

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

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

Volumen/Volume 3

año 2016

Número/Issue 1



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

ISSN 2410-728X

Volumen 3

Número 1

Año 2016

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

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

Sumario / Contents

- Riesgos naturales asociados a la génesis de la laguna de Chichoj, Alta Verapaz. *Natural Hazard associated with the genesis of Lake Chichoj, Alta Verapaz.* G. Brocard, S. Morán, O.J. Vásquez, M. Fernández-Irujo 5
- Eutrofización y contaminación por cromo en la laguna de Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala. *Chromium eutrophication and contamination in Lake Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala.* G. Brocard, A. Bettini, H.R. Pfeifer, T. Adatte, S. Morán, C. Gonneau, O.J. Vásquez 20
- Análisis cinemático del patrón de fallamiento al norte de la zona de falla de Jalpatagua, Guatemala. *Kinematic analysis of the failure pattern to the north of the Jalpatagua's failure zone, Guatemala.* S. Morán-Ical 44
- Contaminación con flúor de aguas subterráneas en Guatemala. *Fluorine Contamination of underground waters in Guatemala.* R. Machorro, O.J. Vásquez 52
- Evaluación de la susceptibilidad a la pérdida de suelo utilizando un sistema de información geográfica en la cuenca del lago Petén Itzá. *Susceptibility to soil loss evaluation using a geographic information system in Petén Itzá Lake basin.* J. Requena 61
- Cuvieronius (Mammalia, Proboscidea) del Pleistoceno de Chahal, Guatemala. *Pleistocene Cuvieronius (Mammalia, Proboscidea) of Chahal, Guatemala.* S. Lucas, J. Requena, G. Alvarado 67

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

vol. 3, núm. / Issue 1, año 2016

ISSN 2410-728X

Equipo Editorial / *Editorial Board:*

Osmín Jared Vásquez Hernández

Sergio David Morán Ical

César Fernando Monterroso Rey

Julio Fernando Avendaño Castro

Portada: Cuerpo alóctono de anfíbolita en la Zona de Sutura del Motagua, Guatemala

Cover: Amphibolite allochthonous in the Motagua Suture Zone, Guatemala

Fotografía/Photo: Carlos Ventura Zavala

RIESGOS NATURALES ASOCIADOS A LA GÉNESIS DE LA LAGUNA DE CHICHOJ, ALTA VERAPAZ

NATURAL HAZARD ASSOCIATED WITH THE GENESIS OF LAKE CHICHOJ, ALTA VERAPAZ

Gilles Brocard¹, Sergio Morán Ical², Osmín Jared Vásquez², Manuela Fernandez-Irujo¹

(1) Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Switzerland

(2) CUNOR, Universidad de San Carlos Guatemala, Cobán, Guatemala.

RESUMEN

En las tierras altas kársticas de Alta Verapaz, los lagos son poco comunes, debido a que la mayoría de las aguas superficiales recogidas por las depresiones kársticas se pierden a través de las vías subterráneas y corrientes circundantes. En este trabajo brindamos algunas pruebas que sugieren que una de las escasas lagunas que se encuentran en las tierras altas, la laguna de Chichoj, llena dolinas que se han desarrollado a lo largo de capas subterráneas de yeso. La evidencia proviene de la inspección de las formaciones geológicas expuestas alrededor de la laguna, a partir de datos batimétricos recientes y de núcleos de sedimentos recuperados del fondo lacustre. Estos datos indican que las dolinas se han profundizado y llenado rápidamente, lo que implica que la laguna tiene un tiempo de vida del orden de unos 10 000 años. No obstante, los datos se oponen a la idea de una formación catastrófica de la laguna entera en el siglo XVI, como afirman algunos informes históricos y tradiciones locales. El origen de la laguna, sin embargo, junto con el reciente colapso catastrófico del flanco de la montaña de Los Chorros en 2009, apunta hacia algunos riesgos no reconocidos anteriormente relacionados con el potencial de ampliación o profundización rápida o repentina de la laguna y sus pantanos circundantes. La información a la mano sugiere que el colapso que ha tenido lugar en Los Chorros y la formación de la laguna de Chichoj están probablemente relacionados con una causa común, a saber, la disolución del yeso en profundidad, y que algún colapso de tierra repentino puede ocurrir alrededor de la laguna. Además, la laguna drena a un sistema kárstico que es vulnerable a la obstrucción. Ambos procesos hacen el área de la laguna y las áreas pantanosas de sus alrededores vulnerables a hundimientos de terreno e inundaciones.

Palabras clave: riesgo natural, laguna de Chichoj, yeso.

ABSTRACT

Lakes are uncommon over the karstified highlands of Alta Verapaz, because most of the surface water collected in karstic depressions is lost to underground pathways and surrounding streams. We provide here evidence that suggests that one of the rare lakes found on the highlands, Lake Chichoj, fills dolines that have developed over buried seams of gypsum. Evidence comes from inspection of geologic formations exposed around the lake, from recent bathymetric data and sediment cores retrieved from the lake floor. These data indicate that the dolines are both deepening and filling up rapidly, implying that the lake has a lifetime in the order of a few 10 000 years. The data however preclude catastrophic, wholesale formation of the lake in the 16th century, as claimed by some historical reports and local traditions. The origin of the lake, together with the recent catastrophic mountain flank collapse of Los Chorros in 2009, however, point to some previously unrecognized risks related to the potential rapid or sudden enlargement or deepening of the lake and of its surrounding wetlands. The information at hand suggests that the collapse that has taken place at Los Chorros and the formation of Lake Chichoj are probably related to one common cause, namely the dissolution of gypsum at depth, and that rapid ground collapse can occur around the lake. In addition, the lake drains to a karstic system, which is vulnerable to obstruction. Both processes make the lake area and its surrounding wetland vulnerable to ground subsidence and flooding.

Keywords: natural risk, lake Chichoj, gypsum.

1. Introducción

El 4 de enero de 2009, cuatro millones de metros cúbicos de rocas se desprendieron del cerro La Laguna cerca de San Cristóbal Verapaz, y se extendieron como una avalancha de rocas en el valle de Los Chorros, matando por lo menos a 34 personas y destruyendo una vía de comunicación importante que se ha mantenido sin reparar hasta el día de hoy (Fernández *et al.*, 2013). El área de San Cristóbal se ha visto afectada por otros derrumbes de tierra en el pasado, más notablemente en el siglo XVI, de acuerdo a Thomas Gage (1648) y tradiciones orales, que cuentan que el asentamiento de San Cristóbal-Cacoh fue destruido y sumergido en la laguna de Chichoj durante la formación catastrófica de la misma. Varios estudios han informado de otros cambios importantes en la laguna, en particular, una reducción drástica de su tamaño desde la década de los cuarenta (Albizúrez-Palma 1978; Mouriño *et al.*, 1994).

El presente trabajo tiene por objetivo revisar la evidencia geológica que apoya o refuta estos informes, ya que estos tienen consecuencias potencialmente importantes para la evaluación de riesgos geológicos en la zona. El artículo presenta los datos publicados recientemente, así como material inédito. Se combinan estos datos para determinar el origen y la evolución de la laguna de Chichoj. La información a la mano sugiere que el colapso del flanco de la montaña, en Los Chorros, y la formación de la laguna de Chichoj tienen una causa común. Esta información se utiliza para evaluar los riesgos geológicos en los alrededores de la ciudad de San Cristóbal Verapaz.

2. Materiales

La información geológica proviene de mapas geológicos y de observaciones de los autores realizadas en los alrededores de la laguna de Chichoj y en el valle de Los Chorros, en los afloramientos expuestos como consecuencia del alud sucedido en 2009.

La laguna fue cartografiada en 2009 utilizando una ecosonda portátil Hummingbird 570 DI. La adquisición de datos se llevó a cabo a lo largo de transectos meridianos ubicados de 50 a 80 metros de distancia (Figura 1), con una separación de 20 metros entre los puntos de sondeo. El mapa resultante incorpora alrededor de 1 400 puntos de sondeo. La batimetría es consistente con los sondeos manuales anteriores (Albizúrez-Palma 1978) y con la profundidad medida en los sitios de extracción de testigos. Una incertidumbre media vertical de ± 1 m resulta de la elección del método de interpolación (Brocard *et al.*, 2014).

Se utilizó un GPS diferencial para obtener mediciones precisas de la elevación de una antigua línea de costa de la laguna que actualmente encierra a los pantanos (Figura 1), y de la entrada de la parte subterránea del río El Desagüe, aguas abajo de la salida del lago (estación individual Garmin Trimble GeoXT). Las distorsiones atmosféricas al momento del estudio se corrigieron utilizando el software GPS Garmin Pathfinder®, seleccionando el aeropuerto La Aurora, en la ciudad de Guatemala, como base regional. Las incertidumbres verticales fluctúan de 0,15 m en lugares bien expuestos hasta 0,55 m en lugares más reducidos.

Los pantanos que rodean la laguna (Figura 1) fueron cartografiados mediante pares estereoscópicos de fotografías aéreas a blanco y negro proveídas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) de Guatemala. Un conjunto de pares estereoscópicos tomados en 2001, 1991, 1964 y 1954 se utilizaron para realizar un seguimiento de las fluctuaciones del tamaño de la laguna y las alteraciones en los pantanos. La cartografía se ha reportado sobre fotografías aéreas pancromáticas ortorectificadas con 5 m de resolución tomadas en 2008.

Los núcleos fueron recuperados en 2010 de las tres subcuencas de la laguna de Chichoj (Figuras 1 y 5). Los sedimentos en las pendientes y pies de las cuencas fueron extensamente afectados por slumps. La mayor parte de los slumps se produjeron durante el terremoto de 1976 d. C.

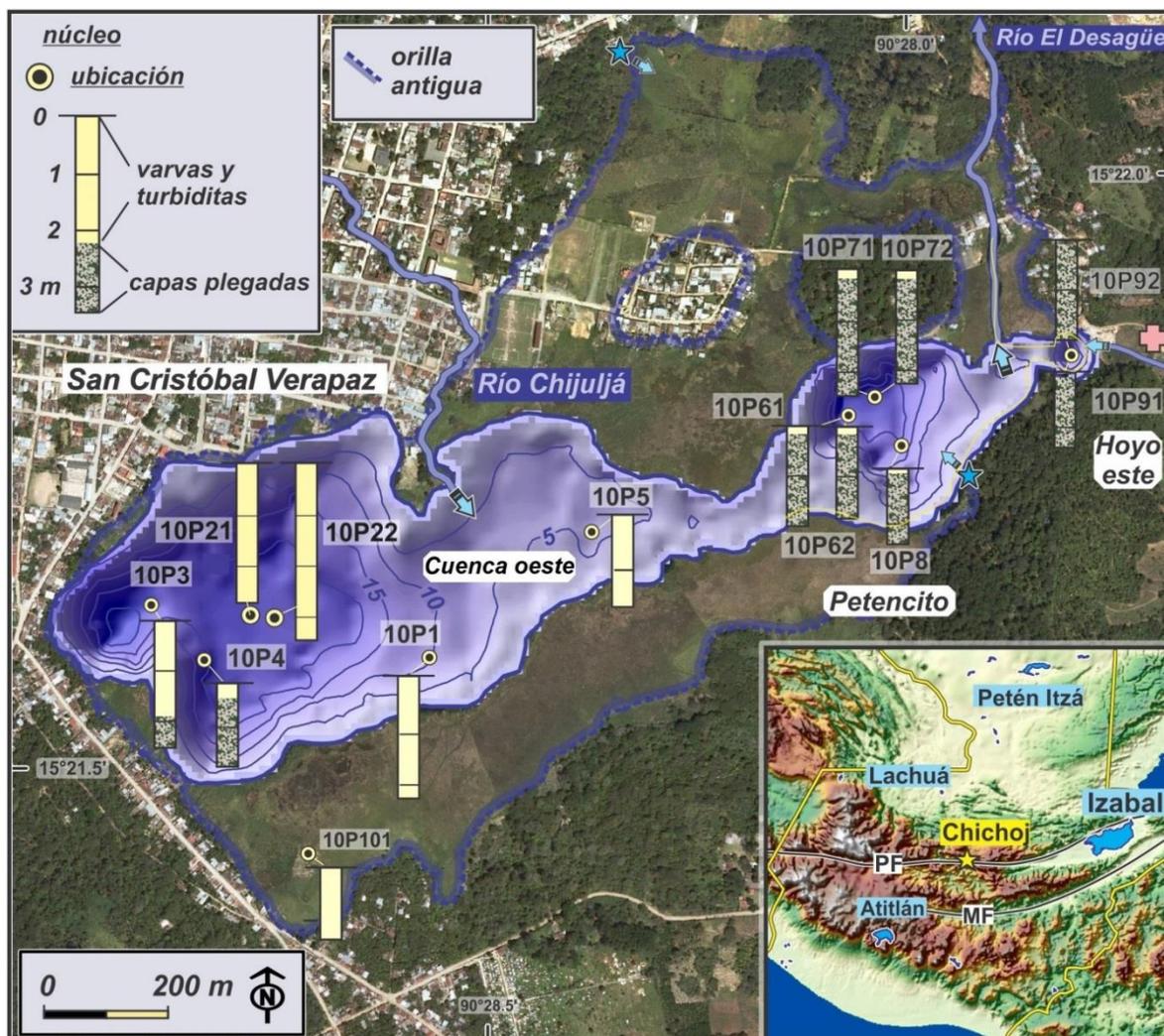


Figura 1. Mapa batimétrico de la laguna de Chichojo con la ubicación de los núcleos de sedimentos.

Batimetría de la laguna sombreada con contornos de profundidad cada 5 m, superpuesta a una fotografía aérea tomada en el año 2008. Cruz rosada: sedimentos afectados por fallas normales. Recuadro: localización de la laguna de Chichojo en Guatemala, con indicación de algunos lagos importantes y características geológicas mencionadas en el texto: PF: Falla del Polochic, MF: Falla del Motagua.

en la falla del Motagua. La pérdida de masa fue tan extensa que el material desplomado por los slumps cubrió completamente el piso de la cuenca Petencito. Los sedimentos en los estrechos poco profundos y en las localidades de talud superior no contienen slumps o turbiditas, debido al hecho de que las turbiditas no ganaron impulso suficiente para fluir hasta las pendientes altas. Estas permanecieron confinadas a las cuencas y sólo se encuentran en las secciones más profundas. El sedimento está predominantemente constituido por varvas verdaderas –laminaciones depositadas con una ritmicidad anual según inventario ^{210}Pb - ^{137}Cs (Brocard *et al.*, 2014)

que fue utilizado para datar sedimentos de menos de 100 años en los núcleos 10P2x en la cuenca oeste. La cronología se extendió hasta el siglo VIII en los núcleos 10P2x usando datación por carbono-14 y conteo de varvas (Brocard y Anselmetti, 2016).

3. Origen de la laguna de Chichojo y del deslizamiento de Los Chorros

La laguna de Chichojo es un cuerpo lacustre de 1,5 x 0,5 km, situada junto a la ciudad de San Cristóbal Verapaz y sus ~10000 habitantes (Figura 1). Cubre una superficie de 0,5 km², tiene un volumen de

$4,8 \pm 0,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ y una profundidad máxima de 32 m (Brocard *et al.*, 2014). Se ubica a una altura de 1 390 metros sobre el nivel del mar y está rodeada por un campo relativamente moderado, interrumpido a 1 km hacia el sur por el valle profundamente inciso del río Chixoy. El valle más pequeño de la quebrada Xol (Figura 2) es un valle con orientación Norte-Sur situado a 5 km al oeste de San Cristóbal, que desemboca en el valle del Chixoy. Su promontorio culmina en el norte a 2 100 m en el Cerro La Laguna. A partir de ahí, el valle drena hacia el río Chixoy a una altura de 650 m, 5 km más al sur.

El 4 de enero de 2009, un gran colapso de ladera se produjo en la cabecera del valle, en un sitio denominado Los Chorros. El evento duró 8 minutos, durante los cuales al menos 4 cuerpos de roca principales se desprendieron de las laderas superiores, disgregándose durante su caída y

convirtiéndose en avalanchas de roca. El suceso fue grabado en vídeo por el Ing. M. Contreras. El colapso se produjo en ausencia de cualquier evento desencadenante obvio, como un terremoto o un acentuado período de precipitaciones. En lugar de eso, este evento estuvo precedido por más de tres años de un gradual, continuo y acelerado hundimiento (Contreras, 2007), dando lugar a desprendimientos frecuentes y mortales durante los dos últimos meses anteriores al evento mayor (Oliva-Fernández y Casasola, 2008; USAC- SGG, 2009). Los lóbulos de roca derrumbada alcanzaron una distancia de 2,3 km, deteniéndose a una elevación de 990 m. Durante los años siguientes, los depósitos de avalancha de áridos fueron intensamente retrabajados por la escorrentía superficial, infiltración y socavamiento de tierra, lo que condujo a la formación de un cañón de 70 m de

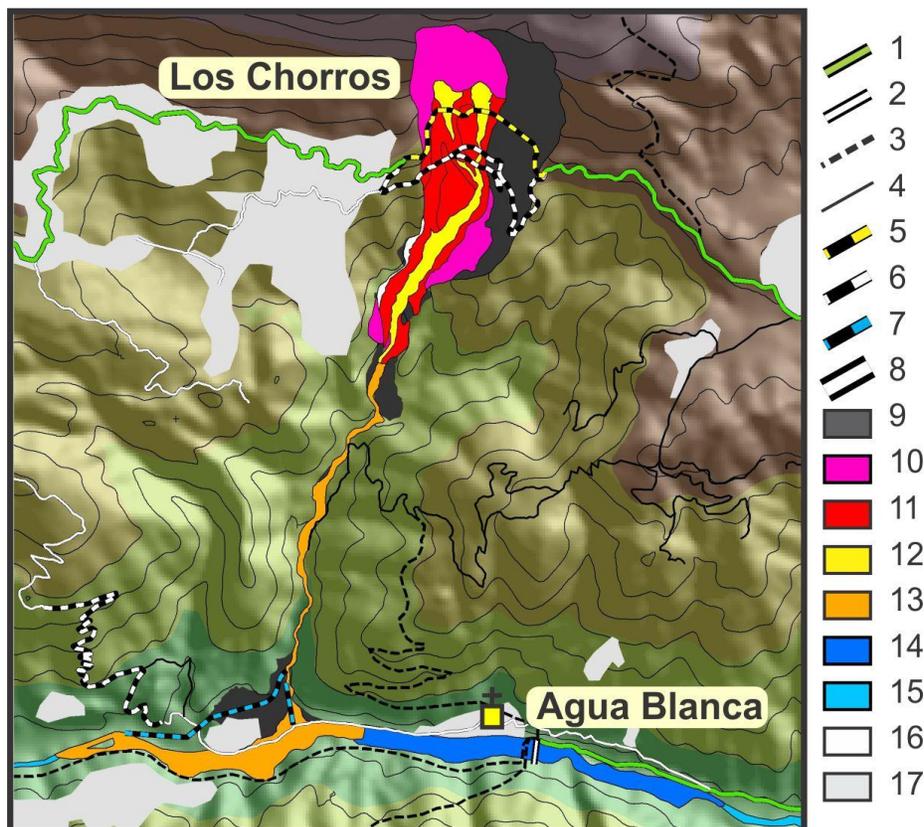


Figura 2. Valle de Los Chorros y sus depósitos de avalancha de roca en 2011.

1. Ruta nacional, 2. Caminos de terracería secundarios, 3. Caminos de reemplazo proyectados, 4. Carreteras privadas, 5. Sección destruida de la ruta nacional, 6. Caminos provisionales de reemplazo, 7. Canal de derivación para los flujos de lodo, 8. Desviación del acueducto Pueblo Viejo - Quixal, 9. Depósitos de avalancha de roca, 10. Laderas desprendidas por la avalancha de roca de 2009, 11. Depósitos de avalancha de roca de 2009, 12. Cañón inciso en los depósitos de 2009, 13. Depósitos de flujos de lodo posteriores a 2009, 14. Embalse natural del río Chixoy, 15. Río Chixoy, 16. Áreas de aluvión posteriores a 2009, 17. Asentamientos locales.

profundidad. El material de avalancha fue redistribuido más abajo en el valle por flujos de detritos. Los flujos de detritos se apilaron en una gran terminal en Agua Blanca, embalsando temporalmente el río Chixoy. Este problema se resolvió dragando el lecho del río en Agua Blanca y manteniendo un canal de derivación para desviar los flujos de detritos (Figura 2, Fernández *et al.*, 2013). La quebrada Xol contiene depósitos de avalancha y de flujos de detritos emplazados durante eventos previos no datados. El abanico aluvial de Agua Blanca es el resultado de la acumulación de varias generaciones de flujos de detritos que ahora están enterrados bajo los depósitos post 2009 y por los movimientos de tierra del canal de derivación. Antes del evento de 2009, la edad de exposición de grandes bloques de caliza expuestos en la superficie del abanico fue calculada mediante ^{36}Cl cosmogénico. Su datación demostró que al menos cuatro colapsos se produjeron durante el Holoceno (Authemayou *et al.*, 2012). El hundimiento que precedió al evento de 2009 y la repetición de derrumbes durante el Holoceno apuntan a una persistente fuente de debilidad dentro de la montaña. La incisión epigénica de un cañón en los depósitos de avalancha de 2009 ha expuesto un lecho de roca cretácico subyacente compuesto por una alternancia de calizas dolomíticas negras, margas dolomíticas y horizontes de yeso, cubiertas por brecha dolomítica masiva (Figura 3).

Varias capas poco permeables de margas y yeso en la base del escarpe constituyen un bloqueo para el descenso del agua, provocando la alimentación de abundantes manantiales sobre las margas y los horizontes de yeso. Esta estratigrafía es una reminiscencia de los niveles terminales de la Formación Todos Santos (Walper, 1960), o de la base de la suprayacente Formación Cobán del Cretácico (Fourcade *et al.*, 1999). Antes del colapso de 2009 solía extraerse yeso en Los Chorros y todavía se extrae intensamente hacia el oeste a lo largo de su afloramiento principal entre el puente Chixoy y Chicamán, Quiché (Figura 4). Alrededor de 400 toneladas de yeso se extraen diariamente de las canteras ubicadas en las comunidades de Santa Elena y Chepenal (SEGEPLAN, 2009, en Consejo de Desarrollo San Cristóbal Verapaz, 2010). El yeso también se ha encontrado abundantemente a profundidad bajo la quebrada Xol, a una elevación de 700 m, y sobre una distancia meridiana de aproximadamente 4 km, a lo largo del túnel de desviación Pueblo Viejo-Quixal (INDE, 1974).

Existe un plegamiento de las capas sedimentarias dominado por pliegues de tendencia Este-Oeste (Walper, 1960) y por pliegues *kink* meridianos subordinados (Brocard, obs. pers., 2014). Por lo tanto, se espera que las capas de yeso encontradas en el valle de la quebrada Xol

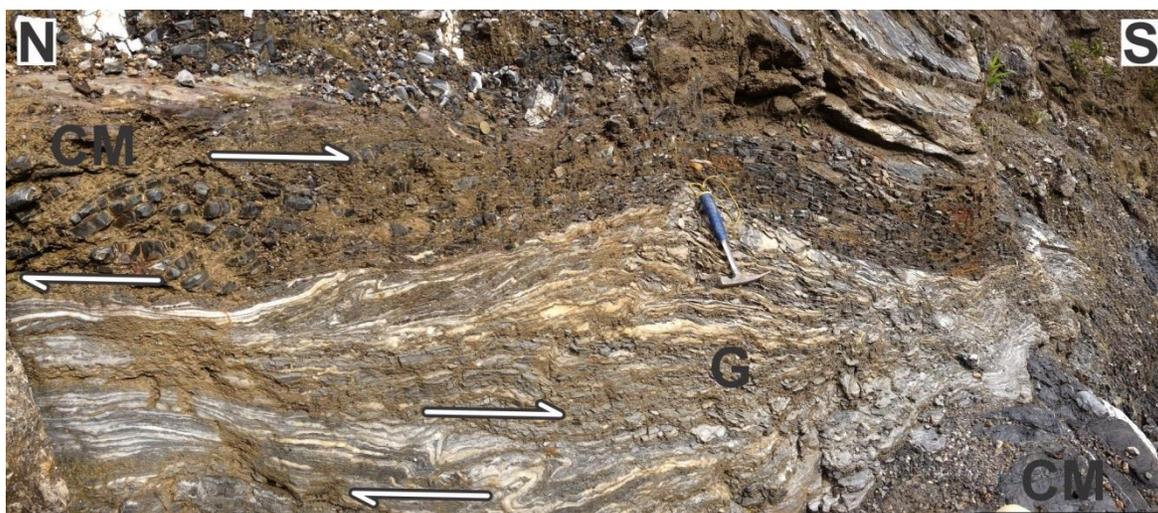


Figura 3. Capas de yeso en la base del escarpe de Los Chorros.

G: yeso estratiforme alternando con lutitas negras, CM: Carbonatos margosos oscuros. La deformación indica transporte tectónico hacia el sur.

continúen hacia el Este bajo la cuenca de la laguna de Chichoj (Figura 4). Capas rojas de la Formación Todos Santos se encuentran expuestas inmediatamente al norte de la laguna, mientras que al sur ocurren brechas calcáreas masivas de edad desconocida. Las relaciones estratigráficas y tectónicas entre estas unidades no pueden esclarecerse debido a las pobres condiciones de afloramiento que prevalecen alrededor de la laguna, pero sugieren la presencia de margas y yeso en las formaciones Todos Santos superior/Cobán inferior en el área. La ocurrencia de yeso en profundidad se evidencia por un conjunto de manantiales con sulfato a lo largo de la traza activa de la falla del Polochic, 2 km al sur de la laguna en el valle del río Chixoy (Brocard *et al.*, 2012), donde forman grandes abanicos de travertino. La descarga en estos manantiales es mucho mayor que lo que sus zonas de captación de ladera pudieran proporcionar. La cuenca de la laguna de Chichoj es la cuenca más cercana susceptible de proveer agua a estos manantiales. La laguna se encuentra ubicada a 400-700 m arriba de los manantiales (Figura 4).

Un estudio batimétrico realizado en 2009 mostró que la laguna está constituida por tres cuencas circulares coalescentes (Figura 1, Brocard *et al.*, 2014). La cuenca central Petencito, de 25 m de profundidad, está separada

por estrechos (*sills*) de 2 m de profundidad de la cuenca oeste, más grande, de 30 m de profundidad, y del hoyo este de 16 m de profundidad. Una cuenca ligeramente menos profunda frente al delta del río Chijuljá puede corresponder a una cuarta depresión ahora llena de sedimentos descargados por el río. Esta serie de depresiones se interpreta como una alineación de dolinas. A diferencia de las miles de dolinas esparcidas en los carbonatos cretácicos en el resto del departamento de Alta Verapaz, las dolinas de la laguna de Chichoj poseen un suelo relativamente impermeable que impide que se drenen por completo. Por su localización, sospechamos que se debe a que están sustentadas sobre yeso, y que han sido generadas por disolución de yeso.

Esta hipótesis está apoyada por marcadores geológicos que indican que el hundimiento del suelo en de las dolinas se ha producido a un ritmo que sólo puede ser asociado a la disolución de yeso. La laguna está asentada sobre pómez de Los Chocoyos, un depósito de flujo de cenizas pomáceas emplazadas hace 84 ± 5 ka (Drexler *et al.*, 1980; Rose *et al.*, 1986). La pómez tiene de 10 a 20 m de espesor cerca de la laguna y no presenta ningún rastro de explosiones freáticas tales como las que se encuentran a lo largo del río Chixoy o en la cuenca de Tactic (Brocard y Morán, 2014). Esto puede indicar que no existía la

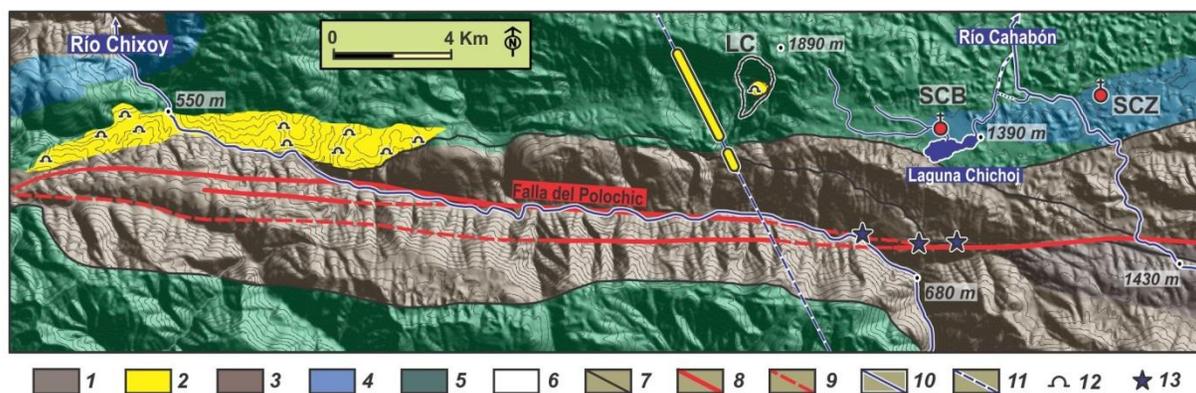


Figura 4. Mapa boceto geológico de la laguna de Chichoj y sus alrededores.

Modificado de los cuadrángulos geológicos Tactic y Tiritibol, IGN, 1967 y 1966, sobre un fondo topográfico sombreado con contornos cada 100 m. Ciudades: SCB: San Cristóbal Verapaz, SCZ: Santa Cruz Verapaz. LC: Cicatriz de colapso Los Chorros. Leyenda: 1. Lutitas y carbonatos pensilvánicos (Formaciones Tactic y Chóchal), 2. Yeso observado, 3. Extensión inferida del yeso subterráneo, 4. Capas rojas continentales jurásicas (Formación Todos Santos), 5. Colapso de Los Chorros en 2009, 7. Contacto tectónico antiguo, 8. Falla activa, observada, 9. Falla activa, inferida, 10. Río, 11. Acueducto subterráneo (INDE, 1974), 12. Cantera de yeso, 13. Manantiales sulfatados grandes.

laguna cuando se depositó la pómez. Una subsidencia integrada en el tiempo de 0,55 mm/a es necesaria para hacer llegar la parte superior de la pómez, 15 m por encima de la laguna, hasta su punto más profundo (-32 m). Esto representa una tasa mínima, ya que la parte superior de la pómez ha sido erosionada, y un espesor desconocido de sedimentos se ha acumulado en el fondo de la laguna. Esta tasa mínima es aún mucho más alta que la tasa de disolución promedio de 0,03 mm/a de los carbonatos cretácicos y pérmicos circundantes, de acuerdo con las exportaciones de soluto en los ríos de Alta Verapaz (Corbel, 1959). Es también más alta que cualquier tasa conocida de disolución de caliza en zonas montañosas subtropicales húmedas recibiendo cantidades similares de precipitación (1 500 mm/a). Por otra parte, sí es compatible con tasas de disolución conocidas en yeso (por ejemplo, Ford y Williams, 2007).

Concluimos que los colapsos repetidos en Los Chorros y la formación rápida de dolinas en la laguna de Chichoj solo representan dos expresiones diferentes de la disolución de yeso: una en los terrenos muy abruptos de Los Chorros, y otra bajo una topografía suave en la laguna de Chichoj. Ambas manifestaciones de disolución de yeso son potencialmente peligrosas para la planificación del desarrollo. El evento de 2009 en Los Chorros ocasionó la muerte de más de 34 personas y destruyó una importante infraestructura. Esto tiene un impacto negativo duradero sobre la economía local y regional. Las leyendas locales sugieren que la formación de la laguna de Chichoj fue repentina y catastrófica. ¿Habrán, entonces, un riesgo no despreciable de colapso en los alrededores de la laguna? Para abordar esta cuestión revisamos evidencias históricas, sedimentológicas y geomorfológicas.

4. Doce siglos de evolución de la laguna de Chichoj y riesgos de colapso asociados

La primera mención escrita de San Cristóbal-Cacoh lo describe como un pequeño asentamiento maya, en la época de las primeras misiones de los monjes

dominicos a la zona en 1545 d. C. (Terga, 1979). Una tradición local cuenta que la laguna se formó catastróficamente alrededor de esa fecha, sumergiendo el antiguo asentamiento de San Cristóbal-Cacoh. Esta tradición probablemente tenga sus raíces en un libro publicado en 1648 d. C. por el monje dominico irlandés Thomas Gage: "*The English-American, or a New Survey of the West Indies*". El libro de Gage posee muchas exageraciones que ponen en duda la validez de su testimonio. Sin embargo, un reporte independiente hecho por frailes españoles también documenta la formación repentina de una laguna cerca de San Cristóbal, que según los informes, ocurrió por el colapso de una cueva durante un terremoto en 1590 d. C. (Viana *et al.*, 1955). La iglesia parroquial sufrió pocos daños durante el terremoto (White, 1984). Las dolinas ocultas en la laguna de Chichoj pueden haberse formado ya sea a través de subsidencia continua, colapso repentino o una combinación de ambos. Los archivos históricos sugieren que al menos una de las dolinas existentes pudo haber aumentado su tamaño repentinamente en el siglo XVI. El reporte más serio sugiere que el evento tuvo lugar lo suficientemente lejos del pueblo para que la iglesia no se dañara, pero lo suficientemente grande para ser documentado. Por lo tanto, la ubicación más probable del colapso es la cuenca Petencito. La topografía abrupta de sus pendientes internas contrasta con la topografía más suave de la cuenca oeste, lo que puede indicar que sus laderas sean más jóvenes. Las pendientes de la cuenca Petencito también son más propensas al fallamiento, como lo demuestran los abundantes slumps generados en esta cuenca como consecuencia del terremoto del 4 de febrero de 1976 d. C. en la falla del Motagua, lo que contrasta con los pocos disturbios observados en la cuenca oeste (Figura 5; Brocard *et al.*, 2014).

