



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**DINÁMICA AMBIENTAL Y SEDIMENTARIA EN
LA PLAYA, SONORA, DURANTE EL HOLOCENO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
AXEL CERÓN GONZÁLEZ**

**TUTORA:
DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO
CIUDAD DE MÉXICO, 2019**





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno

Cerón

González

Axel

5582103726

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

109000639

2. Datos del tutor

Dra.

Elizabeth

Solleiro

Rebolledo

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Sergey

Sedov

4. Datos del sinodal 2

Dra.

Beatriz Marcela

Millán

Malo

5. Datos del sinodal 3

Dr. Héctor Víctor

Cabadas

Báez

6. Datos del sinodal 4

Dra.

Teresa

Pi

Puig

7. Datos del trabajo escrito

Dinámica ambiental y sedimentaria en la Playa, Sonora, durante el Holoceno

71 pp

2019

Si lo deseas, se vuelve un logro; si lo crees, puede suceder.

Mágicamente pasa poco: aprende a querer tus logros.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial a la Facultad de Ciencias y a su Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación – Juriquilla, al Centro de Geociencias, al Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada y al Instituto de Geología, principales responsables de mi instrucción en Ciencias de la Tierra. A la Benemérita Universidad Autónoma de Zacatecas “Francisco García Salinas” y a la Universidad Autónoma de Sinaloa.

A mis invaluable asesoras: Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo y Dra. Georgina Ibarra Arzave. A los grandes baluartes de este trabajo: Dr. Sergey Sedov, Dr. Héctor V. Cabadas Báez y Dra. Teresa Pi Puig. Con gran cariño, a la Dra. Beatriz M. Millán Malo, quien durante mi formación académica siempre estuvo dispuesta a guiarme y es la causante de mi interés por la cristalografía.

A las culpables de mi inclinación hacia la Ciencia del Suelo: Dra. Norma E. García Calderón y Mtra. Elizabeth Fuentes Romero, ejemplares geocientíficas, que han figurado como apoyo académico y con quienes inicié mi formación edafológica. Al Dr. Gilberto Hernández Silva y Dra. Ma. del Carmen Gutiérrez Castorena, por sus invaluable enseñanzas.

A la Dra. Teresa de Jesús Reyna Trujillo, quien encaminó este trabajo hacia una deseable pulcritud lingüística y editorial. Al Mtro. Jaime Díaz Ortega y Mtra. Yazmín Rivera Uria, quienes ayudaron desde el inicio a la pronta y correcta ejecución de este trabajo.

Al Dr. Enrique A. Cantoral Uriza, a la Fís. Magnolia Ávalos Vázquez y a Bertha Ordaz Torres, por su apoyo académico y administrativo.

A mi familia presente: Belem, Édgar y Ariel; Magdalena y Raúl; Estela y Gabriel. Y a los núcleos que me han apoyado indudablemente: Carmen y Juan; Luzelia y Rogelio; Aleida y Miguel.

A mis amigos: Juan, Andrea y Alejandra. A Abigail, con quien me he convertido en un guerrero del karma y estoy seguro que, cuando nuestras almas transmigren, seguiremos juntos, unidos en la misma evolución astral: sólo seremos luz, sueños y música.

Este trabajo colectivo es fruto de su apoyo ¡Muchas gracias!

Contenido

1. Introducción	3
1.1. Hipótesis	5
1.2. Objetivo general	5
1.3. Objetivos particulares	6
2. Antecedentes	7
3. Área en estudio	9
3.1. Geología y geomorfología	9
3.2. Suelos	14
3.3. Abanico aluvial de La Playa.....	16
3.4. Vegetación	16
3.5. Clima	16
4. Materiales y métodos.....	18
4.1. Micromorfología	18
4.2. Análisis de porosidad	19
4.1. Mineralogía por Difracción de Rayos X.....	19
4.2. Análisis elemental por Fluorescencia de Rayos X.....	20
4.3. Índices de intemperismo	20
4.3.1. Índice de intemperismo de Parker (<i>Weathering Index of Parker, WIP</i>).....	21
4.3.2. Índice residual de Vogt (<i>Vogt's Residual Index, V</i>)	21
4.3.3. Índice químico de alteración (<i>Chemical Index of Alteration, CIA</i>).....	21
4.3.4. Índice químico de intemperismo (<i>Chemical Index of Weathering, CIW</i>).....	22
4.3.5. Índice de alteración de plagioclasa (<i>Plagioclase Index of Alteration, PIA</i>)	22
5. Resultados.....	23
5.1. Designación de horizontes y estratos.....	23
5.2. Micromorfología y micromorfometría	24

5.2.1. Paleosuelo Boquillas	24
5.2.2. Secuencia sedimentaria	29
5.2.3. Paleosuelo San Rafael	39
5.1. Mineralogía de los horizontes y sedimentos	41
5.1.1. Mineralogía de la muestra total	41
5.1.2. Mineralogía de la fracción arcilla.....	44
5.2. Composición química total.....	48
5.3. Índices de intemperismo	49
6. Discusión.....	51
6.1. Materiales parentales: procedencia	51
6.1.1. Paleosuelo San Rafael (PSR)	51
6.1.2. Secuencia sedimentaria	52
6.1.3. Paleosuelo Boquillas.....	54
6.2. Procesos edafogénicos detectados en el perfil Maravillas.....	55
6.2.1. Paleosuelo San Rafael.....	55
6.2.2. Secuencia sedimentaria	56
6.2.3. Paleosuelo Boquillas.....	57
6.1. Facies sedimentarias	58
7. Conclusiones.....	60
8. Referencias.....	62

1. Introducción

El suelo es un elemento natural, con constituyentes, propiedades y génesis, que son resultado de la acción de una serie de factores activos -clima y biota- que actúan sobre los factores pasivos -material parental y relieve-, en un determinado tiempo (Gardi *et al.*, 2015) (**Figura 1**). Los constituyentes del suelo forman un cuerpo ordenado (pedón) de estructura definida y con propiedades físicas y químicas distintivas. Aunque estas propiedades resultan de los constituyentes individuales, son específicas para su organización de manera integral (edafosistema), formando un sistema dinámico trifásico, en el que intervienen las fases sólida, líquida y gaseosa, las cuales se interrelacionan dando lugar a diferentes niveles de organización espaciales y temporales. Las propiedades de los diferentes suelos determinan las respuestas al ambiente y al uso del suelo (Blum *et al.*, 2018).

Los paisajes actuales constituyen la herencia de procesos climáticos, geomorfológicos y edafológicos, que la naturaleza ha moldeado durante miles o millones de años. Sobre esos escenarios, el hombre desarrolló diversas actividades agrícolas, pecuarias, recreativas y culturales. Esto permite la consolidación cronológica del paisaje, la génesis y la evolución del suelo (Gardi *et al.*, 2015). En este tenor y, para ciertos tipos de suelo, las actividades antrópicas sugieren el *sexto factor formador del suelo* (Dudal *et al.*, 2002; Dudal, 2004) (**Figura 2**).

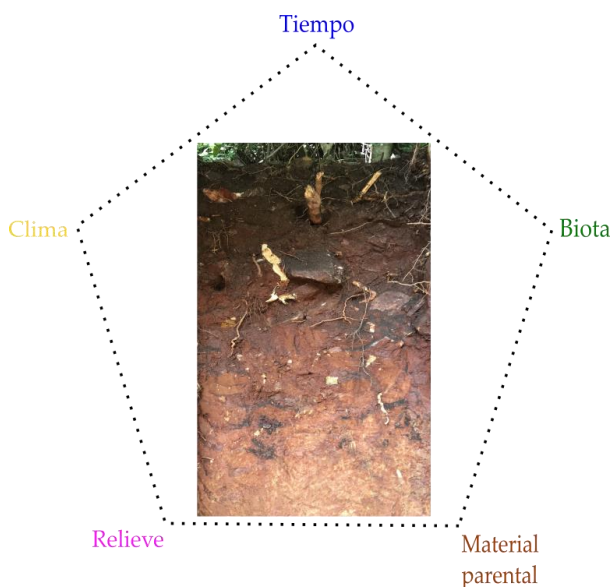


Figura 1. Los cinco factores formadores del suelo.

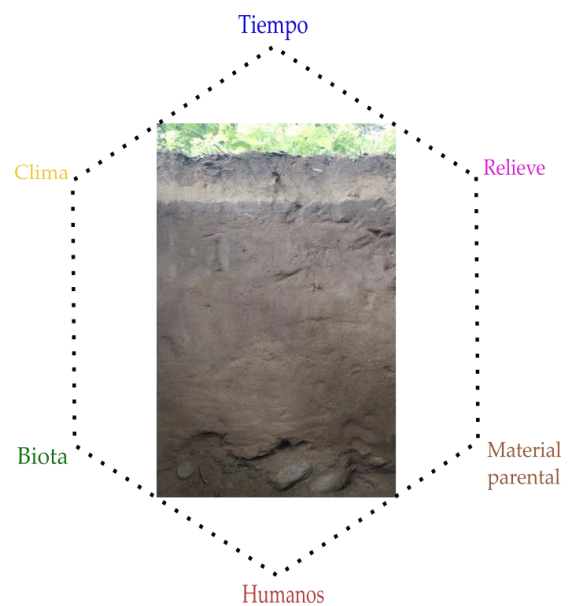


Figura 2. Los seis factores formadores del suelo.

En analogía con los suelos modernos, los paleosuelos son útiles para inferir las condiciones ambientales del pasado, ya que su evolución está relacionada con la acción sinérgica de los cinco factores formadores del suelo (Dokuchaev, 1883; Jenny, 1941): clima, biota, material parental, relieve y tiempo. La interacción de los factores formadores del suelo da lugar a procesos de formación, que se manifiestan a través de las propiedades del suelo, constituyendo, así, los distintos caminos edafogénéticos, según la fórmula trinomial *neodokuchaviana* [1] (Guerasimov, 1964).

Factores de formación → Procesos de formación → Tipos de suelo [1]

Durante la vida del planeta, tanto el clima como el suelo han cambiado en espacio y tiempo, y de ello dan testimonio los paleosuelos (Reyna-Trujillo, 2007), a través de sus propiedades. En este sentido, el suelo, como todo cuerpo natural, con el tiempo sufre cambios constantes en relación con la dinámica de los factores y procesos formadores (Hernández-Jiménez *et al.*, 2006).

Los suelos y las geoformas comparten elementos de formación y evolucionan de manera paralela. El balance entre la edafogénesis y la morfogénesis es un indicador del grado de estabilidad ambiental y la interpretación de las secuencias edafosedimentarias permite inferir los cambios en la configuración del paisaje y reconstruir las condiciones ambientales inherentes (Ayala-Rangel, 2018).

Además, bajo la perspectiva braudeliana (Braudel, 1949), el objeto de estudio de los problemas geohistóricos muestra que todos los rasgos geográficos -paisaje- tienen su historia o, mejor dicho, que son parte de la historia de los acontecimientos (Burke, 1999). Las relaciones entre los hombres son afectadas invariablemente por su geografía; asimismo, la geografía es afectada invariablemente por las relaciones que se entablan entre los hombres (Ewald, 1986; Canto-Mayén, 2012).

Los estudios paleoambientales del Cuaternario en el noroeste de México han sido escasos. Sin embargo, el periodo transicional pleistocénico-holocénico resulta de especial interés en la zona, ya que registra un periodo de mayor humedad durante el Pleistoceno tardío y una marcada evolución hacia la aridización que comienza en el Holoceno. Además, corresponde, cronológicamente, con las evidencias del poblamiento temprano (Ritter, 1991; Sánchez y Carpenter, 2003; Carpenter *et al.*, 2003, 2005 y 2009; Villalpando y Carpenter, 2004 y 2005; Villalpando *et al.*, 2007; Terrazas-Mata y Benavente, 2006;

Terrazas-Mata, 2007; Sánchez *et al.*, 2009; Holliday *et al.*, 2009; Cruz-y-Cruz, 2011 y 2016; Cruz-y-Cruz *et al.*, 2014, 2015 y 2016, Ibarra *et al.*, 2018 y 2019).

Como parte de la reconstrucción geohistórica del paisaje en el estado de Sonora, se ha reconocido la presencia de una secuencia edafosedimentaria denominada “Maravillas” (Ibarra *et al.*, 2018 y 2019) la cual ha permitido establecer las condiciones de formación de los paleosuelos y suelos. La zona en estudio se ubica en el abanico aluvial de La Playa (Ayala-Rangel, 2018), en donde se han reconocido dos unidades edafoestratigráficas: el Paleosuelo San Rafael (PSR) y el Paleosuelo Boquillas (PB) estudiados con detalle por Cruz-y-Cruz (2011 y 2016); Cruz-y-Cruz *et al.* (2014 y 2018); (Ibarra *et al.*, 2018 y 2019).

Dichos trabajos en la zona se han centrado en la interpretación de perfiles de paleosuelos con diferentes grados de desarrollo, separados por sedimentos que evidencian los periodos de estabilidad e inestabilidad ambiental (Ibarra *et al.*, 2018 y 2019). Empero, aún no se ha estudiado la procedencia de los sedimentos y materiales parentales de los suelos, lo cual permitiría conocer con mayor detalle los cambios en la dinámica sedimentaria. Por lo anterior, se plantean los siguientes hipótesis y objetivos, para el desarrollo de este trabajo.

1.1. Hipótesis

La memoria edáfica provee información sobre las condiciones ambientales, a través de los rasgos edafogenéticos. La formación de suelo se lleva a cabo en estadios de estabilidad ambiental, sujetos a los cinco factores formadores de suelo. Así, el estudio de horizontes edáficos y estratos sedimentarios -asociados a los procesos de edafogénesis y morfogénesis- permitirá comprender las variaciones ambientales en La Playa, Sonora.

1.2. Objetivo general

Establecer las condiciones paleoambientales e identificar los procesos edafogenéticos y sedimentarios desde el Pleistoceno tardío y la posible proveniencia y transformación de los materiales parentales del perfil “Maravillas” en el abanico aluvial de La Playa. Con ello, identificar los tipos de suelo y su historia ambiental.

1.3. Objetivos particulares

1. Caracterizar de manera micromorfológica una secuencia de paleosuelos y sedimentos.
2. Realizar un análisis mineralógico y de intemperismo de la fracción fina -arcilla- y gruesa -limo y arena-.
3. Con la conjunción de los resultados de trabajos anteriores, actualizar la clasificación de paleosuelos, para regionalizar correctamente los procesos edafogenéticos en el abanico aluvial, según la WRB (2015).
4. Definir las facies sedimentarias asociadas a los procesos aluviales-coluviales, para identificar la cronología sedimentaria en el sitio.

2. Antecedentes

Durante el Pleistoceno aparecen los humanos modernos y es durante la transición Pleistoceno-Holoceno que se expanden hacia el continente americano, según la teoría del *poblamiento tardío* (Dixon, 2001; Waters y Thomas, 2007). El inicio del Holoceno comienza a partir del final del *Younger Dryas* y supone una transición hacia climas más cálidos especialmente en el hemisferio norte (Fiedel, 2011; Hall *et al.*, 2012; Harris-Parks, 2016; Ardelean *et al.*, 2018; Renssen *et al.*, 2018). Sin embargo, la evolución a ambientes más cálidos y húmedos no fue heterogénea a nivel mundial. Vázquez-Selem y Heine (2004) proponen que, de manera local, el *Máximo Glacial Mexicano* no ocurrió de forma paralela con el conocido Último Máximo Glacial, sino tiempo después de su clímax.

En el norte de México, los resultados de estudios polínicos y de diatomeas han propuesto la instalación de suculentas y especies desérticas después del *Younger Dryas* (Metcalf *et al.*, 2000). Con el aumento de las temperaturas y la disminución de la precipitación por el desplazamiento de la Franja Intertropical de Convergencia, en el noroeste del país descendieron los niveles lacustres y comenzaron las condiciones de aridez (Cruz-y-Cruz, 2011). El abanico aluvial de La Playa representa intervalos de procesos geomórficos activos (estratos sedimentarios) y lapsos de estabilidad ambiental (paleosuelos) durante el Cuaternario.

El paleosuelo San Rafael (PSR) se desarrolla durante un lapso de mayor estabilidad geomórfica, que abarca la transición Pleistoceno-Holoceno y el Holoceno temprano y medio, así como el final del periodo Altitermal (*Holocene Climate Optimum*). Cruz-y-Cruz *et al.* (2014) propone dos fases edafogenéticas para el PSR: la primera, representada por un *Gleysol*; y, la segunda, por un *Chromic Cambisol*. Por ello, el PSR se considera un edafocomplejo, que evoluciona de un estadio hidromórfico a uno bien drenado. Las inferencias paleoambientales del PSR son consistentes con las reconstrucciones paleoclimáticas para el Cuaternario tardío y sugiere un clima más húmedo en el noroeste de México, comparado al actual. La fase terminal del PSR se da en el Holoceno medio (Cruz-y-Cruz *et al.*, 20015).

La edad mínima para el PSR se indica en el intervalo 4,800 – 4,200 A.C. (Ibarra *et al.*, 2018). El subsecuente periodo está dominado por marcados procesos geomórficos activos: erosión y sedimentación, sin pedogénesis. Asimismo, la fuerte erosión destruyó los horizontes orgánicos del PSR. La secuencia sedimentaria incluye distintas facies

interpretadas como barras de arena de acreción lateral, depósitos de planicies aluviales, barras de arena centrales y canales (Ibarra *et al.*, 2018 y 2019).

Suprayaciendo a la secuencia sedimentaria, se encuentra el paleosuelo policíclico cumúlico Boquillas (PB) (Cruz-y-Cruz, 2011), que sugiere condiciones áridas durante su formación (4,000 – 1,500 A.C.) (Ibarra *et al.*, 2018). Se propone que las condiciones ambientales al final del Altitermal fueron más húmedas, con mayor precipitación, lo que incrementó los procesos geomórficos asociados al abanico aluvial. Durante este periodo se tienen evidencias del cultivo primitivo del maíz en La Playa (4,200 A.C., aproximadamente) (Sánchez, 2016). Por este motivo, el subsecuente desarrollo del PB se asocia a un manejo agrícola del suelo, por lo que podría ser considerado como un *Anthrosol*. Por su parte, Cruz-y-Cruz *et al.* (2014) lo asocia a un *Fluvisol*.

Entre la fase final del PSR y el PB se tiene un intervalo de, aproximadamente, 380 años, periodo en el cual se conforma la unidad sedimentaria por la acumulación de aluviones. La cuenca de alimentación del abanico aluvial se encuentra inmersa en un paisaje de lomeríos y montañas en el noreste y planicies al suroeste. Predominan las laderas fuertemente inclinadas, entre los 10° y 30° en la zona de lomeríos y montañas, mientras que en las planicies la inclinación es menor a 3°. El cauce principal fluye en dirección noreste-suroeste, y recorre una distancia de 73 km hasta el ápice del abanico aluvial, con un desnivel de 749 m y una pendiente suave de 0.6°, lo que produce sobre el caudal bajos niveles de energía y erosión (Ayala-Rangel, 2018).

3. Área en estudio

3.1. Geología y geomorfología

La provincia fisiográfica de la Llanura Sonorense (Shreve y Wiggins, 1964; INEGI, 2001) inicia en el extremo noreste de la Península de Baja California, continúa hacia el oriente, siguiendo la frontera entre México y los Estados Unidos. Al este, el límite no es claro, pero se toma como referencia el meridiano 109°W. Algo similar ocurre al sur; en este caso el paralelo 28°N funciona como una frontera aproximada. Por último, el Golfo de California representa la demarcación oeste (Zamorano-Orozco *et al.*, 2016).

El término Llanura Sonorense, como unidad fisiográfica, se debe de considerar bajo dos ópticas: la que proponen Shreve y Wiggins (1964) y la del INEGI (2001). No obstante que ambas cubren gran parte de la misma unidad fisiográfica -aunque no exactamente la misma superficie y extensión- ambos autores la denominan de diferente forma. Shreve y Wiggins la incluyen como parte del Desierto Sonorense, mientras que el INEGI como Llanura Sonorense. Asimismo, INEGI subdivide a la provincia en tres: Desierto de Altar, Sierra del Pinacate y Sierras y Llanuras Sonorenses (**Figura 3**).

La Llanura Sonorense se caracteriza por la alternancia de sierras y llanuras. Las sierras se formaron por procesos tectónicos y tienen una orientación noroeste-sureste. Las llanuras son más amplias hacia el oeste, lugar donde se acumularon grandes cantidades de material eólico y aluvial. Desde el sur de Caborca, hasta el noroeste del Estado afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias del Precámbrico. El Paleozoico, por lo general, está representado por calizas, ortocuarcitas y dolomias metamorfizadas. El Mesozoico por calizas y rocas detríticas de ambientes marino y continental, además de volcánicas (con predominio de composición andesítica) e ígnea intrusivas (granitos y granodioritas). Del Cenozoico se encuentran rocas volcánicas, entre las que predominan las de composición ácida. Los afloramientos de conglomerados del Terciario tienen también una amplia distribución; sin embargo, la mayor parte de esta provincia se encuentra cubierta por depósitos sin consolidar del Cuaternario, localizados en las llanuras (Solís-Portillo y Venegas, 2011).

