

El altiplano de Grano de Oro (Moravia, Chirripó): una cuenca reciente de represamiento tectónico en Alta Talamanca, Costa Rica

The Grano de Oro plateau (Moravia, Chirripó): a tectonic damming basin in Alta Talamanca, Costa Rica

Cristian Calvo^{1*}, Mónica Salazar¹, David Alfaro¹, Sebastián Fregni¹ y Guillermo E. Alvarado²

¹Universidad de Costa Rica (UCR), Escuela Centroamericana de Geología (ECG),
San José, Costa Rica

²Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE),
San José, Costa Rica

*Autor para contacto: cristian.calvo@ucr.ac.cr

(Recibido: 17/12/2020; aceptado: 12/03/2020)

ABSTRACT: The Grano de Oro plateau has an average altitude of 1,100 m a.s.l. and an area of ~5.5 km², it is a morphological anomaly in the Talamanca mountain range, with particular morphostructural and fluvial sedimentology characteristics. It consists of an exorheic basin in which a floodplain predominates with typical geoforms and lithofacies. Its deposits are mainly distributed along the fluvial axis of the Moravia River and within the geoforms of the meandering fluvial system are recognized: terraces, sand bars, channels, lakes, among others. A genesis model is proposed for the basin where the geometry and kinematics of the Alcantarilla fault, to the NW of the plateau, cause a transpressive regime and a positive flower structure, tilting the structural block to the E of the altiplano, damming the Moravia River. The Alcantarilla fault is probably neotectonic, due to the presence of seismicity and the age of the deposits in the basin. The geoforms and sediments observed are young and present a high and variable evolution due to the permanent modeling of the postglacial landscape (since the Greenlandian) directly related to mild active tectonics and alterations from human intervention, which influence the fluvial dynamics in the territory.

Keywords: Tectonic Basin; Morphotectonic; Tectonic Pop-Up; Radiocarbon; Fluvial Geomorphology; Greenlandian; Alcantarilla Fault; Moravia River.

RESUMEN: El altiplano de Grano de Oro posee una altitud media de 1100 m s.n.m. y un área de ~5.5 km², es una anomalía morfológica en la cordillera de Talamanca, con características morfoestructurales y de sedimentología fluvial particulares. Consiste en una cuenca exorreica en la cual predomina una llanura de inundación con geoformas y litofacies típicas. Sus depósitos están distribuidos principalmente a lo largo del eje fluvial del río Moravia y dentro de las geoformas del sistema fluvial meándrico se reconocen: terrazas, barras de arena, canales, lagos, entre otros. Se propone un modelo de génesis para la cuenca en donde la geometría y cinemática de la falla Alcantarilla, al NW del altiplano, provocan un régimen transpresivo y una estructura en flor positiva, basculando el bloque estructural al E del altiplano, represando el río Moravia. La falla Alcantarilla es probablemente neotectónica, debido a la presencia de sismicidad y la edad de los depósitos en la cuenca. Las geoformas y los sedimentos observados son jóvenes y presentan una evolución elevada y variable debido al modelado permanente del paisaje posglaciar (desde el Groenlandiense) relacionado directamente con una tectónica activa leve y con alteraciones procedentes de la intervención humana, que influyen en la dinámica fluvial en el territorio.

Palabras clave: cuenca tectónica; morfotectónica; flor tectónica positiva; radiocarbono; geomorfología fluvial; Groenlandiense; falla Alcantarilla; río Moravia.



INTRODUCCIÓN

La cordillera de Talamanca, la más elevada de América Central, es considerada una de las zonas más remotas de Costa Rica, dada su difícil topografía, elevadas altitudes, pocos caminos de acceso, además de que gran parte de su territorio corresponde con zonas indígenas protegidas. Lo anterior la convierte en un área relativamente desconocida, con estudios geológicos y descripciones geomorfológicas muy generalizadas. Pese a ser una zona de importancia histórica, que ha estado habitada por milenios, y aunque desde la colonia se han emprendido travesías en búsqueda de sus tesoros y cultura, aún faltan muchos estudios de diversa índole, incluyendo los geológicos de detalle.

La región de Grano de Oro pertenece al distrito de Chirripó (cantón de Turrialba), que posee una población de 4185 habitantes según el censo del 2011 (INEC, 2011). Sus pobladores hablan español y cabécar, y se dedican a labores agropecuarias. Dentro de montañas abruptas y profundos cañones se encuentra el altiplano de Grano de Oro, ubicado en el sector NW de la cordillera, a una altitud promedio de 1100 m s.n.m, constituyendo una importante anomalía topográfica cuyo proceso de génesis y características no se habían explicado con un modelo coherente. Se caracteriza por ser una planicie extensa de aproximadamente 5.5 km², drenada por el río Moravia y sus afluentes, que han generado una extraordinaria variedad de morfologías fluviales que son descritas en este trabajo. A su vez, los aspectos tectónicos juegan un papel muy importante en la dinámica del área, y son evidenciados en muchas de las geoformas presentes.

Por lo tanto, el presente trabajo tiene por objetivo describir detalladamente la geomorfología del sistema fluvial en la cuenca del altiplano de Moravia de Chirripó y las geoformas de sus alrededores y, de forma más ambiciosa, proponer un modelo de génesis que se ajuste de forma apropiada a las características geológicas, geomorfológicas y tectónicas descritas para el área.

METODOLOGÍA

Se recopiló la escasa información bibliográfica con el fin de obtener datos históricos y científicos, cubriendo temas como crónicas de antiguos viajes, geomorfología, geología y metodologías de análisis. Se revisaron documentos históricos, textos y mapas físicos y digitales, ubicados en la biblioteca de la Escuela Centroamericana de Geología, bibliotecas personales y diferentes fuentes académicas en línea.

Se desarrolló trabajo de campo dividido en giras a lo largo del año 2020. En estas se realizó levantamiento y descripción de cortes geológicos con su respectiva toma de muestras (semillas, materia orgánica para datación de radiocarbono y rocas), fotografías, datos litológicos, estructurales y estratigráficos. Además, para el levantamiento geomorfológico descriptivo, se contó con la toma de imágenes digitales oblicuas para todas las geoformas y fotografías oblicuas en un sobrevuelo en avioneta por parte de Guillermo E. Alvarado, en diciembre del 2016.

Se realizó un análisis fotointerpretativo del área de estudio con fotografías aéreas estereográficas del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y del proyecto TERRA 1998; ortofotos del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) del 2005 al 2007 y 2017 (a escala 1:5000) e imágenes satelitales de *Google Earth*TM desde 1970 hasta el 2020. Además, se realizaron análisis remotos con el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) como *Ilwis*, *ArcGis* y *QGIS*, con una base topográfica de curvas de nivel a escala 1:25 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y un Modelo de Elevación Digital (MED) interpolado con una resolución de píxel de 10 m x 10 m. Los análisis remotos para el área de estudio en estos sistemas fueron: mapa de pendientes, mapa de análisis de índice de rugosidad, mapa de análisis direccional de laderas, mapa de sombras, mapa de elevaciones, modelos tridimensionales del terreno, perfiles topográficos y perfiles longitudinales para los ríos.

Para el análisis numérico del perfil longitudinal del río Moravia se utilizó la metodología descrita en Jiménez-Cantizano et al. (2017). Las unidades geomorfológicas fueron clasificadas con un sistema basado en procesos de génesis, modificado de la tabla de clasificación geomorfológica del *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation* (ITC).

Para la sección de sismología, se realizó una relocalización de los eventos en el área utilizando la información de sismos extraída de la base de datos digital de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), que abarca desde 1991 hasta el presente año. Durante la selección inicial y la relocalización de sismos se utilizaron los siguientes filtros: profundidad menor a 35 km,

registrados en al menos 12 estaciones, magnitud mayor a M_w 2,4, gap en la cobertura azimutal menor a 180° , rms (root median square) menor a 0,5 s, errores de latitud, errores de longitud y errores en profundidad menores a ± 5 km; de esta manera se obtuvieron 13 sismos con una buena relocalización. Para este trabajo, se utilizó el paquete de software *SEISAN* (Havskov y Ottemoller, 1999) y se emplearon solo los primeros arribos de las ondas P con una asignación de pesos de 0 a 4, donde 0 representa una incertidumbre menor a 0,1 s y 4 representa una incertidumbre de 0,4 s.

Se determinaron solo dos mecanismos focales con la calidad suficiente para ser incluidos en el trabajo; para esto se utilizó el programa FOCMEC (Snook et al., 1984). Estos mecanismos focales tienen calidades A y C, donde A presenta una cantidad de polaridades mayor a 30, un gap menor a 100° , cero errores de polaridad y menos de 5 soluciones (coherentes entre sí) con una búsqueda de planos nodales cada 2° ; mientras que C presenta una cantidad de polaridades mayor a 30, gap de 160° , cero errores de polaridad y 45 soluciones, con una búsqueda de planos nodales cada 5° , además el mecanismo es muy sensible a los cambios en polaridades y profundidad.

CONTEXTO TECTÓNICO, FALLAMIENTO LOCAL Y SISMICIDAD

El área de estudio se localiza en el extremo oriental del llamado Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR). Este es una zona de deformación con unos 100 km de ancho y es el límite incipiente que separa la placa Caribe de la microplaca de Panamá, producto de la colisión de la cordillera submarina del Coco con la placa Caribe al SE de Costa Rica (Fig. 1) (Montero, 2001). En el CDCCR existen muchas fallas activas de diferentes tipos, que han dado origen a la mayoría de los terremotos destructivos en el país (Montero, 2001). Específicamente, la zona de estudio se encuentra en la cordillera de Talamanca, en un segmento en donde se da un cambio gradual en la Dirección de Máximo Esfuerzo Horizontal Compresivo (DMEHC) (Fig. 1) desde los $\sim N10^\circ E$, en el extremo oriental de la cordillera volcánica Central, hasta los $\sim N30^\circ-35^\circ E$ en el extremo más occidental del CDNP (Montero, 1994). Estos regímenes de esfuerzos son los principales responsables del estilo de fallamiento presente en el área, lo que ocasiona un predominio del fallamiento dextral con rumbo NW, como son las fallas Pacuare y Ayil (Linkimer, 2003; Montero, 2013). Estas fallas, a su vez, tienden a desarrollar segmentos SE con componente inversa, la cual se puede adjudicar a su proximidad con el régimen de esfuerzos del CDNP (Montero, 1994).

El área de estudio se encuentra en el trasarco, dentro de la paleocuenca Limón Sur. La presencia de esfuerzos compresivos con dirección noreste es producto de tres eventos tectónicos (Fernández et al., 1995): a) El choque de la microplaca de Panamá contra la placa Suramericana, b) El emplazamiento del plutón de Talamanca y c) La colisión de la cordillera submarina del Coco. Montero et al. (1994) plantean este último evento como la posible fuente de los esfuerzos responsables de uno de los eventos sísmicos más importantes de la historia de Costa Rica, el terremoto de Limón de 1991, el cual ocurre producto de una falla inversa lítrica de rumbo NW-SE.

El terremoto de Limón tuvo un impacto geológico sobre las fallas dentro de la zona de estudio, ocasionando reactivación y sismicidad inducida. Barquero y Rojas (1994) señalan un incremento de la sismicidad ocurrida después del sismo en diferentes sectores alrededor de la zona de ruptura, entre ellos Moravia de Chirripó, y muestran cinco eventos con mecanismos focales de fallamiento inverso. Sin embargo, la pobre cobertura de estaciones sísmicas en la época, además de la ausencia de registros digitales, impidieron la relocalización de estos eventos para su consideración en el presente trabajo.

Como se mencionó anteriormente, el fallamiento que predomina en este segmento de la cordillera es dextral con orientación NW; las fallas activas más cercanas al altiplano con este estilo de movimiento son las fallas Pacuare, Ayil y Alcantarilla, que son aproximadamente paralelas entre sí (Fig. 1). La falla Alcantarilla se localiza al N de la falla Pacuare y tiene un rumbo $N45^\circ W$, debido a su expresión prominente en superficie, se considera neotectónica (Linkimer, 2003). Corresponde con una falla del tipo dextral, reconocida por primera vez por Soulas (1992); luego Linkimer (2003) la nombra como falla Alcantarilla y describe la manifestación de su traza, donde en su extremo NW se presenta un valle lineal en el cerro Alto Yolillal, continuando hacia el SE, a lo largo de la base de un escarpe y luego siguiendo la quebrada Alcantarilla. Indica, además, que posee una longitud de 7,5 km, aunque se podría extender unos 22 km hacia el sur, a lo largo de los valles de los ríos Sapo, Barbilla y Moravia, hasta alcanzar el río Chirripó.