Los núcleos recuperados de todo el fondo de la cuenca Petencito exhiben varvas plegadas afectadas por niveles de despegue (núcleos 10P6-x y 10P7-x, Figura 5). En los niveles más intensamente cizallados se pierde la

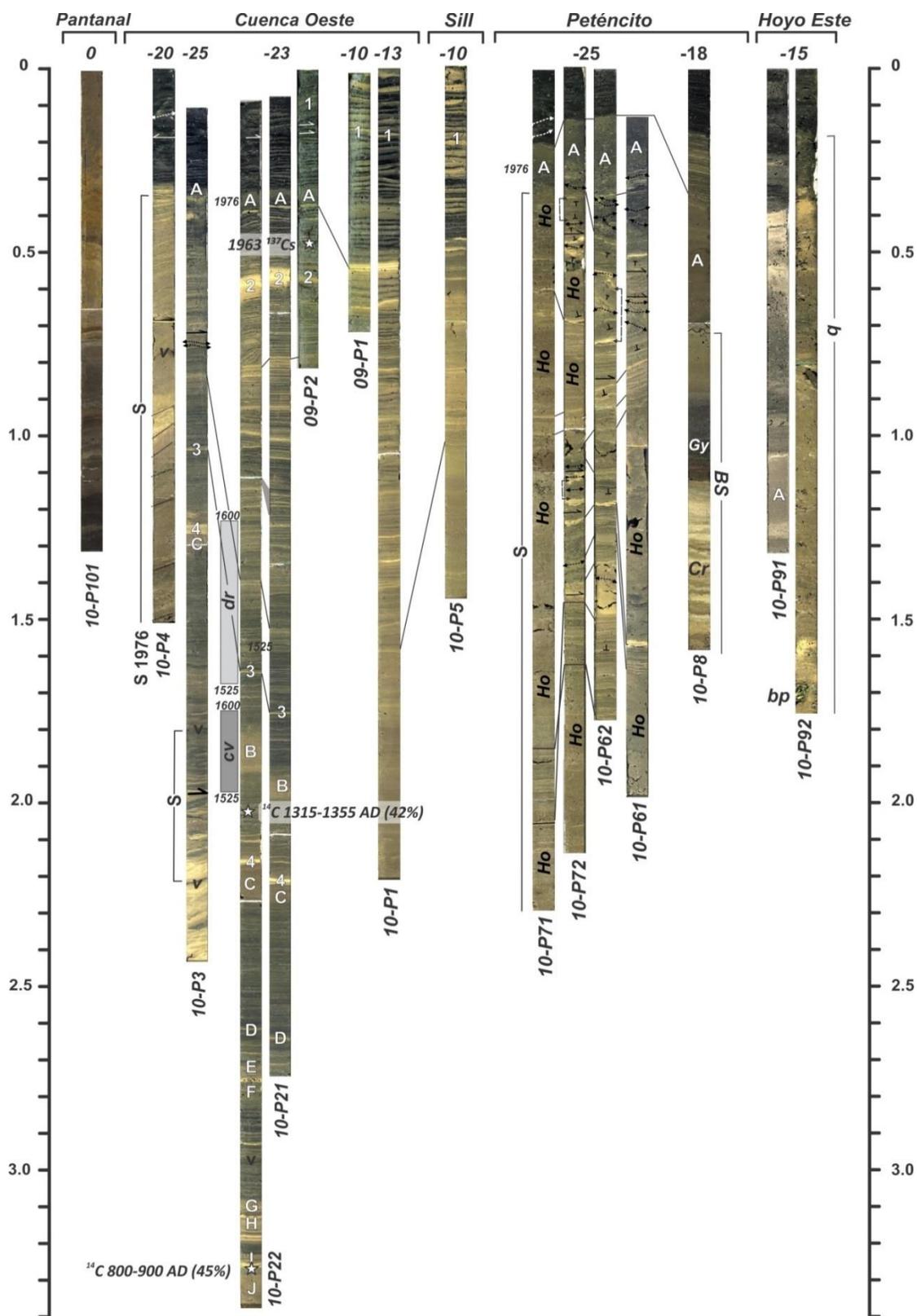


Figura 5. Núcleos largos extraídos de la laguna de Chichoj en 2010.

Capas 1-3: capas de inundación; Capas A-J: sismo-turbiditas; b: material antropogénico, pb: bolsa de plástico, Cr: arcilla lacustre; cv: rango de profundidad correspondiente al período 1525-1600 d. C., según conteo de varvas; BS: bloque deslizando, Gy: Gytija, dr: rango de profundidad correspondiente al periodo 1525-1600 d. C., según datación por radiocarbono, Ho: homogenita, S: Slump, v: ceniza volcánica basáltica erupcionada alrededor de 1040 d. C., a partir del conteo de varvas 850 ± 90 d. C. 2σ (proveniencia: Fuego o Pacaya).

estratificación original, conduciendo a la formación de homogenitas. Parte del material desprendido se mezcló con el agua de la laguna produciendo una nube densa de limo arenoso que se desplazó como corriente de gravedad sobre el fondo lacustre y depositó una sismo-turbidita en la parte superior de los slumps (capa A). El núcleo 10P8, en las pendientes, contiene sedimentos depositados inicialmente a muy poca profundidad (<2 m), con una composición distintiva de yeso lacustre y cieno orgánico (*gyttja*). Estos fueron trasladados a una profundidad de 18 m durante el terremoto de 1976. En la cuenca oeste, los deslizamientos se restringieron a los bordes de la cuenca (núcleos 10P3 y 10P4), permitiendo la recuperación de una serie continua en el fondo de la cuenca, que data del siglo VIII (núcleos 10P2x). Allí, la decantación regular de varvas fue interrumpida por la deposición de dos tipos de turbiditas: turbiditas de color claro producidas por corrientes hiperpícnicas durante inundaciones, y turbiditas de color oscuro generadas durante terremotos a lo largo de las pendientes de la laguna (núcleos 10P2-x, Brocard *et al.*, 2014). En los núcleos de poca profundidad (núcleos 10-P1, 10-P5) no se observan sismo-turbiditas, lo que implica que las corrientes de turbidez no fueron lo suficientemente enérgicas para fluir cuesta arriba. Los sedimentos depositados durante el período en el cual se supone que ocurrió el colapso catastrófico de San Cristóbal-Caccoh pueden ser identificados utilizando cronología de varvas o cronología por ^{14}C , las cuales difieren un poco sobre ese período específico (Brocard y Anselmetti, 2016). De acuerdo a la cronología por ^{14}C , ningún evento de cualquier tipo perturbó la deposición regular de varvas durante el siglo XVI d. C. (Figura 5), y ningún colapso ni ningún terremoto fuerte sacudió esta parte de la laguna. De acuerdo al conteo de varvas, sin embargo, durante ese intervalo de tiempo se depositó una de las principales sismo-turbiditas. Esto se produjo a causa de un deslizamiento de tierra de ubicación no identificada, pero de extensión limitada, en algún lugar de la cuenca oeste. Este deslizamiento de tierra podría haber

afectado la orilla y dañado al asentamiento de Caccoh, aunque por su extensión limitada podría excluirse un impacto importante. Podría ser también contemporáneo con un evento más dramático en la cuenca Petencito. Los slumps de 1976 d. C. en la cuenca Petencito no permitieron la recuperación de las secuencias sedimentarias subyacentes, impidiendo una evaluación de su historia geológica anterior. Sin embargo, los slumps se componen de sedimentos pre-1976, similares a los sedimentos de varvas lacustres encontrados en cualquier parte de la laguna, y, de acuerdo con el recuento de varvas a través de secuencias continuas plegadas, corresponden a un período de por lo menos dos siglos, lo que proporciona una edad mínima para la cuenca Petencito. No se puede excluir, por tanto, que la cuenca Petencito se haya formado en el siglo XVI. Sin embargo, si produjo un terremoto, o por el contrario, fue el resultado de un terremoto, el sismo no debió alcanzar una intensidad de Mercalli de VI, que fue el umbral necesario para desencadenar turbiditas en la cuenca oeste. La historia de la última de las tres dolinas, el hoyo este, es aún menos precisa, debido a que los núcleos únicamente intersectaron lodos rojos continentales de finales del siglo XX que se dejaron caer a la laguna durante los recientes trabajos de construcción realizados en la orilla.

En resumen, los sedimentos de la laguna de Chichoj indican que a menos que el antiguo asentamiento de Caccoh haya estado previamente situado sobre la parte oriental de la laguna, la destrucción del siglo XVI de San Cristóbal-Caccoh es una leyenda: el registro sedimentario en la cuenca oeste muestra que la cuenca ha existido al menos desde el siglo VIII junto a Caccoh, y que desde entonces sufrió pequeñas modificaciones en su estructura. La parte oriental de la laguna es menos estable y más propensa a fallar en masa, con algunos riesgos asociados de colapso de costa y generación de tsunamis. Los núcleos recuperados de esta parte de la laguna no permiten confirmar o descartar cambios catastróficos en esta área antes de los dos últimos siglos. Sin embargo, es poco

probable que hayan afectado al antiguo asentamiento de Caccoh, a menos que este haya estado situado más cerca del extremo oriental de la laguna y no en la ubicación actual de San Cristóbal.

5. Origen de los pantanos circundantes y riesgos de hundimiento

Una particularidad de la laguna es que su compleja topografía contrasta con lo plano de su área circundante, ocupada por pantanos y que es 1,3 veces más extensa que la laguna misma. El muestreo de núcleos en los pantanos muestra que estos fueron parte de una laguna de aguas abiertas en los que se depositaron sedimentos en varvas. Estas antiguas áreas de aguas abiertas fueron rellenadas de sedimentos hasta la misma elevación que la de la laguna actual, lo que implica que el nivel de la superficie del agua ha sido constante durante mucho tiempo, controlada por una salida estable. Bajo el centro de San Cristóbal hay pómez ampliamente distribuida, no obstante, se encuentra notablemente ausente en los pantanos que rodean la laguna. Podría ser que allí la pómez haya sido eliminada por erosión de corriente, pero esto es poco probable teniendo en cuenta que los pantanos son áreas de baja energía y que esa pómez es aún abundante el centro de la ciudad a lo largo del río Chijuljá. Por lo tanto, proponemos que la pómez no ha sido eliminada por erosión, sino que se ha hundido por subsidencia y se encuentra ahora cubierta por sedimentos lacustres y palustres. En consecuencia, los pantanos serían también estructuras de colapso similares a las dolinas ocultas en la laguna de Chichoj, pero completamente rellenas de sedimentos. La diferencia principal entre los pantanos y las áreas circundantes es, por lo tanto, que los pantanos han sido sometidos a hundimientos desde la deposición de la pómez hace unos 84 ka. Durante los últimos 12 siglos, la tasa de sedimentación en la cuenca oeste ha sido de 0,35 mm/a en promedio, con base en la datación de ^{14}C y en el conteo de varvas. A este ritmo, y asumiendo que no habrá subsidencia adicional en el futuro, la cuenca oeste y

la de Petencito podrían rellenarse dentro de los siguientes 10 ka. Esto representa la expectativa de vida mínima de la laguna de Chichoj, y proporciona un orden de magnitud estimado para la duración de las lagunas que una vez ocuparon los pantanos ahora rellenos.

Esta estimación difiere de algunas especulaciones recientes de que el lago podría desaparecer en las próximas décadas (Albizurez-Palma, 1978; Mouriño *et al.*, 1994). Tales estimaciones se basan en la hipótesis de que la laguna se extendía sobre los pantanos durante los años cincuenta y que la eutrofización ha dado lugar a la conquista progresiva de la laguna por la vegetación. Este temor ha sido uno de los principales argumentos que motivaron varias acciones emprendidas para remediar la eutrofización de la laguna (por ejemplo, Tribunal Latinoamericano del Agua, 2008). Como se muestra en la siguiente sección, las fluctuaciones de la superficie de la laguna juegan probablemente un papel importante en la disminución y expansión de la laguna sobre los pantanos. Más importante aún, estas estimaciones no tienen en cuenta el hecho de que, a diferencia de los pantanos circundantes, la laguna se compone de cuencas grandes y profundas que no pueden rellenarse tan rápidamente bajo procesos naturales. Las tasas de sedimentación se han acelerado ligeramente durante el siglo XX con auge en las últimas décadas, a 1,62 cm/a (1,1 g/cm) cerca del delta del río Chijuljá, 1,16 cm/a en la cuenca oeste y 0,56 cm/a en la cuenca Petencito (Brocard *et al.*, 2014). Una vez corregidas por compactación, se observa que las tasas han sido constantes en la cuenca oeste desde 1910 (0,23 g/cm).

En la sección 3 exponemos que la causa más probable de subsidencia es la disolución de las capas de yeso en profundidad. No es probable que el yeso haya sido removido completamente de debajo de los pantanos y de debajo de la laguna. Como resultado, podría esperarse una nueva subsidencia en estos lugares. Esta podría ser lenta y continua, lenta e intermitente, rápida, o incluso instantánea. En realidad, la subsidencia lenta y continua

podría estar ocurriendo hoy sin ser detectada, en ausencia de estudios de nivel. Al igual que en la mayoría de los pantanos, la subsidencia del suelo probablemente esté ocurriendo de todos modos bajo los efectos combinados de la compactación de sedimentos y la oxidación de la materia orgánica. La subsidencia puede ser compensada por el crecimiento de plantas en la superficie y su desintegración *in situ*, combinado con la sedimentación entre los tallos, manteniendo así el nivel de los pantanos con la laguna. También pueden ocurrir episodios más rápidos de hundimiento en períodos de unos pocos días a algunos meses, así como colapsos repentinos, especialmente durante terremotos. La subsidencia tanto lenta como rápida expone las construcciones a riesgos, a través del hundimiento en los pantanos y a través de deslizamientos a lo largo de la orilla de la laguna.

6. El drenaje kárstico de la laguna de Chichoj

La ruta del agua en la cuenca de la laguna de Chichoj es compleja debido a la redistribución del flujo en los carbonatos subyacentes. Como resultado de esto, la cuenca de la laguna es difícil de delinear: se puede proponer un área de drenaje conservadora de 21,0 a 23,5 km² con base en la topografía de la superficie (Figura 6). La laguna es alimentada por una importante corriente, el río Chijuljá, que se inicia en grandes manantiales en la base del cerro La Laguna. El río Chijuljá proporciona más del 95% de la entrada de agua superficial a la laguna, pero sólo drena el 50% de la cuenca topográfica. La laguna es también alimentada por al menos dos manantiales (Figura 1). Además, en los pantanos ubicados en el extremo este de la laguna se origina un pequeño tributario. Estos pantanos alimentan también otra corriente que fluye hacia el norte, sin pasar por la laguna (1, Figura 6). Esta peculiar configuración permite que este afluente fluya hacia el pantano cuando el nivel de la laguna es alto (Albizúrez-Palma, 1978). El resto de la cuenca debe drenar hacia la laguna o en forma difusa o por medio de manantiales lacustres desconocidos. Un poco del agua

podría simplemente pasar por alto la laguna y dirigirse hacia otras cuencas. El río Chijuljá tuvo una descarga de 0,53 m³/s en noviembre de 1977 (Albizúrez-Palma, 1978), coincidente con su descarga media anual teórica de 0,54 m³/s calculada a partir de la precipitación media anual en la cuenca de 1500 mm/a (Datos de INSIVUMEH, mapa regional de precipitaciones).

La ruta del agua es también compleja al salir de la laguna. Una estimación simple de descarga en la salida de la laguna (Albizúrez-Palma, 1978) dio una descarga significativamente menor que la del río Chijuljá (0,33 m³/s), lo que sugiere la existencia de una fuga a través del suelo de la laguna. De existir dicha fuga, probablemente alimente los manantiales sulfatados que se distribuyen por la traza de la falla del Polochic, dos kilómetros al sur de la laguna (Figura 4). El alto contenido de sulfato de los manantiales indica que el agua interactúa con yeso en profundidad, lo cual constituye otra posible evidencia de una conexión entre la cuenca de Chichoj y estos manantiales. Al salir de las partes bajas, el río que drena la laguna (río El Desagüe) ingresa al interior de una caverna en carbonatos del Cretácico 2 km aguas debajo de la laguna. Reaparece 600 m más al Este justo antes de unirse al río Cahabón (2, Figura 6). El gradiente del río El Desagüe es bajo, el techo de la caverna está a sólo 1,8 ± 0,7 m por debajo del nivel promedio de la laguna. Antes de haber sido capturado en esta caverna, el río El Desagüe fluía por un curso más septentrional en un valle de 50 a 100 m de profundidad, uniéndose al río Cahabón unos pocos kilómetros más abajo (3, Figura 6). La caverna probablemente representa un nivel de base muy estable para el sistema hidráulico de la laguna de Chichoj, porque los pantanos que rodean la laguna se han rellenado de sedimentos únicamente hasta la altura de la laguna. Otros valles secos a lo largo de la cuenca noreste de la laguna (4, Figura 6) representan los remanentes decapitados de una serie inicial de arroyos con dirección de flujo hacia el norte, que fueron eliminados por las estructuras de colapso ahora ocupadas por los pantanos.

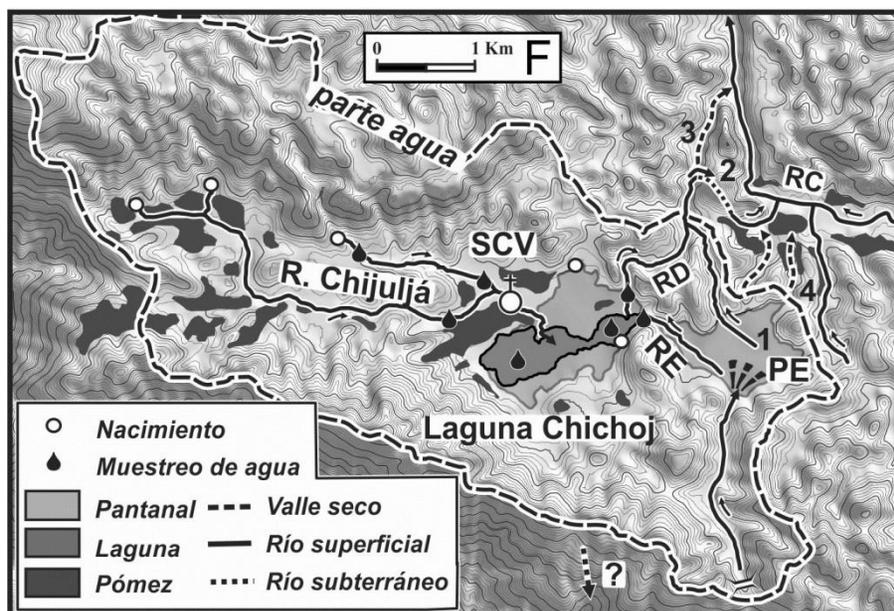


Figura 6. Ruta del agua en la cuenca de la laguna de Chicho

Mapa de relieve sombreado de la cuenca de la laguna de Chicho contorneado cada 10 m (líneas finas) y 50 m (líneas gruesas), mostrando la organización de su drenaje y la distribución de las ocurrencias conocidas de pómez de Los Chocoyos. Abreviaturas: RC: Río Cahabón, RD: Río El Desagüe, PE: Pantano este, RE: Río tributario este, SCV: ciudad de San Cristóbal Verapaz.

7. Riesgo por inundación en los pantanos

Un drenaje kárstico representa un riesgo potencial de inundación para las áreas aguas arriba. De hecho, los conductos kársticos tienen una limitada capacidad de drenaje, condicionada por el tamaño del conducto y su rugosidad. Por eso es común que, durante grandes tormentas, el agua se acumule aguas arriba en la entrada de las cavernas. Es común también que la entrada de las cavernas se obstruya por escombros transportados durante las inundaciones, especialmente restos de madera en zonas tropicales. Esto se observa comúnmente en las entradas de sumideros en Alta Verapaz. En el caso del río El Desagüe, la obstrucción parcial o total de la caverna puede hacer que el nivel del agua aumente hasta $4,0 \pm 0,3$ m por encima del nivel promedio actual de la laguna de Chicho, antes de que el agua pueda derramarse a lo largo del antiguo valle del río El Desagüe. No encontramos huellas obvias de la reocupación histórica de su valle seco, pero el área aguas arriba de la caverna presenta marcas de empozamientos más altos.

Los pantanos se encuentran separados de la tierra más alta por un límite marcado. Este límite aparece como

una línea conspicua en las fotografías aéreas (Figura 1), de $1,0 \pm 0,1$ a $1,4 \pm 0,1$ m por encima del nivel promedio actual de la laguna. Podría representar una antigua costa conteniendo una laguna más grande de $1,12 \text{ km}^2$. A pesar de algunos estudios que hacen referencia a una drástica reducción en el área de la laguna desde la década de los cuarenta (por ejemplo, Albizúrez-Palma, 1978, Mouriño *et al.*, 1994), las fotografías aéreas no muestran ningún cambio en la superficie de la laguna. La referencia a una reducción de tamaño proviene probablemente del hecho de que un inventario estipula que la laguna cubrió 1.5 km^2 en la década de los cuarenta (DGRNR 1947) y que muchos testigos locales informan que la colina de Petencito fue una isla rodeada de aguas abiertas en la década de los cincuenta. Curiosamente, la estimación del área de la DGRNR (1947) coincide con el área de la laguna delineada por la costa observada.

La datación de los núcleos de sedimentos demuestra que la reducción del tamaño de la laguna no puede atribuirse al relleno de los pantanos por sedimento (sección 6). La única manera alternativa de alcanzar tal reducción drástica es bajando el nivel de la laguna. Sin

embargo, no hay evidencia de ningún intento hecho por el hombre para regular el nivel de la laguna durante la década de los cuarenta o cincuenta. La fecha de esta hipotética reducción de tamaño coincide con la de una excepcional capa de inundación depositada en la cuenca oeste alrededor de 1946 (Brocard *et al.*, 2014) y con el paso de tres grandes depresiones tropicales (huracán transoceánico H2 del 4 al 5 de octubre de 1945, una tormenta tropical el 23 de octubre de 1943 y un huracán transatlántico del 29 al 30 de septiembre de 1949). El descenso de la laguna podría resultar de la recalibración natural de la salida de la laguna durante el flujo alto, y podría explicar la profundidad y rectitud inusuales del canal de salida a lo largo de su curso a través del pantano (Figura 1). Por el contrario, la expansión de la laguna a 1,5 km² podría haber sido una respuesta temporal a la obstrucción del sistema kárstico con escombros durante una de estas tormentas. Sin embargo, la presencia de un molino de café bien conservado frente a la entrada de la caverna está en desacuerdo con esta posibilidad. Independientemente de las incertidumbres en cuanto a su edad, la presencia de una línea de costa con alturas de $1,0 \pm 0,1$ a $1,4 \pm 0,1$ m por encima del promedio actual de la laguna y la presencia de una caverna que puede obstruirse indican que los pantanos son vulnerables a inundaciones y que las inundaciones podrían alcanzar $4,0 \pm 0,3$ m por encima del nivel promedio actual de la laguna, si la evacuación kárstica de los pantanos se obstruye. La duración de tales inundaciones, de algunas horas a varios años, así como su frecuencia, dependería de la permeabilidad de la obstrucción y del hidrograma de descarga del río en la salida de la laguna.

Además de las inundaciones relacionadas con el clima, los pantanos también son vulnerables al desbordamiento de la laguna durante terremotos. Ondas grandes pueden ser generadas bajo el efecto de la resonancia sísmica natural del cuerpo de agua (ondas seiche), y por deslizamientos de tierra causados por sismo dentro de la laguna (ondas de tsunami).

Conclusiones

La inspección de datos geológicos, batimétricos, sedimentológicos y geomorfológicos de la laguna de Chichoj proporciona nuevas perspectivas sobre su origen, colapso del suelo y peligros de inundación en la zona que rodea inmediatamente a la laguna.

Indicios geológicos muestran que existe yeso por debajo de la laguna de Chichoj y bajo el valle de Los Chorros, que es responsable de los repetidos colapsos de ladera en Los Chorros y de la formación de la laguna de Chichoj, la cual ocupa al menos tres dolinas distintas formadas por disolución de yeso.

Archivos históricos y tradiciones locales sugieren que la laguna es potencialmente peligrosa, con un riesgo de colapso del suelo peligroso como el ocurrido en 2009 en el área de Los Chorros. El examen de datos sedimentológicos no muestra evidencia de colapso catastrófico en la parte de la laguna más cercana a la ciudad de San Cristóbal Verapaz desde al menos el siglo VIII d. C. Los datos no pueden excluir la posibilidad de que la parte este de la laguna haya experimentado un colapso del suelo durante el período histórico.

Sin embargo, la inspección del área de la laguna revela que las dolinas son geológicamente muy recientes (unas pocas decenas de miles de años como máximo) y, lo que es más importante, que los pantanos que rodean la laguna son también propensos al colapso del suelo. Estos pantanos se están urbanizando actualmente de forma rápida.

Una antigua línea de costa indica que la laguna se ha extendido sobre los pantanos en un pasado reciente. El origen de esta inundación no está claro, pero puede estar relacionada con una evacuación menos eficiente del agua aguas abajo, ya sea a causa de un remodelamiento reciente de la salida de la laguna, o por la obstrucción del conducto kárstico por el cual las aguas de la laguna son finalmente evacuadas. Independientemente del origen real de esta línea de costa, la configuración actual de la evacuación kárstica plantea una amenaza adicional por inundación al

área de los pantanos, con una inundación máxima que podría alcanzar $4,0 \pm 0,3$ m por encima del nivel medio actual.

Agradecimientos

Agradecemos a Humberto Morán, Anibal Morán, Byron Mota, Franz García, Noé Cacao Chiquín, Geovani Catún y a la municipalidad de San Cristóbal Verapaz por su apoyo técnico y logístico.

Referencias

- Albizúrez-Palma, J. R. (1978) *Estudio ecológico de la laguna Chichoj*. Universidad de San Carlos de Guatemala, MSc. Ingeniería.
- Authemayou, C.; Brocard, G.; Suski, B.; Benedetti, L.; Holliger, K.; Teyssier, C. (2012) *Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala*. *Journal of Geophysical Research*.
- 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.
- Brocard, G.; Adatte, T.; Magand, O.; Pfeifer, H-R.; Bettini, A.; Arnaud, F.; Anselmetti, F., Morán-Ical, S. (2014) *The recording of floods and earthquakes in Lake Chichó, Guatemala during the twentieth century*. *Journal of Paleolimnology*, 52(3), 155-169.
- Brocard, G.; Anselmetti, F.; Teyssier, C. (2016). *Guatemala paleoseismicity: from Late Classic Maya collapse to recent fault creep*. *Nature Scientific Report*.
- Corbel (1959) *Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie)*. *Annales de Géographie* 366 : 7-120.
- Contreras, M. (2007). Estudio geológico-geotécnico y caracterización del macizo rocoso de la formación cobán inferior, para el análisis de riesgos de amenazas geológicas entre los estacionamientos 208+500 y 209+500, del tramo i de la ruta nacional 7w. Reporte privado. 34p. No publicado.
- DGRNR – Dirección General de Recursos Naturales Renovables (1947) *Los Peces y la vida silvestre*. Guatemala, Dirección General de Recursos Naturales Renovables.
- Drexler, W. J.; Rose, W. L.; Sparks, R. S. J.; Ledbetter, M. T. (1980). *The Los Chocoyos Ash, Guatemala: a major stratigraphic marker in Middle America and in three ocean basins*. *Quaternary Research* 13: 327-345.
- Fernandez M, Ruegg J, Brocard G (2013). *Un défi des gestionnaires du territoire: comment composer avec les différentes définitions des risques? Mémoires de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 25, 363-373.
- Fourcade, E.; Piccioni, L.; Escribá, J.; Rosselo, E. (1999). *Cretaceous stratigraphy and palaeoenvironments of the Southern Petén Basin, Guatemala*. *Cretaceous Research*, 20(6), 793-811.
- Ford D, Williams, P. (2007) *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Gage, T. (1648) *A new survey of the West-Indies: or the English American his Travel by Sea and Land*, London, A. Clark.
- INDE (1974) *Pueblo Viejo Feasibility Study*. Instituto Nacional de Electrificación, Guatemala.
- Mouriño, C.; Basterrechea, M.; Molina, S.; De Zepeda M.; De Juárez, Y.; Aguilar, E.; Oliva, B.;

- Castellanos, P.; Palacios, R.; Palma, J. (1994) *Calidad de agua y nivel trófico de la laguna Chichó, Alta Verapaz, Guatemala*. Guatemala, Dirección de Energía Nuclear de Guatemala, Ciencia y Tecnología Nuclear 1: 32-42.
- Oliva-Fernández, J. P.; Casasola, A. (2008) *Evaluación de situación movimiento de ladera a la altura del km. 209 de la carretera nacional 7w en jurisdicción de San Cristóbal, Alta Verapaz*, 6 p.
- Rose, W. I.; Newhall, C. G.; Bornhorst, T. J.; Self, S. (1986) *Quaternary silicic pyroclastic deposits of Atitlán caldera, Guatemala*. In Williams SN Carr MJ (eds) *Stoiber RE 75th birthday volume, Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33: 57-80.
- Terga, R (1979). *Cacoh, Donde Brota el Mar Pequeño. Guatemala Indígena*, Instituto Indígena Nacional, Guatemala: 14.
- Tribunal Latinoamericano del Agua (2008). *Caso: afectación de la Laguna Chichoj, San Cristóbal Verapaz, Departamento de Alta Verapaz*, República de Guatemala. Audiencia Pública, 12 de septiembre de 2008.
- Viana, F.; Gallego, L.; Cadena, G. (1955) *Relación de la provincia de la Verapaz, hecha por los religiosos de Santo Domingo de Cobán, Guatemala (1574)*. Reimpreso en Anales de la Sociedad de Geografía e Historia de Guatemala, 28,18-31.
- USAC CUNOR Carrera de Geología, Sociedad Geológica de Guatemala. (2009) *Evaluación de la situación del movimiento de ladera a la altura del km. 209 de la carretera nacional 7w en jurisdicción de San Cristóbal Alta Verapaz*, 14p.
- Walper, J. L. (1960). *Geology of Coban-Purulha area, Alta Verapaz, Guatemala*. AAPG Bulletin, 44(8), 1273-1315.

EUTROFIZACIÓN Y CONTAMINACIÓN POR CROMO EN LA LAGUNA DE CHICHOJ, ALTA VERAPAZ, GUATEMALA

CHROMIUM EUTROPHICATION AND CONTAMINATION IN LAKE CHICHOJ, ALTA VERAPAZ, GUATEMALA

Gilles Brocard^{1,3}, Albedo Bettini¹, Hans-Rudolf Pfeifer¹, Thierry Adatte¹, Sergio Morán-Ical², Cédric Gonneau³, Osmín Jared Vásquez²

(1) Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Switzerland

(2) CUNOR, Universidad de San Carlos Guatemala, Cobán, Guatemala

(3) University of Pennsylvania, Philadelphia, USA

RESUMEN

La laguna de Chichoj es una de las pocas lagunas permanentes localizadas en el altiplano central de Guatemala. Igual que muchos otros lagos de Guatemala se ha visto afectada por una intensa eutrofización desde la segunda mitad del siglo XX y además ha experimentado contaminación por cromo derivada de efluentes industriales. Desde la década de los setenta se han realizado estudios esporádicos para caracterizar fisicoquímicamente la laguna y para determinar el progreso de la eutrofización. Este trabajo se basa en estos estudios anteriores, brindando una actualización del estado fisicoquímico de la laguna partir de 2010. Estas nuevas mediciones, una vez combinadas con las anteriores, proporcionan una visión sobre el progreso de la eutrofización desde los años 70. El estudio también incluye un análisis geoquímico de sedimentos de la laguna depositados entre 1910 y 2005 d. C., centrándose en la firma sedimentaria de la eutrofización y la contaminación por metales pesados. Aunque de forma menos directa que las mediciones directamente en el agua, los sedimentos proporcionan un registro más largo y más continuo de estos fenómenos. Se examinaron también muestras vivientes de jacinto de agua invasivo (*Eichhornia crassipes*, localmente denominado 'ninfa') para determinación de cromo. Los datos directos muestran que la laguna se encuentra actualmente en un estado de hipoxia severa, debido a la intensa eutrofización. La eutrofización se inició en la década de los cincuenta y ha aumentado continuamente desde entonces. El cromo parece no acumularse a lo largo de la cadena alimenticia, ya que no se encuentra en los productos de pesca. Sin embargo, se acumula de forma masiva en las raíces de la ninfa y, desde allí, es transferido a los sedimentos de la laguna a través de la continua dispersión de las raíces al fondo. La mayor parte de la biomasa de los jacintos de agua es extraída de la laguna con el objeto de combatir la eutrofización y convertirla en abono hortícola. Para el año 2014, el cromo era todavía abundante en raíces de jacinto vivo, aumentando las preocupaciones acerca de la difusión del cromo en el ambiente a través del uso del jacinto como fertilizante. Por su parte, la eliminación del jacinto no ha disminuido la eutrofización, debido a que se mantiene por la liberación continua de los residuos urbanos a la laguna. La remediación de la eutrofización, con el retorno de las aguas oxigenadas a las partes profundas de la laguna, puede afectar el ciclo del cromo, así como el almacenamiento de cromo en los sedimentos de la laguna. Más estudios son requeridos para comprender el comportamiento del cromo y su diseminación en el ambiente a largo plazo.

Palabras clave: eutrofización, contaminación, cromo, laguna de Chichoj.

ABSTRACT

Lake Chichoj is one of few permanent lakes located in the Central Guatemala highlands. Like many other lakes in Guatemala it has been affected by intense eutrophication since the second half of the 20th Century. The lake has also experienced chromium contamination stemming from industrial effluents. Surveys have been conducted sporadically since the 1970s to characterize the physiochemical characteristics of the lake and the progresses of eutrophication. This paper builds on these earlier studies, providing an update of the physiochemical state of the lake as of 2010. These new measurements, once combined with the earlier ones, provide an insight on the progress of eutrophication since the 1970s. The study also includes a geochemical analysis of the lake's sediments deposited between 1910 and 2005 CE, focusing on the sedimentary signature of eutrophication and heavy metal contamination. The sediment record provides a longer, more continuous, although less direct record of these phenomena. Live samples of the invasive water hyacinth (*Eichhornia crassipes*, locally called 'ninfas') were also tested for chromium. The data at hand show that the lake is currently in a state of severe hypoxia, due to intense eutrophication. Eutrophication started in the 1950s and has increased continuously ever since. Chromium does not seem to accumulate along the food chain, as it is not found in fishing products. However, it accumulates massively in water hyacinth roots and, from there, is transferred to the lake sediments through continuous shedding of roots to the lake floor. Most of the water hyacinth biomass is extracted from the lake to fight eutrophication and turned into horticultural fertilizer. By 2014, chromium was still abundant in living hyacinth roots, raising concerns about the dissemination of chromium into the environment through the use of water hyacinth as fertilizer. Hyacinth removal has not slowed eutrophication, which is maintained by continued release of urban waste into the lake. Remediation of eutrophication, with the return of oxygenated waters at depth in the lake may affect chromium cycling, as well as the storage of chromium in the lake sediments. Further studies are required to understand the behavior and long-term dissemination of chromium into the environment.

Keywords: eutrophication, contamination, chromium, Chichoj lake.

1. Introducción y descripción del sitio

El uso no regulado de la tierra y la falta de tratamiento de las aguas residuales ha llevado a la eutrofización de muchos lagos de Guatemala durante el siglo XX, un proceso ampliamente documentado en los sedimentos desde el lago Petén Itzá en el norte (Rosenmeier *et al.*, 2004), hasta la sierra volcánica en el sur (Brezonik y Fox, 1974). La laguna de Chichoj, en San Cristóbal Verapaz, es uno de los pocos cuerpos lacustres naturales profundos ubicados en la región central de Guatemala (Figura 1). La deforestación, la fertilización de la tierra, la urbanización y la industrialización en su cuenca se cree que han promovido la contaminación y la eutrofización de la laguna desde la década de los cincuenta. La degradación de su ecosistema ha motivado estudios ambientales desde los años setenta (Albizúrez-Palma, 1978; Arce-Canahuí, 1992; Mouriño *et al.*, 1994; Álvarez-Rangel, 1995; Mijangos, 2000; Bettini, 2010), dirigidos a la caracterización de la intensidad del proceso de eutrofización y a la identificación de sus causas.

