc. Am. Abstracts Prog.* 19, 698.

Heil, D. (1988). Response of and accretionary prism to transform ridge collision, south of Panama. Tesis de Maestría, University of California at Santa Cruz, 156 p.

Heil, D., Silver, E., Mackay, M., & Moore, G. (1986). Effect of obliquely subducting ridge on structural geometry and bathymetry: South Panama, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 19: 698.

Herrick, J. A., (2011). "Recurrent voluminous sector collapses at Volcán Barú, Panama", Master's Thesis, Michigan Technological University. <http://digitalcommons.mtu.edu/etds/324>.

- IRHE, (1985). Estudio de prefactibilidad avanzada del complejo Barú– Colorado, informe geovulcanológico [unpub. report]: Instituto de Recursos Hidráulicos y Electrificación, Informe del Convenio IRHE-BID-OLADE, 74 p. [Smithsonian Institution, Global Volcanism Program library collection.]
- IRHE-BID-OLADE. (1984). Estudio geovulcanológico y evaluación de la amenaza del Volcán Barú. Capítulo III.
- Kellog, J.N., Vega, V., Satallings, T. C., & Aiken, C.A., (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andrés: constraints from Global Positioning System Geodetic studies and gravity en Mann, P. (Ed) Geological and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 295, 75-90.
- Kobayashi, D., P. LaFemina, H. Geirsson, E. Chichaco, A. A. Abrego, H. Mora, and E. Camacho (2014), Kinematics of the Western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 1671–1683, doi:10.1002/2014GC005234
- Kolarski, R.A. & Mann, P. (1990). Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific margin of southwest Panama, *EOS* 71, 1593.
- Kolarsky R.A. & Mann, P. (1995). Structure and neotectonics of and oblique-subduction margin, southwestern Panama, in Mann P. (Ed.) Geological and Tectonic Development Central America, *Geol. Soc. am Special Paper* 295. Kolarsky, R.A; Mann P & Montero, W. (1995). Island Arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, in Mann P. (Ed.) Geological and Tectonic Development Central America, *Geol. Soc. am Special Paper* 295, 235-262.
- Moore, G.F.& Sender, K.L. (1996). Fracture zone collision along the South Panama margin. *Geol. Soc. Am., Special Paper* 295, 201-212.
- Morell, K.D., Gardner, T.W., Fisher, D.M., Idleman, B.D., & Zellner, H.M. (2013). Active thrusting, landscape evolution, and late Pleistocene sector collapse of Barú Volcano above the Cocos-Nazca slab tear, southern Central America, *Geological Society of America Bulletin*, 125, 1301-1318.
- La Femina, P., Dixon, T., Govers, R., Norabuean, E., Turner, H., Saballos, S., Mattioli, G., Protti, M., & Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America., *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5): 21 pp

- Linares, O.F., Sheets, P.D. & Rosenthal, E.J. (1975). Prehistoric Agriculture in Tropical highlands., *Science*. 187:137-146.
- Lizano, O. (2000). Batimetría de la plataforma insular alrededor de la Isla del Coco. *Rev. Biol. Trop.* 49. Suplemento 2: 163-170, 2001
- Lonsdale, P. & Klitgord, K.D. (1978). Structure and Tectonic history of the Eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 981-999.
- Luque, N. (2011). Revisión Catálogo Sísmico Centro América en la Región del Punto Triple Cocos-Nazca-Caribe. Tesis de Maestría, UNAM. México.
- MacDonald, W. (1912). Investigación del Istmo Central de Panamá (Zona del Canal), la región más estudiada y mejor conocida.
- MacKay, M. E., and G. F. Moore (1990), Variation in deformation of the South Panama Accretionary Prism: Response to oblique subduction and trench sediment variation, *Tectonics*, 9(4), 683–698, doi:[10.1029/TC009i004p00683](https://doi.org/10.1029/TC009i004p00683).
- Marshall, J.S. (2007) The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America, vol 1. In: Alvarado GE, Bundschuh J (eds) Central America: geology, resources and hazards. Taylor & Francis, London, pp 75–121.
- Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Pardo, A., Silva, J.C., Valencia, V., Ayala, C., Pérez-Ángel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A. Ramirez, V., & Niño, H. (2015) Middle Miocene closure of the Central American Seaway, *Science* 348, 6231 pp. 226-229 DOI: [10.1126/science.aaa2815](https://doi.org/10.1126/science.aaa2815)
- Montes, C., Cardona, A., MacFadden, R., Moron, S.E., Silva, C.A., Restrepo-Moreno, S., Ramirez, D.A., Wilson, J., Farris, D., Bayona, G.A., Jaramillo, C., Valencia, V., & Flores, J.A. (2012). Evidence for Middle Eocene and younger emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure, *Geological Society of America Bulletin*, DOI: [10.1130/B30528.1](https://doi.org/10.1130/B30528.1).
- Morell, K. D. (2016), Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America, *Tectonics*, 35, 357–385, doi:[10.1002/2015TC003950](https://doi.org/10.1002/2015TC003950)
- Morell, K. D., Fisher, D. M., & Bangs, N. (2019). Plio-Quaternary outer forearc deformation and mass balance of the southern Costa Rica convergent margin. *Journal of*

