

# Paleopedogénesis, sedimentación y evolución geomorfológica holocénica en el sistema fluvial del Arroyo Tinajas, Sonora

Georgina Ibarra-Arzave<sup>1</sup>, Eliuth Romero-Lázaro<sup>1</sup>, Elizabeth Solleiro-Rebolledo<sup>2\*</sup>,  
Sergey Sedov<sup>2</sup>, Hermenegildo Barceinas<sup>1</sup>, Rafael López-Martínez<sup>2</sup>,  
Bruno Chávez-Vergara<sup>2,3</sup>, Teresa Pi-Puig<sup>2,3</sup> y Thierry Calmus<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica S/N, Ciudad Universitaria. Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

<sup>2</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica S/N, Ciudad Universitaria. Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

<sup>3</sup> Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Colonia UNAM, CU, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

<sup>4</sup> Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Bldv. L.D. Colosio y Madrid S/N, Hermosillo, Sonora, 83000, México.

\* [solleiro@geologia.unam.mx](mailto:solleiro@geologia.unam.mx)

## RESUMEN

En este trabajo se presenta un análisis integral del registro sedimentario y paleopedológico en una secuencia edafo-sedimentaria encontrada en la terraza baja del arroyo Tinajas, estado de Sonora. El objetivo de esta investigación es establecer los mecanismos de formación de dicha secuencia que permitan hacer una reconstrucción de las condiciones paleoambientales. La secuencia consiste de un suelo moderno y once paleosuelos intercalados con sedimentos fluviales. Se determinaron sus propiedades físicas (color, granulometría), químicas (pH, conductividad eléctrica, contenido de calcio total), de magnetismo de rocas y micromorfológicas. Así mismo, se hizo la identificación de la mineralogía de arcilla por difracción de rayos X. Prácticamente todos los paleosuelos están decapitados. Debido a la falta de horizontes A, el marco cronológico de la secuencia se obtuvo usando una pequeña cantidad de materia orgánica encontrada en el paleosuelo 8. Para concentrar la materia orgánica, se hizo una extracción por desmineralización con ácido fluorhídrico. Esta materia orgánica desmineralizada se dató por <sup>14</sup>C por la técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry), arrojando una edad de 8415 ± 39 años cal AP (Beta 473502). Los resultados muestran que los paleosuelos tienen un bajo grado de desarrollo. A pesar de ello, es posible establecer las principales tendencias pedogenéticas: la parte baja de la secuencia muestra paleosuelos de granulometría fina, con fuertes rasgos reductomórficos y propiedades vérticas. En contraste, los paleosuelos superiores son de textura más gruesa, con mayor porosidad biogénica e, inclusive, con revestimientos arcillosos. A partir del paleosuelo 7, se aprecia un cambio en la energía del relieve, dado por variaciones sedimentológicas (gradación inversa, aumento del tamaño de grano del sedimento), el cual es más evidente en los paleosuelos 2, 3 y 4, dada la alta concentración de gravas, mal seleccionadas y angulosas, que se

asocian con procesos fluvio-coluviales. Suponemos que este cambio en el tipo de pedogénesis, sumado a las variaciones sedimentológicas, es debido a oscilaciones climáticas ocurridas en el Holoceno medio a nivel regional, ya que no se tiene documentada actividad tectónica reciente que pudiera influir.

Palabras clave: paleosuelos; sedimentos fluviales; cambio climático; Holoceno.

## ABSTRACT

*In this work an integral analysis of a pedo-sedimentary sequence is presented, found in the lower fluvial terrace of the arroyo Tinajas, Sonora. The objective of this research is to establish the mechanism of the sequence formation in order to reconstruct the paleoenvironmental conditions. The sequence consists on a modern soil and eleven paleosols interbedded with fluvial sediments. The physical (color, grain size distribution, rock magnetic properties), chemical (pH, electric conductivity, total calcium content), and micromorphological properties are evaluated. The clay mineralogy determined by X-ray diffraction is also presented. Practically all the paleosols are truncated. Due to the lack of A horizons, the chronological frame of the sequence was obtained by using a small amount of organic matter found in the paleosol 8. To concentrate the organic matter, an extraction by demineralization with hydrofluoric acid was used. This concentrated organic matter is dated by <sup>14</sup>C accelerator mass spectrometry (AMS), giving an age of 8415 ± 90 years cal BP. The results show that all paleosols are weakly developed. However, it is possible to establish the main pedogenetic tendencies: the lower part of the sequence is finer, with strong reductomorphic features and vertic properties. In contrast, the upper paleosols are coarser in texture, more porous*

and have clay coatings. From paleosol 7, a change in the relief energy is detected due to the sedimentological variations (inverse gradation, increase in grain size), which is more evident in the paleosols 2, 3, 4, due to the high amount of gravels, bad sorting and angular shapes, related to fluvio-colluvial processes. We suppose that this change in the pedogenetic trend and the sedimentological variations is related to regional climatic oscillations in the middle Holocene, because no recent tectonic activity has been documented in the area.

**Key words:** paleosols; fluvial sediments; climatic change; Holocene.

## INTRODUCCIÓN

Las secuencias aluviales contienen información valiosa sobre las condiciones de sedimentación y pedogénesis relacionadas con las variaciones climáticas, los movimientos tectónicos o la evolución geomorfológica (Schumann *et al.*, 2016). Sin embargo, su interpretación no está libre de contradicciones debido a la compleja interrelación entre los factores que inciden en su desarrollo, tales como la arquitectura de la cuenca, el tipo de sedimentos con influencia local y regional, el balance del agua dentro de la cuenca, la densidad de cobertura vegetal, y las tasas de acumulación de sedimentos, entre otros (Blum y Törnqvist, 2000; Tanabe *et al.*, 2013; Bruno *et al.*, 2017; Zuffetti *et al.*, 2018). Un elemento adicional que puede contribuir al entendimiento de los sistemas aluviales se refiere al estudio de los paleosuelos, los cuales son excelentes indicadores para las reconstrucciones paleoambientales (p.ej., Retallack, 1990; Kraus y Aslan, 1999). De esta manera, su identificación y caracterización dentro de secuencias sedimentarias de diversos tipos puede enriquecer la interpretación de la historia evolutiva de una región, tanto del punto de vista de estabilidad tectónica, como climática (Kemp *et al.*, 2006; Srivastava *et al.*, 2018; Zuffetti *et al.*, 2018). De hecho, los paleosuelos pueden ser considerados como límites de secuencias sedimentarias, que reflejan periodos de estabilidad en las condiciones tectónicas y/o climáticas y, por lo mismo, son importantes objetos para evaluar cualitativamente los periodos de estabilidad geomorfológica (Wright y Marriot, 1993; McCarthy y Plint, 1998; McCarthy *et al.*, 1999; Labourdette y Jones, 2007).

La integración de la información sobre paleosuelos, estratigrafía y sedimentología permite tener una mejor resolución en la reconstrucción de sistemas paleoambientales, la cual puede ser ligada a eventos regionales y/o locales de actividad tectónica y cambios climáticos.

Las regiones áridas y semi-áridas son altamente sensibles a las variaciones ambientales (Brown *et al.*, 1997; Reheis *et al.*, 2005) y, por lo mismo, los sistemas fluviales localizados en ellas representan una oportunidad para entender y reconstruir el geosistema. Sin embargo, el registro pedo-sedimentario es susceptible a erosionarse, perdiéndose una valiosa fuente de información (Jerolmack y Paola, 2010).

En el noroeste de México, particularmente en el estado de Sonora, los registros paleoambientales holocénicos son limitados, a pesar de la importancia que tiene este periodo para el establecimiento de las condiciones desérticas (Van Devender, 1990; Holmgren *et al.*, 2003). Gran parte de la información generada proviene de estudios palinológicos (Anderson y Van Devender, 1995; Ortega-Rosas *et al.*, 2008), paleopedológicos (Cruz y Cruz *et al.*, 2014; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019) y sedimentológicos (Copeland *et al.*, 2012; Schott, 2017). Es por ello que en el presente trabajo se muestran resultados novedosos sobre una secuencia de sedimentos fluviales con paleosuelos intercalados, localizada en el arroyo Tinajas, Sonora, formada en el Pleistoceno terminal-Holoceno, desde una perspectiva geopedológica que permite, de forma integral, proponer una reconstrucción paleoambiental de la región durante el periodo referido.

## Características geológico-ambientales

La zona de estudio se localiza en una terraza baja del arroyo Tinajas, afluente del río Bacanuchi, a una elevación de 1202 m s.n.m., al suroeste de Cananea, Sonora, México (Figura 1). Las rocas de esta región pertenecen a formaciones geológicas que cubren un intervalo de edades del Precámbrico hasta el Cuaternario. El basamento cristalino pertenece a la Provincia Mazatzal compuesta por las rocas metasedimentarias y metavolcánicas del esquistoso Pinal del Paleoproterozoico tardío (Anderson y Silver, 1977; Anderson *et al.*, 2005; Page *et al.*, 2010) intrusionadas por dos conjuntos plutónicos distintos de 1650 Ma y 1440 Ma, que corresponden al granito Cananea (Anderson y Silver, 1977). Este basamento precámbrico está sobreyacido discordantemente por una secuencia de cuarcitas y carbonatos del Paleozoico (Mulchay y Velasco, 1954; Velasco, 1966; Meinert, 1982). Dicha secuencia está intrusionada, a su vez, por granitos del Jurásico medio (Anderson y Silver, 1977), con edades de 177 y 173 Ma, determinadas por el método U-Pb, en la Sierra Buenos Aires (Anderson *et al.*, 2005). Las rocas paleozoicas están cubiertas por las rocas volcanoclásticas jurásicas de las Formaciones Elenita y Henrietta (Valentine, 1936) sobre un espesor aproximado de 3500 m. La secuencia volcánica jurásica está cubierta por rocas volcanoclásticas de la Formación Mesa (Valentine, 1936) con edades de 75 a 69 Ma (Wodzicki, 1995). Las rocas precámbricas a cretácicas están cortadas por plutones de edad Laramídica, en particular el batolito Tinaja-Cuitaca, a su vez intrusionados por *stocks* porfídicos cuyas edades se distribuyen entre 73.9 y 59.2 Ma (Del Río-Salas *et al.*, 2017) que son, en gran parte, los cuerpos mineralizados de Cu del distrito de Cananea (Del Río-Salas *et al.*, 2013).

Fisiográficamente, el área de estudio queda comprendida dentro de la provincia Sierra Madre Occidental, en la subprovincia Sierras y Valles del Norte (INEGI, 2015), caracterizada por un conjunto de fosas y pilares alargados con dirección N-S a NNW-SSE, resultado del fallamiento extensional producido entre 27 y 10 Ma (Stewart y Roldán-Quintana, 1994). Las corrientes fluviales aprovecharon los *grabens* para dar lugar a los ríos más importantes de la región (González-León, 2010). La zona se encuentra en la cuenca hidrológica del río Sonora, particularmente en la subcuenca río Bacanuchi (INEGI, 2015). El arroyo Tinajas es una de las corrientes tributarias intermitentes del río Bacanuchi al cual se une por su margen oriental.

La región está dominada por un clima tipo BS1hw(x) definido como semiseco-semicálido, con una temperatura media normal anual de 18.2 °C, siendo enero el mes más frío con 9.4 °C y agosto el más cálido con 26.4 °C, en promedio; el régimen de lluvias es bimodal, presentándose la principal temporada durante los meses de julio a septiembre y de diciembre a marzo (INEGI, 2015).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Metodología de campo

La sección estudiada, designada como TIIZ2 en este trabajo (coordenadas 30°48'27"N y 110°20'W), se localiza en la terraza baja del arroyo Tinajas y corresponde a una secuencia edafosedimentaria de 11 paleosuelos (Figura 2), intercalados con sedimentos aluviales y coronados por la cubierta de suelo actual.