La eutrofización es un proceso de transformación de los ecosistemas lacustres caracterizado por un gran aumento de la biomasa vegetal y cambios en las especies a taxones que podrían ser tóxicos o no comestibles (Smith *et al.*, 1999, Uhlmann *et al.*, 2011). La eutrofización puede ocurrir naturalmente durante la última etapa de la sucesión ecológica que acompaña al llenado natural de un lago, desarrollándose lentamente durante miles de años. Por otro lado, la eutrofización puede desarrollarse de forma rápida, en sólo unas pocas décadas, cuando es activada por la fertilización de tierras agrícolas, la contaminación industrial o el desarrollo urbano. El aumento de la biomasa vegetal y algas que caracteriza a la eutrofización es el resultado del enriquecimiento en nutrientes, especialmente nitratos y fosfatos, de las aguas lacustres (Smith *et al.*, 1999). La diseminación de nitrato es más a menudo una consecuencia de la fertilización de cultivos, mientras que los fosfatos son producto de detergentes, de crianza y de residuos urbanos. Estos nutrientes añadidos permiten el

crecimiento de una biomasa mucho más grande que en condiciones no perturbadas. Su descomposición consume la mayor parte del oxígeno disuelto en las aguas lacustres, lo que lleva a la hipoxia crónica y a la liberación de gases y toxinas en el lago (Conley *et al.*, 2002; 2009). A su vez, estas condiciones reducen drásticamente la biodiversidad y hacen el ecosistema lacustre más vulnerable a especies invasivas.

Desde los años 70 se han llevado a cabo estudios en la laguna de Chichoj. Estos proporcionan una serie temporal de la evolución de las características fisicoquímicas de la laguna y su cuenca, lo que nos permite seguir la evolución de la hipoxia durante 30 años. Todos los estudios han concluido que el centro urbano e industrial de San Cristóbal Verapaz es la principal fuente de los nutrientes que alimentan la eutrofización. Los nutrientes provienen de aguas residuales domésticas e industriales, liberadas sin tratamiento directamente en la laguna o en arroyos que drenan hacia ella. Hoy en día, parte de los efluentes de la ciudad se recogen en tubos que se desvían y liberan las aguas residuales más allá del desagüe de la laguna (Figura 1). Sin embargo, algunos sectores de la ciudad están a muy baja altura sobre la laguna como para ser drenados por gravedad en dichos tubos. Con el fin de recoger y tratar las aguas residuales de estos sectores antes de que lleguen a la laguna, se construyó una planta de tratamiento en el delta del río Chijuljá, el principal río que desemboca en la laguna (Figura 1); sin embargo, la planta no se ha utilizado hasta estos días debido a la falta de fondos para bombear el agua hacia la planta.

La eutrofización ha tenido un impacto dramático en el entorno de la laguna. El estudio de Albizúrez-Palma (1978) proporciona un inventario de la biodiversidad de la laguna en un momento en que la eutrofización no había avanzado tanto como en la actualidad. La eutrofización ha sido señalada como responsable de una considerable reducción en el tamaño estimado de la laguna desde la década de los cincuenta (Albizúrez-Palma, 1978; Mouriño *et al.*, 1994). En cualquier caso, ya sea debido a la invasión

de plantas, o simplemente a las fluctuaciones del nivel de la laguna, la transformación de aguas abiertas a pantano no puede avanzar más hacia el interior debido a la gran profundidad de la laguna (Brocard *et al.*, este volumen). La alteración más visible del entorno de la laguna desde la década de los setenta es el desarrollo masivo de jacinto de agua común *Eichhornia Crassipes (Mart.) Solms*, impropriamente llamado “lirio de agua” (‘lirio acuático’ o ‘ninfa’). Esta planta ya existía en la laguna en la década de los setenta, pero no era invasiva. Desde entonces se ha desarrollado de manera espectacular, cubriendo hasta el 70 % de la superficie de la laguna en la década de 2000. En un esfuerzo por controlar su expansión, el jacinto de agua se ha recogido en una barcaza que opera varios meses al año. La enorme cantidad de jacinto retirado de la laguna es

luego convertida en abono para producir fertilizante hortícola.

La contaminación de la laguna por metales traza ha sido objeto de particular preocupación ya desde los años setenta, especialmente la descarga de cromo en una corriente que drena hacia la laguna. Aquí mostraremos cómo el cromo ha sido capturado de forma masiva en el sedimento de la laguna. Esto agrava el problema de la eutrofización, porque mostraremos que durante el periodo de eutrofización el cromo se ha ido acumulando en los jacintos. Como resultado, las medidas implementadas para combatir la eutrofización resultan en la diseminación del cromo y otros metales traza en el ambiente.

Metales traza tales como el arsénico (As), cadmio (Cd), cromo (Cr), cobre (Cu), plomo (Pb), manganeso (Mn), mercurio (Hg), níquel (Ni), estaño (Sn) y cinc (Zn)

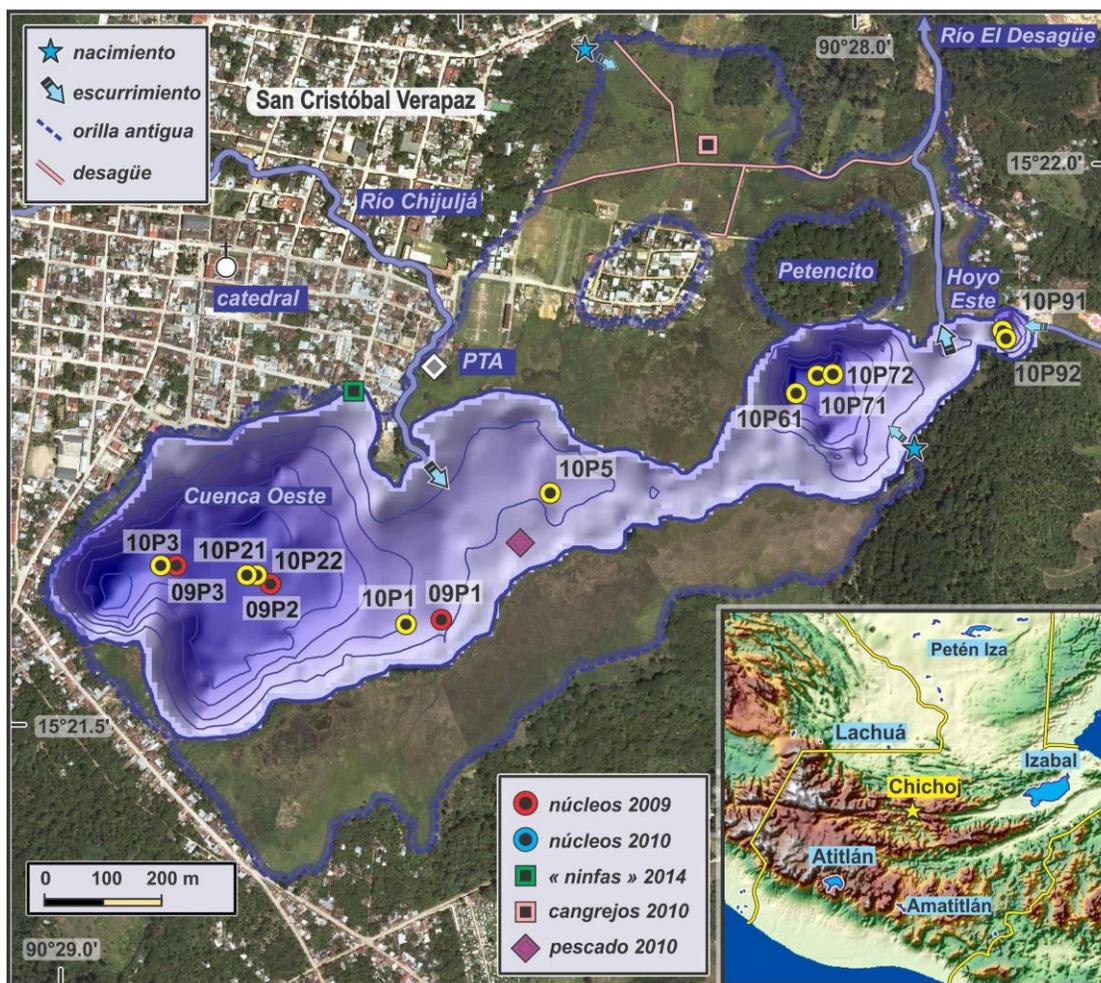


Figura 1. Mapa batimétrico de la laguna de Chicho, con la localización de núcleos de sedimentos y biomuestras. PTA: planta de tratamiento de aguas residuales. Inserto: mapa de localización de la laguna de Chicho en Guatemala. Líneas de contorno espaciadas 5 m.

son capaces de bioacumularse en la cadena alimenticia y eventualmente concentrarse en órganos humanos, en particular en los riñones, hígado, glóbulos rojos (Pb, Cd, $[\text{CH}_3\text{Hg}]^+$), huesos, dientes (Pb) e incluso en el sistema nervioso central (Pb, Hg). Se ha demostrado que el cromo causa cáncer, trastornos dermatológicos y anemia. Como consecuencia, la descarga industrial de metales traza está regulada en muchos países (Di Benedetto, 1997). Hasta el momento el uso de metales traza ha sido bastante limitado en la cuenca de la laguna de Chichoj, con la notable excepción del cromo, que se utiliza para curtir pieles en la fábrica de zapatos de Calzado Cobán, que se encuentra al lado del río Chijuljá. El cromo se utiliza para el curtido en forma de sales y es comúnmente encontrado en los efluentes de la fábrica en su forma iónica hexavalente (Cr^{6+}). Bajo esta especiación, el cromo puede bioacumularse hasta niveles tóxicos, pero después de su liberación en el ambiente por lo general evoluciona de forma rápida a su forma trivalente (Cr^{3+}), la cual no se bioacumula directamente. El cromo se adhiere fácilmente a compuestos orgánicos. A partir de ahí, su ciclo y su comportamiento ambiental es más difícil de predecir, ya que dependerá totalmente de la suerte de su portador orgánico. Desde la década de los setenta en adelante se temía que el cromo podría propagarse a través de la cadena trófica en la laguna de Chichoj, acumulado en peces y cangrejos utilizados para el consumo humano. Sin embargo, a pesar de que Mouriño (1994) encontró una alta concentración de cromo (492 ppm) en una muestra al azar de sedimento de la laguna, la concentración de cromo en el agua fue baja, cerca del umbral superior recomendado para potabilidad (0,05 ppm, Organización Mundial de la Salud). Del mismo modo, no se encontró una cantidad detectable de cromo en los músculos de los peces de la laguna, mientras que los valores de cinc, cobre y hierro excedieron las dosis máximas diarias admisibles (Álvarez-Rangel, 1995). En 2010, un análisis XRF para cromo en los tejidos digestivos de peces no identificó ninguna cantidad detectable de cromo. Igualmente, caparazones de cangrejo

recogidos en los pantanos del norte de la laguna (Figura 1) se encontraron carentes de cromo (Brocard, *datos no publicados*).

En el presente trabajo se presenta por primera vez una compilación de datos fisicoquímicos previamente recogidos y se proporciona una actualización sobre la base de mediciones fisicoquímicas realizadas en 2010. Estos datos se combinan en series temporales para evaluar la evolución de la eutrofización en el tiempo. Luego, se presenta un análisis de sedimentos del fondo de la laguna de núcleos colectados en 2009 y 2010. La edad de los sedimentos abarca el siglo pasado (Brocard *et al.*, 2014; Brocard *et al.*, *este volumen*), y proporciona un registro continuo de la evolución de la eutrofización y de la contaminación por cromo de más de un siglo. Un último conjunto de datos constituye la medición de concentraciones de metales pesados en tejidos vivos de jacintos de agua colectados en 2014.

2. Materiales y métodos

2.1 Aguas lacustres: mediciones fisicoquímicas *in situ*

La temperatura del agua y la conductividad se midieron durante la época lluviosa en julio y septiembre de 2010 a lo largo de tramos de ríos situados aguas arriba y aguas abajo de la laguna de Chichoj. Al mismo tiempo se obtuvieron perfiles verticales de agua con separaciones de 5 m en las tres subcuencas de la laguna (Figura 2).

Perfiles verticales de conductividad del agua, temperatura, pH y oxígeno disuelto con una separación de 1 m se obtuvieron hasta una profundidad de 15 m en septiembre de 2010 utilizando un medidor portátil Hach HQ, permitiendo una mejor visualización vertical de la termoclina. Las mediciones se combinaron con las de estudios anteriores para estimar la amplitud probable de las fluctuaciones anuales (Albizúrez-Palma, 1978; Arce-Canahuí, 1992; Mouriño *et al.*, 1994). Las mediciones se realizaron en noviembre y diciembre de 1977 (Albizúrez-Palma, 1978), agosto, septiembre, noviembre de 1991 y

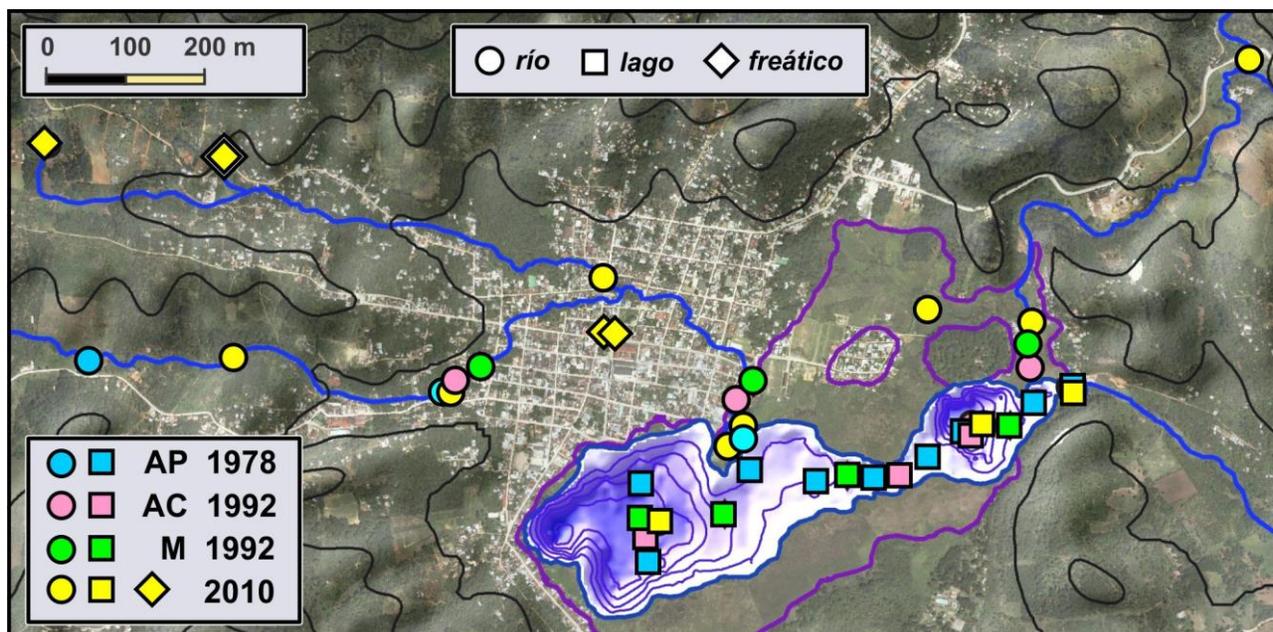


Figura 2. Localización de muestras de agua y/o mediciones de campo. Datos de: AP: Albizúrez-Palma (1978), AC: Arce-Canahuí (1992), M: Mourño *et al.* (1992), 2010: este estudio, Bettini (2010)

enero de 1992 (Arce-Canahuí, 1992), agosto de 1991 a agosto de 1992 (Mourño *et al.*, 1992), y julio y septiembre de 2010 (este estudio).

2.2 Análisis químico de corrientes, suelos y agua lacustre

Se tomaron muestras de las corrientes una vez en julio de 2010 y dos veces en septiembre de 2010 con una separación de 6 días, a lo largo de ríos situados aguas arriba y aguas abajo de la laguna. Perfiles de agua profunda fueron muestreados con un espaciado vertical de 5 m en cada una de las tres subcuencas de la laguna en septiembre de 2010 (Figura 2). Cada muestra se dividió en una muestra no filtrada de 50 mL y dos muestras de 20 mL filtradas a 0.45 μm para análisis de iones mayoritarios, una de ellas acidificada para análisis de cationes. Los iones mayoritarios fueron medidos por cromatografía iónica, y el carbono orgánico e inorgánico disuelto fue determinado mediante un analizador de carbono (instrumento: *Liquid TOC* de *Elementar Inc.*) en el laboratorio de química ambiental del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausana (ISTE- UNIL), Suiza.

2.3. Análisis de sedimentos

La caracterización geoquímica de los sedimentos del fondo de la laguna se llevó a cabo en dos núcleos de 60 a 80 cm de longitud, recuperados del fondo de la laguna en junio de 2009 usando una perforadora de gravedad Uwitec con un diámetro de 60 mm. Todos los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de química ambiental del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Lausana (ISTE-UNIL), Suiza.

Los elementos mayores y traza fueron medidos por fluorescencia de rayos X (XRF PW 2400, analizador XRF PANalytical utilizando una potencia nominal de 2400 W). Se secaron alrededor de 12 g de sedimento que fueron molidos y presionados a gránulos de polvo (elementos traza) o fundidos con tetraborato de litio a perlas de vidrio (elementos mayores).

El análisis de la composición elemental de carbono-hidrógeno-nitrógeno de la fracción orgánica de los sedimentos se llevó a cabo en 10 mg de sedimento seco y molido, mediante un analizador CHNS del tipo Carlo-Erba (Thermo Finnigan Flash EA 1112).

La cantidad y tipo de carbono contenido en el sedimento se midió por pirólisis *Rock-Eval* (Vinci

Technologies), la cual también permite determinar las proporciones de carbono inorgánico (MINC), carbono orgánico (OC) y diferentes índices útiles (índice de hidrógeno HI, índice de oxígeno OI) que brindan claves sobre el origen del carbono orgánico.

Bajo la supervisión del Dr. P. Vonlanthen se preparó un subconjunto de las muestras para su análisis por microscopía electrónica de barrido en el ISTE-UNIL. Las muestras se secaron, se liofilizaron y se recubrieron con oro. Un detector de energía dispersiva de rayos X (EDS, Oxford Instruments) se utilizó para buscar sitios preferenciales de acumulación de cromo en el sedimento dependientes del sustrato.

2.4. Análisis de plantas

El material vegetal se trituró finamente utilizando un mortero de ágata antes de la digestión sucesiva de 0,5 g con 8 mL de HNO₃ al 65 % durante 3 h y 4 mL de H₂O₂ al 30 % durante 3,5 h a 95° C utilizando el sistema DigiPREP® (SCP Science, Baie-d'Urfé, QC, Canadá). Después de la filtración del extracto a 0,45 µm, las muestras se ajustaron a 25 mL con agua ultrapura (18 MΩ).

Las concentraciones de metales traza (Al, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Ni y Zn) en los extractos se determinaron por espectrometría de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES, Serie iCAP 6000, Thermo Scientific, Cambridge, UK) en el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Ambiente de la Universidad de Pensilvania, EE. UU. Como material de control se incluyeron en todos los análisis hojas de durazno de composición conocida (análisis interno de referencia) así como una solución certificada (EU-H3, Baie-d'Urfé, QC, Canadá), para la verificación cuantitativa de los resultados.

3. Resultados y Discusión

3.1 Ciclo del agua y estratificación lacustre

Las temperaturas de la superficie de la laguna fluctúan entre 20° C en el invierno y 25° C en el verano (Figura 3). Perfiles de temperatura y conductividad (Figura 3) de aguas profundas muestran que la laguna es por lo general fuertemente estratificada, compuesta por un epilimnion de alta turbidez y baja conductividad eléctrica, sobre un hipolimnion 5° C más frío y de mayor conductividad. En 1977-1978, la termoclina se situaba a una profundidad máxima de 5 metros durante la estación

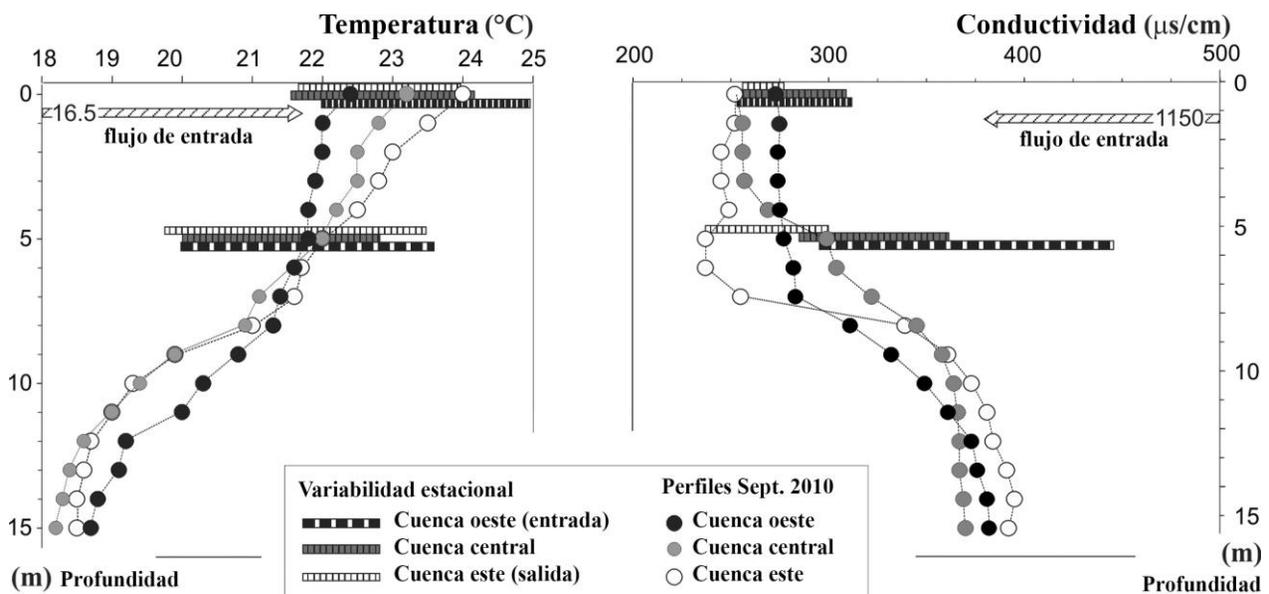


Figura 3. Perfiles de temperatura y conductividad de agua profunda en las tres subcuencas de la laguna de Chichoj. La variabilidad estacional, así como los valores de flujo de entrada reflejan la variabilidad en la temperatura y la conductividad medida en noviembre y diciembre de 1977 (Albizúrez-Palma, 1978), agosto, septiembre y noviembre de 1991 (Arce-Canahuí, 1992), y julio de 2010. Los perfiles de profundidad se midieron en septiembre de 2011.



Figura 4. Rutas del agua en la cuenca de la laguna de Chicho. Mapa físico de la cuenca de la laguna de Chicho con contornos cada 10 m (fino) y 50 m (grosso), que muestra la organización del drenaje. La laguna se muestra en color gris y los pantanos de alrededor en verde oscuro. Línea discontinua amarilla: cuenca hidrográfica, línea discontinua azul: cursos fluviales de ríos decapitados secos, línea punteada de color azul-blanca: posibles rutas de evacuación subterránea, línea punteada azul: conducto kárstico activo. Abreviaturas: CR: río Cahabón, DR: río El Desagüe, EM: pantano este, ET: Afluente este. Gotas azules: estaciones meteorológicas activas entre 1979 y 2011.

seca y fría del invierno (Albizúrez-Palma, 1978). Durante más de un año, en 1991-92, se situó, en promedio, a una profundidad de 3 a 5 m (Mouriño *et al.*, 1994). En la época cálida y húmeda de 2010, la termoclina se encontró a una profundidad de 6 a 10 metros. De esta forma, la termoclina parece mantenerse durante todo el año más profunda (<2 m de profundidad) que la superficie que separa las tres subcuencas de la laguna, seccionando efectivamente el hipolimnion en tres cuerpos de aguas profundas separados. A pesar de su aislamiento, estos cuerpos compartían conductividades y temperaturas similares en septiembre de 2010. Debido a que en el invierno la temperatura del agua profunda alcanza la temperatura del agua superficial, la laguna es probablemente diamétrica y homogeneizada durante el invierno. Perfiles verticales mensuales entre agosto de 1991 y agosto de 1992 mostraron que la homogeneización se llevó a cabo durante diciembre de 1991 y que la estratificación se restableció en febrero de 1992 (Mouriño *et al.*, 1994). Teniendo en cuenta que la laguna tiene un volumen de $4,8 \pm 0,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Brocard *et*

al., 2014) y que entre 1979 y 2011 su cuenca recibió en promedio 1777 mm de precipitación media por año al nivel de la laguna, y hasta 2428 mm por año en las partes más altas de su cuenca (datos privados de las estaciones meteorológicas del INDE, Figura 4), puede calcularse una afluencia anual de agua a la laguna de $1,6 \pm 0,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, suponiendo que todas las partes de la cuenca topográfica ($23,5 \text{ km}^2$, Figura 4) drenan íntegramente a la laguna. Si la totalidad de las aguas de la laguna se mezclaran homogéneamente, el tiempo de residencia del agua en la laguna sería de 35 ± 6 días. Sin embargo, debido a que la laguna es estratificada, la mayoría del agua restringe su circulación al epilimnion, lo que implica un tiempo de residencia media de sólo 18 ± 3 días, suponiendo una profundidad constante de la termoclina de 7 m.

3.2 Eutrofización lacustre y fluvial

La eutrofización de la laguna de Chicho ha sido observada desde la segunda mitad del siglo XX y ha motivado estudios de campo desde los años setenta. Una de

Verapaz (Figura 5). Luego, la oxigenación del agua se degrada rápidamente en los arroyos y pozos conforme el agua fluye a través de la ciudad. En general, la oxigenación en la ciudad puede haber mejorado ligeramente, aunque esto podría ser sólo un efecto por la época en que se realizó el muestreo de corrientes. En la laguna en sí, la hipoxia en realidad se ha intensificado.

En la actualidad, una parte de las aguas residuales de la ciudad no llegan a la laguna; se transportan a través de un tubo por el pantano norte antes de liberar sus efluentes unos 700 m aguas abajo de la salida de la laguna (Figura 1). Esta descarga genera una fuerte disminución de la oxigenación del agua en la corriente receptora (Figura 5), lo que apunta a que la eutrofización es causada principalmente por las aguas residuales, una conclusión ya formulada en los estudios anteriores.

Alvarez-Rangel (1995) reporta que aún en los noventas, las aguas residuales de por lo menos el 25 % de la población seguía siendo drenada directamente a la laguna, debido a que algunos sectores se ubican a alturas demasiado bajas sobre el nivel de la laguna para poder drenarlas fuera, y dado que el nivel freático en estas áreas se encuentra a menos de 50 cm de profundidad, no es posible efectuar trabajos de drenajes y cavar pozos o fosas sépticas. Reporta también la existencia de un rastro y dos beneficios de café que vierten también sus aguas residuales directamente a la laguna. En 2009, una planta de tratamiento fue construida en el delta del río Chijuljá para recoger y procesar estas aguas que son vertidas a la laguna, pero la planta permanece sin utilizarse hasta la presente fecha.

3.3. Principales fertilizantes disueltos

Los principales contribuyentes potenciales a la eutrofización en la cuenca de la laguna de Chichoj, son los nitratos, fosfatos, potasio y magnesio (Figura 6). Las tendencias que surgen de la combinación de estas mediciones puntuales durante varias décadas deben considerarse con precaución, debido al hecho de que las

mediciones son sesgadas por la variabilidad estacional e interanual de las precipitaciones, que afectan la descarga de flujo y la concentración de fertilizantes. Aparte del estudio de Mouriño *et al.* (1994), que se llevó a cabo durante más de un año, otros estudios, incluyendo este, están sujetos a los efectos estacionales. Albizúrez-Palma (1978) proporciona mediciones de la estación seca, que tienden a tener concentraciones más altas que los promedios anuales, mientras que las mediciones de 2010, llevadas a cabo durante la temporada de lluvias, son, por el contrario, más diluidas. Sin embargo, debido a que las tendencias observadas se reflejan a veces en tendencias similares de sedimentos de la laguna, es probable que las tendencias observadas incluyan los efectos de cambios decenales reales. Los sedimentos proporcionan un registro temporal menos directo, pero más continuo de estos cambios y se presentan en la sección siguiente.

Las concentraciones de nitratos en el drenaje de la laguna de Chichoj están por encima de los valores de fondo naturales, sin embargo no son excesivamente altas (Figura 6A). Los nitratos ocurren de forma natural en el agua subterránea, pero concentraciones superiores a 3 mg/L generalmente indican contaminación (Madison y Brunett, 1985). Un estudio a nivel nacional desarrollado en Estados Unidos encontró que las concentraciones superiores a 1 mg/L indican actividad humana (Dubrovsky *et al.*, 2010). En la cuenca de la laguna de Chichoj, estas permanecen bajo el umbral establecido para agua potable de la EPA-EE. UU., una de las normas más restrictivas nivel mundial. Las concentraciones de nitratos alcanzan sus niveles más altos justo aguas arriba de la región más urbanizada de San Cristóbal. A partir de ahí, las concentraciones de nitratos disminuyen, lo que sugiere que la fertilización de tierras de cultivo es la principal causa que contribuye a la concentración de nitratos disueltos. La disminución probablemente está relacionada con la pobre oxigenación del agua en el centro de la ciudad, lo que se traduce en desnitrificación y amonificación. Las concentraciones de nitritos resultaron ser extremadamente

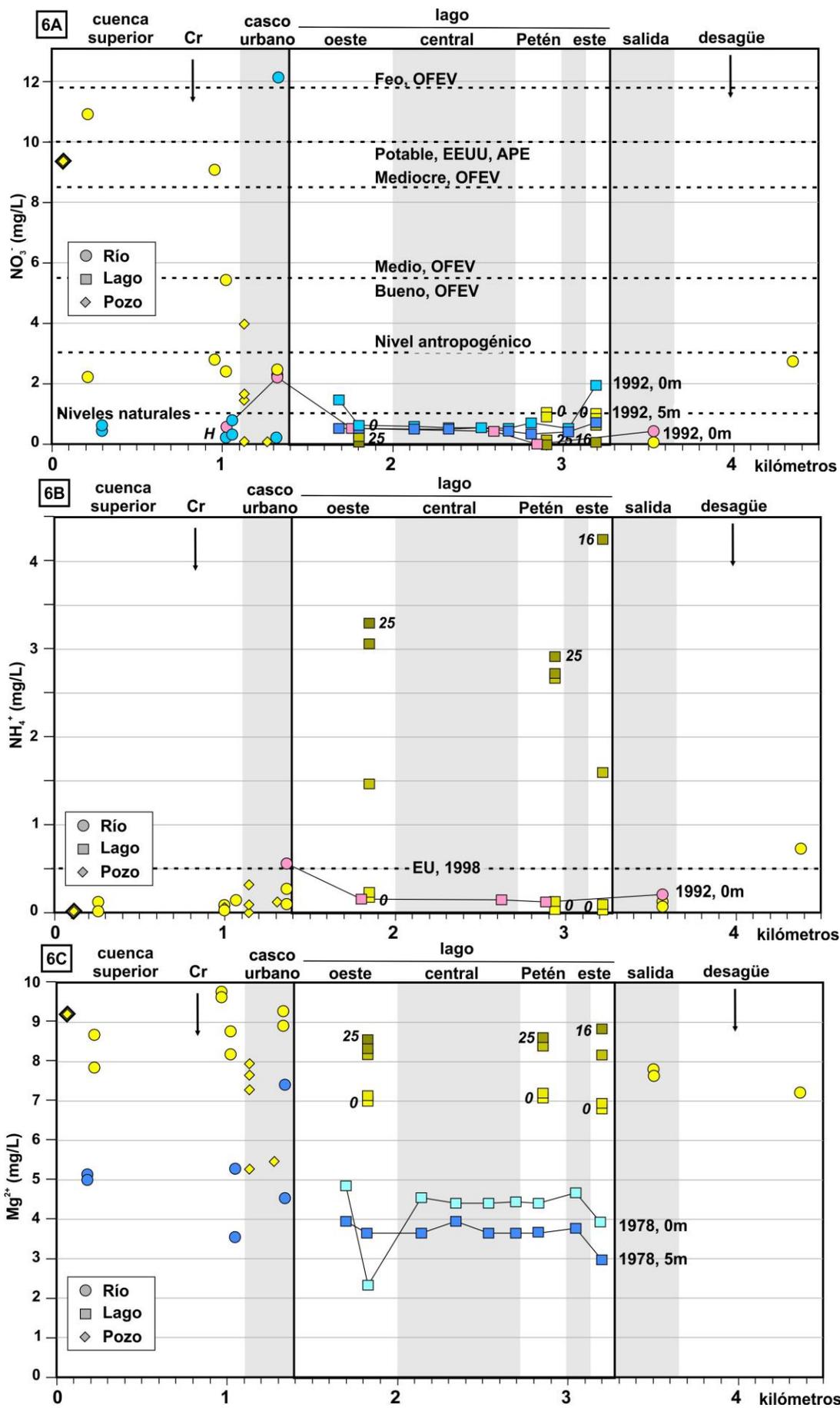
bajas en todas las muestras y no se reportan aquí. Se sospecha que las aguas residuales urbanas contribuyen a la fertilización de nitrógeno en la laguna a través de la liberación de componentes orgánicos particulados y de moléculas orgánicas complejas disueltas que no son estudiadas aquí. La concentración de nitratos disminuye drásticamente en el agua de la laguna como resultado de la captación por plantas y algas, y/o como resultado de desnitrificación y amonificación. Los nitratos se encuentran en bajas concentraciones en el epilimnion, y están ausentes en el hipolimnion hipóxico. Las concentraciones de amonio muestran una tendencia opuesta (Figura 6B): son muy bajas a través de las tierras de cultivo, y aumentan ligeramente a través del casco urbano y donde las aguas residuales de la ciudad se liberan en el río El Desagüe. Las concentraciones son bajas en el epilimnion de la laguna y se incrementan dramáticamente con la profundidad, en donde las condiciones hipóxicas favorecen la descomposición anaeróbica de la materia orgánica y/o la amonificación de los nitratos. La abundante descomposición anaeróbica orgánica en el fondo de la laguna también fue evidente en la gran cantidad de metano que se liberó cuando la perforadora golpeó el fondo de la laguna.