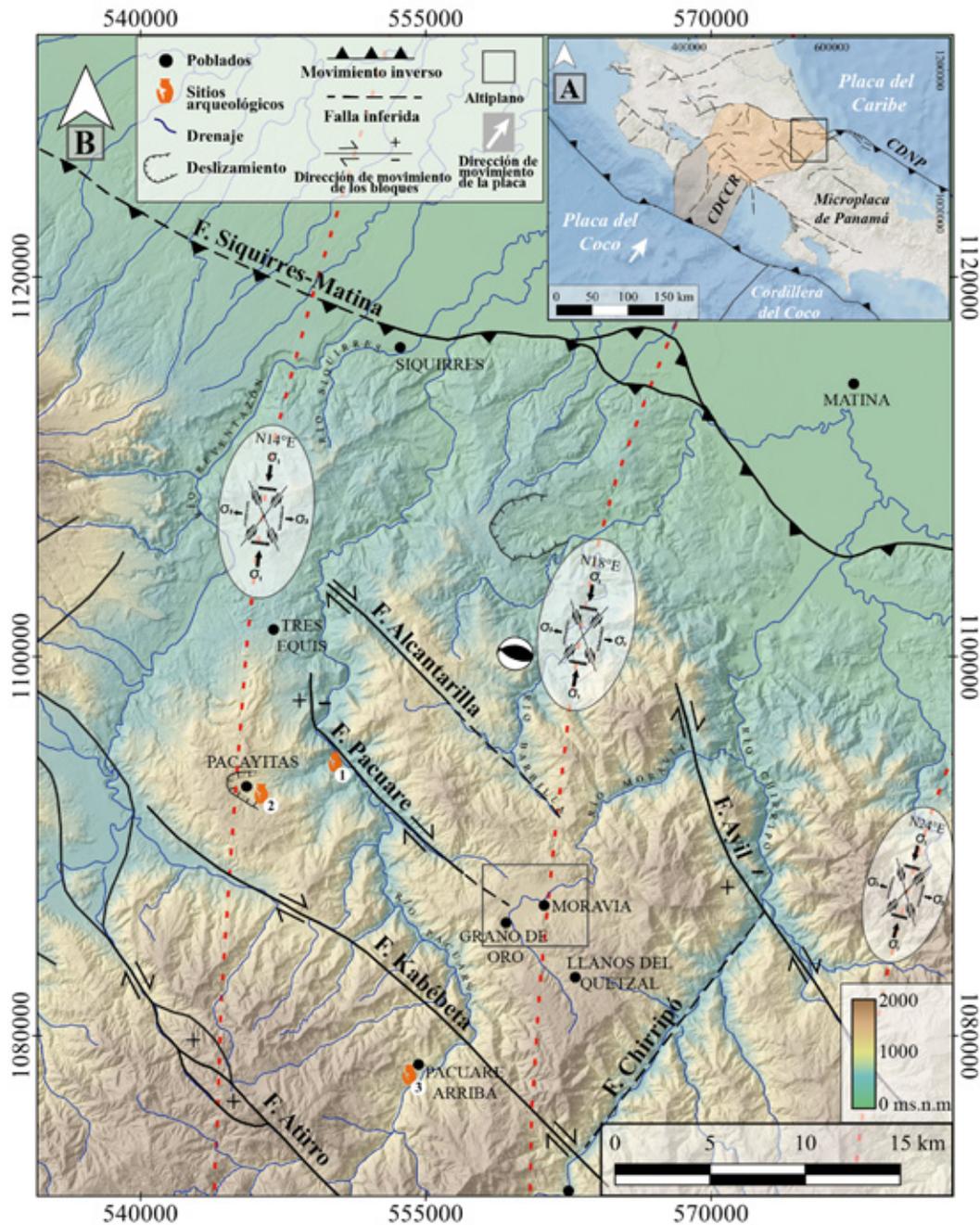


Fig. 1: Contexto tectónico general. A) Mapa de Costa Rica y su ubicación con respecto a las placas tectónicas y el CDCCR (área anaranjada); se incluyen la cordillera submarina volcánica del Coco y el CDNP (modificado de Denyer et al., 2003 y Montero, 2001). El rectángulo negro delimita el área mostrada en la parte B. B) Contexto tectónico local. Se muestran las fallas activas descritas para la región y las DMEHC (líneas rojas punteadas) (modificado de Montero, 1994) con sus respectivos diagramas de cizalla de Riedel. Se incluyen también los sitios arqueológicos más importantes de este sector: 1. El Escobal, 2. Rosa María y 3. Ta' Lari (modificado de: Barquero et al., 2015; Denyer et al., 2003; Fernández, 2013; Linkimer, 2003; Montero, 1994, 2001; Montero et al., 2013). Se muestra el mecanismo focal para el sismo del 15/6/2020 9:58 hora local, profundidad de 9,8 km, de categoría A, de tipo inverso y cuya orientación es coincidente con la dirección de esfuerzos mostrada, por lo que es de gran interés, ya que corrobora la validez del estado de esfuerzo mostrado.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las formaciones geológicas circundantes a la zona de estudio pertenecen a la cuenca Limón Sur, una cuenca colmatada que se extiende desde la plataforma marina, en la costa caribeña, hacia el SE en el territorio y se encuentra delimitada por el arco volcánico Cuaternario y la cordillera de Talamanca (Fernández et al., 1994).

Actualmente, la cordillera de Talamanca no presenta vulcanismo, ni lo ha presentado durante el Cuaternario, sin embargo, las rocas ígneas evidencian diferentes periodos de actividad volcánica en su historia geológica. La fase más reciente corresponde con el vulcanismo pos-intrusivo, cuya edad es Plioceno Superior al Pleistoceno Inferior (Alvarado y Gans, 2012; Alfaro et al., 2018). Las rocas de la formación Doán pertenecen a esta fase; según Denyer y Alvarado (2007) estas son las más cercanas al altiplano, mientras que Alvarado y Pérez (1998) le asignan una edad mínima (por correlación) de Plioceno Tardío (>2,5 Ma). Sin embargo, la región del altiplano requiere de estudios geológicos, petrográficos y estratigráficos a detalle, fuera del alcance del presente estudio.

EL ALTIPLANO DE GRANO DE ORO EN LA LITERATURA: HISTORIA, TOPONIMIA E INVESTIGACIONES PREVIAS

No se han publicado estudios arqueológicos del altiplano de Grano de Oro, sin embargo, es sabido que la Alta Talamanca está habitada por pueblos autóctonos desde hace milenios. Prueba de esto son los sitios arqueológicos que se han encontrado en esta zona (Fig. 1), como Rosa María, en el pueblo de Pacayitas, que cuenta con obras hidráulicas; El Escobal, en Mollejones y Ta'Lari, en Pacuare Arriba; todos en la cuenca del río Pacuare y a una distancia de entre 9 y 15 km del altiplano (Hernández, 2013).

Las primeras menciones escritas de áreas cercanas a Moravia se remontan a la época de la colonia española y principios del siglo XIX, cuando múltiples exploradores mencionan haber encontrado oro en el llamado cerro San Mateo, que se piensa está ubicado entre el antiguo lago Ayil y Moravia de Chirripó. Esto inspiró, en parte, la leyenda de las prodigiosas minas del Tisingal y La Estrella, la cual relata que existían en la cordillera de Talamanca extraordinarias minas de oro, con riquezas incalculables comparables a las de las minas de plata de Potosí (Perú), las cuales antaño eran explotadas por los aborígenes y luego por los conquistadores españoles, para luego ser abandonadas y olvidadas, producto de una sublevación de los pueblos indígenas. Sin embargo, múltiples exploraciones a lo largo de varios siglos fracasaron en encontrar tan cuantiosa fortuna, como las emprendidas por Pedro Iglesias en 1858 y 1859 y Manuel Marchena en 1862, entre muchas otras (Fernández, 1882; Denyer, 2001; Barrantes, 2009).

La primera mención directa al altiplano de Grano de Oro se da en un relato donde se describe la llegada de Francisco Gutiérrez en 1852 a esas tierras. La planicie era llamada Sharra por los aborígenes, pero Francisco Gutiérrez la renombró Moravia, en honor a su amigo, el entonces presidente, don Juan Rafael Mora; este nombre sobrevivió a la sustitución de nombres durante la revolución de 1859 (Fernández, 1882). A continuación, un extracto del relato sobre la llegada de Francisco Gutiérrez al altiplano.

...Sin embargo, pronto se volvió, y conoció entre Pacuare y Chirripó una hermosa planicie que lleva el nombre de Sharra, que compró más tarde al gobierno como tierra baldía, poniéndole el nombre de Moravia. Allí supo que se encontraba oro en un cerro vecino, situado arriba de las tierras ocupadas por los Indios, y que lleva el nombre de cerro de San Mateo, pero que los indios llamaban Acabá... (Fernández, 1882, p. 36).

Más adelante, hacia finales del siglo XIX, en las crónicas de las visitas pastorales de Monseñor Bernardo Augusto Thiel, segundo Arzobispo de Costa Rica, se da una descripción con detalles de importancia. Cabe destacar la mención de las inundaciones que ocurrían en épocas lluviosas producto del desbordamiento del río Moravia (Herrera, 2009):

El lugar llamado Moravia es una llanura bastante espaciosa que se extiende al lado derecho del río Moravia. El clima es bastante frío, poco más o menos como en Cartago. La planicie de Moravia, regada por el río del mismo nombre, es en extremo fría y parece extenderse sin interrupción, hasta los ríos Barbilla y Matina [...]. El río Moravia crece mucho en la estación de aguas e inunda toda la llanura. En estas crecientes se han perdido a veces cosechas de maíz, caña, plátanos y otras plantaciones (p. 111).

En la literatura científica, las investigaciones del sitio, actualmente conocido como Grano de Oro (debido a una hacienda homónima, hoja topográfica 094 Chirripó, IGN), son pocas y los textos que versan sobre geología son realmente escasos. Destaca el primer análisis geomorfológico en donde Madrigal y Rojas (1980) describen la unidad como una superficie plana ligeramente ondulada, dividida por colinas, que es cortada por pocos drenajes de cauce muy superficial, hacia sus límites con la topografía circundante un ligero aumento en la pendiente indica un mayor aporte coluvial. El relleno consta de fragmentos coluvio-aluviales de los cuales la mayoría son de rocas volcánicas, aunque también se observan clastos de tipo sedimentario. Adjudican el origen de la unidad a un relleno de tipo coluvio-aluvial y consideran que su formación ha ocurrido durante el Pleistoceno.

Después del terremoto de Limón de 1991, se presentaron fenómenos de interés en Moravia y sus alrededores. Mora y Yasuda (1994) reportan los alrededores del altiplano como áreas con al menos un deslizamiento cosísmico por km², mientras que Barquero y Rojas (1994) definen Moravia de Chirripó como una zona de sismicidad inducida por el terremoto, con resultados de mecanismos focales inversos con componente de rumbo.

Más adelante, en los mapas geológicos de Costa Rica de 1997 y 2007, se representa como un depósito sedimentario continental Cuaternario (Tournon y Alvarado, 1995; Denyer y Alvarado, 2007). Por otra parte, Salazar (2006) divide la zona del Altiplano de Moravia de Chirripó en dos sectores, basado en su pendiente y rugosidad: el sector de Moravia y el sector de Finca los Llanos del Quetzal (1300-1600 m s.n.m), sin embargo, no añade nuevas descripciones geomorfológicas.