La descripción detallada en campo de las características morfológicas del perfil se realizó con base en los criterios de la base mundial de suelos (IUSS Working Group WRB, 2014) y los propuestos por Retallack (1990).

Se tomaron muestras para los análisis de laboratorio tanto de los horizontes genéticos de los paleosuelos y del suelo moderno, como de los sedimentos que constituyen su material parental. Asimismo, se colectaron bloques inalterados para los estudios micromorfológicos.

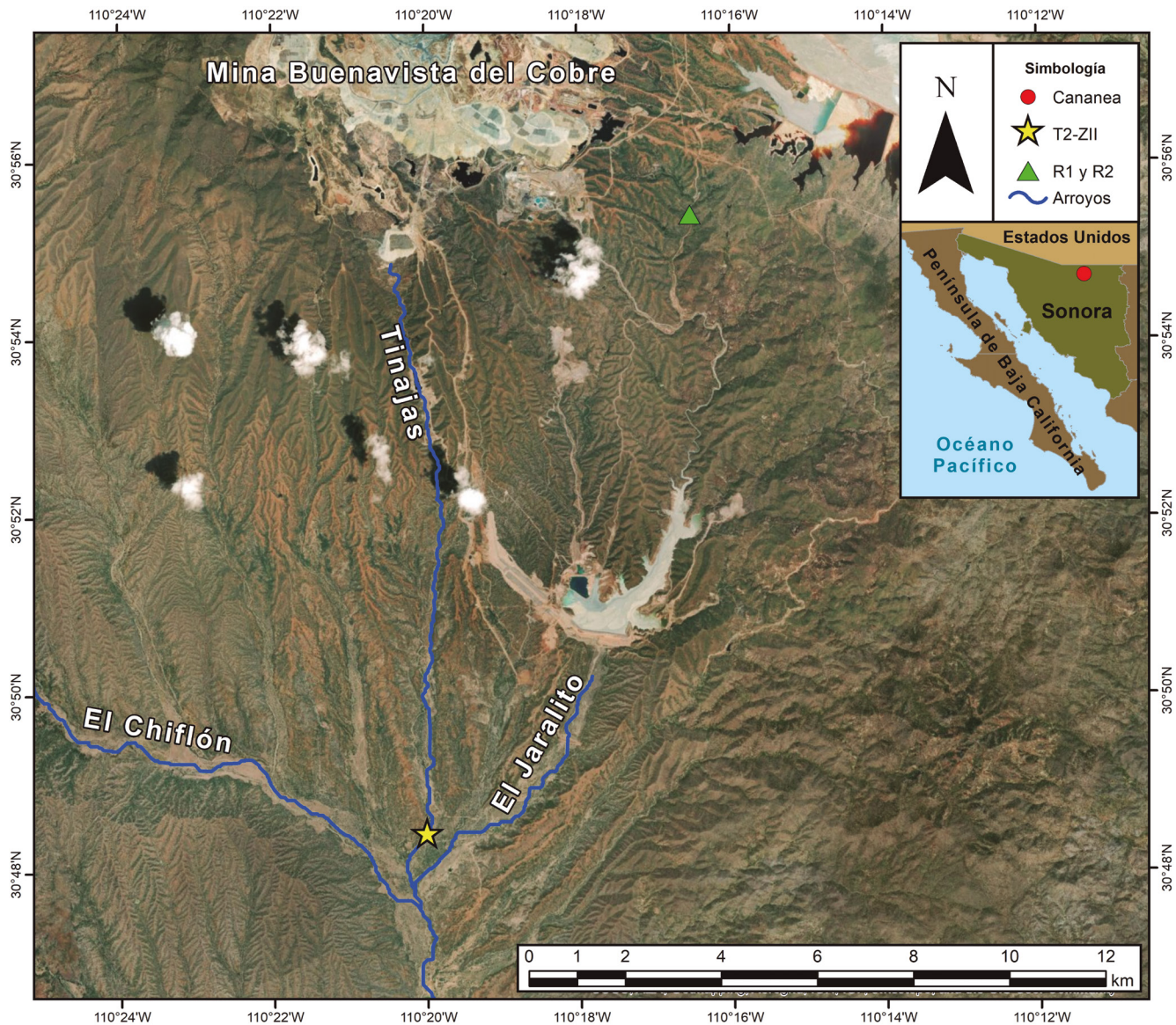


Figura 1. Localización del sitio de estudio: secuencia edafosedimentaria TII22 en el cauce del arroyo Tinajas; rocas con alteración hidrotermal R1 y R2. Esri Inc. (2014). ArcMap 10.2.2 (Computer software). ArcGlobeData. Continent. Polygons (Shapefile geospatial data). Esri Inc., Redlands, CA.

Adicionalmente, se tomaron dos muestras de rocas R1 y R2 con alteración hidrotermal (Figura 1), en un corte carretero (coordenadas 30°55'31"N, 110°16'23"W), con el objetivo de definir si los minerales contenidos en los paleosuelos son de origen pedogenético o litogénico.

#### Análisis micromorfológico

Los bloques inalterados fueron impregnados con una resina poliéster adicionada con monómero de estireno, para obtener secciones delgadas de 30  $\mu\text{m}$ , las cuales se observaron en un microscopio petrográfico Olympus América BX51, equipado con una cámara fotográfica CoolSNAP-ProCOLOR de MEDIA CYBERNETICS. La descripción de los rasgos pedológicos se hizo siguiendo la metodología de Stoops (2003).

#### Determinación de propiedades físicas y químicas

La preparación de las muestras para el análisis de las propiedades inició con un secado en una estufa BINDER a 60 °C para eliminar la

humedad, para posteriormente disgregarlas y tamizarlas a malla #10, para recuperar la fracción menor a 2 mm. Las propiedades evaluadas correspondieron a aquellas que aportan información sobre la memoria del suelo (Targulian y Goriachkin, 2004) y la detección de discontinuidades litológicas.

El color de las muestras se determinó con un espectrofotómetro modelo sph860/sph900, marca Colorlite. Los parámetros utilizados fueron luminosidad (L), las coordenadas rojo al verde ( $a^*$ ) y las coordenadas amarillo al azul ( $b^*$ ).

La separación de las fracciones de arena, limo y arcilla se realizó sin tratamientos previos. La fracción de arena (2–0.063 mm) fue separada por tamizado, en tanto que las fracciones limo (0.063–0.002 mm) y arcilla (< 0.002 mm) se separaron por sedimentación y pipeta.

El pH y la conductividad eléctrica (CE) fueron medidos en una relación 1:5 en agua. El pH se midió con un potenciómetro modelo CON 700 marca OAKTON y la CE con un conductímetro DENVER INSTRUMENT.

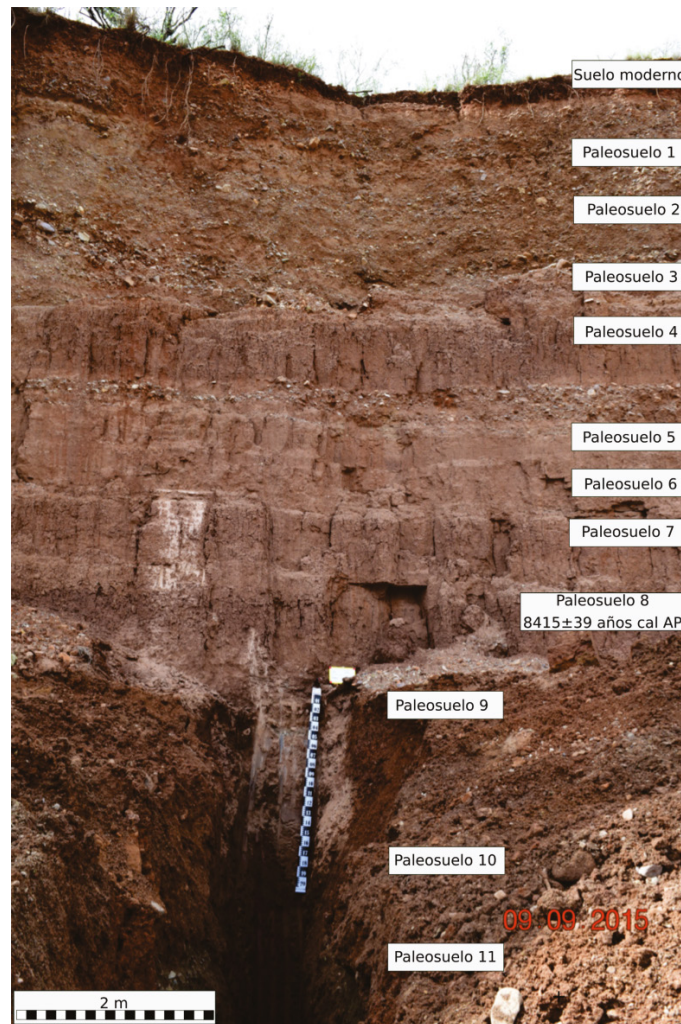


Figura 2. Aspecto general de la edafosecuencia TII22, en la que se denotan las variaciones en el tamaño de grano del sedimento.

Los análisis de color, granulometría, pH y CE se realizaron en el Laboratorio de Procesos Pedogenéticos del Instituto de Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La composición química se evaluó por fluorescencia de rayos X (FRX) con un analizador portátil NITON XL3t marca Thermo SCIENTIFIC, en el Laboratorio de Geoquímica Ambiental del LANGEM (Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía) del Instituto de Geología, UNAM. El equipo de medición se calibró con una muestra blanco y después se determinó por triplicado la concentración de los elementos mayores y traza en los estándares certificados MONTANA 2710a y TILL-4PP. Para este trabajo, sólo se consideró el contenido de Ca, como un indicador de la presencia de carbonatos (confirmado por los valores de pH y la micromorfología).

#### Propiedades de magnetismo de rocas

Para el análisis de las propiedades magnéticas, las muestras se secaron al aire; se molieron suavemente para llenar cubos de acrílico de 8 cm<sup>3</sup> de volumen, en donde se empaquetaron lo más compactamente posible para evitar el movimiento de los agregados dentro del cubo. Se midió la susceptibilidad magnética de cada una de las muestras en un susceptibilímetro Bartington modelo MS2 y un sensor dual MS2B, en el Instituto de Geofísica, el cual aplica un campo magnético alterno

de baja intensidad (0.1 mT), y mide la susceptibilidad magnética en dos frecuencias, una baja (0.47 kHz) y otra alta (4.7 kHz); así mismo se calculó la susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi f$ ) que permite estimar la concentración de partículas superparamagnéticas en la muestra, cuyo origen, generalmente, se asocia a procesos pedogenéticos. Posteriormente, las muestras fueron sometidas a la adquisición de magnetizaciones remanentes. Primero, se les impartió un campo alternante de 100 mT, en presencia de un campo constante de 50  $\mu$ T, por medio de un desmagnetizador por campos alternos Molspin, y se midió la Magnetización Anhisterética Remanente (ARM por sus siglas en inglés) en un magnetómetro AGICO JR-6. La adquisición de ARM es un buen indicador del contenido de minerales ferrimagnéticos de tamaño de dominio fino. Después, se les aplicaron campos directos con valores de 100 y 1000 mT, para lo cual se usó un magnetizador de impulsos ASC Scientific modelo IM-10. La magnetización isothermal remanente (IRM) a 1000 mT se tomó como la magnetización remanente de saturación (SIRM).

#### Determinación de la composición mineralógica

La composición mineralógica se determinó en nueve muestras del perfil TII22, horizontes BC, C, 2ABt, 8Bg, 9Bg, 10Bg, 10C, 11B y 12Bg2 (Figura 2), y en las rocas R1 y R2 (Figura 1), tanto en muestra total como en la fracción arcilla, para detectar las variaciones mineralógicas

de la parte superior, intermedia y baja de la secuencia. Las muestras fueron seleccionadas de acuerdo con el tipo y grado de desarrollo pedogenético, de tal manera que se pudiera diferenciar los procesos formadores de suelo.