Las concentraciones mayores de magnesio (Mg) se encontraron en el hipolimnion, tanto en 1978 como en 2010 (Figura 6C). Un marcado aumento en la concentración de Mg parece haber ocurrido entre estas investigaciones, lo que se refleja en un aumento constante de la concentración de Mg en los sedimentos lacustres durante el período (Figura 12). Las concentraciones son más altas aguas arriba del centro de la ciudad. El aumento de la concentración de Mg puede reflejar un aumento en el uso de fertilizantes con magnesio en los cultivos. El material fuente podría ser la dolomita pulverizada que se extrae ampliamente para fertilización en los departamentos de Alta Verapaz y Quiché. El magnesio en el agua contribuye a la eutrofización, pero no supone ninguna amenaza sanitaria, dado que su concentración se mantiene muy por debajo del

umbral para agua potable (125 mg/L de acuerdo a la norma nacional de Suiza, a una concentración de $\text{SO}_4^{2-} < 30$ mg/L. La laguna mantiene concentraciones de $\text{SO}_4^{2-} < 6$ mg/L).

Los ortofosfatos (Figura 6D) están ausentes en las corrientes y manantiales de las tierras de cultivo, y son aportados principalmente por fábricas ubicadas inmediatamente aguas arriba del centro urbano, y por las aguas residuales urbanas (Arce-Canahuí, 1992). Su concentración disminuye en el epilimnion de la laguna, presumiblemente como resultado de la absorción por plantas y algas, y no están presentes en el hipolimnion. Las concentraciones de ortofosfatos parecen haber disminuido en la laguna de 1978 a 2010, presumiblemente debido a la interrupción en el uso de detergentes ricos en fosfatos. En general, las concentraciones de ortofosfato han sido muy bajas desde la década de los setenta, la calidad del agua con relación a los ortofosfatos puede calificarse como muy buena (OFEV). Sin embargo, los fosfatos orgánicos solubles en forma de metafosfatos son de 2,5 a 4 veces más abundantes que los ortofosfatos (Albizúrez-Palma, 1978; Arce-Canahuí, 1992). Estos son fácilmente asimilados por las plantas y por lo tanto probablemente contribuyen más a la eutrofización. Por último, los fosfatos pueden también ingresar a la laguna unidos a materia orgánica particulada, en cuyas circunstancias se liberan directamente a la laguna durante la biodegradación de la materia orgánica. El fósforo total en los sedimentos lacustres (Figura 12) ha permanecido relativamente constante a lo largo del siglo pasado, depositado ya sea del epilimnion (núcleos 09-P1) o del hipolimnion (núcleo 09-P2). Esto probablemente significa que los sedimentos de la laguna no admiten fósforo soluble, y que el fósforo presente en los sedimentos es atrapado en la red cristalina de minerales de fósforo.

El potasio es abundante en corrientes y manantiales aguas arriba del centro de la ciudad y su concentración no cambia significativamente a medida que el agua fluye a través de la ciudad (Figura 6E). Su concentración disminuye en la laguna, especialmente en el epilimnion, probablemente como resultado de la absorción por plantas



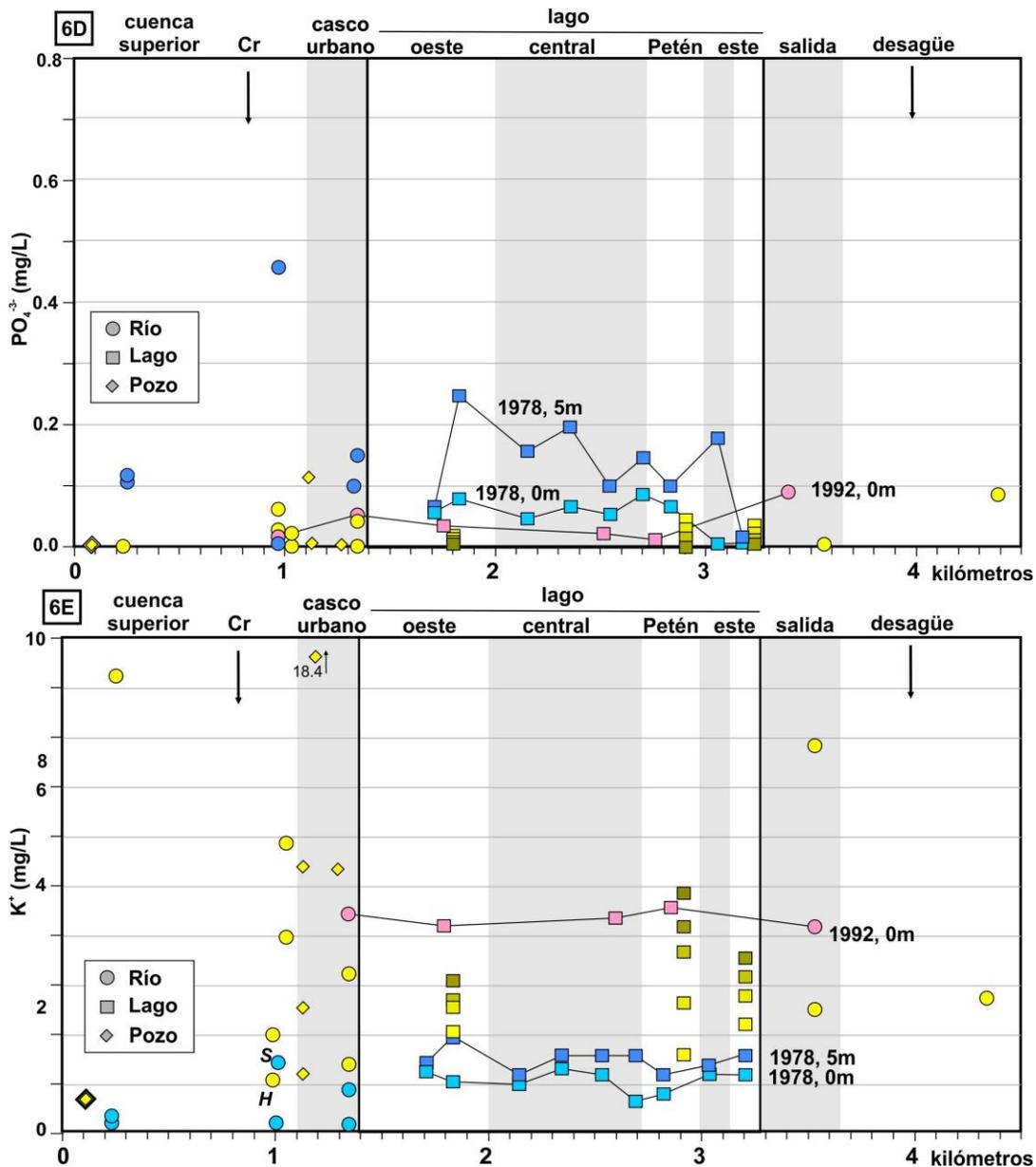


Figura 6. Concentraciones iónicas de nitrato (A), amonio (B), magnesio (C), fosfato (D) y potasio (E) en corrientes, manantiales y aguas lacustres a través de la cuenca de la laguna de Chichoj, desde su cabecera hasta su desembocadura. Las mediciones reportadas son de Albizúrez-Palma (1978) en azul, Arce-Canahuí (1992) en rosa, y mediciones de 2010 en tonos de amarillo. El primer punto de muestreo a la izquierda corresponde a la fuente principal de agua entubada de la ciudad. Cr: introducción de cromo. OFEV: Oficina Federal Suiza de Medio Ambiente. Normas para agua potable: EU, 1998: Unión Europea. Estados Unidos: EPA: Agencia de Protección del Medio Ambiente.

y algas. Las mediciones de 1978 y 2010 sugieren que su concentración se ha mantenido estable, lo que es similar a la evolución de la concentración de potasio en los sedimentos lacustres (Figura 12). Sin embargo, las mediciones de 1992 no se ajustan al resto de los datos.

En general, la concentración de los iones mayoritarios en el sistema de transporte del agua de la laguna de Chichoj revela bajas concentraciones de

fertilizantes disueltos que podrían contribuir a la eutrofización, a excepción del magnesio, cuya descarga se ha incrementado con el tiempo. Las cantidades de fosfato, potasio y nitratos son marcadamente bajas considerando la dramática eutrofización que afecta a la laguna. Las altas concentraciones de amonio en las aguas profundas de la laguna y las bajas concentraciones de oxígeno disuelto son evidencia de una intensa biodegradación anaeróbica que se

lleva a cabo en las aguas profundas. Por tanto, es probable que la mayoría de los fertilizantes que contribuyen a la eutrofización sean transportados a la laguna en forma de materia orgánica particulada derivada de las aguas residuales urbanas, con contribuciones menores de la actividad agrícola.

3.4 Registro sedimentario de la eutrofización

En 2009, núcleos de gravedad de 60 a 80 cm de largo fueron recuperados del fondo de la laguna (Brocard *et al.*, 2014). El núcleo CHI-09-P2, extraído a una profundidad de 23 metros en la cuenca oeste (Figura 1), contuvo el registro sedimentario más largo, abarcando un siglo. Los sedimentos de fondo lacustre se componen de laminaciones alternadas de arcillas limosas de color oscuro y claro, interrumpidas por algunas pocas capas arenosas más gruesas. Las laminaciones claras y oscuras son generadas durante las estaciones húmeda y seca, respectivamente. Los minerales dominantes son arcillas,

con cantidades subordinadas de calcita biogénica y detrítica, cuarzo detrítico y óxidos de hierro (Brocard *et al.*, 2014). Los elementos mayores son silicio, aluminio, calcio y hierro (Figura 7). La tasa de sedimentación se calculó usando el contenido de ^{210}Pb y ^{137}Cs del núcleo CHI-09-P2 (Brocard *et al.*, 2014). El pico más alto en la actividad de ^{137}Cs se encontró a una profundidad de $45,2 \pm 0,5$ cm bajo el fondo de la laguna, lo que indica una velocidad de sedimentación promedio de $0,98 \pm 0,01$ $\text{cm}\cdot\text{y}^{-1}$ desde 1963. Los sedimentos CHI-09-P1 fueron depositados a una menor profundidad, de 9 m, cerca del delta del río Chijuljá. Estos exhiben laminaciones claras más gruesas debido a una más alta entrada de detritos frente al delta del río. El núcleo corresponde solamente a 40 años de sedimentación.

La decantación constante de partículas, responsable de la deposición anual de las laminaciones (varvas), fue interrumpida varias veces por la deposición de capas limo-arenosas turbidíticas, generadas por corrientes de alta densidad extendidas en el fondo lacustre. Las de color oscuro se emplazaron durante terremotos, las de color claro

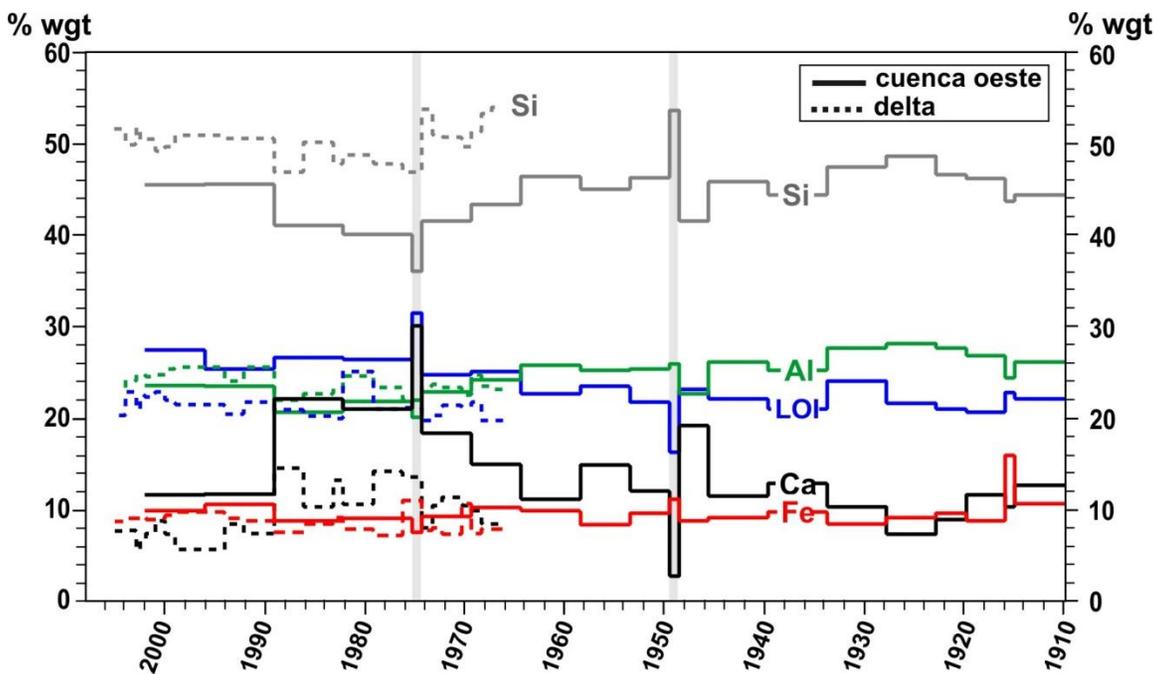


Figura 7. Porcentaje en peso de los elementos mayores (valores promedio calculados a partir de análisis XRF) y medios en los sedimentos de las cuencas oeste y central en la laguna de Chichoj. Al: Al_2O_3 , Ca: CaO , Fe: Fe_2O_3 , Si: SiO_2 , sin ningún cambio significativo en la composición de los sedimentos durante el siglo pasado. Los sedimentos cerca del delta del río están enriquecidos en Si detrítico, mientras que los sedimentos de cuenca se enriquecen en Ca debido a la precipitación de calcita biogénica. Las áreas sombreadas son turbiditas. Las pérdidas por ignición (LOI) corresponden a la fracción del sedimento constituido de materia orgánica, agua de minerales hidratados y dióxido de carbono de los minerales carbonáticos.

durante inundaciones (Brocard *et al.* 2014). La variedad de color oscuro, con abundante materia orgánica y calcita biogénica, se produce cuando las pendientes interiores de la laguna son sacudidas durante los terremotos, como en 1976 (Figura 8); los temblores de tierra desencadenan deslizamientos sublacustres, que a su vez, generan nubes turbidíticas. La variedad de color más claro se produce durante inundaciones intensas, que introducen a la laguna arcillas y fragmentos volcánicos de la regionalmente extensa ceniza pomácea Los Chocoyos. Cuando la intensidad-duración de una tormenta es suficientemente alta para desencadenar deslizamientos, las corrientes se hacen muy cargadas con sedimentos en suspensión. Sus aguas turbias, más densas que las aguas lacustres, se sumergen y fluyen hacia abajo a lo largo de las pendientes

internas de la laguna en forma de corrientes hiperpícnicas, en lugar de dispersarse a través del epilimnion, como sucede durante los eventos de menor intensidad. Una capa de inundación notable se generó durante la década de los cuarenta (Figura 8, Brocard *et al.*, 2014).

El tercer rasgo más llamativo en los sedimentos es un oscurecimiento sistemático de los núcleos, lo cual ocurre en toda la extensión de la laguna (Figura 8). Esto revela un incremento en la cantidad de materia orgánica que se conserva en el sedimento, ya sea debido a un aumento en el flujo de materia orgánica descargada al fondo de la laguna, o a una disminución de su biodegradación en el fondo lacustre, o bien a una combinación de ambos. En cualquier caso, es un buen indicador para el seguimiento del desarrollo de la eutrofización en la laguna. Entre el

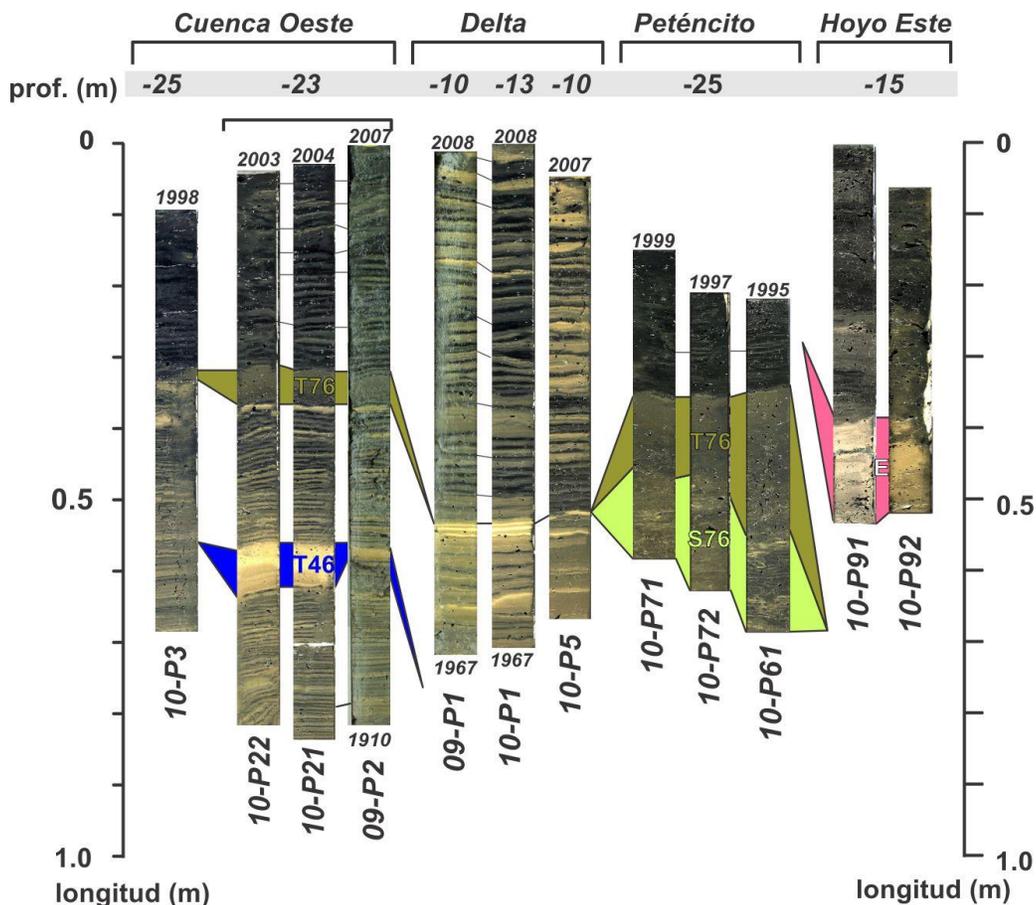


Figura 8. Fotografías de las secciones superiores de los núcleos de sedimentos recuperados de la laguna de Chichoj, a lo largo de un transecto meridiano (véase Figura 3 para las localizaciones de los núcleos). E: slump reciente producido durante la construcción de un muro de contención; T76 y S76: turbiditas y slumps generados por el terremoto de 1976. T46: turbidita generada durante una tormenta en la década de los cuarenta. Los números en cursiva arriba de cada núcleo corresponden a la profundidad del fondo lacustre en punto de muestreo, en metros. El truncamiento superior de los núcleos se debe a la recuperación incompleta de las capas más débiles durante el martilleo de la perforadora en el fondo de la laguna.

núcleo 09P2 y sus núcleos equivalentes 10P21 y 10P22, el margen de edad de los sedimentos es de uno a tres años, con base en el conteo de varvas asociado al inventario de ^{137}Cs (Brocard *et al.*, 2014). El oscurecimiento en estos núcleos indica que la eutrofización en la cuenca oeste comenzó alrededor de 1955 y se intensificó rápidamente después de 1960. En las inmediaciones del núcleo 10P3, más al oeste, en la cuenca del oeste, el aumento es más escalonado, con un repentino aumento después del terremoto del 4 de febrero de 1976 en la falla de Motagua.

Los núcleos de la cuenca Petencito están compuestos mayormente por sedimentos en slumps que fueron desprendidos de las pendientes circundantes durante el terremoto de 1976 y extendidos por todo el suelo de la cuenca. Los slumps están cubiertos directamente por láminas oscuras no perturbadas, lo que implica que para 1976, la profunda cuenca Petencito ya era hipóxica (núcleos 10P6-x y 10P7-x). Los slumps no permiten examinar la historia anterior de la eutrofización. El registro sedimentario es aún más limitado en el 'hoyo este', cuyo fondo tiene sedimentos que han sido recientemente deslizados hacia el mismo, probablemente durante los trabajos de movimientos de tierra a lo largo de la orilla. Los núcleos ubicados entre las cuencas 'oeste' y Petencito fueron recuperados alrededor de la profundidad de la termoclina actual (-8 a -10 m). Fueron datados por conteo

de varvas y correlación lateral. Abarcan únicamente unas pocas décadas de sedimentación, pero proporcionan información sobre el estado de oxigenación del agua a menor profundidad.

El oscurecimiento de los sedimentos a poca profundidad comienza más tarde que en las cuencas profundas. Aunque el leve oscurecimiento es distinguible a partir de la década de los cincuenta (núcleo CHI-10-P1), el mayor oscurecimiento se desarrolló repentinamente después de 1976, lo que es consistente con la hipoxia observada en el epilimnion en ese tiempo (Albizúrez-Palma, 1978). Ese inicio repentino pudo ser fortuito, o pudo haber sido provocado de alguna manera por el terremoto de 1976, o por alguna inundación producida en el año anterior al terremoto. La inundación habría dejado una visible capa de color claro, rica en fragmentos de pómez, justo debajo de la turbidita causada por el terremoto de 1976 (Figura 8). Esta intensificación súbita podría ser un artefacto sedimentario si el récord de los sedimentos está truncado, yuxtaponiendo directamente sedimentos post 1976 sobre material mucho más antiguo, estando erosionadas las capas intermedias. Estas capas desaparecidas podrían haber sido eliminadas por las olas generadas por vientos fuertes durante la tormenta que precedió al terremoto, o durante el terremoto de 1976, bajo influencia de ondas seiche, por ondas relacionadas a deslizamientos de tierra, o por

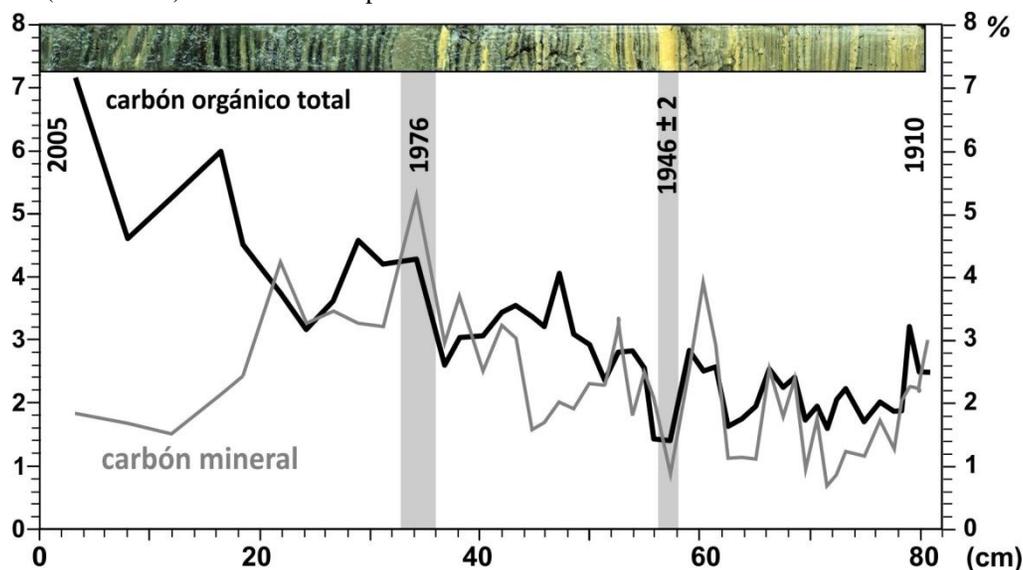


Figura 9. Variación del contenido de carbono en el núcleo 09P2, que muestra el aumento constante de carbono orgánico total en la cuenca oeste desde la década de los cincuenta.

resuspensión del sedimento debido a los temblores de tierra. El pequeño tamaño de la laguna evita la formación de oleaje relacionado con el viento, pero haría favorable la generación de ondas seiche durante terremotos. La ausencia de una discordancia distinguible en las capas de sedimento alrededor de 1976, sin embargo, sugiere que la serie es en realidad continua y que verdaderamente se registra un desarrollo súbito de la hipoxia en el epilimnion después de 1976. Esta interpretación es acorde a la presencia de cromo en las capas de color claro, lo que implica que las capas por debajo de 1976 fechaban todavía después el inicio de la liberación de cromo en el ambiente en la década de los cincuenta (véase la siguiente sección).

El incremento en el contenido de materia orgánica responsable del oscurecimiento visual se cuantificó por pirólisis *Rock-Eval* en el núcleo 09P2 (Figura 9). Si bien el contenido de carbono inorgánico –principalmente de calcita– ha fluctuado en torno a un valor medio de 2 % en peso de 1910 a 2005, la cantidad de carbono orgánico ha aumentado de forma constante de 2 a 7 % en peso; el crecimiento comienza entre los años 1930 y 1950, es decir, posiblemente poco antes de que lo que sugiere la inspección visual.

Los índices HI y OI se derivan del análisis *Rock-Eval* (Figura 10). Estos representan la proporción de

hidrógeno y oxígeno con respecto a carbono orgánico total, brindando pistas sobre el origen de los organismos que contribuyen en mayor medida al contenido de carbono orgánico y a la eutrofización. Ayudan en la diferenciación de la contribución de las plantas vasculares (terrestres y lacustres, incluyendo macrófitas flotantes) de la de algas. Un alto HI/bajo OI es indicio de algas y bacterias, mientras que un bajo HI/alto OI indica una contribución dominante de plantas vasculares. En la cuenca oeste profunda, la sedimentación presenta un decremento marcado en OI y un incremento en HI, lo cual sugiere un aumento en la producción biótica lacustre con el tiempo. También puede reflejar una disminución de la velocidad de biodegradación en condiciones de hipoxia desarrolladas en el hipolimnion en los años 50.

Las mediciones CHNS documentan tendencias similares, como la ilustrada mediante una reciente disminución de la relación C:N, que refleja la evolución de la relación C:N derivada por *Rock-Eval* (Figura 11). Sin embargo, los valores absolutos C:N difiere de un método a otro, lo que sugiere diferentes contribuciones de plantas vasculares (dominantemente jacintos de agua) y organismos lacustres no vasculares (algas azules y unicelulares, bacterias) al contenido orgánico. Las algas presentan relaciones C:N entre 4 y 10, mientras que las

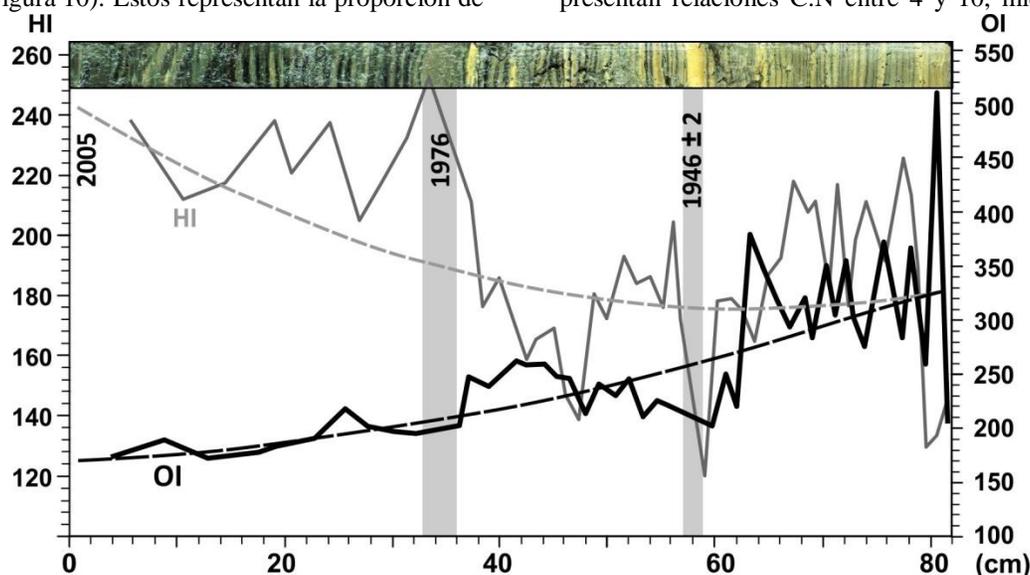


Figura 10. Índices de oxígeno (OI) e hidrógeno (HI) del análisis *Rock-Eval* a lo largo del núcleo CHIP2 (líneas continuas) y ajuste polinomial de segundo orden (líneas discontinuas), mostrando el decremento general de la influencia de las plantas vasculares a lo largo del tiempo.

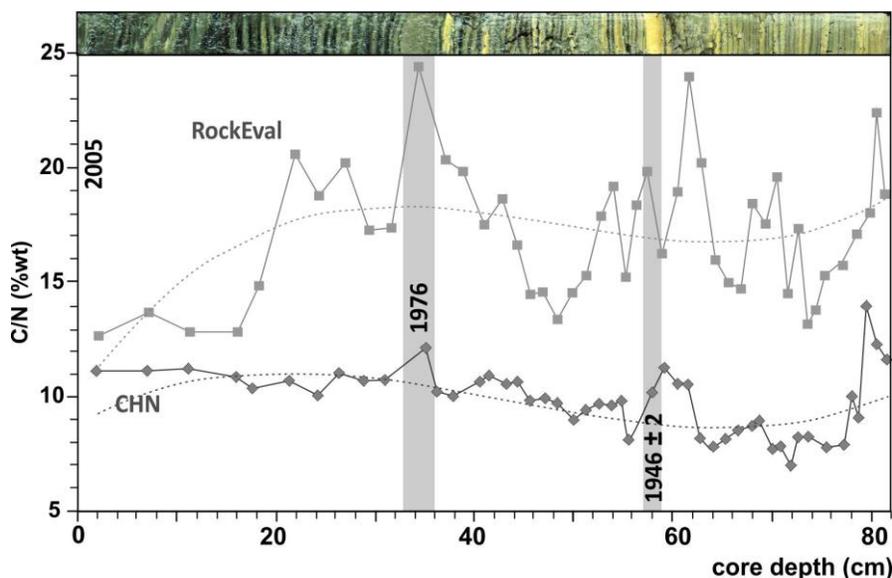


Figura 11. Relación C:N según el análisis *Rock-Eval* y *CHN* a lo largo del núcleo 09P2. Cuadrados grises: *Rock-Eval*, rombos grises: CHNS. Líneas negras discontinuas: polinomiales de tercer orden a través de las mediciones.

plantas vasculares tienen relaciones C:N entre 20 y 35. Las mediciones CHNS sugieren que la materia orgánica está esencialmente constituida de material no vascular, mientras que *Rock-Eval* sugiere una contribución sustancial de plantas vasculares. Ambos métodos coinciden en que, a pesar de la abundancia de restos de raíces de jacinto en el sedimento, la contribución de algas y algas azules es dominante. Dado que las plantas vasculares se biodegradan más lentamente que las algas, este desequilibrio es probablemente aún mayor en la columna de agua, siendo la producción biogénica ampliamente dominada por

organismos no vasculares. Dos explicaciones alternativas pueden ser formuladas. En primer lugar, la biomasa de las plantas vasculares se concentra en el epilimnion, donde puede ser biodegradada más rápidamente debido a la mejor oxigenación a poca profundidad. En segundo lugar, puede ser que los jacintos se eliminen en gran parte de la laguna antes de que se descompongan, lo que disminuye su contribución al contenido sedimentario.

Algunos de nutrientes potencialmente responsables de la eutrofización se encuentran presentes en el sedimento (Figura 12). Su concentración no difiere entre las partes

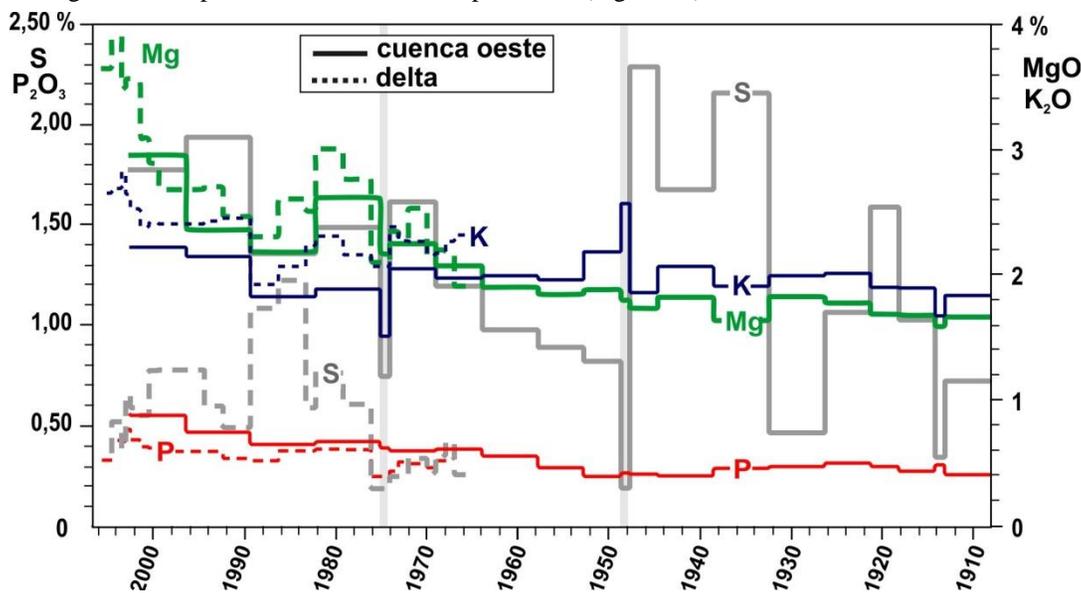


Figura 12. Variaciones temporales de S, P₂O₅, MgO y K₂O (porcentaje en peso, LOI corregida) en los sedimentos de 1910 a 2005 DC.

profundas y superficiales. La mayoría solamente han experimentado un aumento leve, en su caso, durante el siglo pasado (fósforo y potasio, en particular). El magnesio es la única excepción. Su concentración comenzó a aumentar en la década de los setenta, elevándose dramáticamente desde la década de los noventa. Tentativamente asociamos este crecimiento con el uso generalizado de carbonato de magnesio como fertilizante en las tierras de cultivo, lo cual es una práctica común en Alta Verapaz y Quiché.

3.5 Registro sedimentario de la contaminación por cromo

Albizúrez-Palma (1978) señaló por primera vez el uso de sales de cromo para el curtido de cuero en la fábrica de Calzado Cobán, y expresó su preocupación por el riesgo de bioacumulación de cromo a través de la cadena alimenticia. La fábrica ha estado en actividad desde 1914, pero la fecha en que el cromo comenzó a ser lanzado a la laguna es desconocida. Mouríño *et al.* (1994) midieron por primera vez cromo en una muestra al azar de sedimentos de la laguna y encontraron una concentración alta (492 ppm). Este resultado implica que grandes cantidades de cromo se han lanzado a la laguna y que los sedimentos son un sumidero para el secuestro de cromo. En el núcleo bien

datado 09P2, el aumento en el contenido de Cr es dramático, con valores modernos que alcanzan 30 veces el nivel de fondo natural de 50 ppm. Tales valores son 10 veces mayores que las concentraciones naturales en suelos de serpentinita (Oze *et al.*, 2004) y son similares a los generados en suelos y sedimentos por actividad minera de cromita en el este de EE.UU. (Hilgartner *et al.*, 2009). Pawlikowski *et al.* (2006) reportan concentraciones de cromo superiores a 1000 ppm en sedimentos de río cerca de los efluentes de curtidurías en Polonia. La contaminación por cromo en la laguna de Chichoj se inició en 1940, llegando a cinco veces el nivel de fondo natural antes del final de la década de los sesenta. Después aumentó dramáticamente, continuando, casi sin cesar hasta detenerse el registro, en 2005.