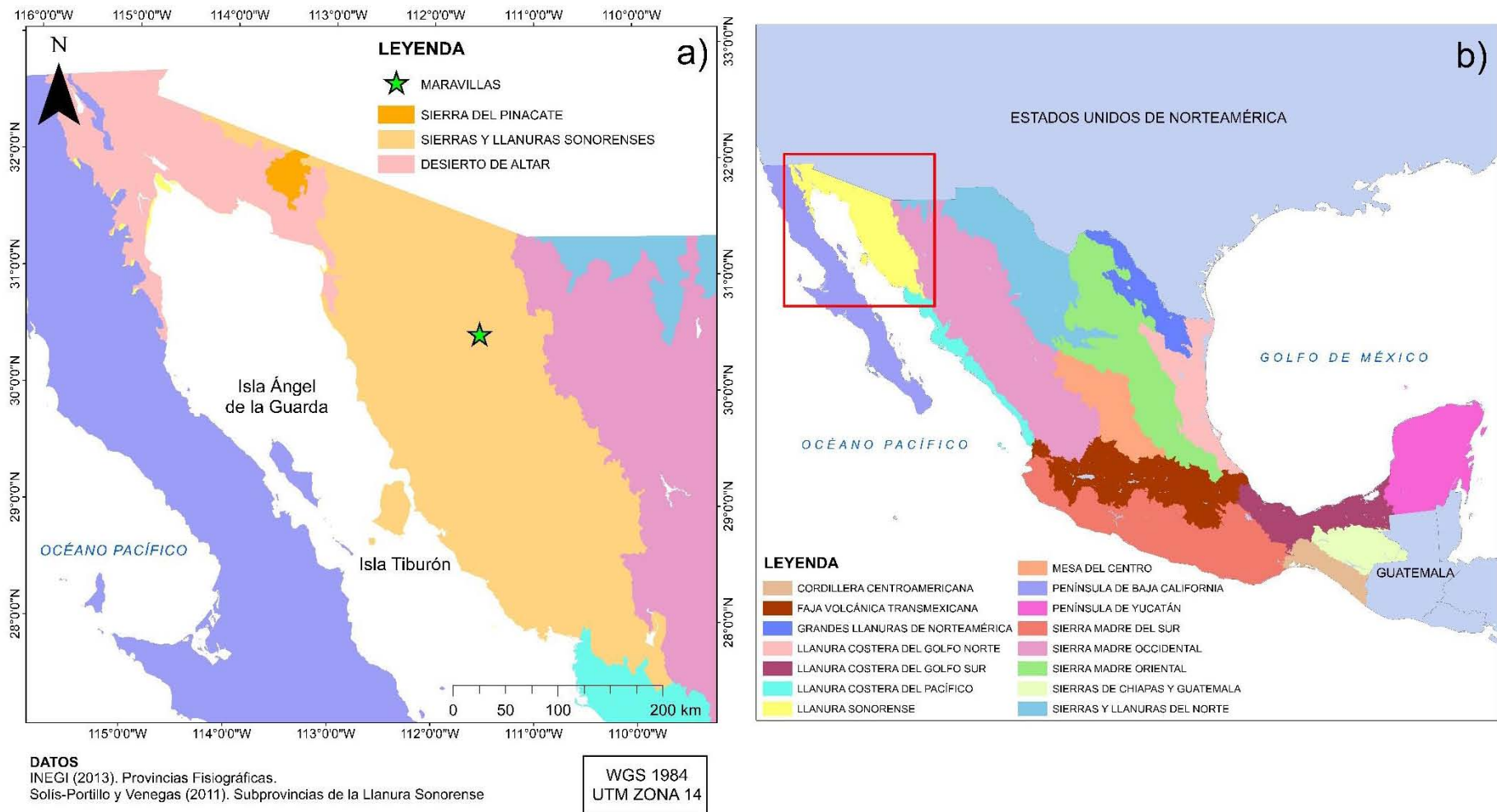


Figura 3. Subprovincias de la Llanura Sonorense y provincias fisiográficas de la República Mexicana. Obtenido de INEGI (2013) y modificado de Solís-Portillo y Venegas (2011).

La complejidad geológica de la Llanura Sonorense se refleja en la disposición y morfología del relieve; en este sentido, destacan conjuntos montañosos de corta longitud, de empinadas laderas y rampas detríticas en su base. En general, las sierras se disponen en alternancia con valles aluviales. Los ríos Asunción, Sonora, Yaqui y Mayo son los principales colectores fluviales de la región (Zamorano-Orozco *et al.*, 2016).

Los procesos eólicos (erosivos y acumulativos) tienen gran significado en la dinámica exógena de esta porción. Su origen está vinculado al cambio de condiciones húmedas por áridas (Pleistoceno Tardío) a partir de movimientos tectónicos que elevaron las actuales planicies desérticas en el Plioceno (Heinz, 1972; Zamorano-Orozco *et al.*, 2016).

El abanico aluvial de La Playa (conformado por conglomerados no consolidados del Pleistoceno y sedimentos aluviales del Holoceno) se ubica al norte de la Megacizalla Mojave-Sonora, que separa al Terreno Caborca del Bloque Norteamérica (Anderson y Silver, 1979; Molina-Garza e Iriando, 2005). Se trata de un modelo que implica desplazamiento lateral izquierdo en el norte de México y sur de los Estados Unidos, durante el Jurásico (Molina-Garza e Iriando, 2005). En la cuenca de alimentación (**Figura 4**) se encuentran importantes cantidades de rocas metamórficas y sedimentarias, y en menor medida ígneas, que abarcan desde el Jurásico hasta el Holoceno (**Figura 5**).

Los afloramientos más antiguos corresponden al Jurásico Inferior-Medio, se tratan de derrames riolíticos, tobas riolíticas y depósitos volcanoclásticos durante un evento de arco magmático continental (Servicio Geológico Mexicano, 2000a; Castro-Noriega, 2011). El complejo ígneo-metamórfico Santa Ana (Morales-Montaño, 1984) del Jurásico Medio se localiza en las sierras Las Jarillas y La Jojoba; se compone de esquistos, metariolita, metatoba, metaconglomerado, metarenisca y gneiss, y se presentan intrusiones de plutones graníticos. En la sierra Boquillas predomina el grupo Bisbee del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, una intercalación de calizas, areniscas y lutitas suprayaciendo a conglomerados de rocas precámbricas y paleozoicas (Monreal *et al.*, 2011).

La Formación Báucarit corresponde a la unidad con mayor presencia en la cuenca de alimentación, comprendiendo más de la mitad de la superficie y cubriendo, principalmente, las laderas adyacentes al cause principal (Ayala-Rangel, 2018). Se trata de clastos con intercalaciones volcánicas afectados por un metamorfismo de bajo grado durante la deformación tipo horst y graben en el Oligoceno-Mioceno (Calmus *et al.*, 2011).

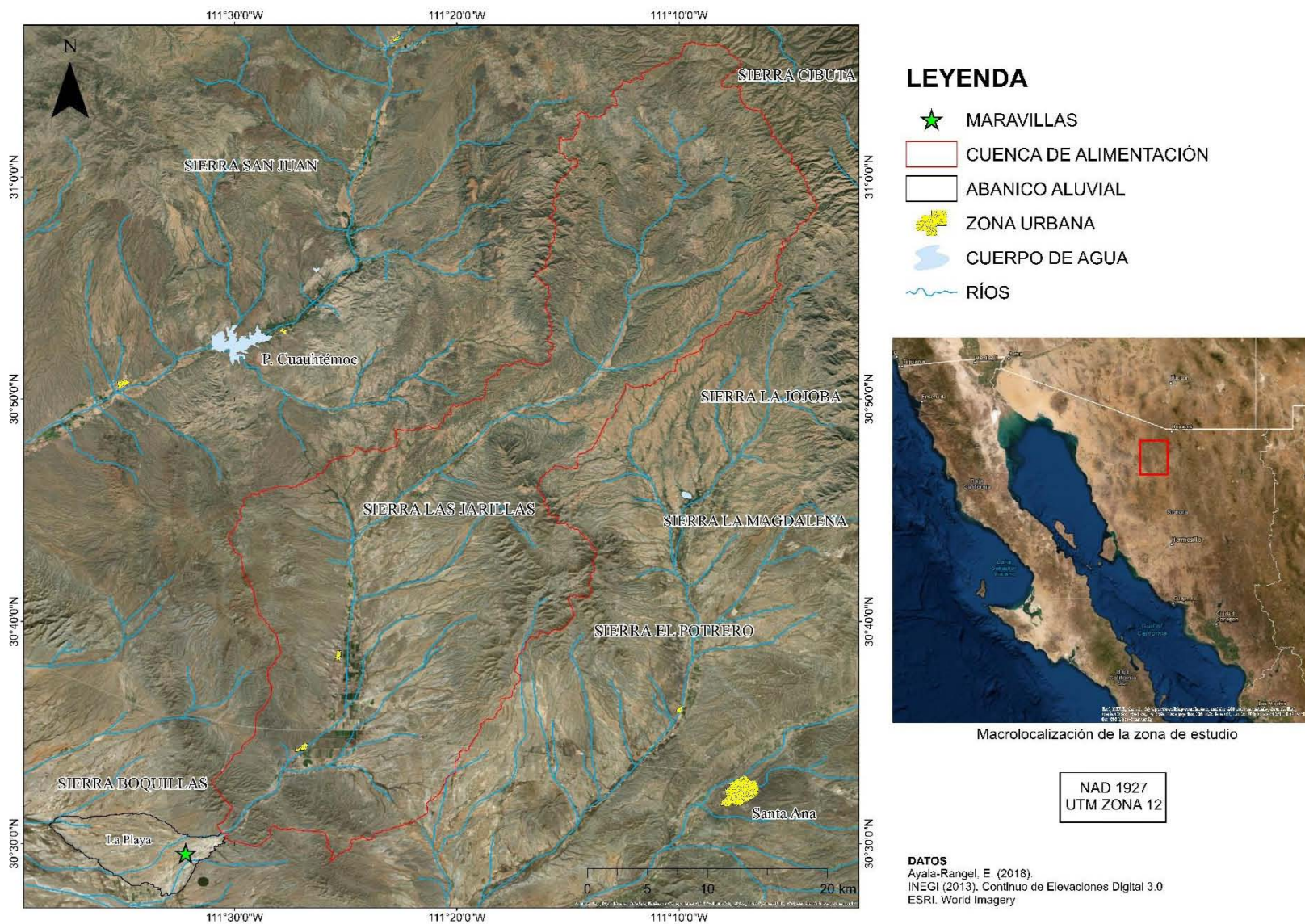


Figura 4. Delimitación de la cuenca de alimentación del abanico aluvial de La Playa y su geomorfología. Modificado de Ayala-Rangel (2018).

3. Área en estudio

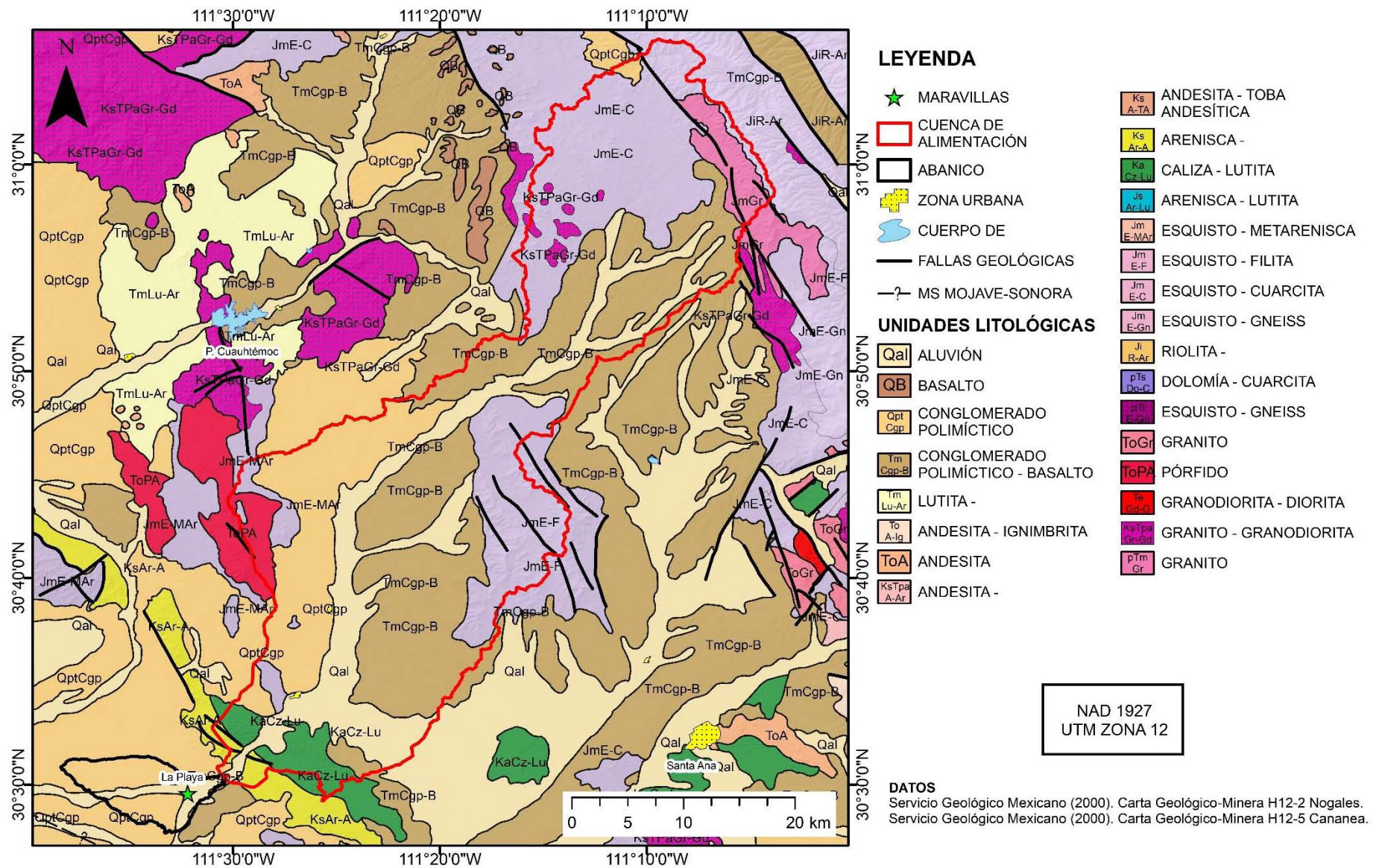


Figura 5. Geología regional para la cuenca de alimentación y el abanico aluvial de La Playa. Modificado del Servicio Geológico Mexicano (2010)

3.2. Suelos

Los suelos más típicos de la Llanura Sonorense, según la *World Reference Base* (IUSS Working Group WRB, 2015), son los Calcisols (CL), considerados como “suelos zonales” de las zonas áridas y semiáridas templadas y subtropicales (Krasilnikov, 2011). Su formación es en climas áridos, en los que, debido a la infiltración del agua, las sales de calcio se disuelven y, a la vez, algunos silicatos -principalmente a partir de plagioclasas de la serie anortita-albita- se hidrolizan, y al haber condiciones muy limitadas de lixiviación se produce carbonato de calcio por precipitación secundaria. La reprecipitación de los carbonatos ocurre a distintas profundidades, lo cual refleja la relación entre evaporación e iluviación de los carbonatos que, en su turno, depende de la aridez del clima (Krasilnikov *et al.*, 2016).

Los Calcisols se caracterizan por la acumulación de carbonatos de calcio a una profundidad de menos de un metro. En las regiones áridas es común la presencia de biocostras o comunidades complejas de cianobacterias, algas, líquenes, musgos, hongos y otras bacterias que viven en el estrato restante, funcionan controlando la erosión, aumentan el contenido de materia orgánica y de nitrógeno del suelo, e influyen en la hidrología local (Krasilnikov *et al.*, 2016).

Los Fluvisols (FL) se encuentran, dentro de la cuenca alimentadora, en las cercanías al río Boquillas; en ellos, los procesos pedogenéticos son casi inapreciables, debido a la sedimentación reciente y dinámica con distribución laminar de arcillas irregular. Existen, además, en la misma zona, algunos Luvisols (LV), probablemente formados en épocas más húmedas o debido a otros mecanismos además de la iluviación de arcillas, como el intemperismo primario del nivel freático (Cady y Daniels, 1968).

En las zonas montañosas, como la Sierra Boquillas y las demás cumbres que constituyen la cuenca del río Boquillas, existen Leptosols (LP), Regosols (RG) y Cambisols (CM), así también en el abanico aluvial de La Playa, corresponden a suelos poco profundos y con mucha pedregosidad, poco desarrollados y moderadamente desarrollados, respectivamente (**Figura 6**).

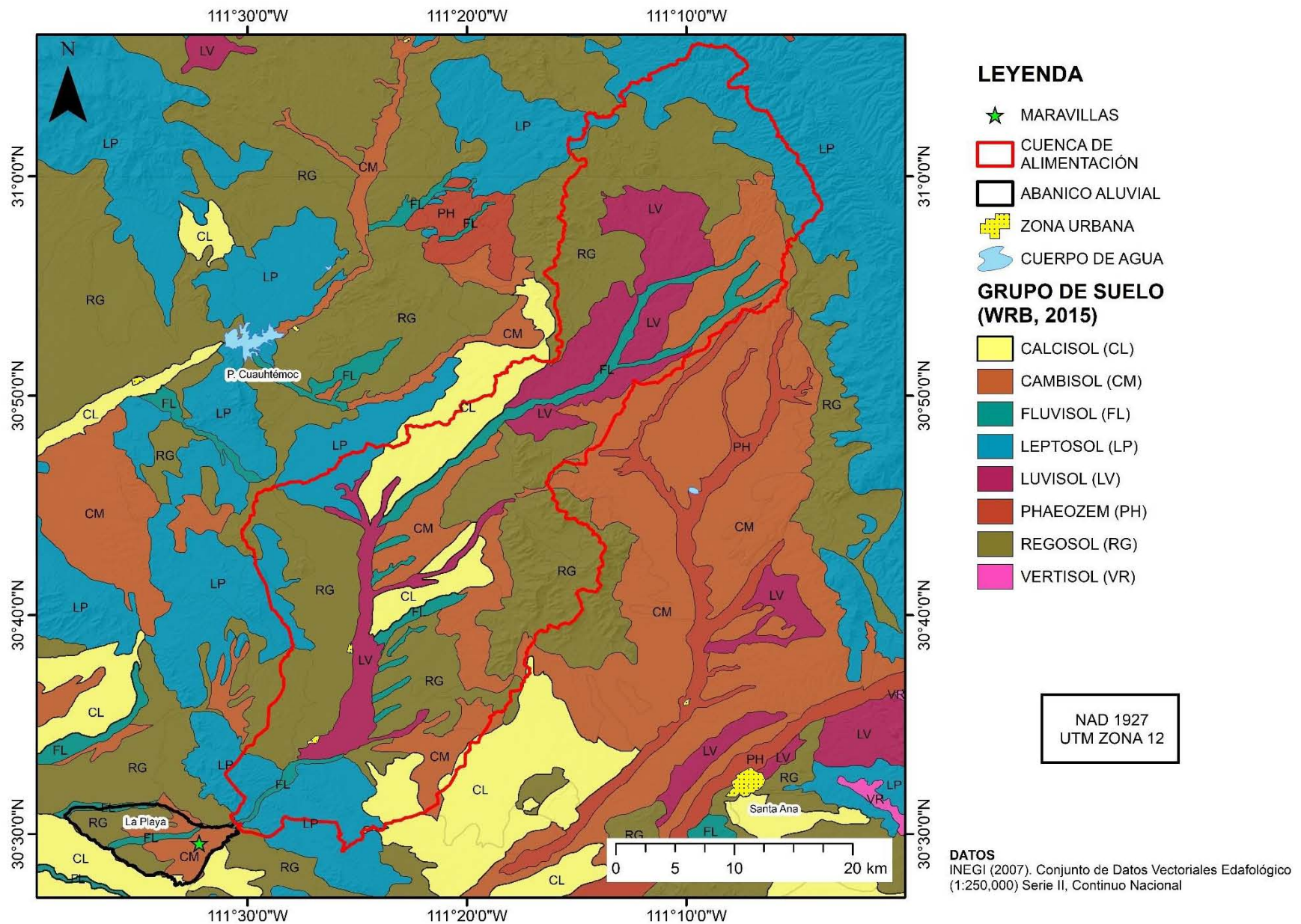


Figura 6. Grupos de suelo dominantes para la cuenca de alimentación y el abanico aluvial de La Playa. Obtenido de INEGI (2007).

3.3. Abanico aluvial de La Playa

El abanico aluvial de La Playa se ubica al suroeste de la Sierra Boquillas y está compuesto, principalmente, por cuatro unidades geomórficas, propuestas por Ibarra et al. (2018) (**Figura 7**). En la porción este se encuentra la superficie del PB (BOP, según Ibarra et al., 2018), en la porción central, donde se ubica el perfil Maravillas, se observan el PSR (SRP, según Ibarra et al., 2018), la unidad sedimentaria y el PB. En la porción central se ubican depósitos fluviales compuestos de gravas y cantos rodados; esta unidad representa el segmento de mayor energía en el abanico y su desarrollo fue contemporáneo a la superficie del PB. La porción oeste representa al abanico aluvial antiguo, compuesto por una porción ligeramente más elevada que el resto del abanico; su superficie es rojiza, pero cubierta por material grisáceo, probablemente producto de la redeposición del PSR. Por último, al sur y suroeste, se encuentra expuesta la superficie rojiza del PSR (Cruz-y-Cruz et al., 2014); la erosión en esta unidad ha removido al PB y los horizontes superficies del PSR.

3.4. Vegetación

En gran parte del Desierto Sonorense dominan diferentes tipos de matorrales xerófilos, ya que los climas imperantes son muy secos y secos. Sin embargo, sólo algunas especies se desarrollan por toda esta zona como el palo fierro (*Olneya tesota*), la gobernadora (*Larrea tridentada*) y la jojoba (*Simmonsia chinensis*). Además, en La Playa, se pueden encontrar los géneros *Opuntia*, *Ambrosia*, *Cercidium*, *Fouquieria*, *Lemaireocereus*, *Acacia*, *Mimosa* (McAuliffe, 1994; Solís-Portillo y Venegas, 2011; Scott y Dawn, 2012; Ayala-Rangel, 2018), entre otros.