Bergoeing et al. (2010a) y Bergoeing, Brenes y Fernández (2010b) realizan una descripción general de Moravia de Chirripó y clasifican la zona como una depresión caldérica producto del colapso de un antiguo volcán (Fig. 2); el borde de la supuesta caldera que describe estaría formado por basaltos del Plioceno, sobreyacidos por una capa de 2 a 15 m de arcillas rojas de descomposición. Asimismo, mencionan que desde el centro y hacia el sur de la caldera, se eleva un cono pos-colapso (cercañas del cerro Quetzal) de forma semicircular en donde debió encontrarse el cráter principal, asociado al Pleistoceno inferior. Por último, mencionan que los afluentes del río Moravia que discurren hacia la depresión y en dirección NE, han construido conos de deyección de un kilómetro lineal de desarrollo y suponen una datación del Pleistoceno Medio a Superior.

DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ALTIPLANO

Las geoformas presentes son principalmente de origen fluvial, sin embargo, se presentan también de origen denudacional y tectónico, en menor proporción. La clasificación de las geoformas está basada en los trabajos de Corrales et al. (1977), Gutiérrez (2008) y Miall (1996). Las características morfológicas, desde hace miles de años, se han visto condicionadas por factores tectónicos circundantes, los cuales han alterado la dinámica y el comportamiento del río Moravia, provocando una amplia variedad de morfologías que serán descritas detalladamente a continuación y que se pueden observar en el [mapa geomorfológico adjunto a este artículo](#).

Morfologías denudacionales

Ladera denudacional (D1)

A excepción del cuadrante NE, esta morfología rodea por completo el altiplano; predominan pendientes medias (5°-25°), sin embargo, se pueden encontrar pendientes de hasta 50°, principalmente en las partes altas de las laderas y en algunas de las nacientes de los afluentes del río Moravia. En el W y SW se observa una mayor disectación de las laderas, mientras que hacia

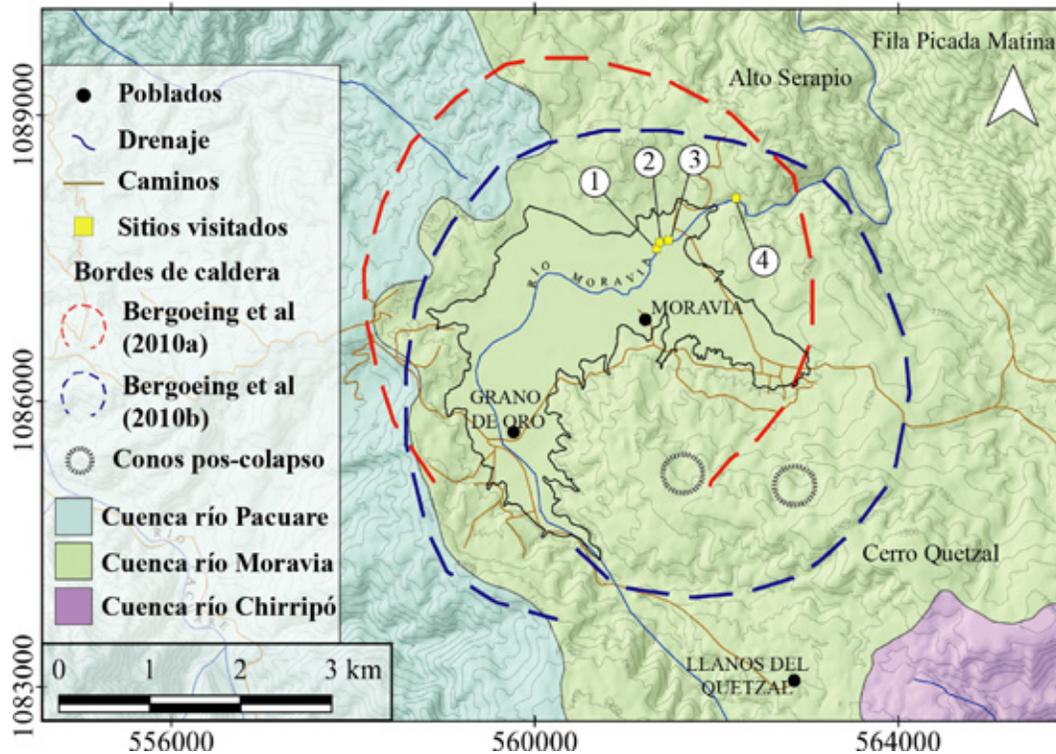


Fig. 2: Modelos propuestos por Bergoeing et al. (2010a) para los límites de la depresión caldérica que interpretan para el altiplano de Moravia de Chirripó, y Bergoeing et al. (2010b) para los límites modificados de la caldera para el altiplano, donde se incluyen dos conos pos-colapso inferidos. Se muestran las principales cuencas hidrográficas que drenan el área y la ubicación de los sitios descritos en este trabajo.

el SE y N se evidencia una menor erosión y más homogeneidad. La mayoría de los ríos que discurren por esta morfología son afluentes del río Moravia. Finalmente, dentro de la llanura se presentan dos colinas aisladas que se asocian con laderas denudacionales, corresponden con exposiciones del basamento dentro de la cuenca.

Cauce decapitado (Dd)

En el sector W de la zona de estudio se presentan drenajes decapitados, los cuales corresponden con varios canales de longitudes entre 300 m y 600 m. Antiguamente, estos canales presentaban una cabecera de cuenca, sin embargo, procesos erosivos más intensos como grandes movimientos en masa hacia el W, provocaron que el resto de las pequeñas cuencas fuera erosionado y desapareciera.

Coluvión (D2)

Se encuentran al pie de las laderas denudacionales, bordeando la llanura de inundación. Estos depósitos son producto del desprendimiento y acumulación de material de las laderas circundantes, con pendientes bajas (5° - 10°) y un ancho máximo de 200 m.

Morfologías fluviales

Abanico aluvial (Aa)

Se ubican principalmente hacia el S de la llanura de inundación y tienen una forma regular típica de abanico. El abanico de mayor tamaño se presenta al SW, asociado con el río Moravia y posee una longitud máxima de eje largo de 1,3 km. Presentan pendientes bajas a medias (5° - 15°) y su presencia se debe a la descarga de materiales arrastrados por las quebradas y riachuelos que descienden desde la parte alta de las laderas denudacionales hacia la planicie. Durante el trabajo de campo, se logró observar que los ápices presentan tamaños de bloque de hasta 80 cm.

Llanura de inundación (T1)

Se encuentra en la zona central del área de estudio y comprende el altiplano de Grano de Oro y Moravia. Posee un área aproximada de 5,5 km², su eje largo (NE-SW) es de 3,8 km y su eje corto (NW-SE) es de 3,5 km, presentando una forma irregular. Su principal agente erosivo es el río Moravia, que la recorre por unos 6 km en dirección SW a NE. Durante el trabajo de campo se midieron profundidades en el cauce del río de hasta 5,4 m, que sugieren una pérdida en la capacidad de inundar la totalidad de la llanura (como lo hacía a mediados del siglo XIX). A lo largo de su trayecto, este río se puede diferenciar en cuatro sectores, según su carácter y grado de sinuosidad y trenzamiento.

El primer tramo está ubicado en el sector SW y presenta una dirección de flujo SE-NW, con un grado de sinuosidad bajo y un canal de igual anchura; su grado de trenzamiento es bajo y se presentan principalmente barras arenosas. El segundo tramo se ubica en la parte central W del altiplano con una dirección SW-NE; tiene un grado de sinuosidad bajo, un canal con una profundidad aproximada de 3,5 m y una anchura constante; su grado de trenzamiento es nulo. Dichas características están fuertemente influenciadas por la actividad antrópica. El tercer tramo se encuentra en la parte central N del altiplano, con una dirección E-W y tiene un grado de sinuosidad alto y variación en el ancho del canal, su grado de trenzamiento es nulo. El último sector se ubica al NE, con una dirección de canal hacia el SW-NE y su grado de sinuosidad es alto, un ancho constante y un grado de trenzamiento nulo.

Por otro lado, en el sector oriental de la llanura de inundación, se observa una importante influencia de la quebrada Suita que fluye con una dirección SE-NW hasta su confluencia con el río Moravia. Esta quebrada tiene un grado de sinuosidad alto y una anchura mayor en los meandros; su grado de trenzamiento es bajo, en donde se observan principalmente barras.

Zonas pantanosas (Zp)

Se identifican a lo largo de toda la llanura de inundación, donde la acumulación de agua se ve favorecida por la baja pendiente. Su área máxima es de 0,7 km², al norte de la quebrada Suita. Durante el trabajo de campo, se observó que poseen un nivel de agua superficial interrumpido por segmentos de depósitos ricos en materia orgánica con plantas de humedal.

Dique fluvial natural (Levee) (Lv)

Esta morfología se puede observar principalmente en el sector norte de la llanura de inundación, específicamente en algunos sectores del río Moravia y la quebrada Suita, que poseen un mayor grado de sinuosidad. Su geometría, condicionada por la forma del río, se presenta preferencialmente con formas alargadas-arqueadas, con longitudes máximas de 175 m y mínimas de 17 m y alturas de hasta 1 m. Su génesis se asocia a la depositación de sedimentos de grano medio y grueso en la llanura durante eventos de inundación, formando diques naturales. Estas morfologías han sido borradas por la actividad antrópica en la mayoría del altiplano y la profundización del cauce del río Moravia ha dificultado la formación de nuevos diques en la última década.

Pantano tras levee (Backswamp) (Bw)

Se encuentran principalmente en el sector nórdico de la llanura de inundación; poseen una forma irregular y el área máxima es de 0,02 km². Su origen se asocia con la acumulación de agua detrás de los diques naturales del río, que favorecen la retención e impiden el paso de la corriente hacia el cauce principal.

Abanico de ruptura (Ar)

Se encuentran principalmente en las quebradas afluentes del río Moravia, en el sector central y nórdico de la llanura; su área máxima es de 1000 m². Su forma característica de abanico y relación directa con los *levees* permite identificarlos fácilmente, ya que se forman durante procesos de inundación del río, donde ocurre la ruptura de dichos diques fluviales, permitiendo el escape y depositación de sedimentos en zonas de pendiente muy baja, cerca del cauce.

Lago (La)

Se identifica solamente uno, en el sector oriental de Moravia. Posee forma lobular, una profundidad que no supera los 2 m y su área aproximada es de 3000 m².

Terrazas (T2 y T3)

Esta morfología se identifica a lo largo del río Moravia, sus afluentes y la quebrada Suita, específicamente en los sectores donde se observa un aumento en la sinuosidad de los cauces. Se pueden identificar tres niveles de terrazas producto de la erosión y movimiento de los cauces sobre la llanura de inundación a lo largo del tiempo, donde el nivel más antiguo corresponde con el nivel de la llanura de inundación (T1), seguido del nivel T2 y, por último, el nivel T3, en donde actualmente el río está erosionando. Su génesis se relaciona con la profundización del canal desde finales del siglo XIX, lo cual es atestiguado por relatos históricos y fotografías en donde se evidencia que ha bajado el nivel erosivo del río.

Meandros abandonados (Ma) y cicatrices de meandro

Se observan mayoritariamente a lo largo de la quebrada Suita y en menor medida en el río Moravia, evidencian la existencia de antiguos cauces del río que por la dinámica y constante evolución, migraron lateralmente y se fueron estrangulando, ocasionando eventualmente su abandono. Los meandros abandonados se caracterizan por su forma de media luna, su perfil cóncavo y la acumulación de humedad en su interior, además de una sedimentación rica en materia orgánica. Conforme avanza el tiempo, la colmatación del pequeño cauce abandonado se da con sedimentos de los alrededores y materia orgánica, los cuales van borrando la expresión morfológica, quedando cicatrices de meandro con forma semicircular y poco prominentes.

Barras puntuales (Bp), longitudinales (Blo) y laterales (Bla)

Se encuentran asociadas al canal del río Moravia y la quebrada Suita; la mayor cantidad de barras observadas se asocia con barras puntuales, seguido por laterales y longitudinales. La longitud máxima medida para todas es de 150 m y la mínima es de 20 m. En fotografías aéreas se han podido identificar sucesiones de crecimiento de barras puntuales en algunos sectores.