Para los análisis de roca total, las muestras se trituraron utilizando un mortero de ágata, se tamizaron a un tamaño inferior a 75  $\mu\text{m}$  y finalmente se montaron en portamuestras de aluminio de doble carga para su medición. Para separar la arcilla, la muestra original se disgregó (sin triturar) suavemente utilizando un mortero de porcelana. El material disgregado se tamizó utilizando una malla de 1 mm de apertura y se introdujo a tubos de centrifuga con agua destilada para su agitación durante 24 horas, favoreciendo de esta forma la suspensión de la arcilla. En una segunda etapa y con base en los cálculos obtenidos al aplicar la ley de Stokes, las muestras se centrifugaron con una centrifuga Rotanta 46 a 600 rpm durante 5 minutos.

Utilizando porta-muestras de vidrio se pipeteó la fracción en suspensión de la muestra centrifugada, depositándose en tres alícuotas para cada muestra, de las cuales una no recibió ningún tratamiento (ST), otra (T) se calentó a 550 °C durante una hora, y la tercera (EG) se saturó con etilenglicol por 24 h, de acuerdo con el procedimiento descrito de forma detallada en Moore y Reynolds (1997).

Todas las muestras se midieron en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del LANGEM, usando un difractómetro EMPYREAN equipado con tubo de cobre de foco fino, filtro de níquel y detector PixCel 3D, operando con un voltaje de 45 kV y una corriente de filamento de 40 mA. Para todas las mediciones (roca total y fracción arcilla) se utilizó un tamaño de paso de 0.04° (2 $\theta$ ), un tiempo de integración de 40 s por paso y un rango de escaneo de 4 a 70° (2 $\theta$ ).

La identificación de las fases y la semicuantificación por la Proporción Relativa de la Intensidad (RIR, por sus siglas en inglés *Reference Intensity Ratio*), se realizó utilizando el software Highscore versión 4.5 y las bases de datos ICDD (International Center for Diffraction Data) y ICSD (Inorganic Crystal Structure Database). Para la identificación de arcillas se utilizó el diagrama de flujo publicado en la página del servicio geológico de Estados Unidos (<https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/flow/index.htm>). Las especies de arcilla se estimaron en forma semicuantitativa, a partir de preparaciones orientadas utilizando el programa Fityk (Wojdyr, 2010) para el procesamiento de datos y ajuste de curvas no lineales.

### Marco cronológico

En toda la secuencia, la concentración de materia orgánica del suelo fue muy baja para el fechamiento mediante  $^{14}\text{C}$  en muestras completas. Por lo anterior se seleccionó el horizonte 9Bg, el cual presentó un color más oscuro que el resto de la secuencia, para realizar la extracción y concentración de la materia orgánica del suelo (Figuras 2 y 3). La extracción se hizo en Laboratorio de Biogeoquímica y Materia Orgánica del Suelo (LANGEM) por medio del método de desmineralización con ácido fluorhídrico (HF) al 10 %, el cual separó la materia orgánica estabilizada en las arcillas y los complejos organometálicos. Este procedimiento permite aumentar la concentración de la materia orgánica al liberarla de la matriz mineral sin modificar su estructura química y/o su firma isotópica de  $^{14}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$  (Rumpel *et al.*, 2006; Von Lützow *et al.*, 2008).

Con esta muestra de materia orgánica desmineralizada, se hizo un fechamiento por AMS (Accelerator Mass Spectrometry) en el laboratorio Beta Analytic (Miami, Florida USA). La fecha se reportó en edades calibradas de acuerdo con los datos enviados por el laboratorio, con el programa BetaCal 3.21 y la base de datos INTCAL13 (Reimer *et al.*, 2013). Cabe destacar que el fechamiento representa la edad mínima del suelo, es decir, marca el periodo en el que finaliza su desarrollo por la acumulación del sedimento sobreyacente.

## RESULTADOS

### Descripción del perfil TII22

El perfil TII22 se localiza en la terraza baja, sobre el margen occidental del arroyo Tinajas (Figura 1). La sección tiene una longitud de 12 m y está formada por una intercalación de sedimentos fluviales con once paleosuelos y un suelo moderno en su parte superior. Con excepción del suelo actual y del primer paleosuelo, el resto carece de horizonte A (Figura 2). Uno de los aspectos que más resaltan en la secuencia es que los horizontes C, tanto del suelo moderno como los paleosuelos 1 y 2, se derivan de sedimentos coluvio-aluviales de tamaño igual o mayor a guijarros (>5 cm), con imbricación. Los paleosuelos subyacentes se derivan de sedimentos laminados, cuyo tamaño de grano es menor (< 5 cm) que el de los paleosuelos 1 y 2.

Los horizontes detectados en cada unidad pedológica son: suelo moderno (horizontes A, BC, C), paleosuelo 1 (2ABt, 2C1, 2C2, 2C3), paleosuelo 2 (3Bg, 3C), paleosuelo 3 (4Bw1, 4Bw2, 4C), paleosuelo 4 (5Bw, 5C), paleosuelo 5 (6BC, 6C), paleosuelo 6 (7Bw, 7C1, 7C2, 7C3, 7C4, 7C5), paleosuelo 7 (8Bg, 8C), paleosuelo 8 (9Bg, 9BC, 9C1, 9C2), paleosuelo 9 (10Bg, 10C), paleosuelo 10 (11Brk, 11Crk), paleosuelo 11 (12Brk1, 12Brk2 y 12Brk3) (Figura 2).

A pesar de tener rasgos pedogenéticos incipientes, el horizonte 2ABt del primer paleosuelo (Figura 2) tiene una estructura en bloques subangulares sobre los cuales se observan películas arcillosas delgadas y discontinuas. A partir del paleosuelo 2, los horizontes B tienen rasgos reductomórficos: recubrimientos, manchas y/o cutanes de manganeso, los cuales aumentan de intensidad en cada nivel pedostratigráfico subyacente, siendo más evidentes a partir del paleosuelo 7. El paleosuelo 2 muestra un límite inferior abrupto y erosivo con el paleosuelo 3. Los horizontes 4Bw1 y 4Bw2 (más rojizos) poseen rasgos de una incipiente iluviación de arcilla. El horizonte 4C es un sedimento arenoso, laminado, con menor proporción de gravas. Tanto el horizonte 5Bw como el 6BC tienen estructura en bloques angulares que tiende a prismática, con recubrimientos de arcilla; los ángulos de los agregados denotan propiedades vérticas. En estos paleosuelos, el horizonte C es masivo. El horizonte 7C del paleosuelo 6 se ha dividido en varios subhorizontes (7C1 a 7C5) a partir de las diferencias detectadas en los tipos de sedimentos: el horizonte 7C1 es un paquete muy compacto de sedimentos en los que predominan fragmentos de tamaño grava (60 %) subredondeados e inmersos en una matriz arenosa; el horizonte 7C2 es un estrato moderadamente cementado con partículas de tamaño arena fina y limo con gradación inversa; el horizonte 7C3 es un lente de arena media-gruesa, laminada y de color gris; el horizonte 7C4 consta de sedimentos tamaño limo, con laminaciones delgadas de arena y grava; el horizonte 7C5 consta de sedimentos areno-limosos, laminados y contiene del 10 al 20 % de fragmentos tamaño grava.

Los horizontes 8Bg y 9Bg de los paleosuelos 7 y 8 son también compactos, con estructura en bloques angulares que tiende a ser prismática, y muestran rasgos reductomórficos más acentuados. El horizonte 8C tiene gradación inversa y alto grado de compactación. El horizonte 9Bg, de textura fina, posee una coloración ligeramente más oscura, evidenciando un cierto contenido de materia orgánica (Figura 3). Su textura es fina. Por su parte, el horizonte 9C está formado por un sedimento arenoso, con gravas pequeñas en la base, estratificado, seguido por un estrato areno-limoso masivo y compacto que está cubierto con sedimentos de tamaño arena a grava, estratificados. El horizonte 10Bg muestra un desarrollo incipiente, una estructura compacta en bloques subangulares que incluye fragmentos tamaño grava en la matriz, lo cual sugiere una formación a partir de sedimentos fluviales areno-limosos (horizonte 10C) cuyo límite inferior es abrupto. Los paleosuelos inferiores, excavados debajo del nivel base del río actual son de textura más fina. Tanto el paleosuelo 10 como el 11, tienen fuertes rasgos reducto-

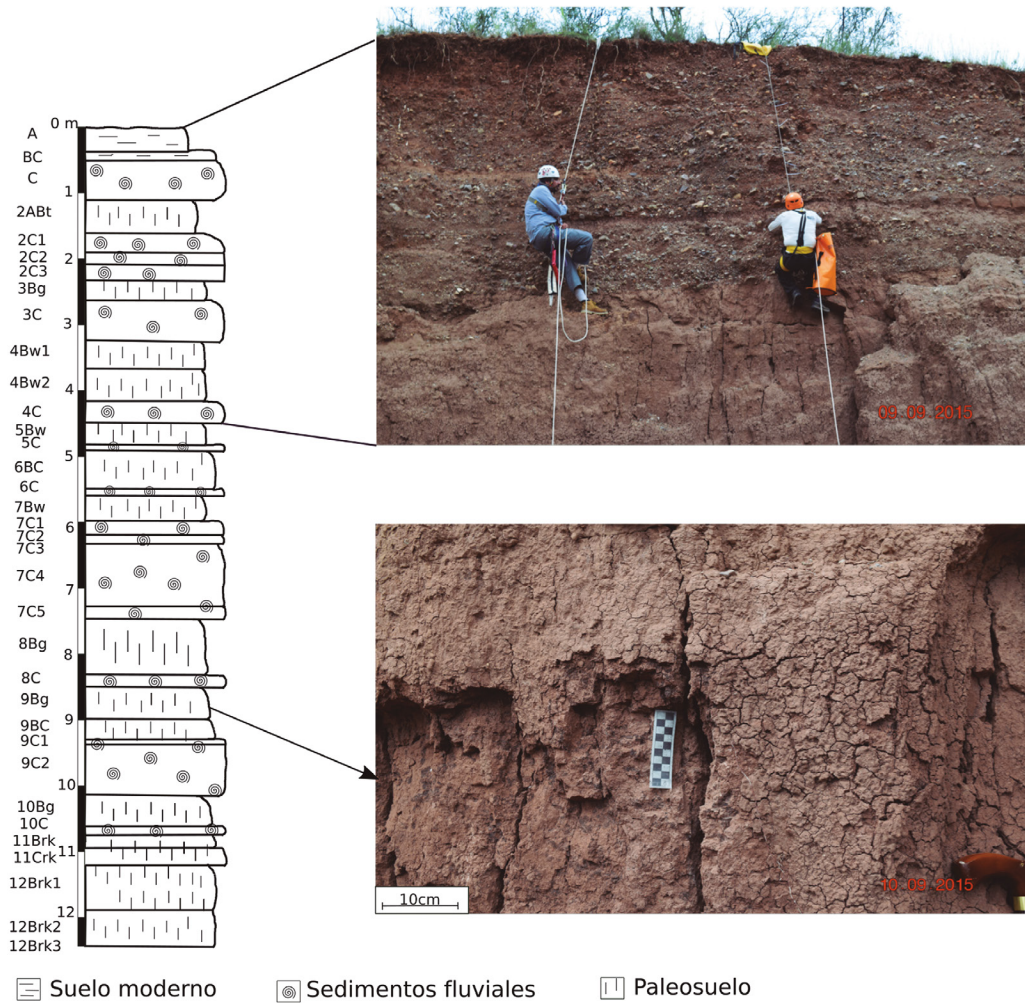


Figura 3. Detalle de los paleosuelos en la secuencia: Precipitación de Fe-Mn en el Paleosuelo 8 (horizonte 9Bg).

mórficos en forma de manchas oscuras de manganeso y moteados de coloración rojiza, en una matriz grisácea. Destaca su reacción al HCl que evidencia la presencia de carbonatos. En el paleosuelo 11, estos carbonatos tienen formas vermiculares.