3.5. Clima

El clima en la región corresponde a la clave climática BW(h')hw(x')(e') de Köpen y modificada por García (1964) -muy seco semicálido con lluvias en verano-. El porcentaje de lluvia invernal es mayor a 10.2 y la precipitación total para la estación Presa Cuauhtémoc es de 304.9 mm. Agosto y, en ocasiones, julio y octubre son los meses más lluviosos; así, se reporta en la estación de Trincheras 87.5 mm en julio y 84.5 en agosto -estación Presa Cuauhtémoc-. La temperatura media anual es de 21.8 °C en la estación de Altar, el mes más tórrido es julio, con 31.6 °C y el más gélido es enero, con 12.7 °C (INEGI,

1981; Solís-Portillo y Venegas, 2011). Las tres estaciones -Presas Cuauhtémoc, Trincheras y Altar- se encuentran en las cercanías a La Playa.

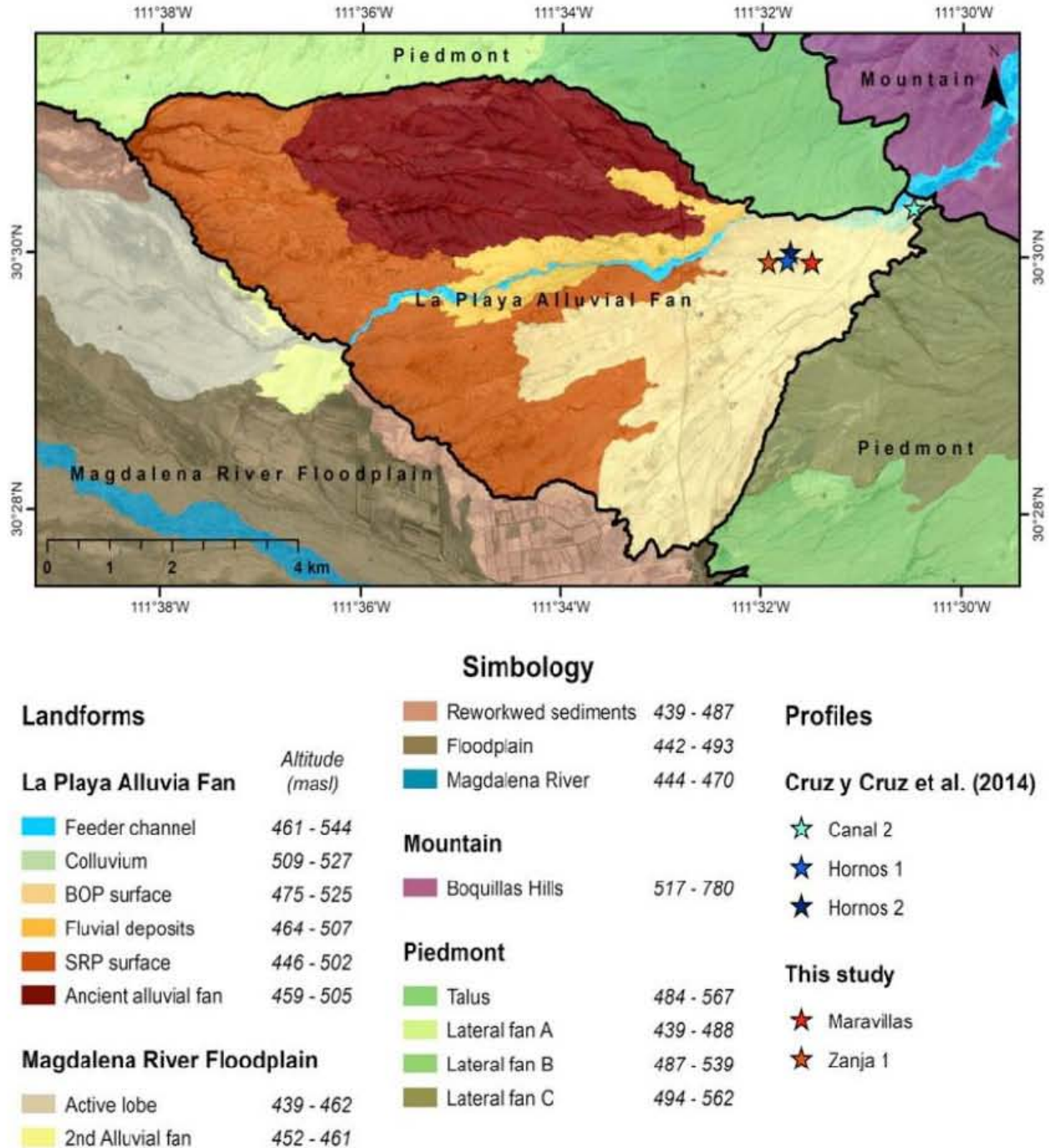


Figura 7. Geoformas del abanico aluvial de La Playa y sus alrededores. Obtenido de Ibarra *et al.* (2018).

4. Materiales y métodos

Para este trabajo se seleccionó un perfil edafosedimentario, localizado en el abanico aluvial del sitio arqueológico de La Playa, previamente estudiado por Ibarra *et al.* (2018, 2019), denominado “Maravillas”. Este perfil está constituido por tres unidades: la primera, localizada en la base, corresponde al Paleosuelo San Rafael (PSR) nombrado así por Cruz y Cruz *et al.* (2014); sobreyace a este paleosuelo un paquete sedimentario con diversas facies, cubierto por un paleosuelo cumúlico nombrado Paleosuelo Boquillas (PB), de acuerdo con la definición de Cruz y Cruz *et al.* (2014).

Se hizo un muestreo detallado del perfil Maravillas (**Figura 8**), con el objetivo de hacer una caracterización micromorfológica, mineralógica y de la composición química total de las tres unidades.



Figura 8. Perfil Maravillas y su paisaje. Fotografía tomada por Ibarra-Arzave (2016).

4.1. Micromorfología

Los análisis micromorfológicos se realizaron en el Laboratorio de Microscopia del Instituto de Geología (UNAM), al conjunto de láminas delgadas del perfil *Maravillas* previamente obtenidas por Ibarra *et al.* (2018, 2019). El análisis se hizo con ayuda de un

microscopio petrográfico Olympus BX51 y siguiendo el manual establecido por Loaiza *et al.* (2014). Se prestó especial interés en la estructura edáfica, poros, distribución relacionada (Stoops, 2003), carbonatos secundarios, óxidos de Fe y Mn, revestimientos de arcilla, material carbonizado, material vegetal, coprolitos, líticos, laminaciones, tamaño de grano y orientación de las partículas. De esta manera se buscó identificar, para cada estrato y horizonte, su memoria sedimentaria y edáfica.

4.2. Análisis de porosidad

Para el estudio de la porosidad se escanearon las láminas delgadas del perfil, con una calidad de 24 bits y 4,800 ppp (puntos por pulgada), con un escáner Epson Perfection V700 Photo y se analizaron con ayuda del software Image Pro Plus.

4.1. Mineralogía por Difracción de Rayos X

La determinación mineralógica de la fracción arcilla y de las fracciones limo y arena se llevó a cabo en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) en el Instituto de Geología (UNAM), a cargo de la Dra. Teresa Pi Puig. Se seleccionaron cinco horizontes: uno perteneciente al PB; dos del paquete sedimentario intermedio; y los dos horizontes que representan al PSR.

Para la fracción arcilla, se adicionó peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 50%, se dejó reposar durante 24 horas, para eliminar los restos de materia orgánica. Se sometió a tres repeticiones en la centrífuga, a 4 °C y 10,000 revoluciones, durante 5 minutos. Para las fracciones limo y arena, se homogeneizaron en el mortero de ágata, hasta obtener un polvo fino.

Los difractogramas se obtuvieron en un Difractómetro EMPYREAN con filtro de Fe y tubo de Co. Para la fracción arcilla un agregado orientado de la muestra se analizó sin tratamiento; un segundo agregado se trató con etilenglicol a 70 °C durante 24 h; y un tercer agregado se calentó a 550 °C.

Para el análisis cuantitativo en la mineralogía de la muestra total se determinó la Proporción Relativa de la Intensidad (*Reference Intensity Ratio*, RIR). Este método compara la intensidad de uno o más picos de una fase con la intensidad de un pico estándar (usualmente la reflexión 113 del corindón); si los radios de intensidad son

conocidos para todas las fases en una muestra, la abundancia en peso puede ser determinada para cada una (Hubbard y Snyder, 1988; Chipera y Bish, 2013).

4.2. Análisis elemental por Fluorescencia de Rayos X

El análisis elemental se llevó a cabo por Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) en el Instituto de Geología (UNAM), a cargo del Quím. Rufino Lozano Santa Cruz. Se hizo uso de un espectrómetro secuencial de rayos X (Siemens SRS 3000) equipado con tubo de Ro y ventana de Be, para la determinación de elementos mayores, con un error estimado menor a 1%.

4.3. Índices de intemperismo

Los índices de intemperismo son comúnmente aplicados para la representación de los cambios químicos-mineralógicos con respecto a la profundidad de perfiles intemperizados. Ya que los índices miden de manera relativa el avance del intemperismo, es necesario tomar en cuenta la naturaleza del material parental, asumiendo que algunas concentraciones permanecen inmóviles (p. ej. Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2), mientras que otras son lábiles (p. ej. SiO_2 , CaO , MgO y Na_2O), con el tiempo. Con los resultados obtenidos del análisis elemental y con base en Price y Velbel (2003) se calcularon distintos índices de intemperismo (**Tabla 1**). Algunos índices incrementan su valor conforme el intemperismo progresa (V, CIA, CIW y PIA), mientras que otros suelen decrecer con el aumento del intemperismo (WIP).

La selección de los índices se basó en el intento de cubrir la heterogeneidad mineralógica, heredada de la geología local y tomando en cuenta estudios de índices de intemperismo aplicados a suelos en rocas félsicas (Price y Vebl, 2003) y en sedimentos lacustres en una región semiárida (Tunçay *et al.*, 2019).

Tabla 1. Resumen de los índices de intemperismo (calculando proporciones moleculares de los óxidos) evaluados en este trabajo. Modificado de Price y Velbel (2003).

Índice	Fórmula	Valor óptimo de minerales no intemperizados	Valor óptimo de minerales intemperizados	Tendencia ideal	Movilidad	Referencia
WIP	$(100)[(2\text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.9) + (2\text{K}_2\text{O}/0.25) + (\text{CaO}/0.7)]$	> 100	0	Negativo	Sí	Parker (1970)
V	$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O})/(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$	< 1	Infinito	Positivo	No	Vogt (1927)
CIA	$(100)[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	Positivo	No	Nesbitt y Young (1982)
CIW	$(100)[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})]$	≤ 50	100	Positivo	No	Harnois (1988)
PIA	$(100)[(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	Positivo	No	Fedo <i>et al.</i> (1995)

4.3.1. Índice de intemperismo de Parker (*Weathering Index of Parker, WIP*)

Se basa en la proporción de elementos alcalinos y alcalinotérreos (sodio, potasio, magnesio y calcio). Estos elementos son los más móviles de los elementos mayores. Se aplica, principalmente, para rocas ígneas ácidas, intermedias y básicas.

4.3.2. Índice residual de Vogt (*Vogt's Residual Index, V*)

Este índice evalúa la madurez de sedimentos residuales. Se ha utilizado para determinar el grado de transformación de depósitos cuaternarios en minerales arcillosos (Roaldset, 1972).

4.3.3. Índice químico de alteración (*Chemical Index of Alteration, CIA*)

Se interpreta como el grado de transformación de feldespatos en arcillas. Ha sido utilizado en estudios de paleosuelos. Fue propuesto para la reconstrucción paleoclimática en sedimentos del Proterozoico temprano al norte del lago Huron, USA. Se basa en la

remoción progresiva de los cationes solubles (p. ej. Ca, Na y K) en minerales durante el intemperismo químico y su asociación a minerales secundarios.

4.3.4. Índice químico de intemperismo (*Chemical Index of Weathering, CIW*)

Este índice es idéntico al CIA, excepto que elimina K_2O de su ecuación. No toma en cuenta el aluminio asociado con feldespatos potásicos. El CIW es igualmente esencial para la interpretación del grado de transformación de feldespatos a arcillas.

4.3.5. Índice de alteración de plagioclasa (*Plagioclase Index of Alteration, PIA*)

PIA se utiliza como una alternativa a CIW. Este índice es útil cuando es necesario monitorear las plagioclasas en rocas silicatadas, en las que es abundante dicho mineral y se disuelve rápidamente.

5. Resultados

5.1. Designación de horizontes y estratos

La sección analizada, perfil “Maravillas”, fue previamente estudiada por Ibarra *et al.* (2018, 2019). En dicho trabajo, la investigación se concentró en los paleosuelos San Rafael y Boquillas. Aquí, se presenta un análisis más detallado de las características sedimentológicas, mineralógicas y de intemperismo para los estratos/horizontes estudiados. La **Tabla 2** muestra un resumen de la nomenclatura del perfil, con una nueva designación, basada en las observaciones micromorfológicas, sobre todo en los estratos sedimentarios. Como resultado, se obtuvo una nueva caracterización de las facies sedimentarias.

Tabla 2. Resumen de la nomenclatura de horizontes y estratos para el perfil “Maravillas”.

	Profundidad (cm)	Ibarra <i>et al.</i> (2018, 2019)	Este trabajo
PB	24	C	Edafosedimento
	70	2Ap	2Ap
	110	3Ap	3Ap
	130	3C	3C
Secuencia sedimentaria	243	Barras laterales de arena (Lasb)	Depósito aluvial trenzado (DAT)
	246	Fluvial (Fl)	Planicie de inundación perenne (PIP)
	258	Barras centrales de arena (Csb)	Barras de acreción lateral (BAL)
	273	Canal (Ch)	Canal
	279	Planicie de Inundación (Fp)	Planicie de inundación – Overbank (PI – Overbank)
	306	4AC	4ACk
	310	4C	4Ck
	315	5C	5Ck
	330	6BC	6BC
PSR	340	7AB	7ABt
	366	7Bw	7Bt

5.2. Micromorfología y micromorfometría

5.2.1. Paleosuelo Boquillas

Edafosedimento

El edafosedimento superficial muestra una microestructura primaria compleja (una *microestructura primaria* compleja es una mezcla de dos o más tipos de microestructura. En estos casos se puede usar una combinación de términos para describir la microestructura del corte. Según Loaiza *et al.*, 2014) fisural, de cavidades y de canales, además de una microestructura secundaria en bloques subangulares, moderadamente agregados. La porosidad representa el 13.79% con una distribución relacionada porfirica de doble espacio (**Figura 9a**). Los componentes gruesos, minerales, representan el 10% y compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, microclina y fragmentos de cuarcita. También se tiene material orgánico como restos de raíces con descomposición avanzada asociadas a mesofauna (restos de coprolitos), se nota aún birrefringencia, pero la estructura está fragmentada; hay además fragmentos de hueso (**Figura 9b**). Entre los edaforrasgos sobresalen hiporrevestimientos de arcilla impura, así como cutanes impuros (*impure clay coatings*) en media luna (**Figura 9c**) y de carbonatos micríticos, así como óxidos de Fe-Mn y lo que parecieran ser cristales de lublinita en poros (**Figura 9d**). Entre la matriz se encuentran costras de suelo y algunos restos de material carbonizado.

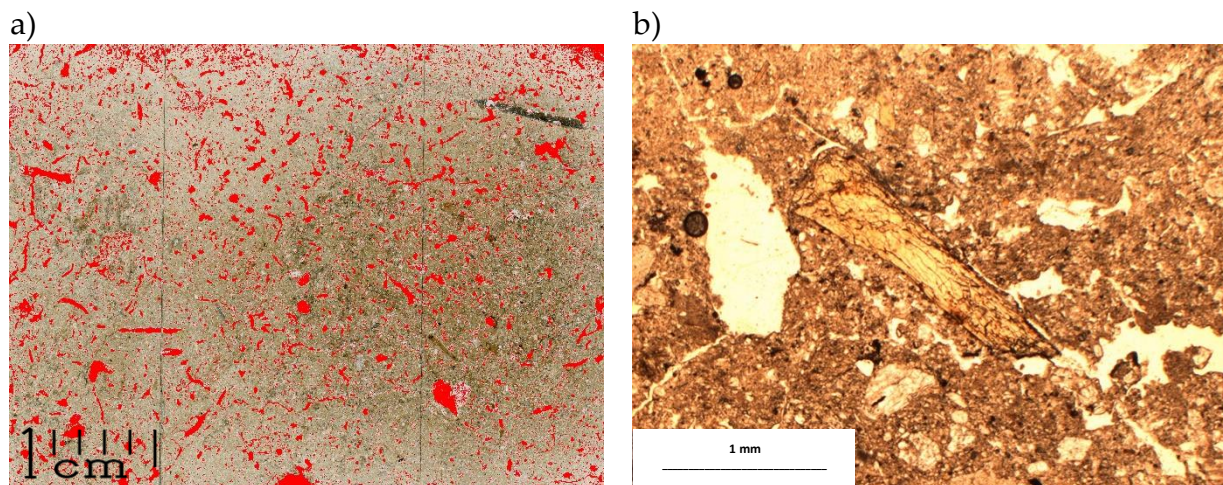


Figura 9. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros; b) Fragmento de hueso, PPL (luz polarizada plana).

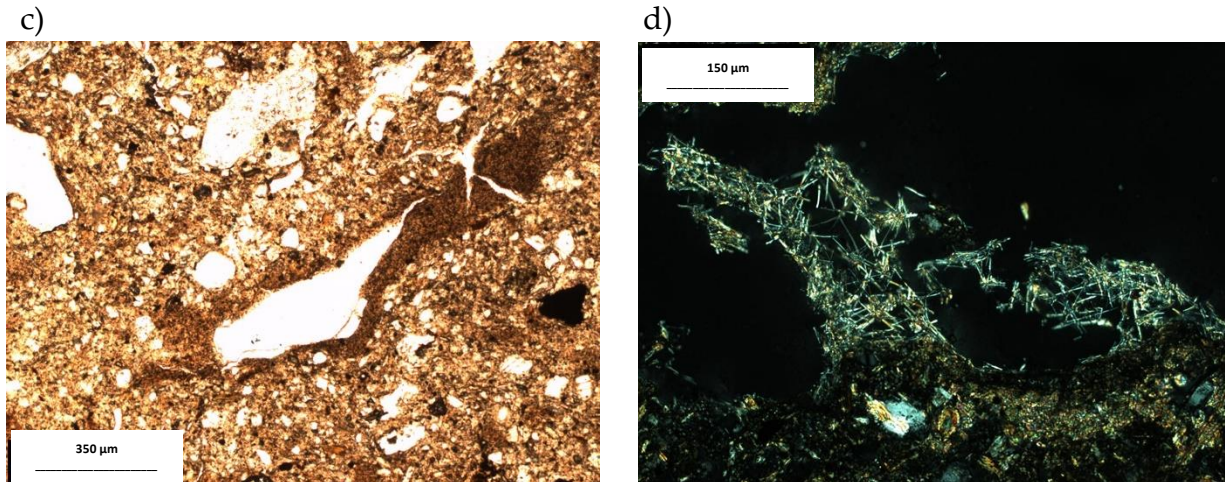


Figura 9. c) Hiporrevestimiento de arcilla impura, PPL; d) Posibles cristales de lublinita, XPL (Nícoles cruzados).

Horizonte 2Ap

Presenta una microestructura primaria compleja de canales, cavidades y cámaras. Muestra una microestructura secundaria en bloques subangulares, moderadamente agregados y una microestructura secundaria granular fuertemente agregada. La porosidad representa el 23.25% y está compuesta, además, por algunas cavidades en estrella (**Figura 10a, 10b**). La distribución relacionada es porfírica de doble espacio. Los componentes gruesos representan el 7% y se tratan de cuarcita y esquisto subredondeados, y cuarzo subredondeado y subangular, microclina, plagioclasa, biotita, epidota y hematita. El material orgánico consiste en restos de raíces con descomposición avanzada, asociado a mesofauna (restos de coprolitos), no presenta birrefringencia y la estructura está fragmentada (**Figura 10c**). Entre los edaforrasgos sobresalen hiporevestimientos de carbonatos micríticos (**Figura 10d**), sobre todo en canales, así como hiporevestimientos de arcilla impura y agrocitanes, y óxidos de Fe-Mn. Entre la matriz se encuentran costras de suelo y algunos restos de material carbonizado. Laminaciones en algunas secciones.