Canales de tipo yazoo (Yz)

Se pueden encontrar a lo largo de toda la llanura de inundación, con longitudes de hasta 2 km en la zona central. Son afluentes provenientes de las laderas denudacionales, que al recorrer la llanura se encuentran con límites topográficos (generalmente *levees* o sus elevaciones residuales) que dificultan su descarga hacia el cauce principal, obligándolos a encontrar otro camino (usualmente paralelo al río), hasta su convergencia aguas abajo.

Morfologías antrópicas

Zonas pantanosas antrópicas (Zpa)

Están ubicadas al SE de Moravia, adyacentes al camino principal. Poseen una forma elongada, con un eje largo máximo de 64 m y un área máxima de 12 000 m². Se originan debido al represamiento ocasionado por la construcción de un camino elevado, el cual favorece la acumulación de agua.

Canales artificiales

Estos canales se encuentran a lo largo y ancho de toda la llanura aluvial, teniendo una longitud máxima de 1,7 km en el sector central del río Moravia y con una profundidad de varios metros, mientras que el más pequeño mide 32 m y se encuentra cercano al extremo oeste de la quebrada Suita. Estos canales son producto de la intervención antrópica, creados con el fin de drenar el agua acumulada en la llanura y redirigirla hacia sectores en donde esta pueda fluir, además de prevenir inundaciones. Se estima que estos canales se construyeron antes de la segunda mitad del siglo XX, pues se pueden observar en todas las fotografías aéreas (Fig. 3).

EVIDENCIAS TECTÓNICAS

Se realizaron dos análisis independientes, pero complementarios para estudiar las evidencias morfotectónicas en el área de estudio. El primero fue un análisis numérico del perfil de equilibrio teórico del río Moravia (Fig. 4) y el segundo fue una detallada interpretación morfotectónica desde la margen derecha del río Pacuare hasta la margen izquierda del río Moravia, siguiendo una orientación NW-SE (Fig. 5), basada en datos de campo, análisis remotos con topografía digital y fotointerpretación a detalle con imágenes de alta resolución.

Modelado matemático del perfil de equilibrio teórico para el río Moravia

El perfil de equilibrio teórico de un río se alcanza cuando el perfil longitudinal (variaciones de altitud respecto a la distancia horizontal a lo largo del cauce) está condicionado solamente por procesos erosivos sobre una litología uniforme; sin embargo, existen múltiples factores condicionantes además de estos, por ello un análisis comparativo entre ambos permite identificar anomalías que arrojan información sobre características geológicas o procesos tectónicos que afectan la cuenca.

Se realizó un modelado numérico del perfil de equilibrio teórico del río Moravia para contrastar con el perfil longitudinal real del río, por medio del grado de regularización (cociente entre la altitud teórica y la altitud real, con rango de 0 a 1) que expresa, en términos simplificados, el grado de aproximación del perfil real con respecto al teórico, un valor de 1 es un ajuste perfecto y un valor de 0 es una divergencia total (Fig. 4). Cabe resaltar la anomalía en el grado de regularización al NE del altiplano (b en Fig. 4), donde se alcanza el valor mínimo de 0,2761 que expresa una importante divergencia del perfil real respecto al perfil teórico de equilibrio.

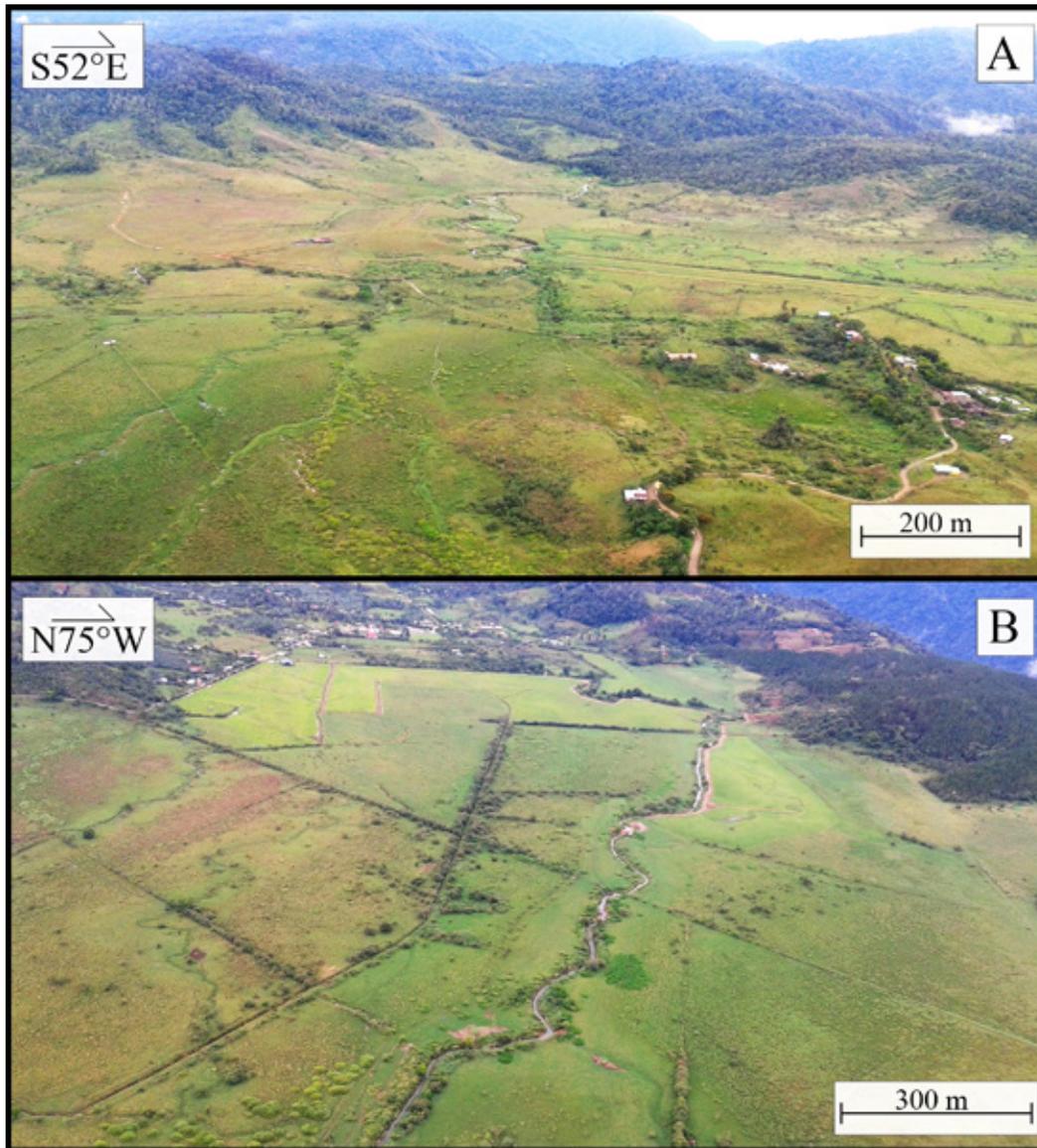


Fig. 3: Fotografías tomadas durante un sobrevuelo a Grano de Oro en avioneta. En la esquina superior derecha de A, se observa el extremo noreste del altiplano; hacia la esquina superior derecha se puede observar la geomorfología de bloque basculado y en la parte central destaca el comportamiento meandriforme del río Moravia, meandros abandonados y dinámica de las terrazas. Mientras tanto en B, hacia la esquina superior derecha se observa el borde oeste del altiplano correspondiente con las laderas denudacionales; en su esquina superior izquierda se ubica el poblado de Grano de Oro y, por último, en la parte central se observa un importante segmento de la llanura de inundación donde destacan los múltiples drenajes artificiales.

Este último valor indica que en este punto el río está sujeto a otros factores además de la erosión y la litología uniforme, como pueden ser la influencia de la tectónica por medio de fallamiento, levantamiento, subsidencia, la isostasia, represamientos naturales y otros cambios locales.

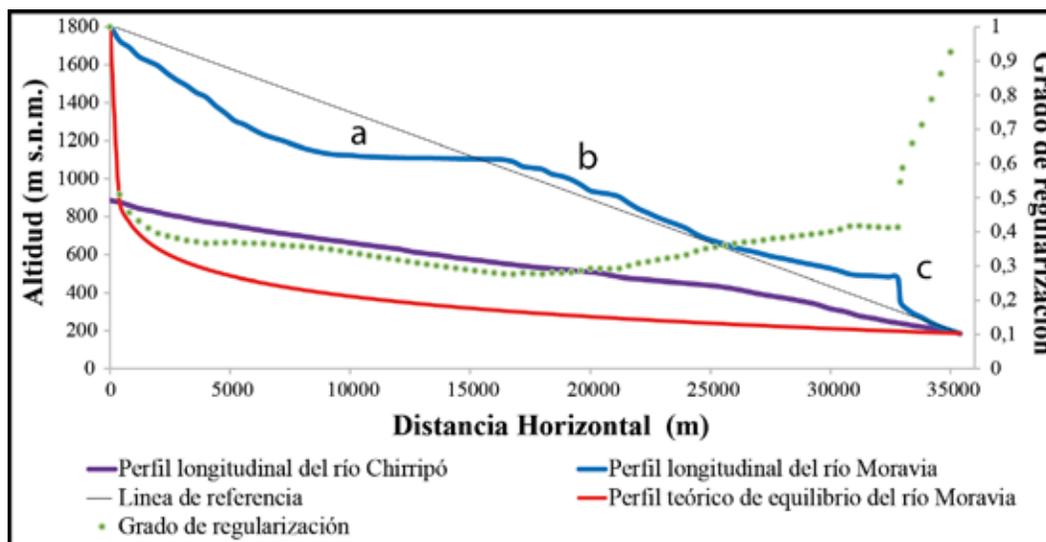


Fig. 4: Análisis numérico del perfil longitudinal real del río Moravia (trazado por el cauce desde la cabecera, hasta su unión con el río Chirripó) con respecto a su perfil teórico de equilibrio. El grado de regularización se obtiene del cociente de los valores de altitud reales entre los valores de altitud teóricos. a) Anomalía del altiplano de Grano de oro, b) anomalía al NE del altiplano, c) anomalía de la catarata Ayil.

Morfotectónica

La ubicación de todas las morfologías que se describen a continuación se puede observar en la figura 4.

Valles lineales de ríos

Estas morfologías son muy prominentes en el área analizada y se presentan con una tendencia ($\sim N45^{\circ}W$), desde la quebrada Alcantarilla, 18 km al NW del altiplano, hasta una quebrada sin nombre, afluente del río Chirripó, a 11 km al SE de Moravia, alineándose por ~ 30 km. Los principales alineamientos se observan en la quebrada Alcantarilla con un segmento de 4 km, en el río Sapo con una sección de 2 km, a lo largo de 4,5 km en el río Barbilla con una orientación de $N40^{\circ}W$, y con la misma orientación en algunos afluentes del río Moravia por unos 8,5 km.

Por otra parte, los ríos y quebradas restantes presentan un alineamiento similar, pero con un eje desplazado 1,5 km hacia el NE de los anteriores; aquí destacan un afluente del río Moravia y la quebrada Tsinikicha, cuyo alineamiento es de 8 km y una orientación de $N50^{\circ}W$.

Desviaciones de ríos

Todos estos indicadores se presentan al N y NW de Moravia, alineadas con los valles descritos anteriormente. El más relevante corresponde con el del cauce principal del río Moravia, aproximadamente 1,4 km río abajo desde el punto en el que inicia un régimen erosivo en el lecho rocoso (donde termina la planicie), hasta donde se desvía de forma dextral por unos 540 m. También, destacan los desplazamientos dextrales de dos afluentes del río Moravia, uno de 30 m ($1087985 N/ 563705 E$) y otro de 600 m a 2.9 km al N del altiplano ($1090471 N/ 561802 E$).