El registro de cromo en el núcleo 09P1 comienza en la década de los sesenta. La concentración de cromo en 09P1 es comparable a la del núcleo 09P2, pero fluctúa más ampliamente entre 500 y 2500 ppm (Figura 13). Esta variación se debe a las diferentes cantidades de capas oscuras y claras presentes en cada una de las muestras analizadas, es decir, las diversas cantidades de componentes orgánicos y minerales. En la mayoría de los casos, la gran cantidad de sedimento necesario para un

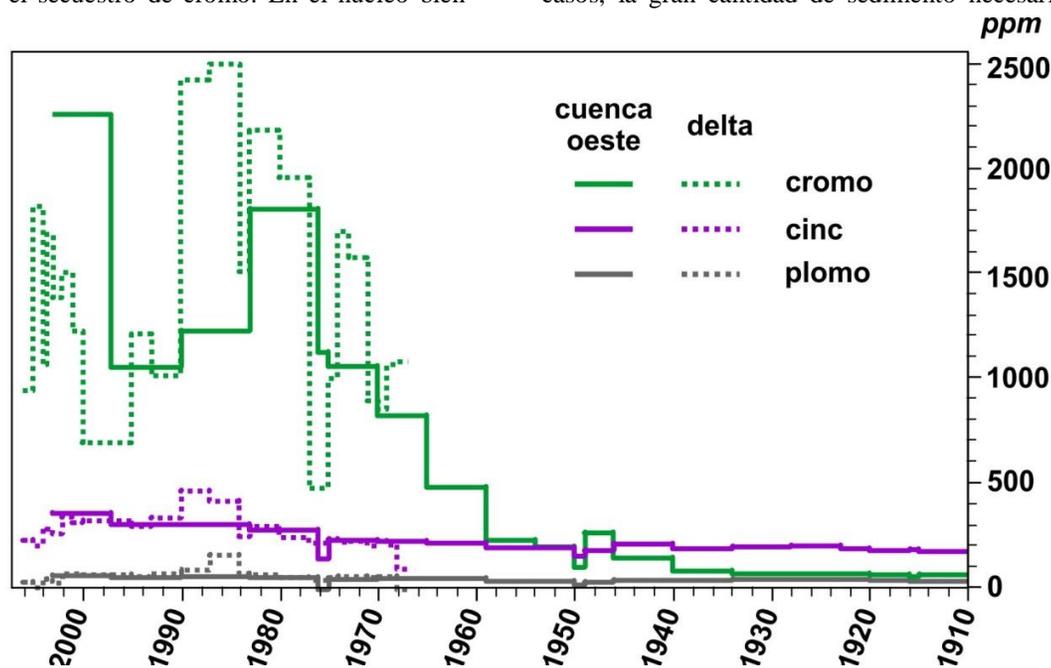


Figura 13. Evolución de la concentración de cromo, zinc y plomo en los sedimentos de la cuenca oeste (núcleo CHI-09-P2), y del área central, cerca del delta del río Chijuljá (núcleo CHI-09-P1) durante el último siglo.

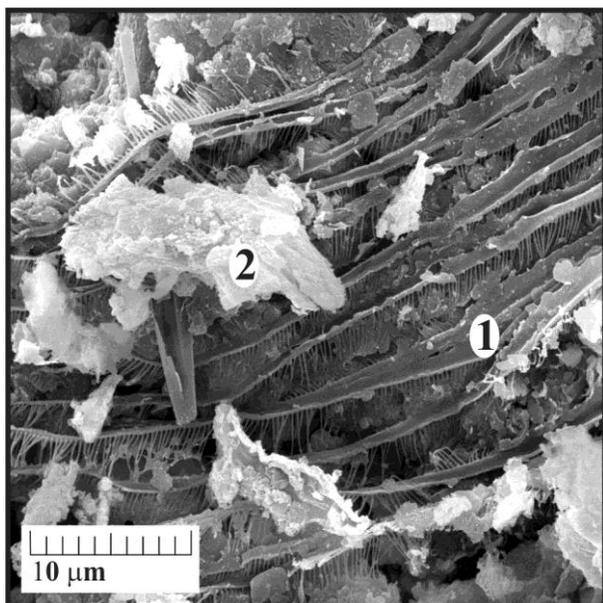


Figura 14. Fotografía MEB de una capa rica en materia orgánica. 1: restos de plantas vasculares, ricos en cromo, probablemente fragmentos de raíz de jacinto de agua (*Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms.), 2: cubierta de arcilla. Profundidad 39 cm, 1984 dC, en el núcleo CHI09-P1.

análisis XRF no nos permite llevar a cabo un análisis separado de las capas oscuras y claras, excepto cerca de la parte superior del núcleo, en el que el análisis muestra que el cromo se concentra en las capas de estación seca de color oscuro. Esto es debido o bien a una fuerte afinidad del cromo con el componente orgánico, o, en el supuesto de que la velocidad de deposición de cromo sea constante, es una consecuencia de la mayor tasa de sedimentación durante la temporada húmeda, lo cual diluye al cromo.

La concentración de otros metales traza no ha cambiado mucho a lo largo del siglo, permaneciendo cerca de los niveles de fondo naturales. Esto se ilustra por la evolución de zinc y plomo (Figura 13). El zinc se mantiene en los niveles de fondo hasta 1976, cuando comienza a incrementar, alcanzando el doble del nivel de fondo en la década de los ochenta, cerca del delta del río Chiljuljá, y más tarde en la primera década de este siglo, en la profunda cuenca oeste. El plomo muestra un incremento aún más moderado de 1,5 veces los niveles de fondo. El aumento de vanadio, níquel y cobre no es significativo. Aunque las concentraciones de plomo y zinc son bajas en los

sedimentos de la laguna, o bien significa que no están presentes en el medio ambiente, o que no terminan atrapados en los sedimentos. Álvarez-Rangel (1995) encontró niveles de plomo y zinc no aptos para el consumo humano en varias especies de peces, lo que sugiere que su concentración en el medio ambiente ha aumentado más de lo que sugiere el registro sedimentario. A la inversa, el cromo no se encontró en los peces. Parece, pues, que los sedimentos de la laguna actúan como sumidero de cromo, pero no de otros metales pesados, que contaminan el ambiente lacustre, pero no sedimentan.

Espectrometría de energía dispersiva de rayos X (EDS) en muestras preparadas para microscopía electrónica fue utilizada para identificar los sitios preferenciales para la deposición del cromo en las capas orgánicas. La única fuente detectable de cromo son restos de plantas vasculares (Figura 14). Consideramos que la fuente de estos restos son raíces de macrófitas flotantes, dominadas por el jacinto de agua *Eichhornia crassipes*. Los tejidos del jacinto de agua son capaces de absorber grandes cantidades de cromo, ya sea por bombeo biológico activo o por absorción en los tejidos muertos (Mangabeira *et al.*, 2004; Mohanty *et al.*, 2006; Mishra y Tripathi, 2009).

3.6. Concentración de cromo en jacintos de agua

Con el objeto de probar la hipótesis de que el cromo se bioacumula en los jacintos de agua, se colectaron especímenes vivos de jacintos de agua en diferentes etapas de crecimiento en 2014 para análisis de elementos traza (Tabla 1). Todos los elementos mostraron diferencias significativas entre las raíces, el bulbo y las hojas (test Kruskal-Wallis, $p < 0,05$) con valores más altos en las raíces. Al, Fe, Mn fueron mayormente encontrados en las raíces. Vitoria *et al.* (2010) obtuvieron resultados similares en muestras colectadas en ríos tropicales de Brasil. Cr está ausente en los bulbos y las hojas y se concentra en las raíces. Mientras que las concentraciones de Cr son más altas que las de Zn en el sedimento (Figura 13), lo contrario

órgano	Al		Co		Cr		Cu		Fe		Mn		Ni		Zn	
	media	s.e	media	s.e	media	s.e	media	s.e	media	s.e	media	s.e	media	s.e	media	s.e
hojas	506	244	<1		<1		17.0	3.81	671	334	2,794	1835	122	29.3	122	44.0
bulbos	440	171	<1		<1		14.4	2.12	507	237	1,928	1203	99.9	15.5	116	11.2
raíces	6,929	915	27.5	14	28.0	5.9	49.9	6.12	13,359	2,358	6,055	778	217	66.1	263	64.8

Tabla 1. Media y error estándar (s.e) de las concentraciones de elementos (en ppm), en las hojas, bulbos y raíces de jacintos de agua colectados en 2014.

se encuentra en las raíces, probablemente debido a que Zn es un micronutriente para las plantas. En general, las concentraciones de los elementos traza se hallan dentro de los rangos encontrados en diferentes partes del cuerpo de especímenes de jacinto de agua en otras partes del mundo (Vitoria *et al.*, 2010). Las concentraciones de metales traza

estaban por debajo de los límites de detección en hojas y bulbos, para Cd (concentraciones $<1 \text{ mg kg}^{-1}$), Cu, Cr (100 mg kg^{-1}), y Zn (300 mg kg^{-1}), pero por encima del límite de detección para Ni (límite a 50 mg kg^{-1}). Estos resultados indican que los jacintos acumulan metales traza en la laguna de Chichoj, y que el locus principal de fijación son las raíces. A partir de ahí, el cromo se transfiere al fondo de la laguna a través de la dispersión continua de fragmentos de raíz. No está claro, sin embargo, por qué se encontró que la concentración en los organismos vivos es menor que en el sedimento. Varias explicaciones pueden ser formuladas. En primer lugar, los ejemplares estudiados podrían no ser representativos de toda la población de jacintos, en cuyo caso debe analizarse una muestra más grande. En segundo lugar, la liberación de cromo en la laguna puede haber disminuido entre 2005 y 2014. En tercer lugar, más cromo puede quedar atrapado en las raíces durante su recorrido a través del hipolimnion anóxico y en el fondo de lacustre.

4. Conclusiones

Perfiles profundos de turbidez, conductividad, temperatura, pH y oxígeno disuelto muestran que la laguna de Chichoj es una laguna bien estratificada. Posee un epilimnion turbio óxico, sobre un hipolimnion 5° más frío, más mineralizado y fuertemente hipóxico. La laguna es

probablemente diamictica, homogeneizando al menos una vez al año durante la estación seca, fría (diciembre a febrero). Anoxia se observa también en las corrientes de agua que reciben las aguas residuales no tratadas de la ciudad de San Cristóbal Verapaz, tanto aguas arriba como aguas debajo de la laguna.

La anoxia se ha interpretado como el resultado de la eutrofización de la laguna, con las aguas residuales como la principal fuente de fertilizantes responsables de su eutrofización. La eutrofización ha dado lugar a una explosión de la biomasa de la laguna, en particular, su invasión por parte de flotantes jacintos de agua *Eichhornia crassipes*. Núcleos de sedimentos revelan que la anoxia comenzó a manifestarse por una acumulación de materia orgánica en los sedimentos lacustres profundos a partir de la década de los cincuenta. Se propagó a niveles más superficiales en la década de los setenta, especialmente después de 1976. La acumulación de materia orgánica no ha dejado de intensificarse hasta por lo menos 2005. La eutrofización fortaleció inicialmente el desarrollo de plantas vasculares como *Chara sp.*, el jacinto de agua se convirtió en la planta vascular dominante entre principios de la década de los ochenta y finales de los noventa.

El análisis de la materia orgánica muestra que el sedimento contiene abundantes fragmentos de raíces de jacinto. Sin embargo, los análisis CNHS y *Rock-Eval* indican que la mayoría de la materia orgánica en el sedimento se deriva de algas y bacterias. Estas últimas pueden, por lo tanto, representar la principal producción de biomasa en la laguna, aunque pueden encontrarse explicaciones alternativas, en particular la extracción artificial del jacinto de agua.

El análisis de los iones mayoritarios presentes en las aguas que drenan hacia la laguna no revela una importante afluencia de fertilizantes disueltos como para sostener la eutrofización observada. Es probable que los fertilizantes sean transportados a la laguna en forma de moléculas orgánicas complejas disueltas o en materia orgánica en suspensión que luego se biodegrada en la laguna bajo condiciones de hipoxia. La principal fuente de fertilización es el alcantarillado de la ciudad, no la cuenca aguas arriba.

El análisis de metales traza en los sedimentos lacustres no muestran indicios de contaminación de los sedimentos por metales pesados, con la excepción notable de cromo, que ha experimentado un aumento espectacular desde la década de los cincuenta, llegando a 20 veces sus valores de fondo natural. Su concentración se ha incrementado casi exponencialmente en los sedimentos de la laguna hasta el final del registro sedimentario en 2005.

Mientras que la cantidad de plomo y cinc fue hallada preocupante en los peces, y poco notable en el sedimento, lo contrario ocurre con el cromo, que está presente en una concentración muy alta en el sedimento por no parece bioacumularse en peces o cangrejos. Una búsqueda de la ubicación de cromo en el sedimento reveló que este se concentra en los fragmentos de plantas vasculares, en particular, los residuos jacinto de agua.

Un análisis de las muestras de jacinto de agua mostró que el cromo y otros metales se acumulan en sus raíces. Sin embargo, los niveles de cromo no son tan altos como en el sedimento. Más trabajos son necesarios para entender por qué la concentración de cromo es mucho más alta en el sedimento.

El jacinto de agua se ha retirado masivamente de la laguna, en un esfuerzo por evitar que este cubra totalmente la laguna. Estos jacintos de agua son convertidos entonces en abono hortícola. El cromo liberado a la laguna es transferido de esta manera al abono y de allí dispersado en el ambiente.

La remoción de los jacintos de agua no impide la eutrofización, la cual solo podrá ser detenida cuando las

aguas residuales de la ciudad sean o bien completamente desviadas lejos de la laguna, o tratadas antes de ingresar a la misma. Los jacintos de agua actúan como organismos eficaces de limpieza, acumulando metales en sus tejidos. Su reciclaje como fertilizante, sin embargo, plantea preocupaciones con respecto a la dispersión de cromo y otros metales en el medio ambiente. La combinación de eutrofización y contaminación han llevado a esta situación inextricable donde las medidas de remediación favorecen la dispersión de los contaminantes. Estudios deben llevarse a cabo para medir la concentración de contaminantes en el abono y evaluar su potencial toxicidad.

Probablemente sea prudente finalizar la liberación de cromo y las aguas residuales en conjunto, dado que la trayectoria del cromo también será afectada por los cambios en el estado fisiológico y en el ciclo biológico de la laguna. Tampoco está claro si la gran cantidad de cromo almacenada actualmente en los sedimentos permanecerá atrapada allí o se difundirá de nuevo en el medio ambiente después del cese de la acumulación de cromo. En particular, un cambio en el ciclo biológico y en la oxigenación de las aguas profundas de la laguna puede alterar la estabilidad del cromo en los sedimentos lacustres.

Agradecimientos

Agradecemos a Humberto Morán, Anibal Morán, Byron Mota, Franz García, Noé Cacao Chiquín, Geovani Catún, la municipalidad de San Cristóbal Verapaz, y al CUNOR-USAC por el apoyo logístico y de campo; a Alois Zwysig en el EAWAG por el apoyo técnico durante la apertura de los núcleos, y a Sanjay Mohanty por el análisis ICP de las muestras de jacinto.

Referencias

Albizúrez-Palma JR (1978) Estudio ecológico de la Laguna Chichoj. Universidad de San Carlos de Guatemala, Msc Ingeniería.

- Álvarez-Rangel N (1995) Análisis multielemental por reflexión total de rayos X, en tejido muscular de lobina *Micropterus salmoides* (lacepade) y guapote *Cichlasoma managuense* (Gunter), en la laguna de Chichoj, San Cristóbal Verapaz. Universidad de San Carlos de Guatemala, Biología Msc.
- Arce-Canahuí A (1992). Caracterización biofísica y socioeconómica de la cuenca de la Laguna Chichoj. Universidad de San Carlos de Guatemala, Dirección General de Investigación, CUNOR.
- Bettini A. (2011). *Anthropisation du lac Chichoj, San Cristóbal Verapaz, Guatemala. Université de Lausanne, Switzerland, Msc Thesis.*
- Brezonik PL, Fox JL (1974) *The limnology of selected Guatemalan Lakes. Hydrobiologia* 45: 467-487.
- Brocard G, Adatte T, Magand O, Pfeifer H-R, Bettini A, Arnaud F, Anselmetti F, Morán-Ical S (2014) *The recording of floods and earthquakes in Lake Chichoj, Guatemala during the twentieth century. Journal of Paleolimnology*, 52(3), 155-169.
- Brocard G, Morán-Ical S, Vásquez O. (2016) Peligros naturales asociados a la génesis de la laguna de Chichoj, Alta Verapaz. *Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra*. Vol. 3. Año 2016
- Bucknam RC, Coe JA, Mota- Chavarría M, Godt JW, Tarr AC, Bradley L-A, Rafferty S, Hancock D, Dart RL, Johnson ML (2001) *Landslides triggered by Hurricane Mitch in Guatemala – inventory and discussion. United States Geological Survey Open-File Report* 01-443.
- Conley, D. J., Humborg, C., Rahm, L., Savchuk, O. P., & Wulff, F. (2002). *Hypoxia in the Baltic Sea and basin-scale changes in phosphorus biogeochemistry. Environmental science & technology*, 36(24), 5315-5320.
- Curtis JH, Brenner M, Hodell DA, Balsler RA, Islebe GA, Hooghiemstra H (1998) *A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya lowlands of Petén, Guatemala. Journal of Paleolimnology* 19: 139–159.
- Cowgill UM, Hutchinson GE (1966) *A general account of the basin and the chemistry and mineralogy of the sediment cores. In: Cowgill UM, Goulden CE, Hutchinson GE, Patrick R, Racek AA, Tsukada M (eds.) The History of Laguna de Petenxil, Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences* 17: 2–62.
- Deevey ES, Leyden BW (1987) *Ecosystems, paleoecology, and human disturbance in subtropical and tropical America. Quaternary Science Reviews* 6: 115–128.
- Dubrovsky, N.M., Burow, K.R., Clark, G.M., Gronberg, J.M., Hamilton P.A., Hitt, K.J., Mueller, D.K., Munn, M.D., Nolan, B.T. Puckett, L.J., Rupert, M.G., Short, T.M., Spahr, N.E., Sprague, L.A., and Wilber, W.G. 2010. *The quality of our Nation's waters—Nutrients in the Nation's streams and groundwater, 1992–2004: U.S. Geological Survey Circular* 1350.
- Hernández-Suárez, FJ, El-Daoushy F., (2002). *Semi-empirical method for the self-absorption correction of photons with energies as low as 10 Kev in environmental samples. Nuclear Instruments and Methods in Physics* 484: 625-641.
- Hilgartner, W. B., Nejako, M., Casey, R. (2009). *A 200-year paleoecological record of Pinus virginiana, trace metals, sedimentation, and mining disturbance in a Maryland serpentine barren 1. The Journal of the Torrey Botanical Society*, 136(2), 257-271.
- INSIVUMEH – Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología. <http://www.insivumeh.gob.gt>.

- Islebe GA, Hooghiemstra H, Brenner M, Curtis JH, Hodell DA (1996) *A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. The Holocene* 6 : 265–271.
- Madison, R.J. and Brunett, J.O. 1985. *Overview of the occurrence of nitrate in ground water of the United States, in National Water Summary 1984-Hydrologic Events, Selected Water-Quality Trends, and Ground-Water Resources: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2275*, pp. 93-105.
- Malaizé B, Bertran P, Carbonel P, Bonnissent D, Charlier K, Galop D, Imbert D, Serrand N, Stouvenot C and Pujol C (2011) *Hurricanes and climate in the Caribbean during the past 3700 years BP. The Holocene* 21: 911-924.
- Mangabeira, P. A., Labejof, L., Lamperti, A., de Almeida, A. F., Oliveira, A. H., Escaig, F. & Lucena, E. R. (2004). *Accumulation of chromium in root tissues of Eichhornia crassipes (Mart.) Solms. in Cachoeira river—Brazil. Applied surface science*, 231, 497-501.
- Mijangos N (2000) Caracterización y diagnóstico de la calidad de agua de las fuentes contaminantes de la cuenca y de la Laguna Chichó, San Cristóbal, Verapaz y Alta Verapaz., *Fondo Guatemalteco del Medio Ambiente, Guatemala*.
- Mishra, V. K., & Tripathi, B. D. (2009). *Accumulation of chromium and zinc from aqueous solutions using water hyacinth (Eichhornia crassipes). Journal of Hazardous Materials*, 164(2), 1059-1063.
- Mohanty, K., Jha, M., Meikap, B. C., & Biswas, M. N. (2006). *Biosorption of Cr (VI) from aqueous solutions by Eichhornia crassipes. Chemical Engineering Journal*, 117(1), 71-77.
- Mouriño C, Basterrechea M, Molina S, De Zepeda M, De Juárez Y, Aguilar E, Oliva B, Castellanos P, Palacios R, Palma J (1994) Calidad de agua y nivel trófico de la laguna Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala. Guatemala, Dirección de Energía Nuclear de Guatemala, *Ciencia y Tecnología Nuclear* 1: 32-42.
- Oze, C., Fendorf, S., Bird, D. K., & Coleman, R. G. (2004). *Chromium geochemistry of serpentine soils. International Geology Review*, 46(2), 97-126.
- Poppe LJ, Paull CK, Newhall CG, Bradburz JP, Ziagos J (1985) *A geophysical and geological study of Laguna de Ayarza, a Guatemalan caldera lake. Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25: 125-144.
- Rice DS, Rice PM, Deevey ES (1985) *Paradise lost: Classic Maya impact on a lacustrine environment. In; Pohl M (ed) Prehistoric Lowland Maya Environment and Subsistence Economy. Cambridge: Harvard University Press*, 91–105.
- Rosenmeier MF, Brenner M, Kenney WF, Whitmore TJ, Taylor CM (2004) *Recent eutrophication in the Southern Basin of Lake Peten Itzá, Guatemala: human impact on a large tropical lake. Hydrobiologia* 511: 161-172.
- Smith, V.H., Tilman, G.D. and Nekola, J.C., 1999. *Eutrophication: impacts of excess nutrient inputs on freshwater, marine, and terrestrial ecosystems. Environmental pollution*, 100(1), pp.179
- Terga R (1979). *Caccoh, Donde Brota el Mar Pequeño.: Guatemala Indígena, Instituto Indígena Nacional, Guatemala*: 14.
- Uhlmann D., Paul L., Hupfer M., Fischer R. (2011). *Lakes and Reservoirs. Treatise on Water Science*, Elsevier B.V, 157-213.

- Vaquer-Sunyer, R., & Duarte, C. M. (2008). *Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(40), 15452-15457.
- Viana F, Gallego L, Cadena G (1955) Relación de la provincia de la Verapaz, hecha por los religiosos de Santo Domingo de Cobán, Guatemala (1574). Reimpreso en *Anales de la Sociedad de Geografía e Historia de Guatemala*, 28,18-31.
- Vitória, A. P., Lage-Pinto, F., Campaneli, L. B., Almeida, M. G., Souza, C. M., Rezende, C. E. & Oliveira, J. G. (2010). *Ecophysiological adaptation and metal accumulation in water hyacinth from two tropical rivers. Brazilian Journal of Plant Physiology*, 22(1), 49-59.

ANÁLISIS CINEMÁTICO DEL PATRÓN DE FALLAMIENTO AL NORTE DE LA ZONA DE FALLA DE JALPATAGUA, GUATEMALA

KINEMATIC ANALYSIS OF THE FAILURE PATTERN TO THE NORTH OF THE JALPATAGUA'S FAILURE ZONE, GUATEMALA

Sergio David Morán Ical

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

RESUMEN

Varios rasgos estructurales en patrones conjugados de tendencia N15-30W son caracterizados por corresponder a fallas con bloques hundidos al oeste, con frecuente basculamiento en dirección N60E. Las pocas evidencias a nivel de afloramiento permiten clasificar dichos patrones como fallas de tipo normal, frecuentemente desarrollados en los alrededores de Comapa y cuyas trazas modificadas a N-S, continúan hacia las localidades de San Cristóbal y El Zapote. La dirección media N15W y N75E de SHmax y Shmin obtenida del análisis de la población de fallas es compatible con las direcciones de compresión y tensión que muestran los mecanismos focales teóricos regionales de la depresión de Jalpatagua.

Los patrones de clivaje de fracturas muy desarrollados en los depósitos lacustres, dentro de la comunidad de La Arada, encajan geométricamente bien en los sectores donde se desarrollan las fracturas de cizalla Riedel (R-R'), principalmente con una dirección de esfuerzo principal de tendencia NW-SE.

Palabras clave: Jalpatagua, SHmax, mecanismo focal.

ABSTRACT

Several structural features in patterns N15-30W trend conjugates are characterized by failures correspond with sunken blocks west, with frequent tilting towards N60E. The little evidence outcrop level, allow to classify these patterns as normal faults, often developed around Comapa and whose traces modified N-S, continue towards the towns of San Cristobal and El Zapote. The average N15W and N75E direction of SHmax and Shmin obtained from the analysis of the population of failures are compatible with direction of compression and tension showing the regional focal mechanisms theorists Jalpatagua depression.

Cleavage patterns of highly developed fractures in the lacustrine deposits within the community of La Arada, geometrically fit well in sectors where Riedel shear fractures (RR') develop, mainly with a direction of main trend effort NW-SE.

Keywords: Jalpatagua, SHmax, focal mechanism.

Introducción

En su contexto regional, el área queda enmarcada geológica y estructuralmente entre depósitos sedimentarios y rocas volcánicas, e influenciada por la Zona de Falla de Jalpatagua (ZFJ), una estructura con dirección N60W, de cinemática dextral y activa sísmicamente.

Para el análisis de dicha zona, se han utilizado fotografías aéreas las cuales fueron estudiadas utilizando un estereoscopio marca Sokkia, MS27. El resultado fue un mapa de lineamientos estructurales (modelo hipotético) que permite visualizar la tendencia, distribución espacial y patrones principales de posibles discontinuidades dentro del sitio de interés.

Las visitas de campo se llevaron a cabo en función del resultado obtenido del mapa fotogeológico, y permitieron verificar la existencia y también caracterizar los elementos estructurales respectivos de dichos rasgos geológicos. La caracterización estructural, por su parte, permitió clasificar principalmente los patrones de fallamiento, los cuales fueron la base para proponer el modelo estructural, y con ello evaluar los patrones de fracturamiento.

El análisis estructural tuvo como base la implementación del método de los diedros rectos propuesto por Angelier y Mechler (1977), siendo el método gráfico que utilizan los mecanismos focales, obtenidos mediante información sísmica. Así mismo, se utilizó el programa del Dr. Damien Delvaux, para la representación gráfica y obtención de la dinámica de fallamiento.

Metodología

Principalmente se incluye una revisión y análisis de fotos aéreas digitales, modelo de elevación digital, para el reconocimiento y cartografía de los rasgos estructurales. Con dicho mapa base, se llevó a cabo una visita de campo, con el objetivo de orientar e identificar la cinemática de las estructuras.

Toda la información fue digitalizada y representada estadísticamente utilizando diagramas de rosa como

estereogramas. Para determinar e identificar gráficamente la cinemática y orientación de los tensores de esfuerzo se utilizó el programa Win-Tensor del Dr. Damian Delvaux.

Además se analizan los parámetros del registro sísmico del catálogo CTM de Harvard, generados en el evento sísmico del 20 de diciembre de 2006.

Resultados

1. Litología

Con base en la geología regional presentada en el mapa geológico a escala 1:500,000, editada por el IGN (1970), afloran rocas volcánicas de edad Terciaria (Tv). Según observaciones a nivel local, estas rocas volcánicas reportadas engloban otras, que es necesario subdividir en coladas, depósitos piroclásticos de caída, volcanoclásticas y sedimentarias (Figura 1).

Los flujos de lava están formados por roca basáltica, compuesta de una matriz de cristales tabulares de plagioclasa y vidrio negro en menor cantidad, además de pequeñas vacuolas representando fenómeno de desgasificación. Superficialmente se observa en bloques métricos, donde se ha desarrollado una cubierta de suelo de color rojizo a café. Otro cuerpo de andesita está expuesto al norte, donde presenta una tonalidad grisácea, compuesto de cristales de plagioclasa, anfíboles de 1 a 2 milímetros y vidrio; se encuentra altamente fracturado, debido a la presencia de patrones de fallas con dirección NW-SE.

Entre los depósitos piroclásticos, fueron encontrados niveles de ceniza con intercalaciones de lapilli. Los afloramientos se restringen primordialmente a las cercanías de la quebrada Los Mapaches y Guachipilín.

Los materiales volcanoclásticos responden a masas de fragmentos sub-angulosos de roca volcánica de distintos tamaños (bloques métricos) y composición (andesita, basalto), cementadas por arena y lodo muy compacto. El origen de estos depósitos está ligado a antiguos flujos de escombros o detritos transportados por agua, que llevan el nombre de Lahar, siendo de amplia distribución en el área

(Figura 1c). Estratigráficamente, representa la base, donde se han depositado las otras unidades.

Por último se encuentra una secuencia de areniscas finas y lodolitas gris claro, finamente laminadas y estratificadas, que aflora en los alrededores de las

comunidades de La Arada, Hacienda Los Cámbara, Santa Clara y el extremo oeste del caserío Guachipilín. La estratificación (So) se encuentra levemente basculada ($5-10^\circ$) hacia el este.



a) Depósitos piroclásticos



b) Depósitos lagunares con fina laminación planar



c) Lahar con fragmentos centimétricos



d) Plano de falla inversa en andesita



e) Clivaje de fractura y traza de falla en depósitos de tipo lagunar



f) Falla inversa y estructura dúplex afectando depósitos superficiales (niveles de suelo orgánico)

Figura 1. Principales características litológicas y estructurales de las unidades dentro del área.

2. Análisis fotogeológico

El estudio se basó en el reconocimiento, cartografía y posterior digitalización de rasgos estructurales considerados como “lineamientos” que fueron agrupados en tres categorías: Lineamientos evidentes, como aquellos rasgos morfológicos bien marcados. Lineamientos aproximados, haciendo referencia a posibles estructuras, con la limitante de no tener bien definida su traza debido a la poca exposición a causa de la cubierta vegetal o suelo. Por último, Lineamientos inferidos, que agrupan rasgos comúnmente cubiertos por suelo y ligados a actividad antrópica (p. ej., límites de terrenos).

Además, por las características y ubicación del área en el contexto geológico, se ha limitado una amplia línea de escarpe que, por una parte puede considerarse como controlada por planos de fallas, y por la otra, como del colapso y migración de la cabecera de antiguos movimientos de ladera. Esta línea está ubicada entre la localidad Los Mapaches y El Amate.

En el resultado del análisis estadístico realizado de las trazas de todos los lineamientos (Figura 2a) se tienen por lo menos 8 direcciones preferenciales (n=302), siendo estas: N-S, N15W, N30W, E-W, N73E, N45-55E, N30E y N10E (Figura 2a).

Las facetas triangulares indican que la mayoría de dichos lineamientos poseen una inclinación hacia el oeste, principalmente las de tendencia N15-20W y N-S. Algunos muestran patrones conjugados, por lo que su inclinación es al este, sugiriendo estrechas estructuras (de 500 a 700 m de ancho) asimétricas en horts y graben en su arreglo.

Según las direcciones y sentido de inclinación en la pendiente del terreno (laderas) es posible proponer un basculamiento local general en dirección noreste (~N60E), derivado del posible fallamiento de tipo normal, principalmente en las localidades de Comapa, San Cristóbal y El Zapote.

Por otra parte, se observan cicatrices de deslizamientos y replegamientos en el suelo, cuyas trazas son similares a los patrones de lineamientos cartografiados.

3. Caracterización estructural

Se fundamentó específicamente en la orientación de los elementos estructurales de fallas y diaclasas. Se visitaron ciertos afloramientos, previamente identificados en la cartografía de lineamientos, donde se evidencia fallamiento neoforado (estructurales activas) (Figura 1f).

Se han representado mediante diagrama de rosa los principales rumbos de las fracturas (falla y diaclasas) medidas en el campo, siendo un total de n=200, no incluyendo planos de estratificación (Figura 2b). Los rumbos resultantes son N-S, N15E, N15W, N25W, N40W y menormente N35E, N50E. Si se comparan los gráficos (a) y (b) de la Figura 2, vemos que existe un buen ajuste en los patrones de lineamientos cartografiados mediante fotos aéreas y del registro de campo.

Tanto las fallas como las diaclasas presentan un buzamiento mayor a 60 grados (Figura 2), llegando a ser algunos muy verticales, principalmente en los depósitos lagunares que afloran en los alrededores de la comunidad de La Arada y la Hacienda Los Cámbara (Figura 2e-2f). Mientras que las discontinuidades encontradas dentro de depósitos de lahar son variadas y bien sectorizadas, coincidiendo por lo regular con los lineamientos (Figuras 2c y 2d).

La caracterización del patrón de fallamiento se apoyó principalmente en la orientación del plano, del cabeceo (pitch) y de su cinemática. La cinemática de dichas estructuras se fundamentó principalmente en el reconocimiento de tectoglifos, tales como las fracturas Riedel, tool marck, escalonamientos y otros ligados a ellos como las estructuras “dúplex” y “pliegues de arrastre”. Varios de los planos medidos presentan dos generaciones de estrías, lo que evidencia una reactivación y/o posible inversión.

Discusión

La cinemática obtenida muestra tanto una componente de rumbo lateral como una vertical, considerando el grado de cabeceo (pitch) y sentido de movimiento (Figura 3). Las fallas fueron agrupadas por familias y analizadas para obtener la orientación de los

esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3) y la dirección del esfuerzo máximo horizontal (Shmax), que tiene muchas implicaciones, como por ejemplo, para entender el comportamiento hidrogeológico de ciertas estructuras.