### Propiedades físicas y químicas

A pesar de que, a primera vista, la secuencia muestra una coloración rojiza (Figura 2), el estudio de colorimetría (Figura 4) indica ligeras variaciones tanto en luminosidad ( $L^*$ ) como en la tonalidad roja (vector  $a^*$ ) y en la amarilla (vector  $b^*$ ). La secuencia tiene valores de  $L^*$  que varían entre 59 y 65, marcando una predominancia de tonalidades oscuras. Sin embargo, no se observa una relación entre el tipo de horizonte y su grado de luminosidad (Figura 4). Los valores del vector  $a^*$  están entre 6 y 11.6 a lo largo del perfil, en tanto que los del vector  $b^*$  están entre 8.7 y 13.5. En estos dos parámetros sí se nota una diferenciación por el tipo de horizonte. Generalmente, los valores más altos de  $a^*$  y  $b^*$  corresponden a los horizontes A y B, delimitando claramente los ciclos sedimentarios y pedogenéticos.

Desde el punto de vista de la textura de los paleosuelos, la Figura 4 muestra que los paleosuelos más antiguos (6, 7, 8, 9, 10 y 11), sobre todo los horizontes B, son más limosos, con una proporción pequeña de arena (<10%). En los paleosuelos 6, 7 y 8 se destaca también un alto contenido de arena en los horizontes 7C, 8C, 9C1 y 9C2. La fracción arena se incrementa hacia la parte superior del perfil. Los paleosuelos

1, 2, 3 y el suelo moderno son areno-arcillosos, con porcentajes pequeños de limo.

Por su parte, los valores de pH en el suelo moderno son cercanos a la neutralidad (7.4–7.3), incrementándose en los paleosuelos, siendo los más alcalinos los paleosuelos 11 y 12 (8.83–8.94). La conductividad eléctrica (CE) es inferior a 50 ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) en casi toda la secuencia, excepto en el paleosuelo 2 (180.3  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) y en el 10 (150  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), en donde se observa una coincidencia entre los altos valores de pH y de CE (Figura 4).

El porcentaje de Ca evaluado por FRX se mantiene prácticamente homogéneo en los primeros 10.77 m de la sección, que comprende el suelo moderno y los paleosuelos 1 a 10, con un valor  $\leq 0.84\%$  en peso. El porcentaje se incrementa notablemente en la parte baja de la secuencia, en los paleosuelos 10 y 11 en donde alcanzan valores entre 1.48 y 2.79%.

### Propiedades magnéticas de los materiales

Las unidades de esta secuencia edafo-sedimentaria observan varios cambios en el comportamiento de las propiedades magnéticas de las diferentes unidades pedológicas (Figura 5). En general, se observa que los horizontes que presentan un aumento en los valores de la susceptibilidad de baja frecuencia ( $\chi_{lf}$ ) y la magnetización remanente de saturación (SIRM) muestran una disminución en los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi_{fd}$ ), la magnetización

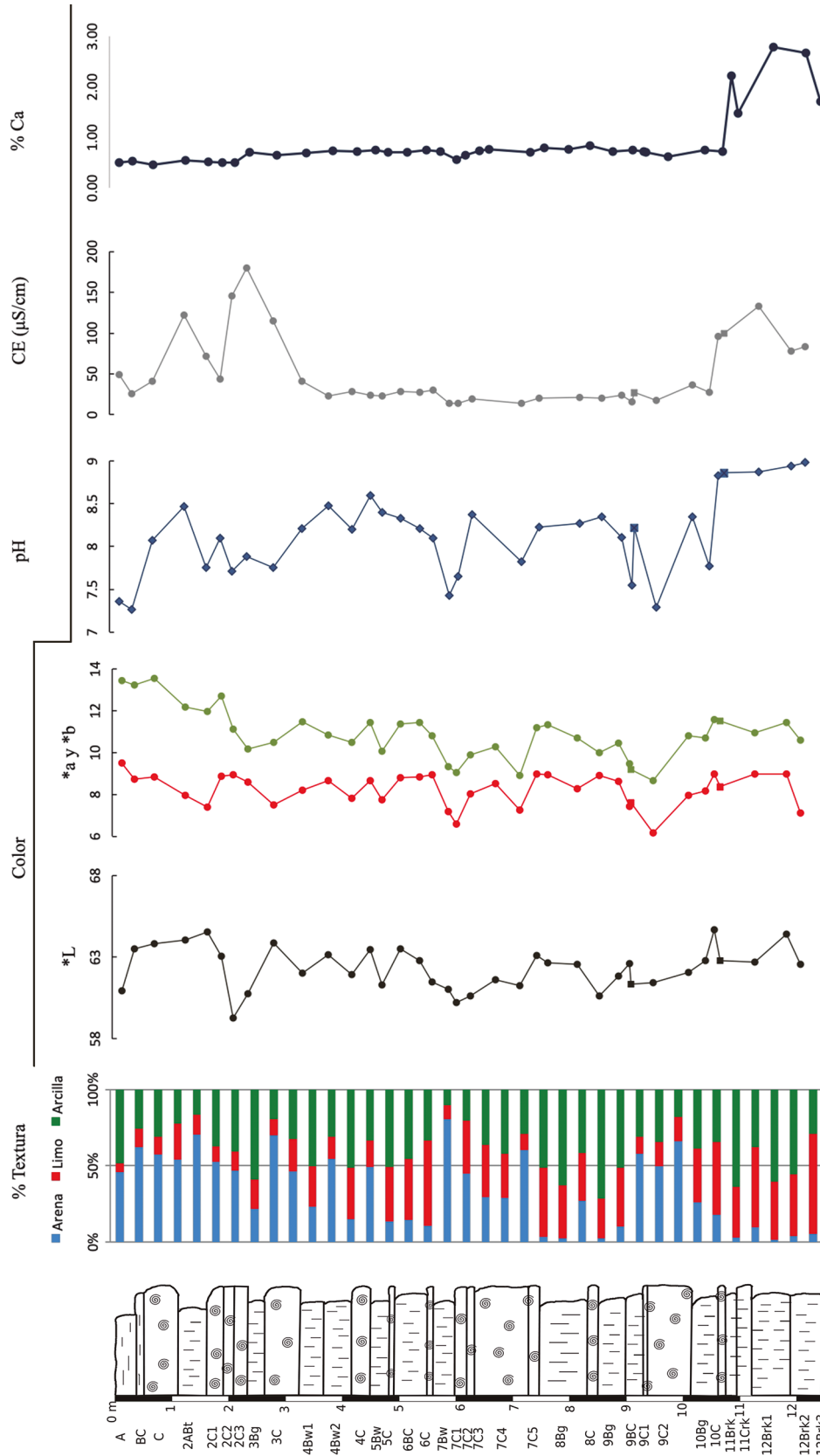


Figura 4. Propiedades físicas y químicas selectas de la secuencia T11Z22: porcentajes de arena, limo y arcilla; color con sus atributos L\*, a\*, b\*; pH; CE; porcentaje de Ca total.

remanente antihistérica (ARM) y la relación ARM/IRM (magnetización remanente antihistérica/magnetización remanente isoterma); al contrario, las disminuciones en  $\chi_{lf}$  y SIRM están acompañadas de un aumento en  $\chi_{fd}$ , ARM y ARM/IRM (Figura 5).

En las dos unidades pedológicas superiores, se observan en los horizontes edáficos B y 2ABt, valores de  $\chi_{lf}$  y SIRM mayores que en los horizontes A, C y 2C; por su parte, la  $\chi_{fd}$  disminuye, pero ARM y ARM/IRM se mantienen relativamente estables en los tres horizontes que forman el suelo moderno. En los paleosuelos 2, 3 y 4 se observa que los aumentos de susceptibilidad magnética se presentan en los horizontes parentales 3C, 4C y 5C, en comparación con sus correspondientes horizontes B (3Bg, 4B y 5B); sin embargo, estos últimos presentan fuertes aumentos en los valores de  $\chi_{fd}$ , ARM y ARM/IRM.

Las propiedades magnéticas de los horizontes 6BC y 6C del paleosuelo 5 presentan mínimas diferencias entre las propiedades magnéticas de uno y otro, siendo las de 6BC ligeramente más altas en todos los casos. Por el contrario, para el paleosuelo 6, se observa una gran variación en los parámetros magnéticos, ya que éstos aumentan y disminuyen varias veces dentro de un mismo horizonte. El horizonte 7B tiene valores altos de  $\chi_{lf}$  y SIRM, pero bajos en los indicadores de partículas magnéticas de tamaño fino y ultra-fino. El horizonte 7C presenta dos fuertes aumentos de  $\chi_{lf}$  y SIRM en la parte media, los cuales coinciden con disminuciones en los valores de  $\chi_{fd}$  y ARM y ARM/IRM (Figura 5).

Los paleosuelos 7 y 8 presentan una fuerte disminución de  $\chi_{lf}$  y SIRM en los horizontes 8Bg y 9Bg, lo cual coincide con un fuerte aumento de los indicadores de tamaño fino y ultra-fino. Los horizontes 8C y 9C presentan un comportamiento opuesto; es decir, aumentan los indicadores de contenido, pero disminuyen los de tamaño. El paleosuelo 9 muestra valores altos de  $\chi_{lf}$  y SIRM en el horizonte 10B con respecto al 10C, pero con un fuerte aumento en los indicadores de partículas finas y ultrafinas en este último. En los paleosuelos inferiores 10 y 11 se observan ligeras variaciones entre sus horizontes, pero en general, los valores de  $\chi_{lf}$  y SIRM son bajos en comparación con el resto del perfil, mientras que  $\chi_{fd}$ , ARM y ARM/IRM son altos.

### Composición mineralógica

Los difractogramas de las muestras orientadas de los horizontes BC, C, 2ABt, 8Bg, 9Bg, 9C1, 10Bg, 10C, 11Brk y 12Brk2 evidencian la presencia de esmectita, ilita y caolinita (Figura 6a). Sin embargo, cabe destacar que la caolinita está presente en proporciones mínimas (<10 %), siendo la esmectita el mineral arcilloso más abundante (>50 %), excepto en el horizonte 12Bg2 (Figura 6a). Particularmente, los horizontes BC, 10C y 12Bg2 contienen interestratificados esmectíticos con un pequeño porcentaje de componente illítico, evidenciado por un pico correspondiente a un espacio interlamina de entre 14.2 y 14.5 Å (Figura 6a).

Las muestras de los horizontes BC, C, 9C1, 10Bg, 10C, 11Brk y 12Brk2 calentadas a 550°C, marcan la presencia de trazas de clorita, al presentar un pico cercano a 13Å, así como trazas de interestratificados (BC, C y 10Bg) que exhiben un pico entre 11 y 11.7Å, que podría corresponder a mica/clorita (Figura 6c). En los horizontes 2ABt, 8Bg y 12Brk2 se registran picos de montmorillonita y beidelita, en tanto que en los horizontes 8Bg y 12Brk2 se tiene un pico característico de hectorita (Figura 6d).

Los difractogramas de las rocas con alteración hidrotermal (muestras R1 y R2) indican un predominio de esmectita, identificada por su pico a 14Å en la muestra orientada (Figura 6a), el cual se desplaza a ~17Å, con de la glicolación (Figura 6b). Después de su calentamiento a 550 °C, el pico se mueve hasta ~10Å (Figura 6c) debido al colapso de la estructura cristalina del mineral. Además de la esmectita, se observa la presencia de vermiculita que se distingue por un pico con

espaciado interlamina de ~14Å en la muestra glicolada (Figura 6b), el cual colapsa hasta 11-12Å con calentamiento a 550 °C (Figura 6c).