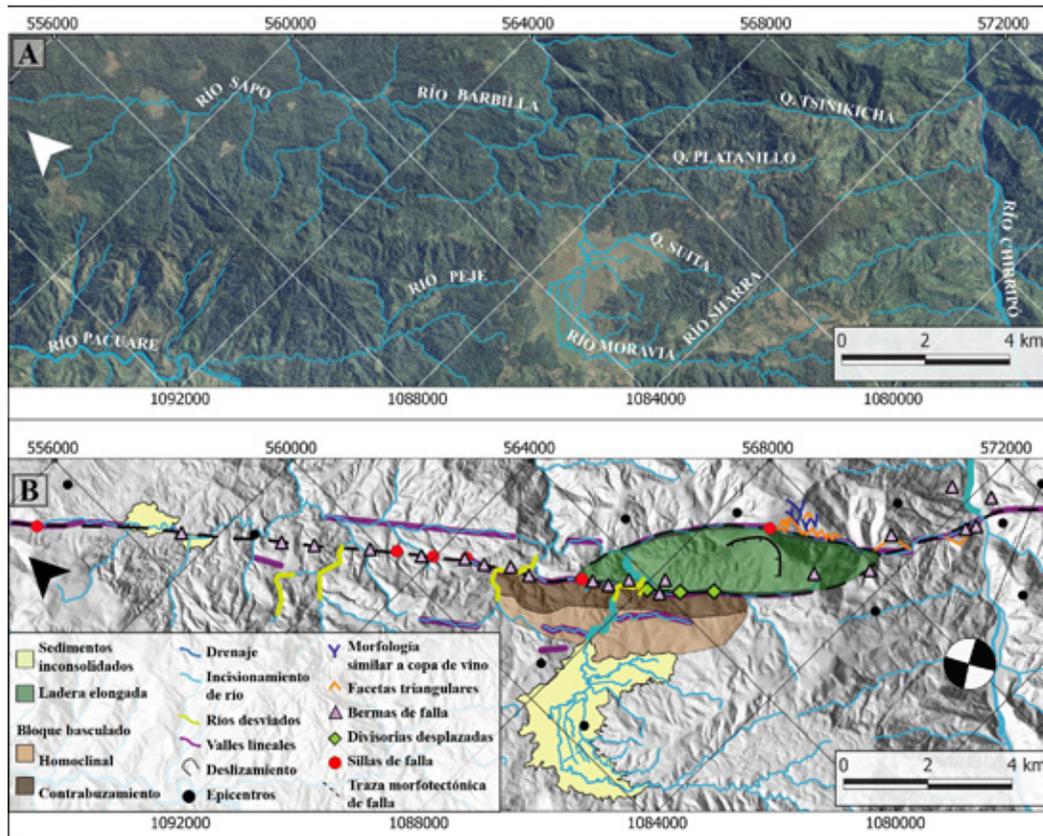


Fig. 5: A. Ortofoto del IGN 2017 del área de estudio y alrededores. Se resaltan los nombres de los ríos más importantes del área. B. Interpretación morfo-tectónica del área, a partir de las evidencias geomorfológicas remotas, de campo y sismológicas encontradas (Cuadro 1); se muestra el mecanismo focal de mejor calidad obtenido para el área, el plano nodal con orientación similar a la de la falla tiene un rumbo de 150° azimuth, un buzamiento de 87° y un ángulo rake de 176° , que corresponde con fallamiento de rumbo dextral.

Incisionamiento del río Moravia

Se evidencia en dos segmentos hacia el NE del altiplano. El primero comienza donde cesan los depósitos de la planicie y se extiende por 1.3 km hasta el desvío del río Moravia, en esta sección el río profundiza en el lecho rocoso y adopta un carácter fuertemente erosivo; en el campo fue posible observar bloques de hasta 6 m de eje largo. El segundo segmento abarca 850 m y se ubica río abajo del primer desplazamiento dextral del río Moravia.

Cambio en el patrón de drenaje del río Chirripó

El río Chirripó desciende de la cordillera de Talamanca hacia el mar Caribe y su valle se ubica $\sim 8,5$ km al E del altiplano. En un tramo de 12 km el cauce tiene un ancho promedio de 280 m, con valores máximos y mínimos de 462 m y 145 m, respectivamente. Presenta un patrón de drenaje trenzado. Estas características cambian en su confluencia con la quebrada Tsinikicha; a partir de este punto el cauce se reduce considerablemente hasta un ancho promedio de 76 m (máximo 100 m, mínimo 40 m) y su patrón de drenaje cambia de trenzado a recto; además el río presenta un incisionamiento importante.

Cuadro 1

Datos de los sismos detectados en el área de estudio.

Fecha y hora	Coordenadas	Profundidad (km)	Rms (s)	Magnitud reportada por RSN (Mw)	Arribos	Polaridades	Categoría	Ángulo de Rake
06/01/1996 00:57	9,852 -83,411	6,6	0,2	3,3	10	-	-	-
07/12/2004 12:27	9,836 -83,393	7,6	0,2	3,3	14	-	-	-
23/05/2008 17:54	9,906 -83,470	10,8	0,1	3,4	9	-	-	-
21/04/2014 11:20	9,827 -83,449	2,4	0,3	2,4	11	-	-	-
01/08/2014 09:57	9,813 -83,367	3,9	0,4	3,1	14	-	-	-
30/08/2014 06:35	9,830 -83,446	12,2	0,3	2,8	22	-	-	-
28/09/2015 04:18	9,942 -83,491	12,1	0,2	2,9	40	-	-	-
17/09/2017 04:29	9,802 -83,328	12,3	0,2	3,5	58	51	C	176
15/11/2018 05:18	9,794 -83,354	1,6	0,3	3,0	21	-	-	-
18/05/2019 15:41	9,800 -83,387	15,0	0,1	2,9	13	-	-	-
28/02/2020 09:11	9,780 -83,362	7,4	0,3	3,0	33	-	-	-
15/06/2020 09:58	9,5652 -83,274	9,8	0,33	3,4	37	34	A	76

Divisoria de aguas desplazadas

La más significativa se ubica hacia el NE de Grano de Oro, donde se observa un desplazamiento dextral de 80 m (coordenadas 1087888 N/ 563756 E). También se presenta otro desvío dextral de 50 m (coordenadas 1087289 N/ 564289 E). Ambas provocan un cambio de dirección en la quebrada Platanillo (afluente del río Moravia).

Sedimentos inconsolidados

La planicie de Moravia de Chirripó debe su topografía al relleno fluvial de la cuenca, cuyos depósitos cubren un área de aproximadamente 5,5 km². Teniendo en cuenta que se encuentra en la cuenca media-alta del río Moravia y que está a unos 600 m por arriba de los cauces de los ríos Pacuare y Chirripó, e interpolando la geometría de la cuenca en profundidad, se puede inferir un espesor aproximado de sedimentos de ~100 m. Por otra parte, una acumulación infrecuente de sedimentos ocurre en la cuenca alta del río Sapo (afluente del río Barbilla), abarcando un área de 0,9 km² y dispuestos con la misma orientación del valle del río Sapo. En este sitio se asienta la comunidad indígena de Valle Escondido (1097497 N/ 556432 E).

Facetas triangulares y morfologías similares a copas de vino

Las facetas triangulares se localizan en las márgenes de la quebrada Tsinikicha a 5 km al SE del altiplano, con sus bases paralelas a la quebrada. Las caras de las facetas presentan en promedio pendientes de 38°. Las morfologías similares a copas de vino se encuentran mayoritariamente pendiente arriba de las facetas triangulares; su ubicación es de 6 km al E de Moravia de Chirripó. Estas geoformas consisten en redes de drenaje (en forma de "Y") que convergen hacia los canales que cortan las facetas.

Sillas y bermas de falla

Las sillas de falla se encuentran principalmente en los puntos donde las cabeceras de cuenca de los ríos y quebradas alineados convergen. Tienen una marcada tendencia NW-SE, corresponden con zonas de inflexión entre dos zonas de topografía más alta que asemejan la forma de una silla de montar. Las bermas de falla se describen como cambios significativos y puntuales en la pendiente, donde se presentan zonas planas que rompen la topografía de la ladera en torno a los alineamientos principales descritos anteriormente.

Bloque basculado

Corresponde con el límite NE de la planicie; posee un eje largo de 6 km, un eje corto de 1,5 km, cubre un área de ~8 km² y tiene una altura máxima de 100 m con respecto al altiplano. Cuenta con un patrón de drenaje rectangular, condicionado por el río Moravia que lo atraviesa de manera perpendicular y sus afluentes que discurren paralela y perpendicularmente al eje largo del bloque. Su red de flujo es bastante atípica y un ejemplo de esto es un afluente obsecuente del río Moravia, que corre 1,8 km sobre el eje de la divisoria del bloque en su parte alta. Otra evidencia es un valle de un drenaje que parece tener una continuidad en ambas vertientes del bloque (1088807 N/ 562314 E).

El bloque presenta una clara asimetría en la longitud y pendiente de sus laderas; la ladera NE tiene una longitud de 595 m y una pendiente de 30°, en promedio. En contraste, la ladera SW tiene en promedio una longitud de 800 m y una pendiente de 13°. Esta morfología es característica de cuerpos con geometría tabular basculados que tienen un homoclinal y contrabuzamiento.

Ladera elongada

Esta unidad se ubica inmediatamente al NE del bloque basculado. Posee un eje largo y uno corto de 7,1 km y 1,6 km respectivamente, abarcando un área aproximada de 8,4 km². Alcanza una altitud máxima, respecto al altiplano, de 340 m. Ambos flancos de la ladera son bastante simétricos, su longitud promedio es de 680 m y su pendiente promedio de 27°, con una orientación de N45°W. En su sección central y más elevada se distingue una corona de deslizamiento de grandes dimensiones (1,3 km de diámetro). Su patrón de drenaje es perpendicular al eje largo y todos sus tributarios convergen en ríos y quebradas que son paralelos a la ladera; estas características contrastan con la forma irregular y patrón de drenaje dendrítico de las laderas circundantes.

EVIDENCIAS SÍSMICAS

A partir de la información de sismos proporcionada por la RSN, se logró relocalizar 13 sismos superficiales (>15 km) y se calcularon 2 mecanismos focales, desde 1996 hasta el presente (Cuadro. 1). Los epicentros y el mecanismo focal de categoría C se pueden observar en la figura 5. El mecanismo focal categoría A y su epicentro se muestra en la figura 1.

DATOS DE CAMPO

En esta sección se describirán los resultados de campo más significativos, divididos en cuatro sitios en donde se encontraron las mejores evidencias. La ubicación de los sitios se puede observar en la figura 2.

Sitio 1 (1087678 N/561370 E): Se ubica en la margen izquierda del río Moravia y corresponde con un corte natural entre el nivel actual del río y la terraza T2. Se observaron paquetes sucesivos de sedimentos no consolidados de 20 a 25 cm de espesor, bien estratificados, con gradación normal; en la base se observó grava gruesa a media con clastos de alta redondez, esfericidad media, contactos mayoritariamente puntuales y tamaño máximo de partículas de 13 cm, en una matriz de arena gruesa sin arcillas. Hacia el techo de los paquetes se presenta una disminución progresiva del tamaño de partículas, hasta llegar a una arena fina en la parte superior (Fig. 6). La composición de los clastos es principalmente volcánica, aunque también se identificaron, en menor cantidad, clastos de rocas sedimentarias, en una relación aproximada de 6:1. Esta configuración sedimentaria se repite al menos en dos paquetes más, de forma vertical, terminando la sección en un suelo de meteorización arenoso de color rojizo.

Sitio 2 (1087679 N/ 561386 E): Se encuentra en la margen derecha del río Moravia y es un banco socavado que se extiende entre el nivel de terraza T2 y el nivel actual del río (Fig. 7). En la base, se identificó una capa de 25 cm de espesor observable, con sedimentos inconsolidados, que presentan una composición de 30 % materia orgánica, 20 % arena fina y 50 % arcilla, estos últimos dos componentes poseen un evidente color gris azulado, que se deteriora a un tono gris en las partes que están en contacto con el aire. En esta capa se observó un fenómeno de reducción súbita de la materia orgánica donde las hojas, semillas y troncos encontrados, que originalmente presentaban colores cafés y amarillos, luego de su extracción y al estar en contacto con el aire por un lapso de unos minutos, adquirieron un color negro característico, producto de la reducción súbita del carbono en las moléculas de los restos vegetales. Estas observaciones evidencian la condición anóxica de la capa. Algunos de los ejemplares de semillas encontrados en este sitio presentan un buen estado de conservación (Fig. 7), por esta razón se consultó con expertos (Díaz, A.; Solís, A.; Torres, G.; y Zamora, N., comunicación personal, noviembre, 2020) sobre una posible identificación preliminar y aportaron dos posibles géneros *Quercus* sp. y *Castilla* sp.