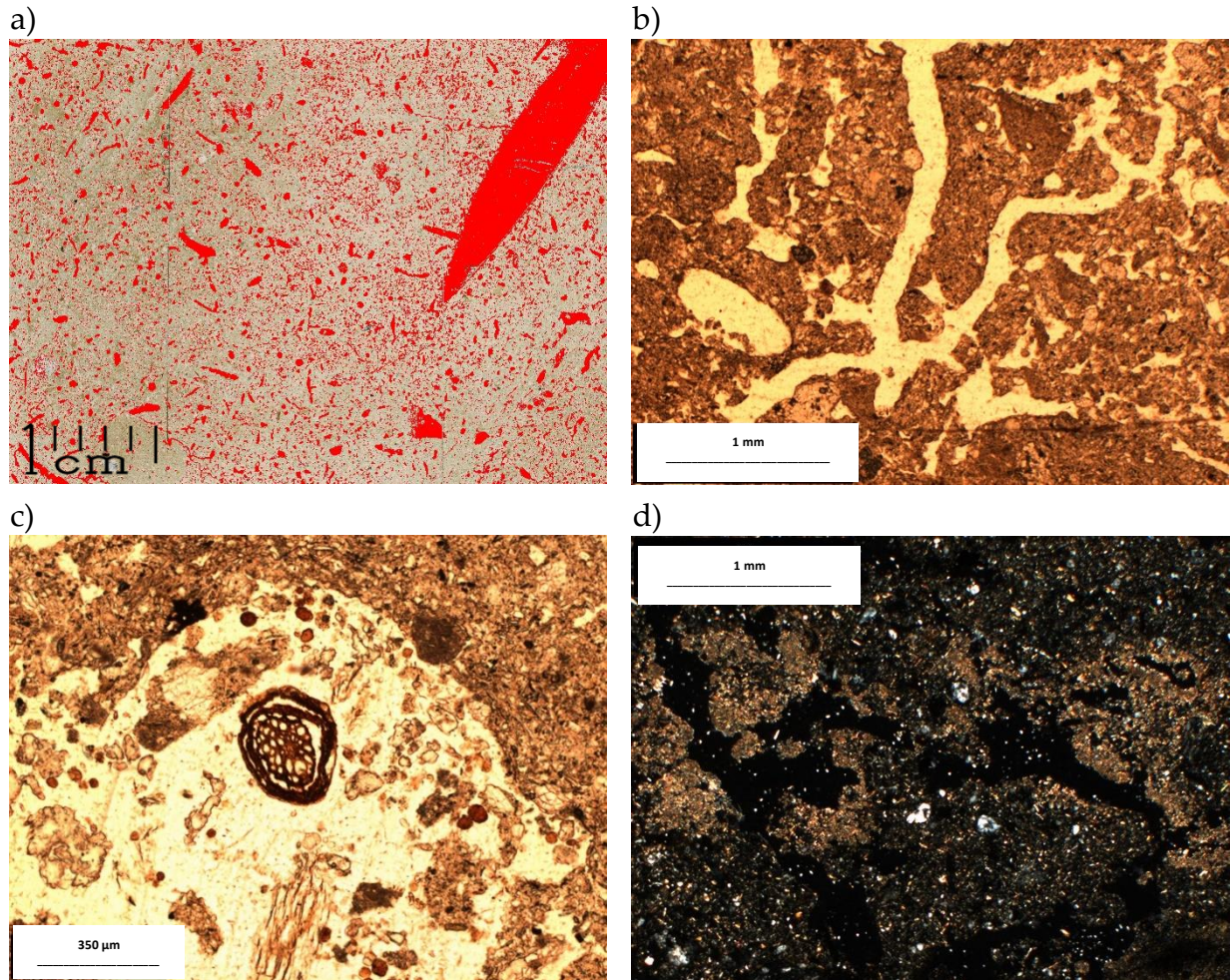


Figura 10. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Poros tipo canales y vesículas, PPL. c) Corte transversal de una raíz, asociada a coprolitos, PPL. d) Hiporrevestimientos de carbonatos micríticos, XPL.

Horizonte 3Ap

Microestructura primaria compleja fisural, de canales y vesicular. La microestructura secundaria es en bloques subangulares fuertemente desarrollados y granular fuertemente desarrollada (**Figura 11a**). La porosidad representa el 14.56% con distribución relacionada porfírica de doble espacio. (**Figura 11b**) Los componentes gruesos representan el 20% y se tratan de cuarzo, cuarcita, esquisto, muscovita, biotita, epidota y plagioclasa. El material orgánico presente consta de restos vegetales con descomposición avanzada y algunos coprolitos en poros sin restos vegetales. Entre los edaforrasgos sobresalen hiporvestimientos de carbonatos micríticos y de arcilla impura, así como agrocutanes (**Figura 11c, 11d**). Entre la matriz se encuentran costras de suelo. Laminaciones en algunas secciones.

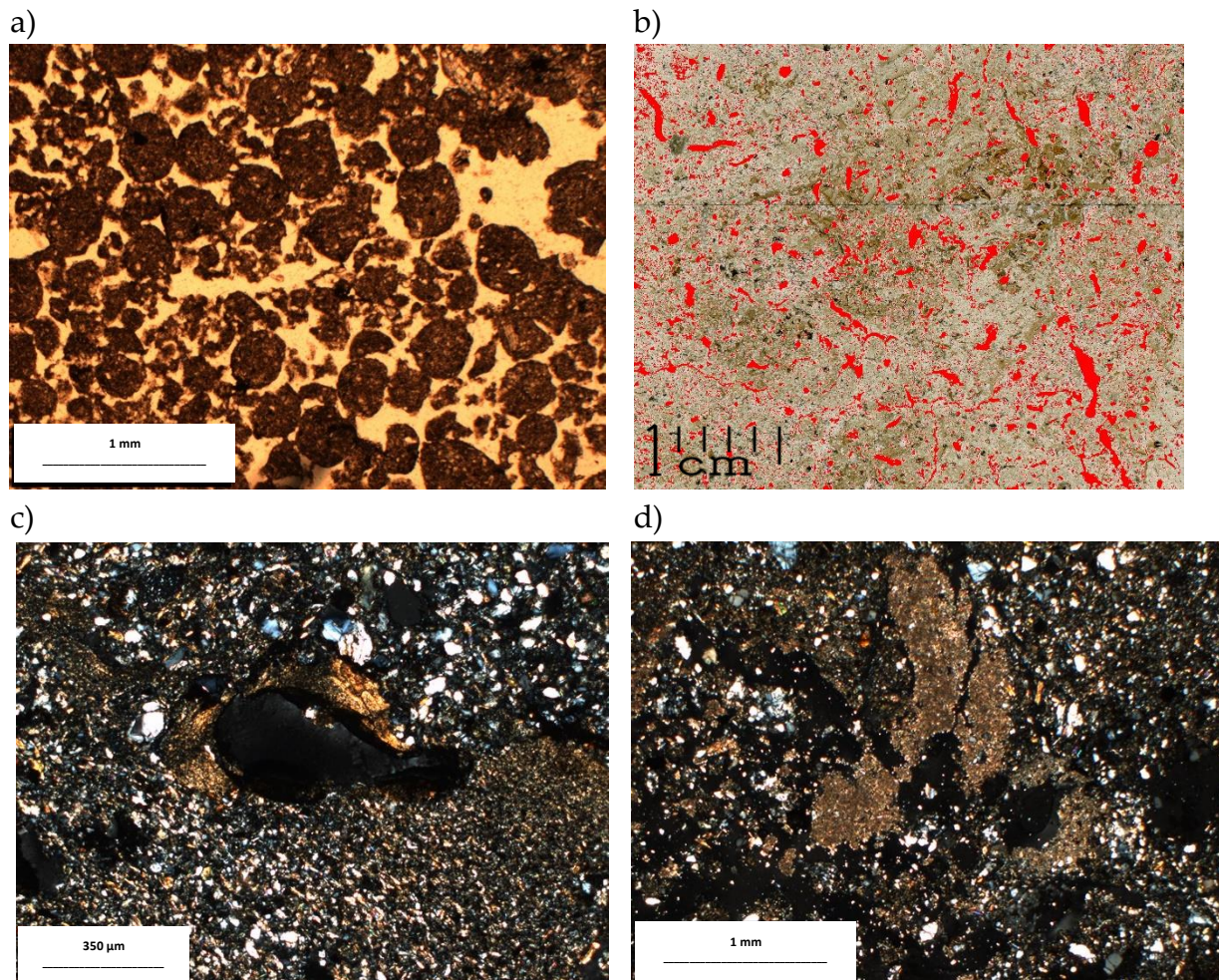


Figura 11. a) Agregados granulares, PPL. **b)** Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. **c)** Hiporvestimientos de arcilla impura, se aprecia birrefringencia, XPL. **d)** Hiporvestimientos de carbonatos micríticos, XPL.

Horizonte 3C

Microestructura de grano suelto, con algunas fisuras. La porosidad representa el 19.6% (**Figura 12a**) con distribución relacionada mónica. Los componentes gruesos representan el 10% y se tratan de esquisto, cuarcita y cuarzo, plagioclasa, microclina, epidota y biotita (**Figura 12b**). Sin rasgos edafogénicos evidentes, aunque se notan costras de suelo fragmentadas (**Figura 12c**). Laminaciones en algunas secciones, con partículas de arena redondeadas (**Figura 12d**).

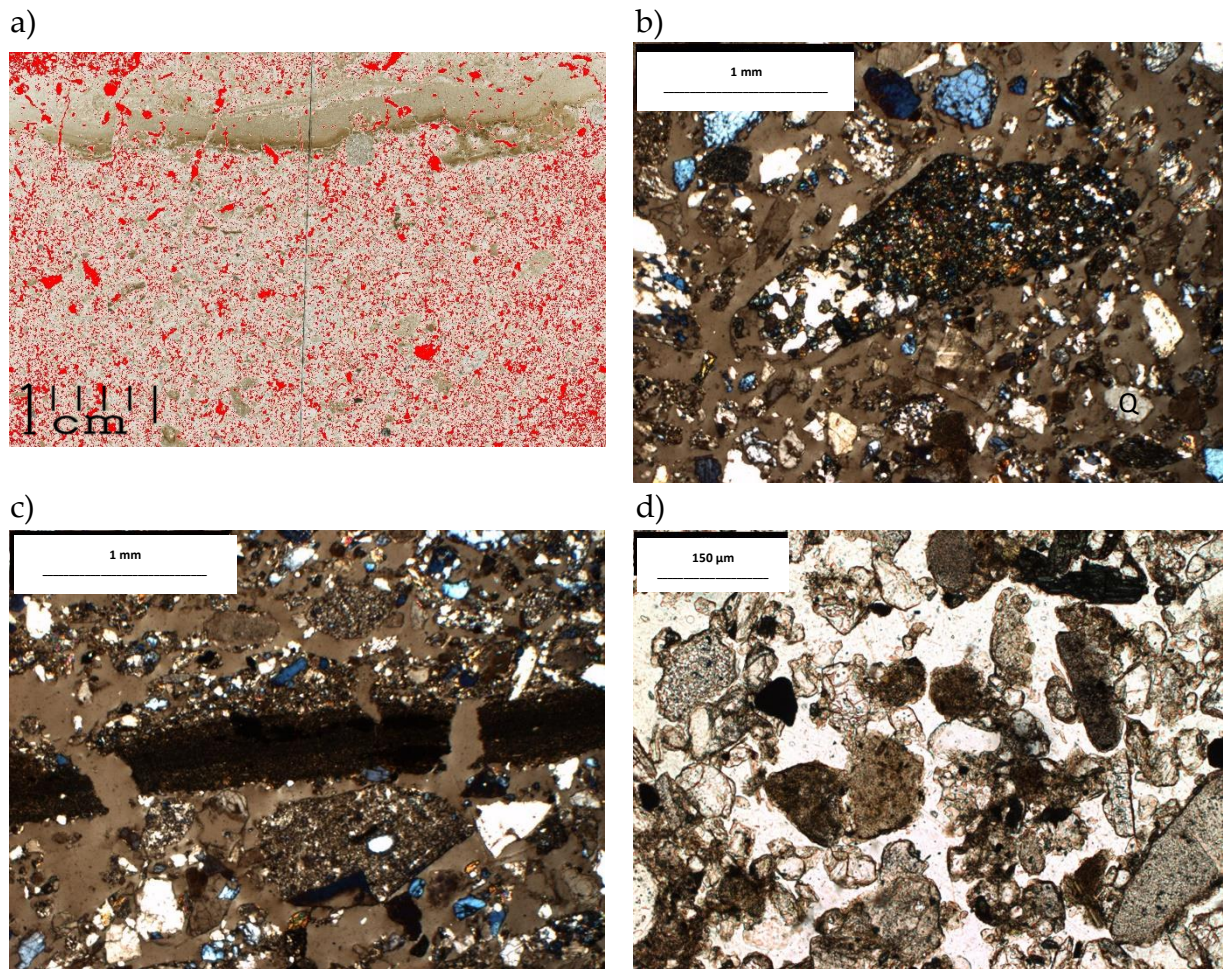


Figura 12. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Fragmento subredondeado e intemperizado de esquisto, XPL. c) Costra de suelo fragmentada, XPL. d) Arenas subredondeadas (PPL)

5.2.2. Secuencia sedimentaria

Depósito aluvial trenzado (DAT)

Microestructura de grano suelto. La porosidad representa el 14.66% (**Figura 13a**). Distribución relacionada mónica. Sin componentes gruesos, material bien clasificado (**Figura 13b**). Se caracteriza por distintos pulsos de cuarzo subredondeado y biotita, todas con orientación horizontal, representados por una estratificación evidente y cíclica. La mineralogía está compuesta, además, por epidotas y muscovitas, asimismo, se observan fragmentos subredondeados de esquisto y micas (**Figura 13c**). Disminuye la presencia de plagioclasa y microclina. Sin rasgos edafogénicos evidentes y con fuerte laminación (**Figura 13d**). Se identificaron bioporos y restos de material carbonizado. Sedimentariamente se trata de un depósito aluvial trenzado (Wells *et al.*, 1985).

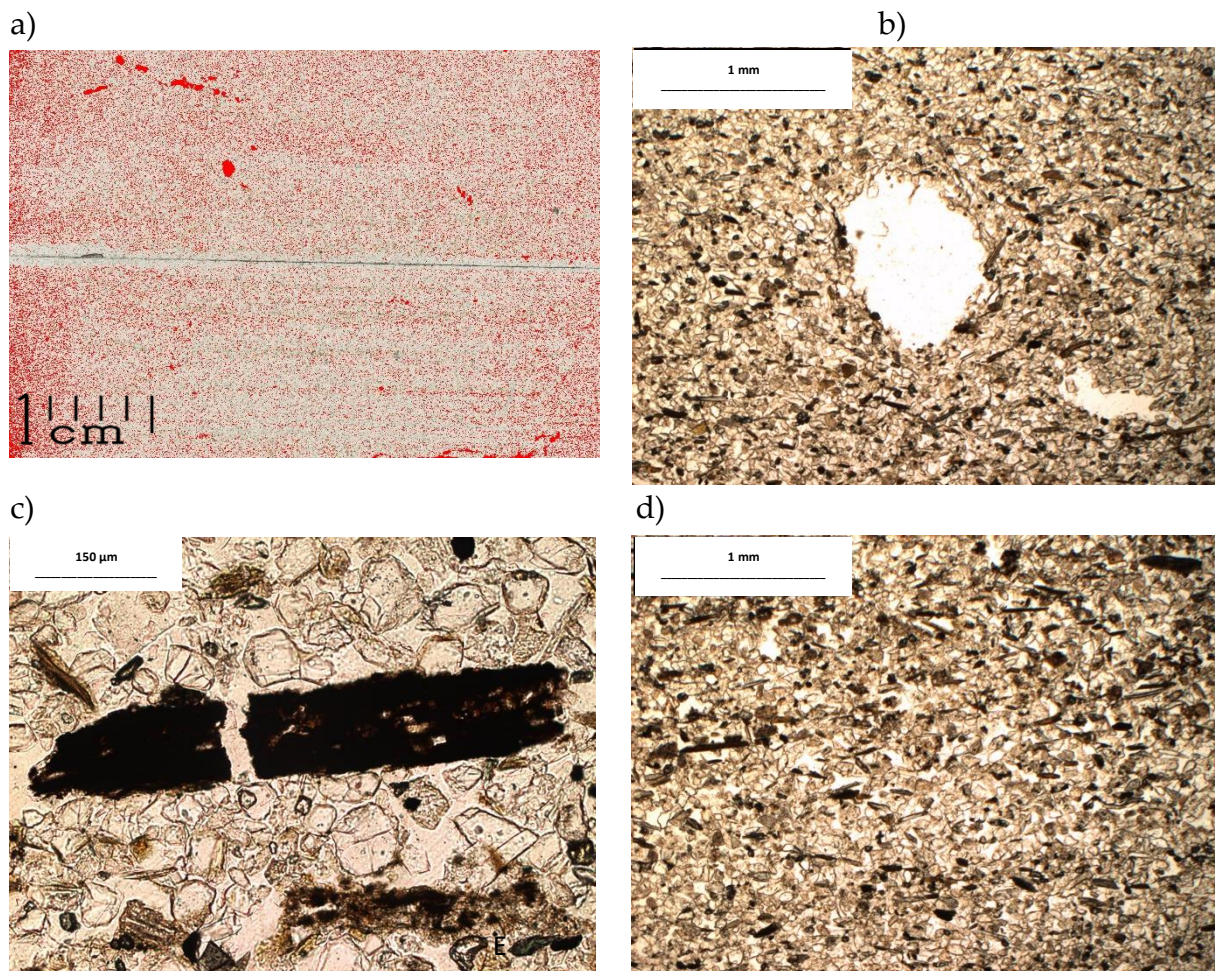


Figura 13. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Bioporo, PPL. c) Material carbonizado, PPL. d) Laminaciones de fracciones arenosas, se observan micas, PPL.

Planicie de inundación perenne (PIP)

Microestructura de grano suelto. La porosidad representa el 17.34% (**Figura 14a**). Distribución relacionada mónica-gefúrica. Sin componentes gruesos, material bien clasificado. Muestra estratificación cruzada, aunque con poca orientación de las micas; asimismo, se observa una gradación normal. La mineralogía está compuesta por cuarzo, biotita y muscovita, en menor cantidad hematita y plagioclasa. Sin presencia de microclina. Restos vegetales con descomposición avanzada (**Figura 14b** y **14c**), asociados a carbonatos micríticos. Sin rasgos edafogénicos evidentes. Se identificaron bioporos (**Figura 14d**) que aumentan en relación con el *depósito aluvial trenzado*. Poro relleno con material arenoso de mayor tamaño que la matriz y con mayor intemperismo. Hay pápulas y presencia de óxidos de Fe-Mn. Sedimentariamente se trata de la parte distal de una planicie de inundación perenne, depositados en pequeñas depresiones efímeras (Wells *et al.*, 1985).

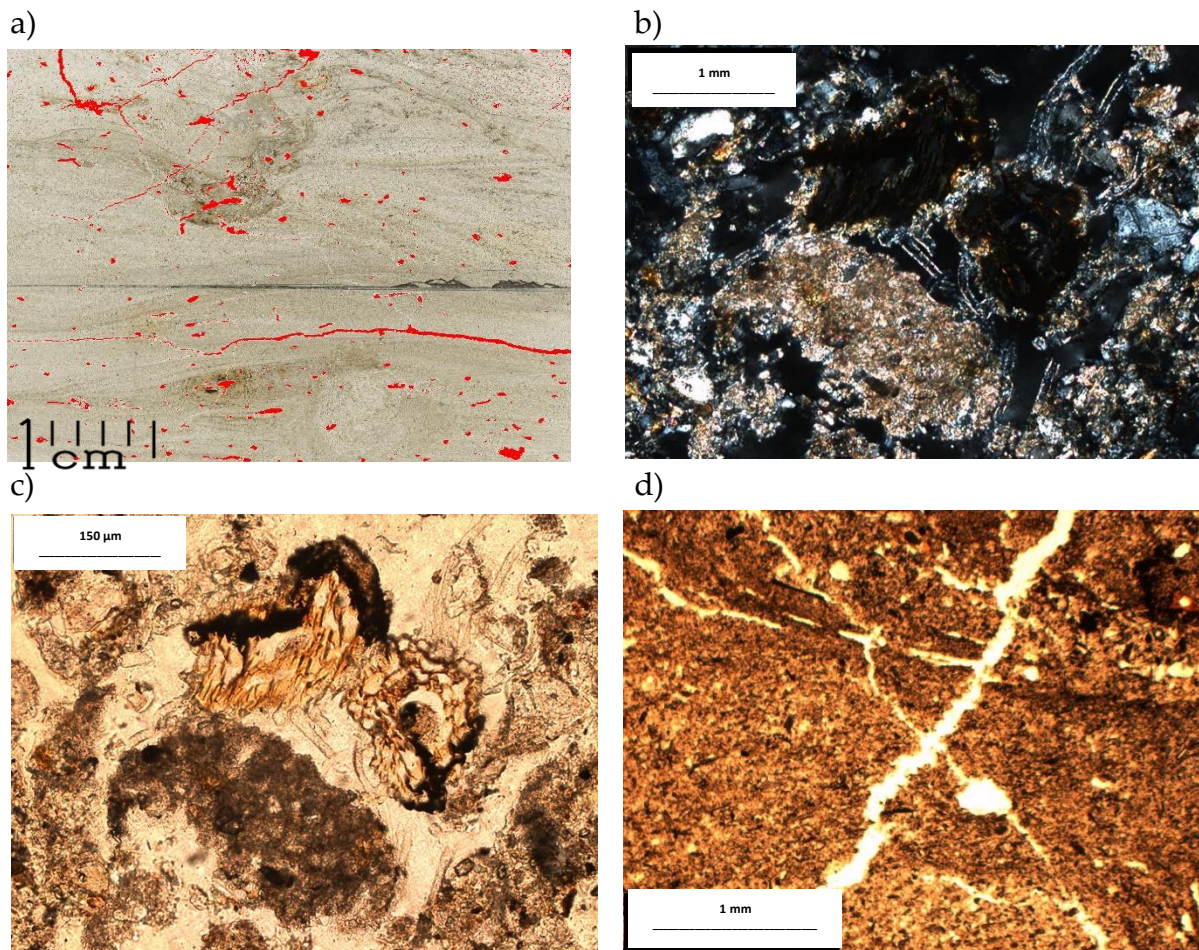


Figura 14. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Restos vegetales con descomposición avanzada, y carbonatos secundarios, XPL. c) Restos vegetales con descomposición avanzada, y carbonatos secundarios, PPL. d) Fracturas en forma de cuña, XPL.

