

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Volumen/Volume 2

año 2015

Número/Issue 1



Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

ISSN 2410-728X



USAC
TRICENTENARIA
Universidad de San Carlos de Guatemala



Volumen 2

Número 1

Año 2015

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

Sumario / Contents

- Interpretación geológico-geomorfológica de las estructuras del vulcanismo terciario en el área central de Chimaltenango y Sacatepéquez. *Geologic-geomorphic interpretation of the tertiary volcanism structures in central region of Chimaltenango and Sacatepéquez*. C. Pérez 5
- Stock Matanzas: Magmatismo orogénico posterior al metamorfismo del complejo Chuacús. *Matanzas stock: Postorogenic magmatism after Chuacús complex metamorphism*. R. Milián y U. Martens 9
- Análisis comparativo multidimensional de pobreza hídrica a nivel municipal en Chiquimula, Guatemala. *Comparative analysis of water poverty at the municipal level in Chiquimula, Guatemala*. R. Machorro, S. Morán y S. Cortez 27
- Movimientos en masa en Guatemala debidos al impacto del bólido en el límite Cretácico-Paleógeno. *Mass movements in Guatemala due to the Cretaceous-Paleogene boundary bolide impact*. J. Rosenfeld 37
- The plio-pleistocene lacustrine Jolom Naj formation in Cobán, Alta Verapaz: Implications for the growth and demise of the Cahabón River*. La formación lacustre plio-pleistocena Jolom Naj en Cobán, Alta Verapaz: Implicaciones para el crecimiento y deceso del río Cahabón. G. Brocard, S. Morán, T. Dura y O. Vásquez 45
- La formación lacustre plio-pleistocena Jolom Naj en Cobán, Alta Verapaz: Implicaciones para el crecimiento y deceso del río Cahabón. *The plio-pleistocene lacustrine Jolom Naj formation in Cobán, Alta Verapaz: Implications for the growth and demise of the Cahabón River*. G. Brocard, S. Morán, T. Dura y O. Vásquez 57

**Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra,
*Guatemalan Journal of Earth Sciences***

vol. 2, núm. / Issue 1, año 2015

ISSN 2410-728X

Equipo Editorial / *Editorial Board:*

Osmín Jared Vásquez Hernández

Sergio David Morán Ical

César Fernando Monterroso Rey

Sergio Estuardo Solares García

Portada: Slumps, Formación Sepur, Alta Verapaz, Guatemala

Cover: Slumps, Sepur Formation, Alta Verapaz, Guatemala

Fotografía/*Photo: Iván Alejandro Catalán*

**INTERPRETACIÓN GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DE LAS ESTRUCTURAS DEL
VULCANISMO TERCIARIO EN EL ÁREA CENTRAL DE
CHIMALTENANGO Y SACATEPÉQUEZ**

**GEOLOGIC-GEOMORFIC INTERPRETATION OF THE TERTIARY VOLCANISM STRUCTURES
IN CENTRAL REGION OF CHIMALTENANGO AND SACATEPÉQUEZ**

Carlos Leonel Pérez Arias

INGEOTECNIA, Centro de Investigaciones Geológico – Geotécnico,
10.ª Avenida 2-96 Colonia Pinares, zona 8 de Mixco, Guatemala.
cp@ingeotecnia.net

RESUMEN

El vulcanismo del Terciario en Guatemala está conformado por una franja que cruza el territorio nacional con dirección con tendencia E-W y aproximadamente 50 km de ancho. El área estudiada comprende el valle de Chimaltenango y las unidades volcánicas que se encuentran en la parte sur, donde se identificaron ocho relictos volcánicos, que representan antiguas edificios volcánicos asociados a un vulcanismo central. Morfológicamente, la zona tiene el aspecto de un enjambre de estructuras volcánicas que probablemente tuvieron su actividad en el Plio-Pleistoceno.

Palabras clave: Guatemala, Relictos, Terciario, Vulcanismo.

ABSTRACT

The Tertiary volcanism in Guatemala crosses country E-W sense, and has 50 km of width. The study area comprise Chimaltenango valley and volcanic structures southern the valley. The geological and geomorphological evidence show that Tertiary volcanism was central type, and built volcanoes structures. The volcanic structures probably were Plio-Pleistocene time and grew up like a swarm.

Key words: Guatemala, Relict, Tertiary, Volcanism.

Introducción

En este artículo se presenta la interpretación geológico-geomorfológica de las estructuras volcánicas que se formaron en el Terciario en la zona estudiada. En la primera parte se hace una breve mención de los trabajos existentes, a continuación se describe la metodología de trabajo y finalmente se describen las estructuras identificadas y algunos fenómenos asociados.

Antecedentes

El cinturón volcánico en Guatemala cubre una franja de 50 km de ancho y cruza de este a oeste el territorio nacional (Fig. No. 1).

Existe una cartografía geológica a escala semi-regional 1:250,000 (Bonis, 1993), donde se presentan las rocas del cinturón volcánico y se establece la diferencia entre rocas volcánicas del Terciario y del Cuaternario, delimitando la extensión de cada una de estas unidades de roca que se presenta en el mapa geológico de Guatemala. En el caso de las rocas volcánicas del Cuaternario, la delimitación corresponde con las estructuras que las originaron, incluyendo los edificios volcánicos y los productos de su actividad, tal como coladas, flujos de piroclastos, aludes y relleno por caída de cenizas, etc. Las estructuras y productos del vulcanismo Terciario presentan escaso o ausente grado de detalle, generalmente los eventos son unificados e identificados como Tv que significa rocas del vulcanismo Terciario.

De la información existente sobre el vulcanismo Terciario en Guatemala, se puede mencionar el perfil transversal del vulcanismo Terciario que realizó Reynolds (1977 en Weyl 1980), en el que definió tres series de productos volcánicos que se inician en el Mioceno Inferior y terminan hace 200,000 años. El otro documento importante es el inventario de volcanes de Guatemala elaborado por Bonenberger (1978 en Weyl 1980).

Metodología

El presente trabajo se basa en el estudio de mapas, fotos aéreas e imágenes de satélite, interpretadas desde el punto de vista geomorfológico, que se complementó con visitas de campo.

La interpretación geomorfológica se hizo sobre mapas topográficos escala 1:50,000 y 1:250,000, fotos aéreas e imágenes del sitio *Google Earth*. El trabajo geológico consistió en visitas para verificación de las estructuras y sus contactos.

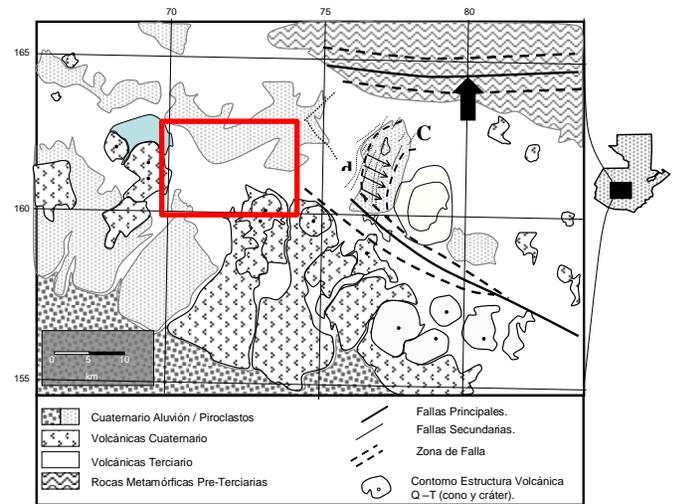


Figura 1. Mapa geológico cinturón volcánico, Guatemala y ubicación del área estudiada.

Área de Estudio

El área estudiada está conformada por el altiplano de Chimaltenango y la parte sur, que incluye el departamento de Sacatepéquez (Figura 1).

Historia del Vulcanismo Terciario en el Área

Reynolds (en Weyl, 1980) hizo una síntesis del vulcanismo Terciario en Guatemala, distinguiendo tres secuencias eruptivas en los Grupos o Series Inferior, Medio y Superior. Estos grupos se diferencian por el tipo de litología, las edades se definen basándose en una correlación con datos radiométricos. En el caso de la Serie Inferior, la edad se define por correlaciones con un dato radiométrico de un granito que intrusionó unas tobas antiguas; a la serie intermedia le define la edad por

correlación, ubicándola en El Mioceno; mientras que para la Serie Superior se usó una datación en biotitas de las lavas, determinando una edad entre 4 y 0.2 ma.

La interpretación geológico-geomorfológica del área estudiada revela que el vulcanismo del Terciario se desarrolló mediante una intensa actividad de tipo central, con el emplazamiento de estructuras volcánicas que modelaron un paisaje del Mioceno con un enjambre de edificios volcánicos (Figura 2).

En el área estudiada se han identificado 10 edificios volcánicos, de los cuales, dos son de edad Cuaternaria; éstos se encuentran al sur del área estudiada y son los volcanes de Agua y Acatenango.

En la parte norte del área estudiada se identificaron ocho estructuras, como se muestra en la Figura 2. A los relictos se les asignaron nombres para diferenciarlos, los cuales se corresponden con los sectores o poblaciones más prominentes del entorno.

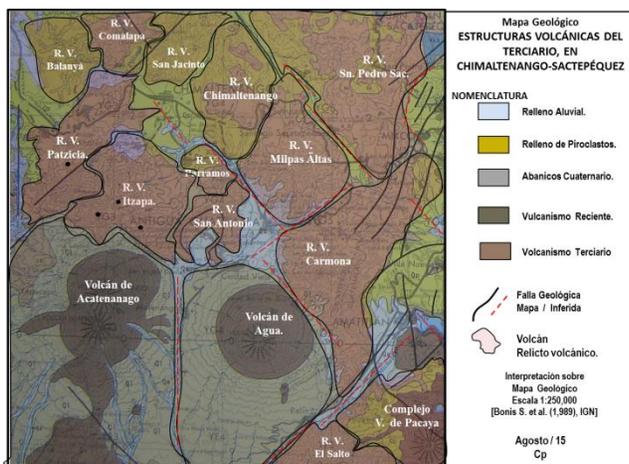


Figura 2. Mapa geológico de Guatemala, 1:250,000, hoja Guatemala, con interpretación de las estructuras volcánicas del Terciario

Las dataciones del vulcanismo Terciario se han hecho en forma aislada y las muestras se tomaron con un criterio aleatorio, por lo que este trabajo puede ayudar a establecer un criterio para realizar los muestreos, en base a las estructuras. Es de conocimiento generalizado para la comunidad geocientífica que la actividad volcánica tuvo una migración de norte a sur. Con esta investigación abre la

posibilidad de establecer la historia volcánica de la zona en períodos más cortos, si se hacen estudios con dataciones de coladas de lava de los diferentes relictos o si se hacen en coladas de la misma estructura.

Las estructuras que se encuentran en el lado este del área estudiada se caracterizan por haber alcanzado un mayor desarrollo, pues la huella que muestran en el mapa es casi dos veces el tamaño de las que se encuentran en el lado oeste.

Una de las últimas estructuras de este enjambre es la que se conoce como Montaña Carmona, que es un volcán cuyo edificio se encuentra parcialmente destruido. Este relikto volcánico sufrió un colapso en el flanco este, asociado con la falla de Mixco. Una característica importante de esta estructura es que por evidencias geomorfológicas se establece que surgió posterior al relikto de Milpas Altas, ya que se observa que las coladas del relikto de Montaña Carmona se desviaron al encontrar el relikto de Milpas Altas.

El emplazamiento de edificios volcánicos adyacentes en el tiempo geológico, ha dado lugar a la formación de cuencas cerradas que represaron la corriente de los ríos y forman lagos o lagunas. Ejemplos actuales de estos eventos son los lagos de Amatitlán y Atilán, pero estos no son los únicos en la historia geológica de Guatemala. En la zona estudiada se interpreta que los valles de Chimaltenango y Antigua Guatemala (Pérez 2,011), se originaron también por una combinación de eventos volcánicos y fluvio-lacustres.

Conclusiones

1. El vulcanismo del Terciario en el área estudiada se desarrolló con estructuras de tipo Central, probablemente de edad Plio-Pleistoceno, que modelaron un paisaje en el que los edificios volcánicos crecieron contiguos, por lo que desarrollaron un aspecto de enjambre.

Actualmente, los relictos se muestran como altos estructurales parcialmente destruidos, los cuales están ubicados en la parte sur del área estudiada. Las depresiones

ubicadas en la parte norte se rellenaron con sedimentos depositados mediante fenómenos de naturaleza diversa, que incluyen eventos volcánicos, fluviales y lacustres.

Agradecimientos

A las personas que crearon y mantienen viva esta Revista, que como canal de comunicación le da trascendencia al pensamiento de nuestra generación.

Al Ingeniero Carlos Tobar, por las sugerencias, comentarios y revisión del presente documento.

Referencias bibliográficas

Álvarez, F.; Pérez, C. (1989). **Reconocimiento Geológico del río de la Virgen, San Andrés Itzapa, Chimaltenango.** Informe Interno, Comisión Interinstitucional INSIVUMEH-USAC.

Bonis, S. (1978). **Unheeded geological warnings from 1976, Guatemala earthquake.** Proc. Of Int. Symp. On the February 4th., 1976 Guatemalan earthquake and the reconstruction process. Guatemala, I: Ponencia 9.

Bonis, S. (1993). **Mapa Geológico de Guatemala, hoja Guatemala.** [2^a ed.]- Escala 1:250,000, IGN, Guatemala.

Dengo, G., (1978). **Marco tectónico de la región Caribe.** Proc. Of Int. Symp. On the February 4th., 1976 Guatemalan earthquake and the reconstruction process. Guatemala, I: Ponencia 2.

Pérez, C., (2008, 2010, 2014). **Estudios geotécnicos para la planificación de varios proyectos, Guatemala.** Cp Ingeniería de Materiales e INGEOECNIA, [Informes. internos], Guatemala.

Pérez, C., (2006). **Estudio geológico, geotécnico y de amenaza por el impacto de crecidas en la parte alta de la cuenca del río Guacalate, Pastores, Sacatepéquez.** Informe interno, Guatemala.

Pérez, C. (2011). **Estructura geológica del valle de Antigua Guatemala.** Artículo presentado en el X Congreso Geológico de Centroamérica, Guatemala.

Plafker, G. (1978). **Tectonic significance of surface faulting related to The 4 february 1976 Guatemala earthquake.** Proc. Of Int. Symp. On the February 4th., 1976 Guatemalan earthquake and the reconstruction process. Guatemala, I: Ponencia 3.

Weyl, R. (1980). **Geology of Central America.** [2^a ed.]- 371 págs. Gebrüder Brontaeger, Stuttgart.

STOCK MATANZAS: MAGMATISMO OROGÉNICO POSTERIOR AL METAMORFISMO DEL COMPLEJO CHUACÚS

MATANZAS STOCK: POSTOROGENIC MAGMATISM AFTER CHUACÚS COMPLEX METAMORPHISM

Ricardo Enrique Milián de la Cruz

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología.
Finca Sachamach, Km 210, ruta Las Verapaces. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala
milianric@gmail.com

Uwe Martens

Tectonic Analysis Inc. y Centro de Geociencia, UNAM
umartens@zoho.com

RESUMEN

El Sistema de Falla Motagua está constituido principalmente por las fallas Polochic y la Zona de Cizalla Baja Verapaz, que pone en contacto rocas metamórficas de alta presión (Complejo Chuacús) con metasedimentos en facies de esquistos verdes, en el Bloque Maya. Este sistema de Falla también incluye las fallas San Agustín y Cabañas en el Bloque Chortís, todas con cinemática sinistral. Esparcidos entre el cinturón de rocas que limitan las fallas Polochic y Cizalla Baja Verapaz existen dos cuerpos ígneos graníticos que intruyen rocas metasedimentarias: Granito Rabinal y Granito Sinanjá. Aquí se identificó un pequeño stock que se asociaba con el granito Sinanjá, como un cuerpo ígneo diferente.

Se realizó la litogeoquímica y geocronología de U-Pb del pequeño stock de Matanzas, ubicado en el límite entre las placas de Norteamérica y el Caribe, en Guatemala, estableciendo que es un granito tipo S, peraluminoso, félsico, con granate, que intruye rocas metasedimentarias deformadas y de bajo grado metamórfico. Las edades Ordovícicas y Silúricas que arrojaron los circones no reflejan el evento magmático sino que se interpretan como representativas de la roca fuente cortical que fundió para dar origen al granito tipo S. Ello queda demostrado por la química del magma (~76% SiO₂ y ~85 ppm Zr) y el hecho de que el stock no presenta evidencias de haber sufrido deformación a pesar de la fuerte fábrica metamórfica del encajante, el cual se metamorfizó a finales del Cretácico. Todo lo anterior sugiere que el intrusivo es más joven que el último gran evento de deformación-metamorfismo ocurrido en el sur del Bloque Maya durante el Cretácico Superior (facies de eclogita y anfibolita) y como producto de la fusión parcial por descompresión de rocas metamórficas asociadas al Complejo Chuacús.

Palabras clave: Placas límite Norteamérica-Caribe, Stock Matanzas, Geocronología U-Pb.

ABSTRACT

The Motagua Fault System includes the Polochic Fault and the Baja Verapaz Shear Zone, which are boundaries between high-grade metamorphic rocks (Chuacús Complex) and metasedimentary rocks that reached greenschist-facies conditions in the Maya Block. The fault system also includes the San Agustín and Cabañas at the boundary with the Chortís Block. All the mentioned faults have sinistral kinematics. In the area between the Polochic and Baja Verapaz structures, two igneous bodies intruding metasedimentary rocks have been recognized, namely, the Rabinal Granite and the Sinanjá Granite. In this work we focused on a small intrusive stock in Matanzas near the Sinanjá that was recognized as a distinct igneous body.

We performed whole-rock geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the small Matanzas stock. We established its felsic, peraluminous, S-type character, which is consistent with the presence of garnet. The small stock intrudes low-grade, highly deformed metasedimentary rocks. The ages of the zircon from the granite yielded Ordovician and Silurian ages, which do not reflect the magmatic event that produced the stock but the ages of the deep crustal rocks that were melted to produce the S-type granite. We propose that the small Matanzas S-type granite was intruded post ca. 75 Ma. Our contention is supported by the bulk chemistry (~76% SiO₂ and ~85 ppm Zr), a composition that favored preservation of pre-existing zircon, and the observation that the fabric of the stock is massive, despite the strongly developed Late Cretaceous metamorphic fabric of the wall rocks. We propose a model in which refractory zircon were carried within decompression melts produced in deeper levels of the crust during the late stages of the Late Cretaceous orogenesis of the Maya Block.

Key words: Caribbean-North America plate boundary, Matanzas stock, U-Pb geochronology.

Antecedentes

En el área geográfica entre los poblados de Matanzas, Chilascó y Sinanjá de los municipios de San Jerónimo y Purulhá del departamento de Baja Verapaz, afloran dos cuerpos graníticos. La exposición de uno es mucho más amplia que la del otro, por lo que la mayoría de autores los han considerado como parte del mismo cuerpo ígneo (McBirney, 1964 y Ortega-Obregón, 2005). El intrusivo de mayor extensión ha sido llamado granito Sinanjá por McBirney (1964) y por la Misión geológica alemana en Guatemala (1967-1969). Se ha descrito como un granito de composición similar al granito Rabinal, determinado claramente de origen magmático por sus contactos intrusivos con el adyacente esquisto de granate-biotita. Ortega-Obregón (2005) concluye, con respecto al granito Sinanjá, que es un monzogranito de moscovita, aunque el feldespato potásico es microclina y no ortoclasa como el del granito Rabinal. Añade además que la muestra que analizó fue extraída en el sitio turístico el Salto de Chilascó, en donde se encuentra su mejor exposición. El cuerpo granítico de menor extensión será denominado como stock Matanzas, por aflorar en los alrededores de la aldea con el mismo nombre. Al no existir descripciones de litología, geoquímica y geocronología del intrusivo se hace necesario hacer una verificación de la idea de que tanto el granito Sinanjá como el stock Matanzas poseen una génesis común.

Introducción

La parte sur del Bloque Maya, en Guatemala, posee una serie de cuerpos ígneos graníticos que intruyen rocas metasedimentarias de bajo grado metamórfico. Se incluyen dentro de estos al granito Sinanjá (Misión geológica alemana, 1967-19689, y McBirney, 1964) y a un pequeño stock que aflora en los alrededores de la aldea Matanzas.

En este trabajo presentamos nuevos datos geocronológicos del Granito Sinanjá e información cartográfica, geoquímica y geocronológica del stock Matanzas, a este último, las relaciones de campo, geoquímica y geocronología lo diferencian claramente del

Granito Sinanjá. El stock Matanzas es un monzogranito cuya mineralogía característica es cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico (microclina), moscovita, biotita y granate. Los contactos con la roca caja (esquistos de mica blanca, cuarcita, filitas y esquistos de biotita) son intrusivos y sin interacción (disolución, asimilación y mezcla). La geoquímica de elementos mayores permitió clasificarlo con un granito peraluminoso félsico tipo S. El patrón de elementos traza, normalizados a condrito, reflejan una firma heredada de arco volcánico con anomalías negativas de Nb, Ti y positivas de U, K y Pb, lo que sugiere una fuente cortical y un fundido muy evolucionado. Fechamientos U/Pb en circón permitieron establecer un rango de edad entre 437 Ma y 424 Ma. Sin embargo, las concentraciones de Zr y SiO₂ indican que el fundido se encontraba saturado en circonio antes de abandonar la fuente y que la temperatura alcanzada por el magma no pudo superar los 700 °C. Fundidos con estas características son incapaces de cristalizar circones que reflejen el magmatismo, como consecuencia el rango de edad obtenido representa la edad de la roca fuente cortical (migmatitas relativamente profundas).

La edad de génesis del stock Matanzas no ha podido ser constreñida por las dataciones radiométricas, sin embargo, las características y relaciones de campo permiten inferir que este es más joven que el último evento de metamorfismo registrado en rocas del Complejo Chuacús (Cretácico Superior).

Geología Regional

A continuación se describen los cinturones graníticos más importantes que afloran en la zona comprendida entre las fallas Polochic y Motagua, y al norte de estas en el Estado de Chiapas (México), el centro y occidente de Guatemala.

Basamento granítico de los Cuchumatanes

Dos granitos de los Cuchumatanes se fecharon (U/Pb en circón) obteniéndose edades de $391 \pm 7,4$ Ma y 269 ± 29 Ma. Estas edades se interpretan como de cristalización ígnea, y la última edad es comparable dentro del error con

las edades ígneas obtenidas en el Macizo de Chiapas. En el área de Soloma, en los Cuchumatanes, existe exposición de una serie de rocas de alto grado metamórfico que constituyen la roca caja de los plutones graníticos. Con base en la similitud en los tipos de roca y la relación intrusiva se sugiere una correlación con el Macizo de Chiapas y no con el Complejo Chuacús (Martens, 2009).

Macizo de Chiapas

Representa el basamento cristalino del suroeste del Bloque Maya, se extiende sobre ~20,000 km², siendo el batolito Pérmico-Triásico más grande de México. Representa una porción del arco continental localizado a lo largo del margen occidental de Pangea. Está constituido por ortogneises, menor proporción de migmatitas y metasedimentos (Schaaf et al., 2002).

Granito Rabinal

La suite del Granito Rabinal es un cinturón con orientación oeste-noroeste de rocas graníticas que se extiende desde Cuilco, frontera México-Guatemala, hasta Río Hondo (Zacapa) en la Sierra de las Minas. Está mejor expuesto en Rabinal y el área de Sacapulas (Martens, 2009). El Granito Rabinal intruye metasedimentos de la Secuencia Salamá y se encuentra afectado por la deformación asociada a la Zona de Cizalla Baja Verapaz, con indicadores cinemáticos inversos hacia el norte-noreste. Según su contenido mineralógico modal es un monzogranito-granodiorita de moscovita (Ortega-Obregón, 2005). Se han realizado análisis de circón de las pegmatitas asociadas a la intrusión del granito, obteniéndose una edad de 462 ± 11 Ma. Análisis de K/Ar a moscovitas dan edades de 453 ± 4 Ma y 445 ± 5 Ma, puesto que las pegmatitas reflejan las últimas fases de cristalización del granito, dichas edades de enfriamiento proporcionan un límite menor para el magmatismo, por lo que se infiere un emplazamiento entre 462 Ma y 445 Ma en el Ordovícico Superior.

Granito Sinanjá

Es un granito/granodiorita calcoalcalino compuesto de plagioclasa + ortosa + cuarzo \pm biotita cloritizada \pm mica blanca (Lenz y Mueller, 1988). Análisis Rb/Sr en roca

completa han dado una edad de 275 ± 75 Ma, la cual ha sido interpretada como tiempo de cristalización ígnea. Curiosamente, esta edad es equivalente dentro del error con los granitos en los Cuchumatanes y con edades de los protolitos de ortogneis en Chiapas. Otras edades obtenidas (222, 228, 230, 213 Ma) sugieren que el plutón ha sufrido reequilibración isotópica parcial durante el evento térmico del Triásico Superior, el cual es generalizado en el margen sur del Bloque Maya.

Rocas metamórficas

Complejo Chuacús

Consiste en una secuencia de paragneises, cuarzo feldespático y migmatíticos, una secuencia bandeada y replegada de mica-esquistos, cuarcita, mármoles y anfibolitas. Las unidades sufrieron metamorfismo y deformación en condiciones de alta presión y alta temperatura (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). A este complejo se le ha dado varios significados, entre ellos el ser el basamento del Bloque Maya y/o ser un terreno tectonoestratigráfico diferente. Martens (2009) lo considera como un cinturón metamórfico elongado con dirección este-oeste que incluye rocas en facies de esquistos verdes, rocas en facies de anfibolita y en menor proporción eclogitas en la Sierra de Chuacús. Todas estas rocas poseen dos particularidades comunes: Primero, que las características primarias han sido borradas por el metamorfismo, y segundo, que sin importar el protolito todas las rocas sufrieron metamorfismo en el Cretácico Superior (edades entre ~78 Ma y ~70 Ma en circón), aunque algunas pueden ser producto de eventos metamórficos anteriores.

Esquisto Salamá

Es una unidad metasedimentaria en facies de esquistos verdes que aflora entre Salamá y Cubulco, municipios del departamento de Baja Verapaz, y que forma parte del Complejo Chuacús. Está constituida por filitas, esquistos que contienen clorita y granos finos de mica, metagrauvascas, meta-arcosas, metaconglomerados, cuarcitas, esquistos de moscovita-estilpnomelana y rocas calcáreas recristalizadas (Martens, 2009). Las características

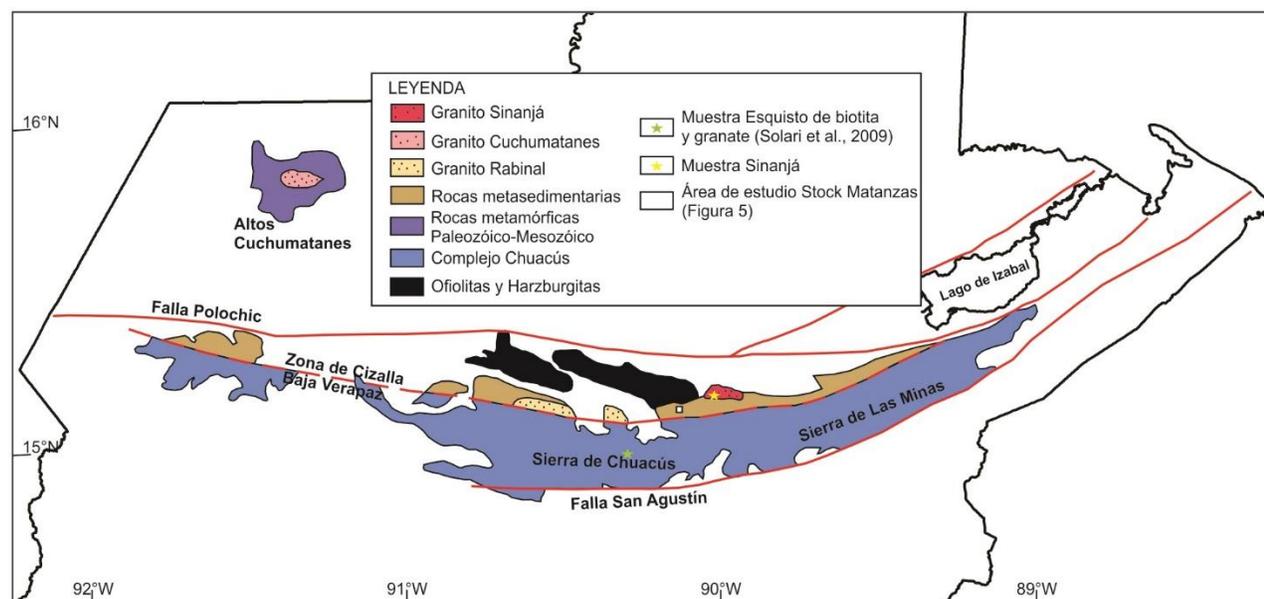


Figura 1. Mapa geológico del centro de Guatemala, modificado de Martens (2012) y Solari (2013).

de campo indican que el grado metamórfico aumenta hacia el sur, evidente en la recrystalización de esquistos y gneises. Esta transición metamórfica es el resultado de la exhumación con buzamiento hacia el sur de bandas miloníticas en la denominada Zona de Cizalla Baja Verapaz (ZCBV), aunque Ortega-Obregón et al. (2008) definen esta zona como el límite de dos terrenos tectonoestratigráficos diferentes. Justo al sur de la ZCBV se han encontrado pegmatitas y metapegmatitas cortando a los metasedimentos del Complejo Chuacús. Se ha analizado la mica blanca, de grano grueso y fino, de unas pegmatitas obteniéndose edades de ~73 Ma y ~62 Ma respectivamente (Ortega-Gutiérrez et al., 2004), mica blanca de grano fino de un metasedimento y una pegmatita dan edades entre 74.1 ± 1.3 Ma y 68.3 ± 1.4 Ma (Ortega-Obregón et al., 2008) y edades Rb/Sr en metapegmatitas han dado edades de 76.1 ± 1.5 , 57 ± 8 y 67 ± 11 Ma (Ratschbacher et al., 2009), demostrando el emplazamiento de estas simultáneamente con el crecimiento de circones metamórficos en rocas de alto grado del Complejo Chuacús (Martens, 2009 y Ratschbacher et al., 2009) que se asocia con la colisión, durante el Campaniano, y posterior subducción del basamento continental de la placa de Norteamérica bajo un

bloque indeterminado y que generó eclogitas dentro de los gneises continentales del Complejo Chuacús.

Metodología

Fundamento de la geocronología U-Pb

La radiactividad es el fenómeno físico-químico por medio del cual algunos elementos químicos emiten radiación, puede ser electromagnética (rayos X y gamma) o corpuscular (partículas más pequeñas que un átomo, por ejemplo, núcleos de helio, electrones, positrones, protones, etc). Ocurre en el núcleo de algunos elementos inestables, los que son capaces de transformarse o decaer espontáneamente en núcleos atómicos de otros elementos estables. La velocidad de decaimiento de un átomo padre radiactivo a un producto hijo estable es proporcional al número de átomos n presentes en cualquier tiempo t , (Rutherford y Soddy, 1902):

$$-\frac{dn}{dt} \propto \lambda n \quad (1)$$

En donde λ es la constante de proporcionalidad característica del isótopo en cuestión y que se denomina constante de decaimiento (expresada en unidades de tiempo recíproco). Esta representa la probabilidad de que un isótopo inestable se desintegre en determinado tiempo. El

término dn/dt es la velocidad de cambio en el número de átomos padre y es negativa debido a que la tasa decrece con el tiempo.

Integrando la ecuación (1) desde un tiempo cero ($t=0$), en el cual el número de átomos presentes es n_o , hasta un tiempo t tenemos:

$$\frac{dn}{n} = -\lambda dt \Rightarrow \int_{n_o}^n \frac{dn}{n} = -\lambda \int_{t=0}^t dt \quad (2)$$

Por lo tanto:

$$\ln\left(\frac{n}{n_o}\right) = -\lambda t \quad (3)$$

Por una propiedad de los logaritmos naturales se puede escribir como:

$$\frac{n}{n_o} = e^{-\lambda t} \Rightarrow n = n_o e^{-\lambda t} \quad (4)$$

En otro orden, si el número de átomos hijos radiogénicos formados H es igual al número de átomos padres consumidos, tenemos:

$$H = n_o - n \quad (5)$$

y de la ecuación (4), por inversión del signo negativo del exponente:

$$n = \frac{n_o}{e^{\lambda t}} \Rightarrow n_o = n e^{\lambda t} \quad (6)$$

Y sustituyendo (6) en (5) se obtiene:

$$H = n e^{\lambda t} - n \Rightarrow H = n(e^{\lambda t} - 1) \quad (7)$$

Como el número de átomos hijos en el tiempo $t=0$ es H_o , el número total de átomos hijos después del tiempo t está determinado por:

$$H = H_o + n(e^{\lambda t} - 1) \quad (8)$$

La ecuación (8) es la base fundamental de la mayoría de herramientas de datación geocronológica y se utiliza en el método U-Pb aplicado en circones sustituyendo H , H_o y n como se muestra a continuación:

$$^{206}\text{Pb}_p = ^{206}\text{Pb}_i + ^{238}\text{U}(e^{\lambda^{238}t} - 1) \quad (9)$$

$$^{207}\text{Pb}_p = ^{207}\text{Pb}_i + ^{235}\text{U}(e^{\lambda^{235}t} - 1) \quad (10)$$

$$^{208}\text{Pb}_p = ^{208}\text{Pb}_i + ^{232}\text{Th}(e^{\lambda^{232}t} - 1) \quad (11)$$

En donde p indica la abundancia de cada radionucleido en el presente e i la abundancia inicial del mismo.

Geocronología U-Pb en circón

El circón es un mineral que incorpora abundantemente uranio y casi nada de plomo al momento de su formación, es por ello que se ha convertido en el material más utilizado en la datación U-Pb. Por lo anterior, la ecuación (9) se puede simplificar eliminando el ^{206}Pb inicial:

$$\frac{^{206}\text{Pb}_p}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda^{238}t} - 1) \quad (12)$$

De manera similar se puede realizar con la ecuación (10):

$$\frac{^{207}\text{Pb}_p}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda^{235}t} - 1) \quad (13)$$

Los minerales que han mantenido un sistema cerrado de U y Pb pueden dar valores para cualquier tiempo (t) cuando las relaciones isotópicas se intersectan en la lado derecho de las ecuaciones 12 y 13. Estas relaciones pueden ser graficadas en una curva denominada *Concordia de Wetherill*, sustituyendo las constantes de decaimiento y los valores sucesivos de t como se muestra en la figura 2.

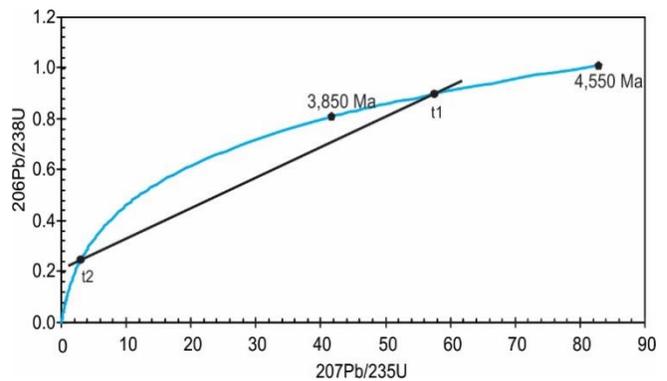


Figura 2. Diagrama de Wheterill que muestra la línea de concordia (celeste) calibrada en millones de años, la línea de discordia se presenta en color negro.