Sobreyaciendo a la anterior, se halla una capa de 30 cm de espesor, donde en un 80 % de arcillas gris-azuladas y en un 20 % de arenas finas del mismo color no se observó un contenido apreciable de materia orgánica y hacia el techo de la capa se presenta un marcado horizonte de unos 5 cm de color anaranjado (notablemente oxidado). Coronando la sección se encuentra una capa de 1,75 m de espesor, formada por arenas medias de color café-grisáceo en un 90 % y arcillas grises en un 10 %. Finalmente, se desarrolla un suelo orgánico arenoso de color gris oscuro y 25 cm de espesor.

Sitio 3 (1087709 N/561394 E): Este punto se encuentra en la margen izquierda del río, corresponde con un corte natural que se eleva desde el nivel actual del cauce hasta el nivel de la terraza T1. En la parte inferior del corte se presenta un paquete heterogéneo de sedimentos no consolidados, con 1,40 m de espesor observable, parcialmente sumergido; posee importantes variaciones laterales. De izquierda a derecha se puede describir lo siguiente (Fig. 8):

a) Un primer segmento de 3 m de largo contiene abundante materia orgánica y múltiples troncos de diámetro decimétrico (máximo 50 cm) y orientación preferencial N15°E - N05°W, inmersos en una matriz gris azulada de 60 % arena media y 40 % arcilla, con lentes centimétricos (10 cm - 20 cm) de arenas gruesas.

b) Lateralmente, se presenta un lente de 1,20 m de longitud y 50 cm de ancho (inmerso en la matriz areno-arcillosa) compuesto por grava gruesa con clastos centimétricos (máximo 7 cm en el eje largo) muy redondeados y medianamente esféricos, distribuidos caóticamente; contiguo a este lente se pasa a un segmento de 2,5 m de longitud con intercalaciones entre niveles irregulares decimétricos con alto contenido de materia orgánica (~30 %, con máximo de 50 %) en una matriz de arcilla de color gris azulado y capas decimétricas de arenas gruesas, con poca arcilla color gris-verdoso y un contenido de 10 % clastos centimétricos, también se presentan lentes más pequeños con las mismas características que el descrito al principio.

c) Luego se puede observar un segmento de 2 m con características equivalentes al tramo a). En este punto se tomó la muestra RM_12-09-2020-01 para datación por radiocarbono, con detalle en la siguiente sección.

Hacia el techo de la capa se identifica un cambio en los sedimentos y se presenta un nivel muy uniforme de arenas medias a finas (60 %) con matriz arcillosa (40 %), bien seleccionadas, de color gris azulado. Hacia el extremo derecho del corte este nivel se ensancha, tomando forma de cuña. El límite superior de estas arenas es un horizonte anaranjado de arenas medias, poco consolidadas, de unos 5 a 15 cm de espesor. Sobreyaciendo a esta capa, se encuentra un paquete de 4 m de arenas medias con un porcentaje alto de arcilla, que hacia la parte superior se degrada en un suelo laterítico hasta el nivel T1.

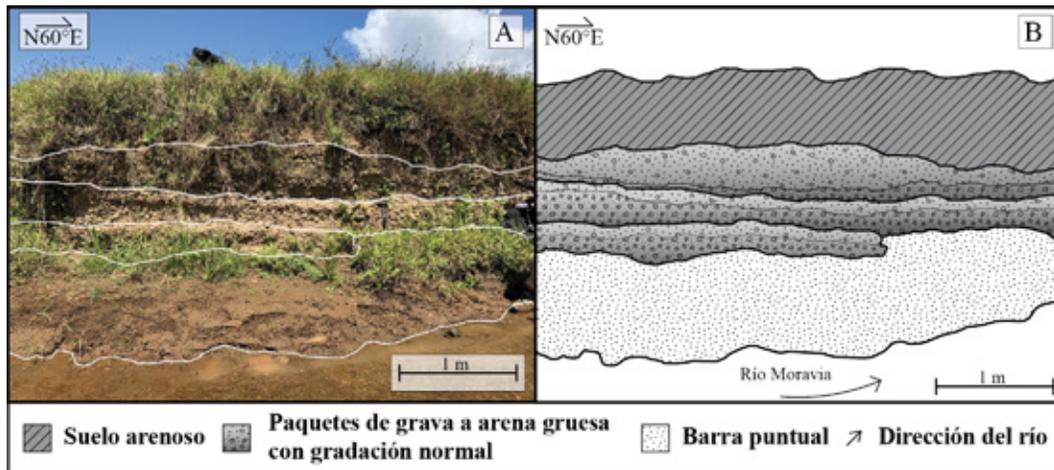


Fig. 6: Fotografía (A) y esquema interpretativo (B) del sitio 1. En la parte A las líneas blancas representan los contactos de las unidades en B.

Sitio 4 (1088130 N/ 562217 E): En este afloramiento se observan dos unidades de roca bien diferenciadas, expuestas en el lecho y en ambos márgenes del río Moravia (Fig. 9). La unidad inferior se asocia con rocas volcánicas indiferenciadas que poseen clastos de hasta 20 cm de diámetro, en poca cantidad y con una composición macroscópica idéntica a la matriz, en la que se observan cristales de piroxenos (2 %), minerales de alteración (10 %) y matriz indiferenciada, de color café-grisácea. La unidad superior tiene una textura brechosa con una composición claramente volcánica con 80 % clastos angulosos de hasta 25 cm y 20 % de matriz indiferenciada. Se tomaron datos de buzamiento en el contacto entre ambas unidades, obteniendo una orientación y ángulo de S50°W/12°. En el sitio también se lograron identificar múltiples vetas desde pocos milímetros hasta 5 cm de diámetro con mineralizaciones (posiblemente de cuarzo).

En la figura 10 se pueden observar dos puntos de gran interés. En la parte A el río Moravia tiene un brusco cambio en la pendiente de su cauce y su velocidad de flujo pasa de tener una pendiente subhorizontal y una corriente inapreciable, a una

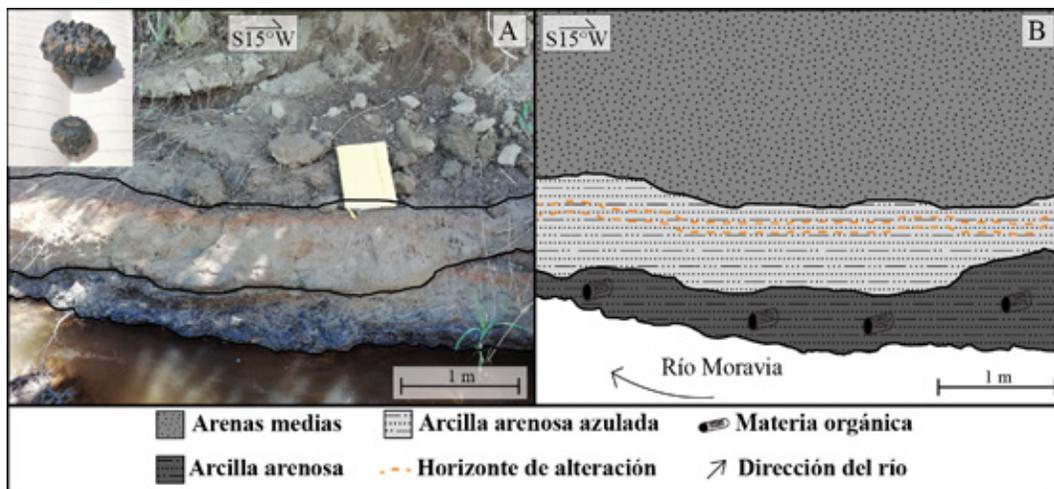


Fig. 7: Fotografía (A) y esquema interpretativo (B) del sitio 2. En la parte A las líneas negras representan los contactos de las unidades en B. Se resalta en la base una capa muy rica en materia orgánica y destaca el horizonte de alteración de color anaranjado, que posee importante continuidad lateral en otros sitios del río.

pendiente superior a los 12° y una corriente turbulenta con una velocidad sensiblemente mayor. Este es el punto en donde finaliza el altiplano en términos de la dinámica del río Moravia, hacia el NE el comportamiento del flujo es fuertemente erosivo y aparecen en el río grandes bloques de roca. En la sección B de la figura se muestra el comportamiento normal del río Moravia dentro de la cuenca de Grano de Oro, con una pendiente y velocidad de flujo muy bajas; prácticamente no hay ningún bloque en el río, pero sí una acumulación de materia orgánica, como troncos, que difícilmente son arrastrados por la corriente.

Finalmente, en las lomas aisladas dentro de la planicie se puede destacar la presencia de meteorización en capas de cebolla con núcleos sanos de roca volcánica con una composición macroscópica aproximada de 90 % matriz negra indiferenciable, 8 % de cristales milimétricos de plagioclasa y 2 % de anfíboles(?) milimétricos.

GEOCRONOLOGÍA RADIOMÉTRICA DEL DEPÓSITO

El sitio 3 (Fig. 8) se consideró apropiado para la toma de muestras de materia orgánica debido a su alto contenido de hojas, troncos y semillas; además de ser el sitio con mayor profundización del río dentro de los depósitos. Se eligió un fragmento de un tronco de madera de aproximadamente 10 cm de diámetro y 20 cm de largo, y se envió una muestra para datación radiométrica de ^{14}C .

La muestra RM_12-09-2020-01 se remitió al *International Chemical Analysis* (ICA) para su procesamiento, obteniendo resultados de edad convencional de 8670 ± 40 a.P. y edad calibrada de 7780-7580 a.C., que corresponde con el Holoceno Inferior, piso Groenlandiense.

AMBIENTE SEDIMENTARIO, TECTÓNICA Y MODELO DE GÉNESIS DEL ALTIPLANO DE GRANO DE ORO

Históricamente, el altiplano de Grano de Oro ha cautivado a exploradores, aventureros y científicos al ser un paraje llano rodeado de altas montañas, cercano a las grandes cumbres de la Cordillera de Talamanca; sin embargo, los conocimientos y estudios de este lugar han sido escasos y muy generalizados, dejando entre preguntas la génesis y características del altiplano.

Con los resultados obtenidos en este trabajo, se pudieron describir las morfologías presentes en el altiplano con un nivel de detalle sin precedentes, revelando una extraordinaria variedad de morfologías fluviales, algunas de ellas anómalas para esa escala y elevación en la cordillera. El análisis geomorfológico permite deducir que el ambiente sedimentario imperante en la cuenca es fluvial, específicamente de llanura de inundación; esto es evidenciado por las geoformas características de este ambiente; además, al analizarla de forma integral su génesis se puede entender como resultado de la dinámica natural entre el río Moravia y sus afluentes en una zona de topografía con pendiente muy baja y sedimentación activa.

La sucesión de cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas intercalados con tramos de sedimentos finos de potencia variable, vienen a representar eventos multiepisódicos. La fábrica masiva, crudamente estratificada, clastosoportada con matriz arenosa, mala selección y ligera imbricación (sitio 1, Fig. 6), indican eventos de gran competencia pero corta duración. En ellos, los cuerpos lenticulares con geometría sigmoidal se interpretan como barras de gravas y bancos longitudinales con facies de relleno de canal de grano grueso (channel lag), algunos de la parte interna de los meandros (point bar) y diques, recubiertos de sedimentos de grano más fino o barras de canal, típicos en ríos sinuosos (Corrales et al., 1977; Miall, 1996). Aquellos niveles donde se presentan gran cantidad de troncos, hojas y restos de semillas (sitio 3, Fig. 8), con toda probabilidad representan pantanos traseros y meandros abandonados dentro de la llanura de inundación, mientras que los depósitos de arcillas y arenas (sitio 2, Fig. 7), con probabilidad corresponden con depósitos de inundaciones casuales y rupturas de los bancos (Einsle, 1992; Miall, 1996). Los *levees* de avulsión y lagos de relleno extendido también están presentes y son también característicos de las llanuras de inundación (Leeder, 1999).