Barras de acreción lateral (BAL)

Microestructura de grano suelto. La porosidad representa el 40.14% (**Figura 15a**) con distribución relacionada mónica. Estratificación cruzada (*cross-bedding*), con inclinación entre 20-45° con respecto a la horizontal. Minerales pesados, principalmente magnetita, asociados a depósitos de río, particularmente levées (**Figura 15b**). La mineralogía está compuesta por cuarzo, microclina, plagioclasa y epidota, en menor medida clorita y circón. Fragmentos de cuarcita y esquisto (**Figura 15c**). Sin rasgos edafogénicos evidentes. Sedimentariamente se trata de una barra de acreción lateral con estratificación cruzada, producto de depósitos de arroyada, corrientes de agua temporales y muy rápidas (Sánchez-Moya y Sopena, 2010), que generan depósitos en forma de *cola de caballo* (Ibarra *et al.*, 2018 y 2019).

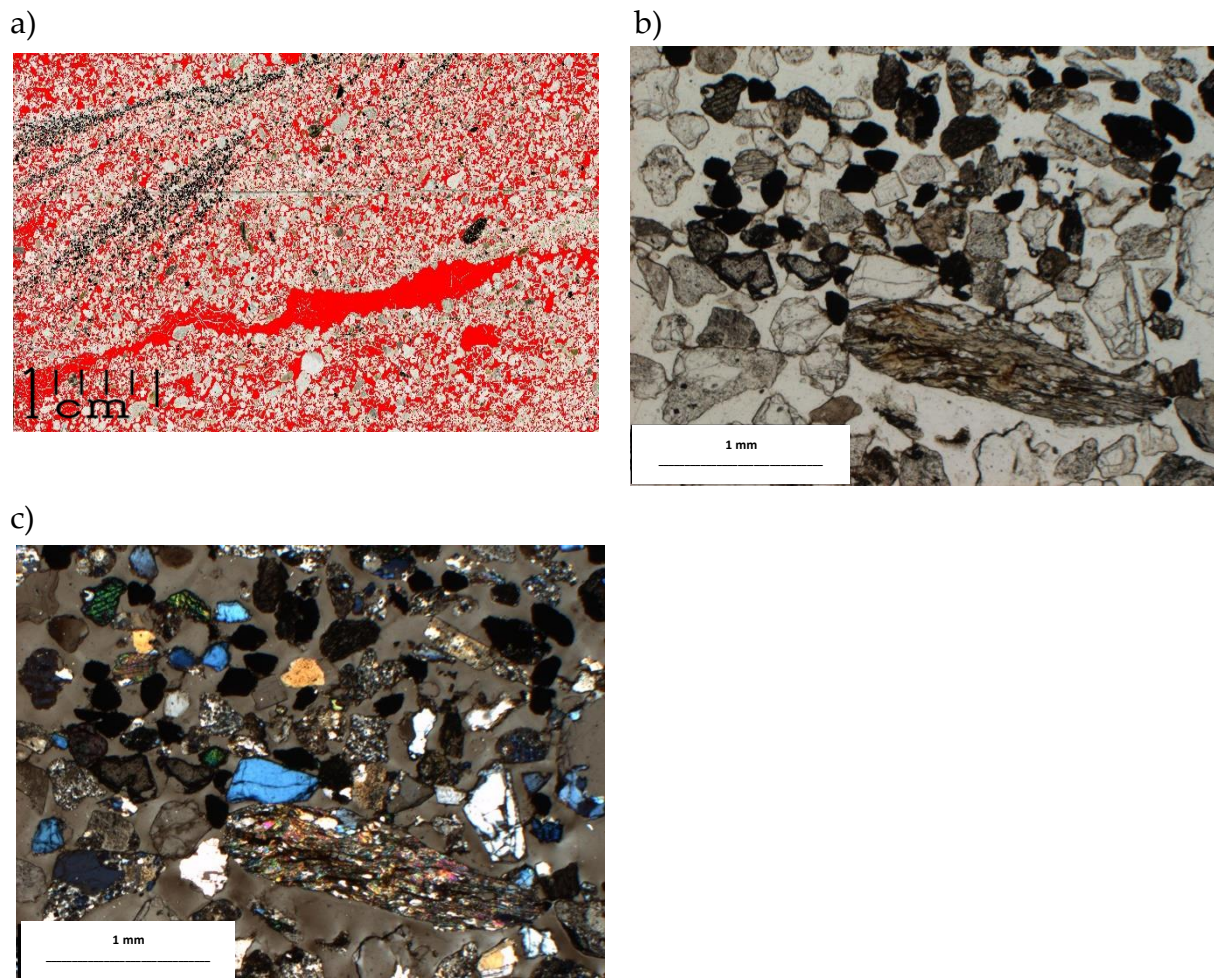


Figura 15. **a)** Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. **b)** Fragmento de esquisto subredondeado, rodeado por minerales translúcidos (cuarzo, feldespatos) y minerales opacos (magnetita), PPL. **c)** Fragmento de esquisto subredondeado, rodeado por minerales translúcidos (cuarzo, feldespatos) y minerales opacos (magnetita), XPL.

Canal

Microestructura de grano suelto. La porosidad representa el 13.46% (**Figura 16a**) con distribución relacionada mónica. Se presentan dos facies sedimentarias principalmente, bien clasificadas: la primera con estratificación entre 20-30° con respecto a la horizontal, compuesta por arenas con bajo grado de intemperismo; la segunda, suprayaciendo, compuesta por material más fino, estratificación paralela y compuesta principalmente por biotita y muscovita orientadas (**Figura 16b, 16c**). Los altos porcentajes de arenas encontrados en la base de la secuencia se traducen en la existencia de corrientes desarrolladas con un régimen de flujo alto en la etapa inicial (relación con las *Barras de acreción lateral*). Mientras que, la disminución de la energía de las corrientes dejó registro de estructuras en las que predominan los materiales más finos, producidas en régimen de corriente baja (López-Bermudez y Conesa-García, 1990). La mineralogía está compuesta por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita y epidota; en menor medida por clorita y circón. Entre el material se encontró una costra de suelo y material carbonizado (**Figura 16d**). Sedimentariamente se asocia a facies de canal, sobre el hombro de un levée.

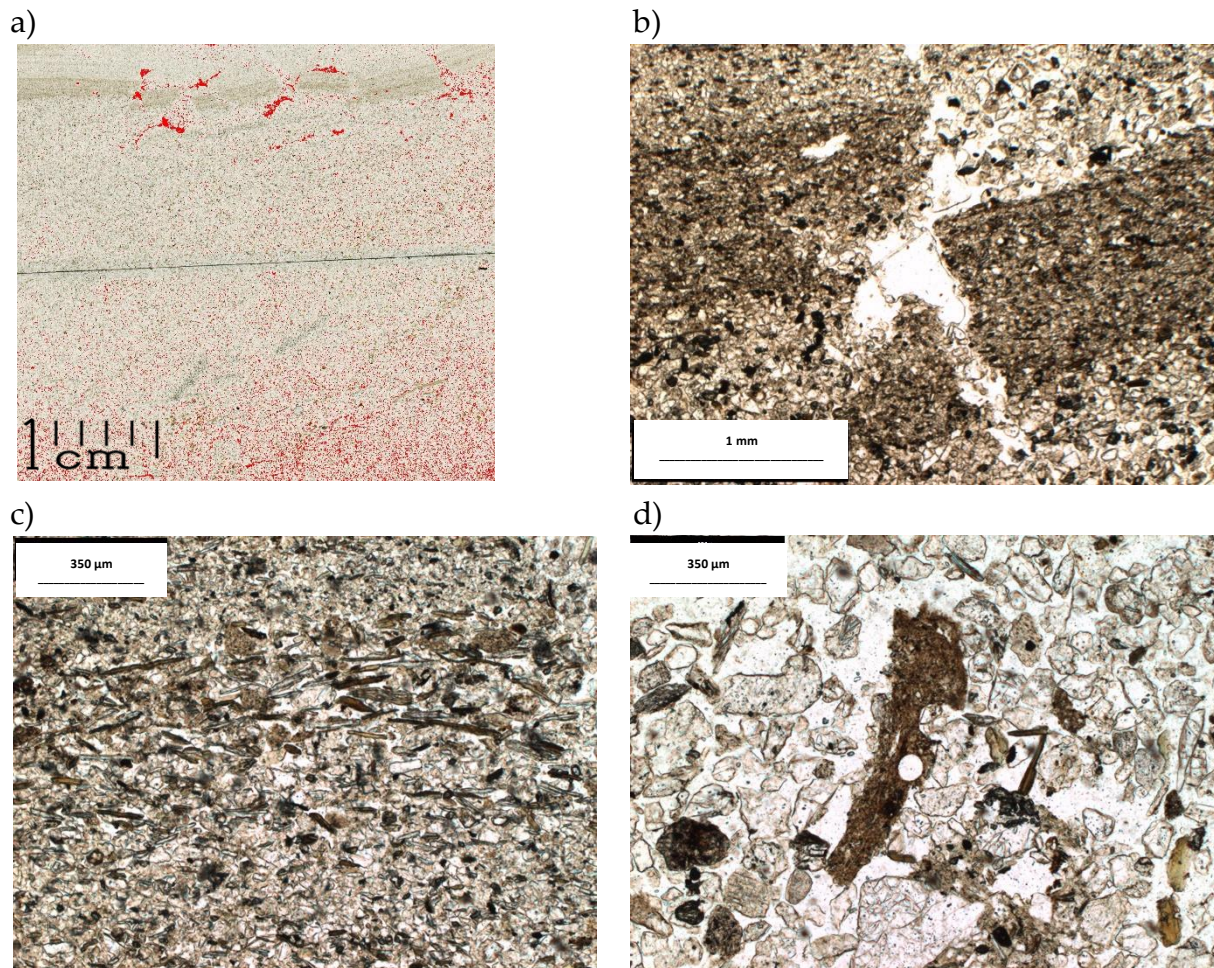


Figura 16. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Laminaciones interrumpidas por canales, PPL. c) Laminaciones, se aprecia la orientación casi horizontal de las micas, 32 PPL. d) Costra de suelo, PPL.

Planicie de inundación – Overbank

Sin estructura. La porosidad representa el 25.06% y se trata de fisuras, vesículas y canales (**Figura 17a**) con distribución relacionada porfírica abierta. Los componentes gruesos representan el 15% y se tratan de esquistos, cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita, muscovita, y epidota. Se presentan restos vegetales con alto grado de descomposición, con coprolitos (**Figura 17b**). Edafogénesis incipiente con hiporrevestimientos de carbonatos micríticos y de arcilla impura (**Figura 17c**), así como óxidos de Fe-Mn (**Figura 17d**). La laminación predomina en toda el corte. Sedimentariamente se trata de depósitos *overbank*, de material muy fino y de acreción lateral (McLean, 1981; Sánchez-Moya y Sopena, 2010).

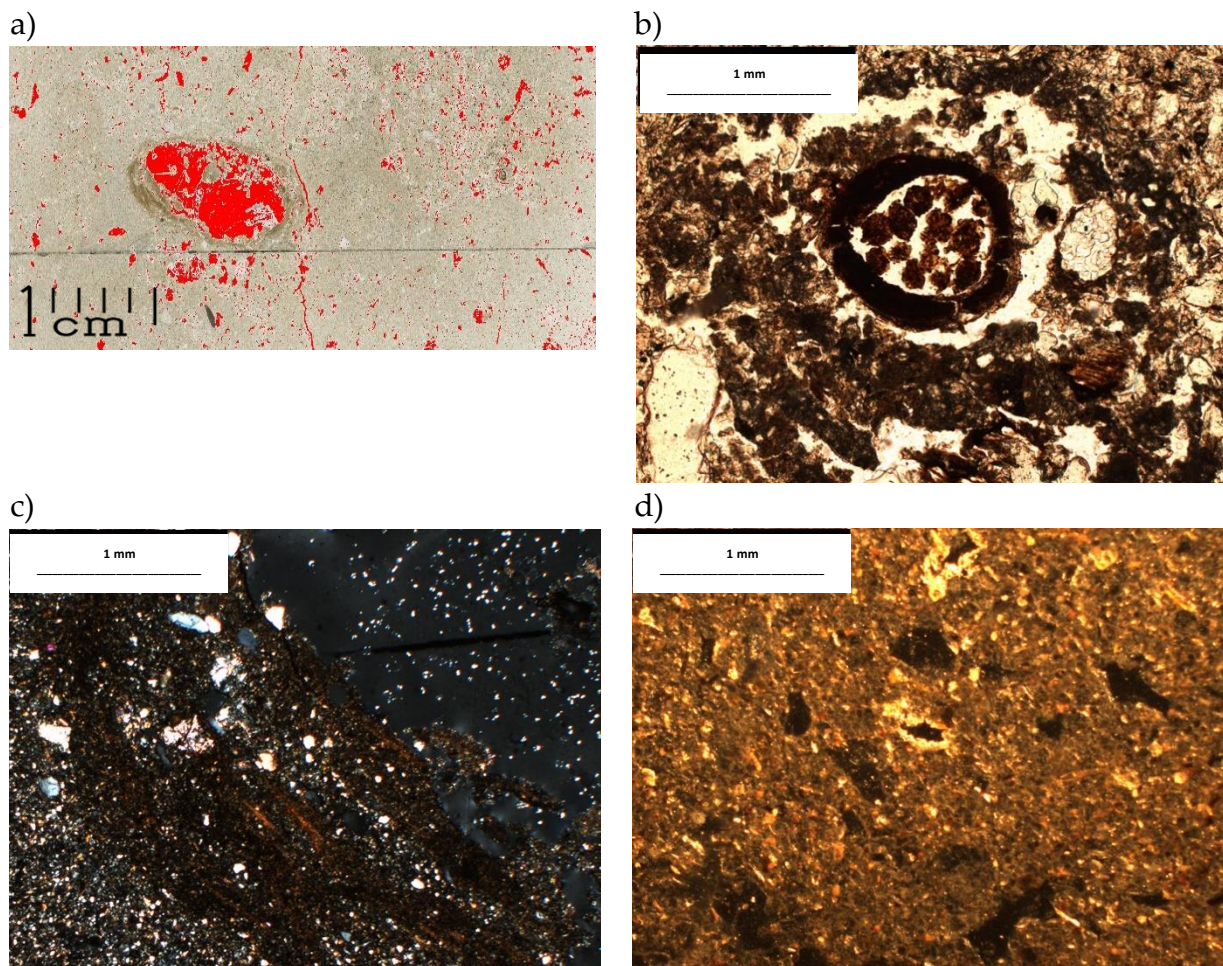


Figura 17. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Restos orgánicos con descomposición avanzado, asociados a coprolitos, PPL. c) Secuencias de hiporrevestimientos de arcilla impura, XPL. d) Óxidos de Fe-Mn, luz reflejada.

Horizonte 4ACk

Microestructura primaria compleja de cavidades, canales, vesicular y fisural. La microestructura secundaria es en bloques subangulares, débilmente desarrollados. La porosidad representa el 8.1% (**Figura 18a**), con una distribución relacionada porfírica abierta. Presencia de pequeños agregados en forma de cuña, débilmente desarrollados. Los componentes gruesos representan el 3% y se tratan de cuarzo criptocristalino, probablemente calcedonia o ágata (**Figura 18b**), esquistos, biotita y muscovita, creando una matriz cristalítica limosa bien clasificada. El material orgánico presente consiste en restos vegetales con alto grado de descomposición, asociados a coprolitos (**Figura 18c**). Entre los edaforrasgos sobresalen hiporrevestimientos de carbonatos micríticos (**Figura 18d**) y de arcilla impura, así como óxidos de Fe-Mn en forma de nódulos, principalmente. La laminación continúa siendo evidente.

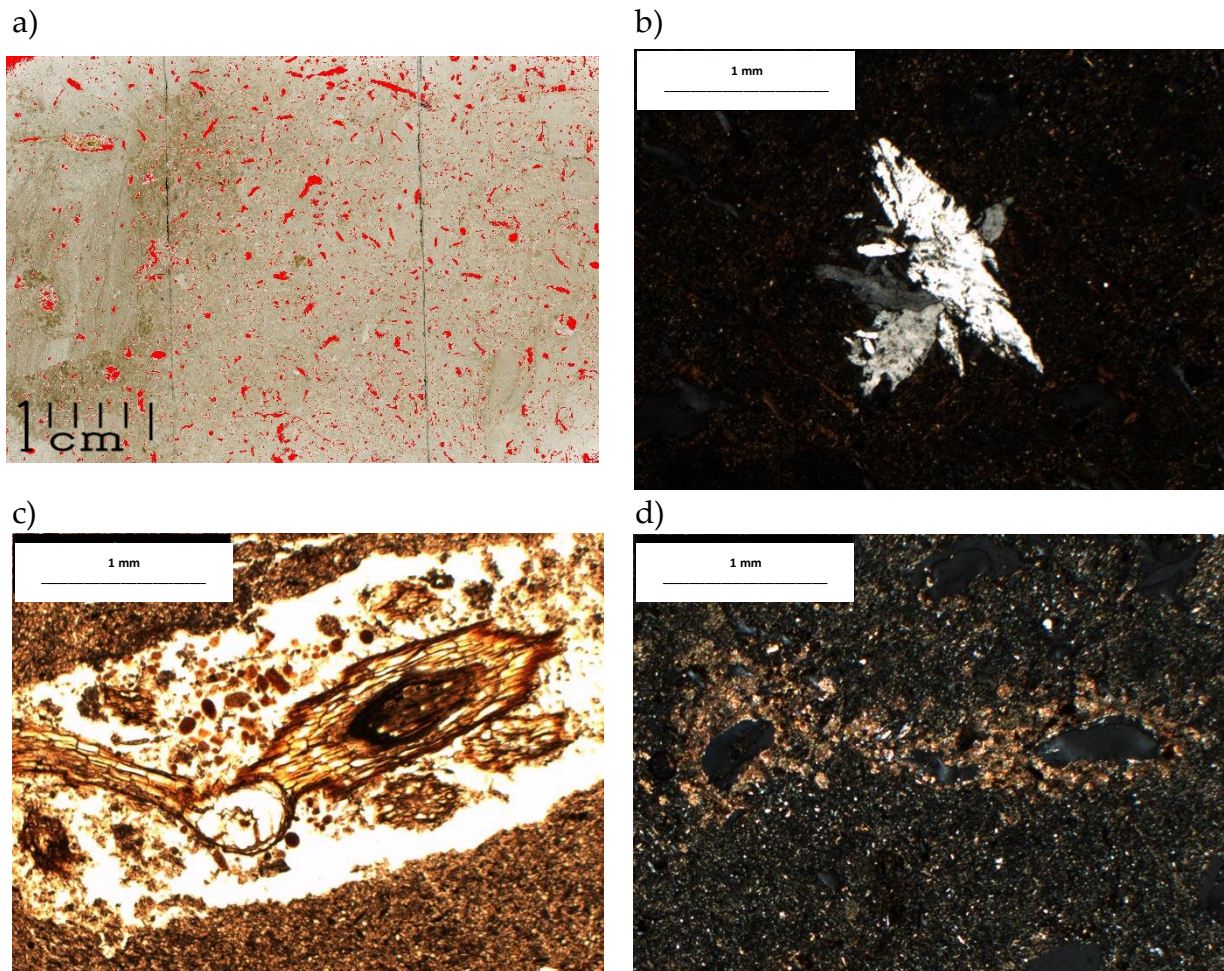


Figura 18. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Cuarzo criptocristalino; algunos hiporrevestimientos de arcilla impura, XPL. c) Restos orgánicos con descomposición avanzado, asociados a coprolitos, PPL. d) Hiporrevestimientos de carbonatos micríticos, XPL.

Horizonte 4Ck

Microestructura primera compleja de cavidades, vesicular y fisural. La microestructura secundaria es en bloques subangulares débilmente desarrollados. La porosidad representa el 5.29% (**Figura 19a**), con distribución relacionada porfirica de doble espacio. Presencia de fragmentos de cuarzo criptocristalino. La mineralogía está compuesta principalmente por cuarzo, biotita y muscovita, creando una matriz cristalítica. El material orgánico presente consiste en raíces con descomposición avanzada, no hay birrefringencia y la estructura está muy destruida, asociada a coprolitos (**Figura 19b**). Entre los edaforrasgos sobresalen hiporrevestimientos de carbonatos micríticos y de arcilla impura, así como óxidos de Fe-Mn (**Figura 19c y 19d**).

Se observa en el corte la diferenciación de dos ciclos edafosedimentarios: el primero compuesto por material limoso, sedimentación calmada y edafogénesis incipiente asociada a carbonatos secundarios y óxidos de Fe-Mn; una costra de suelo continua y fracturada funciona como límite entre los ciclos y, suprayaciendo, procesos más violentos de sedimentación, con arenas de cuarzo angular y mayor precipitación de óxidos de Fe-Mn. Se propone que, dicha costra de suelo, funcionó como una superficie de desecación que encriptó la memoria edáfica-sedimentaria del ciclo primario.