Las muestras que exhiben excesos y/o defectos de U y Pb generan una línea recta que determina la edad de discordia e intersecta a la línea de concordia en dos puntos. Wetherill (1956) estableció que la intersección superior de la línea de discordia con la de concordia corresponde a la edad de formación del mineral (t_1), y que la intersección inferior (t_2) es una edad significativa, la cual puede

representar un evento térmico y/o metamórfico con la subsecuente pérdida de plomo del mineral (figura 2).

A través de los años se han establecido ciertos criterios en cuanto a la intersección inferior de la línea de concordia-discordia, sin embargo, los mecanismos de pérdida de plomo pueden ser diferentes en incomparables circunstancias, siendo la interpretación final siempre apoyada por otras evidencias geológicas. Por el contrario, la interpretación del intercepto superior como la edad de formación del circón nunca será equivocada.

Procedimientos analíticos LA-IPC-MS U-Pb en circón

Cada uno de los minerales de circón fueron obtenidos mediante técnicas estandarizadas de separación mineral, incluyendo trituración y pulverizado de la roca (fragmentos <250 micras), separación hidrodinámica a través de una mesa vibratoria Wilfley (se fundamenta en las diferencias de densidad de los minerales), separación magnética por medio de un imán y luego pasando el concentrado a través de un separador magnético tipo Frantz (funciona creando un campo magnético a partir de un campo eléctrico, lo que permite calibrar la intensidad del primero haciendo que la separación sea efectiva). En la fracción no magnética es en donde se encuentran los circones, además, de minerales como el apatito, pirita, etc. Los circones fueron seleccionados manualmente y montados en un disco de resina epóxica que al endurecerse es pulido, haciendo exponer aproximadamente la mitad de los mismos. Antes de que los circones pasaran por la ablación láser, la probeta fue fotografiada usando catodoluminiscencia para observar la estructura del circón y así seleccionar los mejores sitios para realizar los análisis. Por último, se llevó a cabo la ablación láser y espectrometría de masas.

Dichos análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, mediante un sistema de ablación láser excímero a 193 nm modelo Resolution M-50 y el acoplamiento de un espectrómetro de masas de analizador cuadrupolar con plasma de acoplado

por inducción Thermo ICap Qc, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N₂, NH₃ y O₂) para reducir interferencias espectrales. Para tener un mejor control de los fechamientos se incluyen mediciones a muestras estándar entre las que están el circón Plesovice, cuya edad concordante U-Pb es de 337.13 ± 0.37 Ma y un vidrio NIST 612 calibrado químicamente con este objetivo.

Geoquímica

Las muestras utilizadas deben ser frescas y sin alteración química, para la trituración y pulverización de entre 30 y 40 g hasta un tamaño <75 micras. Dicho proceso se realizó en el laboratorio de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Análisis de elementos mayores

El procedimiento estándar para la preparación de las muestras se toma de Andrea Rossetti (2005), quien a su vez cita a Lozano Santa Cruz et al. (1995): Para el análisis de elementos mayores, 0.9 g de polvo de la muestra se mezclan con 4.5 g de metaborato de litio (LiBO₂) y 4.5 g de tetraborato de litio (Li₂B₄O₇). A esa mezcla se le añaden 2 gotas de bromuro de litio (LiBr) para evitar que parte de la solución permanezca pegada al crisol. Las muestras se diluyen al 90 % Mol, con el fin de evitar que el efecto de la matriz pueda alterar el análisis de los elementos traza en el espectrómetro. La solución se calienta a 1 000 °C durante 10 minutos para crear una tableta vítrea que es la se analiza mediante un equipo de Fluorescencia de rayos X (FRX).

Análisis de elementos traza

El procedimiento mínimos para la preparación de las muestras se citan de José Duque (2009): Consiste en pesar una cantidad entre 0.04950 y 0.05050 g de muestra pulverizada. La digestión comienza con la adición de 500 µL de ácido nítrico (HNO₃) a 8 normal y 1 mL de ácido fluorhídrico (HF) concentrado. Se deja calentar por 10 horas sobre una parrilla de calentamiento a una temperatura de 100 °C. Luego se deja evaporar hasta la sequedad. Posteriormente se añaden 500 µL de HNO₃ a 8N y 1mL de HF concentrado. El siguiente paso es transvasar la muestra

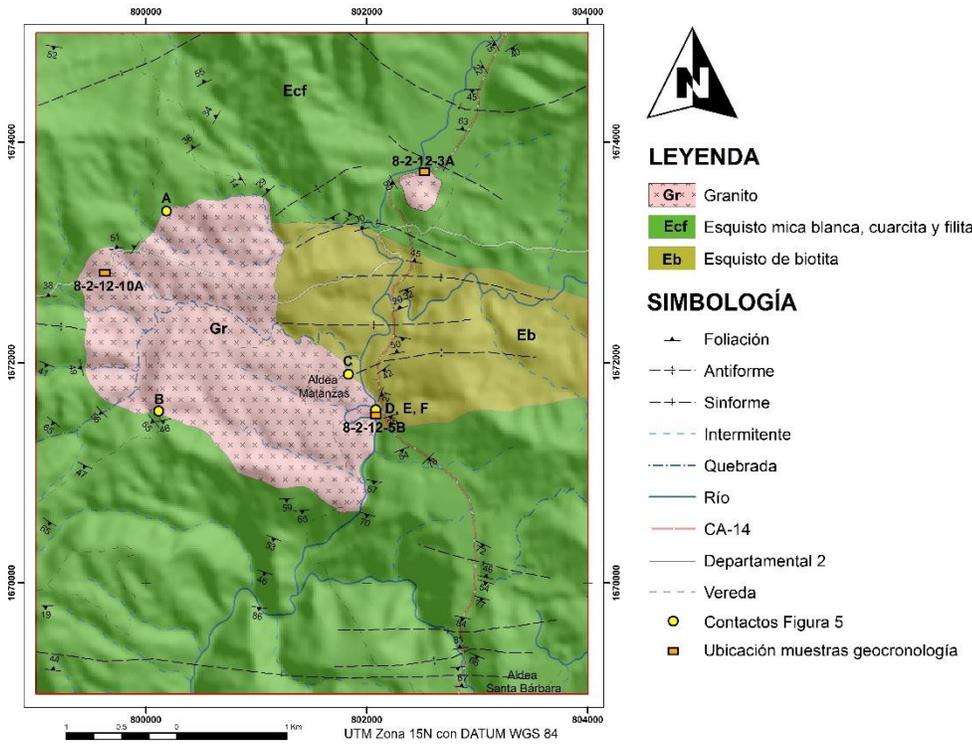


Figura 3. Mapa geológico con la ubicación de los contactos presentado en la figura 5 (ver detalles en el texto)

para ser introducida en bombas de presión Parr con el fin de digerir los minerales refractarios (circón). Ya con las muestras completamente en solución se realiza la dilución con una solución de estándar interno (ISS) que contiene 10 ppb de Germanio, 5 ppb de Indio, 5 ppb de Tulio y 5 ppb de Bismuto. La dilución se realiza en una proporción de 1:2 000 con el fin de lograr las concentraciones óptimas a los límites de detección del equipo. Por último el análisis de las muestras se realiza a través de espectrometría de masas con plasma de acoplado por inducción. Para la calibración del equipo se emplearon las muestras de referencia certificadas JB-2, JG-2, JR-1, MAR, AGV-2, BCR-2, BHVO-2.

Resultados

Stock Matanzas

El Stock de Matanzas está constituido por dos cuerpos pequeños y superficialmente independientes. El mayor es de forma casi elíptica y su eje más grande está orientado noroeste-sureste. El menor es de forma circular y está ubicado al noreste del primero (Figura 3). La exposición es de ~5 km² y los mejores afloramientos se

localizan en el río Matanzas, alrededores de la aldea con el mismo nombre (Figura 4). Roca corneana puede ser observada a lo largo del cauce del río Matanzas y en los alrededores de la entrada a la Aldea Chilascó, donde preserva la estructura de la roca caja. Los contactos con las rocas adyacentes son claramente intrusivos, lo cual es evidente al norte y suroeste en el contacto con unas Cuarcitas (Figuras 5a y 5b) en donde el granito se emplazó a través de la foliación (S1) y al este con Esquistos de Biotita. En este último existen dos patrones de diques, los



Figura 4. Afloramiento de granito localizado en el cauce del río Matanzas.

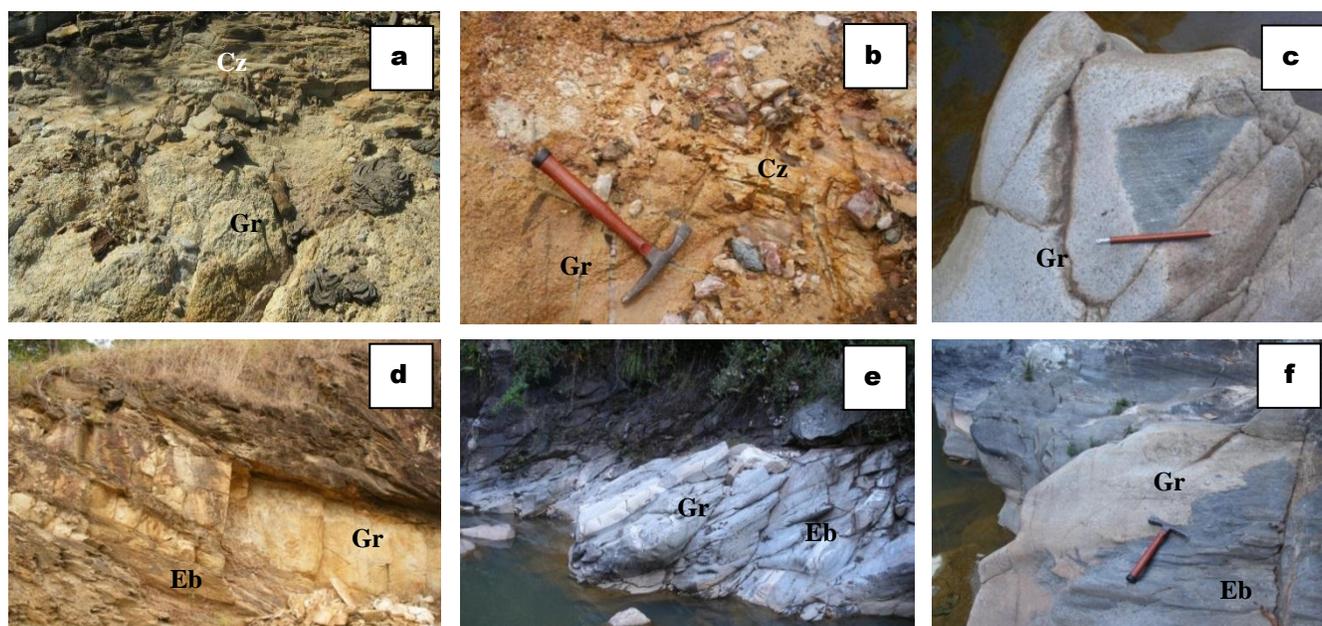


Figura 5. Contactos entre el granito del stock Matanzas y las rocas encajantes (Gr=granito, Cz=cuarcita, Eb=Esquistos de biotita)

que cortan a la foliación y los que se encuentran como sills paralelos a la misma (Figuras 5d, 5e, 5f). En el mismo afloramiento se pueden observar xenolitos de esquistos de tamaño centimétrico (Figura 5f).

Macroscópicamente, el stock es leucocrático con textura fanerítica, holocrystalina con cristales equigranulares de grano medio, de 2 mm a 5 mm. En su parte norte, el granito presenta una textura pegmatítica con cristales de moscovita de hasta 1 cm de diámetro. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico (microclina), mica blanca, clorita, biotita, epidota, granate, apatito y circón. Algunas moscovitas, con textura poikilítica, ponen en evidencia su carácter magmático. El cuarzo que compone en un 33 % a la roca, posee una extinción ondulante y en algunos casos evidente recristalización dinámica, con el desarrollo de subgranos policristalinos, también se presenta como pequeñas inclusiones en las plagioclasas (Figuras 6a, 6b). Las plagioclasas (28 %) generalmente tienen extinción oscilatoria y algunas presentan bordes irregulares, y su composición varía de andesina a oligoclasa. Se identificaron dos familias, una muy alterada y con inclusiones de sericita, la otra con cristales limpios (Figuras 6a y 6b). El feldespato potásico común es la microclina (23 %), con cristales

euhedrales a subhedrales y en algunos casos aparece como inclusiones en otros minerales (Figura 6a).

La moscovita se presenta en cristales subhedrales, las inclusiones de cuarzo son comunes y no poseen una orientación distintiva (Figura 6b). La biotita está en su mayoría cloritizada y en algunas ocasiones asociada con moscovita. La particularidad de este cuerpo ígneo es su contenido de granates, con cristales euhedrales aislados variando el color de rojizo a pardo oscuro (Figura 6c).

Granito Sinanjá

Es un cuerpo ígneo alargado con sentido este-oeste que se localiza al centro de Guatemala y cuya extensión aproximada es de 130 km². Se encuentra expuesto en los alrededores de la Aldea Chilascó del municipio de Salamá, específicamente en el lugar turístico El Salto de Chilascó (Figura 7a). Es un cuerpo granítico con textura fanerítica leucocrática, holocrystalina con cristales euhedrales. Los minerales característicos son feldespato, cuarzo, mica blanca, biotita cloritizada y óxidos. Este intrusivo se encuentra deformado con una lineación mineral característica de 44/N063 evidente de feldespatos y micas (Figura 7b). Los contactos con la roca encajante no son visibles, ya que el granito se encuentra cubierto en su mayoría por una espesa capa de suelo. Ortega-Obregón

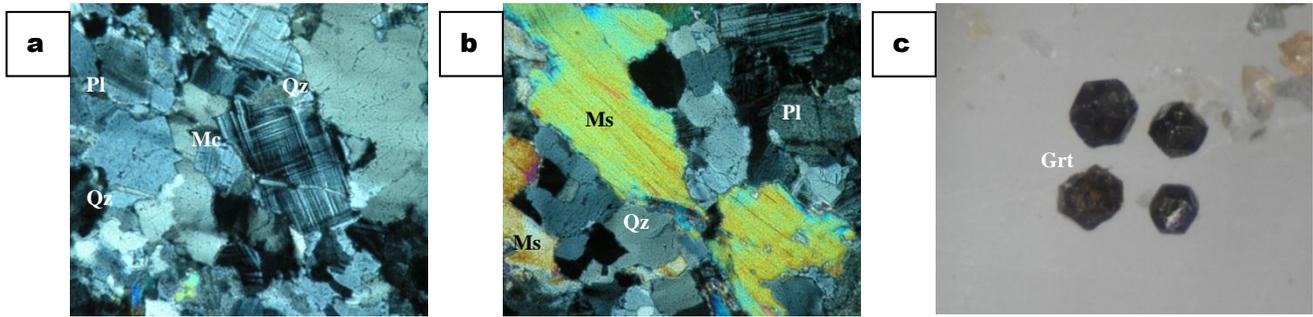


Figura 6. En a y b, fotografías de lámina delgada del granito del stock Matanzas, y en c, granates vistos a través de estereoscopio binocular (Pl=Plagioclasa, Qz=Cuarzo, Ms=Moscovita, Grt=Granate)

(2005) lo describe como un granito constituido por abundante microclina, plagioclasa euhedral zoneada y algunas pertitas con evidencia de deformación plástica. El cuarzo con indicios de recristalización dinámica por desarrollo de subgranos con límites muy marcados. La moscovita es un mineral primario con deformación de bandas tipo kink, los minerales accesorios encontrados son circón y algunos óxidos.

Geoquímica del stock Matanzas

Se analizaron las muestras 8-2-12-5B y 8-2-12-10A, las cuales poseen un rango de SiO_2 entre 75.5 % y 76.5 % en peso. Tienen un contenido de Al_2O_3 alto (14.0 % y 14.2 % respectivamente) que es típico de granitos peraluminosos. El contenido de CaO es bajo (3.3 % y 2.2 %) y K_2O (5.3 % y 5.4 %), siendo lo común en rocas graníticas. En la roca, los óxidos de FeO_t (0.6 % y 0.7 %) y

Mg (0.06 % y 0.11 %) poseen porcentajes muy bajos, lo que refleja el alto nivel de evolución del granito. En los gráficos que se presentan a continuación se adicionan además de los resultados del stock Matanzas, dos muestras del Granito Rabinal (Gt0357C y Gt0369) y una del Granito Sinanjá (Sinanjá) analizadas por Ortega-Obregón en el año 2005. Middlemost (1985) propone una clasificación de rocas ígneas intrusivas en función del contenido de Na_2O , K_2O y SiO_2 . En el diagrama TAS (Total de álcalis y sílice), las muestras del stock caen en el campo de los granitos así como ambas muestras del Granito Rabinal y la del Granito Sinanjá (Figura 8). En el diagrama ternario AFM para clasificación de series magmáticas (Irvine y Baragar, 1971), el stock, corresponde a la serie calcialcalina que claramente no proviene de un magma primario y que se asocia con bordes destructivos.

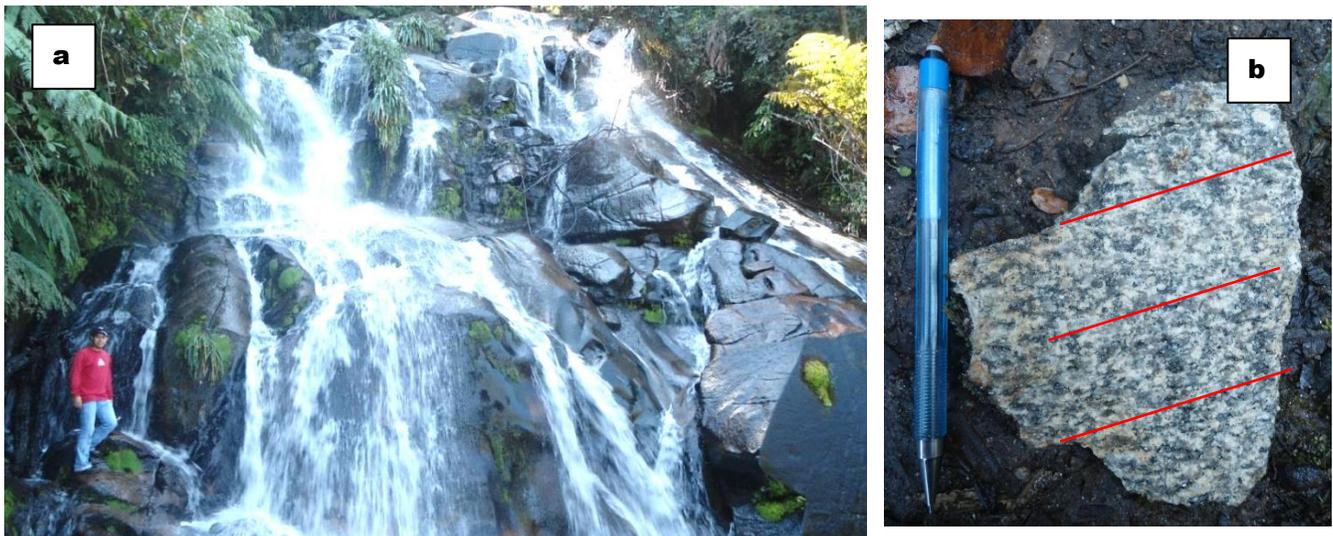


Figura 7. En a y b, fotografías de lámina delgada del granito del stock Matanzas, y en c, granates vistos a través de estereoscopio binocular (Pl=Plagioclasa, Qz=Cuarzo, Ms=Moscovita, Grt=Granate)

Las muestras del Granito Rabinal y Sinanjá caen en la misma serie de rocas ígneas (Figura 9).

El diagrama de Le Fort (1983), con modificación de Villaseca (1998), permite clasificar los granitos peraluminosos en función de su Índice de Saturación en Alúmina (ASI) en bajo, moderado, alto y félsico; las muestras del stock Matanzas caen en el campo de los últimos, siendo los que representan magmas peraluminosos altamente fraccionados o residuales (Figura 10). El diagrama FD1-FD2 permite clasificar los granitoides con base en las concentraciones de Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , FeO , Fe_2O_3 y MgO , además de asociarlos con su posible fuente (cortical, mantélica y mixta). En dicho diagrama las muestras del stock caen en el campo de los granitos tipo S

con granate, lo que concuerda con la descripción petrográfica (Figura 11).

Los elementos traza de las muestras 8-2-12-5B y 8-2-12-10A evidencian una típica firma de arco volcánico, que es heredada, ya que las rocas anatécicas se caracterizan por heredar la composición isotópica de la fuente cortical al incorporar preferencialmente elementos al fundido recién formado, además de minerales refractarios que soportan altas temperaturas sin fundirse quedando en suspensión. Esta característica es evidente por el enriquecimiento de los magmas en elementos de bajo potencial iónico (LFSE por sus siglas en inglés) y plomo en comparación con los elementos de alto potencial iónico (HFSE por sus siglas en inglés) como consecuencia de la solubilidad y movilidad de

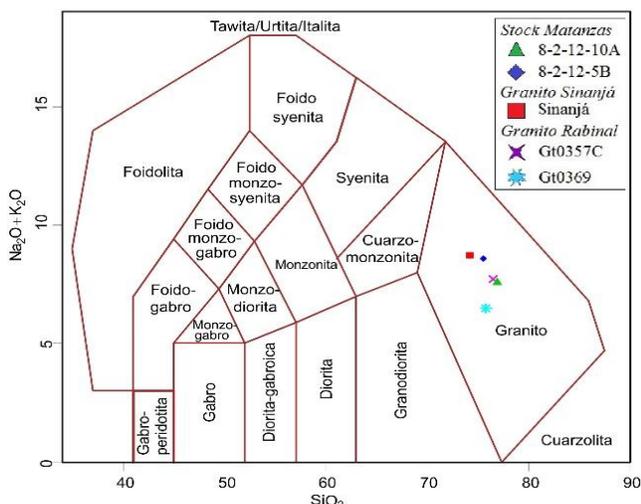


Figura 8. Diagrama TAS para clasificación de rocas intrusivas.

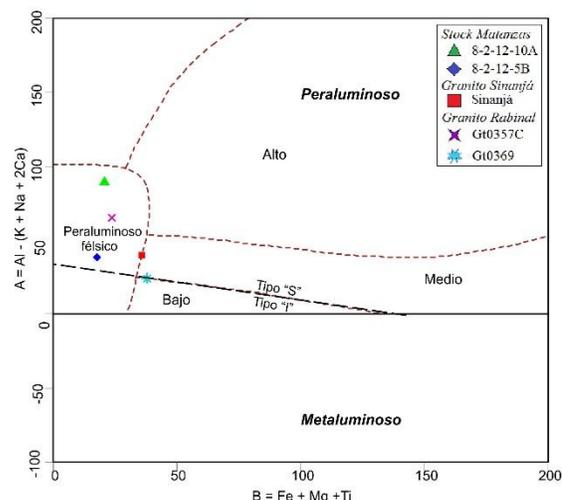


Figura 10. Diagrama A-B de discriminación de rocas por su grado de saturación en alúmina.

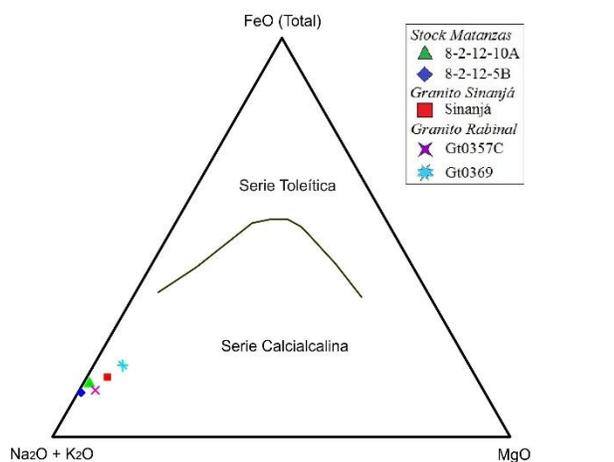


Figura 9. Diagrama ternario AFM para clasificación de series magmáticas.

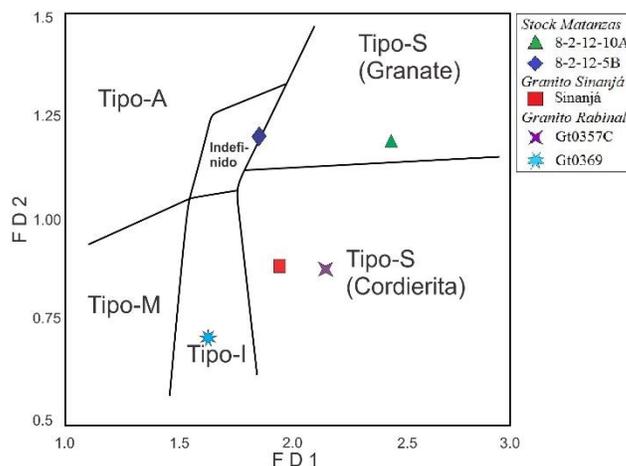


Figura 11. Diagrama FD1-FD2 que permite clasificar los granitoides en A, M, I, S de granate y S de cordierita.

los primeros. La figura 12a muestra el comportamiento de los elementos traza incompatibles normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), además, se presentan dos muestras del Granito Rabinal y una del Granito Sinanjá. Ambas muestras del stock Matanzas evidencian anomalías negativas de Nb y Ti que son típicas de arcos volcánicos y fenómenos de subducción (Wilson, 1989) y como se ha discutido anteriormente, son firmas heredadas de la fuente cortical. Se observa además empobrecimiento de Ba y Sr, que puede ser atribuido a su comportamiento compatible en líquidos de composición intermedia a félsica sustituyendo, al momento de la cristalización, al K en feldespatos potásicos, biotita y al Ca en plagioclasas respectivamente.

La anomalía negativa de Eu sugiere fraccionamiento de plagioclasas. Anomalías positivas de U, K y Pb, que son elementos altamente incompatibles, permiten deducir que el magma se formó en la corteza y que ha sufrido

diferenciación (Pompa Mera, 2009). En el diagrama de tierras raras (REE) normalizadas a condrito (Anders y Grevesse, 1989), las muestras del stock poseen un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE), con pendiente negativa, respecto a las medias (MREE) y pesadas (HREE) con valores casi constantes. Otro aspecto destacable es el pequeño enriquecimiento en HREE en relación con la muestra del Granito Sinanjá, que puede explicarse por la presencia de granate, el cual permite un mayor acomodamiento de estas dentro de su estructura (Figura 12b).

Geocronología del stock Matanzas

Se analizaron tres muestras. En la primera 8-2-12-3A, los cristales de circón eran euhedrales a subhedrales con evidencia de metamictización y fracturamiento, de color rosa-amarillo a incoloros traslúcidos y presentan zonación moderada a alta (Figura 13a).

Se distinguen algunos posibles núcleos heredados evidentes en un cambio abrupto en el zoneamiento. El diagrama Tera-Wasserburg de 35 circones analizados se presenta en la Figura 13b. Los fechamientos heredados (elipses negras), discordantes (eclipses verdes) y con posible pérdida de plomo (elipses moradas) no se tomaron en consideración en el cálculo de la edad. Con 28 relaciones isotópicas (elipses rojas) se estableció un rango de edad de 437.3 ± 7.6 Ma a partir del diagrama de promedio ponderado (Figura 13c). Existen además dos circones con edad Neoproterozoica de 634 ± 5 Ma y de Mesoproterozoica 1255 ± 44 Ma. Algunos circones con edades más jóvenes son claramente discordantes y pueden ser interpretados como familias menores de circones o como resultado de una posible pérdida de plomo.

En la muestra 8-2-12-5B, los circones poseen colores que varían entre rosado y amarillo. La zonación es típica y en ocasiones ausente (Figura 14a). Las relaciones isotópicas de U y Pb de los circones se representan en el diagrama Tera-Wasserburg de la Figura 14b, las elipses verdes indican cocientes isotópicos claramente discordantes; las de

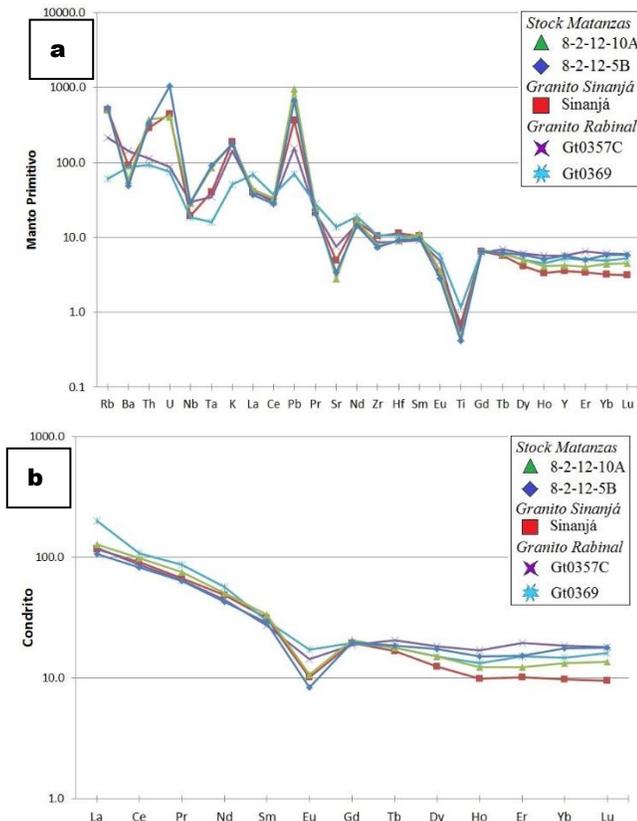


Figura 12. En a, diagrama de elementos-traza normalizados al manto primitivo; en b, diagrama de tierras raras normalizadas a condrito.

color celeste, altas concentraciones en ppm de uranio, y las moradas, una posible pérdida de plomo.

Las elipses rojas representan los cocientes considerados para establecer el rango de edad de la muestra, siendo de 426 ± 13 Ma (Figura 14c).

De la muestra 8-2-12-10A se colectaron circones incompletos euhedrales a subhedrales. Los colores varían de rosado-amarillo a incoloros. La zonación es típica, aunque a veces está ausente (Figura 15a). En el diagrama Tera-Wasserburg de la Figura 15b se muestran las relaciones isotópicas de 29 circones, las elipses de color verde indican cocientes evidentemente discordantes; en color negro, las de circones heredados, y en celeste, las que contienen un alto contenido en ppm de uranio. Las elipses de color rojo

representan los cocientes utilizados para establecer el rango de edad de la muestra, calculada con 12 de 18 datos, siendo de 424 ± 12 Ma, como se muestra en la Figura 15c. Los circones más antiguos corresponden al Mesoproterozoico (1379 Ma y 953 Ma) y al Neoproterozoico (789 Ma a 565 Ma). Como complemento de la investigación se analizaron los circones de una muestra del Granito Sinanjá colectada en el lugar turístico El Salto de Chilascó por Carlos Ortega y Luigi Solari en el año 2005. La muestra Sinanjá posee cristales euhedrales y de morfología larga y delgada. La mayoría con fracturas e inclusiones, y otros totalmente limpios. La zonación es típica y en ocasiones está ausente. Los colores varían de amarillento a traslucido (Figura 16a). Se analizaron 35 circones cuyas relaciones isotópicas se

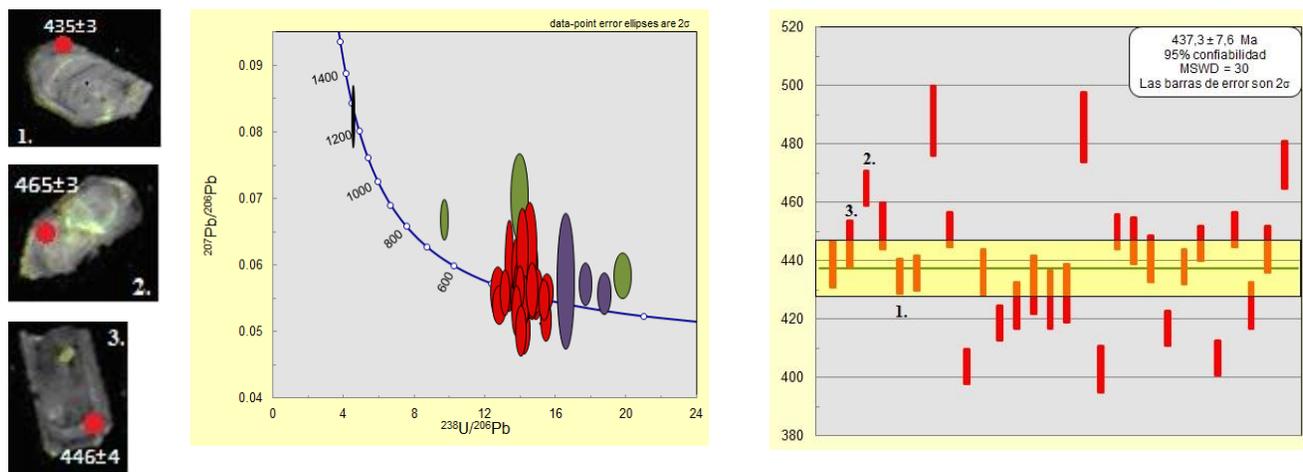


Figura 13. En a, tres cristales de circón con la ubicación de los puntos de ablación láser; en b, diagrama Tera-Wasserburg de todos los fechamientos realizados; y en c, promedio ponderado de la edad.

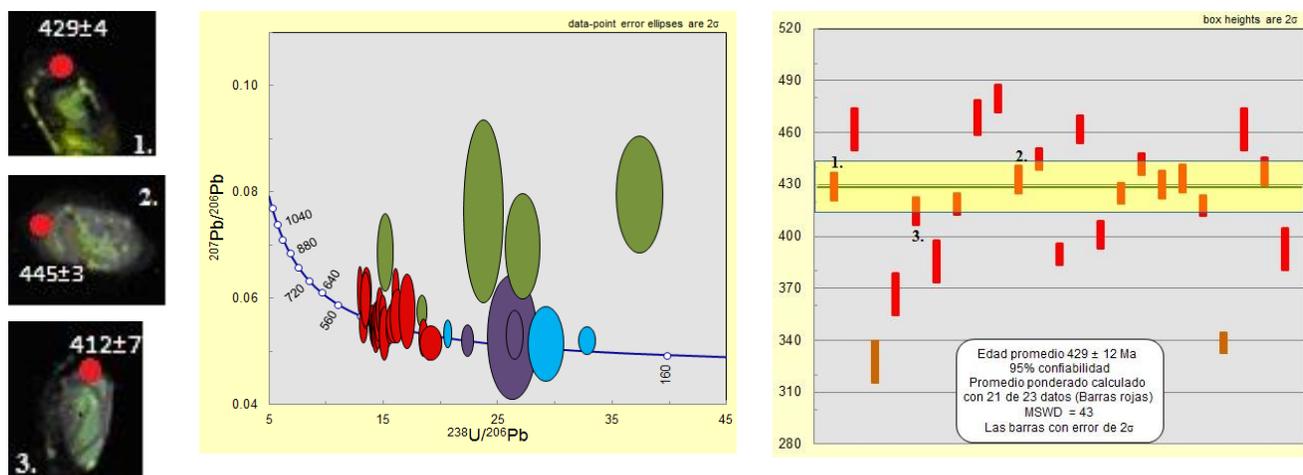


Figura 14. En a, tres cristales de circón con la ubicación de los puntos de ablación láser; en b, diagrama Tera-Wasserburg de todos los fechamientos realizados; y en c, promedio ponderado de la edad.

presentan en el diagrama Tera-Wasserburg de la Figura 16b, las elipses de color verde representan cocientes claramente discordantes; las celestes, con concentraciones altas en ppm de uranio; de color negro, circones heredados, y de naranja, los cocientes de familias menores. Las elipses de color rojo representan las relaciones isotópicas utilizadas para el cálculo de la edad en 238.3 ± 3.5 Ma (Figura 16c). Los circones más antiguos en la muestra corresponden al Mesoproterozoico (1027 Ma) y al Neoproterozoico (691 Ma y 540 Ma).