### Análisis micromorfológico

El análisis micromorfológico muestra que los horizontes C corresponden a sedimentos laminados con tamaños de arena gruesa a fina con un grado de redondez que va de anguloso a subredondeado (Figura 7a). También, se observan en ellos revestimientos arcillosos sucios, en poros, como en el horizonte 5C, los cuales están impregnados de óxidos de Fe (Figura 7b), así como restos de suelos re-trabajados e incorporados en la matriz (horizontes 4C, 7C4 y 9BC). Aún en los horizontes B se conserva la laminación (como en los horizontes 2ABt, 4Bw1, 8Bg, 9BC, 10Bg, 11Brk y 12Brk2). La asociación mineralógica común que se aprecia es: fragmentos de rocas ígneas de composición intermedia y minerales como cuarzo, plagioclasa, piroxeno y biotita (Figura 7c).

En algunos horizontes se muestran poros de origen biogénico, acompañados por revestimientos arcillosos, gruesos y continuos como en el horizonte 2ABt (Figura 7d), o finos y escasos como en los horizontes 4Bw1, 5Bw y 9Bg (Figura 7e).

Los horizontes B de los paleosuelos más profundos (7 a 12) exhiben abundantes rasgos reductomórficos en forma de nódulos complejos y/o revestimientos de hierro y manganeso, los cuales se vuelven más comunes en los paleosuelos 10, 11 y 12 (Figura 7f). Es notable que, en estos últimos también se presenten carbonatos secundarios micríticos diseminados en la matriz o como nódulos (Figura 7g) e hipo-revestimientos (Figura 7h), o en la matriz; también se aprecia en los horizontes 11Crk y 12Brk1 la presencia de carbonatos primarios (Figura 7i).

Otra característica observada en horizontes 4Bw2, 5Bw, 9Bg, 11Brk y 12Brk2 es la orientación de arcilla asociada a procesos vérticos, dando textura estriada de birrefringencia, *striated b-fabric* (Figura 7j).

En la Figura 8 se muestra, en resumen, el conjunto de rasgos detectados con el análisis micromorfológico.

### Marco cronológico

La técnica de desmineralización de la materia orgánica permitió extraer suficiente material y establecer un marco cronológico. La edad  $^{14}\text{C}$  (AMS) obtenida para el horizonte 9Bg del paleosuelo es  $7620 \pm 50$  años AP (Beta- 473502), que corresponde con una edad de  $8415 \pm 39$  cal AP (95.4 % de probabilidad, de acuerdo al programa BetaCal 3.21). Esta edad se considera que marca el fin de la pedogénesis del paleosuelo 8 y puede correlacionarse con el momento en que se activa la sedimentación y acumulación del material parental del paleosuelo 7.

## DISCUSIÓN

### Grado de desarrollo pedogenético de las unidades edáficas

La secuencia estudiada sobre la terraza baja del arroyo Tinajas se caracteriza por presentar 12 diferentes ciclos sedimentarios y pedogenéticos, que delimitan 11 niveles de paleosuelos y un suelo moderno.

A primera vista, los paleosuelos parecen estar bien desarrollados dado el contraste que se observa entre los diferentes horizontes B y los C, el cual es evidente por cambios de: (1) color, siendo los horizontes B más rojo-amarillentos y más oscuros lo cual fue comprobado con los resultados colorimétricos (Figura 2); (2) estructura, en donde los horizontes B muestran estructura en bloques subangulares con tendencia a ser prismática; (3) textura, siendo los horizontes C de grano más grueso que los horizontes B. Sin embargo, otros indicadores contradicen esta observación e indican un menor grado de desarrollo. El primer indicador se encuentra en los rasgos micromorfológicos. En las láminas delgadas aún se observa la presencia de relictos de estructuras

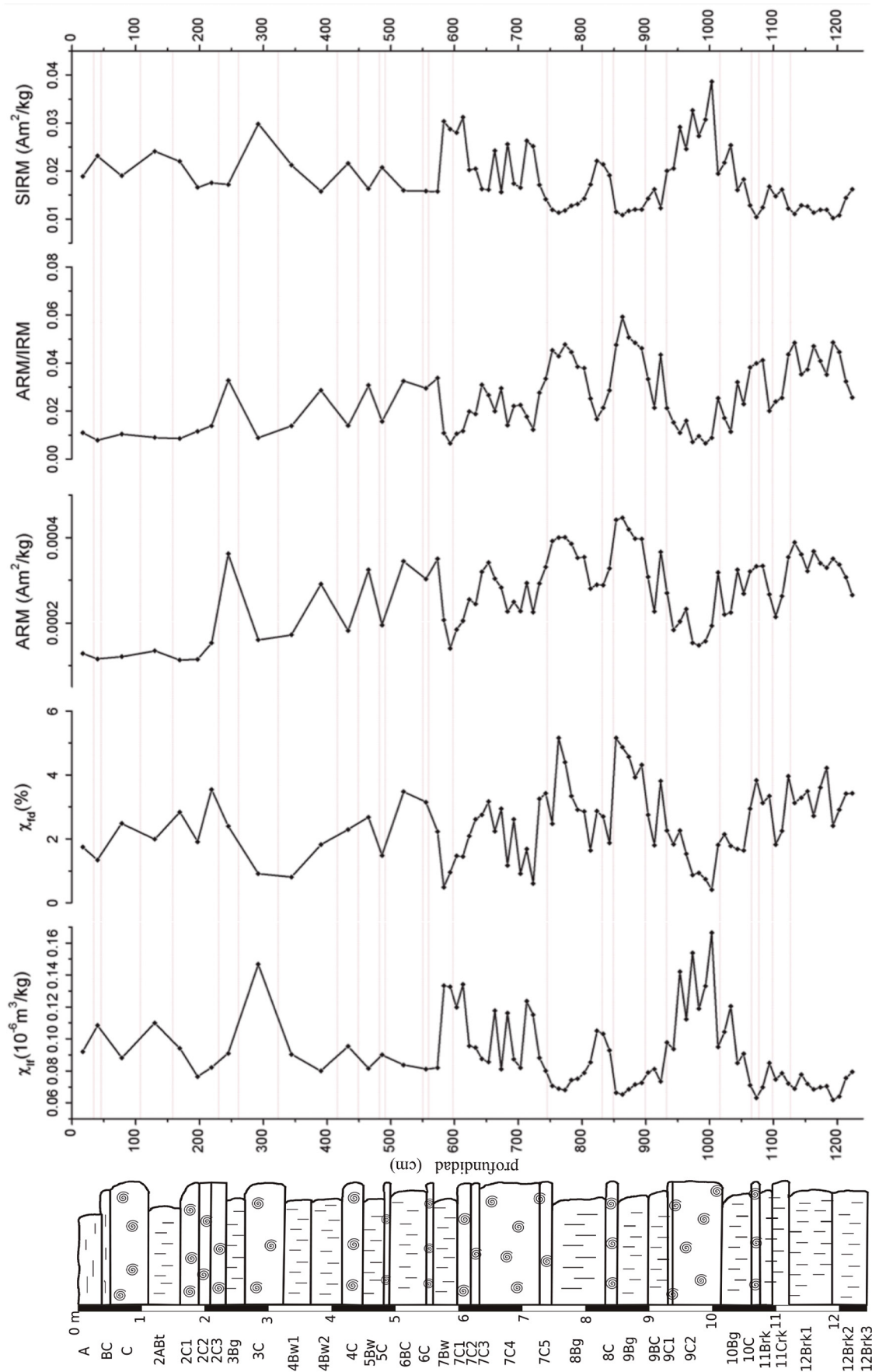


Figura 5. Propiedades de magnetismo de rocas de la secuencia TIII2Z.

sedimentarias (como laminación), de manera que la pedogénesis no ha sido capaz de borrar este rasgo primario. El segundo se refiere al comportamiento de las propiedades magnéticas. En las secuencias sedimentarias, por ejemplo de loess/paleosuelos, se tiene en los horizontes más desarrollados el denominado “*enhancement*”, es decir el aumento en la susceptibilidad magnética (p.ej., Maher y Thompson, 1991, 1995). Sin embargo, en la secuencia del arroyo Tinajas, se tiene un comportamiento opuesto: la susceptibilidad es mayor en los horizontes C (Figura 5). A pesar de lo anterior, los parámetros magnéticos relacionados con el tamaño de grano ( $\chi_{fd}$ , ARM y ARM/IRM) señalan que en estos horizontes C hay un predominio de partículas gruesas litogénicas (Figura 5). En contraste, los valores de dichas propiedades magnéticas, que indican un aumento en el contenido de partículas magnéticas de tamaños finos y ultrafinos, son mayores en los horizontes B. Típicamente, la formación de partículas finas y ultrafinas superparamagnéticas se asocia a procesos pedogenéticos (p.ej., Maher, 1986). Entonces, en el horizonte B, sí ocurre neoformación de minerales pedogénicos finos y ultrafinos, pero es tan pequeña que no produce un incremento (*enhancement*) de la señal total. Un aspecto que llama la atención en esta secuencia es que, en ciertos horizontes C (como

en 6C, 7C, 9C), se observa un aumento de las partículas magnéticas de grano fino, lo cual contradice de cierta forma lo anteriormente establecido. Sin embargo, se debe señalar la importante contribución de arcilla sedimentaria y no pedogénica en los paleosuelos. Esta hipótesis se basa en la asociación de minerales arcillosos detectada por DRX (Figura 6), la cual es similar en todos los horizontes, con un claro predominio de esmectita, que también se aprecia en las rocas afectadas por hidrotermalismo. Es así que, probablemente, parte las propiedades observadas en las unidades paleopedológicas estén relacionadas con la contribución de los materiales parentales.

Entonces, a pesar del débil grado de desarrollo de los paleosuelos de la secuencia TIIZ2 y de la herencia de materiales pre-alterados, ¿se pueden usar para establecer sus condiciones de formación? Kraus y Aslan (1999) señalan que el tipo de paleosuelo formado en una secuencia sedimentaria depende de varios aspectos, entre los que destaca: qué tan rápida y continua es la acumulación de sedimentos; si ésta es discontinua, qué tan prolongadas son las pausas de sedimentación; y cuál es el efecto de procesos erosivos que “destruyen” los suelos. Particularmente, durante las pausas de sedimentación se promueve la pedogénesis que queda impresa en la memoria del suelo (Targulian