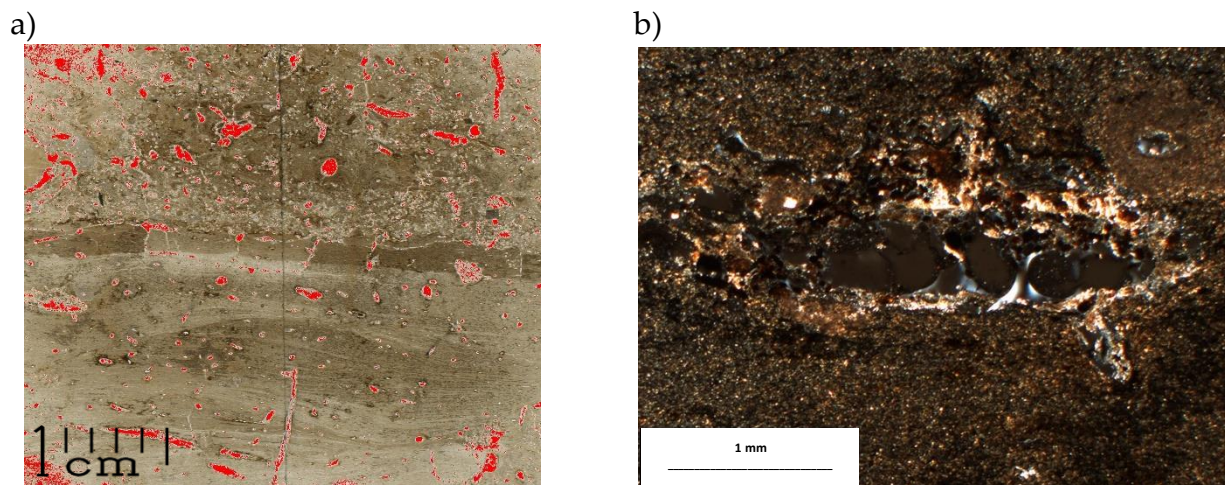


Figura 19. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Restos orgánicos con descomposición avanzada, asociados a coprolitos, PPL.

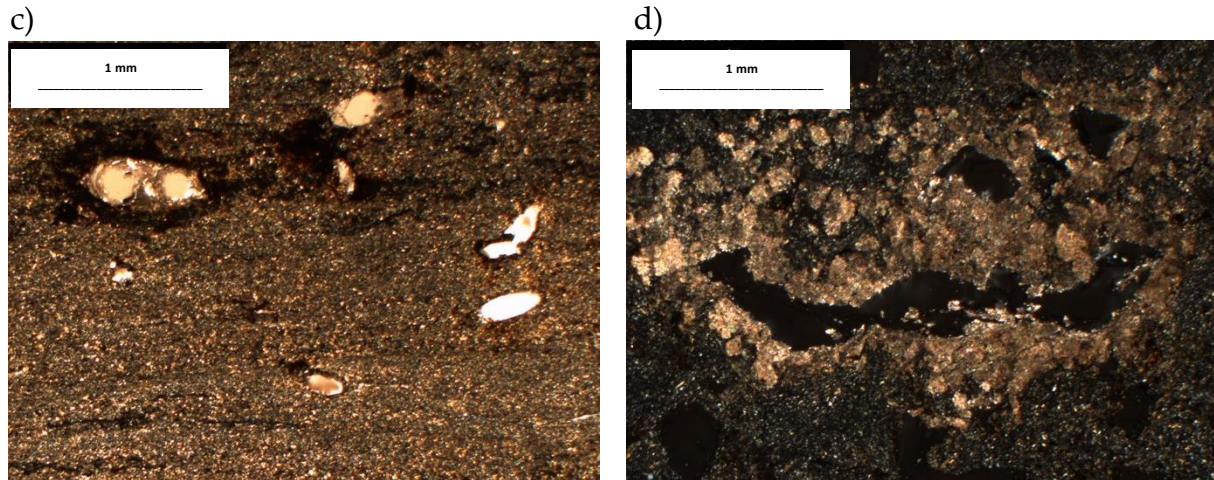


Figura 19. **c)** Laminaciones y óxidos de Fe-Mn, PPL. **d)** Hiporrevestimientos de carbonatos, se observa microsparita (micrita que ha sufrido recristalización) y una matriz micrítica, XPL.

Horizonte 5Ck

Microestructura primaria compleja de canales, vesicular y fisural, con una porosidad del 14.72% (**Figura 20a**), con una distribución relacionada quitónica-enáulica. Los componentes gruesos representan el 20% y se tratan de cuarzo, epidota, muscovita, biotita y microclina. Se tienen restos vegetales con descomposición avanzada, carecen de birrefringencia y estructura original y fragmentos de carbón (**Figura 20b**). Entre los edaforrasgos sobresalen hiporrevestimientos de carbonato micrítico y arcilla impura, así como agrocutanes en media luna, y óxidos de Fe-Mn (**Figura 20c y 20d**).

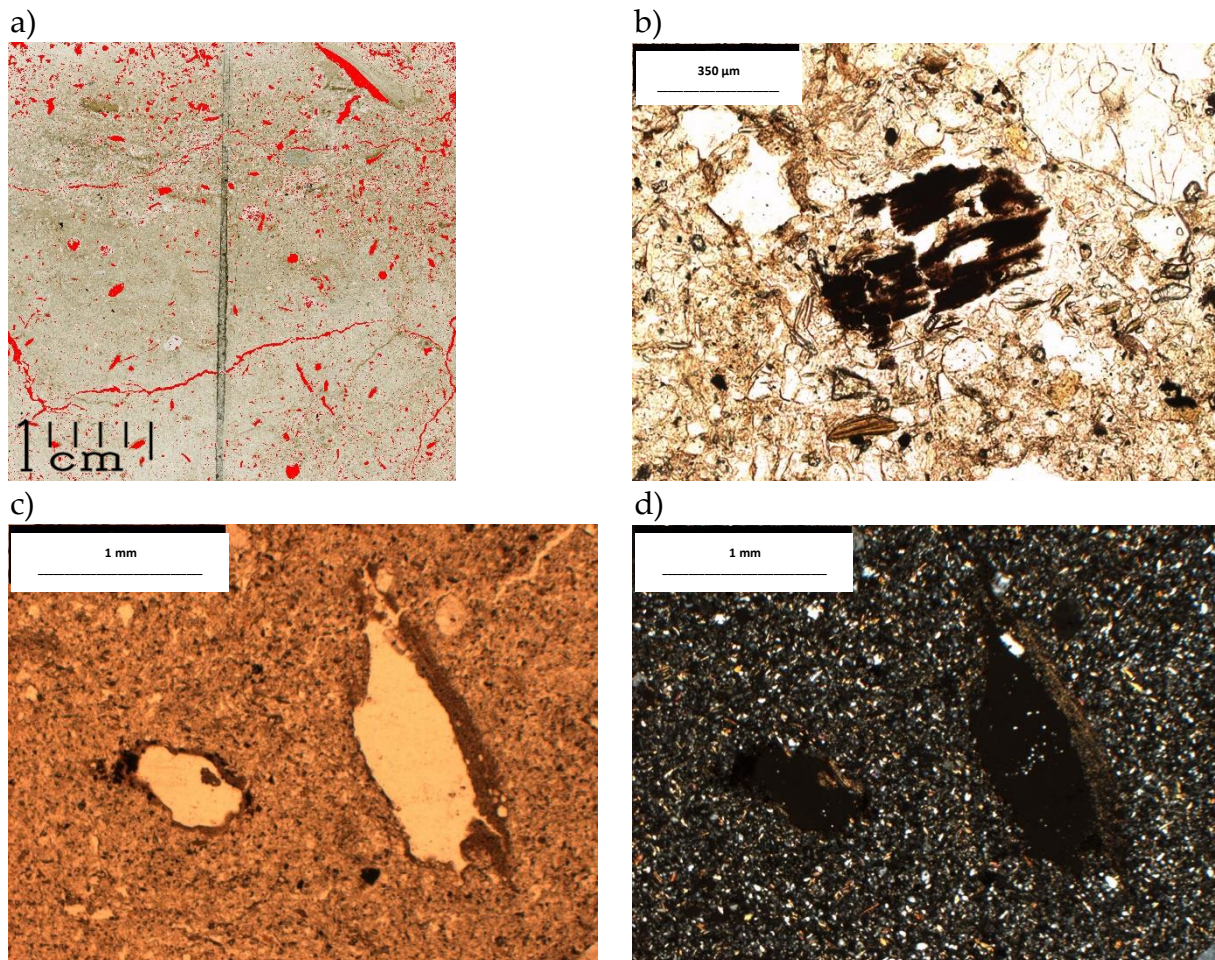


Figura 20. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Material carbonizado, PPL. c) Hiporrevestimientos de arcilla impura, con baja birrefringencia, PPL. d) Hiporrevestimientos de arcilla impura, con baja birrefringencia, XPL.

Horizonte 6BC

La microestructura primera compleja consiste en canales, vesículas y cavidades. La porosidad representa el 32.65% (**Figura 21a**), con una distribución relacionada porfírica de doble espacio. Los componentes gruesos representan el 15% y se tratan de cuarzo, cuarcita, esquistos, microclina, epidota y, en menor medida, hematita. Disminuyen evidentemente las micas. El material orgánico presente está compuesto de restos vegetales con descomposición moderada, débiles colores de interferencia. Entre los edaforrasgos sobresalen agrocutanes (**Figura 21b**) e hiporrevestimientos de arcilla impura, así como óxidos de Fe-Mn (**Figura 21c** y **Figura 21d**). En algunos poros, los óxidos de Fe-Mn se precipitan, cronológicamente, anterior y posteriormente a la iluviación de arcillas impuras.

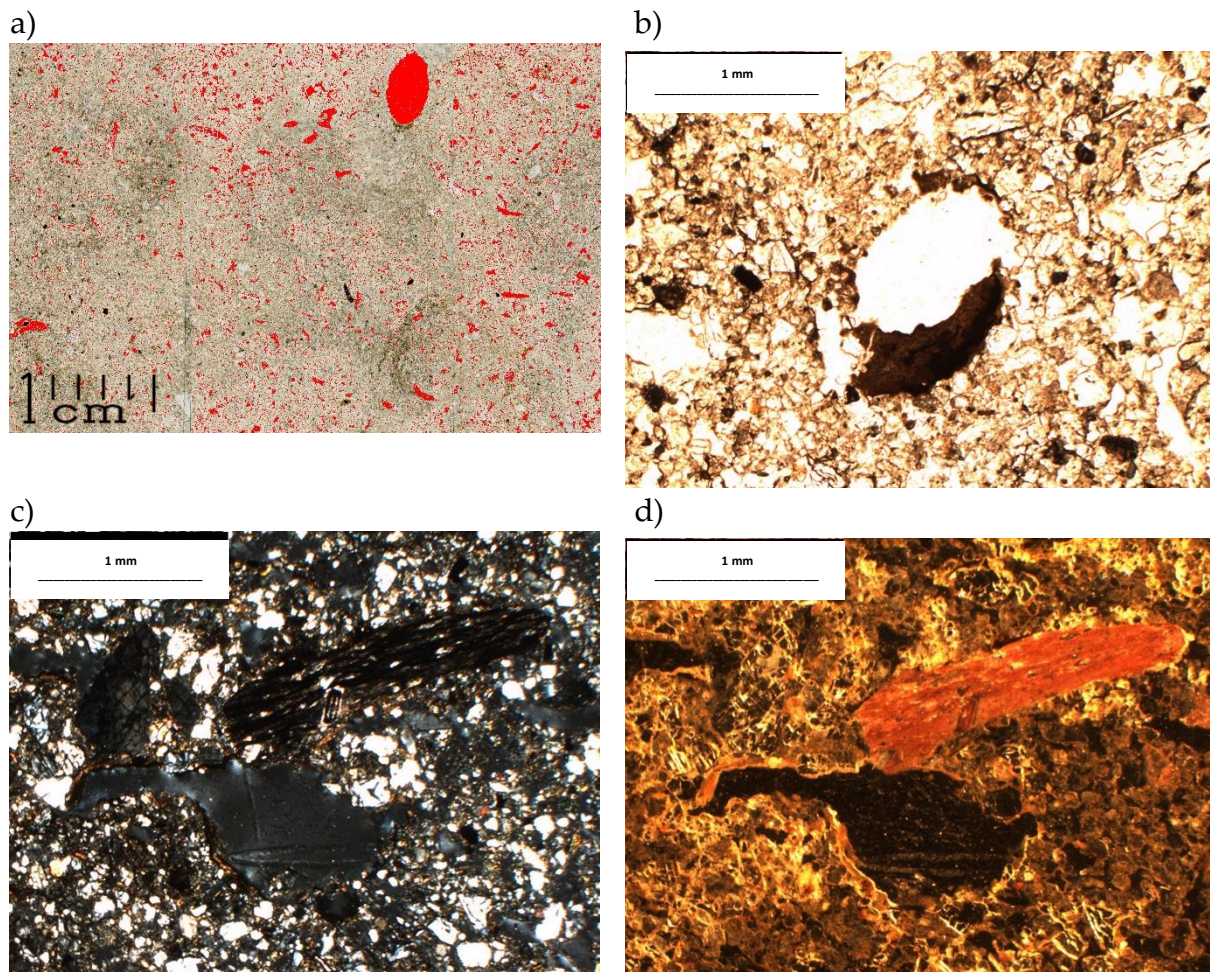


Figura 21. a) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. b) Agrocután en forma de media luna, PPL. c) Hiporrevestimientos de arcilla impura, con baja birrefringencia, óxidos de Fe-Mn y material carbonizado, XPL. d) Hiporrevestimientos de arcilla impura, con baja birrefringencia, óxidos de Fe-Mn y material carbonizado, luz reflejada.

5.2.3. Paleosuelo San Rafael

Horizonte 7ABt

La microestructura primaria compleja consta de canales, vesículas y fisuras. La microestructura secundaria es en bloques subangulares moderadamente desarrollados, acomodados (**Figura 22a**). La porosidad representa el 16.99% con distribución relacionada porfirica de espacio simple (**Figura 22b**). Los fragmentos gruesos representan el 10% y se tratan de cuarzo, cuarcita, esquistos, microclina y plagioclasa. Presenta una fábrica b granoestriada (**Figura 22c**). Entre los edaforrasgos sobresalen los cutanes de arcilla y los óxidos de Fe-Mn (**Figura 22d**). Material carbonizado pseudomorfo por arcilla; es decir, el material carbonizado fue alterado, de forma que su estructura interna y composición química fueron modificados, pero su forma externa prevalece y ha sido sustituida por arcilla (Klein y Hurlbut Jr., 2006).

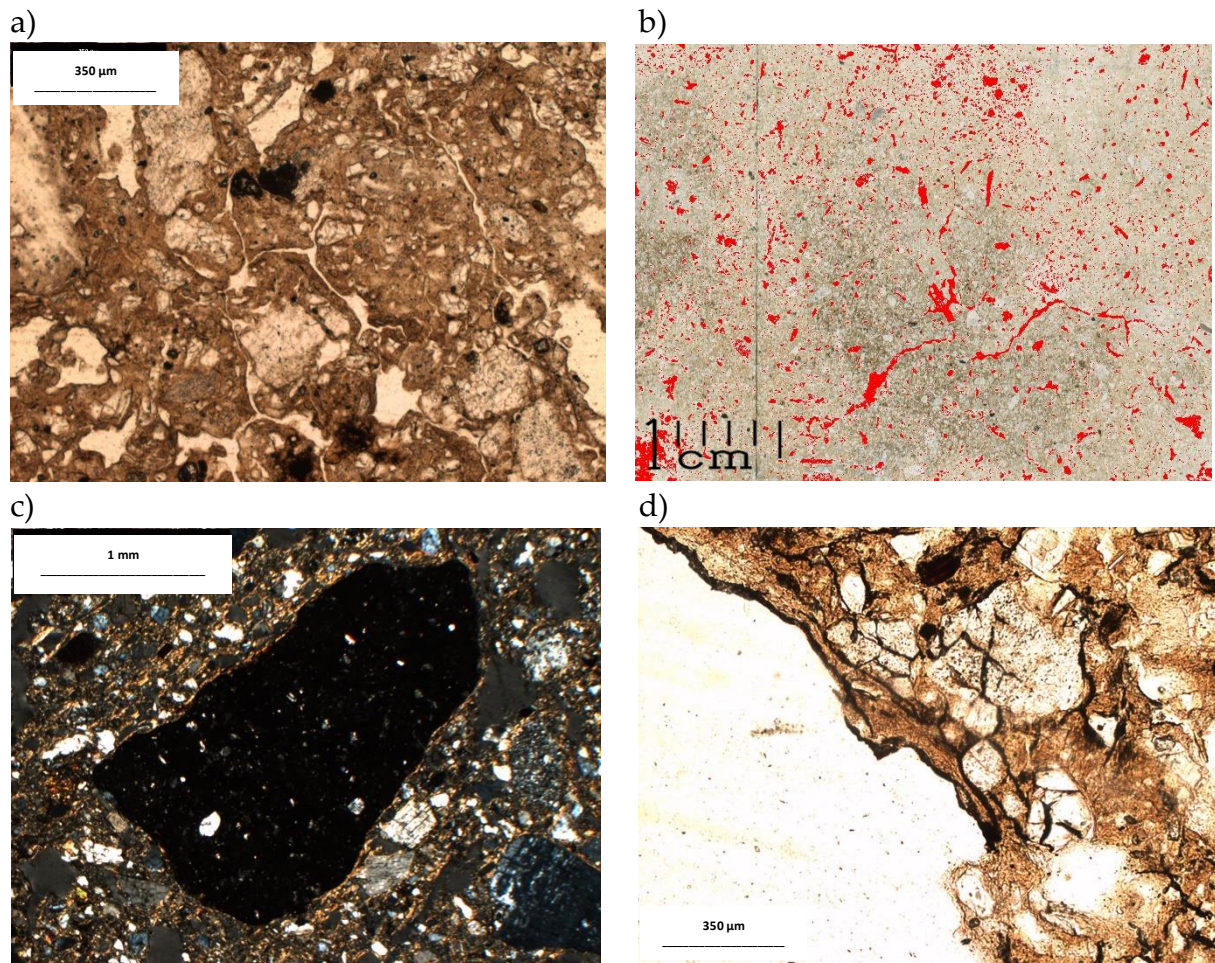


Figura 22. a) Agregados en bloques subangulares, moderadamente desarrollados, PPL. b) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. c) Fábrica-b granoestriada, XPL. d) Hiporrevestimientos de arcilla impura y óxidos de Fe-Mn, PPL.

Horizonte 7Bt

La microestructura primaria compleja consiste en canales y vesículas, en tanto que la secundaria se presenta en bloques subangulares moderadamente desarrollados (**Figura 23a**). La porosidad representa el 15.34% (**Figura 23b**), con distribución relacionada porfírica de espacio simple. Los fragmentos gruesos representan el 10% y se tratan de cuarzo, cuarcita, esquistos, microclina y plagioclasa. Presenta una fábrica b granoestriada. Entre los edaforrasgos sobresalen los cutanes de arcilla (**Figura 23c y 23d**) y los óxidos de Fe-Mn. Material carbonizado pseudomorfizado por arcilla.

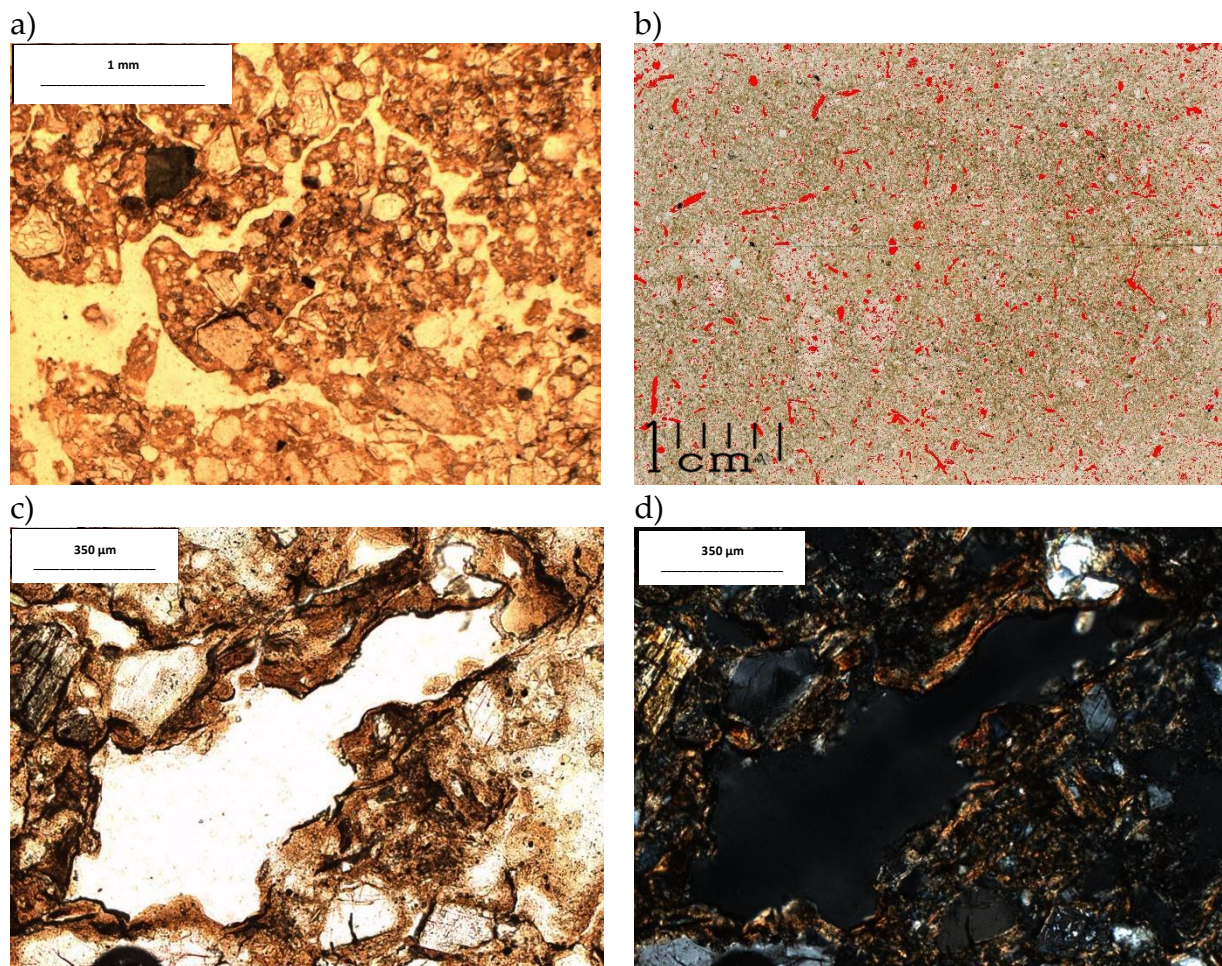


Figura 23. a) Agregados en bloques subangulares, moderadamente desarrollados, PPL. b) Escaneo de la lámina, las áreas en rojo representan los poros. c) Hiporrevestimientos de arcilla y óxidos de Fe-Mn, PPL. d) Hiporrevestimientos de arcilla y óxidos de Fe-Mn, XPL.