Discusión

Granito del stock Matanzas

Los granitos peraluminosos tipo S tienen su origen de la fusión parcial de rocas sedimentarias metamorizadas,

que contienen minerales ricos en aluminio, y que se encuentran en lo profundo de la corteza continental. Este proceso es el resultado de un cambio en las condiciones de presión y temperatura que segrega los minerales félsicos de los máficos. Hay elementos que son preferencialmente incorporados en el fundido recién formado, además de minerales refractarios que soportan altas temperaturas sin fundirse, quedando en suspensión (minerales heredados) y dejando atrás las fases restíticas. Las rocas anatécicas se caracterizan por heredar la composición isotópica de la fuente cortical, por ello la geoquímica de elementos traza del stock Matanzas refleja un típico ambiente de arco magmático con anomalías negativas de Nb y Ti. Sin embargo, circones heredados en rocas graníticas pueden

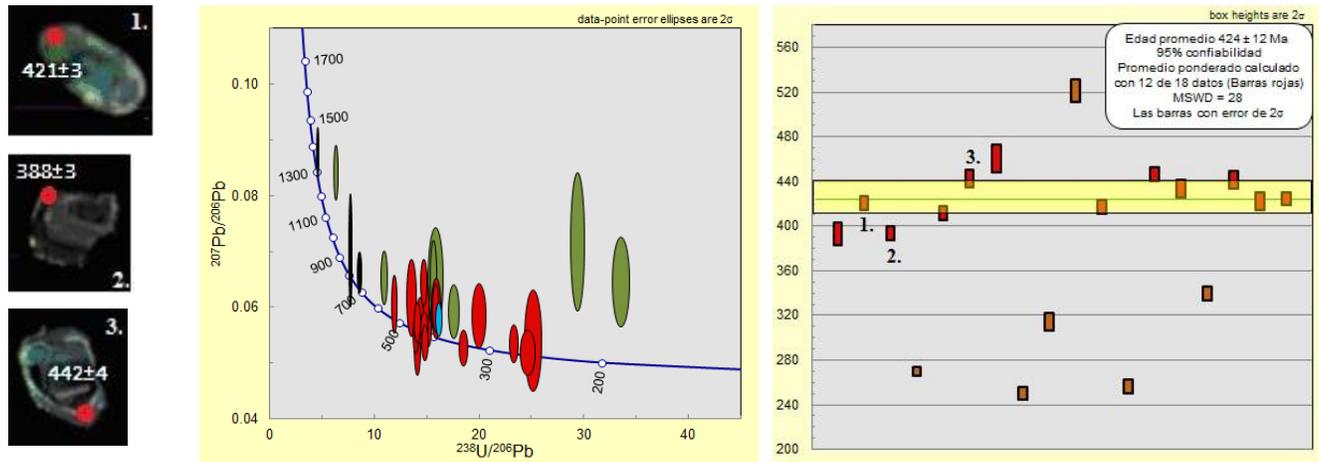


Figura 15. En a, tres cristales de circón con la ubicación de los puntos de ablación láser; en b, diagrama Tera-Wasserburg de todos los fechamientos realizados; y en c, promedio ponderado de la edad.

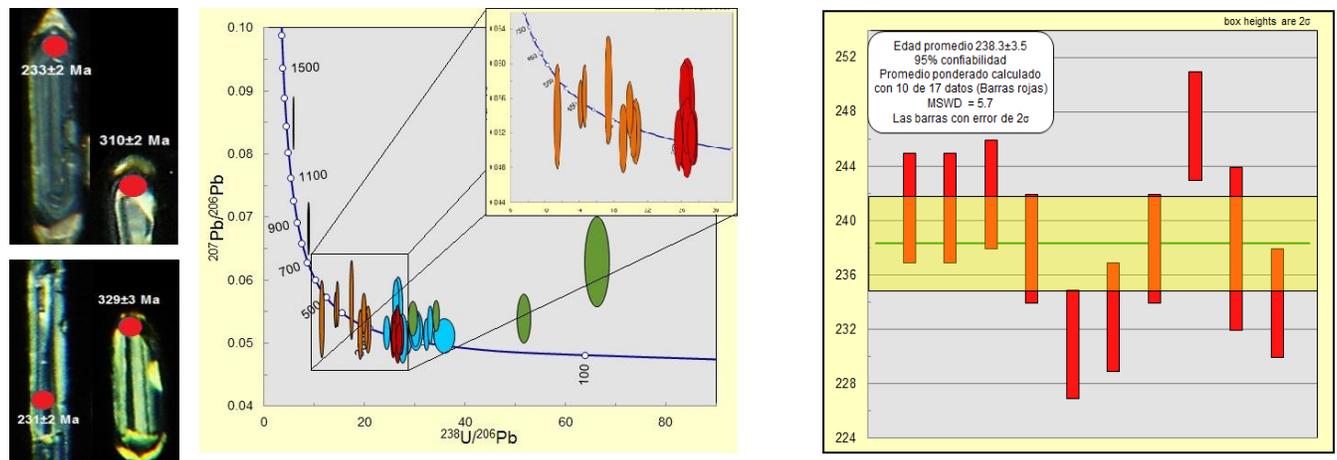


Figura 16. En a, tres cristales de circón con la ubicación de los puntos de ablación láser; en b, diagrama Tera-Wasserburg de todos los fechamientos realizados; y en c, promedio ponderado de la edad.

concentrar entre el 65% y 95% de HREE, Hf, U, Th y Pb radiogénico, por lo que pueden ser considerados como indicadores de la roca fuente (Watson, 1983). Wilson (1966) y otros han establecido que los granitos S se forman a partir del choque entre dos litósferas continentales, los que son ricos en moscovita se emplazan en zonas de cizalla transcurrentes y zonas de cabalgamiento que cortan la corteza engrosada (Barbarin, 1996 y 1999).

En los estudios realizados por Dickinson et al., (1982) y Watson (1979 y 1983) se comprobó que el comportamiento de la saturación de Zr, en fundidos anatóxicos, es dependiente tanto de la temperatura como de la composición. La relación catiónica $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$ normal en granitos peraluminosos es de 1,3 en la cual, el rango de solubilidad del circón solo permite disolver ~100 ppm de Zr. Cuando la relación catiónica aumenta, también lo hace la cantidad de circonio disuelto. El granito del stock Matanzas posee una concentración de ~84 ppm de Zr, que es coherente con el rango normal en granitos peraluminosos (~50 y 350 ppm). El hecho de que el granito se haya formado a partir de un fundido ácido (~76% SiO₂) permite suponer una temperatura <700 °C.

El stock Matanzas posee contactos claramente intrusivos con la roca encajante de bajo grado metamórfico (esquistos de biotita, esquistos de mica blanca, cuarcitas y filitas) que se asocian con los metasedimentos de la Unidad Salamá y que conforma las facies de esquistos verdes del Complejo Chuacús. Estos metasedimentos poseen mica blanca de grano fino que ha sido fechada en 74.1 ± 1.3 Ma, correspondiente al Cretácico Superior (Ortega-Obregón et al., 2008). Pegmatitas y metapegmatitas que intruyen metasedimentos del Complejo Chuacús también han dado edades entre 73 y 62 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Dataciones radiométricas en eclogitas y paragneises del Complejo Chuacús han reportado edades entre $75,5 \pm 2$ Ma, ~76 Ma y 66 Ma, que se interpretan como evidencia del choque del margen pasivo del Bloque Maya con un bloque sur indeterminado, esto durante el Cretácico Superior (Martens, 2012).

La formación de roca corneana sugiere que el stock Matanzas fue emplazado lo suficientemente frío para no causar alguna reacción (asimilación, disolución y mezcla), pero sí un leve aumento de temperatura en las rocas encajantes y a una profundidad relativamente somera.

El rango de edad U/Pb en circón obtenido en muestras del stock Matanzas oscila entre los 424 Ma y 437 Ma que corresponde al Silúrico. El rango de edad se interpreta como una herencia de la roca fuente, ya que la temperatura y composición del fundido (que dio origen en stock) refleja que logró, con una mínima parte, la saturación en Zr, evitando que los circones arrastrados de la fuente fueran disueltos y se preservaran como xenocristales heredados.

La cantidad de Zr en el fundido no fue suficiente para formar cristales que reflejen la edad del magmatismo, aunque pudo existir crecimiento de bordes en los xenocristales, que son tan pequeños que la ablación láser (23µm) no permite que sean distinguibles al nivel de los fechamientos. A partir de esto, los cocientes isotópicos obtenidos no reflejan la edad del evento magmático, sino la edad de la roca fuente en lo profundo de la litósfera continental.

Solari et al., (2009) en una muestra del Complejo Chuacús (Esquisto de biotita y granate) colectada en los alrededores de la aldea La Canoa al sur de Salamá (Figura 1), obtuvieron edades de circones detríticos entre ~440 Ma y 1325 Ma. La edad más joven es claramente similar al rango obtenido en los circones heredados del stock Matanzas, sugiriendo que los metasedimentos del Complejo Chuacús podrían ser la roca fuente del stock, al ser la unidad que representa el basamento continental Mesoproterozoico-Triásico de la Placa de Norteamérica en el límite con la Placa del Caribe (Bloque Maya).

La Zona de Cizalla Baja Verapaz (ZCBV) ha sido interpretada como el límite entre dos terrenos tectonoestratigráficos diferentes, siendo éstos el Bloque Maya y el Complejo Chuacús (Ortega-Obregón, 2005); sin embargo, nuevos estudios han propuesto que la ZCBV es el

límite entre dos niveles estructurales diferentes, que pone en contacto rocas de alto grado con rocas de bajo grado metamórfico (Martens, 2009). Durante el Cretácico Medio y Superior una zona de subducción, con inclinación al suroeste, bajo el Gran Arco de la Antillas consumió corteza oceánica del Proto-Caribe que eventualmente arrastró al margen pasivo del Bloque Maya a la trinchera.

La colisión del Campaniano es registrada por numerosas características, siendo la más importante, la subducción del basamento continental de la Placa de Norteamérica debajo del Gran Arco de las Antillas o el levantamiento de Nicaragua a por lo menos 60 km en el manto, generando eclogitas dentro de los gneises continentales del Chuacús. Rápidamente después de la subducción este basamento, subducido, fue exhumado a niveles corticales, posiblemente a lo largo de la ZCBV, resultando en recristalización en facies de anfibolita (Martens et al., 2012). La descompresión experimentada por el Complejo Chuacús generó fusión parcial que es evidente en la formación de pegmatitas en las últimas etapas del evento tectónico, y es en este escenario, que el fundido que originó al stock Matanzas, se segrega y migra verticalmente para emplazarse como un pequeño stock post-tectónico en un nivel cortical relativamente somero. Los contactos claramente intrusivos con la roca caja, formación de roca corneana y el presentarse sin deformación son evidencias del emplazamiento en las últimas etapas del evento tectónico. La edad de génesis puede compararse entonces con el rango de edad obtenido en las pegmatitas y metapegmatitas que intruyen al Complejo Chuacús, entre ~76 y ~58 Ma.

Granito Sinanjá

Es un granito peraluminoso tipo S que posee una clara firma de arco volcánico con anomalías de Nb, Ti y en menor medida de Ta (Wilson, 1989). Al igual que el stock Matanzas, la firma es heredada de la fuente cortical. Los contactos con la roca caja no son visibles, ya que la mayor parte del intrusivo se encuentra cubierto por una densa capa de suelo. Aun así, es posible distinguir que este posee una

textura orientada, evidente en micas y feldespatos. El rango de edad U/Pb calculado es de $238 \pm 3,5$ Ma, el cual es comparable dentro del error con la edad U/Pb de 269 ± 29 Ma de un granito en los Altos Cuchumatanes (Solari et al., 2009). Ambas edades pueden correlacionarse con las obtenidas por Pompa Mera (2009), Schaaf et al., (2002) y Damon et al., (1981) en rocas del Complejo Macizo de Chiapas. Estas incluyen granitos tipo I y anfibolitas (242 Ma a 259 Ma), edades Rb-Sr de micas y roca total (244 ± 12 Ma y 214 ± 11 Ma) y una isócrona Rb-Sr de rocas graníticas de 256 ± 10 Ma. La ubicación de la traza de la Zona de Falla Polochic (ZFP), en el límite sur del Macizo de Chiapas y norte del Granito Sinanjá, sugiere que el desplazamiento lateral izquierdo de la falla, que probablemente inició en el Neógeno o poco antes, pudo haber desplazado una parte (Granito Sinanjá) del Macizo de Chiapas y que ambos bloques se movieron en sentido contrario a lo largo de la falla hasta su posición actual. En este orden, el Macizo de Chiapas se ha interpretado como parte de un arco volcánico continental formado a lo largo del margen este de México durante el Pérmico-Triásico (Torres et al., 1999).

En todo el territorio mexicano desde los estados de Chihuahua y Coahuila en el norte hasta Puebla, Oaxaca y Chiapas en el sur, se han reportado rocas intrusivas de edad Permo-Triásica cuya distribución en forma de cinturón ha llevado a la conclusión de que tales plutones son el resultado de un margen continental activo establecido durante el amalgamiento final de Pangea (Torres et al., 1999). Siguiendo este patrón, el granito en los Altos Cuchumatanes y el Granito Sinanjá, como extremo sur del Macizo de Chiapas, forman parte de este cinturón Pérmico-Triásico (Figura 17).

Agradecimientos

Al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla, por el procesamiento y análisis de las muestras de geoquímica y geocronología. A los PhD. Luigi Solari, Carlos Ortega y Roberto Molina, por las discusiones enriquecedoras y sin los cuales no hubiese sido posible el desarrollo de este proyecto. A Tectonic Analysis, por el apoyo económico en el marco del proyecto cordillerano. Al ingeniero Sergio Morán, por el apoyo durante el trabajo de campo y a las críticas constructivas en todo momento.

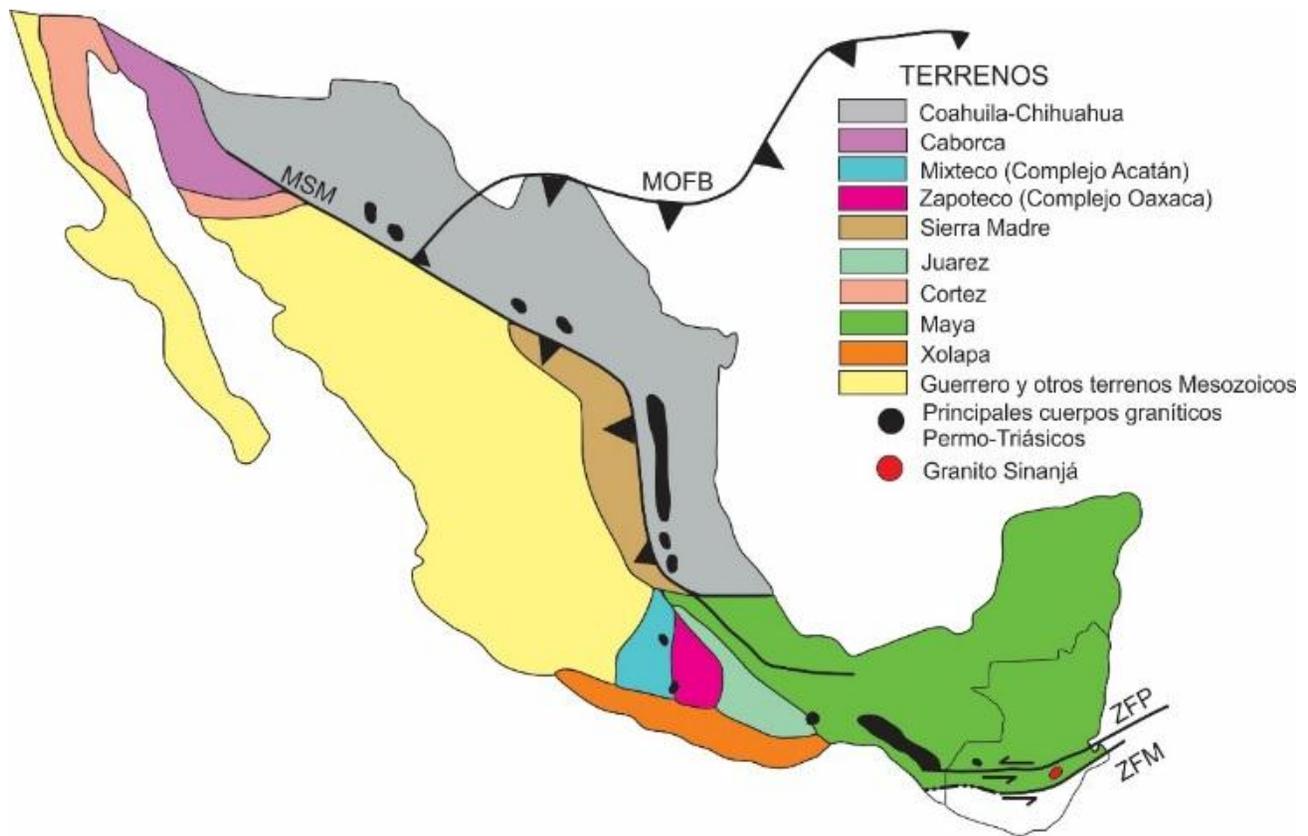


Figura 17. Cinturón de granitoides Permo-Triásicos de México y Guatemala. MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, MOFB = Cinturón plegado de Marathon-Ouachita, ZFP = Zona de Falla Polochic, ZFM = Zona de Falla Motagua.

Referencias bibliográficas

- Donnelly, T. et al. Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks. USA. The Geological Society of America, 1990.
- Barbarin, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos Journal*, V. 46, número 3 (1999): 605-626.
- Botero Santa, P. Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, 2011.
- Chappell, B. y White A. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. V. 48, número 4 (2001): 489-499.
- Clemens, J. S-types granitic magmas-petrogenetic issue, models and evidence. *Earth Science Review Journal*. V. 61, número 1 - 2 (2002): 1-18.
- De la Roche. H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2. Diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology Journal*. V. 29, números 1 - 4 (1980): 183-210.
- Dickin, A. Radiogenic isotope geology. Inglaterra: Cambridge University Press, 2005.
- Duque Trujillo, J. Geocronología (U/Pb y $^{20}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y geoquímica de los intrusivos Paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Autónoma de México, 2009.
- Estrada Carmona, J. et al. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Paleozoic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review Journal*. V. 54, número 16 (2002): 1-26.
- Lenz y Mueller. Das Alter des Granodiorits von Sinanja (Guatemala). The age of the granodiorite of Sinanja, Guatemala: *Geologisches Jahrbuch. Reihe E: Geophysik*, v. 42 (1988), p. 61-67.
- Martens, U. Geologic evolution of the Maya Block (southern edge of the North American Plate): An example of terrane transferral and crustal recycling. Tesis Doctor en Filosofía. USA: Universidad de Stanford, Departamento de Geología y Ciencias Ambientales, 2009.
- Martens, U. et al. Timing of eclogite-facies metamorphism of the Chuacús Complex, Central Guatemala: Record of Late Cretaceous continental subduction of North America's sialic basement. *Lithos Journal*. V. 146-147 (2012): 1-10.
- Ortega-Gutiérrez, F. et al. Polyphase, High-Temperature Eclogite-Facies Metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, Geochronology, and Tectonic Implications. *International Geology Review*. V. 46, (2004): 445-470.
- Ortega-Gutiérrez, F. et al. The Maya - Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*. V. 49, (2007): 996-1024.
- Ortega Obregón, C. Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de Cizalla Baja Verapaz, Guatemala. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 2005.

- Ortega Obregón, C. et al. Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya Block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*. V. 120 (2008): 556-570.
- Pompa Mera, V. Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sur de Chiapas, México. Tesis Maestro en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Autónoma de México, 2009.
- Ratschbacher, L. et al. The North America-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328 (2009), 219- 293.
- Rollinson, H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. England: Longman Scientific & technical, Series Geochemistry, 1993.
- Rossotti, A. Reconstrucción de la historia eruptiva de la Pómez Citlaltépetl (Volcán Pico Orizaba). Tesis Doctor en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, 2009.
- Schaaf et al. Chiapas Massif (Mexico) revised; new geologic and isotopic data and basement characteristics: *Neues Jahrbuch Fuer Geologie Und Palaeontologie. Abhandlungen*, v. 225 (2002), p. 1-23.
- Solari, L. et al. U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in western and central Guatemala: Insights into the tectonic evolution of Middle America. *Geological Society, London Special Publications*. V. 328, número 1 (2009): 295-313.
- Solari, L. et al. U/Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research Journal*. V. 34, número 1 (2010): 5-18.
- Solari, L. et al. Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Geological Society of America Bulletin*. V. 12, número 3/4 (2013): 625-639.
- Torres, R. et al. Permo-Triassic continental arc in Eastern México: Tectonic implications for reconstruction of southern North America. *Geological Society of America Special Paper Journal*. V. 340 (1999): 191-196.
- Watson, B. et al. Zircon saturation revisited: temperatura and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters Journal*. V. 64, número 2 (1983): 295-304.

ANÁLISIS COMPARATIVO MULTIDIMENSIONAL DE POBREZA HÍDRICA A NIVEL MUNICIPAL EN CHIQUIMULA, GUATEMALA

COMPARATIVE ANALYSIS OF WATER POVERTY AT THE MUNICIPAL LEVEL IN CHIQUIMULA, GUATEMALA

Rudy Machorro Sagastume

Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales –ASGA–
rudy.machorro@yahoo.com

Sergio Morán Ical y Silvia Cortez Bendfeldt

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología. Finca Sachamach, Km 210. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala.
moran_sergio@usac.edu.gt, cortezsilvia@gmail.com

RESUMEN

La presente investigación comprende el análisis comparativo multidimensional a nivel municipal del departamento de Chiquimula con fines de elaborar el Índice de Pobreza Hídrica (IPH) para cada municipio, el cual se constituye en una herramienta holística para el manejo del agua. El IPH está compuesto de cinco ejes fundamentales que son: recursos hídricos, acceso al agua, capacidades de gestión del agua, usos del agua y ambiente. Se han seleccionado indicadores específicos de cada componente e integrados numéricamente para estimar el IPH de cada municipio.

Los resultados indican que el nivel de pobreza hídrica para Chiquimula varía de severa a alta. Los municipios con nivel de pobreza hídrica severa ($IPH < 48$) son Jocotán, Camotán, Olopa, San José La Arada, San Juan Ermita, Quezaltepeque, Ipala y San Jacinto. Los municipios de Chiquimula, Concepción Las Minas y Esquipulas presentan un nivel de pobreza hídrica alta ($IPH 48-56$). Los resultados de pobreza hídrica se ilustran mediante pentagramas y diagramas de barras, los cuales permiten identificar claramente cuáles son los ejes prioritarios de intervención para el manejo del agua por municipio así como la zonificación espacial municipal del IPH para el departamento de Chiquimula, identificando Olopa, Camotán y Jocotán como las áreas más precarias.

Las bases de datos utilizadas en la presente investigación corresponden a los años 2001 y 2002, por lo que se recomienda modernizar los escenarios hídricos con bases de datos más robustas y recientes de modo que se cuente con una evaluación actualizada para cada municipio.

Palabras clave: Chiquimula, agua, pobreza, pobreza hídrica, índice, pentagrama.

ABSTRACT

We have undertaken a multidimensional comparative analysis at a municipal level for the department of Chiquimula with the aim of constructing the Water Poverty Index (WPI) which is a holistic tool for water management. The WPI is made up of five main components, which are: water resources, water access, water management capacities, water uses and environment. We have selected specific indicators for each component and accomplished a numerical integration to estimate the WPI for each municipality.

Results indicate that the level of water poverty for Chiquimula ranges from severe to high. Municipalities with severe water poverty ($WPI < 48$) are Jocotán, Camotán, Olopa, San José La Arada, San Juan Ermita, Quezaltepeque, Ipala, and San Jacinto. Chiquimula, Concepción Las Minas and Esquipulas display a high level of water poverty ($IPH 48-56$). We have used pentagrams and bar diagrams to illustrate water poverty results and identify which are the main components to improve water management as well as to have a first approximation for WPI spatial zoning in the department of Chiquimula, identifying Olopa, Camotán and Jocotán as the most precarious areas.

Databases used in this research correspond to years 2001 and 2002 so it is recommended to improve water scenarios with more robust and recent databases to prepare an updated assessment for each municipality.

Key words: Chiquimula, water, poverty, water poverty, index, pentagram.

Antecedentes

“La gestión del agua es el punto de partida para eliminar la pobreza. La seguridad del agua es el punto de partida de la seguridad alimentaria”. Sunita Narain (2005).

La evaluación de recursos hídricos es una tarea compleja que requiere considerar varios componentes, incluyendo el biofísico, socioeconómico, institucional y ambiental. La complejidad de los sistemas hidrológicos ha sido reconocida desde hace varios años por científicos como Galileo Galilei (1564-1642) que alrededor del año 1600 d. C. escribió (Dooge, 2004):

“Yo puedo aprender más del movimiento de los satélites de Júpiter que del flujo del agua en un río.”

Es común caracterizar cada uno de estos ejes de manera separada, pero su integración requiere normalmente la elaboración de un índice a partir de varios indicadores.

En los últimos años ha existido consenso en torno a la fuerte relación del agua con la pobreza. Sin embargo, los vínculos han sido demasiado complejos de definir y analizar. Es muy fácil asumir que el agua tiene un efecto

positivo en el desarrollo socio-económico, aunque el agua también puede condicionar el desarrollo de algunas enfermedades, como la malaria, y causar inundaciones severas.

En algunos contextos es fácil asumir que la falta de agua para agricultura se debe a limitaciones físicas de los acuíferos y/o limitaciones climatológicas, mientras que la carencia de agua para uso doméstico normalmente puede vincularse con conflictos sociales, políticos y económicos que enfrenta una comunidad. El concepto de “pobreza hídrica” ofrece una nueva dimensión para abordar este vínculo de manera inter-disciplinaria, para lo cual se ha diseñado el Índice de Pobreza Hídrica (IPH). Este índice, como se describe a continuación, permite identificar y evaluar la pobreza en relación a la disponibilidad del recurso hídrico, ya que vincula de manera explícita los indicadores socio-económicos con las evaluaciones de recursos hídricos.

Para la elaboración del IPH se ha tomado en consideración el departamento de Chiquimula (Figura 1), debido a que gran parte de la zona se ubica en el Corredor Seco y a que este departamento registra algunos municipios, como Jocotán y Camotán, con elevados niveles de pobreza y pobreza extrema que han sido afectados por sequías.

Algunos cuerpos de agua, como el manantial La Conquista en Quezaltepeque (Figura 2), se localizan en zona con bosque protegido por lo que constituyen excelentes fuentes de agua. Sin embargo, la mayoría de ríos (Figuras 3 y 4) están afectados por fuerte sedimentación relacionada con pérdida de suelo y descarga de aguas residuales, por lo que no son una fuente de agua aceptable para consumo doméstico.

Introducción

El IPH originalmente definido por Sullivan (2001) es una herramienta holística diseñada para el manejo del agua, de suma relevancia a nivel municipal y comunitario, que permite determinar prioridades para abordar la gestión

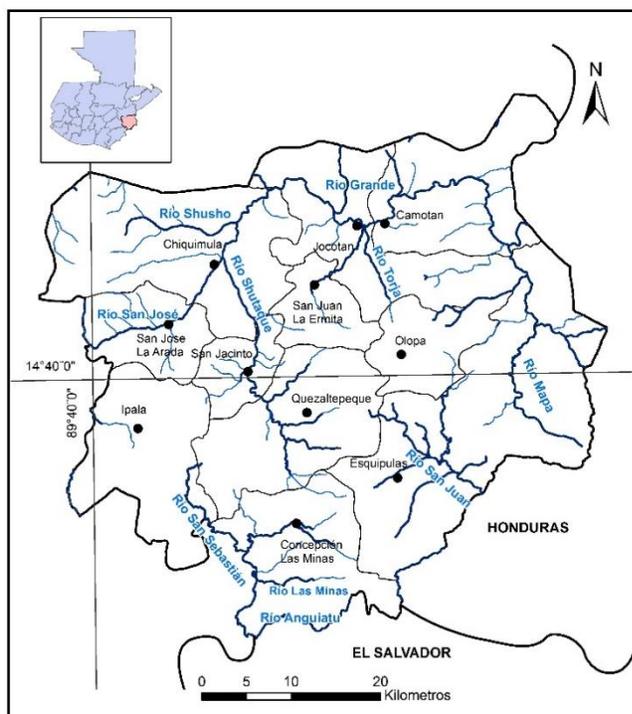


Figura 1. Marco hidrológico y político-administrativo del departamento de Chiquimula. Fuente: Laboratorio SIG del MAGA (2001).



Figura 2. Manantial La Conquista, fuente de agua para la cabecera municipal de Quezaltepeque.



Figura 3. Río Shutaque, Corredor Seco de San Jacinto.



Figura 4. Río San José, Corredor Seco en la cabecera municipal de Chiquimula.

del agua con un enfoque inter-disciplinario. El IPH aporta medios para el entendimiento de las complejidades relacionadas con recursos hídricos mediante la integración de aspectos físicos, sociales, económicos y ambientales, y vinculando problemas de pobreza y agua. La estimación del IPH utiliza un enfoque similar al del Índice de Desarrollo Humano y se basa en la idea de que la combinación de indicadores hídricos relevantes puede aportar una perspectiva más amplia de lo que haría un solo indicador. El IPH se basa en indicadores sencillos, por lo que resulta fácil de calcular y costo-eficiente para implementar.

El IPH consiste de cinco componentes clave (Lawrence et al., 2002; Sullivan, 2002) que permiten caracterizar el amplio rango de problemas relevantes en el sector hídrico (Cuadro 1).

Aunque los componentes del IPH son constantes, existe bastante flexibilidad para la selección de los indicadores de cada componente y el peso que se asigne a cada indicador. Las calificaciones del IPH tienen un rango de 0 a 100, con el valor más alto representando la mejor situación (el nivel más bajo de pobreza hídrica posible) y 0 siendo el peor.

Cuadro 1. Componentes clave del IPH (Lawrence et al., 2002).

Recursos (R)	Disponibilidad de agua superficial y subterránea tomando en cuenta la calidad así como la cantidad total de agua.
Acceso (A)	El grado de acceso al agua segura para uso humano, agrícola e industrial.
Capacidad (C)	La efectividad de las capacidades de la comunidad para manejar el agua. Las capacidades se interpretan en función de los ingresos, educación y salud de la población.
Uso (U)	Los distintos usos del agua incluyendo el doméstico, agrícola e industrial.
Ambiente (E)	Evaluación de la integridad ambiental relacionada con el agua incluyendo bienes y servicios ecosistémicos de los hábitats acuáticos en el área.

Metodología

La estructura matemática del IPH considera la combinación de los cinco componentes clave mediante la siguiente expresión general (Lawrence et al., 2002):

$$(1) \quad IPH = \frac{\sum_{i=1}^N wiXi}{\sum_{i=1}^N wi}$$

donde IPH es el valor del Índice de Pobreza Hídrica para un lugar determinado, X_i es el componente i y w_i es el peso aplicado al componente. Cada componente está constituido por indicadores los cuales se combinan al inicio utilizando la misma técnica que permite obtener los componentes. Para cada uno de los componentes que forman parte del IPH, la ecuación se puede re-escribir de la siguiente manera:

$$IPH = \frac{wrR + waA + wcC + wuU + weE}{wr + wa + wc + wu + we}$$

que representa el promedio pesado de los cinco componentes Recursos (**R**), Acceso (**A**), Capacidad (**C**), Uso (**U**), y Ambiente (**E**). Es necesario estandarizar primero

cada componente de modo que su valor caiga en el rango de 0 a 100; de este modo, el valor resultante del IPH también se encontrará en el rango entre 0 y 100. Mientras más alta sea la calificación de cada indicador, mejor resulta la situación hídrica del municipio.

Para aplicar el IPH se puede utilizar una amplia gama de indicadores para cada componente, algunos de los cuales se indican en el Cuadro 2. Para la presente investigación se ha utilizado un banco de datos sistemático y consistente para cada municipio de Chiquimula, el cual es aportado por el XI Censo de Población y VI Censo de Vivienda del Instituto Nacional de Estadística (INE, 2002), así como datos de lluvia a nivel municipal provenientes del Laboratorio SIG del MAGA y publicados en SEGEPLAN (2001). La información territorial municipal para otros años continúa dispersa y para varios municipios aún no se actualizan los datos existentes para los años 2001 y 2002, lo cual no permite la estimación del IPH para años más recientes.

Los indicadores de cada componente se han evaluado usando el enfoque de punto de referencia (benchmark) o normalización. Los indicadores seleccionados para cada municipio de Chiquimula y las

Cuadro 2. Muestra representativa de indicadores sugeridos para estimar el IPH (ligeramente modificada de Sullivan et al., 2006).

Componente IPH	Indicadores sugeridos
Recursos (R_i) – Valor ajustado cualitativamente de la medición cuantitativa per cápita de la disponibilidad de agua superficial y subterránea para el municipio i	<ol style="list-style-type: none"> 1. Disponibilidad de agua superficial y subterránea tomando en cuenta la variabilidad interanual y estacional 2. Evaluación de calidad de agua superficial y subterránea
Acceso (A_i) – Indica el acceso que tiene la gente al agua en el municipio i .	<ol style="list-style-type: none"> 1. % de viviendas con agua entubada 2. % de agua acarreada por mujeres 3. Acceso a riego 4. Tiempo usado en coleccionar agua
Capacidad (C_i) – Nivel de capacidad humana y financiera para manejar el sistema de recursos hídricos del municipio i .	<ol style="list-style-type: none"> 1. Nivel educativo 2. % de población con empleo 3. Tasa de mortalidad infantil
Uso (U_i) – Nivel de uso del agua en los distintos sectores de la economía del municipio i .	<ol style="list-style-type: none"> 1. Tasa de consumo doméstico 2. Uso agrícola 3. Uso en ganadería 4. Uso industrial
Ambiente (E_i) – Datos que pueden utilizar en el componente ambiental del municipio i .	<ol style="list-style-type: none"> 1. Uso de recursos naturales 2. Pérdida de cultivos 3. % de tierra bajo erosión

Cuadro 3. Estructura de indicadores para la estimación del IPH de los municipios de Chiquimula.

Componente/indicador	Variable	Año	Benchmark
1. Disponibilidad 2. Variabilidad	Lluvia anual ^a	2001	Análisis de lluvia mínima, máxima y promedio
3. Agua segura 4. Agua subterránea	% de viviendas con chorro exclusivo ^b % de viviendas con pozo ^b	2002 2002	Normalización Máximo: 100 Mínimo: 0
5. Financiera 6. Educación	% de Población Económicamente Activa ^b % de Población Alfabeta ^b	2002	Normalización Máximo: 100 Mínimo: 0
7. Doméstico	Uso doméstico de agua per cápita por día, litros per cápita por día (l/ca/d)	2002	Castañón (2008) Normalización
Ambiente (E)	% de viviendas con servicio sanitario ^b % de viviendas con basura en cualquier lugar ^b	2002	Normalización Máximo: 100 Mínimo: 0

^aLaboratorio SIG del MAGA publicado en SEGEPLAN (2001)

^bXI Censo de Población y VI Censo de Vivienda. Instituto Nacional de Estadística (INE, 2002).

fuentes de información se indican en el Cuadro 3. Para la normalización de datos se utilizó principalmente el método de máximos-mínimos de modo que los indicadores se pudieran comparar en una escala estándar de 0 a 100. A continuación se describe el cálculo y normalización de los componentes.