Resulta claro, además, que la topografía horizontal de la depresión de Grano de Oro imposibilita un drenaje suficiente del río Moravia y sus afluentes, de ahí su patrón meándrico y en yazoo. Así, el mayor o menor drenaje y transporte de los sedimentos, aunado a las variaciones y grado de estabilidad del nivel de la tabla de agua, debió de afectar los perfiles de los suelos e interfluvios. La condición de altitud con un clima más frío y húmedo que en las llanuras aluviales costeras, favoreció que los suelos se encuentren más saturados de agua en todas las épocas del año y favorezcan un ambiente reductor con una

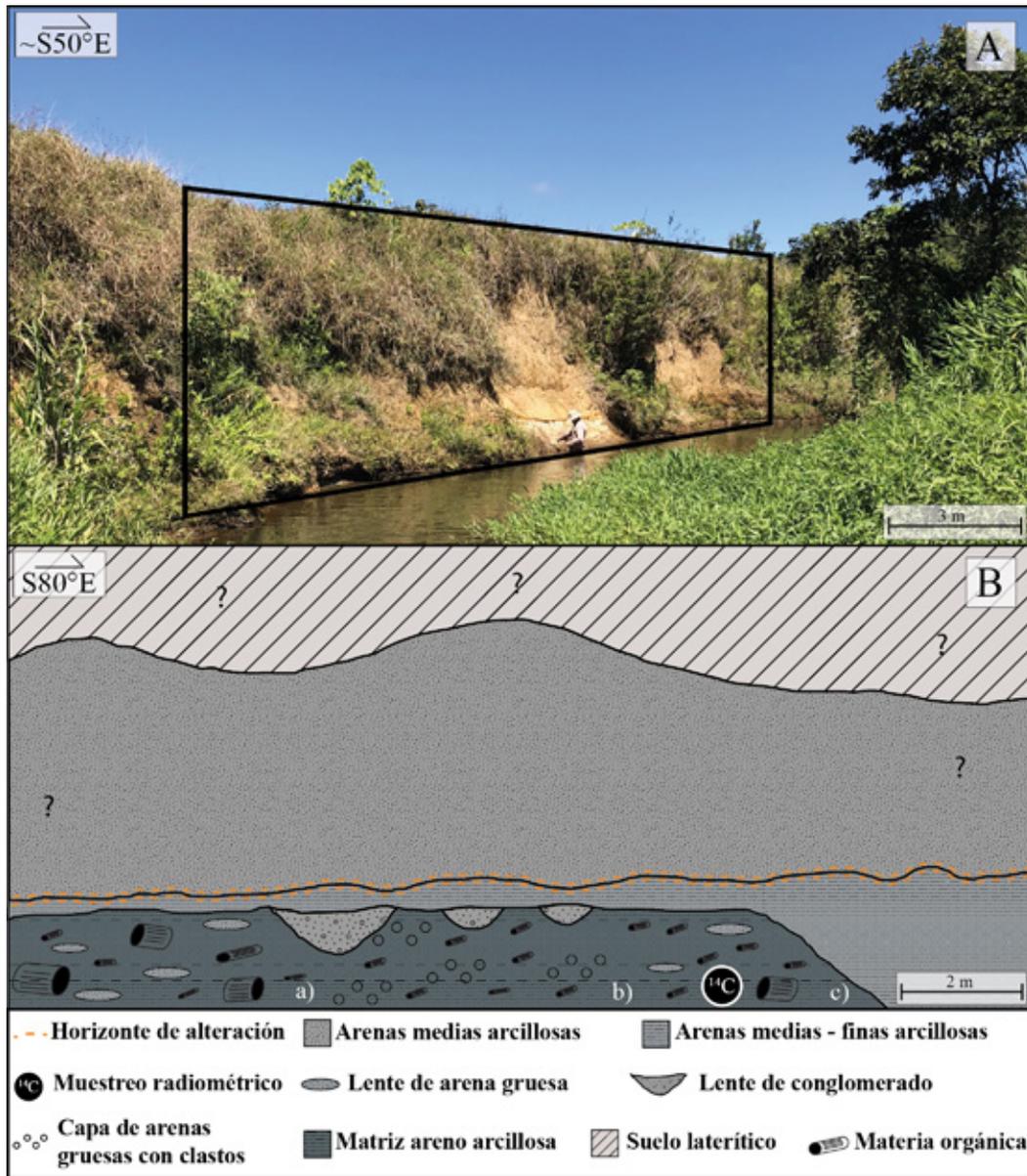


Fig. 8: Fotografía oblicua (A) y esquema geológico interpretativo del corte (B) del sitio 3. En la parte A el recuadro negro representa el área interpretada en la parte B. El muestreo para datación radiométrica de carbono 14 se realizó en la unidad c) en la base del depósito. La parte alta del corte se encuentra en el nivel T1 y la parte baja del corte se encuentra en el nivel T3, la erosión del río en el último siglo expuso las capas anóxicas ricas en materia orgánica de la base, el horizonte de alteración anaranjado es una continuación lateral del sitio 2.

mejor preservación de la materia orgánica (Gutián et al., 1982; Miall, 1996). Por lo tanto, cuando el nivel del agua alcanza la superficie de manera permanente, se tienen las turberas de montaña, representadas por esos niveles ricos en materia orgánica (sitio 3, Fig. 8). Mientras que, cuando el nivel del agua presentó oscilaciones considerables en determinadas épocas del año, se debió de dar lugar a suelos anmoor (cf. Gutián et al., 1982), que se caracterizan por la formación húmica mezclada con minerales, de aspecto cenagoso, sin que se puedan distinguir los restos vegetales (sitio 2). En cambio, si los horizontes orgánicos se encuentran afectados por un nivel casi permanente de agua, se producen suelos gley o gleyformes, de color gris, azulado

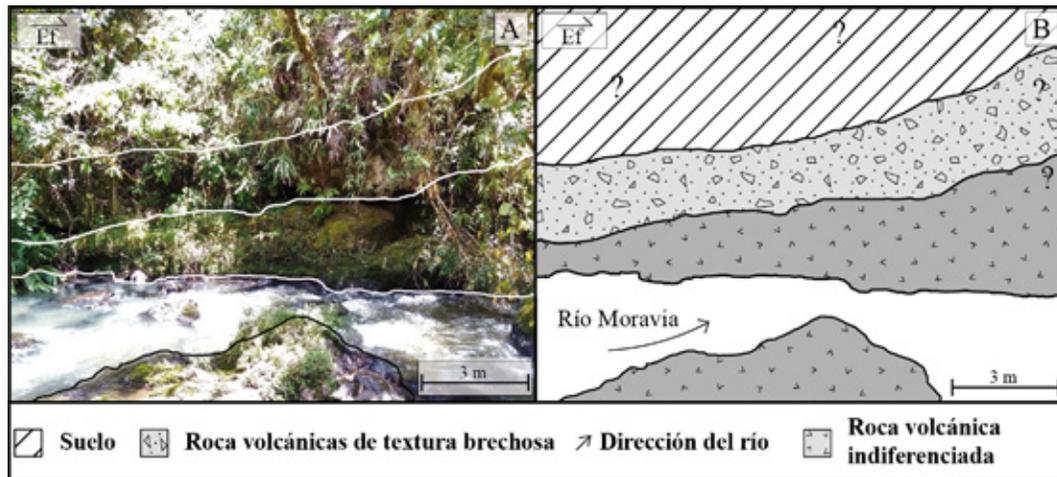


Fig. 9: Fotografía (A) y esquema interpretativo (B) del sitio 4. Las líneas blancas y negra de la parte A. representan los contactos de las unidades en la parte B. Cabe señalar la fuerte actividad erosiva del río en el lecho rocoso. Se puede observar que el buzamiento de las capas es contrario a la dirección de flujo del río.

o verdoso, en los cuales tienen lugar la movilización del hierro en forma ferrosa, producto de un ambiente reductor y acusa un descenso en el contenido férrico (Fe_2O_3). El hierro se transporta hacia abajo durante la época lluviosa y pasa a depositarse irreversiblemente durante los períodos de aireación correspondientes a la estación seca (sitios 2 y 3, Fig. 7 y 8). Todas estas características sedimentológicas interpretadas para los diferentes cortes geológicos en adición a la edad radiométrica obtenida de 7780-7580 a.C, permite inferir que el ambiente y dinámica de llanura de inundación ha imperado en la cuenca del altiplano, al menos desde el Holoceno Inferior (Groenlandiense), dado que no se han observado depósitos más antiguos por estar cubiertos. Asumiendo una sedimentación constante y considerando la datación y el espesor de sedimentos, se puede calcular una tasa de sedimentación de 0,5 mm por año.

Al realizar la revisión de los registros históricos destacan dos eventos importantes dentro del altiplano. El primero, las últimas inundaciones que abarcaron la totalidad del altiplano a finales del siglo XIX; y el segundo, la expansión agrícola en la zona durante el siglo XX, que aumentó significativamente la deforestación, dejando gran parte de la cuenca del río desprovista de cobertura boscosa. Por otro lado, el estudio de una sucesión de fotografías aéreas desde la segunda mitad del siglo XX hasta la actualidad, permite observar la deforestación y otras actividades antrópicas dentro del altiplano, como la construcción de



Fig. 10: Fotografías en el tramo NE del río Moravia (fin del altiplano). En la fotografía A, se observa el cambio en la velocidad de flujo y la pendiente del río. En B se muestra un segmento del río Moravia, 130 m aguas arriba, donde se evidencia la velocidad baja del flujo del río, además el ensanchamiento del canal (15 m aproximadamente) y la presencia de troncos y materia orgánica que perduran en el cauce.

múltiples canales artificiales de gran tamaño, con el fin de drenar y redirigir el agua, caminos e infraestructura. Todos estos factores han sido importantes condicionantes en la evolución de la planicie, ya que aumentaron la escorrentía en el área, dándole al río Moravia una mayor capacidad erosiva. Esto modificó el balance erosión-depositación en la cuenca, provocando un progresivo descenso del nivel erosivo, el abandono de meandros, la formación de dos niveles de terrazas y la profundización del canal.

Hacia NE del altiplano se observan prominentes evidencias geomorfológicas de fallamiento, por su orientación y continuidad se pueden correlacionar con la falla Alcantarilla descrita en la literatura (Soulas, 1992; Linkimer, 2003). Basándose en estas y en el trabajo de campo, se propone una traza morfotectónica para el sistema (Fig. 5) que posee un primer segmento bastante lineal, desde el quebrada Alcantarilla hasta el E de la planicie con una orientación aproximada de N45°W, en este punto la traza se bifurca bordeando la ladera elongada, luego hacia el SE se unifica nuevamente y se presenta un cambio en la orientación de la traza hacia ~N70°W hasta su terminación.

Con respecto a la cinemática del sistema de fallas Alcantarilla, se recopilaron evidencias morfológicas, sísmicas y geométricas en el contexto tectónico. Dentro de las evidencias morfológicas destacan los prominentes desplazamientos dextrales, de hasta 600 m en el río Moravia y sus afluentes; también son importantes las divisorias claramente desplazadas hacia la derecha a lo largo de la quebrada Platanillo; finalmente la formación de facetas triangulares y morfologías similares a copas de vino, junto a la ladera elongada, es coincidente con un movimiento dextral relativo entre el bloque NE y el bloque SW de la falla, para esa configuración topográfica. Al relocalizar con buena calidad la sismicidad en el área, se logró corroborar que en torno a la traza propuesta se presenta actividad sísmica (Fig 5). De todos los sismos registrados, solo uno presentó la calidad suficiente para obtener un mecanismo focal relativamente fiable, sin embargo, por la poca cantidad de polaridades y la falta de cobertura de estaciones en la región, el mecanismo obtenido se considera de calidad C. De este mecanismo, el plano nodal de mejor ajuste a las evidencias morfológicas y de campo presenta una orientación de 150° azimut y exhibe un rake de 176° que se asocia con fallamiento de rumbo dextral.

Finalmente, la orientación que presenta la traza propuesta es subparalela a las fallas Pacuare y Ayil que han sido descritas en la literatura como fallas predominantemente dextrales. Sería esperable que la cinemática del sistema de fallas propuesto fuese semejante, considerando que todas se encuentran dentro del mismo régimen de DMEHC y que sus respectivas orientaciones concuerdan con fallamiento de tipo dextral en el modelo de cizalla de Riedel para este régimen.