En la **Figura 24** se presenta un resumen de los principales rasgos micromorfológicos detectados, en la que se hace una diferenciación cualitativa de la intensidad con que la ocurre cada uno. En ella, se destaca la falta de estructura edafogénica en los estratos sedimentarios, la presencia de fábrica b en el paleosuelo San Rafael y la disminución paulatina de los carbonatos hacia la base de la secuencia.

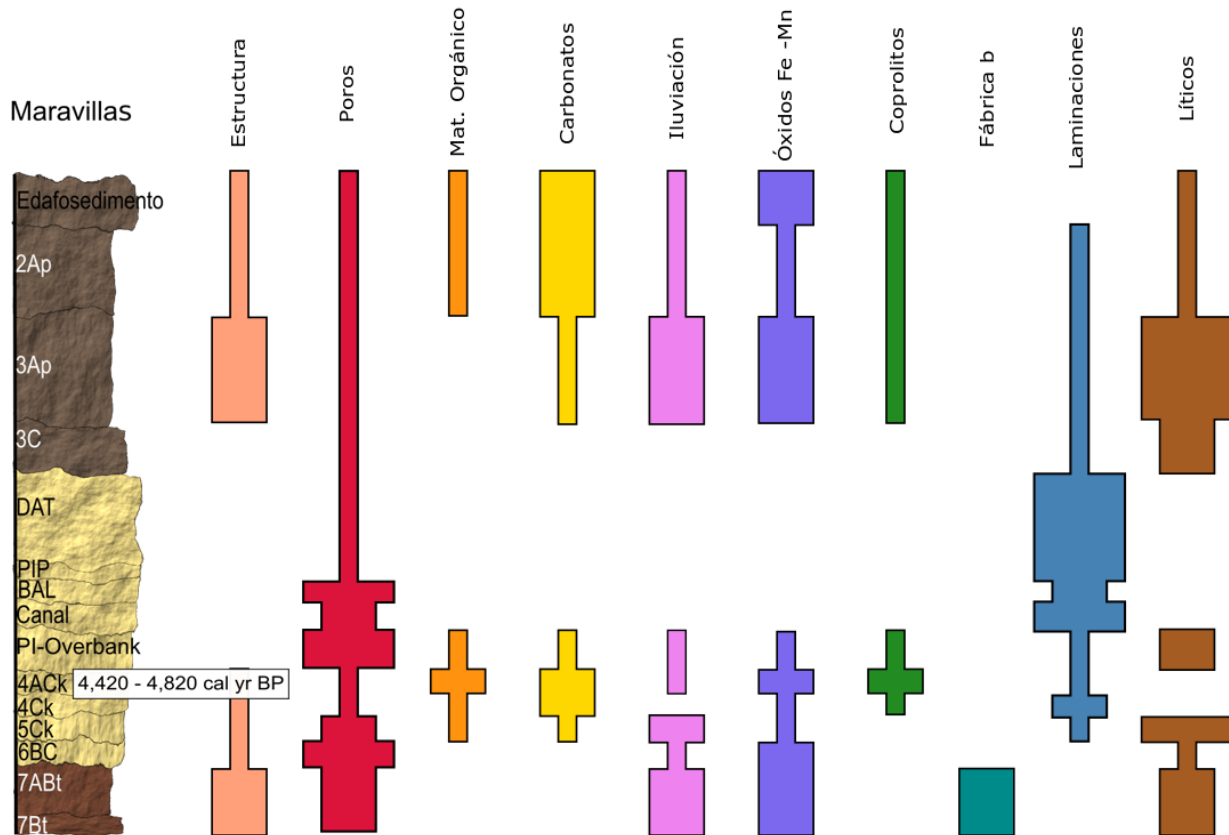


Figura 24. Resumen cualitativo de los principales rasgos micromorfológicos observados en el perfil "Maravillas". El ancho de los bloques está asociado con los resultados cualitativos; es decir, a mayor anchura, mayor presencia de dicho rasgo micromorfológico. El largo de los bloques está asociado con la profundidad de los horizontes y estratos.

5.1. Mineralogía de los horizontes y sedimentos

5.1.1. Mineralogía de la muestra total

La mineralogía reportada se basa en dos técnicas: Micromorfología y Difacción de Rayos X de muestra total. Mediante Micromorfología, la asociación mineralógica detectada en

los estratos sedimentarios y horizontes edáficos es muy similar. En todos los niveles se encuentra el cuarzo como mineral dominante, en tanto que las micas (biotita y muscovita) son abundantes en la sección sedimentaria y con una presencia importante en el paleosuelo Boquillas. Por su parte, las plagioclasas predominan en el paleosuelo Boquillas, pero empobrecen en la secuencia sedimentaria, con excepción del estrato *Canal*. En el paleosuelo San Rafael abundan los feldespatos potásicos del tipo microclina sobre las plagioclasas. La epidota está presente en la mayor parte de la secuencia sedimentaria y el paleosuelo Boquillas; empobrece paulatinamente con los horizontes de edafogénesis incipiente de la secuencia sedimentaria y hay carencia en el paleosuelo San Rafael.

Otra cuestión interesante es que los líticos son escasos en el intervalo sedimentario (**Tabla 4**). Por otro lado, el resumen de los rasgos sedimentarios encontrados, tanto en el intervalo sedimentario, como en los horizontes de menos desarrollo de los paleosuelos permite diferenciar claramente la poca edafogénesis que tienen los sedimentos, conservándose la laminación primaria (**Figura 24**).

Tabla 4. Resumen de la mineralogía en lámina delgada. De derecha a izquierda se presenta la preponderancia cualitativa de cada mineral.

Edafosedimento	Minerales principales				
	Cuarzo	Plagioclasa	Muscovita	Biotita	Microclina
2Ap	Cuarzo	Plagioclasa	Biotita	Microclina	Epidota
3Ap	Cuarzo	Muscovita	Biotita	Epidota	Plagioclasa
3C	Cuarzo	Plagioclasa	Microclina	Epidota	Biotita
DAT	Cuarzo	Biotita	Muscovita	Epidota	
PIP	Cuarzo	Biotita	Muscovita	Zircón	Hematita
BAL	Cuarzo	Microclina	Plagioclasa	Magnetita	Epidota
Canal	Cuarzo	Plagioclasa	Muscovita	Biotita	Epidota
PI - Overbank	Cuarzo	Biotita	Muscovita	Epidota	
4ACK	Cuarzo	Biotita	Muscovita	Epidota	
4Ck	Cuarzo	Biotita	Muscovita		
5Ck	Cuarzo	Epidota	Muscovita	Biotita	Microclina
6BC	Cuarzo	Microclina	Epidota	Hematita	
7ABt	Cuarzo	Microclina	Plagioclasa		
7Bt	Cuarzo	Microclina	Plagioclasa		

La Difracción de Rayos X de la muestra total, efectuada en los horizontes 2Ap, 4ACk, 6BC, 7ABt y 7Bt (**Figura 25**) confirma lo observado en las láminas delgadas, siendo el cuarzo el mineral dominante con variaciones que van de 77% en 7Bt a 51% en 6BC; asimismo, predominan las plagioclasas y los feldespatos potásicos. La presencia de calcita (CaCO_3) en los horizontes 2Ap y 4ACk se debe a la precipitación de carbonatos (CaCO_3) micríticos, rasgo edafogénico observado en la Micromorfología (**Figura 10d, 18d y 24**).

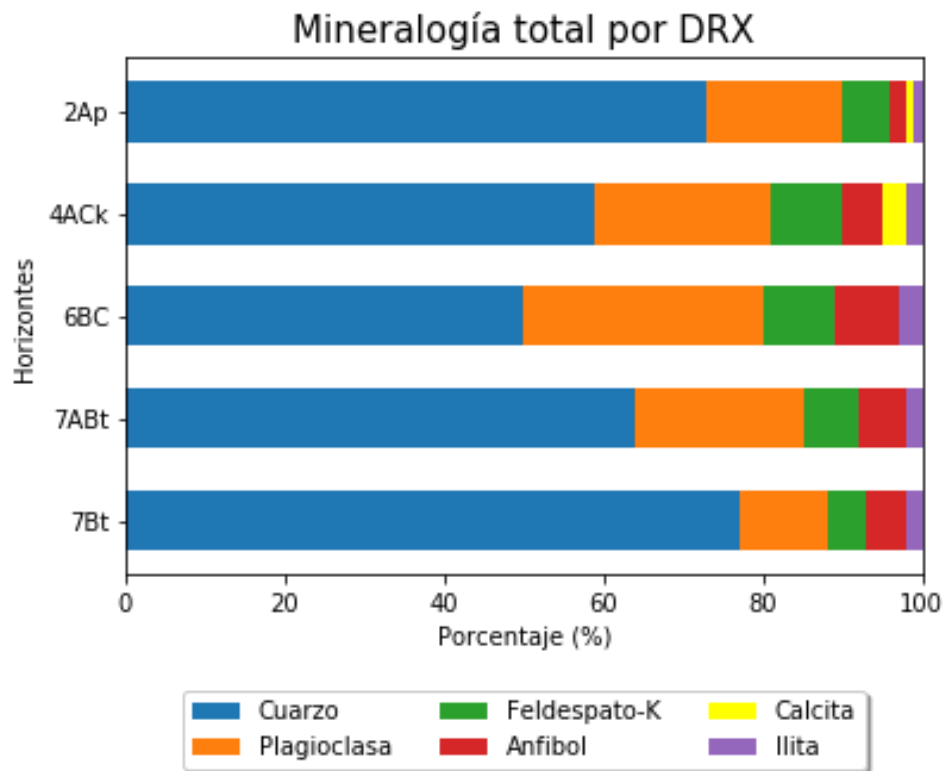


Figura 25. Resumen de la mineralogía por Difracción de Rayos X de la muestra total. Cuarzo: SiO_2 ; Plagioclasa intermedia: $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_8$; Feldespato-K: KAlSi_3O_8 ; Anfíbol tipo actinolita: $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4.5-2.5}\text{Fe}^{2+0.5-2.5})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$; Calcita: CaCO_3 ; y Trazas de filosilicatos tipo Illita.

Los difractogramas de la mineralogía de la muestra total (**Figura 26**) muestran una similitud en los patrón de difracciones, de manera homogénea en el perfil, con la presencia de cuarzo (Q), plagioclasa (An), feldespato potásico (F-K), Anfíbol (Ac) e illita (M). El enriquecimiento de calcita (Ca), limitado al PB (2Ap) y parte de la Secuencia sedimentaria (4ACk) queda evidenciado; sin embargo, los picos más evidentes de la calcita quedan sombreados por el patrón de difracción del cuarzo, conforme el empobrecimiento del CaCO_3 .

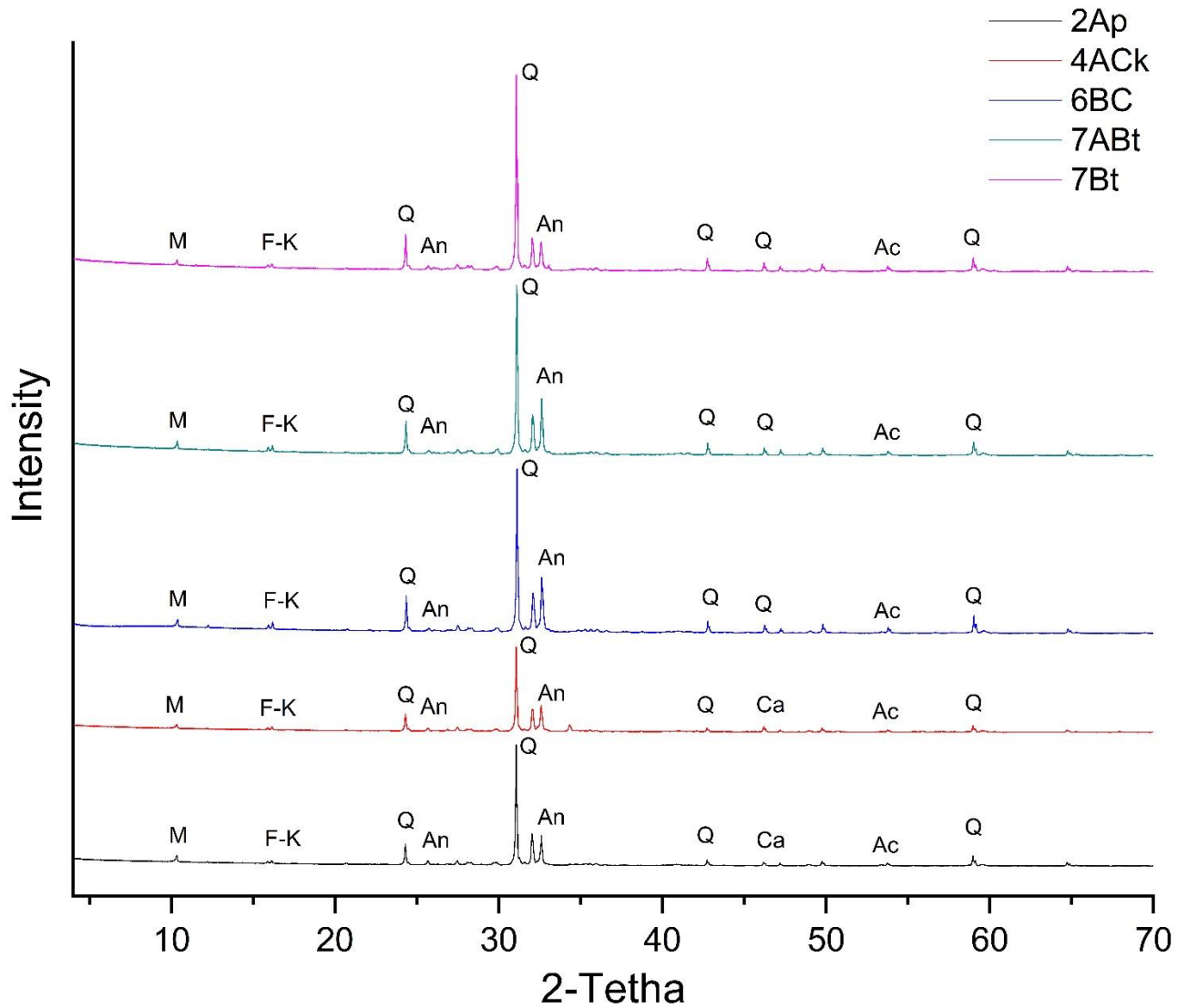


Figura 26. Difractogramas de la mineralogía por Difracción de Rayos X de la muestra total. Cuarzo: Q; Plagioclasa tipo andesina: An; Feldespato-K: F-K; Anfíbol tipo actinolita: Ac; Calcita: Ca; y Trazas de filosilicatos tipo illita: M.

5.1.2. Mineralogía de la fracción arcilla

La mineralogía de la fracción arcilla se llevó a cabo mediante Difracción de Rayos X. Para este análisis se seleccionaron los mismos cinco horizontes que para la mineralogía de muestra total: 2Ap, 4ACk, 6BC, 7ABt y 7Bt. Las fases mineralógicas detectadas son similares en todos ellos (**Tabla 6**), con presencia de esmectita, mica-ilita y caolinita. Algunas de las diferencias que se observan son: en el paleosuelo San Rafael, la esmectita tiene una baja cristalinidad, y hay una mayor cantidad de ilita, en tanto que en el

paleosuelo Boquillas hay un dominio de esmectita. La presencia exclusiva de arcilla expansible tipo esmectita en el horizonte 4ACk da pie a incipientes procesos protovérticos: pequeños agregados en forma de cuña, débilmente desarrollados.

Tabla 6. Mineralogía de arcillas por DRX.

Horizonte	Fases identificadas	Observaciones
2Ap	Esmectita, mica-ilita, caolinita	Predominio de esmectita
4ACk	Esmectita	Presencia exclusiva de arcilla expansible
6BC	Esmectita, mica-ilita, caolinita	Predominio de esmectita de baja cristalinidad y mica-ilita
7ABt	Esmectita, mica-ilita, caolinita	Predominio de illita
7Bt	Esmectita, mica-ilita, caolinita	Predominio de esmectita de baja cristalinidad y mica-ilita

Los difractogramas de la fracción arcilla de los horizontes 2Ap, 4ACk y 7ABt, representan de manera general los tres principales episodios edáficos-sedimentarios del perfil: paleosuelo Boquillas, Secuencia sedimentaria y paleosuelo San Rafael, respectivamente.

El paleosuelo Boquillas presenta un predominio de esmectita (**Tabla 6**), evidenciada por los picos 13.5Å para arcilla orientada, 16.8Å para arcilla glicolada y 10Å para arcilla calentada a 550 °C. Los minerales del grupo de la esmectita están compuestos por dos láminas externas tetraédricas de sílice y una interna octaédrica de aluminio, designados como minerales 2:1, en los que cationes y moléculas de agua pueden ocupar el espacio entre las capas 2:1 (Murray, 2006), causando expansión en la dirección *c* (Poppe *et al.*, 2001). Por ello, al ser glicolada la arcilla, aumenta su estructura y distancia interplanar, haciendo que la reflexión de los planos 001 varíe de 13.5Å a 16.8Å; y al ser calentada, la reflexión de los planos 001 colapsa a 10Å (**Figura 27**).

La mica-illita está representada por los picos 10Å de los planos 001 (Poppe *et al.*, 2001) (**Figura 27**). La illita se trata de un mineral micáceo de tamaño arcilla (Grim *et al.*, 1937), de estructura 2:1 con un catión de potasio entre las capas 2:1 y no expansible (Murray, 2006). Por su parte, la caolinita (de tipo 1:1) se identifica por su no expansibilidad y transformarse en amorfo después de ser calentada a 550 °C, por lo que su patrón de difracción desaparece (Poppe *et al.*, 2001). La distancia interplanar de la caolinita es 7.1Å (Murray, 2006) (**Figura 27**).

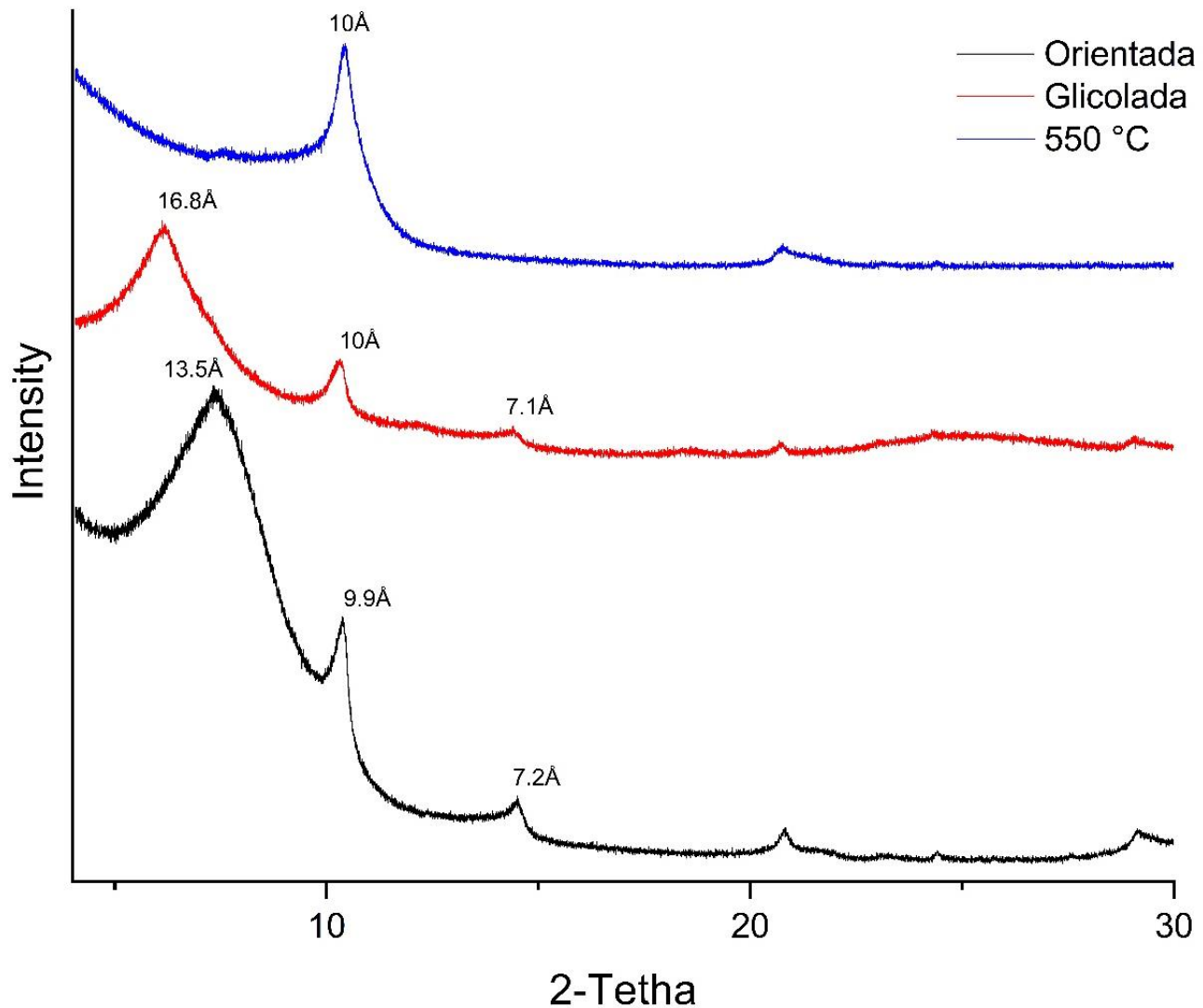


Figura 27. Difractograma para la fracción arcilla orientada, glicolada y calentada a 550 °C, del horizonte 2Ap, del paleosuelo Boquillas.