Resultados

La simplicidad del resultado del IPH, con un solo número que representa la situación de un lugar en particular, ha ocasionado que tenga gran aceptación entre actores políticos relevantes, ya que permite expresar cuál es la situación del agua a distintas escalas espaciales, desde nivel nacional hasta cuenca, subcuenca, municipal y comunitario.

El Cuadro 4 muestra los cálculos del componente de *recursos (R)* en base a los datos de lluvia anual (2001) para cada municipio. En él puede notarse que San José La Arada, Ipala, y San Jacinto fueron los municipios con menor cantidad de lluvia, mientras que Esquipulas y San Jacinto registraron la mayor precipitación pluvial. Un criterio similar se utilizó para la estimación municipal del componente de *acceso al agua (A)*, en base a los

indicadores de viviendas con chorro exclusivo y viviendas con pozo. Estos resultados se muestran en el Cuadro 5.

Para el cálculo del componente de *capacidad de gestión del agua (C)* se utilizaron los indicadores de población económicamente activa (PEA) y alfabetismo con los resultados que se muestran en el Cuadro 6.

La estimación integral del *uso del agua (U)* involucraría que para cada municipio se desarrollaran indicadores de uso agrícola, industrial y doméstico del agua, los cuales no están disponibles. Para la presente investigación únicamente se ha estimado el uso doméstico del agua a nivel municipal, asumiendo que con el uso doméstico de agua (Gleick, 1996) se cubren las necesidades humanas mínimas que incluyen el consumo mínimo de agua para tomar (5 l/ca/d), sanitario (20 l/ca/d), baño (15 l/ca/d) y preparación de alimentos (10 l/ca/d), lo cual suma un total promedio de 50 l/ca/d (litros per cápita por día).

Este contexto de *uso doméstico de agua (U)* se ha adaptado a nivel nacional, considerando las tasas de consumo que aporta Castañón (2008) para la demanda rural doméstica de agua, asignando una tasa de 95 l/ca/d al municipio de Chiquimula, por tratarse de la zona con mayor desarrollo urbano y más población, y una tasa mínima de 77 l/ca/d a San José La Arada por ser este el municipio con la

menor cantidad de habitantes y menor desarrollo urbano, sobre los recursos hídricos. Considerando este escenario de para de este modo reflejar la presión de cada municipio uso de agua se utilizó la siguiente ecuación (WWF, 2012)

Cuadro 4. Estimación del recurso agua para cada municipio en base a los datos de lluvia anual 2001.

Estimación del Componente de Recurso Agua												
$R = ((P - P_{\min}) / (P_{\max} - P_{\min})) * 20$												
P _{min} = lluvia mínima anual												
P _{max} = lluvia máxima anual												
P = lluvia promedio												
	Chiquimula	San José La Arada	San Juan Ermita	Jocotán	Camotán	Olopa	Esquipulas	Concepción Las Minas	Quezaltepeque	San Jacinto	Ipala	Departamento
Lluvia promedio	674	619	789	834	1130	1183	1236	1114	861	774	607	893
Lluvia máxima	928	935	1037	1030	1260	1248	1302	1288	984	1354	901	1,115
Lluvia mínima	550.36	550	655	705	1009	1115	1170	1021	795	505	503	780
R H20	6.55	3.58	7.02	7.94	9.64	10.23	10.00	6.97	6.98	6.34	5.23	6.74

Cuadro 5. Estimación del acceso al agua para cada municipio en base a los datos de viviendas con chorro y viviendas con pozo.

Componente de Acceso al agua												
$A = ((Ic + Ip) / 2) * 20$												
Ic = índice de vivienda con chorro												
Ip = índice de vivienda con pozo												
	Chiquimula	San José La Arada	San Juan Ermita	Jocotán	Camotán	Olopa	Esquipulas	Concepción Las Minas	Quezaltepeque	San Jacinto	Ipala	Departamento
Total de viviendas	16,451	1,619	2,308	7,694	6,347	3,319	8,581	2,662	4,895	2,005	3,991	59,872
Viviendas con chorro exclusivo	9,509	1,022	1,813	3,936	4,051	1,796	6,783	2,281	3,406	1,491	1,969	38,057
% Viviendas con chorro exclusivo	58	63	79	51	64	54	79	86	70	74	49	64
% en decimal	0.58	0.63	0.79	0.51	0.64	0.54	0.79	0.86	0.70	0.74	0.49	0.64
Viviendas con pozo	1,687	228	314	2,043	759	676	517	87	526	84	1,105	8,026
% Viviendas con pozo	10	14	14	27	12	20	6	3	11	4	28	13
% en decimal	0.10	0.14	0.14	0.27	0.12	0.20	0.06	0.03	0.11	0.04	0.28	0.13
Acceso H20	6.81	7.72	9.22	7.77	7.58	7.45	8.51	8.90	8.03	7.86	7.70	7.70

Cuadro 6. Estimación de capacidad de gestión del agua para cada municipio en base a los datos de PEA y alfabetismo.

Capacidad de Gestión del Agua												
$C = ((Ic + Iic) / 2) * 20$												
Ic = índice de capacidad educativa = tasa de alfabetismo												
Iic = índice de capacidad económica = tasa de PEA												
	Chiquimula	San José La Arada	San Juan Ermita	Jocotán	Camotán	Olopa	Esquipulas	Concepción Las Minas	Quezaltepeque	San Jacinto	Ipala	Departamento
Educación												
Total población	79,815	7,505	11,911	40,903	36,226	17,817	41,746	11,989	24,759	10,530	19,284	302,485
Población Alfabeta (decimal)	0.70	0.69	0.54	0.35	0.48	0.50	0.69	0.72	0.68	0.62	0.70	0.61
PEA (decimal)	0.33	0.26	0.39	0.22	0.25	0.35	0.36	0.25	0.29	0.30	0.30	0.30
Capacidad de Gestión del Agua	10.30	9.50	9.30	5.70	7.30	8.50	10.50	9.70	9.70	9.20	10.00	9.06

para estimar el componente de uso por municipio,

$$U = \frac{S - S_{min}}{S_r - S_{min}} * 20$$

donde:

S_{min} = nivel de referencia mínimo = 1 l/ca/d

S = demanda rural doméstica promedio de agua por municipio (l/ca/d)

S_r = demanda máxima de agua = 175 l/ca/d

Finalmente, para el componente de *ambiente (E)* los indicadores evaluados para cada municipio, de manera similar para los componentes anteriormente expuestos, fueron el porcentaje de viviendas sin servicio sanitario y el porcentaje de viviendas que tiran basura en cualquier lugar.

Los valores estimados para cada componente del IPH en cada municipio y la integración de todos los componentes para calcular el IPH en los municipios se muestra en el Cuadro 7. Para la interpretación de valores de IPH se sigue el criterio de Van Ty y otros (2010) que utiliza los siguientes rangos de nivel de pobreza hídrica: <48

severa, 48-56 alta, 56-62 media, 62-68 media-baja, >68 baja.

El Cuadro 7 también muestra los valores de cada componente del IPH, así como la integración del IPH municipal en relación a los valores promedio de Guatemala como país, Haití (que tiene los valores más bajos a nivel mundial) y Finlandia que cuenta con el valor mundial más alto de IPH. Puede notarse que el IPH del municipio de Jocotán se ubica ligeramente por encima del IPH de Haití y que el municipio de Chiquimula con el IPH más alto es Esquipulas. Debido al apoyo de varios organismos internacionales durante los últimos años, es posible que el IPH de Jocotán haya mejorado. En el caso de Esquipulas, el IPH mayor se explica por programas internacionales de protección ambiental en la zona del Trifinio y por una relativa mayor capacidad de gestión asociada a una mayor PEA y tasa de alfabetismo. Los resultados numéricos del IPH se pueden representar mediante pentagramas (Figura 5), los cuales resultan muy útiles para realizar comparaciones visuales. Los pentagramas son herramientas sumamente útiles, ya que muestran que el IPH no consiste

Cuadro 7. Valores obtenidos del IPH para cada municipio de Chiquimula y otras regiones.

Municipio	Recurso	Acceso	Capacidad	Uso	Ambiente	IPH
Chiquimula	6.55	6.81	10.34	10.8	14.48	48.98
San José La Arada	3.58	7.72	9.5	8.74	14.39	43.93
San Juan Ermita	7.02	9.22	9.28	8.85	8.71	43.08
Jocotán	7.94	7.77	5.61	9.66	6.85	37.83
Camotán	9.64	7.58	7.34	9.54	8.17	42.27
Olopa	10.23	7.45	8.47	8.97	8.48	43.60
Esquipulas	10	8.51	10.49	9.66	14.04	52.70
Concepción Las Minas	6.97	8.9	9.7	8.85	14.15	48.57
Quezaltepeque	6.98	8.03	9.75	9.2	12.29	46.25
San Jacinto	6.34	7.86	9.26	8.85	11.38	43.69
Ipala	5.23	7.7	10.03	9.08	15.82	47.86
Promedio departamento	7.32	7.96	9.07	9.29	11.71	45.34
Promedio del IPH estimado para otras regiones (Lawrence et al., 2002)						
Guatemala	10.9	16	13.8	6.6	12	59.30
Haití	6.1	6.2	10.5	6.5	5.8	35.1
Honduras						60.2
El Salvador						55.9
Nicaragua						58.2
Costa Rica						66.8
Finlandia	12.2	20	18	10.6	17.1	78

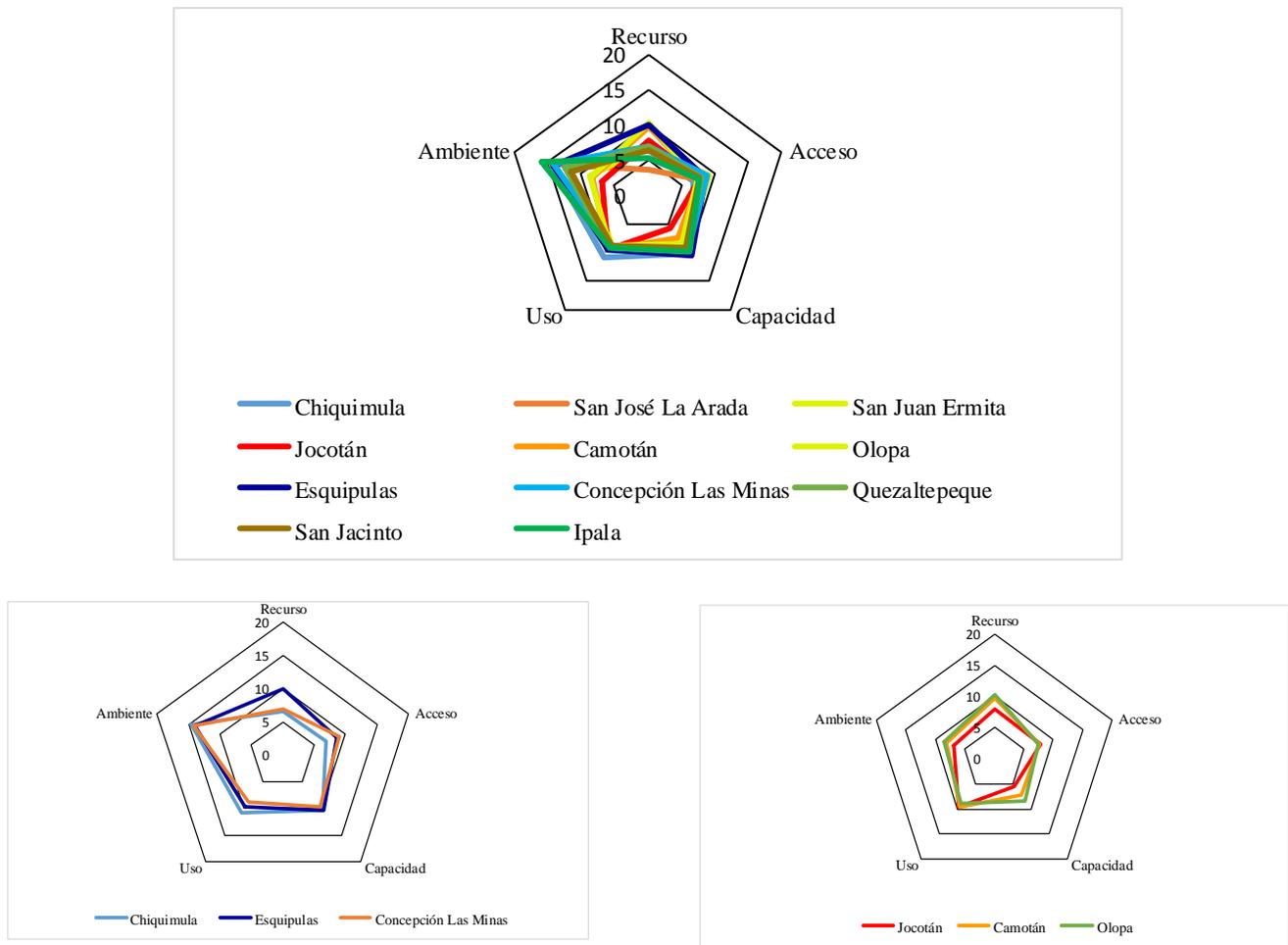


Figura 5. El pentagrama superior ilustra la representación gráfica del IPH para todos los municipios de Chiquimula. El pentagrama inferior izquierdo diferencia más claramente los municipios que calificaron mejor en el IPH. Y el pentagrama inferior derecho clarifica los municipios con más baja calificación de IPH.

exclusivamente en un número, sino que al ilustrar los distintos componentes, el IPH también refleja los ejes prioritarios en que puede intervenir para mejorar la gestión del agua en cada municipio.

Puede notarse que Chiquimula, Esquipulas e Ipala son los municipios que califican con mejor IPH, particularmente en términos de ambiente, recurso y uso del agua; mientras que Jocotán, Camotán y Olopa son los municipios con las más bajas calificaciones en IPH, pero particularmente en acceso al agua y capacidad de gestión del agua. Estos resultados sugieren que, aunque existen oportunidades de mejoramiento en todos los municipios, los de mayor prioridad deberían ser los municipios con menor IPH y que, aunque ameritan una gestión integral del recurso

hídrico, los ejes prioritarios de intervención deberían ser el acceso al agua y la capacidad de gestión del agua.

La Figura 6 consiste de diagramas de barras que ilustran el rango estandarizado de cada componente del IPH por municipio así como el IPH integrado por municipio. Con estos diagramas de barras puede resultar más fácil identificar cuáles son los municipios más vulnerables de Chiquimula y cuáles son los ejes de intervención prioritarios para cada municipio.

Los municipios que califican más bajo, con nivel de pobreza hídrica severa ($IPH < 48$), son Jocotán, Camotán, Olopa, San José La Arada, San Juan Ermita, Quezaltepeque, Ipala y San Jacinto. Los municipios Chiquimula, Concepción Las Minas y Esquipulas presentan un nivel de pobreza hídrica alta ($IPH 48-56$).

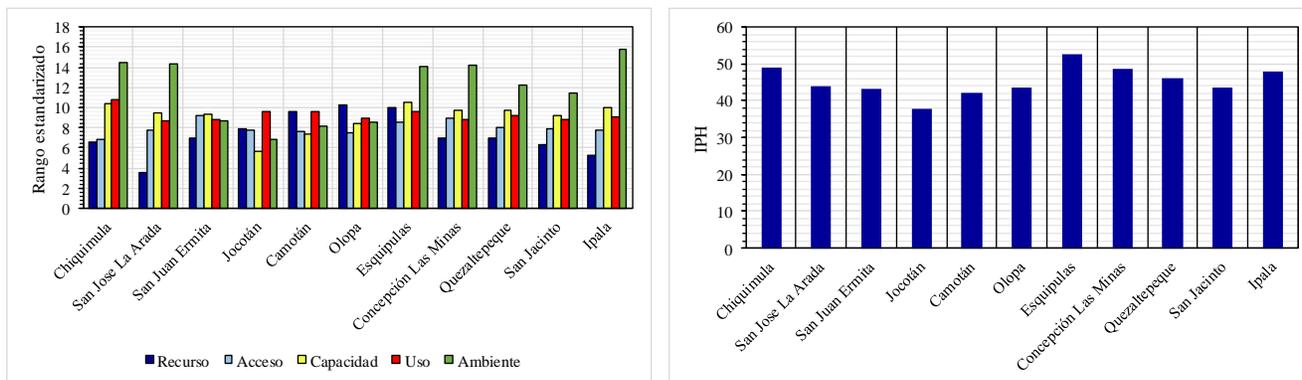


Figura 5. El diagrama de barras izquierdo muestra los valores obtenidos para cada componente del IPH en cada municipio y el diagrama de barras derecho ilustra el IPH integrado por municipio de Chiquimula.

Discusión y Conclusiones

“Tú y tu comunidad pueden vivir con escasez de agua – lo único que tienes que hacer es manejar el agua como el recurso precioso que es”. David Zetland.

El IPH es una herramienta de monitoreo que debe actualizarse en intervalos razonables, por lo menos cada 3 a 5 años, por lo que los modelos de IPH presentados en esta investigación para cada municipio de Chiquimula constituyen una primera aproximación que debería actualizarse en cuanto la base de datos modernizada lo permita.

Los pesos se utilizan en un índice para indicar la importancia relativa de los distintos componentes y para enfatizar algún problema en particular que puede ser útil a nivel político. Los métodos de pesado y agregación que se utilizan para calcular el IPH son la principal debilidad que afecta el valor final del índice. Para efectos de la presente investigación se utilizó un enfoque balanceado de pesos donde a cada componente y subcomponente del índice se le asignó el mismo peso. La selección de pesos iguales presenta problemas, ya que el uso del agua puede ser más importante que la disponibilidad del agua (Gleick, 1996). Por otro lado, el pesado de los componentes también debería considerar que la disponibilidad del agua tiene fuerte variabilidad espacial y temporal, particularmente en el Corredor Seco, pero la base de datos hidroclimatológica disponible para cada municipio no permitió incorporar esta

variabilidad. Del mismo modo, la presente investigación no dispuso de un banco de datos apropiado para medir la calidad de agua. Un banco de este tipo se debe ubicar en el componente de recurso (R) para futuras actualizaciones del IPH de cada municipio.

El uso del IPH tiene sus limitaciones por lo que ha recibido críticas de diferente tipo, particularmente por la asignación arbitraria de los pesos a los distintos componentes, lo cual puede derivar en resultados cuestionables y que para algunos países con escenarios de recursos hídricos muy distintos, como Estados Unidos y Laos, o Tailandia y Suecia, haya generado un IPH muy parecido (Molle y Mollinga, 2003). La determinación objetiva de pesos mediante el análisis multivariable de componentes principales (Jemmali et al., 2013) estuvo fuera del alcance de la presente investigación y es una tarea científica que puede ser asumida en cuanto se actualicen las bases de datos de los municipios.

Agradecimientos

Se agradece al Laboratorio SIG del MAGA y a SEGEPLAN por facilitar datos para la realización de la presente investigación. Las municipalidades de Quezaltepeque y San Jacinto brindaron acompañamiento de campo para un reconocimiento hidrogeológico en los municipios, el cual inspiró la formulación y cálculo del IPH para el departamento de Chiquimula.

Referencias bibliográficas

- Castañón, D. 2008. El agua en la economía de Guatemala: Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Ciencias Económicas. 70 p.
- Dooge, J. 2004. Background to modern hydrology: in Rodda, J., and Ubertini, L., The Basis of Civilization–Water Science?. International Association of Hydrological Sciences Publication No. 286, p. 3-12.
- Gleick, P. 1996. Basic water requirements for human activities: meeting basic needs: Water International, v.21, p. 83-92.
- INE. 2002. XI Censo de Población y VI Censo de Vivienda del Instituto Nacional de Estadística.
- Jemmali, H. & Matoussi, M. 2013. A multidimensional analysis of water poverty at local scale: application of improved water poverty index for Tunisia: Water Policy, v. 15, p. 98-115.
- Lawrence, P., Meigh, J. and Sullivan, C. 2002. The Water Poverty Index: an International Comparison: Keele Economics Research Papers. 24 p.
- Molle, F. and Mollinga, P. 2003. Water poverty indicators: conceptual problems and policy issues: Water Policy, v.5, p. 529-544.
- Narain, S. 2005. en: Black, M., El Secuestro del Agua: New Internationalist Publications Ltd. 178 p.
- SEGEPLAN. 2001. Evaluación hidroclimatológica de los municipios de Chiquimula en base a datos aportados por el Laboratorio SIG del MAGA. 4 p.
- Sullivan, C. 2001. The potential for calculating a meaningful Water Poverty Index: Water International, v. 26, p. 471-480.
- Sullivan, C. 2002. Calculating a Water Poverty Index: World Development, v.30, p. 1195-1210.
- Sullivan, C., Meigh, J. and Lawrence, P. 2006. Application of the Water Poverty Index at Different Scales: A Cautionary Tale: Water International, v. 31, p. 412-426.
- Van Ty, T., Sunada, K., Ichikawa, Y. and Oishi, S. 2010. Evaluation of the state of water resources using Modified Water Poverty Index: a case study in the Srepok River basin, Vietnam-Cambodia: International Journal of River Basin Management, v. 8, p. 305-317.
- WWF Nepal. 2012. Water Poverty of Indrawati Basin, Analysis and Mapping. 70 p.
- Zetland, D. 2014. Living with Water Scarcity: Aguanomics Press. 116 p.

MOVIMIENTOS EN MASA EN GUATEMALA DEBIDOS AL IMPACTO DEL BÓLIDO EN EL LÍMITE CRETÁCICO-PALEÓGENO

MASS MOVEMENTS IN GUATEMALA DUE TO THE CRETACEOUS-PALEOGENE BOUNDARY BOLIDE IMPACT

Joshua H. Rosenfeld

Independant Geologist, 1702 Ravenswood Road, Granbury, Texas, U. S. A. 76049
jhrosenfeld@gmail.com

RESUMEN

El Período Cretácico terminó con el impacto del bólido Chicxulub de 10 km de diámetro en el norte de Yucatán. Esta área marina somera y relativamente plana fue sitio de acumulación de carbonatos de plataforma y anhidrita, mientras la parte sur de Yucatán en este momento estaba en colisión activa con el Bloque Chortís y el Arco Volcánico del Caribe a largo de la Zona de Sutura del Motagua que generaba relieve topográfico significativo y deposición clástica hacia el norte en la antifosa Sepur. En los alrededores de Yucatán ya se conocen masivos flujos de escombros creados por el impacto en la Sonda de Campeche y Cuba occidental, y brechas de agua somera con estratos piroclásticos en la Sierra de Chiapas, El Petén y Belice, pero todavía no se han descrito rasgos similares relacionados a los terrenos levantados de la zona de sutura en Guatemala, aunque esta zona, a solamente 600 km del punto de impacto, era fácilmente identificada dentro del área de sismicidad extrema. Este trabajo menciona algunos movimientos en masa atribuibles al impacto en la Sierra de los Cuchumatanes de Guatemala occidental, y la Sierra de Santa Cruz de Guatemala oriental. Este último incluye el propuesto deslizamiento por gravedad del alóctono de Santa Cruz, de $> 90 \times 15 \times 2$ km, a la antifosa Sepur.

Palabras clave: Chicxulub, Sismicidad de Impacto, Olistostromos, Sierra de los Cuchumatanes, Sierra de Santa Cruz.

ABSTRACT

The Cretaceous Period ended with the impact of the 10 km diameter Chicxulub bolide in northern Yucatán. This relatively flat, shallow marine area was undergoing an extended period of shallow water carbonate and anhydrite deposition, while southern Yucatán at this time was actively colliding with the Chortís Block and the Caribbean Volcanic Arc along the Motagua Suture Zone, thereby creating significant topographic relief and north-directed clastic sedimentation into the Sepur foredeep. While impact related carbonate debris flows derived from the Yucatán margin are known in the Bay of Campeche and western Cuba; and shallow water carbonate breccias and pyroclastic strata are documented in the Sierra de Chiapas of Mexico, northern Guatemala and Belize; impact related deposits have not yet been recognized near the uplifted suture zone in Guatemala, even though at only ~600 km from ground zero this was well within the area of extreme impact seismicity. Some possible impact related mass movements mentioned in this paper are in the Cuchumatanes Mountains of western Guatemala and the Santa Cruz Mountains of eastern Guatemala. The latter includes the proposed gravity sliding of the $> 90 \times 15 \times 2$ km Santa Cruz allochthon into the Sepur foredeep.

Key words: Chicxulub, Impact seismicity, Olistostromes, Sierra de los Cuchumatanes, Sierra de Santa Cruz.

Introducción

El impacto del bólido de Chicxulub en la parte norte de Yucatán, México, marcó contundentemente el límite entre el Cretácico y Paleógeno (K-Pg). Es difícil visualizar la magnitud de la explosión, pero aquí se intenta. La Figura 1 muestra una foto del recientemente visitado cometa Churyumov-Gerasimenko (C-G) con el fondo ficticio de una ciudad moderna promedio. El volumen del C-G es 21 km³, que resulta pequeño contra el bólido de Chicxulub de 500 km³. A la velocidad mínima calculada de 20 km/segundo (15 veces más rápido que un tiro rifle de alto poder), la energía liberada del golpe fue equivalente a 100 tera-toneladas de TNT, equivalentes a dos millones de veces más que la bomba de fusión más poderosa explotada hasta la fecha (Wikipedia).



Figura 1. Cometa Churiyumov-Gerasimenko sobrepuesto a una ciudad de tamaño promedio.

Aunque los cambios por este cataclismo fueron catastróficos e irreversibles para la biosfera mundial, mucha evidencia geológica quedó escondida por sedimentación posterior o fue removida por erosión. Sin embargo, todavía se han encontrado importantes huellas geomorfológicas y sedimentarias del evento en el área alrededor del impacto.

Como ejemplo, hay un amplio manto piroclástico que subyace todo el Golfo de México (Bralower, Paull y Leckie, 1998), y megabrechas derrumbadas hacia el Golfo desde las orillas de la plataforma de Yucatán en la Sonda de Campeche y la Sierra de Chiapas (Grajales-Nishimura et al., 2003), y en el occidente de Cuba que estuvo ligado a Yucatán en esa época (Kiyokawa et al., 1999).

Adicionalmente, se identificaron brechas de agua relativamente somera en Belice (King, 1996) y en el norte de Guatemala (Hildebrand et al., 1993). Todos estos depósitos se acumularon en ambientes marinos y tectónicamente pasivos desde la plataforma interna de Yucatán hasta los mares que la rodeaba al oeste, norte y este.

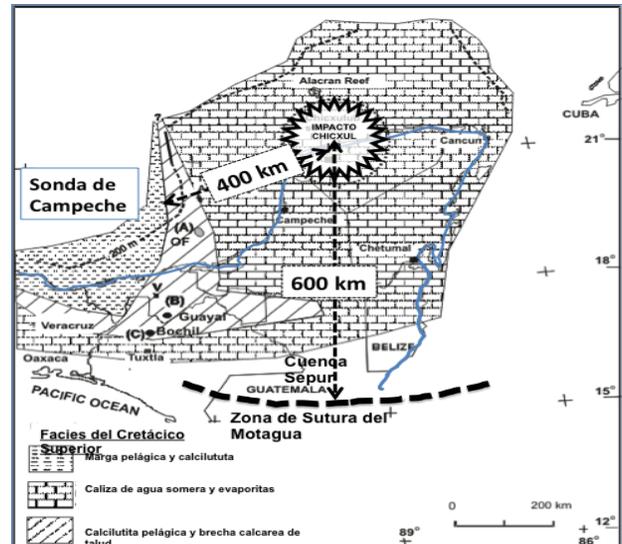


Figura 2. Configuración tectónica del área alrededor de Guatemala al final del Cretácico. Adaptada de Pindell y Kennen, 2009.

En contraste, Guatemala central en el Cretácico Tardío fue el sitio de colisión transpresiva entre las Placas de Norteamérica y del Caribe, respectivamente representadas por los bloques continentales de Yucatán (o Maya) y Chortís (Figuras 2 y 3). Esta tectónica elevó la orilla sur de la Plataforma de Yucatán suficientemente para

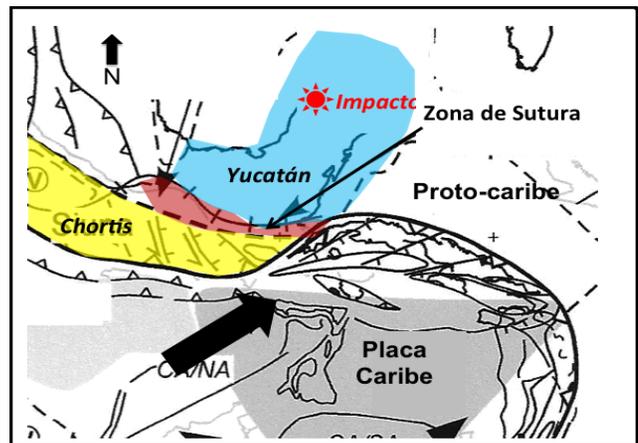


Figura 3. Mapa del Bloque de Yucatán en relación al impacto de Chicxulub. Adaptada de Grajales-Nishimura et al., 2003.

ser fuente del aporte mayor de sedimentos clásticos en la Cuenca Sepur. Por lo tanto, la zona debiera haber sido un terreno expuesto y accidentado, susceptible a movimientos en masa.

Metodología

La Tabla 1 detalla las manifestaciones físicas de la colisión a la distancia de 600 kilómetros del punto del impacto (Marcos, Melosh y Collins, 2010). Lo más relevante para haber iniciado los movimientos en masa mencionados es la magnitud Richter 9.9 de la honda sísmica, que es mucho más fuerte que cualquier terremoto histórico y que hizo que la superficie terrestre saltara como una alfombra chasqueada.

Este trabajo propone que algunos depósitos sedimentarios en Guatemala se originaron por movimientos en masa disparados por el impacto de Chicxulub. La mayoría de las observaciones de campo que apoyan esta propuesta se hicieron las décadas 1960 y 1970, o sea antes del anuncio en 1981 de la existencia de Chicxulub (Wikipedia). Por lo tanto, aunque se notaron en esa época aspectos insólitos de estos rasgos, no fueron considerados en el marco de un impacto de bólido.

Tabla 1. Características del impacto.

Fuente: <http://www.impact.ese.ic.ac.uk/ImpactEffects>

Características del impacto	
Diámetro proyectil	10 km
Densidad proyectil	3000 kg/m cúbico
Velocidad Impacto	20 km/Segundo
Ángulo Impacto	45°
Densidad del Blanco	2750 kg/m cúbico
Litología del Blanco	Calcárea, anhidrita, basamento cristalino
Efectos a 600km de distancia del epicentro	
Radio bola de fuego	108 km; 40 veces más grande del sol
Flujo de calor	174 veces del sol; 6.8 segundos después del impacto; dura 29 minutos
Efecto sísmico	9.9 en la Escala Richter; 2 minutos después del impacto
Manto piroclástico	80 cm de espesor; 6 minutos después del impacto
Golpe de viento	1416 km/hora; 30 minutos después del impacto

Discusión

La Sierra de los Cuchumatanes (SC)

La SC (Figura 4) se delimita al sur por las fallas transpresivas sinestrales de Cuilco al sur y de Buena Vista al norte. El núcleo de la cordillera se encuentra muy erosionado con el basamento cristalino expuesto en sus profundos cañones. Este núcleo está rodeado por calizas cretácicas de la Plataforma de Yucatán, que al sur del núcleo forman un altiplano de 3,000 a 4,200 m de altura, y al norte tienen la elevación promedio de 2,000 m. El altiplano alberga esparcidas areniscas Sepur en lados caídos de fallas menores. La presencia de la Sepur y las subyacentes calizas de agua somera indican que la SC se ha levantado desde el Paleógeno por la actividad de las mencionadas fallas transpresivas. La Falla Buena Vista separa la SC al norte de las tierras bajas donde las calizas cretácicas subyacen turbiditas de la Formación Sepur.

Al momento del impacto K-Pg, la SC ocupó la orilla sur de la plataforma de Yucatán donde fue localmente levantada por la colisión con Chortis y el Arco Volcánico del Caribe (Figura 2). Esta estrecha franja levantada contribuía sedimentos clásticos hacia el norte a la antefosa (*foredeep*) Sepur. En este ámbito, el golpe del bólido provocó fuertes derrumbes y flujos de detritos, que fueron casi totalmente erosionados por el subsiguiente levantamiento de la SC. Sin embargo, Blount y Moore (1969) reconocieron algunas brechas de Sepur basal en el Altiplano (Figura 5A) que se propone aquí que originaron por la sismicidad del impacto.

Un afloramiento espectacular de estas brechas se encuentra en lo de “Piedras de Captzín” a la orilla de Ruta 9N en la bajada a San Juan Ixcoy. Las Figuras 5B, C y D muestran la discordancia angular aquí entre la brecha Sepur, inclinada al noreste, y las calizas cretácicas subyacentes, con echado al suroeste. La brecha tiene poca matriz entre clastos mal sorteados angulares a sub-redondeados de hasta un metro de largo. La buena cementación mantiene paradas a estos imponentes monolitos.

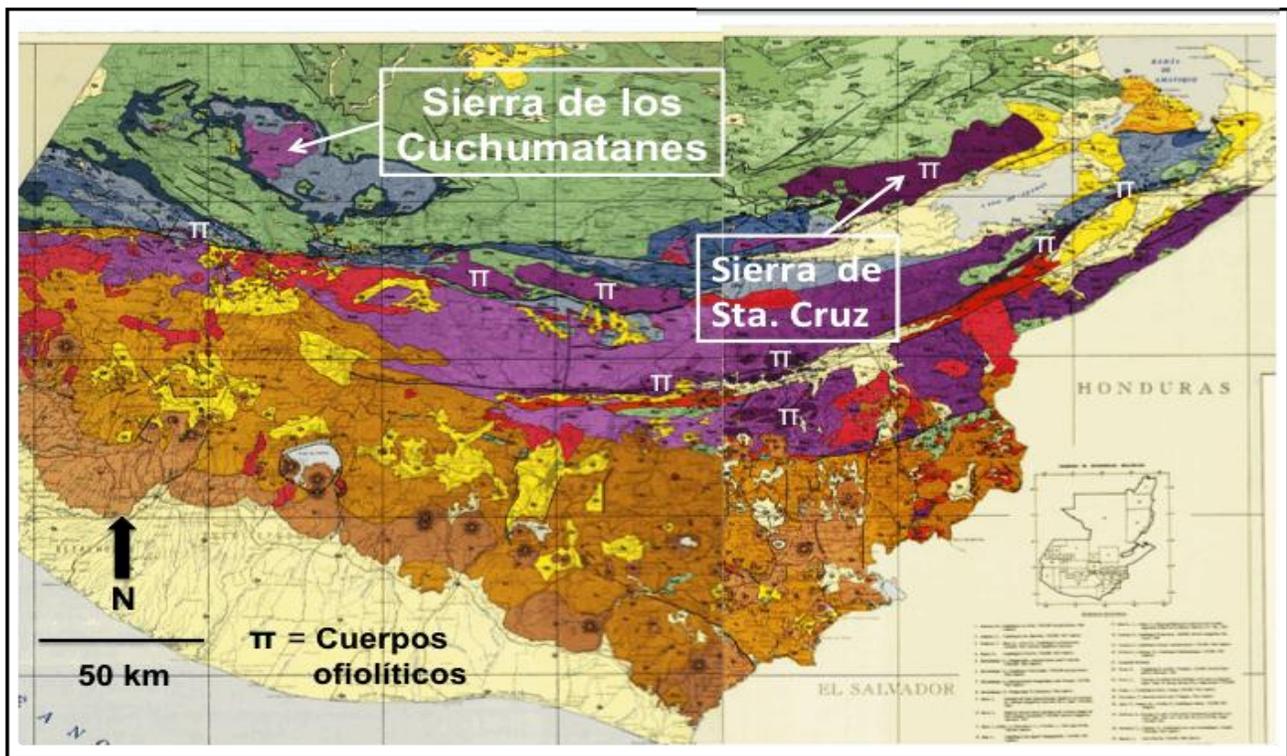


Figura 4. Mapa geol6gico de Guatemala mostrando los 6reas tratados y cuerpos ofiol6ticos (Bonis, Bohnenberger y Dengo, 1970).