Para el análisis cinemático, se ha utilizado el programa Win-Tensor capaz de proporcionar el modelo

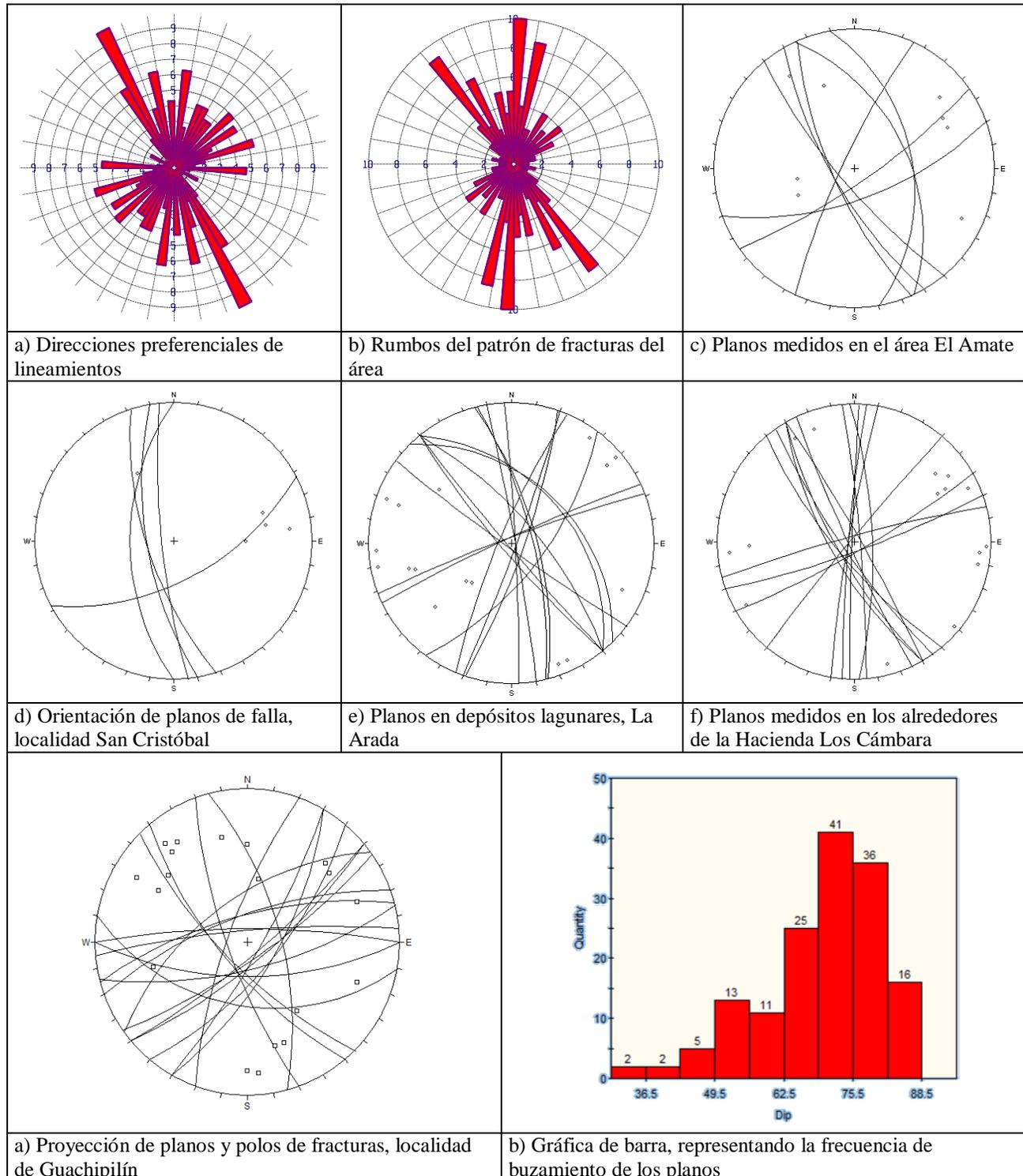


Figura 2. Representación gráfica tanto para los patrones de lineamientos obtenidos mediante análisis de fotos aéreas y arreglo geométrico de discontinuidades medidas en campo mediante red estereográfica y diagrama de rosa.

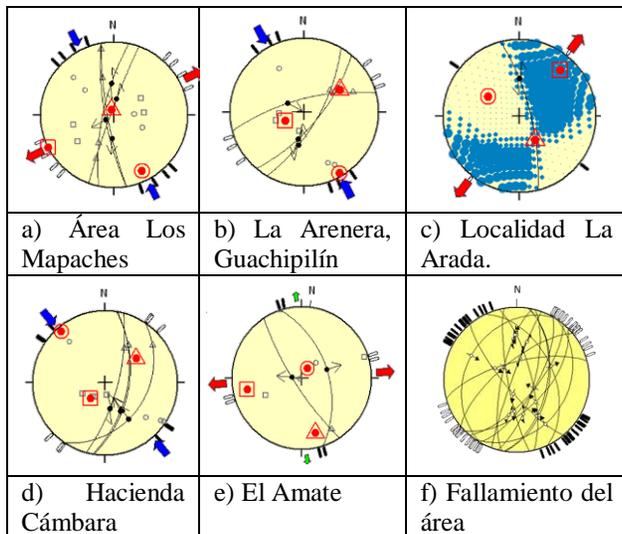


Figura 3. Estereogramas resultantes del análisis cinemático de las poblaciones de fallas medidas en el área. Flechas azules y rojas representan la dirección de la compresión y distensión respectivamente.

dinámico utilizando las opciones del programa (Figura 3). Las orientaciones obtenidas de los tensores de esfuerzo por localidad analizada se enlistan en la tabla 1.

La dirección de SHmax, se obtiene de la dirección del plano que contiene a σ_1 y σ_2 , las cuales fueron ya calculadas anteriormente de la población de fallas medidas (Figura 3). Por lo tanto, el cálculo de la dirección del

Localidad	σ_1	σ_2	σ_3	Régimen por sitio analizado
Los Mapaches	09/153	81/334	00/243	Desgarre o rumbo (SS)
Guachipilín	05/140	29/047	60/238	Compresivo (TF)
La Arada	39/302	49/147	13/042	Desgarre (SS) a transpresivo (TF)
H. Cámbara	04/124	86/298	00/034	Desgarre o rumbo (SS)
Los Amates	72/032	13/165	13/258	Distensivo (NF)

Tabla 1. Principales orientaciones del tensor de esfuerzo y regímenes resultantes por localidad.

esfuerzo mínimo horizontal (Shmin) es inmediato debido a que se encuentra ortogonal a SHmax. Shmin, define la dirección de la tensión; en este caso, el sentido donde las

discontinuidades experimentan mayor abertura, siendo hacia el NE-SW.

Según la orientación de los ejes de esfuerzo resultantes, se obtiene una zonificación preliminar de regímenes de esfuerzo. De esta manera es posible interpretar y clasificar preliminarmente la existencia de “sub-regímenes”, siendo estos tanto de desgarre o rumbo transpresivo como distensivo (Tabla 1).

Los resultados adquiridos de SHmax por localidad (Tabla 2) poseen una dirección azimutal media de N44W o S44E (NW-SE), compatible regionalmente con mecanismos focales para esta parte de la Falla de Jalpatagua.

La representación gráfica de los mecanismos focales se fundamenta en el método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), misma que se ha utilizado en el análisis de las fallas.

Para los datos a nivel regional, se han analizado los parámetros sísmicos de la CTM (The Global Centroid-Moment-Tensor) de Harvard, para el evento sísmico del 20/12/2006 (Tabla 2). Dichos resultados, contrastados con los obtenidos de fallas medidas en campo (Figura 4), son compatibles con la dirección de los ejes de esfuerzos y de

Localidad y datos totales	Dirección media de SHmax	SHmax y Shmin(*)	Modelo dinámico local y regional
Hacienda Cámbara	N305 - N125		
Los Mapaches	N333 - N153		
Toda el área	N310 - N130		
CTM, Harvard, Sismo de 2006	N339 - N159		

Tabla 2. Resultados de SHmax y Shmin obtenidos en el contexto local y regional. Dirección de SHmax y Shmin en líneas negras y blancas respectivamente (*).

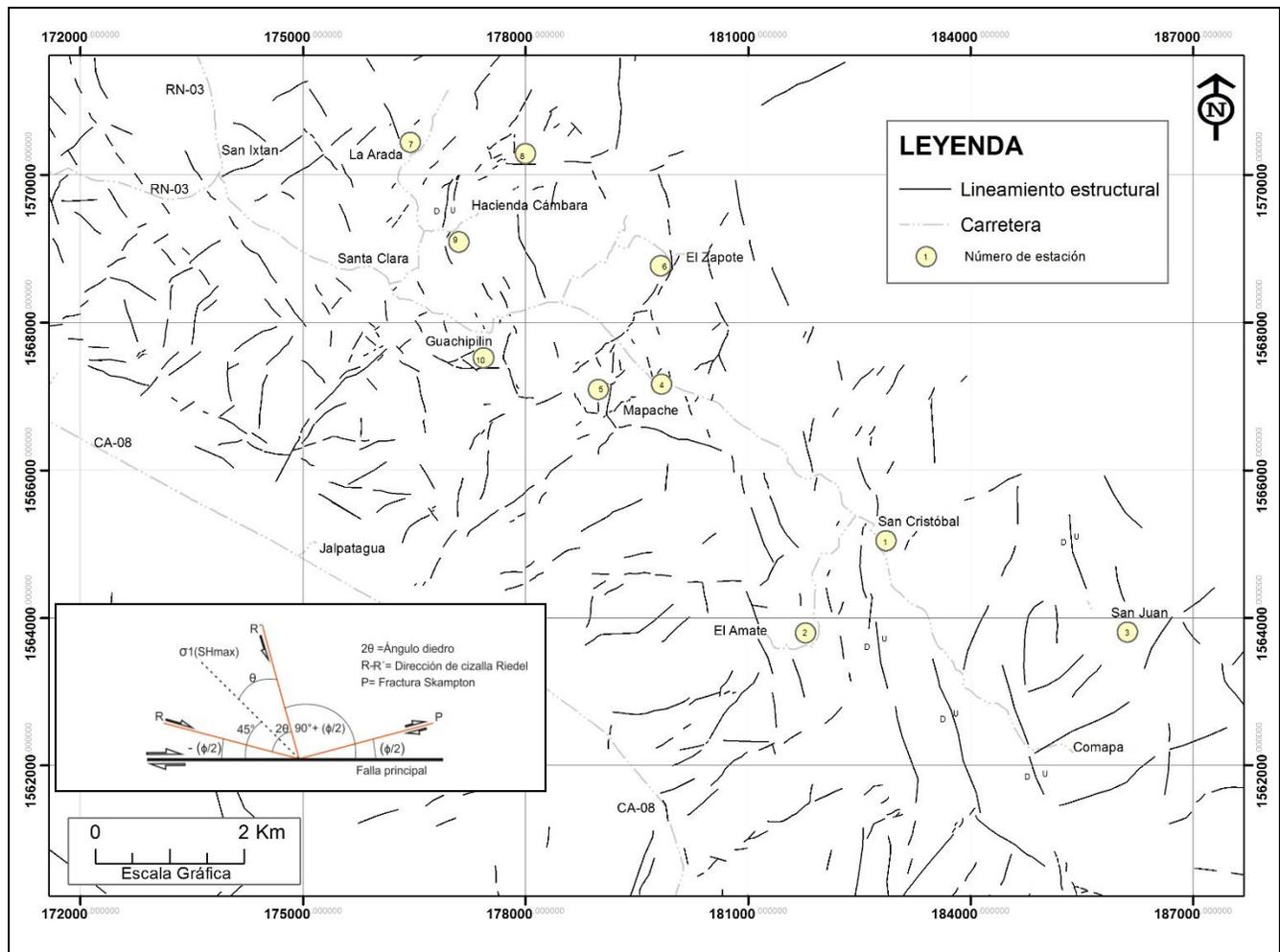


Figura 4. Mapa de patrones de lineamientos obtenidos mediante análisis de fotos aéreas, mostrando sitios de medición de estructuras.

SHmax, reportados regionalmente, es decir, dentro del contexto de la Zona de Falla de Jalpatagua (ZFJ).

Los mecanismos focales muestran cuatro campos, dos en compresión (amarillo) y dos en tensión (azul) como se muestra en la Tabla 2.

Aunque los patrones principales de fallas posean una dirección N20E, N10-20W, en general muestran esta zonificación de la tensión y compresión, definiendo direcciones de planos de cizalla y/o Riedel (Figura 4).

Conclusiones

Principalmente la cinemática obtenida posee una marcada componente de rumbo más un movimiento vertical de tipo inverso, como una pequeña componente normal considerando el grado de cabeceo (pitch) y sentido de movimiento.

Los planos de fallas existentes en el campo con dirección N20E, con cinemática sinistral con buzamientos tanto al oeste como al este, geoméricamente pueden generar campos en compresión y tensión tanto al NW como NE, respectivamente (Figura 5), siendo compatibles con los resultados obtenidos de parámetros sísmicos.

El arreglo en el cabeceo del sistema de fallas N15E/75W y N15E/70S refleja probablemente una geométrica ortorrómbica, tal como se ha descrito para el graben de Ipala, ubicado al noreste.

La dirección media de SHmax de N15W y Shmin N75E es compatible con la dirección de fuerza (NW-SE) y cinemática dextral para la depresión de Jalpatagua. Para los patrones de clivaje de fracturas desarrolladas a $\pm 35^\circ$ de la dirección de SHmax (Figura 5), pueden considerarse como estructuras Riedel (R-R'). Dichos patrones conjugados

forman un ángulo agudo o diedro de $\pm 60^\circ$ (2 θ), que tienen a σ_1 como bisectriz. El clivaje de fractura (o juntas de cizalla) se caracteriza por poseer una separación de 5 y 10 a 30 cm de buzamiento fuerte ($\geq 80^\circ$) y muy frecuentes dentro de la secuencia lagunar.

El entendimiento de la evolución en el desarrollo de los sistemas de fallas dentro del área de Jalpatagua podría enfocarse en considerar la edad relativa de las unidades y que la marcada diferencia en patrones conduzca al mejor entendimiento de la deformación frágil.

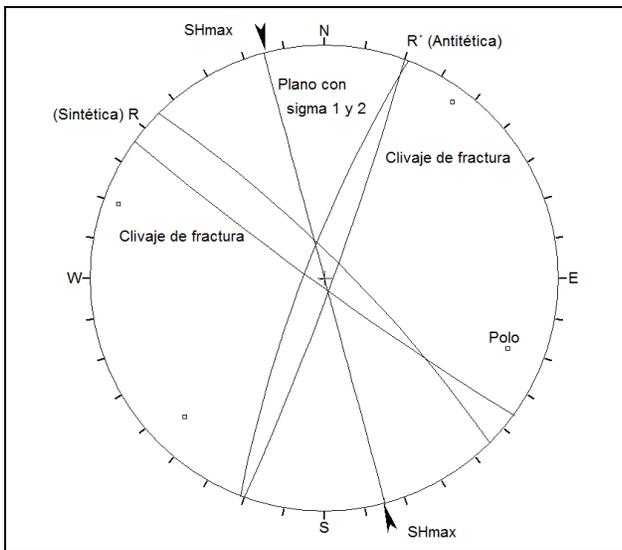


Figura 5. Proyección estereográfica simplificada de los principales patrones de clivaje de fractura (juntas de cizalla conjugadas Riedel) y dirección de SHmax.

Agradecimientos

Mi sincero agradecimiento al Dr. Juan Pablo Ligorria, por permitirme participar en la ejecución del proyecto Comapa, donde se realizaron las observaciones y mediciones presentadas.

Referencias

- Angelier, J. & Mechler, P. (1977) *Sur une method graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diedres droits*. Bull. Séc. geol. Fr. 7, 6, 1309-1318.
- Carr, M. J. (1976) *Underthrusting and Quaternary Faulting in northern Central America*. Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 825-829, Doc. No 60522.
- Delvaux, D. (1993) *The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones*. Terra Abstracts, 5, 1, 216.
- Rodríguez-Pascua, M. A. & De Vicente, G. (2001) *Análisis de la fracturación en materiales recientes (Mioceno superior- Cuaternario) en el Prebético Externo de Albacete*. Boletín Geológico y Minero, 112 (4): 65-77.
- <http://www.globalcmt.org/>

CONTAMINACIÓN CON FLÚOR DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN GUATEMALA

FLUORINE CONTAMINATION OF UNDERGROUND WATERS IN GUATEMALA

Rudy Machorro Sagastume

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

Osmín Jared Vásquez

Carrera de Geología, Centro Universitario del Norte, USAC.
osminvasqher@hotmail.com

RESUMEN

Varios casos de fluorosis han sido reportados en Guatemala (Blas, 2005; Cabrera y López, 2004; Montoya, 2006; Godoy, 2003; Mejía, 1986, López, 1987; Flores, 1996; Velarde, 1988; Escobar, 1987; Del Busto, 2004; Orellana, 1986; González, 1992). En este trabajo se analizan las fuentes secundarias que reportan la presencia de fluorosis dental en varias regiones del país, para determinar, a partir de la información existente, las características geológicas e hidrogeológicas que podrían condicionar la ocurrencia de contaminación por flúor.

Los casos reportados de fluorosis se localizan en los departamentos de Huehuetenango (Malacatancito), Izabal (Los Amates, Entre Ríos), Chiquimula (Xororaguá), Zacapa (Huité), Jutiapa (Villa Hermosa) y Baja Verapaz (Cubulco).

A partir de la información geológica disponible, se ha observado en general que las causas podrían ser de origen geológico, asociadas a rocas granitoides, tobas y posible actividad hidrotermal, sin descartar en algún caso la posibilidad del uso de fertilizantes como causa antropogénica.

Se recomienda el mapeo hidrogeológico a escala 1:10,000 para cada una de las comunidades afectadas por fluorosis de modo que pueda establecerse con mayor precisión las causas geogénicas de contaminación, lo cual aportaría pautas para el desarrollo sostenible de aguas subterráneas en las comunidades.

Palabras clave: flúor, agua subterránea, contaminación, Guatemala, Hidrogeología.

ABSTRACT

Several cases of fluorosis have been reported in Guatemala (Blas, 2005; Cabrera and López, 2004; Montoya, 2006; Godoy, 2003; Mejia, 1986, Lopez, 1987; Flores, 1996; Velarde, 1988; Escobar, 1987; Del Busto, 2004; Orellana, 1986; Gonzalez, 1992). In this paper the secondary sources that report the presence of dental fluorosis in several regions of the country were analyzed, to determine, based on existing information, the geological and hydrogeological characteristics that could influence the occurrence of fluorine contamination.

Reported cases of fluorosis are located in the departments of Huehuetenango (Malacatancito), Izabal (Los Amates, Entre Ríos), Chiquimula (Xororaguá) Zacapa (Huité), Jutiapa (Villa Hermosa) and Baja Verapaz (Cubulco).

From the geological information available, it has been observed generally that the causes could be of geological origin, associated with granitoid rocks, tuffs and possible hydrothermal activity, without rejecting the possibility in some cases of the use of fertilizers as anthropogenic causes.

It is recommended to carry out the hydrogeological mapping at a scale of 1:10,000 for each community affected by fluorosis, so it can be possible to establish with greater accuracy the geogenic factors of contamination, to provide guidelines for the sustainable development of groundwater in the communities.

Keywords: fluorine, groundwater, contamination, Guatemala, Hydrogeology.

Introducción

El flúor es el más electronegativo de los elementos químicos, con un potencial estándar estimado de +2.85 V, por lo que no se encuentra en la naturaleza en su estado elemental. Es el decimotercer elemento más abundante y representa entre el 0.06% y 0.09% de la corteza terrestre (Wedepohl, 1974). El flúor es un halógeno y en forma gaseosa elemental, F_2 , constituye un oxidante muy poderoso por lo que en la naturaleza existe frecuentemente como el ion fluoruro (F^-).

Además, el flúor forma parte de varios minerales petrogenéticos. Los minerales primarios como biotita y moscovita pueden contener hasta el 1% en peso de flúor. Debido a que los iones de fluoruro tienen la misma valencia y casi el mismo radio que los iones de hidroxilo, es muy común que se reemplacen mutuamente en la capa octaédrica de las micas. El contenido de flúor en minerales accesorios puede ser mayor al 1% en peso de flúor (García y Borgnino, 2015), tal como en minerales del grupo apatito (~3.8%), topacio (~11.5%) y fluorita (~48%), que son los principales minerales que pueden liberar altas concentraciones de fluoruro en las aguas naturales. Los minerales del grupo del apatito, cuya fórmula química general es $Ca_{10}(PO_4)_6X_2$, incluyen fluorapatito ($X = F$), que es un mineral accesorio común, clororapatito ($X = Cl$), e hidroxiloapatito ($X = OH$). La fluorita (CaF_2) se forma principalmente en sistemas hidrotermales de ambientes volcánicos, así como en intrusivos granitoides que han sido afectados por alteraciones metasomáticas tipo greisen y skarn.

La concentración de fluoruro en aguas naturales varía de trazas a concentraciones altas y depende de factores tales como la temperatura, la geoquímica del agua subterránea (pH-Eh), las propiedades hidrológicas (alto tiempo de residencia del agua subterránea), condiciones climáticas (lluvia, evapotranspiración) y solubilidad de minerales fluoríferos. La figura 1 ilustra la distribución de frecuencias para concentraciones agregadas de fluoruro en base a 60,000 muestras de agua provenientes de 25 países.

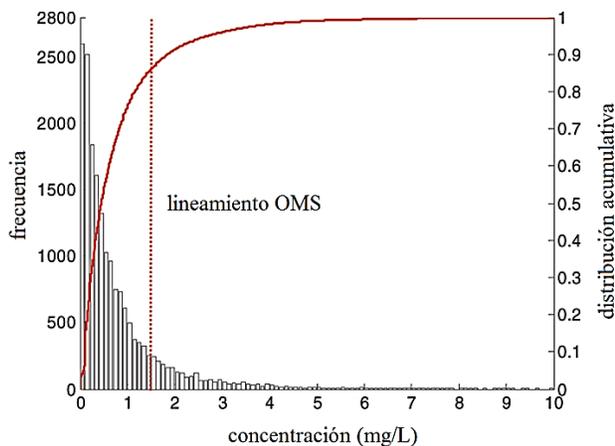


Figura 1. Diagrama de distribución de frecuencia para concentraciones agregadas de fluoruro (ligeramente modificado de Amini et al., 2008).

La Organización Mundial de la Salud, OMS (WHO, 2006), recomienda que el contenido de fluoruro en agua potable no exceda 1.5 mg/L. Se estima que más de 200 millones de personas en el mundo (Amini et al., 2008) consumen agua con concentraciones de fluoruro que exceden el lineamiento de calidad de agua de la OMS.

El ciclo hidrogeoquímico del flúor se ilustra en la figura 2 donde pueden notarse las principales fuentes geogénicas y antropogénicas de fluoruro así como los distintos sumideros. Las concentraciones más altas de fluoruro normalmente están asociadas a intrusivos granitoides, zonas geotérmicas, y/o con aguas subterráneas alcalinas donde el intercambio de Ca por Na permite una mayor solubilidad de F.

El ciclo involucra la transferencia de flúor por erupciones volcánicas, evaporación, aerosoles marinos y contaminación industrial (figura 2). Las concentraciones de flúor en lluvia son normalmente bajas y el enriquecimiento que experimenta el flúor en aguas subterráneas es frecuentemente geogénico. El flúor tiende a mostrar un mayor enriquecimiento en acuíferos carbonatados en relación con los acuíferos clásticos.

En los acuíferos volcánicos, el flúor puede ser lixiviado y su concentración incrementarse notablemente en función del tiempo de residencia y de la temperatura asociada a la actividad geotérmica. Algunos lagos que

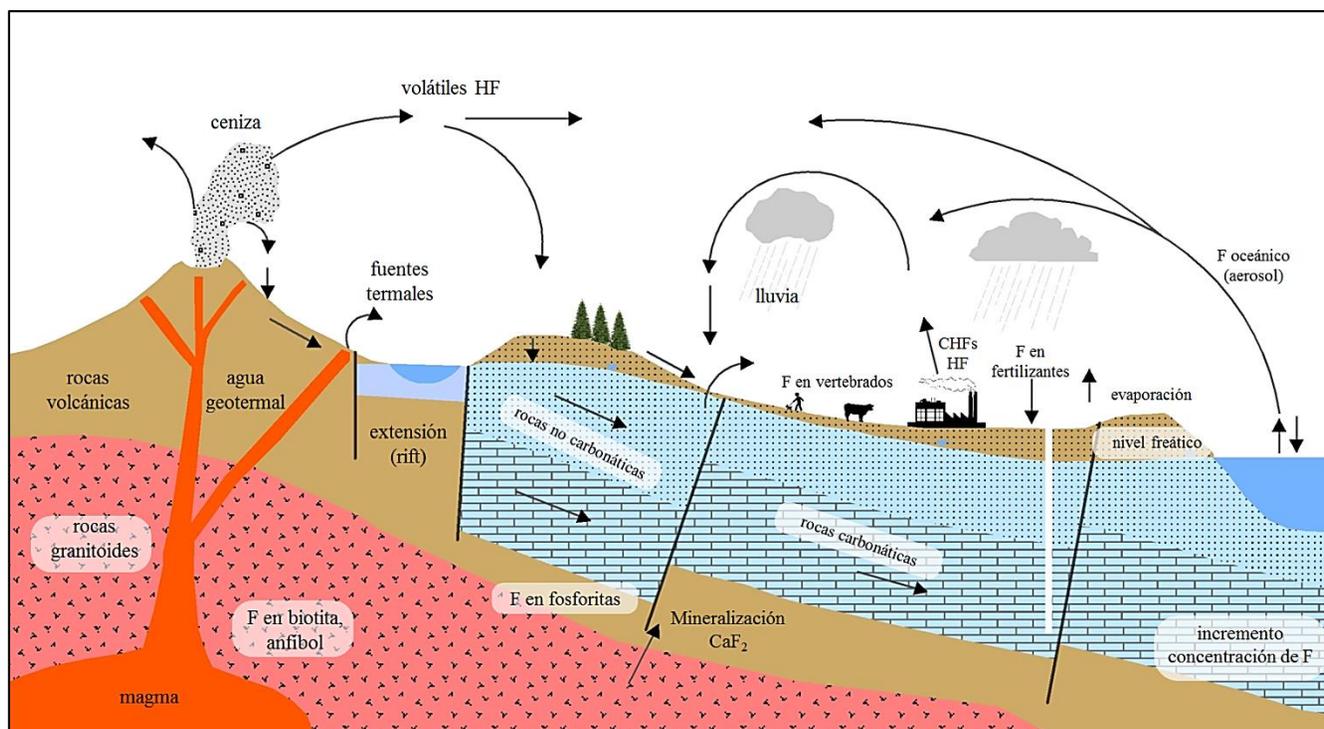


Figura 2. Ciclo hidrogeoquímico del flúor (ligeramente modificado y simplificado de Edmunds y Smedley, 2013).

ocupan áreas afectadas por tectónica extensional (rift) también pueden desarrollar contenidos altos en flúor.

Las aguas subterráneas profundas, al tener mayor tiempo de reacción con los minerales del acuífero, normalmente presentan mayores concentraciones de fluoruro en comparación con las aguas superficiales.

Las principales fuentes antropogénicas de flúor incluyen la emisión de clorofluorocarbono (CFCs) y aerosoles industriales provenientes de la incineración de carbón, plantas de ladrillo y algunas plantas metalúrgicas. La lixiviación de algunos fertilizantes también puede constituir una fuente significativa de fluoruro en el agua subterránea.

La solubilidad del fluoruro en los suelos tiende a ser baja en el rango de pH 5.0-6.5. En valores más altos de pH ocurre un intercambio entre iones de F^- y OH^- lo cual da por resultado que la concentración de F^- se incremente en las aguas subterráneas (Sharma, 2014).

La solubilidad de la fluorita, que es el mineral que ejerce el principal control en las concentraciones acuáticas de flúor, también es fuertemente dependiente de la

temperatura. El cuadro 1 resume las concentraciones de flúor para distintas litologías y en arroyos y el océano.

Metodología

Se ha realizado un barrido sistemático de fuentes secundarias de información que reportan la presencia de fluorosis dental en varias regiones del país y que sugieren que en algunos casos puede existir un serio problema de salud pública. La mayoría de evaluaciones han sido realizadas por la Facultad de Odontología de la Universidad de San Carlos. Para varios de estos casos se ha reportado que la fuente de agua para consumo humano es un pozo de agua.

El caso más difícil de fluorosis dental ha sido identificado en la cabecera municipal de Malacatancito, Huehuetenango, donde escolares de nivel primario reportan deterioro de la superficie dental (Cabrera y López, 2004; Montoya, 2006). La concentración de flúor en los cuatro pozos de agua de la comunidad varía de 0.10 mg/L a 4 mg/L. Blas (2005) reporta que el pozo principal que abastece a la cabecera municipal tiene un rendimiento de

100 gpm y concentración de flúor de 3.9 mg/L. Este pozo fue construido hace 25 años y al momento de la entrega no contó con un análisis completo de calidad de agua que incluyera flúor, por lo que no se identificó la contaminación de aguas subterráneas por dicho elemento.

El segundo caso en importancia ocurre en el municipio de Los Amates, Izabal, donde escolares de 13 a 20 años reportan fluorosis muy variable, de leve a moderada y severa (Mejía, 1986; López, 1987). La concentración de flúor en el agua asciende a 2.85 mg/L. Para la comunidad Entre Ríos, que se localiza en fincas bananeras de Izabal también se reporta fluorosis leve en escolares de nivel primario (Flores, 1996). La concentración de flúor más alta reportada ocurre en la finca Yaqui (5.70 mg/l), seguida de las fincas El Pilar y Silay con 5.46 mg/L y la finca Creek con 5.18 mg/L, según análisis de calidad de agua realizados por el Ministerio de Salud Pública y Asistencia Social –MSPAS– y reportados por Godoy (2003).

En la aldea Xororaguá, municipio de Chiquimula, fue estudiada la prevalencia de fluorosis dental en escolares (Velarde, 1988) y aunque la concentración de flúor en el agua es de 1.21 mg/L, el grado de fluorosis se reporta de normal a dudosa.

En el municipio de Huité, Zacapa, se evaluó el grado de fluorosis dental en niños de 7 a 16 años y los resultados fueron de fluorosis normal a leve (Escobar, 1987).

Para el departamento de Jutiapa, las evaluaciones de la concentración de flúor en el agua de consumo humano reportan un valor promedio de 0.7 mg/L (Orellana, 1986), aunque a nivel local, en la colonia Villa Hermosa, la concentración de flúor asciende a 4 mg/L (Del Busto, 2004), con fluorosis dental leve desarrollada en niños y adolescentes.

En el municipio de Cubulco, Baja Verapaz, se ha reportado fluorosis dental leve para una muestra de 20 familias que consumen agua subterránea de pozos que tienen concentración de flúor que varía de 0.13 mg/L a 1.50 mg/L (González, 1992).

Resultados

Se han identificado casos de fluorosis dental endémica en los departamentos y comunidades de Guatemala que se describen en el cuadro 2 y se ilustran en la figura 3. El cuadro 3 describe en mayor detalle los efectos de distintas concentraciones del fluoruro en la salud.

Granito	Basalto	Lutita	Arenisca	Caliza	Ríos	Océano
800	400	740	270	330	0,1	1,3

Cuadro 1. Concentración típica de flúor en rocas [mg/kg (ppm)], ríos y el océano [mg/L (ppm)].

Departamento	Comunidad	UTM		Flúor (mg/L)	Grado de fluorosis	Referencia	Mapa geológico
		Este	Norte				
Huehuetenango	Malacatancito	662000	1685500	0,1–4,0	Moderada a severa	Blas (2005), Cabrera y López (2004), Montoya (2006)	1:50000
Izabal	Los Amates	288000	1694000	2,85– 5,70	Moderada a severa	Godoy (2003), Mejía (1986), López (1987)	1:50000
	Entre Ríos				Leve a moderada	Flores (1996)	1:500000
Chiquimula	Xororaguá	222000	1633950	1,21	Moderada	Velarde (1988)	1:50000
Zacapa	Huité	207850	1651800		Leve a moderada	Escobar (1987)	1:50000
Jutiapa	Villa Hermosa			0,7 – 4.0	Leve a moderada	Del Busto (2004), Orellana (1986)	1:500000
Baja Verapaz	Cubulco			0,13 – 1,5	Leve a moderada	González (1992)	1:50000

Cuadro 2. Comunidades en las que se ha reportado fluorosis dental en Guatemala.

Rango de concentración de fluoruro (mg/L)	Efectos crónicos en la salud
No detectable	Crecimiento limitado y fertilidad
0.0-0.5	Caries dental
0.5-1.5	Promueve la salud dental
1.5-4.0	Fluorosis dental (dientes moteados)
4.0-10	Fluorosis dental y esquelética
>10	Heridas por Fluorosis

Cuadro 3. Efectos en la salud de las distintas concentraciones de flúor en agua potable (Dissanayake, 1991).

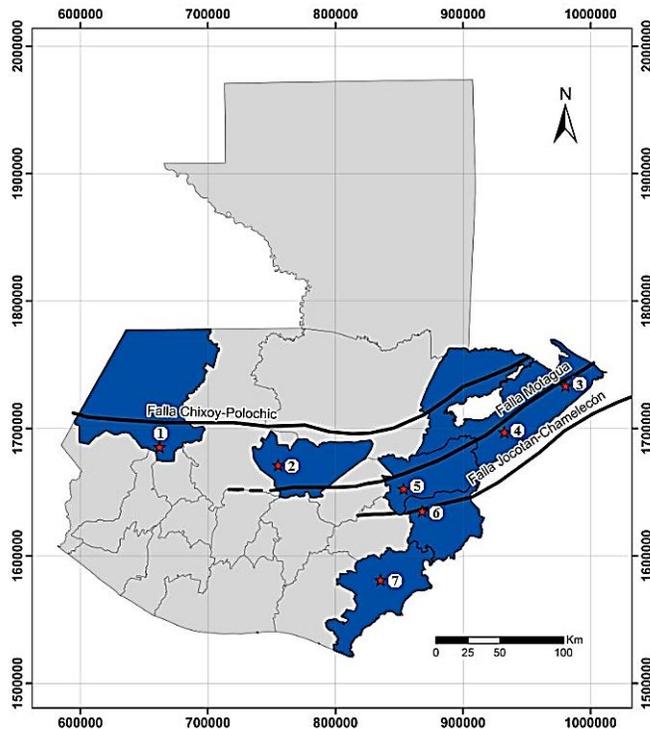


Figura 3. Mapa que muestra la localización de los departamentos y comunidades con agua subterránea contaminada con flúor. 1. Malacatancito, 2. Cubulco, 3. Entre Ríos, 4. Los Amates, 5. Huité, 6. Xororaguá, 7. Villa Hermosa.

Inferencias acerca del contexto hidrogeológico de las áreas afectadas por fluorosis

La interpretación del contexto hidrogeológico de las áreas con aguas subterráneas anómalas en flúor se ve limitada por la falta de un mapeo hidrogeológico detallado. Sin embargo, para algunas regiones es posible realizar algunas inferencias en base a los mapas geológicos que ha publicado el IGN a escala 1:50,000.

Para el caso de Malacatancito (figura 4) puede notarse que la cabecera municipal está emplazada en un valle compuesto por aluvión cuaternario (Qal) y que al sur predominan gneises y esquistos (M) cubiertos por pómez cuaternaria (Qp2). Al oriente de Malacatancito existen rocas granitoides (Gr) pre-pérmicas y tobas terciarias (Tt). Estas tobas se extienden al norte de la cabecera municipal y están asociadas a tobas soldadas (Tzw).