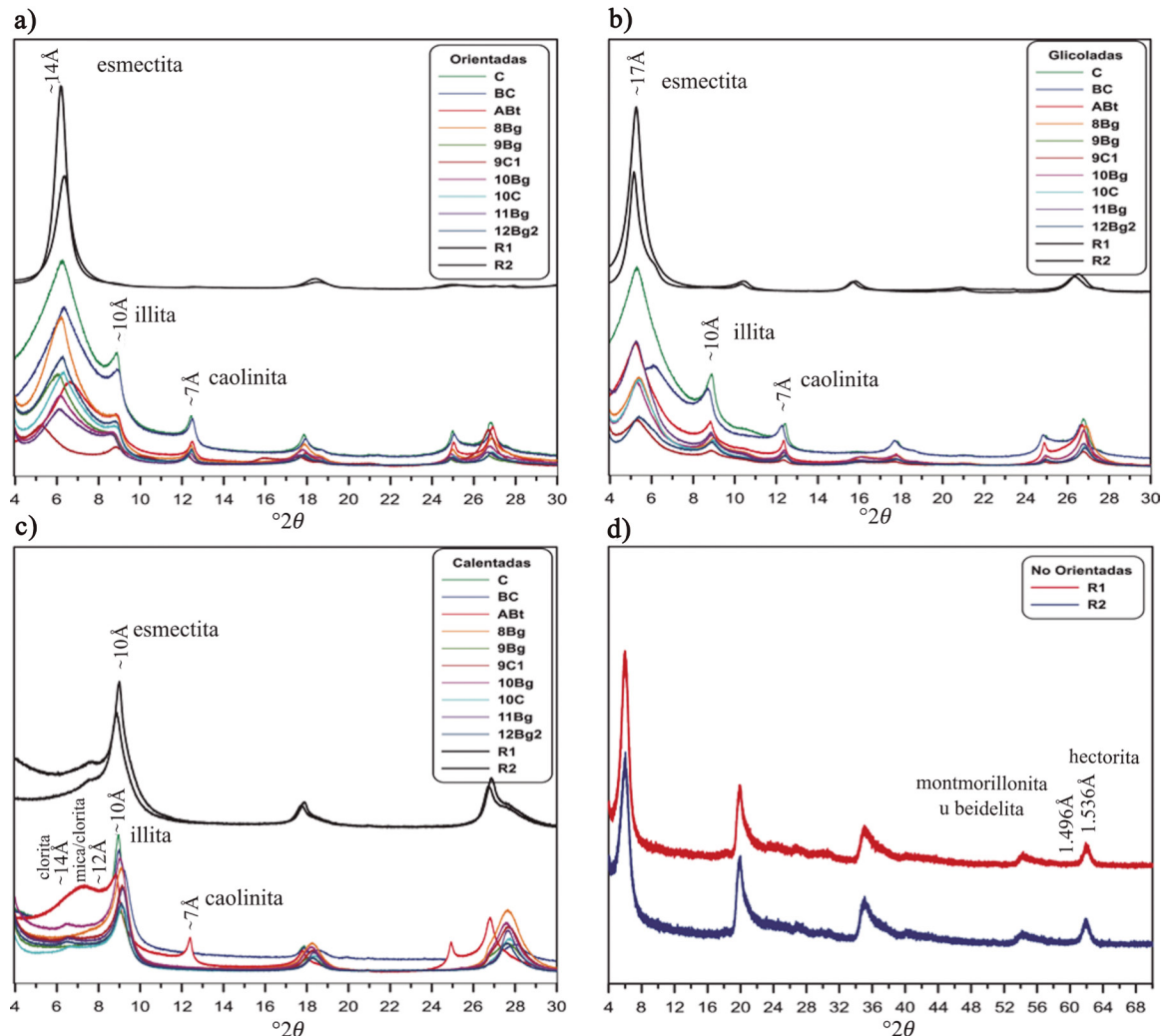


Figura 6. Difractogramas representativos de las arcillas separadas de los diferentes horizontes (BC, C, 2ABt, 8Bg, 9Bg, 9C1, 10Bg, 10C, 11Bg y 12Bg2) del perfil TIIZ2 en comparación con las arcillas de las rocas con alteración hidrotermal (R1 y R2): a) muestras orientadas; b) muestras glicoladas; c) muestras calentadas a 550°C; d) difractogramas de las arcillas de las rocas R1 y R2 en muestra no orientada. Los picos d (060) a 1.494 y 1.536 Å indican presencia de arcillas dioctaédricas (montmorillonita y/o beidelita) y trioctaédricas (hectorita), respectivamente.

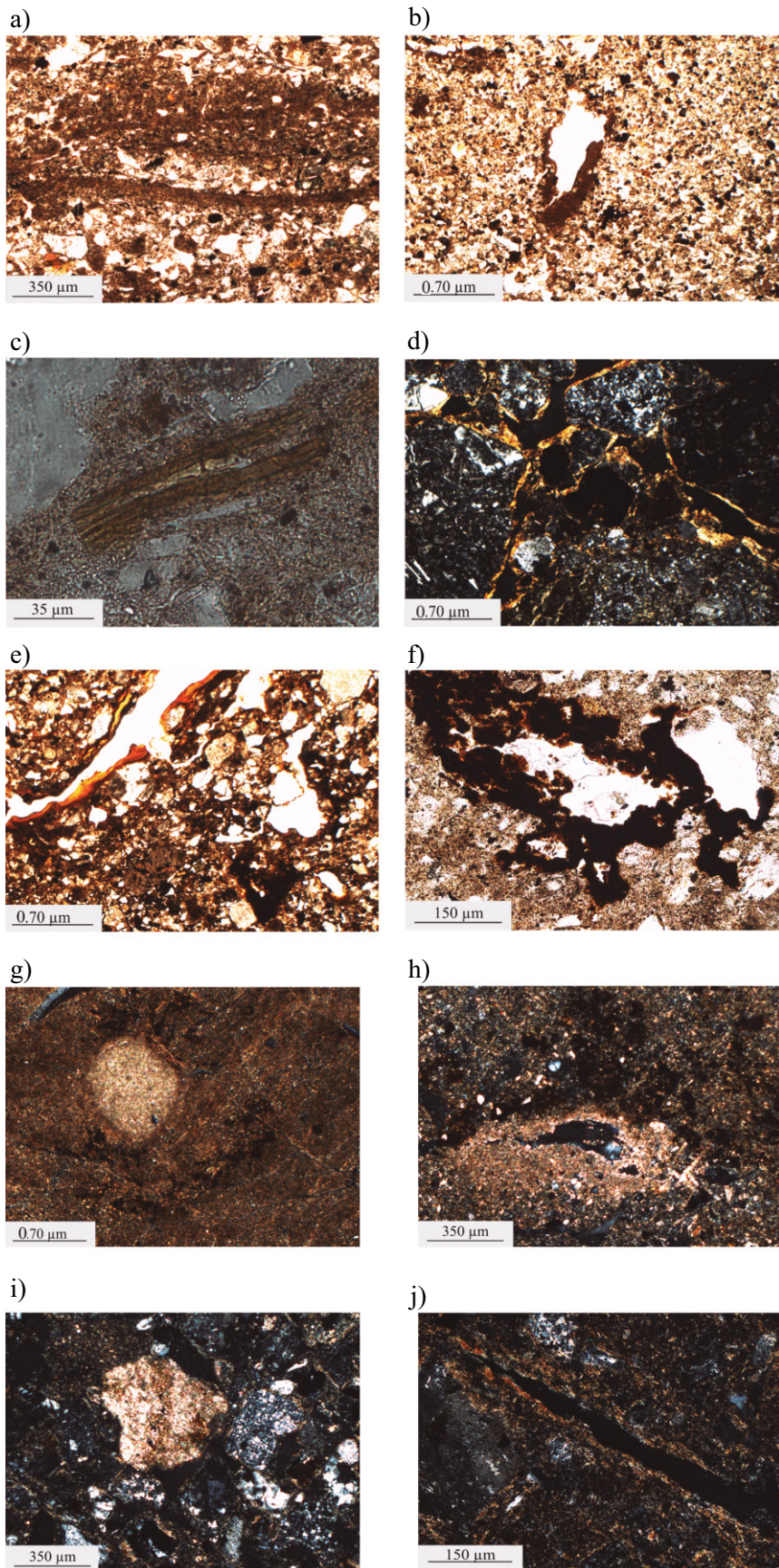


Figura 7. Rasgos micromorfológicos de horizontes selectos: a) laminación en el horizonte 9C, destacando la intercalación de sedimentos arenosos y limosos, luz natural (LN); b) revestimientos arcillosos impregnados con óxidos de Fe en el horizonte 5C, LN; c) biotita alterada en el horizonte 8Bg, LN; d) revestimientos arcillosos, gruesos y continuos en el horizonte 2AB, nículos cruzados (NX); e) revestimientos arcillosos finos y discontinuos, en 4Bw1, NX; f) nódulos complejos y revestimientos de Fe en el horizonte 12Brk2, LN; g) nódulo de carbonato micrítico en una matriz arcillosa *b-striated* en el horizonte 11Brk, NX; h) hiporevestimiento de carbonato micrítico en el horizonte 12Brk1, NX; i) fragmento de carbonato primario en el horizonte 12Brk2, NX; j) con textura extraída de birrefringencia, *striated b-fabric* en el horizonte 5Bw, NX.

y Goriachkin, 2004), es decir en las propiedades de los suelos. En la secuencia de estudio, se puede extraer esta información en un conjunto de propiedades, que dan las pautas para entender los mecanismos de formación:

**A. Iluviación de arcilla.** A pesar de las microlaminaciones aún observadas en los horizontes edáficos, se observa iluviación de arcilla en los horizontes 2ABt, 4Bw1 y 5Bw. Particularmente, en 2ABt estas películas arcillosas son más gruesas y continuas (Figura 7d). Este proceso requiere de fases de humedad que permitan, por un lado, el intemperismo de los minerales primarios para formar arcillas cristalinas y, por el otro, su movilización, lo cual ocurre en lapsos de estabilidad del paisaje (sin erosión ni sedimentación) de varios miles de años (Targulian y Krasilnikov, 2007). Sin embargo, en TII22 la contribución de minerales arcillosos primarios, procedentes de las rocas con alteración hidrotermal, favorece una pedogénesis más rápida, que puede llevarse a cabo en menor tiempo.

**B. Procesos reductomórficos.** Los rasgos pedogenéticos que se observan en la parte media y baja de la secuencia son reductomórficos y se intensifican en los niveles inferiores. Este proceso ha ocasionado la movilización del hierro y manganeso, generando moteados, los cuales son más evidentes en los paleosuelos 10 y 11 (Figura 7f). En particular, se ha observado que los procesos gléyicos tienden a destruir y movilizar los óxidos de hierro en el suelo, y al mismo tiempo promueven la neoformación de partículas magnéticas de tamaño fino y ultrafino. Este proceso podría explicar el comportamiento magnético de los horizontes reductomórficos de los paleosuelos 7 a 12, excepto la unidad 9, en donde se aprecia una disminución importante de la susceptibilidad magnética en los horizontes Bg y Br, con aumento en los parámetros de concentración de partículas finas (Figura 5). Cabe destacar que los procesos reductomórficos ocurren en periodos rápidos de centenas de años (Targulian y Krasilnikov, 2007).

**C. Procesos de desarrollo de rasgos vérticos.** Estos rasgos son evidentes, por medio de la fábrica estriada (cutanes de estrés), visible desde el horizonte 4Bw2 y hasta el 12Brk1 (Figura 8) que se asocia a los procesos de expansión-contracción de la esmectita, en climas estacionales.

**D. Procesos de formación de carbonatos.** Los carbonatos se limitan a la parte inferior del perfil (en los horizontes 11Brk y hasta el 12Brk2, localizados de 12 cm hasta 180 cm por debajo del nivel actual del arroyo). Es probable que su origen se asocie a procesos más recientes (diagenéticos), de tipo hidrogénico, ya que las aguas del arroyo Tinajas son bicarbonatadas cálcicas (Vega-Granillo *et al.*, 2011) que pueden favorecer la precipitación de carbonato de calcio en la zona vadoso-freática. Esta argumentación se apoya en el hecho de que el suelo moderno, en la superficie de la terraza, carece de carbonatos (Figuras 7g, 7h, 8) y que la presencia de los mismos en los paleosuelos coincide con el nivel freático actual. Además de estos carbonatos secundarios, en las láminas delgadas de los paleosuelos más profundos, aún se observan carbonatos litogénicos (Figura 7i), lo que implica que hay un ambiente de poca disolución. Sin embargo, otro aspecto a considerar es que también se presentan otras formas, más típicas para los carbonatos pedogenéticos que para carbonatos vadosos (Stoops, 2003). En consecuencia, el fenómeno de carbonatización en los paleosuelos más antiguos se explica por la confluencia de varios procesos: presencia de carbonatos litogénicos que implica un ambiente poco lixivante; presencia de carbonatos relacionados con las aguas del arroyo, ricas en carbonatos; procesos de formación de carbonatos pedogenéticos, durante la fase de formación del paleosuelo (rasgo relicto pedogenético, más que diagenético).

De acuerdo con lo anterior, observamos dos tendencias pedogenéticas contrastantes: por un lado, el proceso de gleyzación presente en los paleosuelos inferiores, y por el otro, la iluviación de arcillas localizada en los paleosuelos superiores de la secuencia. Estas ten-

dencias marcan un incremento en las condiciones del drenaje interno del suelo, posiblemente favorecido por la presencia de sedimentos de mayor tamaño de grano, arenosos y ricos en gravas con tamaños > 5 cm. Otro aspecto que se debe tomar en cuenta es la menor influencia que puede tener el ascenso del manto freático conforme aumenta la sedimentación y el nivel de la terraza se incrementa.