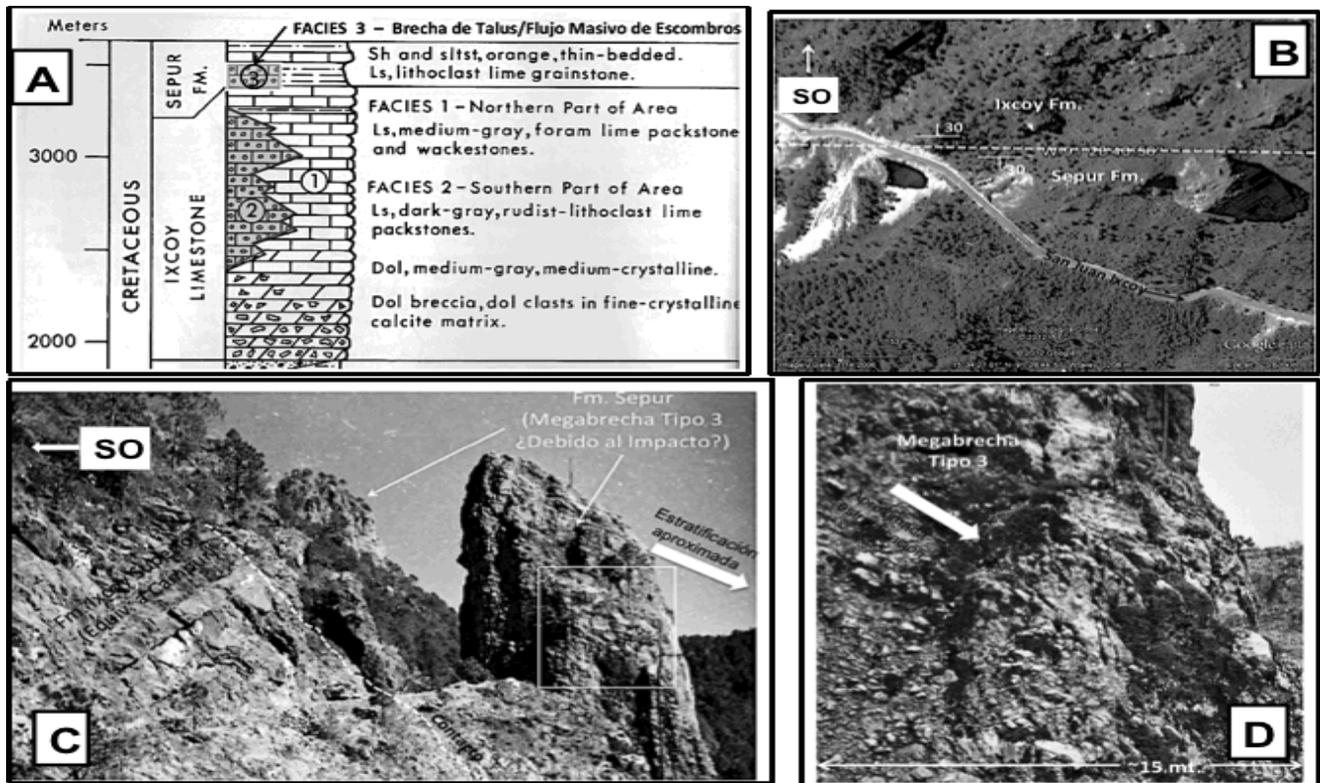


Figura 5. A: Columna geol6gica de la Sierra de los Cuchumatanes marcando la brecha de la Formaci6n Sepur basal (Blount y Moore, 1969). B: Imagen de Google Earth de las Piedras de Captz6n (con sombras). C: Descordancia angular en las Piedras de Captz6n, con Formaci6n Campur bien estratificada a la izquierda y Formaci6n Sepur basal burdamente estratificada a la derecha. D: Megabreccia olistostromal de la Formaci6n Sepur basal (6rea de la fotograf6a indicada con rect6ngulo blanco en 5C).

La Sierra de Santa Cruz (SSC)

La SSC y su vecindario en Guatemala oriental (Figura 4) conservan un excelente record del fin del Cretácico. La SSC (*sensu stricto*) es una plancha ofiolítica alóctona, compuesta predominantemente de serpentinita, con esparcidos gabros, basaltos y rocas sedimentarias de origen oceánico, que extiende por ~90 km a lo largo de la Falla de Polochic (Rosenfeld, 1981 y 1989). La Cuenca de Izabal al sur de la Falla de Polochic es un hundimiento

transtensivo (*pull-apart basin*) activo desde el Neógeno. La plancha ofiolítica SSC, al igual que los otros cuerpos de origen oceánico en Guatemala a lo largo de la zona de sutura, son fragmentos del Océano Proto-Caribe que existía al sur de Yucatán antes de ser consumido por subducción debajo de la actual Placa Caribe.

Al norte de la SGG, la Sepur es una gruesa secuencia turbidítica de calcarenitas, grauvacas (con contenido ofiolítico y volcánico calcalino) y lutitas

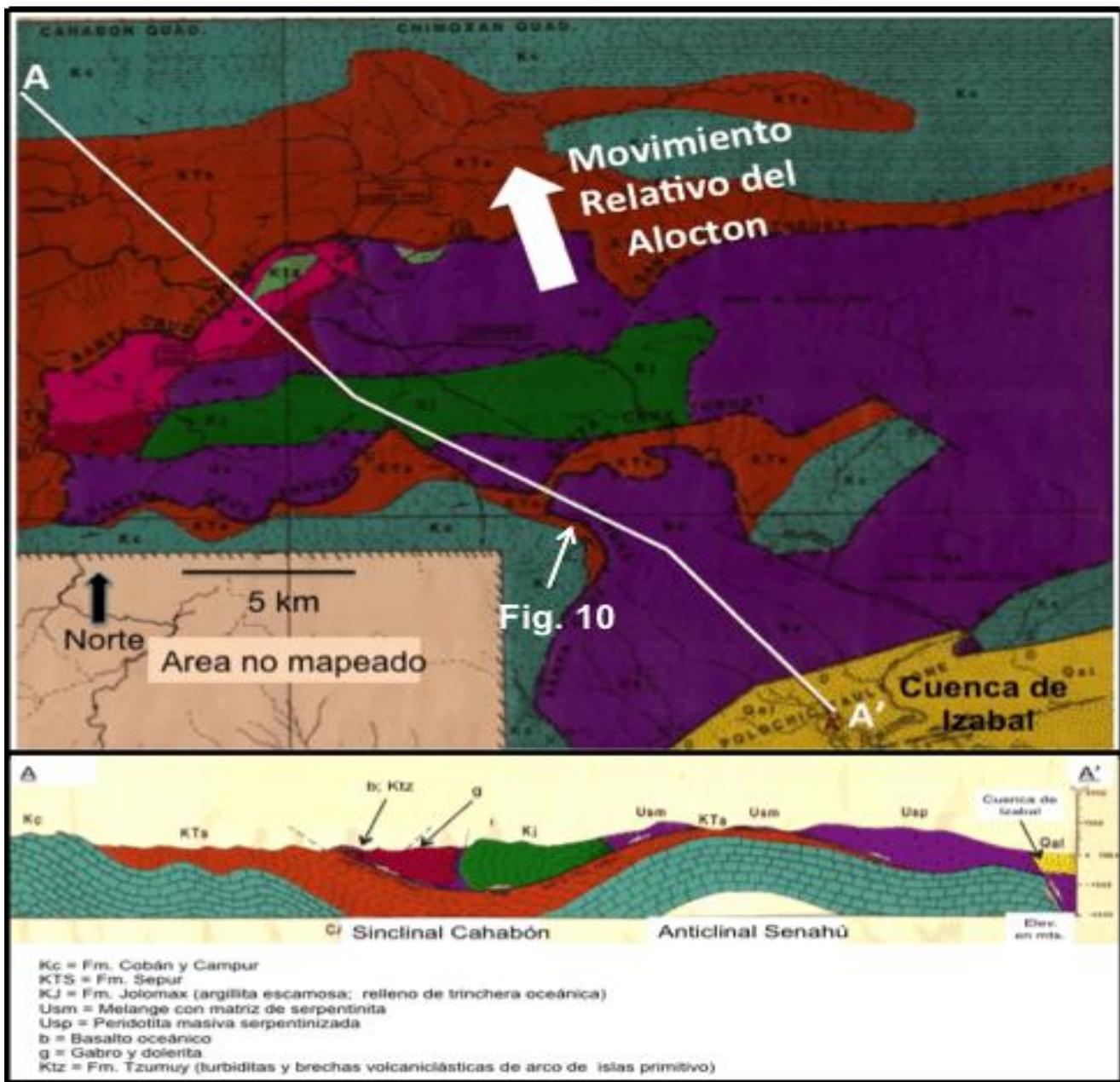


Figura 6. Mapa y perfil geológicos del extremo noroccidental de la Sierra de Santa Cruz (Rosenfeld, 1981), mostrando el alóctono ofiolítico sobrepuesto a la formación Sepur.



Figura 7. A: Imagen de Google Earth y afloramiento de flujo de detritos olistromal de la Formaci3n Sepur con clastos de caliza y serpentinita. B: Imagen de Google Earth y afloramiento de olistolito coherente de basalto oce6nico. Ambas ocurrencias al nororiente de la Sierra de Santa Cruz, camino a Saquiepec.

depositadas en un abanico submarino distal. Rosenfeld (1981) midi3 dos secciones parciales de Sepur en el Sinclinal de Cahab3n con espesores de 2,640 m y 1,820 m (Figura 6). Estos sedimentos provinieron de la zona de sutura levantada que bajaba hacia el norte a una plataforma costera, y finalmente a la antifosa Sepur. Deformaciones de sedimento suave indican que el abanico submarino se inclinaba al norte.

En una visita reciente al nororiente de la SSC, el autor encontr3 grandes bloques rodados y afloramientos de Sepur compuestos de flujos de detritos con clastos calc6reos y ofiol6ticos (Figura 7A), y un olistolito coherente de basalto oce6nico > 100 m de largo (Figura 7B) que se interpretan como olistostromos movilizados por el impacto.

Haciendo referencia espec6fica al al3ctono de la SCC, en contraste con los otros terrenos ofiol6ticos de Guatemala, la SSC sobreyace directamente a turbiditas Sepur (Figuras 6 y 8), mientras las dem6s ofiolitas est6n en contacto con rocas metam3rficas o calizas cret6cicas

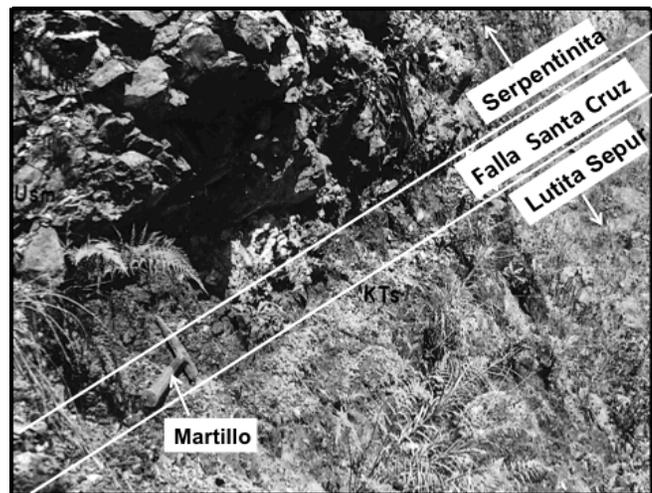


Figura 8. La Falla Santa Cruz a la base del alocton ofiol6tico de la Sierra de Santa Cruz. Serpentinitas masivas en la pared colgante y lutitas de la Formaci3n Sepur en la pared de pie. La ubicaci3n est6 marcada en la Figura 6.

(Figura 4). Esto llev3 a Wilson (1974) y Williams (1975) a la interpretaci3n del emplazamiento de la SSC sobre la Sepur por deslizamiento de gravedad. Rosenfeld (1981) estuvo de acuerdo con esta interpretaci3n y provey3 evidencia paleontol3gica consistente con la edad del emplazamiento del al3ctono del l6mite K-Pg.

Lo que faltaba a los mencionados autores era un mecanismo creíble para disparar el deslizamiento coherente del cuerpo con un volumen mínimo de 2,650 km³ cúbicos (90 km x 15 km x 2 km), que lo colocaría entre los más grandes movimientos en masa conocidos. El posterior descubrimiento del impacto Chicxulub, a solo 600 km de distancia, con su onda sísmica de 9.9 Richter, lo señala como el perpetrador por excelencia del deslizamiento.

Conclusiones

Los depósitos provocados por el impacto de Chicxulub en el occidente de Guatemala han sido casi totalmente erosionados. Sin embargo, las monolíticas piedras de Captzín pueden ser remanentes de un olistostromo derivado de este evento.

En el oriente de Guatemala, los propuestos eventos claves se ilustran en la Figura 9. En el Campaniano Superior a Maastrichtiano ocurrió la obducción inicial y levantamiento de la SG en la zona de sutura, y al límite K-Pg, el impacto de Chicxulub estremeció el área con suficiente fuerza para desprender olistostromos y movilizar la SCC entera hacia al abanico Sepur. La compresión continuaba en la zona de sutura durante el Paleógeno, resultando en el levantamiento, plegamiento y erosión de la parte sur este de la antifosa Sepur. Desde el Neógeno, la Falla de Polochic ha desplazado la continuación sureña de la SSC hacia el oriente en el Promontorio de Nicaragua.

Esta re-interpretación de datos desde tiempos testifica que la ciencia geológica es joven y vigorosa, y que

las ideas e interpretaciones a menudo cambian a base de nuevos conocimientos y observaciones. A base de ello, el territorio guatemalteco merece de nuevo un concertado esfuerzo de estudios geológicos en el campo. Desde la campaña de cartografiar la geología de cuadrángulos topográficos en las décadas 1960 a 1980, los nuevos descubrimientos y tecnologías han acelerado el desarrollo de nuevas ideas, y en Guatemala hay nuevos caminos con nuevos afloramientos y más fácil acceso. Todo esto ofrece abundantes oportunidades de conseguir respuestas a nuevas preguntas geológicas. El viejo dicho es: “Ahora que conseguí todas las respuestas, se han cambiado las preguntas”.

Guatemala, con sus variados terrenos geológicos y clima templado es un excelente laboratorio para estudiar y resolver problemas geológicos. Espero que esta nota anime a los geólogos, siempre con el apoyo de las autoridades y la población que existía en épocas anteriores, a proseguir con estos estudios.

Agradecimientos

Agradezco a Peter Marsh, gran geólogo, buen amigo y Superintendente de la Mina Oxec en 1977, quien me introdujo a la problemática geológica de la Sierra de Santa Cruz y apoyó mi trabajo de campo; al Coronel Jorge Monzón, buen Jefe de la Dirección General de Minería, por haberme animado a reanudar mis estudios; y a T.W. (Nick) Donnelly de la Universidad de Binghamton por su paciencia y buen humor mientras guiaba mis estudios de

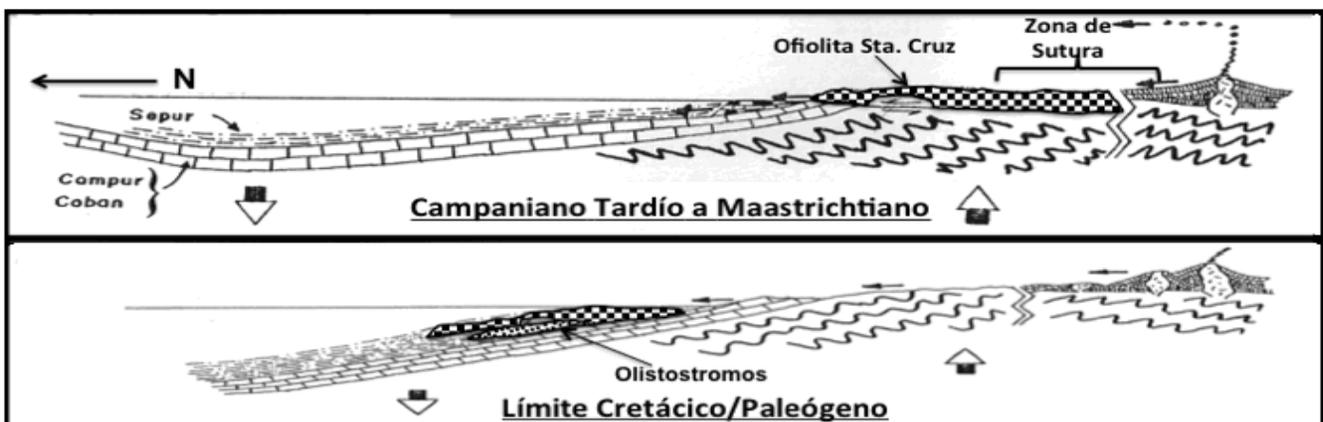


Figura 9. Perfiles mostrando las dos etapas del emplazamiento del alóctono de Santa Cruz, primero por obducción, y después junto con olistostromos, por deslizamiento de gravedad.

doctorado. A Gabriel Dengo, siempre lo recordaré con mucho aprecio por su amistad y sabios consejos durante la etapa formativa de mi carrera.

Referencias bibliográficas

- Blount, D.M. and Moore, C.H., 1969. Depositional and Nondepositional Breccias, Chiantla quadrangle, Guatemala: *Geological Society of America Bulletin*, 80, 429-442.
- Bonis, S., Bohnenberger, O.H. y Dengo, G., 1970. Mapa Geológica de la República de Guatemala, *Instituto Geográfico Nacional*.
- Bralower, T., Paul, C.V.K. y Leckie, R.M., 1998. The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows: *Geology*, 26, 331-334.
- Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Rosales-Domínguez, C., Cedillo-Pardo, E y García-Hernández, J., 2003. Heterogeneity of Lithoclast Composition in the Deep-Water Carbonate Breccias of the K/T Boundary Sedimentary Succession, Southeastern Mexico and Offshore Campeche, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 79, 47-51.
- Hildebrand, A.R., Bonis, S., Smit, J. y Attrep, M., 1993. Cretaceous/Tertiary Boundary Deposits in Guatemala: Evidence of Impact Waves and Slumping on a Platform Scale?. *Sociedad Mexicana de Paleontología*, IV Congreso Nacional, 133-137.
- King, D.T., 1996. Cretaceous-Tertiary Boundary Stratigraphy near San Antonio, Orange Walk District, Belize, Central America. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 46, 213-217.
- Kiyokawa, S.R., Tada, T., Matsui, E., Tajika, E., Takayama, H. y Iturralde-Vinent, M.A., 1999. Extraordinary Thick K/T Boundary Sequence, Cacarajicara Formation, Western Cuba. *Lunar and Planetary Science XXX, Abstract #1577*, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas
- Marcus, R., Melosh, H.J. y Collins, G, 2010. Earth Impacts Effects Program, <http://impact.ese.ic.ac.uk/ImpactEffects>, Imperial College, Londres
- Pindell, J. y Kennen, L., 2009. Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and Northern South America in the Mantle Frame: An Update. <http://www.tectonicanalysis.com>
- Rosenfeld, J.H., 1981. Geology of the Western Sierra de Santa Cruz, Guatemala, Central America: An Ophiolite Sequence. Ph.D. dissertation, State University of New York at Binghamton (ahora Binghamton University), 313 p.
- Rosenfeld, J.H., 1989, Sedimentary Rocks of the Santa Cruz Ophiolite, Guatemala – A Proto-Caribbean History, *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*, 513-519.
- Wikipedia:
http://www.en.wikipedia.org/wiki/Chicxulub_Crater
- Wilson, H.H., 1974. Cretaceous Sedimentation and Orogeny in Nuclear Central America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 1348-1396

THE PLIO-PLEISTOCENE LACUSTRINE JOLOM NAJ FORMATION IN COBÁN, ALTA VERAPAZ: IMPLICATIONS FOR THE GROWTH AND DEMISE OF THE CAHABÓN RIVER

Gilles Brocard

Department of Earth and Environmental Sciences, University of Pennsylvania, Philadelphia, USA

Sergio Morán-Ical

Universidad de San Carlos de Guatemala, CUNOR, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

Tina Dura

Institute of Marine and Coastal Sciences, School of Environmental and Biological Sciences, University of New Jersey, USA

Osmín J. Vásquez

Universidad de San Carlos de Guatemala, CUNOR, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

ABSTRACT

Construction projects have recently exposed the Jolom Naj formation located near Cobán, Alta Verapaz, Guatemala. These deposits are described as limnic clays (TQ1) on the 1:50,000 Cobán geological quadrangle. The formation rests directly on the karstified surface of Cretaceous carbonates. After its formation the Cahabón River deposited a flight of quartzose-bearing fill-terraces dated at 770 ± 530 ky in a valley incised into the Jolom Naj Fm. (Brocard et al., 2012). The lacustrine beds of the Jolom Naj Fm. contain abundant fine quartz sand interspersed in a clay-poor, calcite-rich and organic-rich matrix. The beds contain wood fragments and gastropods, as well as a diatom assemblage comprised of the genera *Cyclotella*, *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* and *Pinnularia*. These biomarkers suggest deposition in a shallow lake, which water chemistry fluctuated between dilute, mildly acidic, and concentrated, carbonate-rich. Development of lacustrine conditions is uncommon on the karstified highlands of Central Guatemala. We hypothesize that deposition of the Jolom Naj results from a very peculiar event, namely the invasion of the karsto-tectonic depression of Cobán by the Cahabón River, which sediments choked the karstic evaluation routes of the depression. Lacustrine conditions ended either because the lake was entirely filled with sediment, or because the lake outlet was incised and the lake drained away. Later cycles of river incision and aggradation led the deposition of quartzose-rich fill terraces along the course of the Cahabón River. The lacustrine deposits are crosscut by neofomed N°60 to N°80-trending left-lateral strike-slip faults that evidence diffuse left-lateral deformation within the interior of the Maya block, 15 km north of the faults that accommodate most of the North American-Caribbean plate boundary motion.

Key words: Cahabón River, Jolom Naj, lacustrine deposits.

RESUMEN

Proyectos de construcción recientes han expuesto la Formación Jolom Naj, situada en Cobán, Alta Verapaz, Guatemala. Estos depósitos se describen como arcillas límnicas (TQ1) en el cuadrángulo geológico Cobán 1: 50.000. Esta formación yace directamente sobre la superficie carstificada de carbonatos cretácicos. Después de su formación, el río Cahabón depositó, en un valle inciso en la Formación Jolom Naj, un tramo de terrazas de acumulación cuarcíferas datadas en 770 ± 530 ka (Brocard et al., 2012). Los estratos lacustres de la Fm. Jolom Naj contienen abundante arena fina de cuarzo intercalada con una matriz pobre en arcilla y rica en calcita y materia orgánica. Los estratos contienen fragmentos de madera y gasterópodos, así como también una asociación de diatomeas compuesta por *Cyclotella*, *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* y *Pinnularia*. Estos biomarcadores sugieren una depositación en un lago poco profundo, con una hidroquímica rica en carbonatos, variable entre diluída, ligeramente ácida y concentrada. El desarrollo de condiciones lacustres no es común en las tierras altas carstificadas del centro de Guatemala. Se postula la hipótesis de que la depositación de la Jolom Naj resulta de un evento muy peculiar, a saber, la invasión de la depresión carso-tectónica de Cobán por el río Cahabón, cuyos sedimentos bloquearon las rutas de evacuación cársticas de la depresión. Las condiciones lacustrinas terminaron, debido a que el lago se rellenó completamente de sedimentos, o bien, porque la salida del lago se escarbó provocando que este drenara. Ciclos posteriores de incisión y agradación llevaron a la depositación de terrazas de acumulación cuarcíferas a lo largo del curso del río Cahabón. Los depósitos lacustres están atravesados por fallas de rumbo sinestrales neoformadas con orientaciones N°60 a N°80 que evidencian una difusa deformación sinistral en el interior del Bloque Maya, 15 km al norte de las fallas principales que conforman el límite de placas Norteamérica-Caribe.

Palabras clave: Río Cahabón, Jolom Naj, depósitos lacustres.

Introduction

Deposits of Pliocene and Quaternary age are uncommon in the mountains of Central Guatemala, as the area is subject to uplift and erosion since Middle-Late Miocene time (Brocard et al., 2011). Karstified highland plateaus of Cretaceous and Paleozoic carbonates occupy vast stretches of these highlands, especially north of the Polochic fault (Sierra de Chama, Altos de Cuchumatanes, fig.1). Around Cobán these plateaus are covered by thick tropical soils composed of insoluble residues left by the dissolution of the underlying carbonates, mixed with weathered ash fallouts and flow deposits emitted by the volcanoes of the Central American volcanic arc located 100-120 km away (Fig.1). The plateaus are riddled by

thousands of dolines tens of meters across and tens of meters deep. Some dolines are substantially larger, reaching depths in excess of 500 meters and widths of two kilometers (e.g. doline Sanimtaca, fig.2 and fig.7). With the exception of Lake Chichó (Brocard et al., 2014) most karstic depressions drain into open underground evacuation routes that prevent the accumulation of thick sediment fills on the floor of the dolines. The depression of Cobán (fig.2 and fig.3) stands out as large 6 x 3 km tectono-karstic depression encumbered by quartzose-bearing fill-terraces of the Cahabón River (Brocard et al., 2012), and by extensive lacustrine deposits, mapped as limnic clay (TQ1) on the 1:50,000 Cobán quadrangle 1st edition (1976). We propose to name these deposits the Jolom Naj formation (or “Holom Nah” in Kekchi –Q’eqchi’- idiom), as a tribute to the first

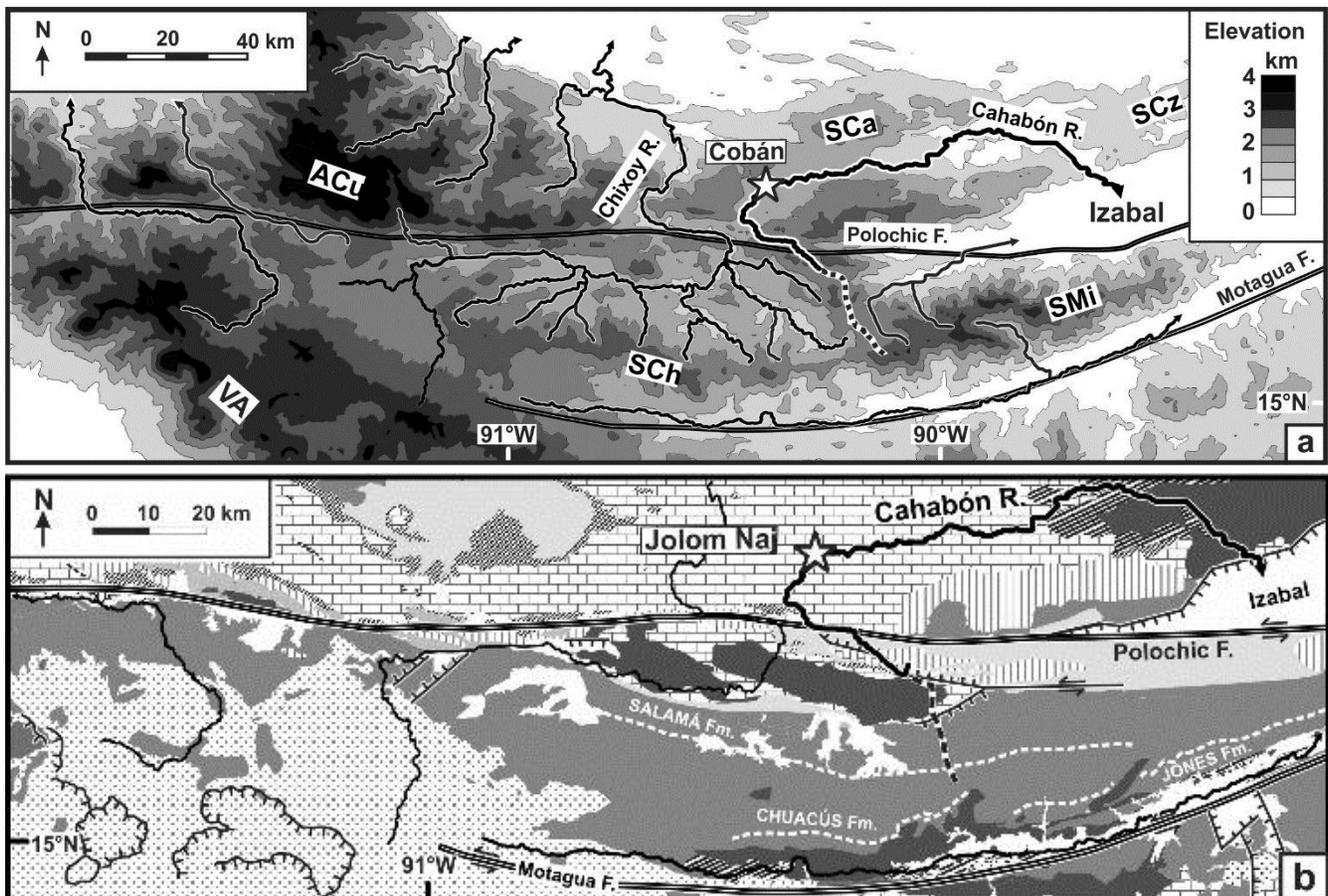


Figure 1. Topography and geology of Central Guatemala around the depression of Cobán. (a): relief, with indication of main mountain ranges: ACu: Altos de Cuchumatanes, SCa: Sierra de Chama, Sch: Sierra de Chuacús, SCz: Sierra de Santa Cruz, SMi: Sierra de las Minas, VA: volcanic arc. (b) Geology: 1: Quaternary, undifferentiated, 2: Neogene-Quaternary volcanics, 3: Late Cretaceous-Oligocene terrigenous, 4: Cretaceous carbonates and sulfates, 5: Cretaceous ophiolites, 6: Upper Jurassic terrigenous, 7: Permian carbonates, 8: Permian terrigenous, 9: Crystalline basement, with boundaries between main basement formations, 10: Early Pleistocene upper course of the Cahabón River, 11: recent active normal faults. Modified from Brocard et al., 2011.

Kekchi people who occupied the area in the 6th century AD. Recent exposure of these poorly known deposits allowed us to conduct preliminary observations of their detrital and biological content. We also discovered that these clays experienced post-depositional brittle strike-slip deformation. The biological component of the lacustrine beds comprises abundant wood debris, gastropods, and at least seven genera of diatoms, which altogether evocate a shallow lake environment hosting carbonate-rich waters. The presence of quartz sand evidences a connection between the lake and the Cahabón River. We use these observations to reconstruct the geological evolution of the depression of Cobán and the evolution of the Cahabón

River. We propose that the Jolom Naj formation evidences the arrival of the Cahabón River into the depression of Cobán, implying that this part of the Cahabón River course formed in Late Pliocene-Early Quaternary times.

Methods

In 2011, earthworks in a large housing project near Cobán briefly exposed the Jolom Naj deposits. Fault orientations, bedding and slickensides were measured onsite and projected onto lower hemisphere Wulf stereoplots using software WinTensor 5.0.7 (Delvaux and Sperner, 2003).

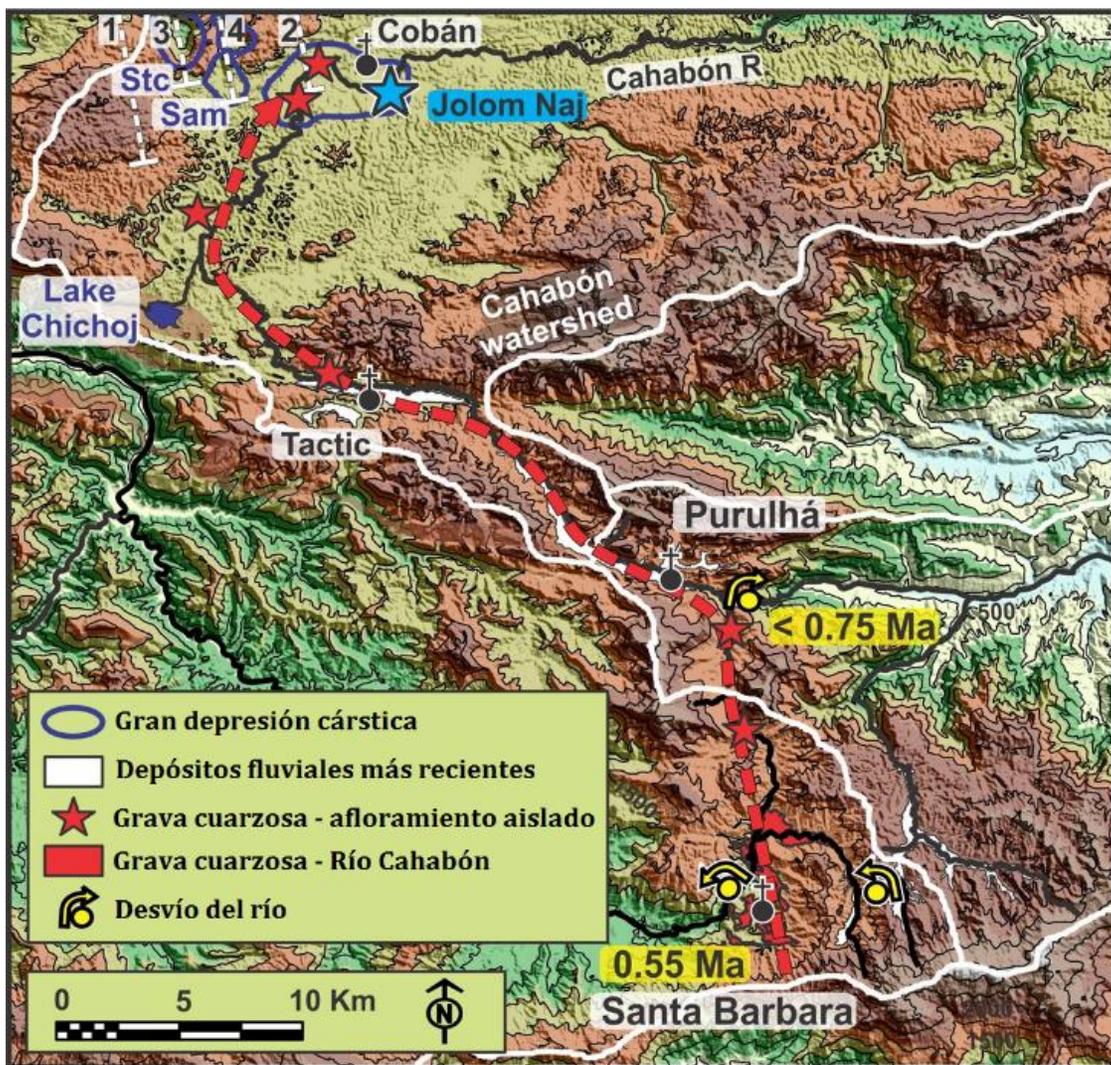


Figure 2. Topography of the Cahabón River watershed upstream of the depression of Cobán, with indication of its former upper course (dashed red line), and of its diversions (yellow). Stc: doline Sanimtaca, Sam: doline Samac. Modified from Brocard et al., 2012.