- Morell, K.D., Gardner, T.W., Fisher, D.M., Idleman, B.D., & Zellner, H.M. (2013). Active thrusting, landscape evolution, and late Pleistocene sector collapse of Barú Volcano above the Cocos-Nazca slab tear, southern Central America. *GSA Bulletin*; 125 (7-8): 1301–1318. doi: <https://doi.org/10.1130/B30771.1>
- Moore, G.F & Sender, K.L. (1995). Fracture zone collision along the South Panama margin, in Mann, P. (Ed) *Geological and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*, *Geol. Soc. Am.*, 295, 201-212.
- New York Times (1930). Diario del 11 de septiembre.
- Okaya, D.A., & Ben-Avraham, Z. (1987). Structure of the continental margin of southwestern Panama: *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 99, p. 792-802.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F. (1991). “Geological evolution of the Caribbean regional, a plate tectonic perspective”, in *The Caribbean Region*, Dengo, G., & Case, J.E. editors, <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.405>
- Protti, M., González, V., Freymueller, J. & Doelger, S. (2012). Cocos Island, on Cocos plate, moves at 95 mm/yr towards N33oE and converges with San Andrés Island, on the Caribbean plate, at 78 mm/yr., *Rev. Biol. Trop.* 60 (Suppl. 3 33-41).
- Restrepo, J.F., (1987). A geochemical investigation of Pleistocene to recent calc-alkaline volcanism in western Panama: Tampa, University of South Florida, master’s thesis, 103 p.
- Sallare Ása, V., Dan Äobeitiaa, J.J., & Fluehb, E.R., (1999). Seismic tomography with local earthquakes in Costa Rica. Institute of Earth Sciences Jaume Almera - CSIC, Barcelona, Spain, Research Center for Marine Geosciences GEOMAR, Kiel, Germany.
- Serrano, I., Morales, J., Torcal, F., Vidal, F., & Mancilla, F., (2003). Imágenes Tomográficas en el Sur de España y Marruecos, *Física de la Tierra* 15, 145-162.
- Sherrod, D.R., Vallance, J.W., Tapia Espinosa, A., & McGeehin, J.P., (2007), Volcán Barú: eruptive history and volcanic-hazards assessment: *U.S. Geological Survey Open-File Report*.

- Silver, E.A., Reed, D.L., Tagudin, J.L. & D.L., Heil. (1990). Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics* 9, 261-281.
- Strauch, W., Escobar, D., & Lasage, P., (2007). Array alrededor del Barú. Volcano Seismology. Chirinet.Serverftp.org.
- Toral, J. & Ho, C. (2006). Monitoreo y análisis preliminar de la sismicidad alrededor de Boquete, mayo 04-10, 2006. Universidad Tecnológica de Panamá, Centro Experimental de Ingeniería (CEI) Laboratorio de Ingeniería Aplicada (LABIAP) Sección de Sismología, Informe Técnico, 30 págs.
- Vásquez Guardia, F., Camacho Astigarrabía, E. y Rodríguez, A. (2021) Sismotectónica del Occidente de la provincia de Chiriquí a partir de datos de una red sismológica local, *Tecnociencia*, 23(2), 72–92
- Vergara, A. (1988). Tectonic patterns of the Panama Block deduced from Seismicity, gravitational data and earthquake mechanism: Implications to the seismic hazards, *Tectonics*, 154: 253-267.
- Walther, C.H.E., (2003): The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica, *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2136.
- Wegner, W., Worner, G., & Harmon, S., & Jicha, B.R. (2011). Magmatic History and Evolution of the Central American Land Bridge in Panama since Cretaceous Times, *GSA Bulletin* 123 (3-4): 703–724. doi: <https://doi.org/10.1130/B30109.1>
- White, R.A., & Harlow, D. (1993). Destructive upper crustal earthquake in Central America since 1900, *Bull. Seismic. Soc. Am.* 83, 1115-1142.
- Wolters, B. (1986). Seismicity and tectonics of southern Central American and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama, *Tectonophysics*, 128: 21-46.
- Zhao, D., Hasewaga, A., Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath North-Eastern Japan, *J. Geophys. Res.* 97(19),909–19,928.
- Zhao, D., & Kanamori, H. (1992). P-wave image of the crust and uppermost mantle in southern California. *Geophysical Research Letters*, 19(23), 2329-2332.