Como se observa, es claro que sí existe un desarrollo pedológico con variaciones que pueden ser interpretadas en términos de la dinámica ambiental. Es así que los mecanismos son suficientes para diferenciar los horizontes B y C. Se considera que la sedimentación juega un papel importante en el control del porcentaje de partículas de grano grueso y fino (que a su vez determinan las condiciones de drenaje) y el tipo de minerales arcillosos que son de origen hidrotermal.

### Ciclos de sedimentación y su relación con la estabilidad del paisaje

La secuencia edafo-sedimentaria estudiada presenta una gradación inversa comenzando con sedimentos finos y culminando con sedimentos gruesos, poco clasificados y angulosos (Figura 2). Si bien al inicio de la sedimentación, en la base de la secuencia, se pueden apreciar paquetes arenoso-limosos con estratificación cruzada y elementos de facies de acreción lateral, la secuencia varía considerablemente hacia facies de canal con imbricación de los granos, culminando con un depósito fluvio-coluvial. Esta variación corresponde con un aumento de energía, el cual parece estar relacionado con un desplazamiento del canal que se acerca al punto estudiado. Sin embargo, la sedimentación muestra, además, un cambio claro desde condiciones fluviales de cierta estabilidad, con estratificación cruzada y una arquitectura de facies ordenada, a flujos hiperconcentrados típicos de arroyadas masivas. Este cambio, más que testigo de alguna actividad tectónica en la región, puede ser indicador de un cambio de régimen sedimentario asociado a condiciones de periodos de lluvias más marcadas (torrenciales). Durante estas fases de fuertes lluvias, grandes cantidades de sedimentos son transportados por periodos breves, de manera que los clastos se observan como poco clasificados (Figura 2). Esta diferenciación es visible, de la base a la cima, a partir del paleosuelo 7, mostrando cambios importantes en la energía del relieve. De hecho, en el horizonte 8C se registra un incremento de la energía fluvial por la gradación inversa de los sedimentos. Sin embargo, el máximo cambio en la energía del relieve se observa con el incremento de la fracción grava (Figura 2) a partir del paleosuelo 5.

Cada ciclo de sedimentación es interrumpido por pedogénesis, cuya duración es variable. El incremento de la sedimentación también causa erosión ya que prácticamente todos los paleosuelos se encuentran decapitados. Algunas de estas fases de erosión han sido tan intensas, que los sedimentos incorporaron fragmentos de suelos preexistentes, cuya evidencia más clara se tiene en los restos de pápulas encontrados en los horizontes 4C, 7C4 y 9BC, así como en la presencia de partículas magnéticas ultrafinas detectadas (Figura 5).

Tanto las variaciones en la granulometría como en las características de los diferentes depósitos sedimentarios responden al cambio en el cauce del arroyo a lo largo del tiempo, dejando en la parte inferior sedimentos más finos (limo y arcilla), correspondientes a facies de llanura de inundación y de acreción lateral, en tanto que, en la parte superior, se acumulan los sedimentos más gruesos, de facies de canal.

Este tipo de cambio en la energía de sedimentación puede obedecer a variaciones en las condiciones climáticas y ambientales, o bien ser la consecuencia de la actividad de una falla relativamente cercana al depósito. Dado el corto intervalo de tiempo de sedimentación, que cubre aproximadamente 10,000 años, es difícil evocar un proceso tectónico a largo plazo como causa de la variación granulométrica de los

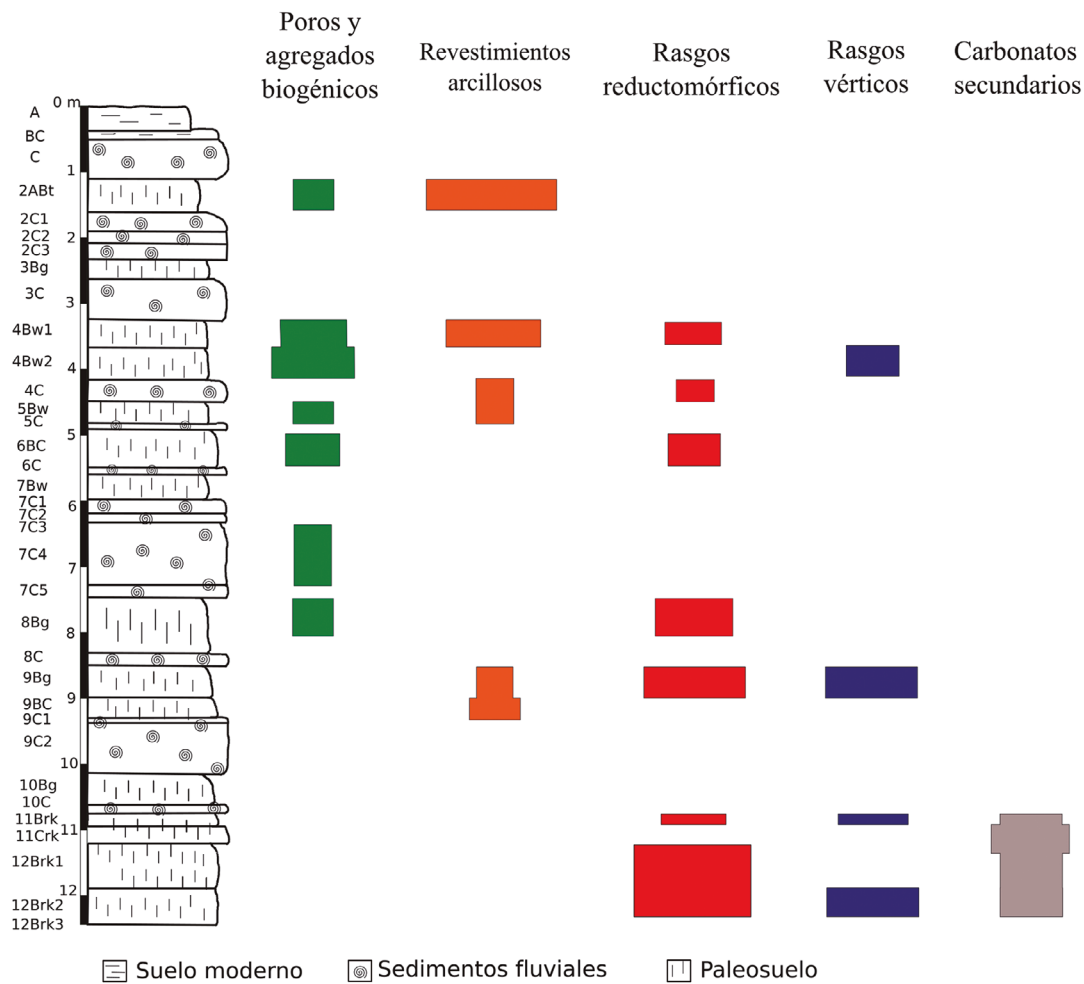


Figura 8. Resumen de rasgos micromorfológicos de la secuencia TIIZ2.

sedimentos, por ejemplo, un levantamiento dinámico de la topografía asociado a un flujo ascendente del manto. Por otro lado, en la región de Cananea, no se ha documentado algún registro geológico asociado a la actividad reciente o actual de una falla. Por lo anterior, se considera que los cambios ambientales son los responsables de la progradación del cauce. Estos cambios se hacen evidentes a partir del paleosuelo 7, hace aproximadamente 8500 años cal AP, que corresponde a la edad de la materia orgánica (edad mínima) encontrada en el horizonte 9Bg del paleosuelo 8. Precisamente esta edad permite establecer un marco cronológico preliminar para la secuencia, como formada en el Pleistoceno terminal – Holoceno.

Para afinar este marco cronológico, se puede tomar el grado de desarrollo de los paleosuelos. Como se ha mencionado en párrafos anteriores, los paleosuelos de cada ciclo pedogenético tienen un desarrollo débil. Las propiedades detectadas en ellos se forman en periodos cortos de 1000 años (Targulian y Krasilnikov, 2007). De esta forma, el máximo cambio en el nivel de energía detectado en el paleosuelo 5 se ubicaría alrededor de 4500 años cal AP, es decir en el Holoceno medio, al término del periodo Altitermal (Antevs, 1955). Si comparamos esta secuencia edafosedimentaria con la encontrada en el río Boquillas, en la porción occidental de Sonora, cerca del poblado de Trincheras, se puede establecer que el patrón de variación no es sólo un fenómeno local. En el río Boquillas se detectaron cambios importantes en la dinámica ambiental que corresponden al mismo periodo que en el

arroyo Tinajas (Copeland *et al.*, 2012; Schott, 2017; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019), en particular un paleosuelo denominado San Rafael (Cruz y Cruz *et al.*, 2014). El paleosuelo San Rafael documenta un lapso prolongado de estabilidad del paisaje (varios miles de años), el cual es roto por la ocurrencia de fases intensas de sedimentación, ocurridas precisamente alrededor de 4,500 años AP (Copeland *et al.*, 2012; Schott, 2017; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019). Ibarra-Arzave *et al.* (2018, 2019) reportan la presencia de un grueso paquete sedimentario que cubre a un paleosuelo de  $3778 \pm 147$  años cal AP, que correspondería con la mayor energía del paisaje también detectada en el arroyo Tinajas. Este comportamiento también coincide con lo encontrado en el suroeste americano, en donde se ha identificado un periodo de incisión fluvial hace 4500 cal AP, relacionado con mayor humedad. Este lapso es seguido por condiciones más secas, en el SW de América, entre 4100 y 2400 cal AP (Waters, 1989; Waters y Haynes, 2001; Holmgren *et al.*, 2003; Minckley y Brunelle, 2007).

En contraste, Minckley *et al.* (2011) mencionan que, en la porción noreste de Sonora, en la Ciénega de San Bernardino, se registran cambios en el clima y en los niveles de agua subterránea regionales, con un patrón de sedimentación contrario a lo detectado en Tinajas. En esta localidad, la base de la secuencia posee gravas con guijarros y arenas que cambian hacia la cima a sedimentos más finos y aguas más tranquilas, hace alrededor de 7,200 años cal AP, de tal manera que la actual Ciénega se forma hace 4100 años cal AP. Estas modificaciones son asociadas

a la intensificación de la variabilidad del fenómeno del Niño con un incremento en las lluvias de invierno (Minckley *et al.*, 2011).

## CONCLUSIONES

La secuencia edafo-sedimentaria estudiada en el arroyo Tinajas ha permitido identificar las principales tendencias pedogenéticas y tipos de sedimentación que pueden relacionarse con procesos de estabilidad/inestabilidad geomorfológica y ambiental.

A pesar del débil grado de desarrollo observado en los paleosuelos, se puede establecer que los paleosuelos más antiguos, son de grano más fino y poseen fuertes rasgos reductomórficos y rasgos vérticos. A diferencia, los paleosuelos jóvenes y el suelo moderno, se caracterizan por presentar mayor porosidad biogénica e iluviación de arcilla, cuya formación requiere lapsos de varios miles de años. Sin embargo, la mineralogía de la fracción arcilla sugiere que existe una contribución importante de la porción por parte de las rocas con alteración hidrotermal de la zona. De esta forma, el proceso de iluviación de arcilla ocurre en periodos más cortos toda vez que no es necesaria la producción de este material, ya que está originalmente contenida en el material parental.

Aún cuando sólo se tiene una datación del paleosuelo 8 (horizonte 9Bg, cuya edad es  $8,415 \pm 39$  años cal AP), ésta permite establecer que la secuencia se ha formado durante todo el Holoceno y, quizá, parte del Pleistoceno terminal.