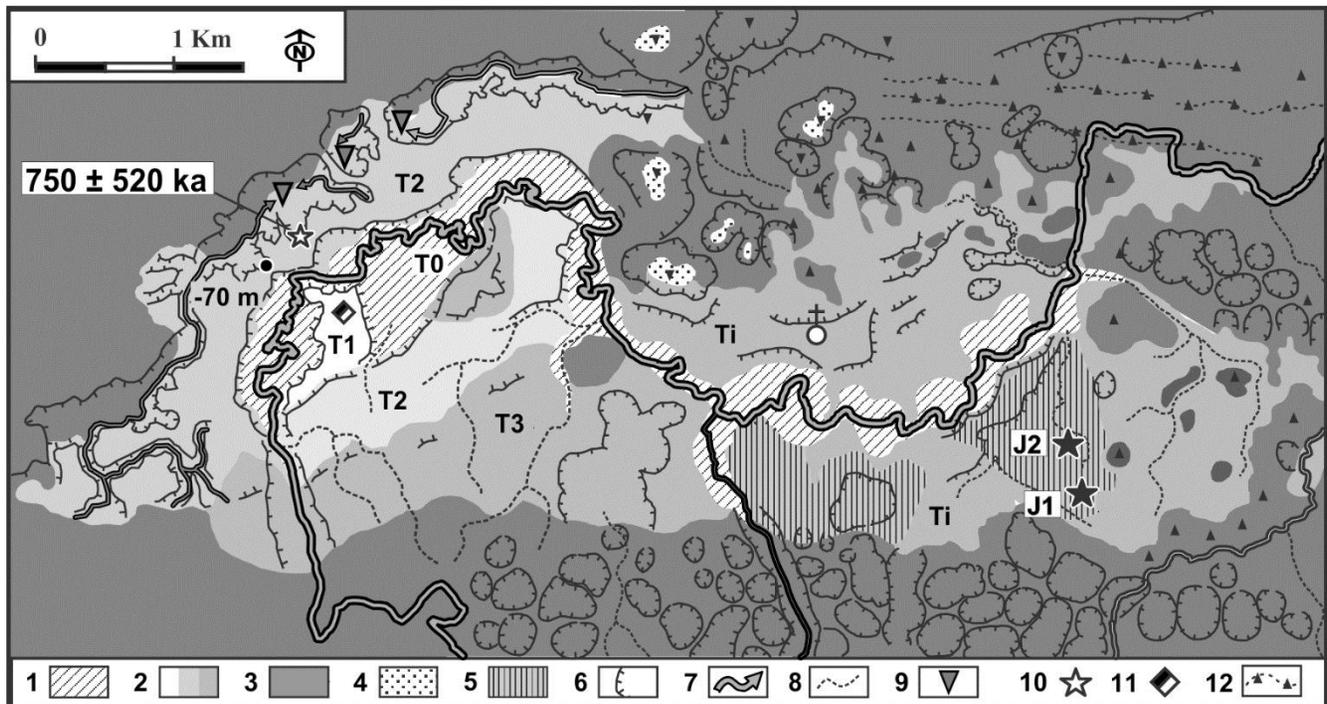


Figure 3. Geomorphology and sketch geology of the depression of Cobán. 1: modern floodplain (T0), 2: fill terraces (T1 to T3, and Ti: undifferentiated), 3: country rock (Cretaceous carbonates), 4: doline fill, 5: minimum extent of the lacustrine beds (Jolom Naj), 6: scarps and terrace risers, 7: main rivers, 8: intermittent creeks, 9: active sinkholes, 10: ^{10}Be - ^{26}Al dating site, 11: paleomagnetic polarity measurement site, 12: alignment of karst towers according to bedding strike.

Samples of lacustrine laminated sediments were collected at various stratigraphic levels for microfossil analysis. The samples were relatively soft but highly cohesive. They were soaked for three weeks in deionized water to soften the matrix. Gastropod shells were hand-picked and photographed for species identification but their identification was unsuccessful. A qualitative assessment of sample diatom composition was completed at the academy of natural sciences of Drexel University, Philadelphia. For diatom extraction, samples were gently digested in hydrochloric acid to remove the calcitic cement, and left in oxygen peroxide to remove the organic component. Digested samples were pipetted and distributed evenly on a cover slip. The cover slip was dried overnight and then inverted and mounted on a glass slide using Naphrax (Charles, 2002). A total of 4 diatom slides were prepared. Diatoms were identified to the genus level using a light microscope under oil immersion at 1000 x magnification with reference to Krammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b) and Lange-Bertalot (2000).

Results

Stratigraphy and macroscopic characteristics of the sediments

In 2011, at the time of investigation, the Jolom Naj formation cropped out at two sites: a small decayed roadcut outcrop (site J1, fig.3), and within the perimeter of a housing development project that leveled a hilltop (site J2, fig.3). The later outcrop exposed horizontally-layered deposits over a thickness of eight meters (fig.4). The topmost 2-3 m meters were made of highly weathered red-brown volcanic deposits, underlain by four meters of alternating white and orange laminated clays of probable lacustrine origin. Fossiliferous and organic-rich grey laminated silty lacustrine beds formed the lower two meters of the exposure and were also extensively exposed over some 5,000 m², on the floor of the excavation. In places the lacustrine layers horizontally abutted pinnacles of Cretaceous Ixcóy-Cobán carbonates devoid of soil coating. These pinnacles represent the tips of karst towers formerly

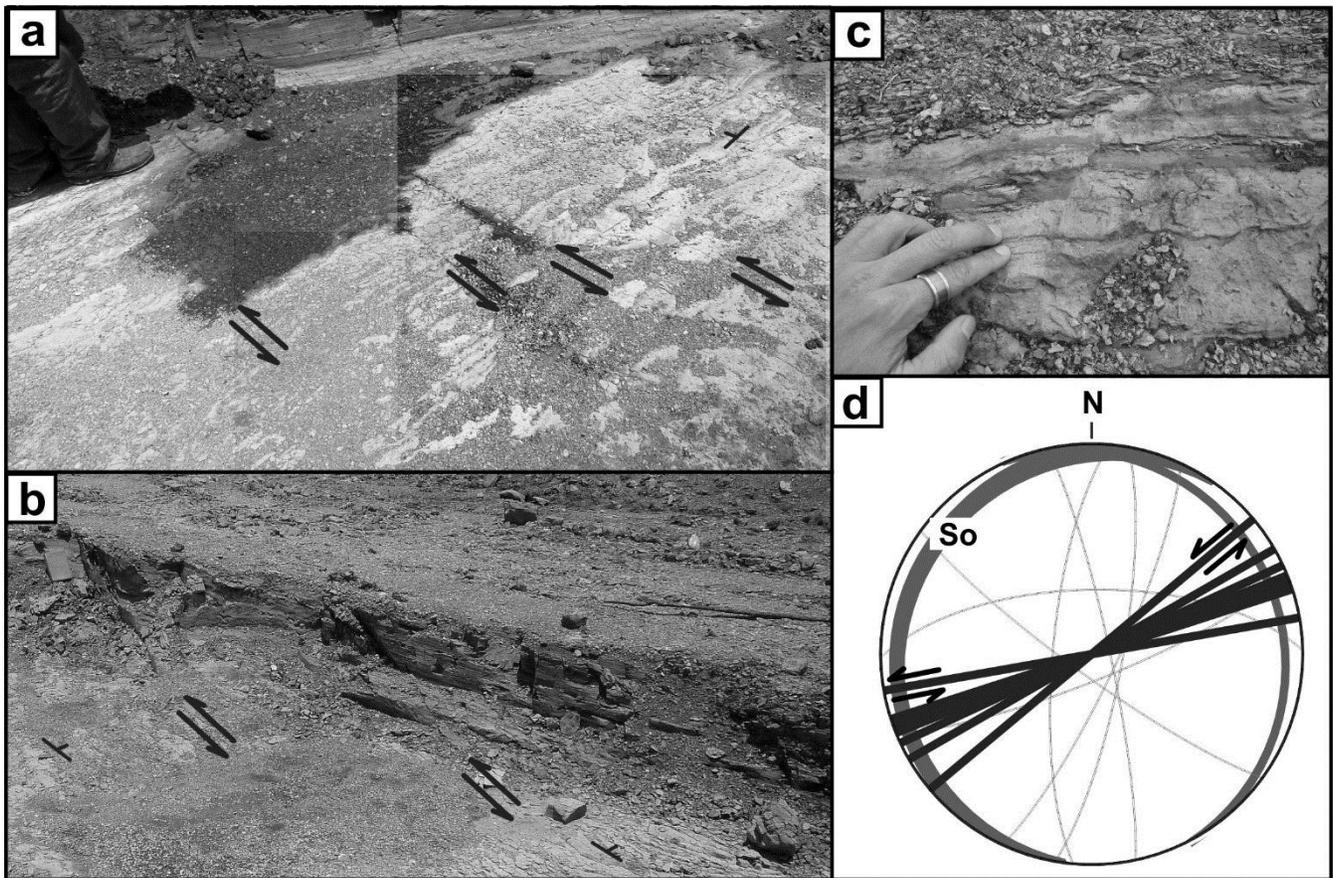


Figure 5. Deformation within the lacustrine beds of the Jolom Naj formation. (a): series of subparallel left-lateral vertical faults crosscutting lacustrine laminae dipping almost normal to the faults, (b): same as (a) with bedding orientation subparallel to the left-lateral faults, (c): minor transensional fault, (d): lower hemisphere stereoplote showing bedding attitude (thick grey lines), strike-slip faults (thick black lines) and minor faults and fracture sets (thin grey lines).

submerged into the lake and stripped from their soil coating before being buried into the lacustrine sediments. The grey laminated lacustrine beds occasionally contain horizontally-resting wood fragments a few tens of centimeters in length. The laminae are easily cleaved along bedding planes but maintain high internal cohesion. Beds also contain abundant small gastropods, generally a millimeter across, as well as a few larger specimens of gastropods. The sediment contains abundant detrital quartz crystals interspersed in a massive beige matrix made of equant, submillimeter-sized euhedral calcite crystals. Clays are subordinate to calcite.

Faults crosscutting the deposits

Numerous neo-formed vertical left-lateral strike-slip faults crosscut the Jolom Naj formation. The faults exhibit horizontal slickensides, en-echelon cleft patterns, and schistose gouges with sub-vertical cleavage (fig.5). The

faults are spaced regularly, a few meters apart, with little variation in strike ($N^{\circ}50-80E$, mode $N^{\circ}65E$). At the outcrop scale, bedding dips $8-13^{\circ}$ to either the WNW or the ENE. It is unclear whether the dip has a tectonic origin or results from differential compaction of the lacustrine sediments wrapped over the highly irregular surface of the underlying Cretaceous carbonates.

Diatom associations

Diatoms were successfully retrieved from the deposits. A qualitative assessment of the diatom assemblages in the deposits revealed seven key genera. They are all lacustrine and their association is similar to associations encountered in other Plio-Pleistocene lacustrine deposits of Central America (e.g. Van Landingham, 2009). The genera are *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* and *Pinnularia* (fig.6).

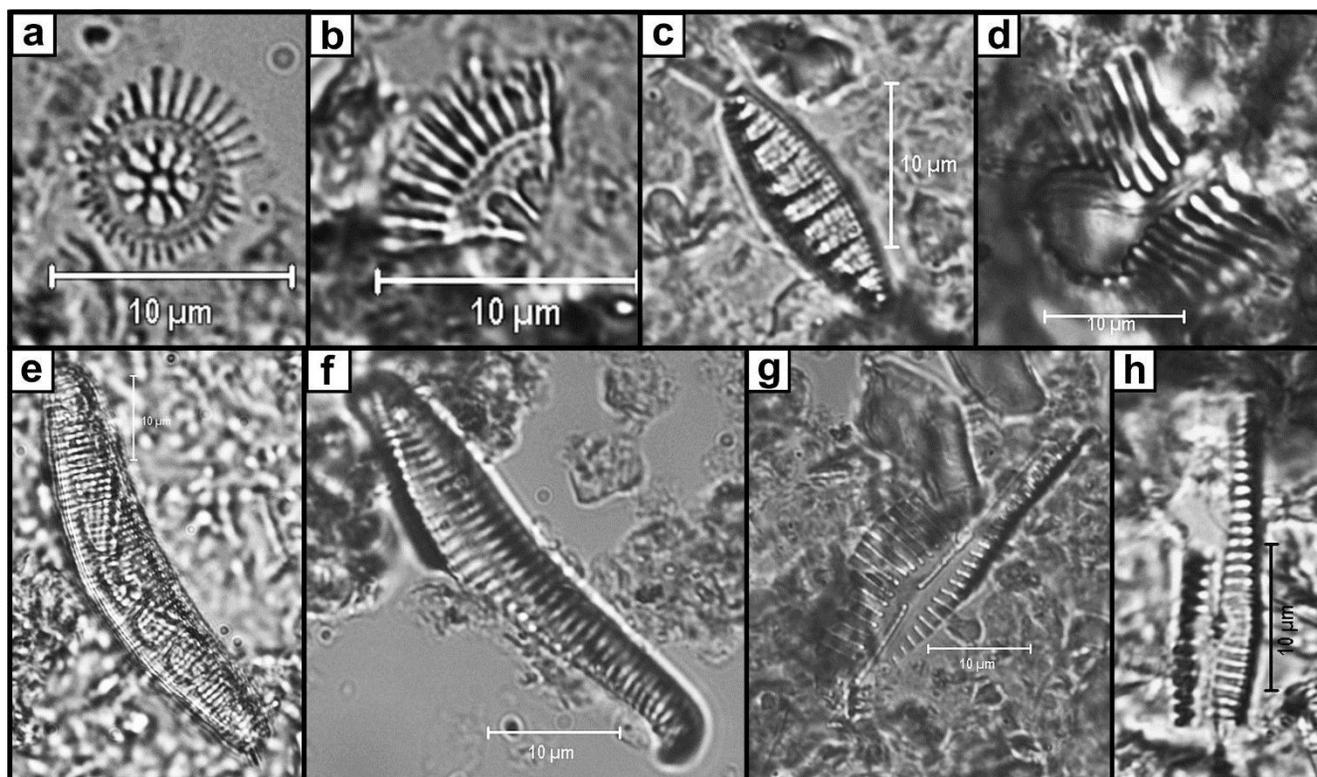


Figure 6. Microphotographs of diatoms encountered in the Jolom Naj Formation: (a) and (b): *Cyclotella*, (c): *Denticula*, (d): *Pinnularia*, (e): *Epithemia*, (f): *Eunotia*, (g): *Cymbella*, (h): *Gomphonema*.

Partial dissolution of the diatoms prevented the identification of specific species. Dissolution may have occurred in the sediment due to the carbonate-rich environment, or during the extraction of the diatoms.

Interpretations

Relationship between the lake and the Cahabón River

The sediments of the Jolom Naj formation have a lacustrine origin, demonstrated by the presence of lacustrine diatoms and laminated sediments with little bioturbation, as is observed in some surrounding lakes (Laguna Chichóh (Brocard, 2014). Preservation of organics and laminations would suggest generally quiet deposition on an anoxic lake floor below the chemocline (> 10 m in the area). However, higher energy currents are necessary to strip clay coatings from the now-buried karst towers, and are more consistent with the small amount of clay deposited in the sediment and by the presence of abundant silty/sandy-sized detrital quartz grains. It is unclear

therefore whether the lake was shallow, or deeper and commonly subjected to hyperpycnal flows.

The quartz grains are interspersed into sparitic calcite. Scarcity of detrital calcite and abundance of biogenic calcite in nearby Lake Chichóh (Brocard et al., 2014) suggests that calcite in the Jolom Naj Fm. bio-precipitated at shallow depth. The diatoms encountered in the Jolom Naj formation possess various degrees of tolerance to carbonate-rich waters. *Epithemia* is an exclusively freshwater genus commonly found in carbonate-rich waters. Some *Denticula* species may be locally abundant in carbonate-rich waters of moderate conductivity. *Gomphonema* is found in circumneutral lake waters. *Pinnularia* is often abundant in low conductance, slightly acidic waters, while *Eunotia* is widespread and diverse in acidic and dystrophic habitats (Spaulding and Edlund, 2009). The other identified genera are found in a wide variety of environments and are not environmentally-discriminant. *Epithemia* and *Denticula* suggest high dissolved carbonate concentration, whereas *Gomphonema*

and *Eunotia* entertain the opposite interpretation. The presence of quartz sand in the deposit indicates injection of Cahabón River sediments. The Cahabón River currently exclusively drains carbonates and shales. However, before 550 ka ago, the river drained quartz-rich rocks from the Sierra de las Minas (fig.1 and 2, Brocard et al., 2012). At base flow and at moderately turbid high stages, the Cahabón River water currently display moderate calcium concentration, typically in the 35-40 mg.l⁻¹ range (Brocard, unpublished). Calcium concentration is much lower in rivers flowing over the crystalline rocks of the Sierra de las Minas, along the ancestral course of the Cahabón River. Low values are also found in the aquifer hosted by the quartzose-bearing terraces of the Cahabón River in the depression of Cobán (0.6-2.9 mg.l⁻¹, Brocard, unpublished). Therefore, one possible interpretation of these discrepant assemblages is that the diatoms that thrive in carbonate-rich environments were present in the lake during the dry season, when reduced inflow from the Cahabón River and high evaporation led to the precipitation of biogenic

carbonates, as observed today in Lake Chichó (Brocard et al., 2015), while genera more typical of low conductance waters would be injected into the lake during wet season recharge by low conductance water, either through dilution during high flow in the Cahabón River, with added contribution of low-conductivity waters stemming from the crystalline Sierra de las Minas, or at low flow, through percolation across quartzose-bearing gravel sediment, as observed today in the quartzose-bearing terraces of the depression of Cobán (Brocard et al., 2012). The massive presence of calcite in the deposits however suggests that lake waters were buffered and remained carbonate-rich year-round. An alternative explanation for the presence of *Pinnularia* and *Eunotia* is that they thrived in the ancestral, carbonate-poor headwaters of the Cahabón River and were periodically injected into the lake. The conflicting association of such genera might also be apparent only, as not all species in these later genera thrive in acidic, low conductivity waters.

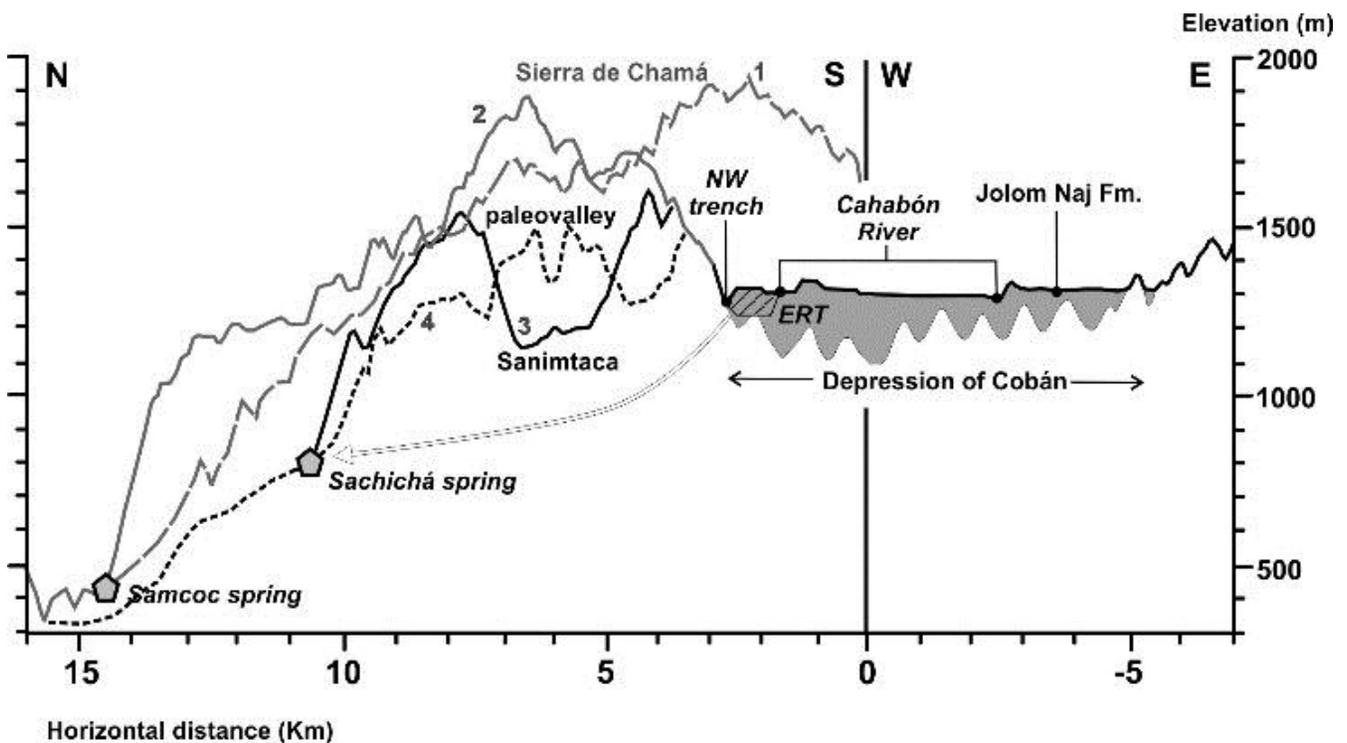


Figure 7. Topographic cross sections across various karstic depressions around Cobán. 1: profile west of the depression of Cobán; 2: profile north of the depression, 3: profile through the doline of Sanimtaca, 4: profile along a series of dolines between the Cobán and Sanimtaca depressions.

Origin and paleo-environmental evolution of the depression of Cobán

The depression of Cobán is an elongate E-W depression, delimited by fuzzy contorted boundaries that represent the drowning line of the regional cone karst into the sediment fill of the depression (fig. 3). The depression is crossed from west to east by the Cahabón River. The river has produced a staircase of imbricate quartz-bearing gravelly fill-terraces throughout the depression (fig.3). The terraces are set into a larger deposit (T3) which comprises the lacustrine deposits of the Jolom Naj formation.

The serrated karstified upper surface of the Cretaceous limestones comes directly in contact with the lacustrine sediments at outcrop J2. This means that karstic dissolution was taking place throughout the depression before deposition of the lacustrine and fluvial sediments. Electrical Resistivity imaging of the deposits (Brocard et al., 2012) reveals that the fill is more than 70 m-thick below the modern Cahabón River, at the west end of the

depression (fig.7). Before the arrival of the Cahabón River the depression of Cobán was a karstic depression similar to other large depressions in the area, such as the Sanimtaca, Samac and Sarracach dolines (fig.2 and 7). These later are flooded with thinner, clayey deposits; they drain into long underground pathways that feed springs located hundreds of meters below along the northern side of the Sierra de Chamá (fig.7). Such pathways exist below the depression of Cobán as well, and connect to active sinkholes aligned along the NW margin of the depression (fig.3 and 7). The depression of Cobán only differs from other large surrounding dolines by its invasion by the Cahabón River. The presence of the NW-trench and sinkholes shows that currently sediment is destocked from the depression due to ongoing karstification at depth.

We therefore interpret the evolution of the depression as follows: initially, the depression of Cobán was a simple karstic depression and did not retain sediment (Fig.8a). The depression got invaded by the Cahabón River, which fluvial sediments choked underground pathways,

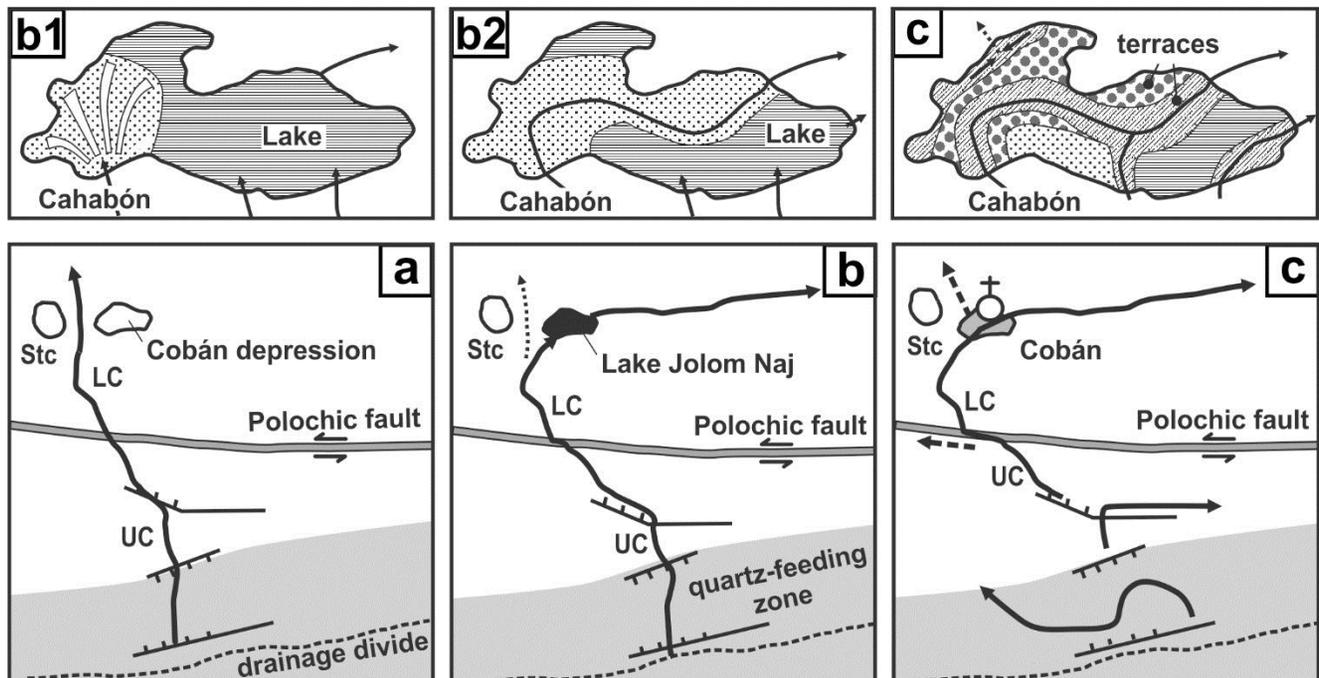


Figure 8. Coevolution of the depression of Cobán and of the Cahabón River. (a): the upper Cahabón (UC), starts spilling across the Polochic fault, establishing the lower Cahabón (LC) course, (b): the lower Cahabón invades the depression of Cobán, generating a lake and depositing quartz-bearing sediment stemming from the quartz-feeding zone. The Cahabón was either depositing a delta upstream of the lake (b1), or was a through-going channel damming tributaries (b2), (c): the upper Cahabón is progressively dismantled, disconnecting the depression of Cobán from quartz sources. Ongoing captures along the Polochic fault and below Cobán are expected to dismantle what is left of the lower Cahabón in the near future.

allowing for the formation of a lake in which the Jolom Naj beds were deposited (Fig. 8b). Back then, the Cahabón River still drained the Sierra de las Minas and therefore transported abundant quartzose gravel and sand. Gravel is more widespread in the western side of the depression, sand dominates farther east. In the field, stratigraphic relationships between the two are obscured by a combination of poor exposure and lack of topographic continuity. The abundance of quartz sand in the lacustrine deposits however suggests that both deposits are at least partly contemporary. The lacustrine sediments were deposited either into one single large lake, ahead of a gravelly delta (fig.8b1), or into one or several side lakes behind the levees of a through-going river (fig.8b2). Lacustrine sedimentation terminated either due to complete infilling of the lake, or due to incision of its outlet. Alternate phases of aggradation and incision have since produced fill terraces, set into the lacustrine deposits (fig.8c). They provide a minimum age for the Jolom Naj formation and for the arrival of the Cahabón River into the depression of Cobán. Quartzose-free level T1 has normal magnetic polarity (Brocard et al., 2012), and quartzose-bearing level T2 is 750 ± 520 ka old according to ^{10}Be - ^{26}Al burial dating (Brocard et al., 2012). Considerations about the evolution of the Cahabón River (Brocard et al., 2011) further suggest that the Jolom Naj formation has a maximum age of 3.5 ± 0.5 Ma (see next section).

Tectonic subsidence may have accentuated the deepening of the depression of Cobán: youthful NE-trending left-lateral faults slice up the Jolom Naj Formation (fig.5 and Authemayou et al., 2012), and indicate that the region undergoes substantial strain. The lacustrine beds are tilted (fig.5), however the outcrop were not wide enough to allow us to determine whether tilting had a tectonic origin or results from differential compaction or sagging above a zone of deep active dissolution on the underlying Cretaceous carbonates. At the regional scale, formation of the depression of Cobán may also result from the rise of the Sierra de Chamá, located between the depression of Cobán

and the Petén lowlands to the north (fig.7). The Sierra de Chamá has experienced broad anticlinal folding and uplift since the formation of the Middle Miocene Mayan planation surface (Brocard et al., 2011), and the depression of Cobán occupies a broad E-W synclinal position in which it essentially collects north-flowing streams upstream of the Sierra de Chamá and redirects them eastwards along the southern margin of the Sierra (Fig.1 and 2). A corridor of coalescent dolines defines a N-S-oriented breach across the E-W-trending Sierra NW of Cobán (profile 4, fig.7). This corridor could represent a former valley, incised by a through-flowing river (Fig.8a), which would have disintegrated during the uplift of the range, by diversion towards the depression of Cobán or by abstraction into the underground karstic network.

Birth and demise of the Cahabón River: a short-lived stream

The Cahabón River is peculiar in that it does not act as a base level for the regional water table hosted in the country carbonates. Instead, the carbonates on which the river flows drain toward the Chixóy River (Tripet, 1976), which lies 750 to 1,000 meters below the Cahabón River. It also drains into large karstic springs located along the northern flank of the Sierra de Chamá, several hundreds of meters below the Cahabón River (fig. 7). As a matter of fact, the regional water table often lies below the Cahabón River. Several large dolines have deepened down to elevations far lower than the Cahabón River (for example the Sanimtaca and Samac depressions, fig.2 and 7), and the Cahabón River itself a net provider to the regional aquifer in the depression of Cobán. There the river seeps into the quartzose-bearing terraces, and from there, water percolates into the underlying karst. Percolation and sediment entrainment can be observed in a natural trench that tracks the contact between the country carbonates and the sediment fill, along the NW side of the depression (fig.3 and 7). The trench is separated from the Cahabón River by a terrace (level T2); it results from the entrainment of terrace material into sinkholes located 30 m below the

current elevation of the Cahabón River bed. The sinkholes connect to a cave network that feeds the Samcoc Spring (fig.7, Rykwald, 2008), seven kilometers to the north and 300 m below. Unlike the Chixóy River, which flows in a deep canyon across the karstic plateaus and attracts groundwater flow, the Cahabón River is only very shallowly incised into the plateau surface. It is also only slightly deflected by the active left-lateral Polochic fault, displaying a fault-parallel reach only 10 km-long near Tactic (fig.2), compared to the 25 km-long deflection of the Chixóy River (Brocard et al., 2011). All these characteristics collectively suggest that the course of the Cahabón River over the karstified highlands downstream of the Polochic fault is very recent. Assuming that the Polochic fault has been moving at a constant rate of 2.9 ± 0.4 mm/y over the past few millions of years (Brocard et al., 2011), 3.5 ± 0.5 Ma are necessary to deflect the river by the amount of deflection observed near Tactic, which provides our estimate for the formation of the downstream course of the Cahabón River. The river could have flooded the depression of Cobán at that time. Alternatively, the river could have initially established a through-going course across the entire range along profile 3 (fig. 2 and 7), NW of the depression of Cobán (fig.8a) and could have later been rerouted into the depression of Cobán (fig.8b). Rare quartzose gravel occurrences are found on slopes near profile 3 (authors' observations) and provide some support for that second hypothesis, although more supporting evidence is needed.

When it invaded the depression of Cobán, the Cahabón River possessed a larger upper catchment reaching the range drainage divide in the Sierra de las Minas (fig.2; Brocard et al., 2011; 2012). Major river captures have occurred in the past 700 ka near Santa Barbara and Purulhá; they beheaded the Cahabón River, substantially reducing its drainage area and removing quartzose-feeding sources (fig.2 and 8c). Another beheading of the river is likely to occur soon just downstream of Tactic, where the Chixóy River is expected to capture the Cahabón River (Brocard et

al., 2012). In the depression Cobán, the Cahabón River also loses water through its sediment fill, feeding springs on the northern side of the Sierra de Chamá. Enlargement of the NW trench will soon trigger a direct redirection of the Cahabón River into the sinkholes. The river does not convey as much bedload as it used to when it invaded the depression of Cobán the first time. It is therefore less likely that the karstic system will be clogged again. Instead, the river could become permanently and completely rerouted into underground pathways. In any case, the overall trend in the evolution of the river course is its progressive dismantling. Over the karstified highlands of Cobán, the course of the Cahabón River has been highly unstable since it was first established and started decaying soon after its formation in Late Pliocene-Early Quaternary time.

Conclusions

Lacustrine beds of the Jolom Naj formation occupy the eastern side of the depression of Cobán. These beds contain a Plio-Quaternary assemblage of diatoms, gastropods and floated wood. The deposits are crosscut by recent left-lateral strike-slip fault striking N°60-80.

The beds contain abundant quartz grains in a calcitic matrix. Clays represent a minor component. These characteristics suggest a shallow, high-energy lacustrine environment in contact with the Cahabón River.

Analysis of the relationship between the Jolom Naj formation, dated younger deposits and the regional evolution of the Cahabón River suggest that the lake was short-lived and existed for some time between 3.5 ± 0.5 Ma and 0.8 ± 0.5 Ma.

We propose that the lake formed when the Cahabón River first flooded the karstic depression of Cobán. The Jolom Naj formation thus marks the birth of the Cahabón River downstream of the Polochic fault. This late formation age is compatible with many unusual characteristics of the Cahabón River, such as its low level of entrenchment in the plateau and its high elevation compared to the surrounding rivers and dolines. As a

consequence, the river loses part of its discharge as it floods across the karstified highlands.

For the past 550 ka, the Cahabón River has started falling apart, its course being subject to captures at the benefit of other rivers and underground captures. This trend is expected to continue and to lead soon to the complete dismantling of the river.

Acknowledgements

We thank Umberto Morán for providing us with historical information regarding the Jolom Naj people.