El cambio de dirección en ~25° de la traza de falla propuesta hacia el extremo SE y su cinemática dextral, integran una configuración que genera un régimen transpresivo en el sector al oriente del altiplano. Dicho régimen es evidenciado por la ladera elongada, que se interpreta como un lomo de obturación (*pop-up*) y el bloque basculado hacia el SW en el límite E del altiplano, todo esto producido por una estructura en flor positiva (Fig. 11) provocada posiblemente, por una flexura de falla en profundidad.

Con todos los elementos anteriormente descritos, se puede plantear un modelo de génesis para la cuenca del altiplano que se ajuste correctamente a las evidencias y describa satisfactoriamente la relación de causa efecto que explique lo observado en el área. El modelo que mejor cumple con este propósito corresponde con un represamiento tectónico por basculamiento del bloque estructural SW del tramo medio-terminal del sistema de fallas Alcantarilla, al E del altiplano (Fig. 11). El mecanismo propuesto está asociado al basculamiento de este bloque, que se produjo por el movimiento de una falla ciega con componente inversa, perteneciente a la estructura en flor positiva, que levantó la estructura tabular por su extremo NE provocando la elevación topográfica de la misma. Este proceso a la vez produjo un cambio local en el nivel base del río, evidenciado por la sedimentación de la cuenca y la importante anomalía en el grado de regularización (Fig. 4) del perfil real del río Moravia con respecto a su perfil teórico de equilibrio, originando el altiplano de Grano de Oro. La falla muestra importantes evidencias de carácter neotectónico, como son la edad radiométrica relativamente reciente de los depósitos de la cuenca, asociados a la dinámica de este sistema, las prominentes morfologías de falla que se presentan y la actividad sísmica registrada en torno al sistema.

CONCLUSIONES

El ambiente sedimentario en la cuenca del altiplano de Grano de Oro es fluvial, de llanura de inundación, con sus facies específicas aflorantes asociadas, por lo menos desde el Holoceno Inferior (Groenlandiense). El nivel base erosivo del río Moravia ha descendido varios metros desde finales del siglo XIX, posiblemente por causas antrópicas. Considerando una

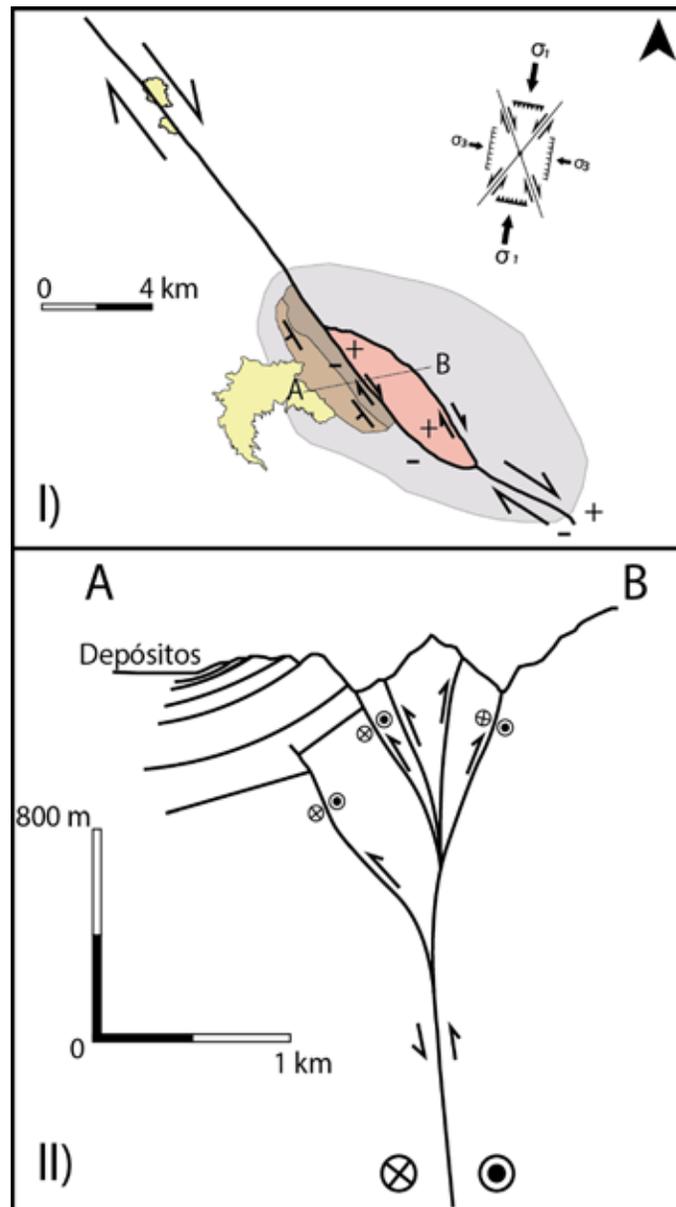


Fig. 11: Modelo de génesis propuesto para el Altiplano de Grano de Oro. I) Esquema en planta del sistema simplificado; los colores de los elementos son correspondientes con los de la figura 5. El área destacada en gris corresponde con el régimen transpresivo del sistema, producto de su geometría y cinemática. II) Perfil esquemático de la estructura en flor positiva y el mecanismo que bascula el bloque estructural que represa el río Moravia. El perfil topográfico mostrado es una sección real de relieve.

aproximación geométrica del espesor de sedimentos y asumiendo una tasa de sedimentación de aproximadamente 0,5 m por milenio, se puede hipotetizar que la sedimentación en la cuenca inició durante el Pleistoceno Superior, hace unos 120,000 años.

El sistema de fallas Alcantarilla se prolonga al menos 20 km al SE de la quebrada Alcantarilla, su cinemática es dextral y presenta en su extremo sureste un régimen transpresivo que forma una estructura en flor positiva (*pop-up*); este sistema es, con alta probabilidad, neotectónico. La cuenca del altiplano de Grano de Oro es producto del represamiento del río Moravia, por

el basculamiento y subsecuente elevación topográfica relativa del bloque estructural suroeste de la falla Alcantarilla, causado por una falla ciega con componente inversa, parte de la flor positiva.

El modelo propuesto en este trabajo es el de mejor ajuste a las evidencias recopiladas hasta el momento, otros modelos no tienen buen ajuste a una o varias evidencias descritas en la bibliografía o en el presente trabajo. Los modelos de génesis que involucran grandes procesos explosivos (i.e. Bergoeing et al., 2010a, 2010b), represamientos naturales por coladas o flujos y megadeslizamientos no se ajustan a los datos debido a que la cordillera de Talamanca no ha presentado vulcanismo explosivo dentro del rango temporal que brinda la datación radiométrica de los depósitos del altiplano (Holoceno Inferior). Además, no se presentan morfologías asociadas a grandes procesos de movimientos en masa.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento a la Red Sismológica Nacional (RSN), a la Dra. Ivonne Arroyo y el Dr. Lepolt Linkimer, por su aporte de datos sísmicos y el apoyo proporcionado durante la realización de este trabajo. Además, a los guardaparques Reina Sánchez, Marco Solano y Horacio Herrera por mediar a que los señores expertos Arnulfo Díaz, Ángel Solís, Gustavo Torres y Nelson Zamora, pudieran realizar la identificación preliminar de las semillas; un especial agradecimiento a la persona que aportó la revisión por pares para este trabajo. Por último, a Alejandro Calvo, Luis Diego Calvo y Rigoberto Rojas Campos por su aporte con la logística y transporte en las giras de campo realizadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfaro, A., Denyer, P., Alvarado, G. E., Gazel, E. y Chamorro, C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en la cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 7-36.
- Alvarado, G. E. y Pérez, W. (1998). The Doán formation (Pliocene) of Costa Rica: An overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway. Presentado en el *Sixth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP* (pp. 150-167). Proceedings IGCP.
- Alvarado, G. E. y Gans, P. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogía de Costa Rica, *América Central. Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122.
- Barquero, R. y Rojas, W. (1994). Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 111-120.
- Barquero, R., Climent, A. y Alvarado, G.E. (2015). *Proyecto Hidroeléctrico Ayil, neotectónica, sismicidad y amenaza sísmica*. San José: Instituto Costarricense Electricidad c.s. Exploración Subterránea Área Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica. Manuscrito inédito.
- Barrantes, C. (2009). *El último cacique. Talamanca, siglo XIX*. San José: EUNED.
- Bergoeing, J. P., Brenes, L. G., Protti, R., Arce, R., Artavia, L. G., Carrillo, M. y Salas, D. (2010a). *Atlas geomorfológico del Caribe de Costa Rica, escala 1:100000 (No. AT 728.61 A881)*. San José: Universidad de Costa Rica.
- Bergoeing, J. P., Brenes L. G. y Fernández, M. (2010b). Las calderas volcánicas de la cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geográfica*, 148, 97-110.

- Corrales, I., Rosell, J, Sánchez de la Torre, L. M., Vera, J. A. y Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Madrid: Editorial Rueda.
- Denyer, P. (2001). Las leyendas de las minas del Tisingal y la Estrella en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 25, 49-62.
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. San José: EUCR.
- Denyer, P., y Alvarado, G. E. (2007). *Mapa geológico de Costa Rica* [Escala 1:400000]. San José: Librería Francesa.
- Einsle, G. (1992). *Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget*. Berlín: Springer-Verlag.
- Fernández, J., Botazzi, G., Barboza, G. y Astorga, A. (1995). Tectónica y estratigrafía de la cuenca Limón Sur. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 15-28.
- Fernández, L. (1882). *Colección de documentos para la historia de Costa Rica* (Tomo II). San José: Imprenta Nacional.
- Gutián, F., Carballas, T. y Muñoz, M. (1982). *Suelos naturales de la provincia de Lugo*. Santiago de Compostela: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson/Prentice Hall.
- Hernández, A. (2013). Hallazgo de un acueducto precolombino en la cuenca media del río Pacuare, Costa Rica. *Cuadernos de Antropología*, 17-18, 165-176.
- Herrera, A. (2009). *Monseñor Thiel en Costa Rica: visitas pastorales 1880-1901*. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC). (2011). *X Censo Nacional de Población y VI de Vivienda 2011: características sociales y demográficas*. San José: INEC.
- Jiménez-Cantizano, F., Antón, L., Soria-Jáuregui, Á. y Pastor-Martín, C. (2017). Cálculo del perfil teórico de equilibrio de un río en función del índice de gradiente. *Geogaceta*, 62, 51-54.
- Leeder, M. (1999). *Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics*. Malden, Estados Unidos: Blackwell Publishing.
- Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Madrigal, R. y Rojas, E. (1980). *Manual descriptivo del Mapa Geomorfológico de Costa Rica (escala 1:200000)*. San José: Sepsa, Imprenta Nacional.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlín: Springer.
- Montero, W. (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. *Profil*, 7, 125-141.

- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24, 29-56.
- Montero, W., Pardo, M., Ponce, L., Rojas, W. y Fernández, M. (1994). Evento principal y réplicas importantes del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 93-102.
- Montero W., Lewis, J. C., Jeffrey S. Marshall, J. S., Kruse, S. y Wetmore, P. (2013). Neotectonic faulting and forearc sliver motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30471.1
- Mora, S. y Yasuda, S. (1994). Licuefacción de suelos y fenómenos asociados durante el Terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 121-132.
- Salazar, L. (2006). *Geomorfología del cantón de Turrialba, Cartago, Costa Rica. En Turrialba, más que 100 años*. San José: EUNED.
- Havskov, J. y Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534.
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A. y Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15.
- Soulas, J. P. (1992). *Tectónica activa y consideraciones geotécnicas conexas para los proyectos hidroeléctricos Siquirres, Guayabo, Angostura y Pacuare: efectos del sismo de abril de 1991 sobre la línea de alta tensión Siquirres-Limón, informe final de misión del 3 al 16 de octubre de 1991*. San José: ICE. Manuscrito inédito.
- Tournon, J. y Alvarado, G. E. (1995). *Mapa Geológico de Costa Rica* [Escala: 1:500000]. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.