Por su parte, el registro sedimentario marca dos fases contrastantes de acumulación de sedimentos. El primero ocurre en la base de la secuencia, con sedimentos de grano fino, laminados, asociados a facies de planicie de inundación. El segundo con un incremento en la energía del relieve que modifica el patrón de sedimentación, constituyendo paquetes gruesos, mal clasificados y angulosos, que se asocian con procesos fluvio-columviales.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue elaborada gracias al financiamiento del proyecto CONACYT 236623 de la Dra. Elizabeth Solleiro y al proyecto Fideicomiso Río Sonora. Se agradece la asistencia técnica de René Alcalá, Jaime Díaz Ortega, Daniel Ramos y Ofelia Beltrán-Paz por la realización de los análisis de laboratorio. Asimismo, agradecemos a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero del Instituto de Geofísica, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por su apoyo en las mediciones de propiedades de magnetismo de rocas. Finalmente, apreciamos enormemente el apoyo brindado por los laboratorios de Difracción de Rayos X y Biogeoquímica y Materia Orgánica del Suelo del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la UNAM.

## REFERENCIAS

- Anderson, T.H., Siver, L.T., 1977, U-Pb isotope age of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, 72, 827-836, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.5.827>
- Anderson, T.H., Rodríguez-Castañeda, J.L., Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico: Relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper, 393, 51-95, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.51>
- Anderson, S.R., Van Devender, T.R., 1995, Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico - pollen records from packrat middens: *Journal of Arid Environments*, 30, 295-306. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(05\)80004-7](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(05)80004-7)
- Antevs, E., 1955, Geologic-climatic dating in the west: *American Antiquity* 20, 317-335.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000, Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward: *Sedimentology*, 47, 2-48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>
- Bruno, L., Amorosi, A., Severi, P., Costagli, B., 2017, Late Quaternary aggradation rates and stratigraphic architecture of the southern Po Plain, Italy: *Basin Research*, 29, 234-248, <https://doi.org/10.1111/bre.12174>
- Brown, J.H., Valone, T.J., Curtin, C.G., 1997, Reorganization of an arid ecosystem in response to recent climate change: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94, 9729-9733, <https://doi.org/10.1073/pnas.94.18.9729>
- Copeland, A., Quade, J., Watson, J.T., McLaurin, B.T., Villalpando, E., 2012, Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico: *Journal of Archaeological Science*, 39, 2934-2944, <https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.04.034>
- Cruz y Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G., Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., Ortega-Guerrero, B., Solleiro-Rebolledo, E., 2014, Late Pleistocene-Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history: *European Journal of Soil Science*, 65, 455-469, DOI: 10.1111/ejss.12132
- Del Río-Salas, R., Ochoa-Landín, L., Ruiz, J., Eastoe, C., Meza-Figueroa, D., Zuñiga-Hernández, H., Mendivil-Quijada, H., Quintanar-Ruiz, F., 2013, Geology, stable isotope, and U-Pb geochronology of the Mariquita porphyry copper and Lucy Cu-Mo deposits, Cananea District, Mexico: A contribution to regional exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 140-154, <https://doi.org/10.1016/j.jexplo.2012.08.016>
- Del Río-Salas, R., Ochoa-Landín, L., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Salgado-Souto, S., Kirk, J., Ruiz, J., Mendivil-Quijada, H., 2017, New U-Pb and Re-Os geochronology of Laramide porphyry copper mineralization along the Cananea lineament, northeastern Sonora, Mexico: Contribution to the understanding of the Cananea copper district: *Ore Geology Reviews*, 81, 1125-1136. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.029>
- González-León, C., 2010, Evolución geológica y disposición del paisaje actual, *en* Molina-Freaner, F.E., Van Devender T.R. (eds), *Diversidad biológica de Sonora, México*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Comisión Nacional Para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, 19-49.
- Holmgren, C.A., Peñalba, M.C., Rylander, K.A., Betancourt, J.L., 2003, A 16,000 C-14 BP packrat midden series from the USA-Mexico Borderlands: *Quaternary Research*, 60, 319-329. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.08.001>
- Ibarra-Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Ayala, E., Cabadas, H., López-Martínez, R., 2018, Pedosedimentary records of Holocene paleoenvironments in a dryland alluvial fan system in Sonora, NW-Mexico: *Spanish Journal of Soil Science*, 8, 275-292, <https://doi.org/10.3232/SJSS.2018.V8.N2.09>
- Ibarra-Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Chávez-Vergara, B., Sedov, S., Ortega-Rosas, C., Sanchez, G., Gamez, T., Barceinas-Cruz, H., Ayala, E., 2019, Environmental setting of the early irrigation in Oasisamerica: Paleopedological evidences from the alluvial palaeosols in la Playa/Sonoran Desert: *Quaternary International* 516, 160-174, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.041>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística e Geografía), 2015, Anuario estadístico y geográfico de Sonora. México: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 610 pp.
- IUSS Working Group WRB, 2014, World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps: Roma, Food and Agriculture Organizations of the United Nations, World Soil Resources Reports, 106, 191 pp.
- Jerolmack, D.J., Paola, C., 2010, Shredding of environmental signals by sediment transport: *Geophysical Research Letters*, 37, L19401, <https://doi.org/10.1029/2010GL044638>
- Kemp, R.A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J., Arguello, G., 2006, Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the northern Pampa, Argentina: *Quaternary Research*, 66, 119-132, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.01.001>

- Kraus, M.J. and Aslan, A., 1999, Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach, *in*: Thiry, M., Simon-Coinçon, R., (eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*: Oxford University Press, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 27, 303-321.
- Labourdette, R., Jones, R.R., 2007, Characterization of fluvial architectural elements using a three-dimensional outcrop data set: Escanilla braided system, South-Central Pyrenees, Spain: *Geosphere*, 3, 422-434, doi:10.1130/GES00087.1
- McCarthy, P.J., Plint, A.G., 1998, Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy: *Geology*, 26, 387-390, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0387:ROISBI%3E2.3.CO;2
- McCarthy, P.J., Faccini, U.F., Plint, E.G., 1999, Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluvial and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: *Sedimentology* 46, 861-891, https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00257.x
- Maher, B.A., 1986, Characterization of soils by mineral magnetic measurements: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42, 76-92.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1991, Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols: *Geology* 19, 3-6, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0003:MMROT>2.3.CO;2
- Maher, B.A., Thompson, R., 1995, Paleoinfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols: *Quaternary Research*, 44, 383-391, https://doi.org/10.1006/qres.1995.1083
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, México: *Economic Geology*, 77, 919-949, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.919
- Minkley, T.A., Brunelle, A., 2007, Paleohydrology and growth of a desert cienega: *Journal of Arid Environments* 69, 420-431, https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2006.10.014
- Minkley, T.A., Brunelle, A., Blissett, S., 2011, Holocene sedimentary and environmental history of an in-channel wetland along the ecotone of the Sonoran and Chihuahuan Desert grasslands: *Quaternary International* 235, 40-47, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.06.031
- Moore, D., Reynolds, R.C. Jr., 1997, *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2nd ed., Oxford University, 378 pp.
- Mulchay, R.B., Velasco, J.R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: *Arizona Mining Engineering*, 6, 6, 628-632.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., Guiot, J., 2008, Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 151, 1-20. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.01.008
- Page, W.R., Gray, F., Iriondo, A., Miggins, D., Blodgett, R.B., Maldonado, F., Miller, R.J., 2010, Stratigraphy and Mesozoic-Cenozoic tectonic history of northern Sierra Los Ajos and adjacent areas, Sonora, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 557-571, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.11.008
- Reheis, M.C., Reynolds, R.L., Goldstein, H., Roberts, H.M., Yount, J.C., Axford, Y., Scott-Cummings, L., Shearin, N., 2005, Late Quaternary eolian and alluvial response to paleoclimate, Canyonlands, southeastern Utah: *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1051-1059. doi:10.1130/B25631.1
- Reimer, P.J., Baillie, G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, Ch.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., 2013, INTCAL13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP: *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Retallack, J.G., 1990, *Soils of the past. An introduction to paleopedology*: Reino Unido, Blackwell Science, 403 pp.
- Rumpel, C., Rabia, N., Derenne, S., Quenea, K., Eusterhues, K., Kögel-Knabner, I., Mariotti, A., 2006, Alteration of soil organic matter following treatment with hydrofluoric acid (HF): *Organic Geochemistry*, 37, 1437-1451. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.07.001
- Schott, A., 2017, Site formation processes and depositional environment of a fine-grained alluvial floodplain at La Playa archaeology site, Sonora, Mexico: *Geoarchaeology*, 32, 283-301. https://doi.org/10.1002/gea.21596
- Schumann, R.R., Pigati, J.S., McGeehin, J.P., 2016, Fluvial system response to late Pleistocene-Holocene sea-level change on Santa Rosa Island, Channel Islands National Park, California: *Geomorphology*, 268, 322-340, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.033
- Srivastava, P., Sinha, R., Deep, V., Singh, V., Upreti, N., 2018, Micromorphology and Sequence stratigraphy of the interfluvial paleosols from the Ganga Plains: a record of alluvial cyclicity and paleoclimate during the Late Quaternary: *Journal of Sedimentary Research*, 88, 105-128, doi:10.2110/jsr.2018.10
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, México: 1:1,000,000: U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map, Map MF-2238, with text included.
- Stoops, G., 2003, *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*: Madison WI, USA, Soil Science Society of America Inc., 184 pp.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Matsushima, H., Hong, W., 2013, Sediment accumulation patterns in a tectonically subsiding incised valley: insight from the Echigo Plain, central Japan: *Marine Geology*, 336, 33-43, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.11.006
- Targulian, V.O., Goryachkin, S.V., 2004, Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(1), 1-8.
- Targulian, V.O., Krasilnikov, P.V., 2007, Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance: *Catena*, 71, 373-381. https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.007
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 53-63. doi:10.1130/GSAB-47-53
- Van Devender, T.R., 1990, Late Quaternary vegetation and climate of the Sonoran desert, United States and Mexico, *en* Betancourt, J.L., Van Devender, T.R., Martin, P.S. (eds.), *Packrat Middens - the Last 40,000 Years of Biotic Change*: Tucson, University of Arizona Press, 469 pp.
- Vega-Granillo, E.L., Cirett-Galán, S., De la Parra-Velasco, M.L., Zavala-Juárez, M., 2011, Hidrogeología de Sonora, México, *en* Thierry Calmus, (ed.), *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, Boletín 118, 267-298.
- Velasco, J.R., 1966, Geology of the Cananea District, 1966, *en* Titley, S.R., Hicks, C.L., (eds.), *Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, Arizona, University of Arizona Press, 245-249.
- Von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ludwig, B., Matzner, E., Flessa, H., Ekschmitt, K., Guggenberger, G., Marschner, B., Kalbitz, K., 2008, Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model: *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 111-124, https://doi.org/10.1002/jpln.200700047
- Waters, M.R., 1989, Late Quaternary lacustrine history and paleoclimatic significance of pluvial lake Cochise, southeastern Arizona: *Quaternary Research* 32, 1-11, https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90027-6
- Waters, M.R., Haynes, C.V., 2001, Late Quaternary arroyo formation and climate change in the American Southwest: *Geology*, 29, 399-402, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0399:LQAFAC>2.0.CO;2
- Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: Tucson, Az., University of Arizona, tesis doctoral, 181 pp.
- Wojdyr, M., 2010, Fityk: a general-purpose peak fitting program: *Journal of Applied Crystallography*, 43, 1126-1128. https://doi.org/10.1107/S0021889810030499
- Wright, V.P., Marriott, S.B., 1993, The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage: *Sedimentary Geology*, 86, 203-210. https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90022-W
- Zuffetti, C., Trombino, L., Zembo, I., Bersezio, R., 2018, Soil evolution and origin of landscape in a late Quaternary tectonically mobile setting: The Po Plain-Northern Apennines border in Lombardy (Italy): *Catena*, 171, 376-397, https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.026

Manuscrito recibido: marzo 28, 2019

Manuscrito corregido recibido: agosto 12, 2019

Manuscrito aceptado: agosto 14, 2019