Referencias bibliográficas

- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Simon-Labric T, Chiquín EN, Gutierrez A, Morán-Ical S (2011). The Caribbean–North America–Cocos triple junction and the dynamics of the Polochic–Motagua fault system: a zipper model. *Tectonics* 30, 3, TC3010.
- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Suski B, Cosenza B, Morán-Ical S, González-Véliz CW, Aguilar-Hengstenberg MA, Holliger K (2012). Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *J. Geophysical Research* 117, B07403, doi: 10.1029/2012JB009444.
- Brocard G, Teyssier C, Dunlap WJ, Authemayou C, Simon-Labric T, Cacao-Chiquín N, Gutiérrez-Orrego A, Morán-Ical S (2011). Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation, and groundwater flow. *Basin Research* 23, 6, 631-651.
- Brocard G, Willenbring J, Suski B, Audra P, Authemayou C, Cosenza-Murales B, Morán-ICal S, Demory F, Rochette P, Vennemann T, Holliger K, Teyssier C (2012). Rates and processes of river network rearrangement during incipient faulting: the case of the Cahabón River, Guatemala. *American Journal of Science* 312, 449-507, doi:10.2475/05.2012.01.
- Brocard G, Adatte T, Magand O, Pfeifer H-R, Bettini A, Arnaud F, Anselmetti F, Morán-Ical S (2014) A 20th century flood and earthquake record in Lake Chichó, Guatemala. *Journal of Paleolimnology*, DOI 10.1007/s10933-014-9784-4.
- Charles DF (2002). Protocols for the analysis of algal samples collected as part of the US Geological Survey National Water-Quality Assessment Program. Patrick Center for Environmental Research. Philadelphia, PA, USA: Academy of Natural Sciences.
- Delvaux D, Sperner B (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland D. (Ed.): *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society of London Special Publications 212, 75-100.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1986). Bacillariophyceae 2/1. Naviculaceae. In: Ettl H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 1876.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1988). Bacillariophyceae 2/2. Basillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: Ettl H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1-600.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1991a). Bacillariophyceae 2/3. Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl, H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1-600.

Krammer K, Lange-Bertalot H (1991b). Bacillariophyceae
2/4. Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu
Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In: Ettl
H. (Ed.): Pascher's Süßwasserflora von
Mitteleuropa, 2, 4. Gustav Fischer Verlag,
Stuttgart, pp. 1437.

Lange-Bertalot H (2000). Iconographia Diatomologica
Annotated Diatom Micrographs e Diatom Flora of
Marine Coasts I, vol. 7. Witkowiński A, Lange-
Bertalot H, Metzeltin D (eds.). Koeltz Scientific
Books.

Rykwalder P (2008). Back-to-back adventures south of the
border. National Speleological Society of America
News, 66, 3, 9–19.

Spaulding S, Edlund M (2009). Diatoms of the United
States. <http://westerndiatoms.colorado.edu/>

Tripet J-P (1976). Etude de la perméabilité et de la porosité
de formations calcaires karstifiées (Alta Verapaz,
Guatemala). In: Deuxième colloque d'hydrologie
en pays calcaire, Annales Scientifiques de
l'Université de Besançon, 25, 3, 411-420.

Van Landingham SL (2009). Use of diatom stratigraphy in
determining a minimum (Sangamonian = 80- ca
220 ky BP) and a maximum (Illinoian = ca 220 -
430 ky BP) age for the Hueyatlaco artifacts,
Puebla, Mexico. *Nova Hedwigia, Beiheft 135*, 15-
36.

LA FORMACIÓN LACUSTRE PLIO-PLEISTOCENA JOLOM NAJ EN COBÁN, ALTA VERAPAZ: IMPLICACIONES PARA EL CRECIMIENTO Y DECESO DEL RÍO CAHABÓN

Gilles Brocard

Department of Earth and Environmental Sciences, University of Pennsylvania, Philadelphia, USA

Sergio Morán-Ical

Universidad de San Carlos de Guatemala, CUNOR, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

Tina Dura

Institute of Marine and Coastal Sciences, School of Environmental and Biological Sciences, University of New Jersey, USA

Osmin J. Vásquez

Universidad de San Carlos de Guatemala, CUNOR, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

RESUMEN

Proyectos de construcción recientes han expuesto la Formación Jolom Naj, situada en Cobán, Alta Verapaz, Guatemala. Estos depósitos se describen como arcillas límnicas (TQ1) en el cuadrángulo geológico Cobán 1:50,000. Esta formación yace directamente sobre la superficie carstificada de carbonatos cretácicos. Después de su formación, el río Cahabón depositó, en un valle inciso en la Formación Jolom Naj, un tramo de terrazas de acumulación cuarcíferas datadas en 770 ± 530 ka (Brocard et al., 2012). Los estratos lacustres de la Formación Jolom Naj contienen abundante arena fina de cuarzo intercalada con una matriz pobre en arcilla y rica en calcita y materia orgánica. Los estratos contienen fragmentos de madera y gasterópodos, así como también una asociación de diatomeas compuesta por *Cyclotella*, *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* y *Pinnularia*. Estos biomarcadores sugieren un proceso de depósito en un lago poco profundo, con una hidroquímica rica en carbonatos, variable entre diluida, ligeramente ácida y concentrada. El desarrollo de condiciones lacustres no es común en las tierras altas carstificadas del centro de Guatemala. Se postula la hipótesis de que el proceso de depósito de la Formación Jolom Naj resulta de un evento muy peculiar, a saber, la invasión de la depresión carso-tectónica de Cobán por el río Cahabón, cuyos sedimentos bloquearon las rutas de evacuación cársticas de la depresión. Las condiciones lacustrinas terminaron, debido a que el lago se llenó completamente de sedimentos, o bien, porque la salida del lago sufrió una incisión provocando que este drenara. Ciclos posteriores de incisión y agradación llevaron a la formación de terrazas de acumulación cuarcíferas a lo largo del curso del río Cahabón. Los depósitos lacustres están atravesados por fallas de rumbo sinestrales neoformadas con orientaciones N°60 a N°80 que evidencian una difusa deformación sinistral en el interior del Bloque Maya, 15 km al norte de las fallas principales que conforman el límite de placas Norteamérica-Caribe.

Palabras clave: Río Cahabón, Jolom Naj, depósitos lacustres.

ABSTRACT

Construction projects have recently exposed the Jolom Naj formation located near Cobán, Alta Verapaz, Guatemala. These deposits are described as limnical clays (TQ1) on the 1:50,000 Cobán geological quadrangle. The formation rests directly on the karstified surface of Cretaceous carbonates. After its formation the Cahabón River deposited a flight of quartzose-bearing fill-terraces dated at 770 ± 530 ky in a valley incised into the Jolom Naj Fm. (Brocard et al., 2012). The lacustrine beds of the Jolom Naj Fm. contain abundant fine quartz sand interspersed in a clay-poor, calcite-rich and organic-rich matrix. The beds contain wood fragments and gastropods, as well as a diatom assemblage comprised of the genera *Cyclotella*, *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* and *Pinnularia*. These biomarkers suggest deposition in a shallow lake, which water chemistry fluctuated between dilute, mildly acidic, and concentrated, carbonate-rich. Development of lacustrine conditions is uncommon on the karstified highlands of Central Guatemala. We hypothesize that deposition of the Jolom Naj results from a very peculiar event, namely the invasion of the karsto-tectonic depression of Cobán by the Cahabón River, which sediments choked the karstic evaluation routes of the depression. Lacustrine conditions ended either because the lake was entirely filled with sediment, or because the lake outlet was incised and the lake drained away. Later cycles of river incision and aggradation led the deposition of quartzose-rich fill terraces along the course of the Cahabón River. The lacustrine deposits are crosscut by neoformed N°60 to N°80-trending left-lateral strike-slip faults that evidence diffuse left-lateral deformation within the interior of the Maya block, 15 km north of the faults that accommodate most of the North American-Caribbean plate boundary motion.

Key words: Cahabón River, Jolom Naj, lacustrine deposits.

Introducción

Depósitos del Plioceno y del Cuaternario no son comunes en las montañas del centro de Guatemala, ya que el área ha sido objeto de levantamiento y erosión desde el Mioceno medio-tardío (Brocard et al., 2011). Las mesetas carstificadas de carbonatos del Cretácico y Paleozoico de las tierras altas ocupan grandes extensiones en estas regiones, especialmente al norte de la Falla del Polochic (Sierra de Chamá, Altos Cuchumatanes, Figura 1). En los alrededores de Cobán, estas mesetas están cubiertas por suelos tropicales espesos compuestos por residuos insolubles remanentes de la disolución de los carbonatos

subyacentes, mezclados con cenizas de depósitos de caída y de flujo emitidas por los volcanes del arco de América Central, localizado a 100-120 km de distancia (Figura 1). Las mesetas están plagadas por miles de dolinas con decenas de metros de diámetro y decenas de metros de profundidad. Algunas dolinas son considerablemente grandes, alcanzando profundidades de más de 500 metros y anchuras de hasta dos kilómetros (p. ej. la dolina Sanimtacá, Figura 2 y Figura 7). A excepción de la laguna Chichoj (Brocard et al., 2014), la mayoría de depresiones cársticas drenan en rutas de evacuación subterráneas abiertas que impiden la acumulación gruesa de sedimentos de relleno en el piso de las dolinas. La depresión de Cobán

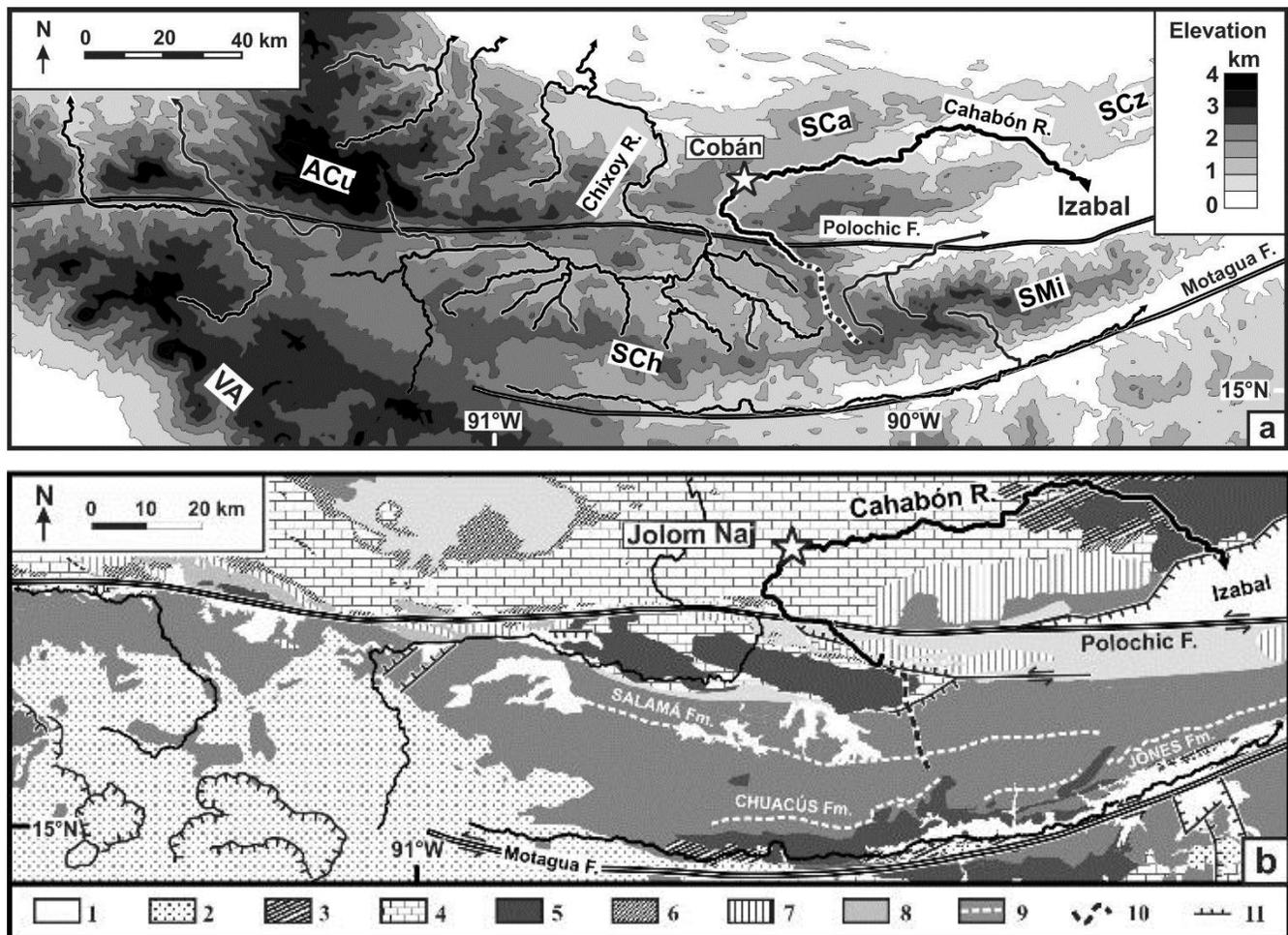


Figura 1. Topografía y geología del centro de Guatemala en los alrededores de la depresión de Cobán. (a): Relieve, con indicación de las principales cadenas montañosas: ACu: Altos Cuchumatanes; SCA: Sierra de Chamá; SCh: Sierra de Chuacús; SCz: Sierra de Santa Cruz; SMi: Sierra de Las Minas; VA: arco volcánico. (b) Geología: 1: Cuaternario, sin diferenciar; 2: Volcánicos del Neógeno-Cuaternario; 3: Terrígenos del Cretácico tardío-Oligoceno; 4: Carbonatos y sulfatos cretácicos; 5: Ofiolitas cretácicas; 6: Terrígenos del Jurásico superior; 7: Carbonatos pérmicos; 8: Terrígenos pérmicos; 9: Basamento cristalino, con límites entre las principales formaciones del basamento; 10: Curso superior del río Cahabón en el Pleistoceno temprano; 11: Fallas normales activas recientes. Modificado de Brocard et al., 2011.

(Figura 2 y Figura 3) se destaca como una depresión tectono-cárstica de 6 x 3 km, delimitada por terrazas de acumulación cuarcíferas del río Cahabón (Brocard et al., 2012), y por extensos depósitos lacustrinos, cartografiados como arcillas límnicas (TQ1) en el cuadrángulo Cobán 1:50,000 1.ª edición (1976). Nosotros proponemos nombrar estos depósitos como Formación Jolom Naj (o *Holom Nah*, en idioma q'eqchi'), como un homenaje a las primeras personas q'eqchi'es que ocuparon el área en el siglo VI d. C. La exposición reciente de estos depósitos poco conocidos nos permitió realizar observaciones preliminares de su contenido detrítico y biológico. También descubrimos que estas arcillas han experimentado deformación frágil

post-deposicional de rumbo. El componente biológico de estos estratos lacustres comprende abundantes restos de madera, gasterópodos y al menos siete géneros de diatomeas, que en conjunto evocan un ambiente de lago poco profundo de aguas ricas en carbonato. La presencia de arena de cuarzo evidencia una conexión entre el lago y el río Cahabón. Usamos estas observaciones para reconstruir la evolución geológica de la depresión de Cobán y la evolución del río Cahabón. Proponemos que la Formación Jolom Naj evidencia el arribo del río Cahabón a la depresión de Cobán, lo que implica que esta parte del curso del río Cahabón se formó en tiempos Plioceno tardío-Cuaternario temprano.

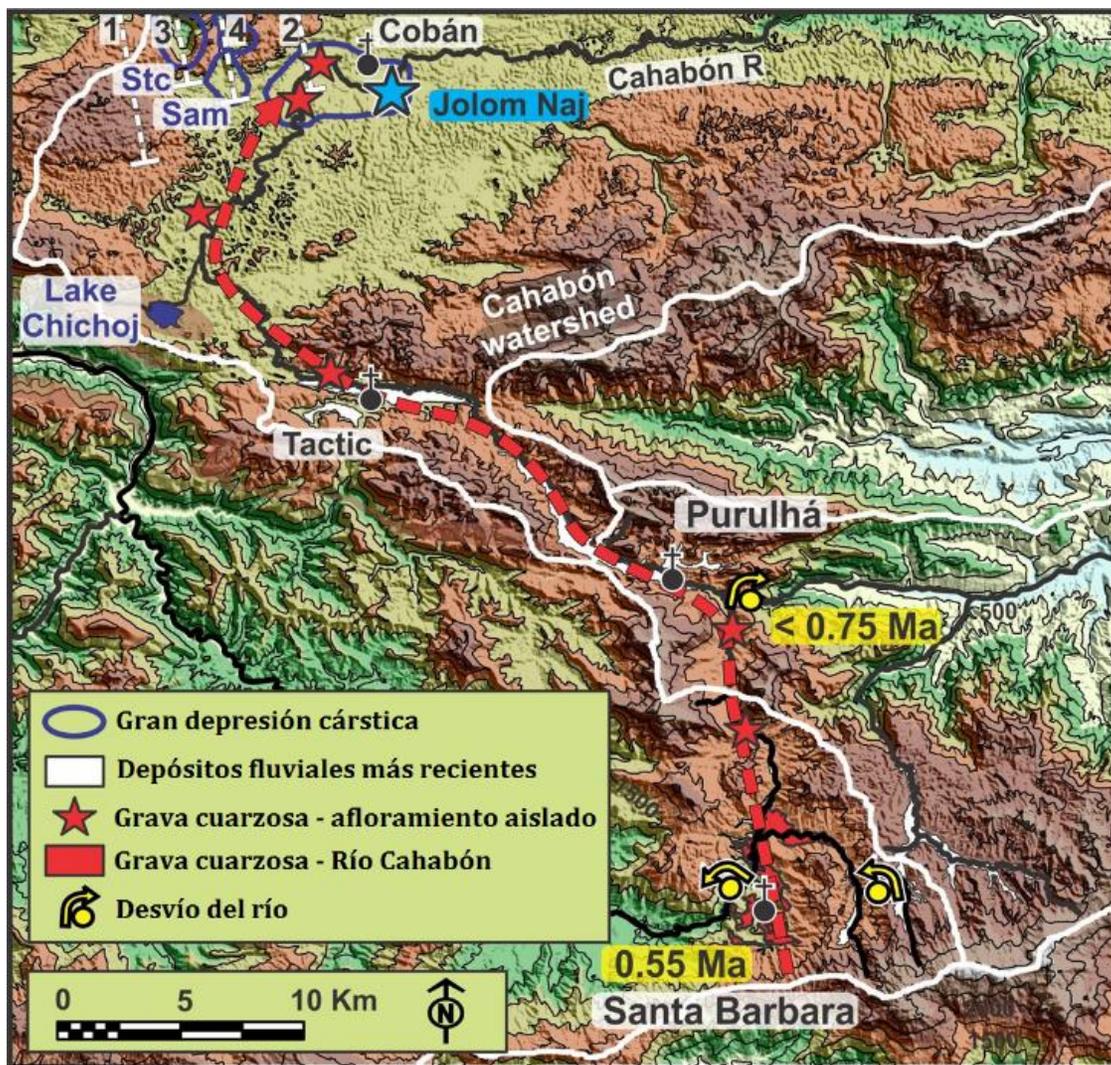


Figura 2. Topografía de la cuenca del río Cahabón aguas arriba de la depresión de Cobán, con indicación de su curso superior original (línea roja discontinua), y sus desviaciones (amarillo). Stc: dolina Sanimtacá; Sam: dolina Samac. Modificado de Brocard et al., 2012.

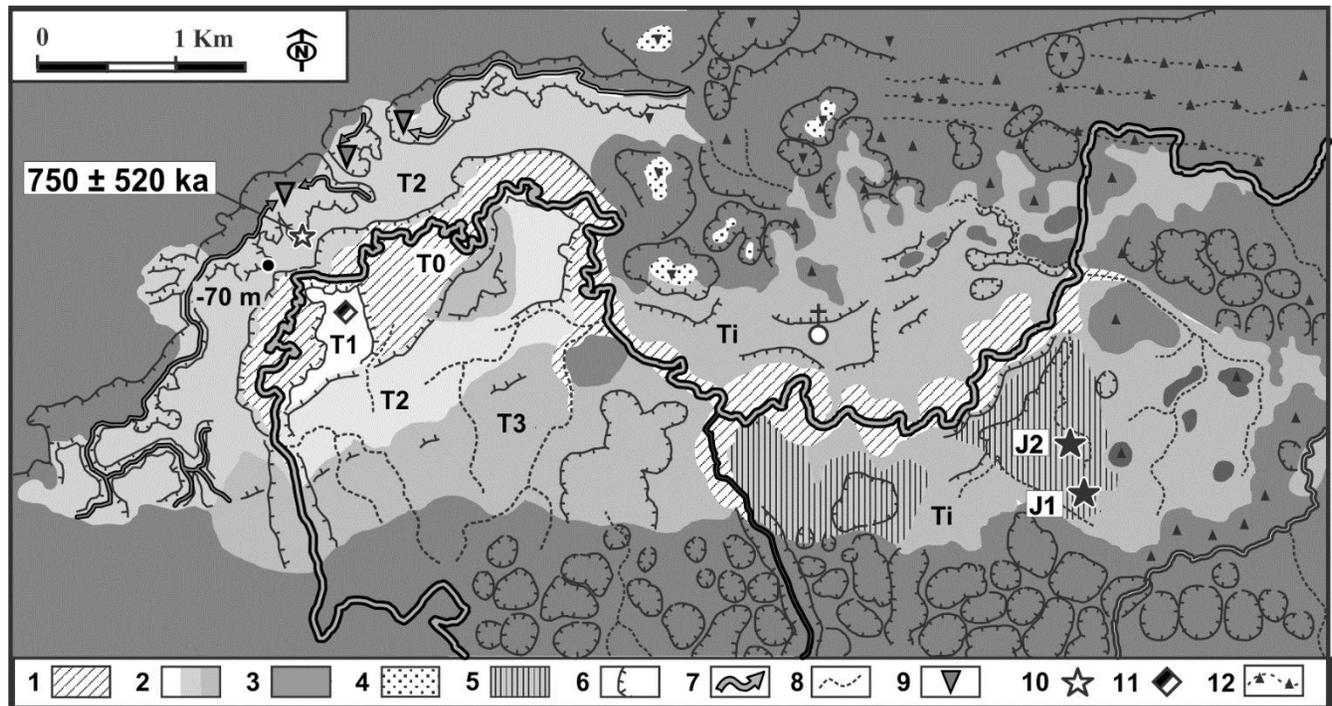


Figura 3. Geomorfología y boceto de la geología de la depresión de Cobán. 1: llanura de inundación moderna (T0); 2: terrazas de acumulación (T1 a T3, y Ti: sin diferenciar); 3: roca caja (carbonatos cretácicos); 4: relleno de dolina; 5: extensión mínima de los lechos lacustres (Jolom Naj); 6: escarpes y terrazas de canal; 7: ríos principales; 8: arroyos intermitentes; 9: sumideros activos; 10: sitios de datación ^{10}Be - ^{26}Al ; 11: sitio de medición de polaridad paleomagnética; 12: alineación de carst en torres según el rumbo de la estratificación.

Métodos

En 2011, movimientos de tierra en un proyecto habitacional cerca de Cobán expusieron brevemente los depósitos Jolom Naj. Estratificaciones, orientaciones de fallas y planos con estrías se midieron *in situ* y se proyectaron en el hemisferio inferior de una estereofalsilla de Wulf, usando el *software* WinTensor 5.0.7 (Delvaux y Sperner, 2003).

Muestras de sedimentos lacustres laminados se colectaron de varios niveles estratigráficos para análisis micropaleontológicos. Las muestras eran relativamente suaves, pero altamente cohesivas. Fueron puestas en agua desionizada para suavizar la matriz. Caparazones de gasterópodos se extrajeron a mano y se fotografiaron para la identificación de especies, pero su identificación no fue exitosa. Se completó una evaluación cualitativa del

contenido de diatomeas en la muestra, en la academia de ciencias naturales de la Universidad de Drexel, Filadelfia. Para la extracción de diatomeas, las muestras se disolvieron ligeramente en ácido clorhídrico para remover el cemento calcítico y se dejaron en peróxido de hidrógeno para remover el componente orgánico. Las muestras disueltas se pipetearon y se distribuyeron de manera uniforme en un cubreobjetos. El cubreobjetos se dejó secar durante la noche y luego se invirtió y montó sobre un portaobjetos, utilizando Naphrax (Charles, 2002). Se hizo la preparación de un total de 4 montajes de diatomeas. Las diatomeas fueron identificadas a nivel de género utilizando microscopio óptico con aceite de inmersión, con un aumento de 1000 x, de acuerdo a Krammer y Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b) y Lange-Bertalot (2000).

Resultados

Estratigrafía y características macroscópicas de los sedimentos

En 2011, al momento de la investigación, la Formación Jolom Naj fue expuesta en dos sitios: en un pequeño corte de carretera (sitio J1, Figura 3) y dentro del perímetro de un proyecto habitacional en el que se niveló una colina (sitio J2, Figura 3). El último afloramiento expuso depósitos de capas horizontales con un espesor de más de ocho metros (Figura 4). Los últimos dos a tres metros estaban constituidos por depósitos volcánicos de color rojo-café, altamente meteorizados y subyacentes por

decenas de centímetros de longitud, dispuestos horizontalmente. Las láminas son fácilmente escindidas a lo largo de planos de estratificación, pero mantienen una alta cohesión interna. Los estratos contienen además abundantes gasterópodos pequeños, generalmente de un milímetro de diámetro, así como una pequeña cantidad de especímenes de gasterópodos grandes. Los sedimentos contienen abundantes cristales de cuarzo detrítico intermezclados en una matriz masiva de color beige y constituida de cristales de calcita euédral, equidimensional y submilimétrica. La arcilla se encuentra subordinada a la calcita.



Figura 4. Afloramiento J2 de 8 m de altura, mostrando las ritmitas lacustres grises de la Formación Jolom Naj, cubiertas discordantemente por arcillas limosas laminadas amarillo-naranja y suelos.

cuatro metros de arcillas laminadas, alternadas, de color blanco y naranja, de probable origen lacustre. Estratos lacustres laminados de limo gris, fosilíferos y ricos en materia orgánica formaban los dos metros más inferiores del afloramiento, siendo además extensamente expuestos en alrededor de 5,000 m² sobre el suelo de la excavación. En algunos lugares, las capas lacustres se encontraron en contacto horizontalmente con pináculos de carbonatos cretácicos Ixcoy-Cobán desprovistos de cobertura de suelo. Estos pináculos representan las puntas de las torres de carst anteriormente sumergidas en el lago y despojadas de su cobertura de suelo antes de ser cubiertas por los sedimentos lacustres. Los estratos lacustres grises laminados contienen ocasionalmente fragmentos de madera de unas pocas

Fallas que cortan los depósitos

Numerosas fallas de rumbo sinestrales, verticales y neoformadas, cortan la Formación Jolom Naj. Las fallas exhiben planos con estrías horizontales, patrones de fracturas en échelon y harina de falla con clivajes subverticales (Figura 5). Las fallas están regularmente espaciadas, con pocos metros de distancia y con pequeñas variaciones de rumbo (N°50-80E, moda N°65E). A escala de afloramiento, la estratificación presenta un buzamiento de 8-13° hacia el WNW o hacia el ENE. No está claro si este buzamiento tiene un origen tectónico o si es el resultado de la compactación diferencial de los sedimentos lacustres depositados sobre la altamente irregular superficie de los carbonatos cretácicos subyacentes.

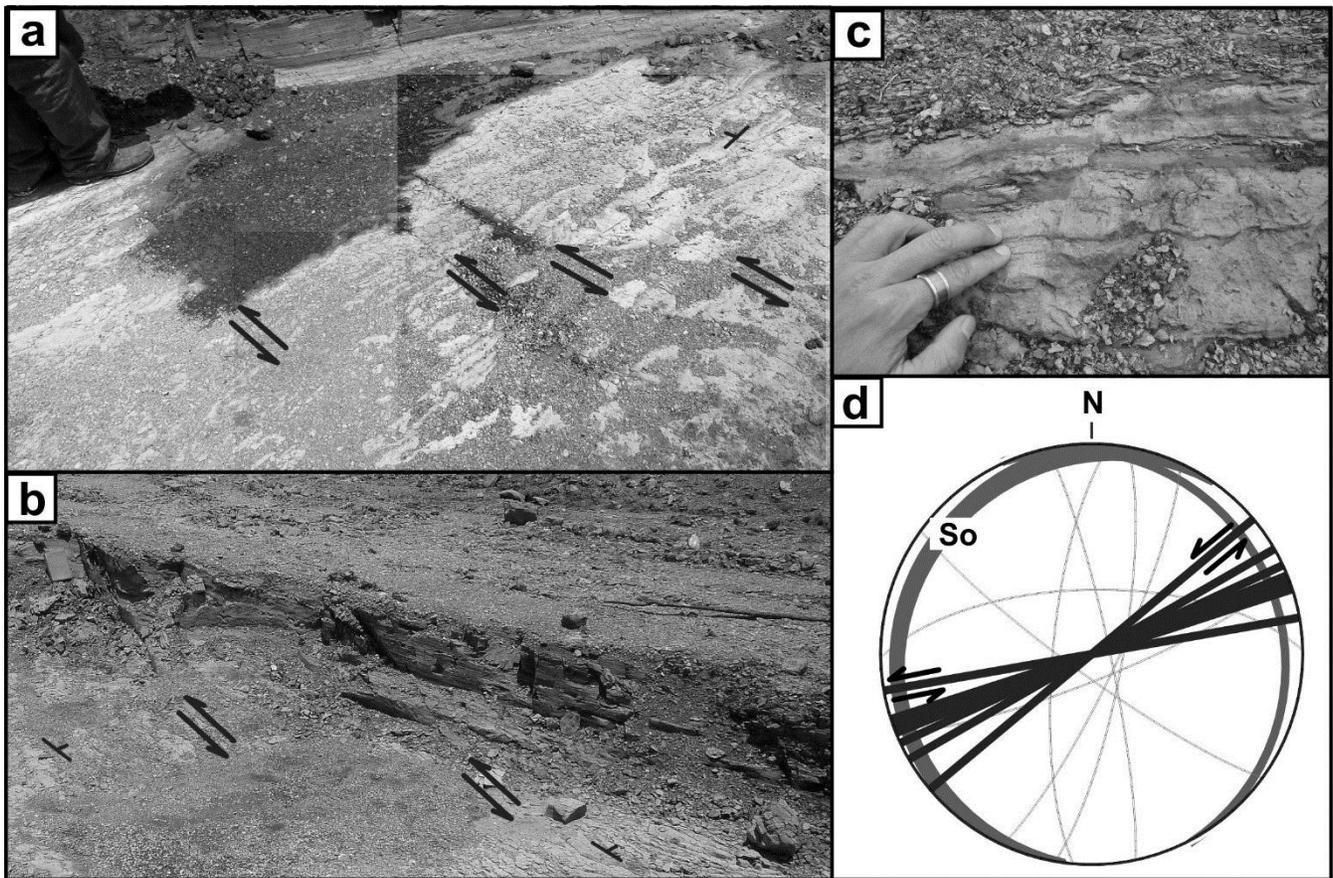


Figura 5. Deformación en los estratos lacustres de la Formación Jolom Naj. (a): series de fallas verticales subparalelas de rumbo sinistral cortando a las láminas lacustres con buzamiento casi normal a las fallas; (b): lo mismo que en (a) con orientación de la estratificación subparalela a las fallas de rumbo sinistral; (c): falla transtensional menor; (d): hemisferio inferior de estereofalsilla mostrando el comportamiento de la estratificación (líneas grises gruesas), fallas de rumbo (líneas negras gruesas) y fallas menores y sets de fracturas (líneas grises finas).

Asociaciones de diatomeas

Se recuperaron exitosamente diatomeas de los depósitos. Una evaluación cualitativa de las asociaciones de diatomeas reveló siete géneros clave. Son todas lacustres y su asociación es similar a las asociaciones encontradas en otros depósitos lacustres plio-pleistocenos de América Central (p. ej. Van Landingham, 2009). Los géneros son *Cymbella*, *Denticula*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Gomphonema* y *Pinnularia* (Figura 6). La disolución parcial de las diatomeas impidió la identificación de especies específicas. La disolución pudo haber ocurrido en el sedimento, debido al ambiente rico en carbonato, o durante la extracción de las diatomeas.

Interpretaciones

Relación entre el lago y el río Cahabón

Los sedimentos de la Formación Jolom Naj tienen un origen lacustre, demostrado por la presencia de diatomeas lacustres y sedimentos laminados con poca bioturbación, como se ha observado en algunos lagos de los alrededores (Laguna Chichoj. Brocard, 2014). La preservación de la materia orgánica y de las laminaciones podría sugerir un proceso de depósito generalmente tranquilo en un fondo de lago anóxico por debajo de la quimioclina (> 10 m en el área). Sin embargo, corrientes de alta energía fueron necesarias para quitar los revestimientos de arcilla de las ahora enterradas torres cársticas, lo que es más consistente con la pequeña cantidad de arcilla depositada en el sedimento y por la presencia de abundantes

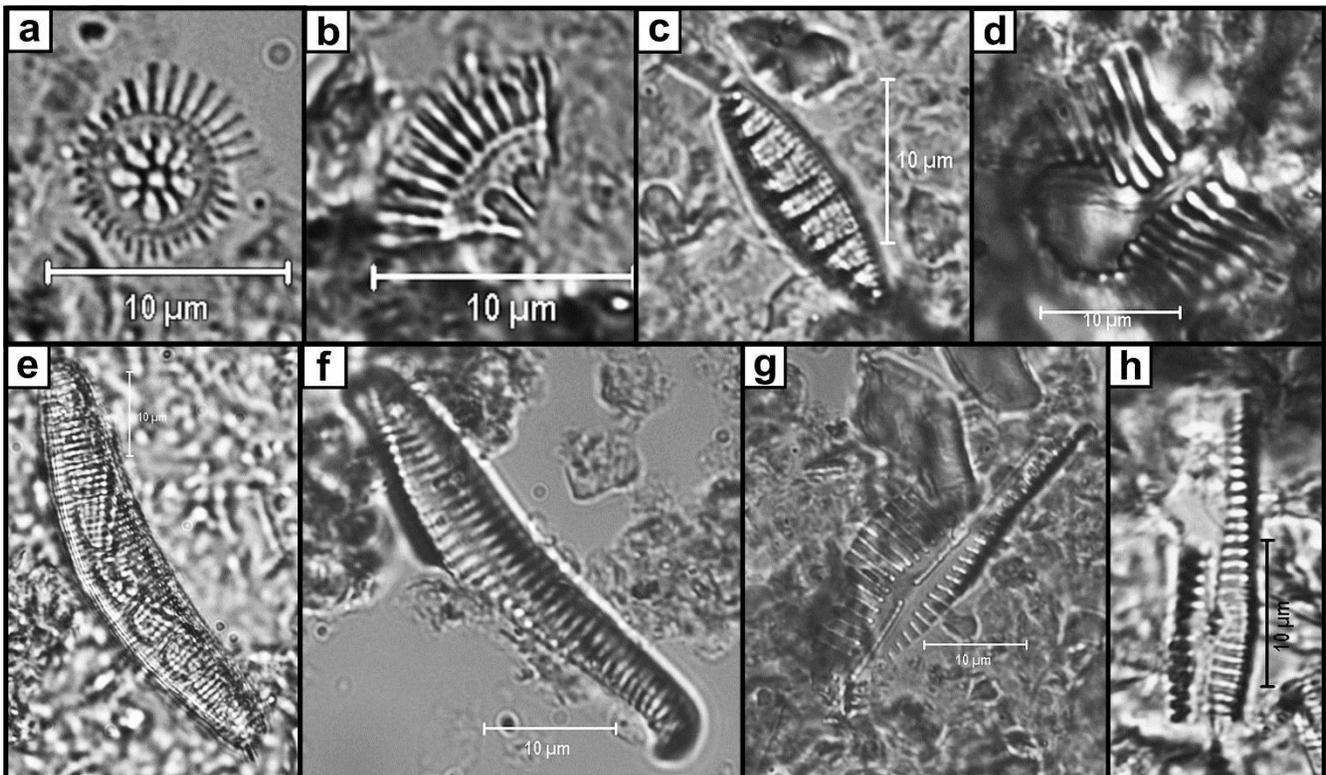


Figura 6. Fotomicrografías de diatomeas encontradas en la Formación Jolom Naj: (a) y (b): *Cyclotella*; (c): *Denticula*; (d): *Pinnularia*; (e): *Epithemia*; (f): *Eunotia*; (g): *Cymbella*; (h): *Gomphonema*.

granos de cuarzo detrítico de tamaño limo-arena. No está claro, por lo tanto, si el lago era superficial, o profundo y sujeto a frecuentes flujos hiperpícnicos.