La zona de relieve montañoso es drenada por el río Malacatancito. Tanto las rocas granitoides como las tobas son litologías a partir de las cuales podrían liberarse cantidades significativas de flúor hacia las aguas subterráneas del lugar.

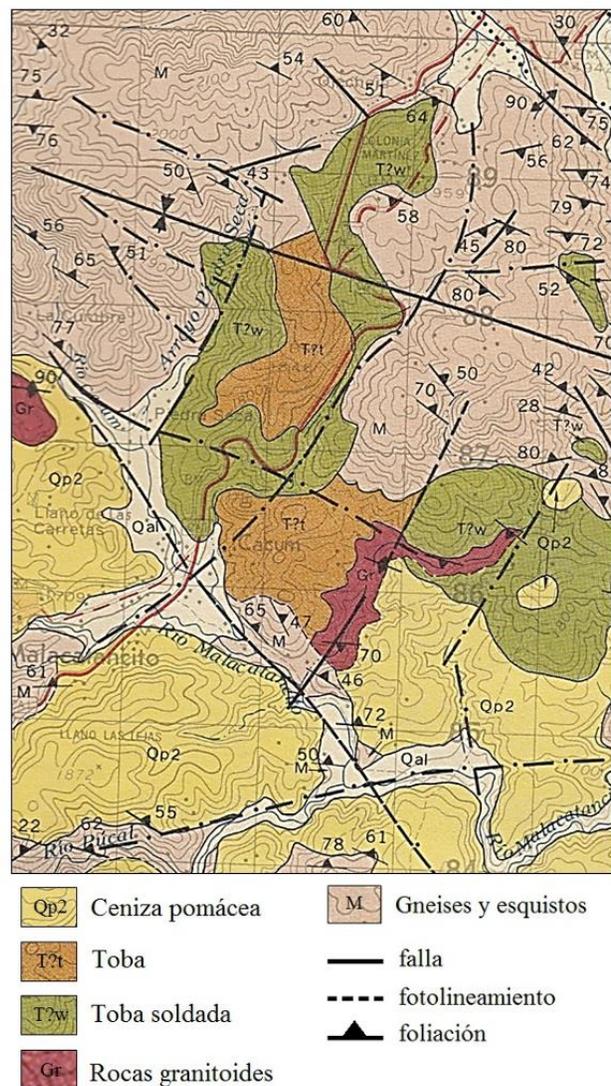


Figura 4. Mapa geológico para el área de Malacatancito publicado por el IGN a escala 1:50,000. Cuadrángulo Huehuetenango 1961 IVG.

Para el municipio de Huité en Zacapa y la comunidad de Xororaguá en Chiquimula, los mapas geológicos a escala 1:50,000 sugieren que rocas granitoides del Laramídico son la fuente de contaminación geogénica más probable de flúor. En ambos casos, no se descarta el desarrollo de sistemas geotermales asociados, a la Zona de Falla del Motagua en el caso de Huité, y a la Zona de Falla de Jocotán en el caso de Chiquimula.

Para Los Amates, Izabal, puede inferirse a partir del mapa geológico a escala 1:50,000 publicado por el IGN, que la anomalía de flúor se ha desarrollado dentro de la Zona de Falla del Motagua, en presencia de rocas granitoides, las cuales constituyen la fuente más probable de contaminación natural. La presencia de una comunidad que se denomina Agua Caliente también sugiere que el flúor puede liberarse por fuentes termales. Para la comunidad Entre Ríos, que también se localiza dentro de la Zona de Falla del Motagua, el hecho de encontrarse en un valle agrícola en la parte baja del río Motagua sugiere posible liberación de flúor a partir de fertilizantes.

La colonia Villa Hermosa en la cabecera municipal de Jutiapa se encuentra emplazada en rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, lo cual sugiere que la anomalía de flúor en las aguas subterráneas del sector es volcanogenética (fuente termal). Al sur de la cabecera municipal de Jutiapa se han identificado alteraciones tipo skarn ocasionadas por la intrusión de rocas granitoides en calizas cretácicas por lo que no se descarta la influencia de este tipo de alteración y mineralización como factor condicionante para el desarrollo de las anomalías de flúor.

La anomalía de flúor reportada para el municipio de Cubulco, Baja Verapaz, en más difícil de explicar en función de la geología regional, ya que para la zona únicamente se reportan gneises y esquistos paleozoicos del Complejo Chuacús.

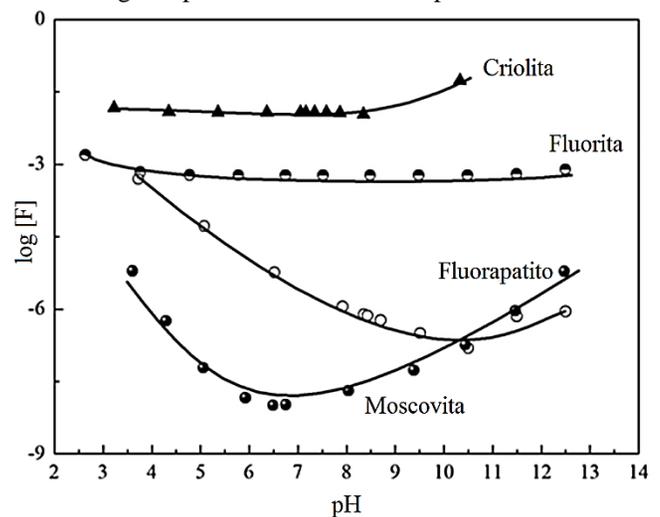
Discusión y conclusiones

La movilidad del flúor en aguas naturales depende de varios procesos geoquímicos que determinan su

precipitación o su liberación mediante la disolución del mineral. Entre los principales procesos geoquímicos se encuentran la disolución y precipitación de minerales fluoríferos y la adsorción/desorción de hidróxidos metálicos y minerales arcillosos (García y Borgnino, 2015). La mayoría de zonas anómalas en flúor y donde el agua subterránea puede presentar contaminación por flúor se localizan en áreas afectadas por actividad volcánica compuestas por lavas fluoríferas y/o ceniza volcánica. Algunas regiones con rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas, así como cuencas sedimentarias grandes en zonas áridas y semiáridas también presentan anomalías en flúor (Banerjee, 2015).

Como se mencionó en la introducción del artículo, son varios los minerales que pueden aportar flúor a las aguas naturales. La figura 5 muestra que la solubilidad de estos minerales en agua tiene fuertes diferencias. Criolita y fluorita son mucho más solubles que fluorapatita y micas en el rango de pH 4-9 de las aguas naturales y que sus solubilidades tienen poca variación a lo largo de todo el rango de pH.

Por el contrario, la solubilidad de fluorapatito y micas son altamente dependientes del pH, particularmente en el rango de pH 2.5 a 12.5. La fluorapatita es más soluble



en condiciones de pH ácido, pero aun así su solubilidad es entre uno a dos órdenes de magnitud menor que fluorita y Figura 5. Solubilidad de distintos minerales fluoríferos (García y Borgnino, 2015). criolita, respectivamente.

A pesar de la baja solubilidad que presentan la biotita y moscovita en terrenos granitoides, la disolución de las micas puede considerarse una fuente importante de flúor en las aguas naturales que están en contacto con los intrusivos.

Aunque la desorción de flúor a partir de hidróxidos de Fe, Al y Mn puede ser una fuente secundaria en algunos reservorios de aguas subterráneas, existe un amplio consenso en la comunidad científica de que la disolución de fluorita es la causa principal de concentraciones elevadas de flúor en agua subterránea.

Se desconoce cuál es el total de la población en riesgo por fluorosis en Guatemala, pero en base al análisis realizado en esta investigación puede concluirse que posiblemente abarca de decenas a centenas de habitantes en los municipios mencionados.

La caracterización precisa de las fuentes de contaminación por flúor en cada zona requiere el mapeo geológico por lo menos a escala 1:10,000, acompañado de petrografía microscópica para identificación de minerales fluoríferos, y un monitoreo de calidad de agua de mayor frecuencia y con mayor cobertura espacial del que actualmente está disponible. Como muestra el cuadro 2, para algunos municipios únicamente se reporta una muestra de agua y en algunos casos como Entre Ríos y Huité no se cuenta con muestras de agua sino únicamente con el reporte de fluorosis dental en la población. Para lograr que exista un desarrollo sostenible de aguas subterráneas es indispensable realizar el mapeo hidrogeológico que permita delimitar las zonas seguras y/o peligrosas por fluorosis.

Esta información esencial también puede servir de base para el uso sostenible del agua y el diseño de tecnologías apropiadas para el tratamiento de la contaminación. Existen varias técnicas de tratamiento de agua potable por flúor (Heidweiller, 1990) incluyendo precipitación, adsorción, intercambio iónico, electrodiálisis y ósmosis inversa.

Los rangos de concentraciones de flúor en el agua subterránea reportados para las distintas comunidades han

favorecido el desarrollo de fluorosis dental, aunque afortunadamente los escasos datos geoquímicos disponibles todavía no sugieren el desarrollo de fluorosis esquelética para la población según los lineamientos de fluorosis disponibles para países que han sido severamente afectados (Dissanayake, 1991; Sharma, 2014).

El Reglamento para la Certificación de la Calidad del Agua para Consumo Humano en Proyectos de Abastecimiento de Guatemala, emitido mediante el Acuerdo Gubernativo 178-2009, no incluye la medición de flúor para la fuente de agua a ser utilizada por lo que se recomienda la aplicación de otros lineamientos de calidad de agua, particularmente el de la OMS (WHO, 2006), cuando se formule el proyecto de abastecimiento de agua.

Referencias

- Amini, M.; Mueller, K.; Abbaspour, K.; Rosenberg, T.; Afyuni, M.; Møller, K.; Sarr, M.; & Johnson, A. (2008) *Statistical Modeling of Global Geogenic Fluoride Contamination in Groundwaters: Environmental Science and Technology*, v. 42, p. 3662-3668.
- Banerjee, A. (2015) *Groundwater fluoride contamination: A reappraisal: Geoscience Frontiers* v. 6, p. 277-284.
- Blas, A. L. (2005) *Fluorosis sin atención en Malacatancito, Huehuetenango*. www.prensalibre.com.gt 12 de junio del 2005.
- Cabrera, M. & Veliz López, B. R. (2004) *Informe sobre fluorosis dental en niños y jóvenes de Malacatancito, Huehuetenango, Guatemala, C.A.* Colegio Mixto Parroquial Santa Ana. 20 p.
- Del Busto De León, A. L. (2004) *Concentración de Fluoruro en el agua de consumo y su relación con caries y fluorosis dental en una muestra de niños y adolescentes en la colonia Villa Hermosa, en Jutiapa*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad

- de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 80 p.
- Dissayanake, C. (1991) *The fluoride problem in the groundwater of Sri Lanka- environmental management and health: International Journal of Environmental Studies*, v. 38, p. 137-156.
- Edmunds, W. & Smedley, P. (2013) *Fluoride in natural waters*, In: *Selinus, O (Ed.) Essentials of Medical Geology: Revised Edition. British Geological Survey*. P. 311-336.
- Drever, J. (1988) *The Geochemistry of Natural Waters*. 2nd Edition. Prentice Hall Inc.
- Escobar Mancini, R. E. (1987) *Fluorosis dental en niños de 7 a 16 años de edad en el municipio de Huité, departamento de Zacapa*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 97 p.
- Flores Carias, D. S. (1996) *Prevalencia de fluorosis dental en escolares de nivel primario de las fincas bananeras del área de Entre Ríos, Izabal*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 50p.
- García, M. G. & Borgnino, L. (2015) *CHAPTER 1: Fluoride in the Context of the Environment, in Fluorine: Chemistry, Analysis, Function and Effects*, p. 3-21. DOI: 10.1039/9781782628507-00003.
- Godoy Ayestas, J. C. (2003) *Aplicación de medios filtrantes para reducción de fluoruros en agua para consumo*: Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Ingeniería. 128 p.
- González Dubón, M. (1992) *Relación de la concentración del ion flúor con fluorosis y caries dental en una muestra de veinte familias que consumen agua de pozos en Cubulco, Baja Verapaz*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 99 p.
- Heidweiller, V. (1990) *Fluoride removal methods*, in: *Frencken, J.E. (Ed), Proceedings of a Symposium on Endemic Fluorosis in Developing Countries: Causes, Effects, and Possible Solutions*. NIPG-TNO, Leiden, p. 51-85.
- IGN. (1966) *Mapa geológico a escala 1:50,000 Chiquimula*. Hoja 2260 II-G.
- IGN. (1981) *Mapa geológico a escala 1:50,000 Huehuetenango*. Hoja 1961 IV G.
- IGN. (1985) *Mapa geológico a escala 1:50,000 Los Amates*. Hoja 2361 I-G.
- IGN. (1978) *Mapa geológico a escala 1:50,000 Zacapa*. Hoja 2260 I-G.
- López Moran, M. E. (1987) *Prevalencia de caries y fluorosis dental en una muestra de estudiantes de 13 a 20 años del instituto José Milla y Vidaurre del municipio de Los Amates, departamento de Izabal*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 90 p.
- Mejía Galdamez, M. (1986) *Prevalencia de fluorosis dental en el municipio de Los Amates, Izabal*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 51 p.
- Ministerio de Salud Pública y Asistencia Social. Acuerdo Gubernativo 178-2009. *Reglamento para la Certificación de la Calidad del Agua para Consumo Humanos en Proyectos de Abastecimiento*. Publicado en el Diario de Centroamérica el 17 de julio de 2009.
- Montoya Imeri, M. V. (2006) *Prevalencia de fluorosis, dental en escolares de nivel primario de la cabecera municipal de Malacatancito, Huehuetenango durante el año 2006*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista).

Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 48 p.

Orellana Vernon, J. A. (1986) *Determinación de la concentración natural de fluoruros en el agua de consumo del departamento de Jutiapa*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 92 p.

Sharma, M. (2014) *Fluoride and its Ecological Effects in Water: A Review: Global Journal of Research Analysis*, v.3., p. 178-180.

Velarde Chacón, A. E. (1988) *Prevalencia de fluorosis dental en una muestra de escolares y determinación de la concentración de flúor en el agua de consumo de la aldea Xororaguá, municipio de Chiquimula, Chiquimula*. Tesis (Lic. Cirujano Dentista). Universidad de San Carlos de Guatemala. Facultad de Odontología. 54 p.

Wedepohl, K. (1974) *Handbook of Geochemistry*. H-1. Section 9. Fluoride. Springer Verlag.

WHO. (2006) *Guidelines for Drinking-Water Quality. First Addendum to Third Edition. Volumen 1. World Health Organization*. Geneva. 515 p.

EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA PÉRDIDA DE SUELO UTILIZANDO UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LA CUENCA DEL LAGO PETÉN ITZÁ

SUSCEPTIBILITY TO SOIL LOSS EVALUATION USING A GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM IN PETEN ITZA LAKE BASIN

Jaime E. Requena F.

Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala
jaimereq@gmail.com

RESUMEN

En el presente estudio se utilizó una cuenca de 1,064 km², situada en la provincia de las Tierras Bajas de El Petén; constituida por una secuencia de calizas del Albiense, una secuencia de calizas-dolomitas-evaporitas del Cenomaniense y aluviones-suelos recientes. La geología y el clima han modelado la región en un paisaje cárstico. Las elevaciones topográficas oscilan entre los 100 y 480 msnm, con un dominio de pendientes que oscilan entre los 0 y los 15°.

Para evaluar la susceptibilidad a la pérdida de suelo se utilizó un sistema de información geográfica (SIG) que consideró ocho factores principales (precipitación, vegetación, tipo de suelo, pendientes, densidad de drenaje, factor de forma, relación de elongación y relación de circularidad), utilizando el modelo de respuesta de una cuenca a la erosión (WERM, por sus siglas en inglés), el cual ha sido aplicado exitosamente en otras regiones en el planeamiento de conservación de suelos.

Utilizando el SIG se establecieron trece microcuencas, concluyendo en la priorización de las microcuencas susceptibles a la pérdida del suelo con el objeto de que se adopten buenas prácticas para su conservación. Este modelo de evaluación de pérdida de suelo podrá ser aplicado en otras cuencas del país y apoyar la evaluación ambiental para la protección de lagos, represas hidroeléctricas, azolvamiento de ríos, prácticas de conservación de suelos, entre otros.

Palabras clave: erosión, pérdida de suelo, métodos evaluación de erosión, SIG.

ABSTRACT

A watershed of 1,064 km², located in the province of Peten Lowlands was used in this study; consisting of a sequence of limestones Albian, a sequence of limestone-dolomite-evaporite-Cenomanian and alluvium soils recent. Geology and climate, has shaped the region in a karst landscape. The topographic elevations ranging between 100 and 480 masl, with an outstanding domain ranging from 0 to 15°.

A geographical information systems (GIS) was used considering eight main factors (precipitation, vegetation, soil type, slope, drainage density, form factor, elongation ratio and ratio of circularity) to assess susceptibility to soil loss using the model response of a watershed to erosion (Werm, for its acronym in English), which has been successfully applied in other regions in planning soil conservation.

Using GIS thirteen watershed settled and concluded in prioritizing susceptible to soil loss watershed order that adopt good soil conservation practices. This assessment model soil loss can be applied in other watersheds in the country and support the environmental assessment for the protection of lakes, hydroelectric dams, silting of rivers, soil conservation practices, among others.

Keywords: erosion, loss of soil, erosion assessment methods, GIS.

1. Introducción

El presente estudio formó parte del diagnóstico territorial integral en la cuenca del Lago Petén Itzá (CLPI) en el marco del Estudio de Factibilidad y Diseño Final para el Ordenamiento Territorial del Área de la Cuenca del LPI que comprende los municipios de San José, San Andrés, San Benito, Flores, Santa Ana y San Francisco del Departamento de El Petén. Por lo tanto, los resultados del presente estudio contribuyeron al diseño y posterior implementación de proyectos de desarrollo sostenible.

La cuenca endorreica del LPI se localiza en el departamento de El Petén, al Norte del territorio nacional, ocupando 1,064 km². En esta región, el crecimiento de la agricultura y pastoreo de ganado ha sustituido rápidamente los antiguos bosques; provocando graves problemas de erosión con implicaciones económicas y medioambientales.

La función de un sistema de información geográfica (SIG) es la de mejorar nuestra capacidad para tomar decisiones. en tal sentido, este sistema fue implementado para evaluar la susceptibilidad a la pérdida de suelo, tomando en consideración los principales factores responsables de esta amenaza, utilizando el modelo de respuesta de una cuenca a la erosión (WERM, por sus siglas en inglés), el cual fue aplicado exitosamente en la India

(Sanjay y Goel, 2002) en la planificación de conservación de suelos.

2. Metodología

El modelo de respuesta de una cuenca a la erosión (WERM) contempla la evaluación de índices de factores superficiales responsables de la erosión: precipitación, vegetación, tipo de suelo, pendientes; y otras propiedades geomorfológicas de la cuenca, tales como densidad de drenaje, factor de forma, relación de elongación y relación de circularidad. La Figura 1.1 muestra la metodología desarrollada para la estimación de la susceptibilidad a la pérdida de suelo.

Topografía

Los mapas topográficos editados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, 1976) fueron inicialmente georeferenciados. A partir de las curvas de nivel digitalizadas a cada 20 metros, se generó el modelo de elevación digital (DEM) de la cuenca (Figura 1.2). A partir del DEM se derivaron los mapas de pendientes, cuenca, microcuencas y red de drenaje. El rasgo topográfico que más influencia los procesos erosivos es la pendiente del terreno, bajo la premisa de que a mayor pendiente, mayor erosión.

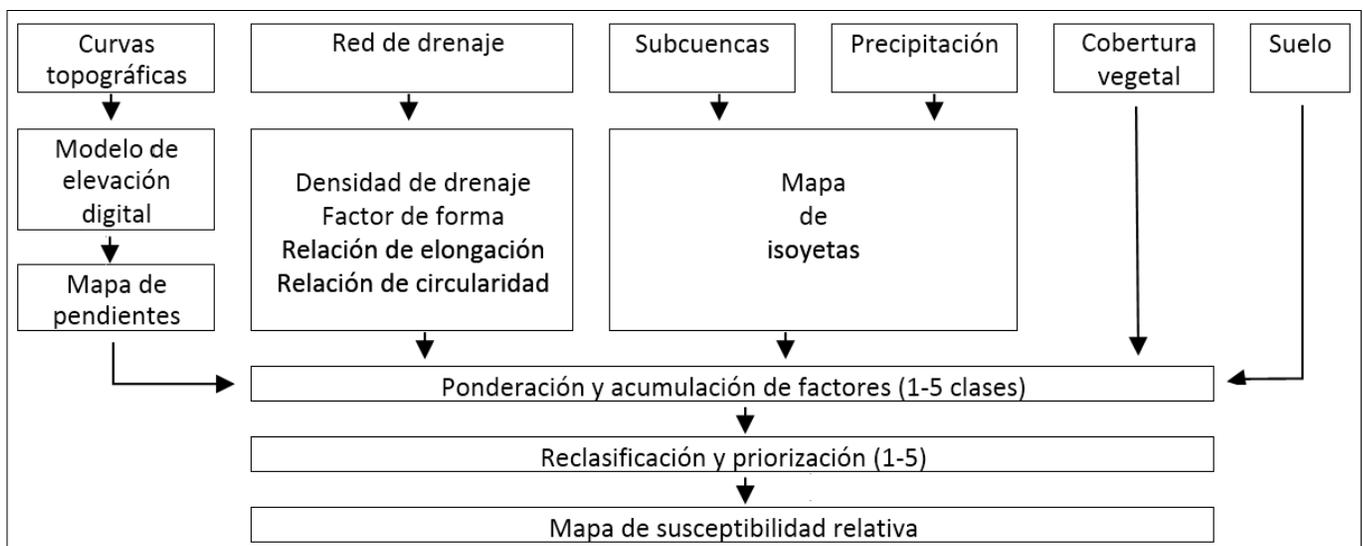


Figura 1.1. Esquema metodológico utilizado para la elaboración del mapa de susceptibilidad relativa en la CLPI, gestionado en un sistema de información geográfico.

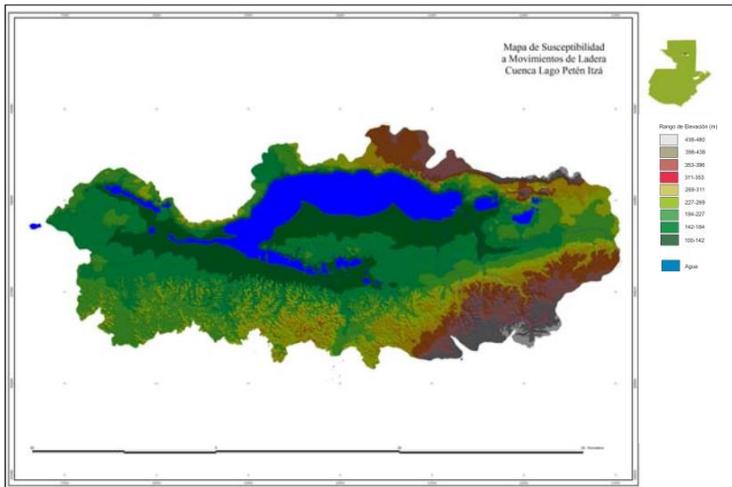


Figura 1.2. Modelo de elevación digital.

Pendientes

Las pendientes del terreno son otro factor prominente que influye en la pérdida de suelo. A mayor pendiente, mayor erosión. En el presente caso, a partir del DEM se generó y analizó el mapa de pendientes (Figura 1.3) y para evaluar la susceptibilidad relativa a la erosión, se dividió el mapa de pendientes en 5 rangos, los cuales fueron posteriormente pesadas del 1 al 5.

Precipitación

La cantidad e intensidad de lluvia afecta el aporte de sedimentos a una cuenca. En regiones donde existen varias estaciones meteorológicas y con prolongados registros de tiempo disponibles, este parámetro puede ser exitosamente evaluado. En la cuenca del LPI sólo existen dos estaciones meteorológicas (Flores y Chachaclún), sin embargo, el área de la cuenca es relativamente pequeña y las características de precipitación no varían significativamente dentro de la cuenca. Con los datos de 13 años de registro de dichas estaciones, se procedió a realizar mapas de isoyetas de la cuenca.

Vegetación

El uso del suelo tiene una influencia primordial en la pérdida del mismo. La vegetación reduce la

capacidad de las gotas de lluvia para desprender las partículas del suelo y disminuye significativamente el proceso erosivo. El efecto de la vegetación depende de la altura y continuidad de las copas de los árboles, de la densidad de cobertura y de la densidad de sus raíces. Generalmente, los bosques son más efectivos para reducir la pérdida de suelo debido a sus grandes copas. La clasificación y el mapeo de la vegetación constituyeron las herramientas fundamentales para conocer acerca de la cobertura vegetal y sus relaciones ambientales.

Tipos de suelo

Las propiedades físicas del suelo afectan la capacidad de infiltración y la extensión a la cual el suelo puede ser desprendido, dispersado y transportado. Las propiedades que más influyen la erosión incluyen estructura y textura del suelo, contenido de materia orgánica, contenido de humedad, densidad y las características químicas y biológicas. Para estudiar estos parámetros dentro de la cuenca, se realizó una compilación de datos existentes (Brenner, 1983; Aragón, 1987-88; Lemus, 1999) y se analizaron 10 muestras de suelo. Los datos permitieron tener conocimiento global de los tipos de suelos de la cuenca y su influencia en la pérdida de suelo.

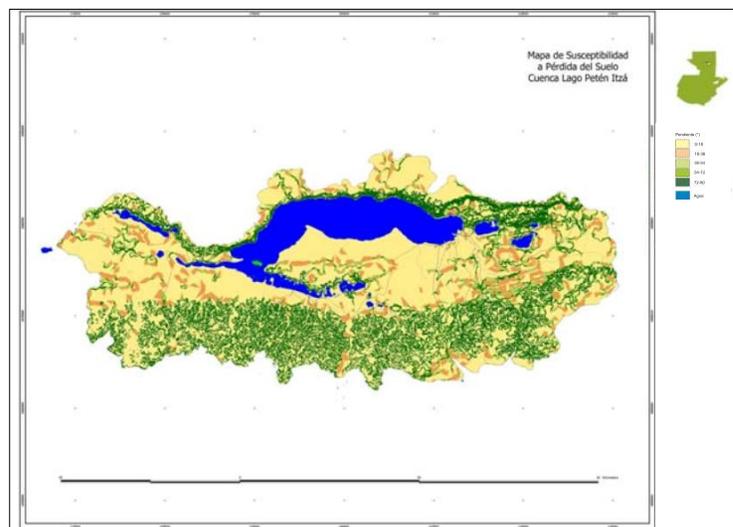


Figura 1.3. Modelo digital de pendientes.

Morfología y morfometría

Para el estudio de la morfología y morfometría se utilizaron 8 hojas topográficas escala 1:50,000 (IGN, 1976) sobrepuestas al DEM. Una capa que muestra el patrón de drenaje fue preparada, mostrando las corrientes permanentes, intermitentes y efímeras, las cuales no pueden ser clasificadas bajo el sistema Strahler (1964), debido al carácter cárstico de la cueca; la baja resolución geométrica del DEM tampoco analiza dichos sumideros. De los mapas anteriores se delimitaron las subcuencas del LPI (Figura 1.4). Posteriormente se calcularon los parámetros morfométricos que se mencionan a continuación.

La relación entre la morfología de arroyos y el aporte de sedimentos han sido considerados importantes por varias décadas, especialmente cuando los cambios en la morfología pueden unirse a cambios en el aporte sedimentario del paisaje. Las características consideradas importantes en la cuenca del lago incluyen densidad de drenaje, factor de forma, relación de elongación y relación de circularidad. La **densidad de drenaje** está definida como el coeficiente de largo acumulado de arroyos al total del área de drenaje y está expresado en largo por unidad de área. Una alta densidad de drenaje representa un relativo alto número de arroyos por unidad de área y así una rápida respuesta a las tormentas. Esto también representa condiciones favorables para elevar la erosión en la cuenca. El **factor de forma** está definido como la relación entre el área de la cuenca y el cuadrado del largo de la cuenca.

La **relación de circularidad** está definida como la relación entre el área de la cuenca y el área de un círculo que tenga el mismo perímetro de la cuenca. Una alta relación de circularidad induce a menor erosión. La **relación de elongación** es la relación entre el diámetro de un círculo que tenga la misma área (que la cuenca) y el

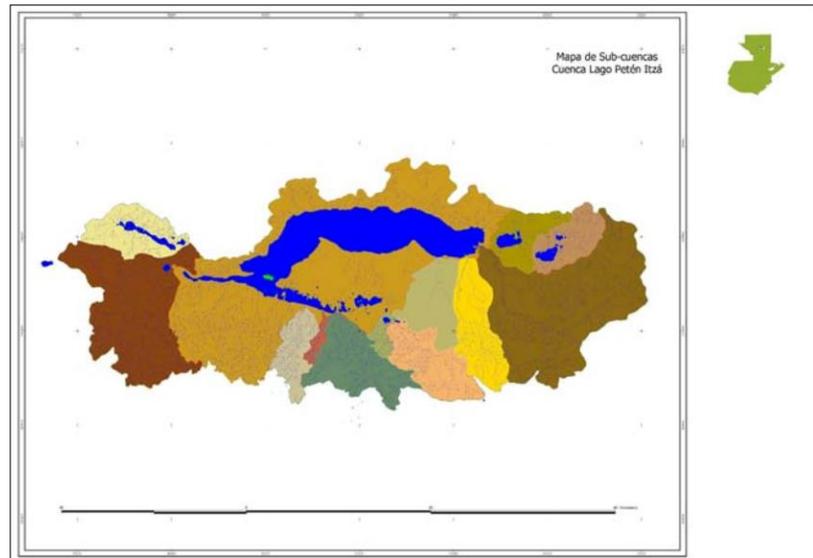


Figura 1.4. Mapa de subcuencas en la cuenca del Lago Petén Itzá.

máximo largo de la cuenca. Una alta relación de elongación induce a menos erosión. Utilizando el sistema de información geográfica ArcView®, las características topográficas y morfológicas de la cuenca fueron estimadas y toda la información se ponderó e integró para evaluar la susceptibilidad a la pérdida de suelo de la CLPI.

3. Discusión de resultados

Con base en la longitud de las diferentes corrientes fue calculada la **densidad de drenaje** para la cuenca, la cual se dividió en 5 clases (ponderadas de 1 a 5). La densidad más alta de drenaje tendría la susceptibilidad más alta a la pérdida de suelo y por ende el mayor peso (Cuadro 1.1). Los *factores de forma, circularidad y elongación* fueron calculados de la misma manera, y divididos en 5 clases. Los valores más altos del factor de forma, circularidad y elongación inducen a menor erosión, por lo tanto, los valores más altos en estos casos fueron calificados con menor peso. Los diferentes pesos obtenidos para cada parámetro morfológico fueron acumulados y nuevamente divididos en 5 clases. Así, un único peso fue asignado para todos los parámetros morfológicos. Pesos fueron asignados a cada diferente rango morfológico ponderado (Cuadro 1.2), asumiendo que el más alto peso morfológico induce a mayor erosión.

Nombre de subcuenca	Densidad de drenaje	Peso 1	FX de forma	Peso 2	Relación de circularidad	Peso 3	Relación de elongación	Peso 4	Peso acumulado	Código de prioridad
Laguneta Macanché	34.00	1	0.00039	2	0.598	1	0.706	2	6	4
Arroyo El Tigre	9324.00	2	0.00042	2	0.494	3	0.733	2	9	4
Río Ixlú	361956.00	4	0.00050	1	0.379	3	0.795	1	9	4
Laguna Sacpuy	106558.00	3	0.00032	3	0.548	1	0.634	3	10	3
Laguneta Salpetén	31.00	1	0.00036	3	0.443	3	0.679	3	10	3
Laguna Sibal Panjul	22061.00	2	0.00035	3	0.403	3	0.664	3	11	3
Purcilá	152121.00	4	0.00038	2	0.328	4	0.695	2	12	2
Laguneta Picú	391715.00	5	0.00063	1	0.267	5	0.894	1	12	2
Ensenada San Pedro	109360.00	3	0.00025	4	0.352	4	0.559	4	15	1
El Juleque	138421.00	4	0.00030	4	0.430	3	0.622	4	15	1
Aeropuerto	20569.00	2	0.00016	5	0.271	4	0.445	5	16	1
Arroyo El Pollo	101433.00	3	0.00022	5	0.432	3	0.535	5	16	1
Lago Petén Itzá	666617.00	5	0.00027	4	0.255	5	0.590	4	18	1

Cuadro 1.1. Datos morfológicos para todas las subcuencas del LPI.

Rangos de pesos acumulados	Susceptibilidad (prioridad)	Código
> 16	Muy alta	1
12 – 15	Alta	2
10 – 11	Media	3
< 9	Baja	4

elevado peso final fueron considerados más susceptibles a la pérdida de suelo. Así, las subcuencas con el código 1 son altamente susceptibles a la erosión del suelo, y se les debe dar una alta prioridad para el propósito del tratamiento de la cuenca y para la adopción de medidas de conservación del suelo. El Cuadro 1.2 representa la priorización relativa

Cuadro 1.2. Rangos de pesos acumulados y el correspondiente código de prioridad.

4. Cálculo de la susceptibilidad relativa en la cuenca

Para tomar en cuenta los efectos integrados de todos los parámetros descritos, los pesos individuales de todos los parámetros fueron agrupados. Esta suma fue posteriormente subdividida en cuatro diferentes categorías, para evaluar la susceptibilidad relativa, y fueron asignados códigos a cada categoría. Los sitios con el más

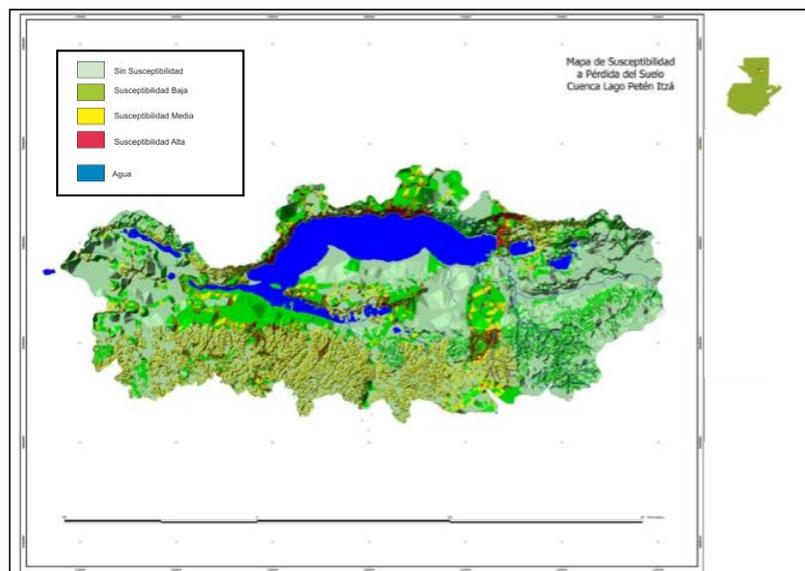


Figura 1.5. Modelo de pérdida de suelo.

de las subcuencas de la CLPI y los rangos de pesos acumulados.

Las subcuencas con diferente susceptibilidad a la erosión de suelo (Figura 1.5) han sido evaluadas con miras a que se adopten medidas de conservación del suelo. Las subcuencas Ensenada San Pedro, El Juleque, Aeropuerto, Arroyo El Pollo y Lago Petén Itzá han sido clasificadas de muy alta prioridad desde el punto de vista de la conservación del suelo. De igual forma, las subcuencas Purcilá y Laguneta Picú fueron clasificadas de alta prioridad. Los principales factores que contribuyen a la erosión potencial del suelo en estas cuencas fueron analizados. Para las subcuencas con muy alta prioridad, la cobertura vegetal, tipo de suelo, pendientes y morfología son los factores dominantes de erosión del suelo.

Agradecimientos

El autor está particularmente agradecido con Cordillera, S.A., por el apoyo técnico y económico para la realización del presente estudio. A SINAFIP-SEGEPLAN y al BID, por la revisión, evaluación y aprobación del proyecto; así como por el financiamiento del proyecto marco.

Referencias

- Aragón, M. (1987) *Diagnóstico Preliminar de los Recursos Agua, Suelo y Bosque de la Cuenca del Lago Petén Itzá*. Tesis Ingeniero Agrónomo. USAC, Guatemala. 207 P.
- Brenner, M. (1983) *Paleolimnología de la Región Maya*. Tesis de Doctorado. Universidad de Florida. 248 p.
- Sanjar, K. & Goel, M. (2002) *Assessing the vulnerability to soil erosion of the Ukai Dam Catchments utilizing Remote Sensing and GIS*. Hydrological Sciences Journal, v. 47, p.1-10.

**CUVIERONIUS (MAMMALIA, PROBOSCIDEA) DEL PLEISTOCENO DE
CHAHAL, GUATEMALA**

**PLEISTOCENE CUVIERONIUS (MAMMALIA, PROBOSCIDEA) OF CHAHAL,
GUATEMALA**

Spencer G. Lucas

New Mexico Museum of Natural History and Science, 1801 Mountain Road, N.W., Albuquerque, New Mexico 87104,
USA, spencer.lucas@state.nm.us

Jaime E. Requena

Asociación Guatemalteca de Geociencias Ambientales, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala

Guillermo E. Alvarado

Academia Nacional de Ciencias, Apdo. 1367-2050, San Pedro, Costa Rica

RESUMEN

El presente trabajo describe e ilustra la mandíbula inferior de un proboscídeo hallado en depósitos aluviales del Pleistoceno cerca de Chahal, Guatemala. La mandíbula inferior carece de las defensas inferiores, tiene un sínfisis corto que no está vuelto hacia abajo, sus molares tienen coronas relativamente simples, y su molar m3 tiene 4.5 lófidios. Por lo tanto, presenta características diagnósticas que permiten asignarlo a un *Cuvieronius hyodon*. La mandibular inferior del proboscídeo de Chahal es el segundo mejor hallazgo de un *C. hyodon* en Guatemala. Así, agrega un ejemplo adicional de la distribución del proboscídeo más común de América Central durante el Pleistoceno.

Palabras clave: Guatemala, Chahal, Pleistoceno, *Cuvieronius hyodon*

ABSTRACT

We describe and illustrate a lower jaw of a proboscidean from Pleistocene deposits near Chahal, Guatemala. This lower jaw lacks lower tusks, has a short symphysis that is not downturned, its molars have relatively simple crowns, and its m3s have 4.5 lophids. Therefore, it displays features diagnostic of *Cuvieronius hyodon*, to which it is assigned. The Chahal proboscidean jaw is only the second well-documented record of *C. hyodon* from Guatemala. It thus adds to the distribution of this most common Central American proboscidean during the Pleistocene.

Key words: Guatemala, Chahal, Pleistocene, *Cuvieronius hyodon*

Introducción

América Central tiene un registro fósil diverso y complejo de proboscídeos (elefantes y sus aliados) de edad de Mioceno-Pleistoceno. Lucas y Alvarado (2010) presentaron una revisión integral de este registro que identificó 74 localidades en Centroamérica que han producido fósiles de proboscídeos, de los cuales 43 están bien documentados. Aquí, agregamos otro registro bien documentado de proboscídeos a esa lista, una mandíbula inferior asignada al frecuente gonfotérico *Cuvieronius* centroamericano, procedente de Chahal, Guatemala.

Contexto Geológico

Guatemala forma parte de los límites de las placas tectónicas de Norteamérica y el Caribe. Localmente, estas porciones de placas se denominan bloques Maya y Chortís (Dengo, 1969), respectivamente, y la zona entre los bloques es conocida como la Zona de Sutura de Guatemala (Flores *et al.*, 2010), donde ocurren dos sistemas de fallas principales: Motagua y Polochic

(Figura 1). Las rocas más antiguas del Bloque Maya, objeto de este estudio, son sedimentarias continentales-marinas del Grupo de Santa Rosa, asignadas a una edad de Misisipiense-Pérmico. Aquí, las formaciones Chicol, Tactic y Chóchal representan una secuencia transgresiva. Otra secuencia transgresiva de margen pasivo sobryace discordantemente, compuesta por las formaciones de Todos Santos (continental), Cobán, Campur (carbonatos marinos) y Sepur (turbiditas clásticas) de edad Jurásico/Cretácico-Paleógeno. Finalmente, rocas sedimentarias marinas y continentales cubren discordantemente las unidades antes citadas, con edades Paleógeno-Cuaternario.

Varios eventos tectónicos han afectado a las litologías del Bloque Maya, el último episodio tectónico (plegamiento) en Guatemala ocurrió hace más de 20 millones de años, durante el Mioceno. Así, al sur del bloque Maya se identifica como el “cinturón plegado de Alta Verapaz-Petén”. Aquí se presentan una serie de pliegues anticlinales y sinclinales que deforman a los



Figura 1. Principales características tectónicas de Guatemala (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007). MFZ = Zona de falla Motagua; PFZ = Zona de falla Polochic. La estrella roja es la localidad de proboscídeo fósil de Chahal.

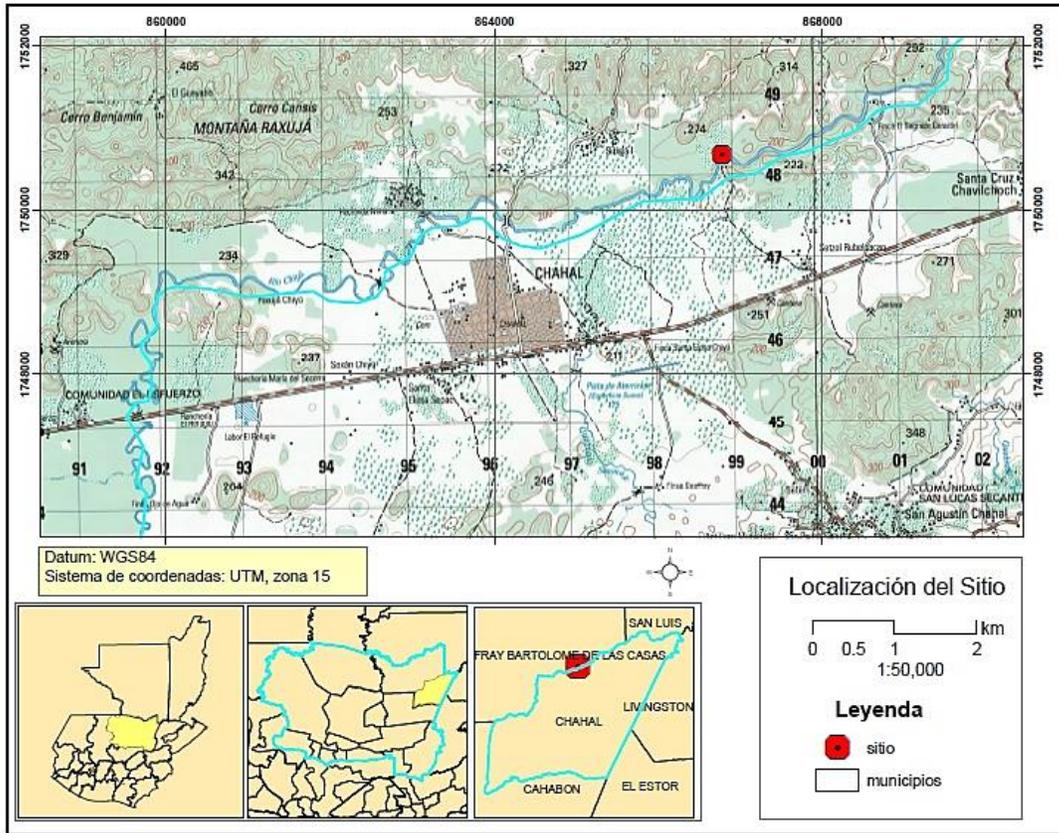


Figura 2. Mapa mostrando la localidad de proboscídeo fósil de Chahal (punto rojo).

carbonatos de las formaciones Cobán y Campur, así como a los siliciclásticos turbidíticos de la Formación Sepur. Las depresiones formadas por los sinclinales han sido los sitios geomorfológicos en donde se han desarrollado pequeñas cuencas cuaternarias. Una de ellas es la ocupada por la población de Chahal (Alta Verapaz) por donde discurre el río Chiyú (Figura 2).

El proboscídeo fósil descrito aquí fue descubierto el 19 de mayo de 2016 por Germán López en el fondo del río Chiyú. El fósil formaba parte de los sedimentos del cauce del río, que consisten de sedimentos aluviales con depósitos pantanosos aledaños. Claramente, el fósil fue transportado, aunque dado su gran tamaño y excelente conservación; es probable que no de una fuente muy lejana. Por lo tanto, el fósil proboscídeo fue derivado de sedimentos del Pleistoceno erosionados por el río Chiyú cerca del lugar en el que se descubrió. Los restos fósiles aún se encuentran bajo la protección del señor López.

Descripción

El fósil proboscídeo de Chahal consiste en la mandíbula inferior, separada en la sínfisis, con la derecha m2-3 y la izquierda m3 (Figura 3). Esta mandíbula carece de colmillos inferiores y tiene una sínfisis corta que no está descentrada, pero es convexa anterior. La rama horizontal es relativamente poco profunda (profundidad por debajo del extremo anterior de m3 = 120 mm), y la rama ascendente es grande y casi vertical, con un proceso coronoides muy por debajo del nivel del cóndilo articular.

El m2 derecho está bien gastado y tiene tres lófidios cuyo esmalte es ptychodonte; posee una longitud máxima = 228 mm, mientras que el ancho máximo = 136 mm. Ambos m3 están poco gastados y tienen cuatro lófidios bien desarrollados seguidos por un quinto lófidio mucho más estrecho, así que se puede decir que ambos m3 tienen 4.5 lófidios. El m3 derecho tiene un cingulido anterior bien desarrollado, mientras que el m3 izquierdo carece de tal cingulido. Los m3 lófidios son

ligeramente cóncavos en la parte posterior y, donde no están gastados, revelan dos cúspides linguales, un valle mediano poco profundo, una tercera cúspide apenas labial al valle y una cúspide mucho más grande en el extremo labial del lófido. Esta cúspide más grande forma parte de un trébol formado por sí mismo y cúspides antero-linguales y postero-linguales. Inusual e interesante es la discrepancia del tamaño entre los dos m3 y el m3 derecho que es mucho más grande que el izquierdo. Así, la longitud m3 máxima = 292 mm y la anchura máxima = 126 mm, mientras que la longitud m3 máxima

izquierda = 191 mm y la anchura máxima = 90 mm.

Identificación

Cuvieronius se distingue de la mayoría de los otros gonfotéridos por la banda espiral del esmalte en sus colmillos superiores, la falta de colmillos inferiores, la mandíbula inferior relativamente corta ("brevirostrine") con una sínfisis corta y estrecha que no está caída y sus M3 / m3s, que típicamente tienen entre 4 y 4,5 lófidos (un quinto lófido se encuentra presente en algunos especímenes) y generalmente tienen coronas

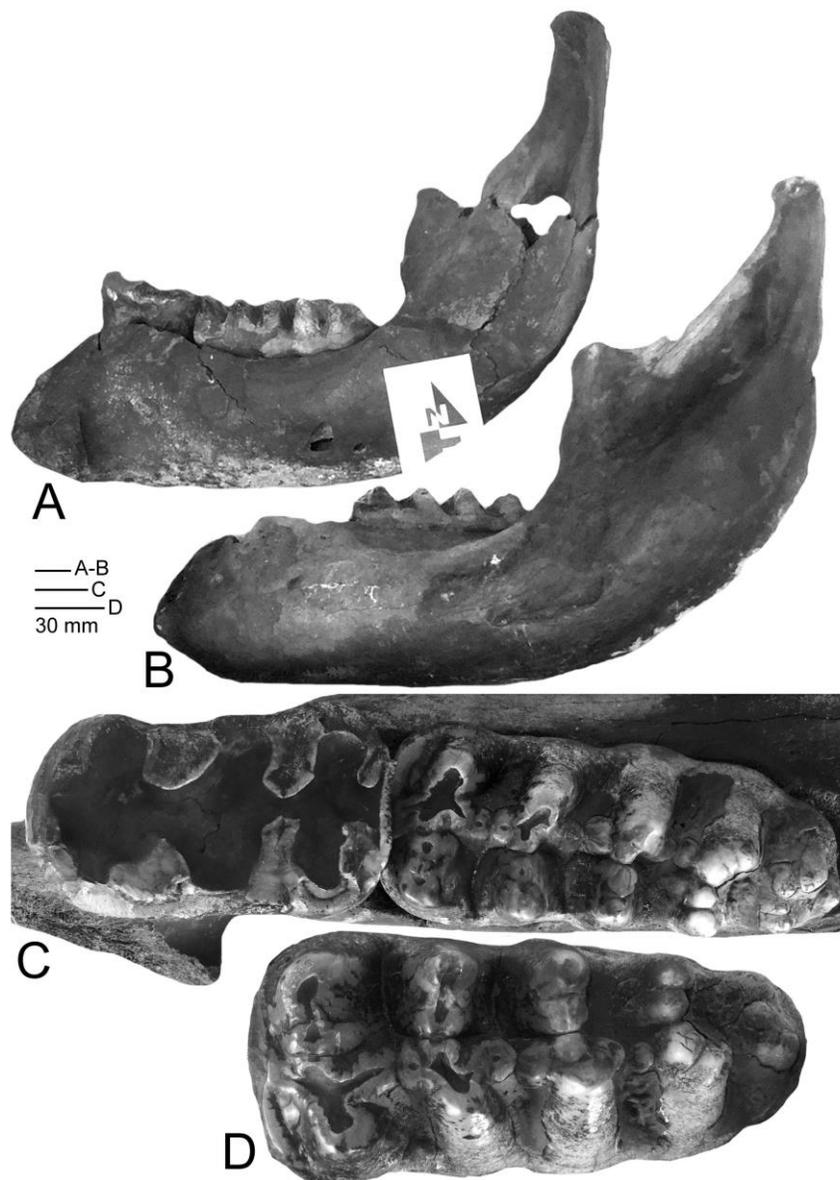


Figura 3. *Cuvieronius hyodon* de Chahal, Guatemala. A-B, mandíbula inferior, vista lingual de la rama derecha (A), vista labial de la rama izquierda (B), vista oclusal de la derecha m2-3 (C) y vista oclusal de la izquierda m3 (D).

relativamente simples, en las cuales hay un trébol en las cúspides de pretrita, pero no hay trébol en las cúspides post-trite (por ejemplo, Webb y Dudley, 1995, Montellano-Ballesteros, 2002; Lucas, 2008, 2013; Mothé y Avilla, 2015).

La mandíbula inferior de Chahal carece de colmillos inferiores, tiene una sínfisis corta que no está descentrada, sus molares tienen coronas relativamente simples y sus m3 tienen 4.5 lófidios. La asignación a *Cuvieronius hyodon* (el tipo y única especie del género: Lucas, 2008, 2013) se justifica por estas características diagnósticas de *C. hyodon* presente en el maxilar inferior de Chahal.

Discusión

Cuvieronius es conocido por cráneos, mandíbulas y material postcraneal casi completo, principalmente de América del Sur (por ejemplo, Boulé y Thevenin, 1921; Cabrera, 1930; Osborn, 1936; Mothé y Avilla, 2015). Muchos paleontólogos han considerado válidas por largo tiempo dos especies de *Cuvieronius*, las especies tipo *C. hyodon* (Fischer, 1814) y las especies *C. tropicus* (Cope, 1884) (ver Shoshani y Tassy, 1996). Por ello era común referir todos los ejemplares norteamericanos (de México hacia el norte) como especies de *Cuvieronius tropicus*, y remitir a todos los ejemplares sudamericanos a *C. hyodon*. Algunos autores remitieron ejemplares centroamericanos (especialmente hondureños, costarricenses y salvadoreños) a *C. hyodon*, mientras que otros los remitieron a *C. tropicus*. Algunos autores permanecieron indecisos en cuanto a cualquier asignación a nivel de especie a la espera de una revisión o simplemente retrocedieron utilizando las especies tipo *C. hyodon* (por ejemplo, Lambert y Shoshani, 1998).

Una extensa revisión de los especímenes sudamericanos de *Cuvieronius* (véase especialmente Frassinetti y Alberdi, 2000; Prado *et al.*, 2002, 2003, 2005; Alberdi *et al.*, 2004; Mothé y Avilla, 2015) ha establecido una gama de variación para *C. hyodon* que

abarca el tipo espécimen de *C. tropicus*. Por lo tanto, Lucas (2008, 2013) consideró a *Cuvieronius* como monoespecífico, con *C. tropicus* un sinónimo subjetivo menor de *C. hyodon*. Se mantiene esta conclusión en este análisis y consideramos que todos los ejemplares de *Cuvieroniu* pertenecen a la especie polimórfica *C. hyodon* (véase también Laurito, 1988). El espécimen de *C. hyodon* de Chahal encaja bien dentro del concepto taxonómico de esa especie y añade un registro nuevo y bien documentado de la especie.

Los registros de proboscídeos guatemaltecos que se publicaron anteriormente son de *Gomphotherium* y *Cuvieronius*, y resulta probable que los registros guatemaltecos de *Gomphotherium* sean de la misma edad que los registros hondureños, que son el Mioceno Tardío (Hemphillian temprano) (Osborn, 1926, 1936; Mota-Vidaurre, 1989; Madden y Mota-Vidaurre, 1989; Lucas y Alvarado, 1995, 2010; Lucas *et al.*, 2007; Lucas y Morgan, 2008). Los registros guatemaltecos de *Cuvieronius* son más probables del Pleistoceno Medio a Tardío, mientras que los registros de mamut (Arroyo-Cabrales *et al.*, 2007; Lucas y Alvarado, 2010) corresponden probablemente al Pleistoceno Tardío.

Los informes publicados anteriormente de *Cuvieronius* de Guatemala son pocos y la mayoría no han sido ampliamente documentados (Ibarra, 1980). Vinson (1962) mencionó la presencia de *Cuvieronius* en los depósitos del Pleistoceno en las cercanías del río Usumacinta en la frontera Petén-Chiapas. Woodburne (1969) reportó *Cuvieronius?* como parte de un extenso conjunto de mamíferos del Pleistoceno Tardío (Rancholabrean) de una playa del río de la Pasión, cerca de la ciudad de Santa Amelia. En el Museo Estanzuela de Zacapa, nosotros hemos examinado molares y un esqueleto montado de *Cuvieronius hyodon* que fue encontrado en la vecindad de Zacapa, pero estos no han sido publicados. Mead *et al.* (2012) presentaron el registro mejor documentado de *Cuvieronius* de Guatemala, ilustrando y describiendo material

diagnóstico del Pleistoceno de Chivacabe, Huehuetenango.

La mandíbula de Chahal es por el momento uno de los registros mejor documentados de *Cuvieronius* de Guatemala. Se suma a los muchos otros registros de *Cuvieronius* de América Central, que sugiere que fue el proboscídeo centroamericano dominante durante el Pleistoceno. Los registros más antiguos de América del Norte son *Cuvieronius* del Blancano Tardío, y el origen del género de *Gomphotherium* (o *Rhynchotherium*?) en América del Norte fue probablemente un evento Blancano Tardío (Lucas, 2008).

La coocurrencia de *Cuvieronius hyodon* y de un primitivo *Mammuthus* (*M. meridionalis*) en Chaltenango en El Salvador es de edad Pleistoceno Temprano (Irvingtonian), una asignación de edad indicada por co-ocurrencias similares en el sur de los Estados Unidos (Lucas *et al.*, 1999, 2000) y por el resto del conjunto de mamíferos fósiles Chaltenango (Cisneros, 2008). Esto es de gran significado porque indica la presencia de *Cuvieronius* y *Mammuthus* en Centroamérica durante el Pleistoceno Temprano, aunque es probable que *Cuvieronius* haya llegado algo más temprano. El *Cuvieronius* se convirtió en el proboscídeo común del Pleistoceno en Centroamérica, pero evidentemente se dispersó hacia el sur en América del Sur poco después de su llegada a América Central, debido a que sus registros más antiguos de América del Sur son de la era Pliocena Tardía.

Agradecimientos

Les damos las gracias a Germán López (municipio de Chahal, Alta Verapaz) por traer su importante descubrimiento de fósiles a nuestra atención, y a Gerardo Soto por la información sobre este ejemplar.

Referencias

- Alberdi, M. T.; Prado, J. L. & Salas, R. (2004) *The Pleistocene Gomphotheriidae (Proboscidea) from Peru: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 231, p. 423-452.
- Arroyo-Cabrales, J.; Polaco, O. J.; Laurito, C.; Johnson, E.; Alberdi, M. T. & Valerio, A. L. (2007) *The proboscideans (Mammalia) from Mesoamerica: Quaternary International*, v. 169-170, p. 17-23.
- Boulé, M. & Thevenin, A. (1920) *Mammifères fossiles de Tarija. París*, Soudier, 256 p.
- Cabrera, A. (1930) *Una revisión de los mastodontes Argentinos: Revista Museo de La Plata*, v. 32, p. 61-144.
- Cisneros, J. C. (2008) *The fossil mammals of El Salvador: New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 44, p. 375-380.
- Cope, E. D. (1884) *The extinct Mammalia of the Valley of Mexico: Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 22, p. 1-21.
- Dengo, G. (1969) *Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 19, p. 311-320.
- Fischer de Waldheim, G. (1814) *Zoognosia, Tabulis synopticis illustrat*, v. 3, 694 p.
- Frassinetti, D. & Alberdi, T. (2000) Revisión y estudio de los restos fósiles de mastodontes de Chile (Gomphotheriidae): *Cuvieronius hyodon*, Pleistoceno superior: *Estudios Geológicos*, v. 56, p. 197-208.
- Ibarra, J. A. (1980) *Paleontología en Guatemala*. Editorial "José de Pineda Ibarra, Ciudad de Guatemala, 52 p.

- Lambert, W. D. (1996) *The biogeography of the gomphotheriid proboscideans of North America*; En Shoshani, J. y Tassy, P., eds., *The Proboscidea: Evolution and palaeoecology of elephants and their relatives*: Oxford, Oxford University Press, p. 143-148.
- Lambert, D. W. & Shoshani, J. (1998) *Proboscidea*; in Janis, C.; Scott, K. and Jacobs, L. L., eds., *Evolution of Tertiary mammals of North America. Volume 1. Terrestrial carnivores, ungulates and ungulate-like mammals*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 606-621.
- Laurito, C. A. (1988) *Los proboscídeos fósiles de Costa Rica y su contexto en la América Central: Vínculos*, v. 14, p. 29-58.
- López, G.; Reguero, M. & Lizuain, A. (2001) *El registro más antiguo de mastodontes (Plioceno tardío) de América del Sur: Ameghiniana*, v. 38 (supplement), p. 35R-36R.
- Lucas, S. G. (2008) *Cuvieronius (Mammalia, Proboscidea) from the Neogene of Florida*: *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 44, p. 31-38.
- Lucas, S. G. (2013) *The palaeobiogeography of South American gomphotheres*: *Journal of Palaeogeography*, v. 2, p. 19-40.
- Lucas, S. G. & Alvarado, G. E. (1995) El proboscideo *Rhynchotherium blicki* (Mioceno Tardío) del oriente de Guatemala: *Revista Geológica de América Central*, v. 18, p. 19-24.
- Lucas, S. G. & Alvarado, G. E. (2010) *Fossil Proboscidea from the upper Cenozoic of Central America: Taxonomy, evolutionary and paleobiogeographic significance*: *Revista Geológica de América Central*, v. 42, p. 9-42.
- Lucas, S. G. & Morgan, G. S. (2008) Taxonomy of *Rhynchotherium* (Mammalia, Proboscidea) from the Miocene-Pliocene of North America. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 44, p. 71-87.
- Lucas, S. G.; Morgan, G. S. & Estep, J. W. (2000) Biochronological significance of the co-occurrence of the proboscideans *Cuvieronius*, *Stegomastodon*, and *Mammuthus* in the lower Pleistocene of southern New Mexico: *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin* 16, p. 209-216.
- Lucas, S. G.; Morgan, G. S.; Estep, J. W.; Mack, G. H. & Hawley, J. W. (1999) Co-occurrence of the proboscideans *Cuvieronius*, *Stegomastodon*, and *Mammuthus* in the lower Pleistocene of southern New Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 19, p. 595-597.
- Lucas, S. G.; Alvarado, G. E.; Garcia, R.; Espinoza, E.; Cisneros, J. C. & Martens, U. (2007) *Vertebrate paleontology*; in Bundschuh, J. & Alvarado, G. E., eds., *Central America: Geology, resources and hazards*. Taylor & Francis, London, p. 443-451.
- Madden, C. T. & Mota-Vidaurre, B. (1989) First appearance of proboscideans in New World: Two Old World species-*Zygodon tapiroides* and *Gomphotherium angustidens*- from earlier middle Miocene of Guatemala: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 21, p. A116.
- Mead, J. I.; Baez, A.; Swift, S. L.; Lohse, J. & Paiz, L. (2012) *Late Pleistocene mammals from Chivacabé, Huehuetenango, Guatemala*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 319-329.
- Montellano-Ballesteros, M. (2002) New *Cuvieronius* finds from the Pleistocene of central Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 76, p. 578-583.

- Mota-Vidaurre, B. (1989) *Stratigraphy of the coal-bearing strata (Miocene) in the Carboneras region, Izabal, Guatemala*. Golden, Colorado School of Mines, M. Sc. Thesis, 83p.
- Mothé, D. & Avilla, L. (2015) *Mythbusting evolutionary issues on South American Gomphotheriidae (Mammalia: Proboscidea)*; Quaternary Science Reviews, v. 110, p. 23-35.
- Ortega-Gutiérrez, F.; Solari, L.; Ortega-Obregón, C.; Elías-Herrera, M.; Martens, U.; Morán-Ical, S.; Chiquín, M.; Keppie, J.; De León, R. & Schaaf, P. (2007) *The Maya-Chortis boundary: A tectonostratigraphic approach*: International Geology Review, v., 49, p. 996-1024.
- Osborn, H. F. (1926) *Additional new genera and species of the mastodontoid Proboscidea*: American Museum Novitates, no. 238, p. 1-16.
- Osborn, H. F. (1936) *Proboscidea Volume I: Moeritheroidea Deinotheroidea Mastodontoidea*. New York, The American Museum Press, 802 p.
- Prado, J. L.; Alberdi, M. T. & Gómez, G. (2002) *Late Pleistocene gomphotheres (Proboscidea) from the Arroyo Tapalque locality (Buenos Aires, Argentina) and their taxonomic and biogeographic implications*: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, v. 225, p. 275-296.
- Prado, J. L.; Alberdi, M. T.; Sanchez, B. & Aranza, B. (2003) *Diversity of the Pleistocene gomphotheres (Gomphotheriidae, Proboscidea) from South America*: Deinsea, v. 9, p. 347-363.
- Prado, J. L.; Alberdi, M. T.; Azanza, B.; Sanchez, B. & Frassinetti, D. (2005) *The Pleistocene Gomphotheriidae (Proboscidea) from South America*: Quaternary International, v. 126-128, p. 21-30.
- Shoshani, J. & Tassy, P. (1996) *Summary, conclusions, and a glimpse into the future*; in Shoshani, J. & Tassy, P., eds., *The Proboscidea: Evolution and palaeoecology of elephants and their relatives*: Oxford, Oxford University Press, p. 335-348.
- Vinson, G. L. (1962) *Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 46, p. 425-456.
- Webb, S. D. & Dudley, J. P. (1995) *Proboscidea from the Leisey Shell Pits, Hillsborough County, Florida*: Florida Museum of Natural History Bulletin, v. 37, p. 645-660.
- Woodburne, M. O. (1969) *A late Pleistocene occurrence of the collared peccary, Dicotyles tajacu, in Guatemala*: Journal of Mammalogy, v. 50, p. 121-125.

REVISTA GUATEMALTECA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

NORMAS PARA AUTORES

La **Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra** publicará artículos originales preferentemente en español y excepcionalmente 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 Jacquin, 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,

vasquez_osmin@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 correspondencia referente al envío de originales a la Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra y la relativa a suscripciones deberá dirigirse a: Carrera de Geología, Centro Universitario del Norte CUNOR. Km. 210, ruta Las Verapaces, Finca Sachamach, Cobán, Alta Verapaz

**Correo electrónico: moran_sergio@usac.edu.gt,
vasquez_osmin@usac.edu.gt**

REVISTA GUATEMALTECA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

COBERTURA TEMÁTICA Y PÚBLICO

La Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra es una publicación anual, cuyo objetivo es la difusión de estudios y trabajos de investigación relacionados con las **Ciencias de la Tierra**, dirigidos a la comunidad científica nacional e internacional, y cuya cobertura temática abarca disciplinas como:

Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía

Geología histórica y regional

Tectónica y geología estructural

Geofísica

Geomorfología

Hidrología e hidrogeología

Edafología y ciencias del suelo

Mineralogía, cristalografía, metalogenia y yacimientos minerales

Petrología endógena y sedimentaria

Geoquímica

Paleontología

Sistemas de información geocientífica y cartografía geológica

Geología ambiental, paleoclimatología y cambio global

Geología aplicada, geotecnia, ingeniería geológica y del terreno

Prospección e investigación minera y explotación de recursos minerales

Historia y epistemología de las disciplinas de las Ciencias de la Tierra

Divulgación y cultura geocientífica

Geodiversidad, patrimonio geológico y minero, y geoconservación

Riesgos geológicos

Aspectos económicos de las Ciencias de la Tierra

Otros temas afines

El contenido fundamental de la revista son artículos originales e inéditos de investigación científica y aplicada que supongan un avance en el conocimiento. Además, se incluyen reseñas de publicaciones recientes en relación con la temática de la Revista, prólogos y presentaciones en números monográficos, y cartas del equipo editorial. De forma justificada en forma y fondo se admiten escritos de comentario o respuesta a artículos publicados y cartas al Editor.

INFORMACIÓN SOBRE EL PROCESO EDITORIAL

La Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra cuenta con un registro de los manuscritos recibidos.

A cada manuscrito original remitido a la Revista se le asigna un equipo gestor por parte del equipo editor. El equipo gestor es el responsable de seguir y garantizar la transparencia de todo el proceso de revisión del artículo, empezando por la elección y comunicación con los revisores, traslado de correcciones y sugerencias a los autores, y valoración final del artículo.

Cada artículo es revisado, al menos, por dos evaluadores expertos en la materia del mismo (revisión por pares), en su mayor parte ajenos a la institución editorial. En caso de discrepancia en las valoraciones de ambos revisores, se elige un tercer revisor.

El sistema de revisión es de 'ciego simple', mediante el cual el revisor, si lo desea, puede mantener el anonimato de cara al autor. En casos excepcionales, a petición de los autores, y por causa justificada, se puede aplicar el sistema 'doble ciego', en el que tanto autores como revisores desconocen la identidad mutua. Se aceptarán por parte de los autores sugerencias de nombres de posibles revisores, sin que implique su aceptación por parte del equipo gestor; esto será de interés en caso de manifiesta relación de amistad o animadversión con otros científicos que pudieran actuar como revisores. La revista no dispone de una sección de correspondencia como tal, pero admite el debate y discusión sobre los artículos publicados, a través del envío de nuevos artículos de discusión y réplica, que seguirán igualmente las normas de la revista.

Los autores son informados sobre la fase del proceso editorial en el que se encuentra su artículo, desde la propia recepción de los originales hasta las distintas revisiones y la valoración final.

Una vez aceptado el manuscrito, pasa a ser maquetado y compuesto de acuerdo a la plantilla de la Revista. En caso de ser necesarias se realizarán ligeras correcciones de estilo y revisiones a los textos en inglés. Al autor de contacto, le serán enviadas unas únicas pruebas de imprenta para su corrección. Todos los autores de cada artículo ceden los derechos de edición del mismo a favor de la Revista.

Una vez publicado, el primer autor recibirá un ejemplar completo del fascículo de la revista y su artículo en formato PDF.

Cada fascículo de la revista, se distribuye con una tirada media de 100 ejemplares.

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



Greenrock



Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra, vol. 3, núm. / Issue 1
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Sumario / Contents

- Riesgos naturales asociados a la génesis de la laguna de Chichoj, Alta Verapaz. *Natural Hazard associated with the genesis of Lake Chichoj, Alta Verapaz.* G. Brocard, S. Morán, O.J. Vásquez, M. Fernández-Irujo 5
- Eutrofización y contaminación por cromo en la laguna de Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala. *Chromium eutrophication and contamination in Lake Chichoj, Alta Verapaz, Guatemala.* G. Brocard, A. Bettini, H.R. Pfeifer, T. Adatte, S. Morán, C. Gonneau, O.J. Vásquez 20
- Análisis cinemático del patrón de fallamiento al norte de la zona de falla de Jalpatagua, Guatemala. *Kinematic analysis of the failure pattern to the north of the Jalpatagua's failure zone, Guatemala.* S. Morán-Ical 44
- Contaminación con flúor de aguas subterráneas en Guatemala. *Fluorine Contamination of underground waters in Guatemala.* R. Machorro, O.J. Vásquez 52
- Evaluación de la susceptibilidad a la pérdida de suelo utilizando un sistema de información geográfica en la cuenca del lago Petén Itzá. *Susceptibility to soil loss evaluation using a geographic information system in Petén Itzá Lake basin.* J. Requena 61
- Cuvieronius (Mammalia, Proboscidea) del Pleistoceno de Chahal, Guatemala. *Pleistocene Cuvieronius (Mammalia, Proboscidea) of Chahal, Guatemala.* S. Lucas, J. Requena, G. Alvarado 67

ISSN 2410-728X