Los granos de cuarzo se entremezclan con calcita esparítica. La escasez de calcita detrítica y la abundancia de calcita biogénica en la cercana laguna de Chicho (Brocard et al., 2014) sugiere que la calcita en la Formación Jolom Naj bioprecipitó a poca profundidad. Las diatomeas encontradas en la Formación Jolom Naj poseen varios grados de tolerancia a aguas ricas en carbonato. *Epithemia* es un género exclusivamente de agua dulce que se encuentra comúnmente en las aguas ricas en carbonato. Algunas especies de *Denticula* pueden ser localmente abundantes en aguas ricas en carbonato de moderada conductividad. El género *Gomphonema* se encuentra en aguas lacustres circumneutrales. *Pinnularia* suele ser abundante en aguas ligeramente ácidas de baja conductancia, mientras que *Eunotia* está muy extendida y diversificada en hábitats ácidos y distróficos (Spaulding y Edlund, 2009). Los otros géneros identificados se

encuentran en una amplia variedad de entornos y no son discriminantes de ambiente. *Epithemia* y *Denticula* sugieren alta concentración de carbonato disuelto, mientras que *Gomphonema* y *Eunotia* sugieren la interpretación opuesta. La presencia de arena de cuarzo en el depósito indica inyección de sedimentos del río Cahabón. El río Cahabón actualmente drena exclusivamente carbonatos y lutitas. Sin embargo, antes de hace 550 ka, el río drenó rocas ricas en cuarzo de la Sierra de las Minas (Figuras 1 y 2, Brocard et al., 2012). En el flujo basal y en las fases altas moderadamente turbias, el agua del río Cahabón actualmente muestra concentraciones moderadas de calcio, típicamente en un rango de 35-40 mg.l⁻¹ (Brocard, sin publicar). La concentración de calcio es mucho menor en los ríos que fluyen sobre las rocas cristalinas de la Sierra de las Minas, a lo largo del curso ancestral del río Cahabón. Bajos valores son encontrados también en el acuífero albergado por las terrazas cuarcíferas del río Cahabón en la depresión de Cobán (0.6-2.9 mg.l⁻¹, Brocard, sin publicar). Por lo tanto, una posible interpretación de esas asociaciones

discrepantes es que las diatomeas que se desarrollan en ambientes ricos en carbonato estaban presentes en el lago en la estación seca al reducirse la afluencia del río Cahabón y la alta evaporación daba lugar a la precipitación de carbonatos biogénicos, como se observa actualmente en la laguna de Chichoj (Brocard et al., 2015), mientras que los géneros más típicos de aguas de baja conductancia se habrían inyectado en el lago durante la recarga en la estación húmeda por aguas de baja conductancia, ya sea a través de la disolución durante el caudal alto del río Cahabón con la contribución adicional de aguas de baja conductancia derivadas de las rocas cristalinas de la Sierra de las Minas, o en caudales bajos, mediante la filtración a través de las gravas de cuarzo, como se observa actualmente en las terrazas cuarcíferas de la depresión de Cobán (Brocard et al., 2012). La presencia masiva de calcita en los depósitos, sin embargo, sugiere que las aguas del lago fueron buferadas y permanecieron ricas en carbonato durante todo el año. Una explicación alternativa para la presencia de *Pinnularia* y *Eunotia* es que se desarrollaron en las nacientes ancestrales, pobres en

carbonato del río Cahabón, y fueron inyectadas periódicamente en el lago. La asociación conflictiva de estos géneros podría ser también solo aparente, ya que no todas las especies de estos últimos géneros prosperan en aguas ácidas de conductividad baja.

Origen y evolución paleoambiental de la depresión de Cobán

La depresión de Cobán es elongada, con dirección E-W, definida por límites contorsionados y difusos que representan la línea que delimita el carst cónico regional y el relleno sedimentario de la depresión (Figura 3). La depresión es atravesada de este a oeste por el río Cahabón. El río ha producido escalones de terrazas de acumulación de grava cuarcífera imbricada en toda la depresión (Figura 3). Las terrazas se encuentran dentro de un depósito más grande (T3) que comprende los depósitos lacustres de la Formación Jolom Naj.

La irregular superficie carstificada de las calizas cretácicas está en contacto directo con los sedimentos lacustres en el afloramiento J2. Esto significa que la disolución cárstica estaba ocurriendo en toda la depresión

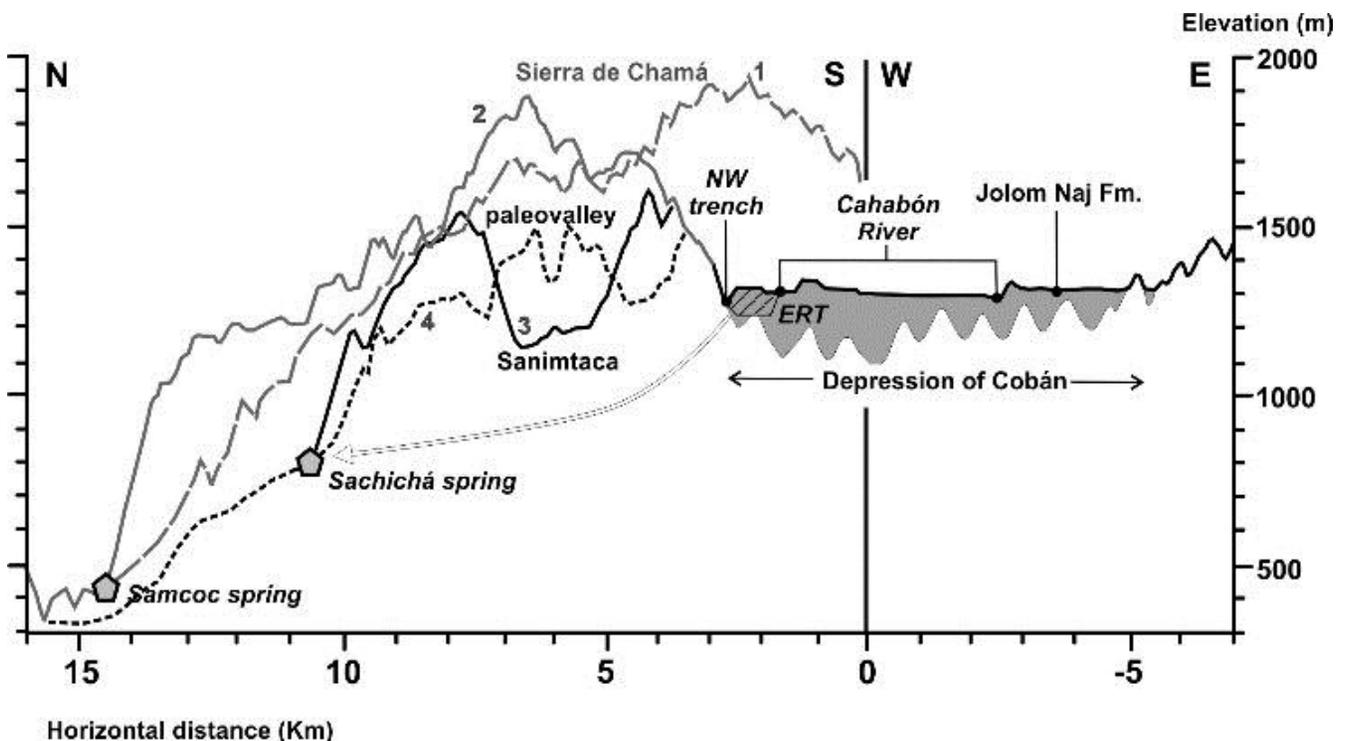


Figura 7. Secciones topográficas a través de varias depresiones cársticas alrededor de Cobán. 1: perfil oeste de la depresión de Cobán; 2: perfil norte de la depresión; 3: perfil a través de la dolina de Sanimtaca; 4: perfil a lo largo de una serie de dolinas entre las depresiones de Cobán y Sanimtaca.

antes de la acumulación de los sedimentos lacustres y fluviales. Imágenes de resistividad eléctrica de los depósitos (Brocard et al., 2012) revelan que el relleno es de más de 70 m de espesor por debajo del río Cahabón moderno, en el extremo oeste de la depresión (Figura 7). Antes de la llegada del río Cahabón, la depresión de Cobán era una depresión cárstica similar a otras grandes depresiones en el área, como las dolinas Sanimtacá, Samac y Sarracach (Figuras 2 y 7). Estas últimas poseen depósitos arcillosos más delgados en su suelo y drenan en largas vías subterráneas que alimentan manantiales localizados a cientos de metros más abajo a lo largo del lado norte de la Sierra de Chamá (Figura 7). Tales vías existen también por debajo de la depresión de Cobán y conectan sumideros activos alineados a lo largo del margen NW de la depresión (Figuras 3 y 7). La depresión de Cobán se diferencia de otras grandes dolinas circundantes únicamente por su invasión por parte del río Cahabón. La presencia de sumideros y de la zanja o trinchera NW (*NW-trench*)

muestra que actualmente los sedimentos desabastecen la depresión debido a la carstificación en curso en profundidad.

Interpretamos, por lo tanto, la evolución de la depresión como sigue: inicialmente, la depresión de Cobán era una simple depresión cárstica y no retenía sedimentos (Figura 8a). La depresión fue invadida por el río Cahabón, cuyos sedimentos fluviales obstruyeron vías subterráneas, lo que permitió la formación de un lago en el que se depositaron los estratos Jolom Naj (Figura 8b). En aquel entonces, el río Cahabón todavía drenaba la Sierra de las Minas y por lo tanto transportaba abundante grava y arena cuarcíferas. La grava está más distribuida en el lado oeste de la depresión, en tanto que la arena domina más al este. En el campo, las relaciones estratigráficas entre las dos están ocultas por una combinación de mala exposición y la falta de continuidad topográfica. La abundancia de arena de cuarzo en los depósitos lacustres, sin embargo, sugiere que ambos depósitos son, al menos en parte, contemporáneos.

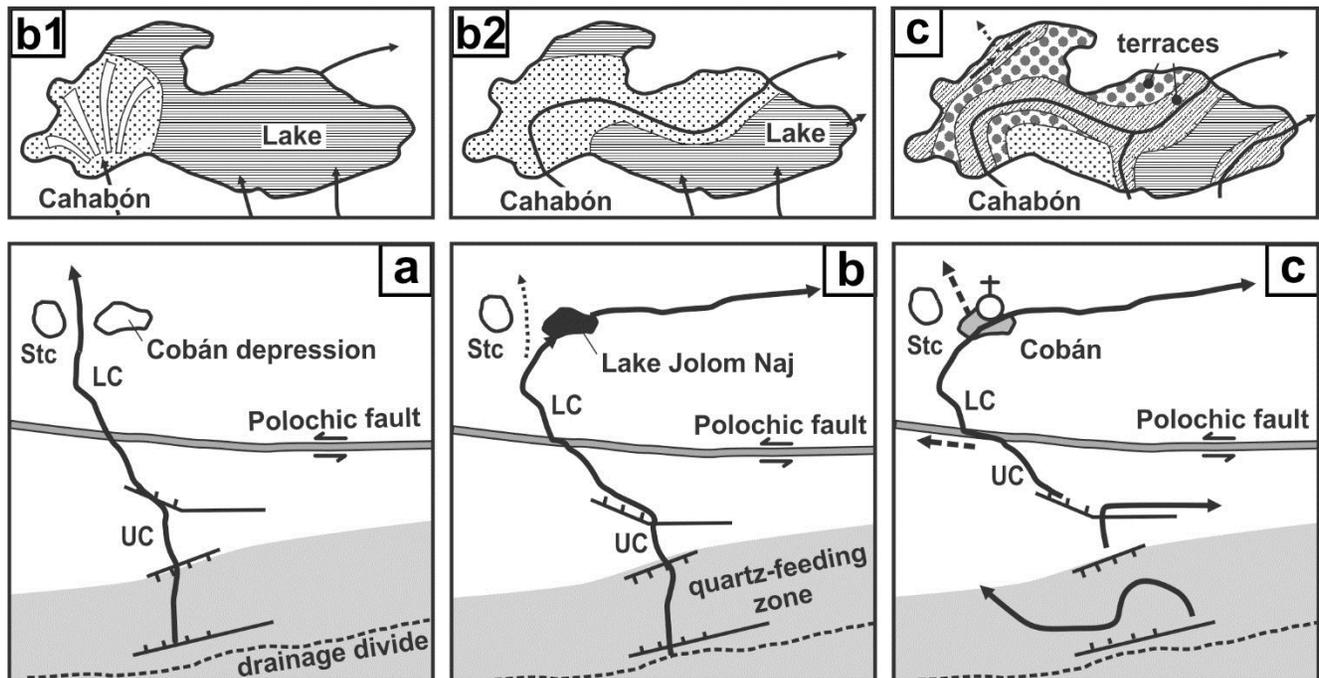


Figura 8. Coevolución de la depresión de Cobán y del río Cahabón. (a): el curso superior del Cahabón (UC) comienza a recorrer atravesando la Falla del Polochic y estableciendo su curso inferior (LC); (b): el Cahabón inferior invade la depresión de Cobán, generando un lago y depositando sedimentos cuarcíferos generados en la zona fuente de cuarzo. El Cahabón fue, ya sea depositando un delta aguas arriba del lago (b1), o bien, constituyendo un canal transversal que represaba los afluentes (b2); (c): El curso superior del Cahabón se dismantela progresivamente, desconectando la depresión de Cobán de la zona fuente de cuarzo. Se espera que las capturas en curso a lo largo de la Falla del Polochic y por debajo de Cobán dismantelen lo que queda del Cahabón inferior en un futuro cercano.

Los sedimentos lacustres fueron depositados, ya sea en un gran lago único, frente a un delta de grava (Figura 8b1), o en uno o varios lagos laterales tras los diques de un río transversal (Figura 8b2). La sedimentación lacustre terminó, ya sea porque se completó el relleno del lago, o por la incisión de su salida. Fases alternadas de agradación e incisión han producido desde entonces terrazas de acumulación, establecidas en los depósitos lacustres (Figura 8c). Estas proveen una edad mínima para la Formación Jolom Naj y para el arribo del río Cahabón a la depresión de Cobán. El nivel T1, libre de cuarzo, tiene polaridad magnética normal (Brocard et al., 2012), y el nivel T2, cuarcífero, tiene 750 ± 520 ka, según la datación de la edad de enterramiento ^{10}Be - ^{26}Al (Brocard et al., 2012). Consideraciones acerca de la evolución del río Cahabón (Brocard et al., 2011) sugieren, además, que la Formación Jolom Naj tiene una edad máxima de 3.5 ± 0.5 Ma (véase la sección siguiente).

Es posible que la depresión de Cobán se haya acentuado por subsidencia tectónica: recientes fallas de rumbo sinestrales con tendencia NE cortan la Formación Jolom Naj (Figura 5 y Authemayou et al., 2012) e indican que la región ha estado sometida a tensión considerable. Los estratos lacustres se encuentran inclinados (fig.5), sin embargo, el afloramiento no es lo suficientemente grande como para determinar si la inclinación de los estratos tiene un origen tectónico o es producto de compactación diferencial o por laxitud sobre una zona de disolución activa profunda en los carbonatos cretácicos subyacentes. A escala regional, la depresión de Cobán puede ser también consecuencia del levantamiento de la Sierra de Chamá, localizada entre la depresión de Cobán y las tierras bajas de Petén, al norte (Figura 7). La Sierra de Chamá ha experimentado un amplio plegamiento anticlinal y levantamiento desde la formación de la planicie Maya en el Mioceno medio (Brocard et al., 2011), y la depresión de Cobán ocupa una amplia posición sinclinal E-W en la que colecta esencialmente corrientes que fluyen del norte, aguas arriba de la Sierra de Chamá, y las redirige hacia el este a lo

largo del margen meridional de la sierra (Figuras 1 y 2). Un corredor de dolinas coalescentes define un espacio con orientación N-S a través de la sierra con tendencia E-W en el NW de Cobán (perfil 4, Figura 7). Este corredor podría representar un antiguo valle inciso por un río transversal (Figura 8a), que se habría desintegrado durante el levantamiento, por el desvío hacia la depresión de Cobán o por absorción en la red cárstica subterránea.

Nacimiento y deceso del río Cahabón: una corriente de vida corta

El río Cahabón es peculiar, ya que no actúa como nivel base del nivel freático regional del agua alojada en los carbonatos de caja. En lugar de eso, el agua de los carbonatos en los cuales fluye el río, drena hacia el río Chixoy (Tripet, 1976), el cual se encuentra 750 a 1,000 metros bajo el río Cahabón. Drena también en grandes manantiales cársticos localizados a lo largo del flanco norte de la Sierra de Chamá, varios cientos de metros por debajo del río Cahabón (Figura 7). Es un hecho que el nivel freático regional se encuentra a menudo por debajo del río Cahabón. Varias dolinas grandes se han profundizado hasta elevaciones mucho más bajas que la del río Cahabón (por ejemplo, las depresiones de Samac y Sanimtacá, Figuras 2 y 7), y el propio río Cahabón provee al acuífero regional en la depresión de Cobán. Allí, el río se infiltra en las terrazas cuarcíferas y desde allí, el agua se filtra en el carst subyacente. La percolación y el arrastre de sedimentos se puede observar en una zanja o trinchera natural que sigue el contacto entre los carbonatos de caja y los sedimentos de relleno, a lo largo del lado NW de la depresión (Figuras 3 y 7). La trinchera está separada del río Cahabón por una terraza (nivel T2), que resulta del arrastre de material de terraza en sumideros ubicados a 30 m por debajo de la cota actual del cauce del río Cahabón. Los sumideros se conectan a una red de cavernas que alimentan al manantial Samoc (Figura 7, Rykwald, 2008), siete kilómetros al norte y 300 m más abajo. A diferencia del río Chixoy, que fluye en un profundo cañón a través de las mesetas cársticas y atrae el flujo de las aguas subterráneas, el río Cahabón

está inciso solamente de forma muy somera en la superficie de la meseta. También solo está ligeramente desviado por la falla activa del Polochic (de rumbo sinistral), mostrando un tramo paralelo a la falla de solamente 10 km de largo cerca de Tactic (Figura 2), en comparación con la desviación de 25 km del río Chixoy (Brocard et al., 2011). Todas estas características en conjunto, sugieren que el curso del río Cahabón sobre las tierras altas carstificadas, aguas debajo de la Falla del Polochic, es muy reciente. Suponiendo que la Falla del Polochic se ha estado moviendo a una velocidad constante de 2.9 ± 0.4 mm/a en los últimos millones de años (Brocard et al., 2011), se necesitan 3.5 ± 0.5 Ma para desviar el río la cantidad de deflexión observada cerca de Tactic, lo cual nos da la estimación para la formación del curso inferior del río Cahabón. El río podría haber inundado la depresión de Cobán en ese momento. Por otra parte, el río pudo haber establecido inicialmente un curso transversal a lo largo del perfil 3 (Figuras 2 y 7), al NW de la depresión de Cobán (Figura 8a) y pudo haber sido conducido a la depresión de Cobán después (Figura 8b). Raras ocurrencias de grava cuarcífera son encontradas en las laderas cercanas al perfil 3 (observaciones de los autores) y proporcionan cierto apoyo a esta segunda hipótesis, aunque se necesita más evidencia.

Cuando invadió la depresión de Cobán, el río Cahabón poseía una cuenca alta más grande, alcanzando la divisoria de aguas de la Sierra de las Minas (Figura 2; Brocard et al., 2011; 2012). Las mayores capturas han ocurrido en los últimos 700 ka cerca de Santa Bárbara y Purulhá; estas decapitaron al río Cahabón reduciendo considerablemente su área de drenaje y eliminando la fuente cuarcífera (Figuras 2 y 8c). Otra decapitación del río es probable que ocurra pronto justo aguas debajo de Tactic, donde se espera que el río Chixoy capture al río Cahabón (Brocard et al., 2012). En la depresión de Cobán, el río Cahabón pierde agua además a través de su relleno de sedimentos, alimentando manantiales en el lado norte de la Sierra de Chamá. El agrandamiento de la trinchera NW desencadenará pronto una redirección directa del río

Cahabón hacia los sumideros. El río no transfiere tanta carga de fondo como lo hacía cuando invadió la depresión de Cobán por primera vez. Por lo tanto es menos probable que el sistema cárstico sea obstruido de nuevo. En lugar de eso, el río podría llegar a ser completa y permanentemente desviado a vías subterráneas. En todo caso, la tendencia general en la evolución del curso del río es su desmantelamiento progresivo. Sobre las tierras altas carstificadas de Cobán, el curso del río Cahabón ha sido altamente inestable desde que se estableció, y comenzó su decaimiento poco después de su formación en el Plioceno tardío-Cuaternario temprano.

Conclusiones

Los estratos lacustres de la Formación Jolom Naj ocupan el lado este de la depresión de Cobán. Estos estratos contienen una asociación plio-cuaternaria de diatomeas, gasterópodos y madera. Los depósitos están atravesados por fallas recientes de rumbo sinistral con una orientación preferencial $N^{\circ}60-80$.

Los estratos contienen abundantes granos de cuarzo en una matriz calcítica. Arcillas representan un componente menor. Estas características sugieren un ambiente lacustre poco profundo de alta energía, en contacto con el río Cahabón.

El análisis de la relación ente la Formación Jolom Naj, con los depósitos más jóvenes datados y la evolución regional del río Cahabón, sugiere que el lago fue de vida corta y existió durante algún tiempo entre 3.5 ± 0.5 Ma y 0.8 ± 0.5 Ma.

Nosotros proponemos que el lago se formó cuando el río Cahabón inundó por primera vez la depresión cárstica de Cobán. De esta manera, la Formación Jolom Naj marca el inicio del río Cahabón aguas debajo de la Falla del Polochic. Esta edad tardía de formación es compatible con muchas características inusuales del río Cahabón, tales como su bajo nivel de arraigo en la meseta y su alta elevación en comparación con los ríos circundantes y

dolinas. Como consecuencia, el río pierde parte de su descarga, al inundar las tierras altas carstificadas.

Durante los últimos 550 ka, el río Cahabón ha comenzado a decaer: su curso es objeto de capturas en beneficio de otros ríos y de capturas subterráneas. Se espera que esta tendencia continúe y lleve pronto al desmantelamiento total del río.

Agradecimientos

Agradecemos a Humberto Morán por proveernos información histórica respecto a la población Jolom Naj.

Referencias bibliográficas

- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Simon-Labric T, Chiquín EN, Gutierrez A, Morán-Ical S (2011). The Caribbean–North America–Cocos triple junction and the dynamics of the Polochic–Motagua fault system: a zipper model. *Tectonics* 30, 3, TC3010.
- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Suski B, Cosenza B, Morán-Ical S, González-Véliz CW, Aguilar-Hengstenberg MA, Holliger K (2012). Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *J. Geophysical Research* 117, B07403, doi: 10.1029/2012JB009444.
- Brocard G, Teyssier C, Dunlap WJ, Authemayou C, Simon-Labric T, Cacao-Chiquín N, Gutiérrez-Orrego A, Morán-Ical S (2011). Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation, and groundwater flow. *Basin Research* 23, 6, 631-651.
- Brocard G, Willenbring J, Suski B, Audra P, Authemayou C, Cosenza-Murales B, Morán-Ical S, Demory F, Rochette P, Vennemann T, Holliger K, Teyssier C (2012). Rates and processes of river network rearrangement during incipient faulting: the case of the Cahabón River, Guatemala. *American Journal of Science* 312, 449-507, doi:10.2475/05.2012.01.
- Brocard G, Adatte T, Magand O, Pfeifer H-R, Bettini A, Arnaud F, Anselmetti F, Morán-Ical S (2014) A 20th century flood and earthquake record in Lake Chichó, Guatemala. *Journal of Paleolimnology*, DOI 10.1007/s10933-014-9784-4.
- Charles DF (2002). Protocols for the analysis of algal samples collected as part of the US Geological Survey National Water-Quality Assessment Program. Patrick Center for Environmental Research. Philadelphia, PA, USA: Academy of Natural Sciences.
- Delvaux D, Sperner B (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland D. (Ed.): *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society of London Special Publications 212, 75-100.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1986). Bacillariophyceae 2/1. Naviculaceae. In: Ettl H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süsswasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 1876.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1988). Bacillariophyceae 2/2. Basillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In: Ettl H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süsswasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1-600.
- Krammer K, Lange-Bertalot H (1991a). Bacillariophyceae 2/3. Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: Ettl, H, Gerloff J, Heynig H, Mollenhauser (Eds.): *Süsswasserflora von Mitteleuropa*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1-600.

Krammer K, Lange-Bertalot H (1991b). Bacilliarophyceae 2/4. Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In: Ettl H. (Ed.): Pascher's Süßwasserflora von Mitteleuropa, 2, 4. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 1437.

Lange-Bertalot H (2000). Iconographia Diatomologica Annotated Diatom Micrographs e Diatom Flora of Marine Coasts I, vol. 7. Witkowsiki A, Lange-Bertalot H, Metzeltin D (eds.). Koeltz Scientific Books.

Rykwald P (2008). Back-to-back adventures south of the border. National Speleological Society of America News, 66, 3, 9–19.

Spaulding S, Edlund M (2009). Diatoms of the United States. <http://westerndiatoms.colorado.edu/>

Tripet J-P (1976). Etude de la perméabilité et de la porosité de formations calcaires karstifiées (Alta Verapaz, Guatemala). In: Deuxième colloque d'hydrologie en pays calcaire, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 25, 3, 411-420.

Van Landingham SL (2009). Use of diatom stratigraphy in determining a minimum (Sangamonian = 80- ca 220 ky BP) and a maximum (Illinoian = ca 220 - 430 ky BP) age for the Hueyatlaco artifacts, Puebla, Mexico. *Nova Hedwigia, Beiheft 135*, 15-36.

REVISTA GUATEMALTECA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

NORMAS PARA AUTORES

La **Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra** publicará artículos originales en español o en inglés relacionados con las Ciencias de la Tierra.

TEXTO: Documento mecanografiado en procesador de textos estandarizado (ficheros tipo .doc) con extensión máxima de 20 páginas tamaño carta (incluidas referencias, figuras y tablas) con tamaño de letra de 10 pt (fuente *Times New Roman* o similar), espaciado interlineal de 1,5 y márgenes de 2 cm. El **título** del artículo se redactará con mayúsculas, con tamaño de letra de 12 pt, será breve e informativo sobre sus contenidos y, cuando sea necesario, precisará el encuadre geográfico y geocronológico. Los originales en español deberán llevar el título también en inglés y viceversa. Los **autores** aparecerán en minúsculas (con mayúscula inicial) con un tamaño de 10 pt, en el orden en que deseen ser citados. Primero el nombre seguido del apellido o apellidos. Se indicará el lugar de trabajo de cada uno de los autores, con la dirección de su centro de investigación y de correo electrónico, con un tamaño de letra de 8 pt. Se incluirá un **resumen** en español y en inglés (*abstract*), con una extensión mínima de 100 palabras y máxima de 250 palabras en cada idioma, con un tamaño de letra de 9 pt. El resumen debe ser conciso e indicativo del contenido y aportaciones del conjunto del artículo y no debe incluir ecuaciones o referencias. Seguidamente se pondrán hasta cinco **palabras clave** (*key words*) en ambos idiomas, por orden alfabético. Después del resumen, el *abstract* y las palabras clave, se desarrollará el texto a dos columnas con un espaciado entre columnas de 0.5 cm. Los diferentes **apartados del texto** se titularán con inicial mayúscula y negrita, sin numeración, con un tamaño de letra de 11 pt. Se recomienda incluir los apartados de Introducción, Metodología, Resultados, Discusión de resultados y Conclusiones. El último apartado será el de Referencias Bibliográficas, precedido, si se estima oportuno, de los Agradecimientos. No se admiten notas a pie de página ni al final del texto, por lo que cualquier comentario deberá incluirse en el cuerpo principal del manuscrito. En las referencias bibliográficas incluidas en el cuerpo del texto, se consignarán con inicial mayúscula, los apellidos que usen los autores en el trabajo correspondiente y el año de publicación, y deberá citarse además de forma completa en el apartado final de Referencias Bibliográficas. En el caso de tres o más autores se utilizará "*et al.*" (en cursiva). Para las citas de un trabajo de dos autores, sus apellidos irán relacionados con la conjunción "y". Las **referencias de los trabajos citados serán incluidas en el apartado final** de Referencias Bibliográficas, siguiendo un formato específico. A modo de ejemplo para los diferentes tipos de documentos: **Artículos de revistas:** Heredia, M. y Baltuille, J.M. 1997. Las posibilidades mineras de Cuba en el sector de las rocas

ornamentales. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (6), 47-52; **Libros:** Didier, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp. **Capítulos de libros:** Quesada, C. 1983. El Carbonífero de Sierra Morena. En: Martínez, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 243-278. **Actas de congresos:** Delgado, F., Ovejero, G. y Jacquín, J.P. 1971. Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de Sierra de Baza (Granada, España). / *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, 2, 119-128. **Informes y trabajos inéditos:** Se citará el autor o autores, año de la realización y ubicación de dicho trabajo: Baltuille, J.M. 1998. *Estudio estadístico tras la revisión de la totalidad de los artículos publicados en el Boletín Geológico y Minero durante el decenio 1989-1998*. Informe inédito. Comité de Redacción del Boletín Geológico y Minero, Centro de Documentación del IGME, Madrid, 13 págs.+19 págs. (anexos). **Páginas web:** Se citará el título de la página, el autor o autores de la misma, organismo o institución editora, fecha de acceso a la información y dirección electrónica tanto de la página como del directorio raíz, ejemplo: Kluwer Academic Publishers Information Service (KAPIS), 24/03/99, <http://www.wkap.nl>

TABLAS: Las tablas y cuadros que contengan texto o datos numéricos organizados en filas y columnas, aparecerán citados todos como tablas, y se prepararán para ocupar un ancho de una o dos columnas (80 ó 170 mm), y el alto proporcional; el máximo serán las dimensiones de la caja de una página completa, e incluso dos páginas completas. El texto o números que contengan, si es el caso, deberán leerse claramente al tamaño elegido, no siendo nunca el tamaño de los caracteres inferior a 8 pt. El formato de la tabla deberá evitar, siempre que sea posible, el uso de cuadrícula con líneas verticales y horizontales para separar filas y columnas. Se recomienda la utilización sólo de algunas líneas horizontales. Las tablas deberán enumerarse de 1 en adelante y citarse dentro del texto con esa numeración e inicial mayúscula, por ejemplo: Tabla 1. El título de la tabla debe consignarse en la parte superior de la misma con un tamaño de letra de 10 pt.

FIGURAS: Las ilustraciones originales (dibujos, mapas, esquemas, diagramas, fotografías, etc.), serán citadas el texto y numeradas correlativamente todas como figuras, y se prepararán para ocupar un ancho de una o dos columnas (80 ó 170 mm), y el alto proporcional; el máximo serán las dimensiones de la caja de una página completa, admitiéndose, solamente en caso de que sea necesario, figuras que ocupen dos páginas completas. El texto o numeración que contengan, si es el caso, deberá

leerse correctamente al tamaño elegido, no empleando caracteres de tamaño inferior a 8 pt. Por regla general se prepararán para aparecer en blanco y negro o escala de grises, aunque pueden publicarse en color siempre y cuando esté justificado por la necesidad de ilustrar un elemento de colores singulares o disponer de una paleta amplia de colores. En estos casos, los autores las enviarán en color, y el editor principal decidirá sobre el formato final de publicación. Además, se entregarán siempre aparte del texto, indicando en éste su posición; en ficheros individuales de imagen (formato TIFF o JPG), a una resolución mínima de 300 ppp para el tamaño de edición final. Las ilustraciones deberán ser originales y propiedad de los autores y, en caso de tener derechos de edición o reproducción, es responsabilidad de los autores el tramitar la autorización de su cesión para publicación en la Revista. En cualquier circunstancia, se deben citar expresamente las fuentes de las que fueron extraídas, modificadas o adaptadas dichas ilustraciones. Las figuras deberán enumerarse de 1 en adelante y citarse dentro del texto con esa numeración e inicial mayúscula, por ejemplo: Figura 1. El título de la figura debe consignarse

en la parte inferior de la misma con un tamaño de letra de 10 pt.

FÓRMULAS Y ECUACIONES: Las fórmulas y ecuaciones a incluir en el texto, deben ser insertadas mediante la utilización de un editor de ecuaciones, quedando la posición de las mismas a disposición del autor.

REMISIÓN DEL MANUSCRITO: Se enviará en formato digital (archivos informáticos) por cualquiera de los siguientes medios:

Por correo electrónico dirigido a moran_sergio@usac.edu.gt, siempre que el tamaño de los ficheros adjuntos no supere los 10 Mb por mensaje. Cuando los ficheros de las figuras o tablas sean de gran tamaño, se podrá utilizar el correo postal o mensajería, con los ficheros grabados en soporte digital (CD-ROM, DVD), dirigido a Carrera de Geología, a la dirección del Centro Universitario del Norte CUNOR.

El autor de contacto tendrá acuse de recibo y de los pasos del proceso editorial.

La presente publicación se realizó gracias al patrocinio de:
This publication was possible through the sponsorship of:



Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra, vol. 2, núm. / Issue 1
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Sumario / Contents

- Interpretación geológico-geomorfológica de las estructuras del vulcanismo terciario en el área central de Chimaltenango y Sacatepéquez. *Geologic-geomorphic interpretation of the tertiary volcanism structures in central region of Chimaltenango and Sacatepéquez*. C. Pérez 5
- Stock Matanzas: Magmatismo orogénico posterior al metamorfismo del complejo Chuacús. *Matanzas stock: Postorogenic magmatism after Chuacús complex metamorphism*. R. Milián y U. Martens 9
- Análisis comparativo multidimensional de pobreza hídrica a nivel municipal en Chiquimula, Guatemala. *Comparative analysis of water poverty at the municipal level in Chiquimula, Guatemala*. R. Machorro, S. Morán y S. Cortez 27
- Movimientos en masa en Guatemala debidos al impacto del bólido en el límite Cretácico-Paleógeno. *Mass movements in Guatemala due to the Cretaceous-Paleogene boundary bolide impact*. J. Rosenfeld 37
- The plio-pleistocene lacustrine Jolom Naj formation in Cobán, Alta Verapaz: Implications for the growth and demise of the Cahabón River*. La formación lacustre plio-pleistocena Jolom Naj en Cobán, Alta Verapaz: Implicaciones para el crecimiento y deceso del río Cahabón. G. Brocard, S. Morán, T. Dura y O. Vásquez 45
- La formación lacustre plio-pleistocena Jolom Naj en Cobán, Alta Verapaz: Implicaciones para el crecimiento y deceso del río Cahabón. *The plio-pleistocene lacustrine Jolom Naj formation in Cobán, Alta Verapaz: Implications for the growth and demise of the Cahabón River*. G. Brocard, S. Morán, T. Dura y O. Vásquez 57

ISSN 2410-728X



USAC
 TRICENTENARIA
 Universidad de San Carlos de Guatemala