La Secuencia sedimentaria presenta un predominio exclusivo de arcilla expansible tipo esmectita (**Tabla 6**), con picos en el patrón de difracción a 12Å para arcilla orientada, 16.9Å para arcilla glicolada y 10Å para arcilla calentada a 550 °C (**Figura 28**). Además, el grado de cristalinidad de la esmectita es mayor con respecto al paleosuelo Boquillas, relacionado con la estrechez de sus picos característicos.

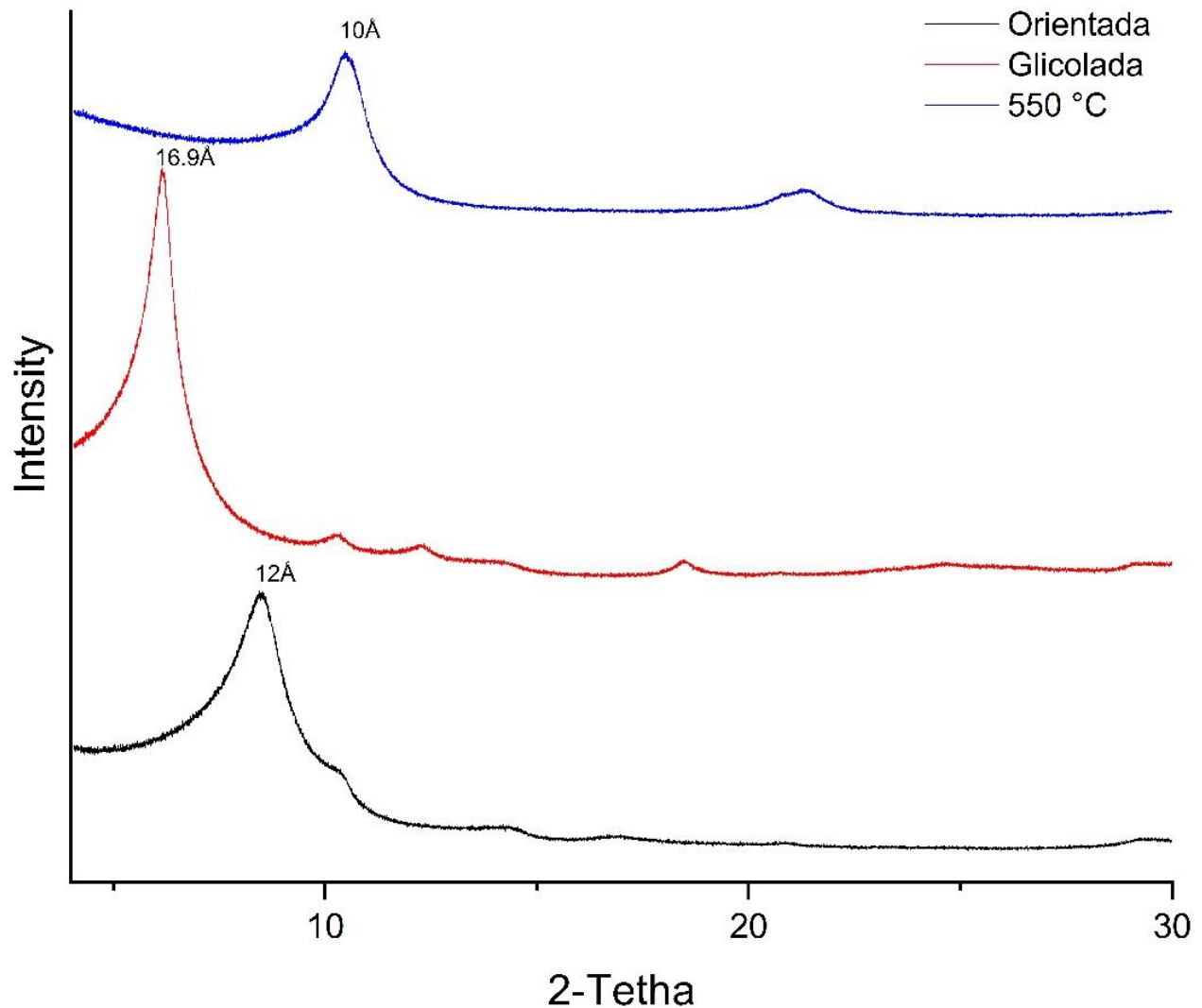


Figura 28. Difractograma para la fracción arcilla orientada, glicolada y calentada a 550 °C, del horizonte 4ACK, de la Secuencia sedimentaria.

El paleosuelo San Rafael está constituido en su fracción arcilla por esmectita, mica-illita y caolinita (**Tabla 6**), sin embargo, el grado de cristalinidad de la esmectita es menor en comparación a la Secuencia sedimentaria y al paleosuelo Boquillas. La presencia de esmectita en el patrón de difracción está relacionada con picos a 12Å, 17Å y 10Å para arcilla orientada, glicolada y calentada a 550 °C, respectivamente. La mica-illita con picos a 9.9Å arcilla orientada y glicolada, y a 10Å para arcilla calentada a 550 °C. Por su parte, la caolinita evidencia picos característicos para arcilla orientada y glicolada a 7.1Å, mientras que su patrón de difracción colapsa después de ser calentada a 550 °C (**Figura 29**).

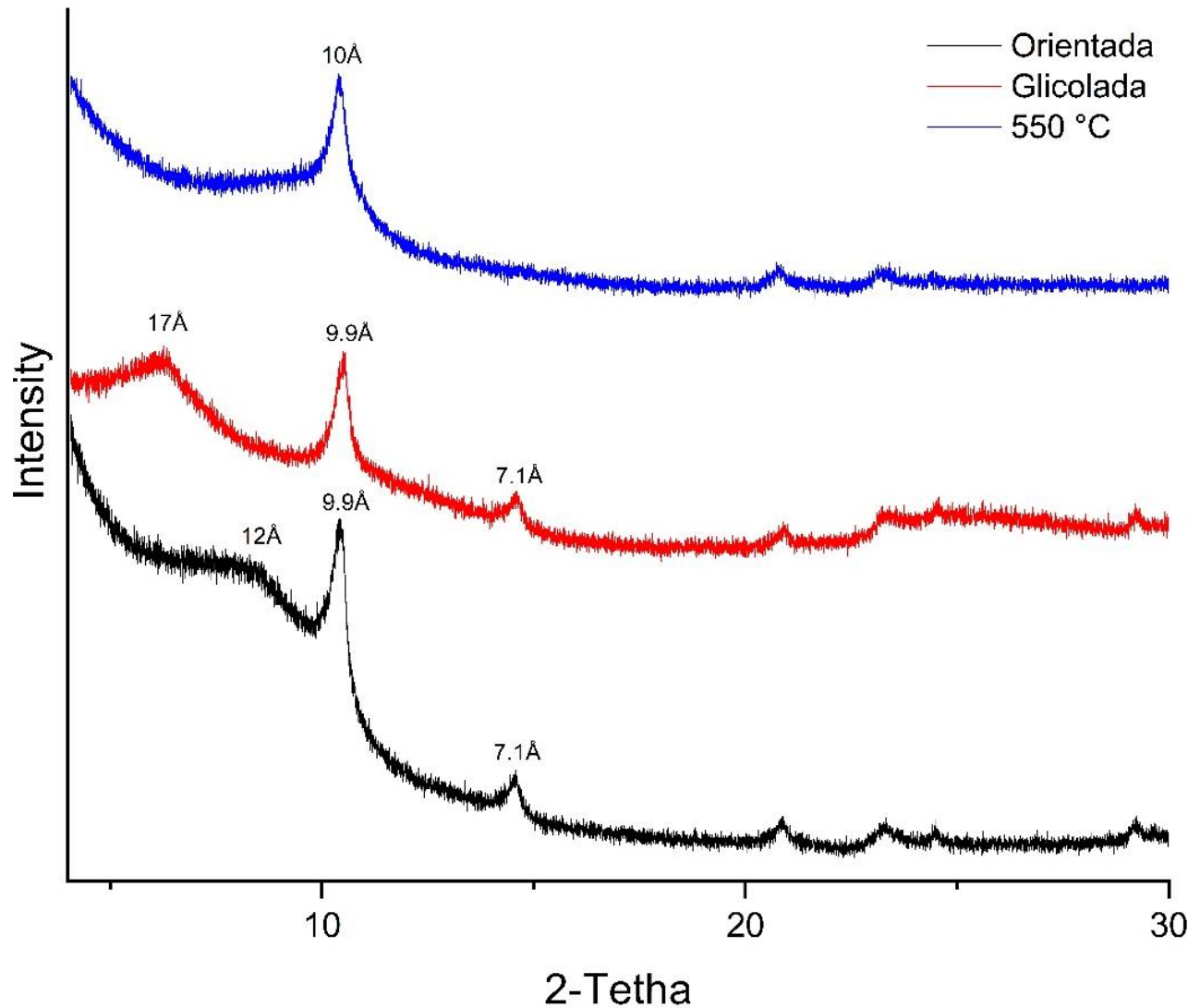


Figura 29. Difractograma para la fracción arcilla orientada, glicolada y calentada a 550 °C, del horizonte 6ABt, del paleosuelo San Rafael.

5.2. Composición química total

La composición química total, obtenida por Fluorescencia de Rayos X (FRX) se presenta en la **Tabla 7**, en la que se observa el alto porcentaje de sílice, variando de 57.47% en el Edafosedimento hasta 77.91% en 7Bt. Las variaciones en alúmina son pequeñas, no obstante, se detecta que el paleosuelo San Rafael tiene porcentajes más bajos (sobre todo en 7Bt). El valor más alto se ubica en PI – Overbank y 4ACk, así como en los horizontes superficiales de Boquillas. El contenido de bases es menor en San Rafael, mientras que el porcentaje de K_2O se mantiene homogéneo en toda la secuencia.

Tabla 7. Análisis elemental por FRX.

Horizonte	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Suma
	Masa %											
Edafo	57.47	0.57	16.28	4.83	0.126	2.22	4.29	2.25	3.92	0.315	7.74	100.00
2Ap	62.84	0.56	16.02	4.58	0.103	1.84	2.25	2.23	4.00	0.155	5.44	99.99
3Ap	62.95	0.56	16.15	4.63	0.094	1.82	2.30	2.15	3.97	0.163	5.21	99.99
3C	68.39	0.51	14.52	4.23	0.089	1.32	1.35	1.94	3.74	0.053	3.86	100.00
DAT	76.82	0.37	10.95	2.95	0.058	0.43	1.22	2.19	3.98	0.05	0.99	99.99
PIP	67.68	0.54	15.04	4.05	0.094	1.48	2.33	2.33	4.03	0.137	2.3	100.00
BAC	69.17	0.58	14.18	4.31	0.152	1.15	1.92	2.40	3.80	0.115	2.23	100.00
Canal	71.86	0.56	13.39	3.23	0.066	0.96	1.91	2.62	3.74	0.1	1.57	100.00
PI - Overbank	58.40	0.63	18.67	5.86	0.153	2.45	2.07	1.90	3.72	0.168	5.98	100.00
4ACk	61.77	0.60	17.13	5.04	0.132	2.09	2.21	2.28	3.78	0.142	4.84	100.00
4Ck	69.65	0.54	14.18	3.86	0.082	1.23	1.59	2.29	3.83	0.093	2.64	99.99
5Ck	70.92	0.43	13.19	3.13	0.072	1.01	1.64	2.33	3.93	0.091	3.24	99.99
6BC	69.16	0.52	14.38	4.18	0.085	1.30	1.42	1.98	3.80	0.064	3.19	100.00
7ABt	69.32	0.56	14.34	4.17	0.115	1.17	1.26	2.01	3.75	0.059	3.24	100.00
7Bt	77.91	0.37	10.09	3.67	0.064	0.37	0.82	1.83	4.01	0.046	0.81	100.00

5.3. Índices de intemperismo

Los valores calculados de los índices de intemperismo (WIP, CIA, CIW y PIA) son similares y no se aprecia una tendencia clara (**Figura 30**), sobre todo CIA, CIW y PIA muestran un comportamiento similar, ya que los tres consideran como elemento inmóvil al Al, excepto que CIW elimina K₂O de su ecuación y PIA se utiliza como una alternativa a CIW; teniendo en cuenta que hay un enriquecimiento homogéneo en el perfil de plagioclasa, feldespato potásico y micas (**Tabla 4, Figura 25 y 26**), que contienen Al en su estructura. Se esperaría que hubiera una diferenciación entre los tres segmentos: paleosuelo Boquillas, Secuencia sedimentaria y paleosuelo San Rafael, ya que este último tiene un mayor grado de desarrollo. Sin embargo, esto no se cumple. El índice V e el que muestra un comportamiento más claro, ya que el paleosuelo San Rafael exhibe el mayor grado de alteración de toda la secuencia (**Figura 30a**); asimismo, el índice WIP (**Figura 30b**).

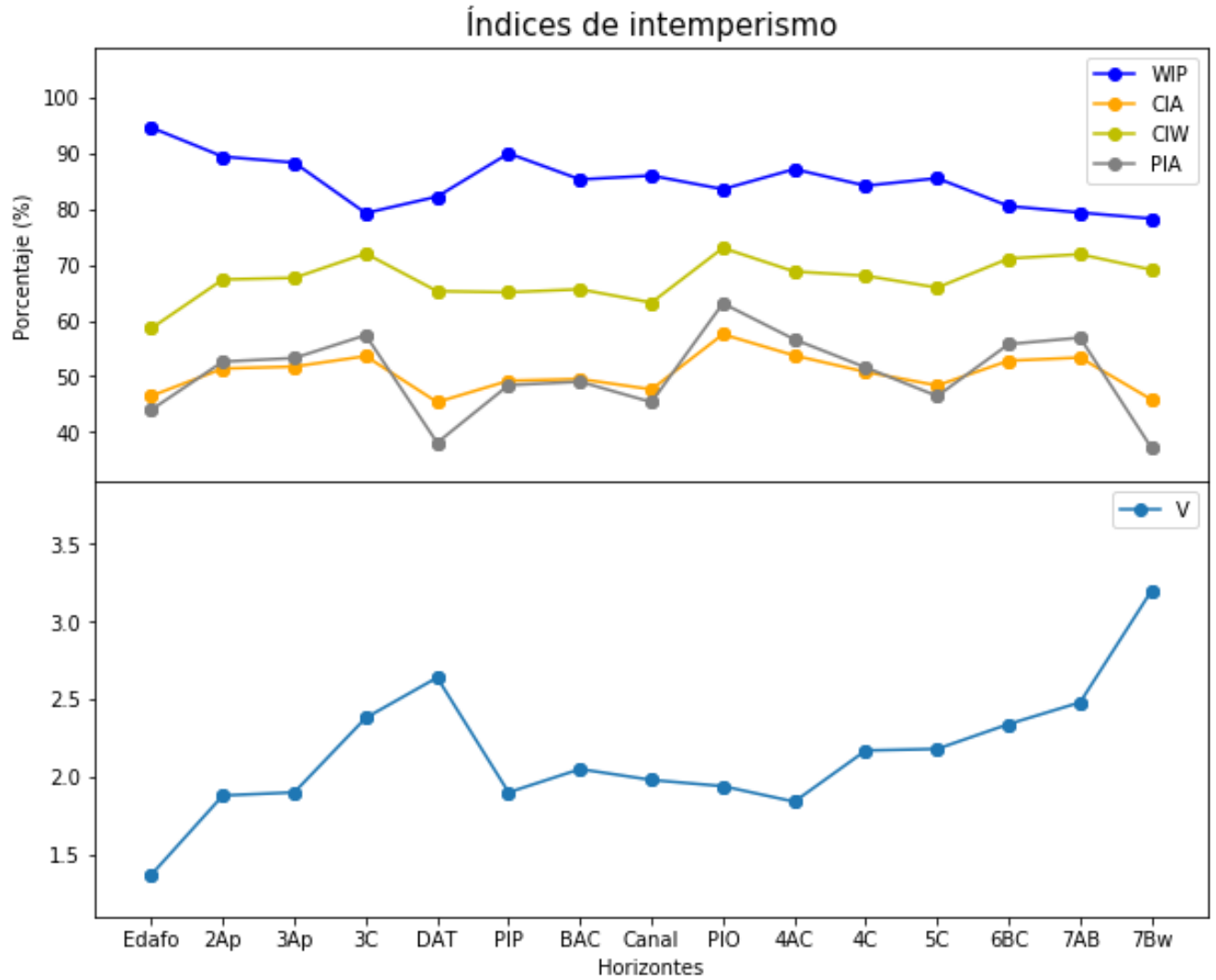


Figura 23. a) Índices de intemperismo del perfil Maravillas: a) índices WIP (el valor decrementa con el aumento del intemperismo), CIA, CIW y PIA (el valor incrementa con el aumento del intemperismo); **b)** Índice de intemperismo V (el valor incrementa con el aumento del intemperismo).

6. Discusión

6.1. Materiales parentales: procedencia

6.1.1. Paleosuelo San Rafael (PSR)

Mineralógicamente, en la fracción gruesa, el PSR es muy homogéneo, compuesto principalmente por cuarzo y feldespatos: plagioclasa y microclina (**Tabla 4, Figura 25**). En la mineralogía de la fracción arcilla domina esmectita e illita y, en menores proporciones, caolinita (**Tabla 6**). El desarrollo de esmectita se relaciona a ambientes estacionales muy marcados, alternando periodos de mayor precipitación con condiciones de precipitación escasa. La presencia de illita puede describirse a través de la illitización de esmectita (*smectite illitization*), una reacción mineralógica común durante procesos diagénéticos de suelos y sedimentos enterrados. El modelo diagenético se basa en un incremento simultáneo de illita a partir de esmectita (Lanson *et al.*, 2009). Por su parte, la caolinita se relaciona al material heredado de origen sedimentario. Estos resultados son comparables con los obtenidos en los trabajos de Cruz-y-Cruz (2011) y Cruz-y-Cruz *et al.* (2014), en los cuales, la mineralogía de arcillas para el PSR, encontrado en el abanico aluvial de La Playa, incrementa en contenido de illita, disminuye en contenido de esmectita y la caolinita es escasa. Además, la carencia de micas como la muscovita y biotita podría explicarse como el resultado de la transformación mineralógica hacia una matriz arcillosa; es decir, las micas en el PSR funcionaron como precursoras en la formación de arcillas edafogénicas.

El PSR presenta los valores más altos de intemperismo químico según los índices PIA, WIP y V (**Figura 30**). Los altos valores de intemperismo químico explican una de las diferencias mineralógicas más evidentes en el perfil “Maravillas”: el empobrecimiento de micas en el PSR, con un claro predominio de cuarzo entre el 64% (7ABt) y 77% (7Bt), mineral muy resistente al intemperismo. Las plagioclasas y los feldespatos potásicos representan entre el 28% (7ABt) y 16% (7Bt) de la mineralogía total, y provienen, posiblemente, de la fuente granítica en la sierra Las Jarillas. Adicionalmente, los fragmentos gruesos, muestran distintas condiciones de intemperismo químico y físico: corrosión y redondez. Dichos materiales provienen de la Sierra Boquillas (**Figura 4 y 5**), compuesta por conglomerados, lutitas y areniscas gris y hematítica (Villalpando *et al.*, 2007), perteneciente al grupo Bisbee del Jurásico superior – Cretácico inferior (Monreal *et al.*, 2011), con materiales de la sierra Las Jarillas (**Figura 4 y 5**), del complejo ígneo-

metamórfico Santa Ana (Morales-Montaña, 1984) del Jurásico medio, compuestas por esquistos y gneiss, principalmente, e intrusionadas por plutones graníticos del Terciario. Existe, además, una extensa área al noroeste de la cuenca de alimentación compuesta por esquisto – cuarcita del Jurásico medio (**Figura 4 y 5**), otra importante fuente de obtención de materiales acarreados por el río Boquillas. Dichos sedimentos reflejan un ambiente de depósito coluvial-aluvial.

6.1.2. Secuencia sedimentaria

La secuencia sedimentaria representa la sección con mayores diferencias mineralógicas, en la que predomina cuarzo, biotita, muscovita y epidota (**Tabla 4**). Los feldspatos y las micas se empobrecen en parte de la secuencia, excepto en los estratos Barras de acreción lateral (BAL) y Canal, así como en los horizontes 5Ck y 6BC, en los que hay presencia de microclina. La hematita, en cantidades pequeñas (<2%) se identifica en el estrato Planicie de inundación perenne (PIP) y en el horizonte 6BC. Sobresale en la secuencia el zircón, presente en el estrato PIP y la magnetita en el estrato BAL. Ambos minerales, junto con la epidota, son considerados como minerales pesados, debido a su alta densidad. La sedimentación de dichos minerales puede estar relacionada a depósitos de placeres (Moila *et al.*, 2017), los cuales se ven favorecidos, en general, por los sistemas anastomados, funcionando como medio episódico en la concentración de minerales densos (Makaske, 2001). Así, la formación de depósitos aluviales de placeres se regula por la disminución en la velocidad del flujo, frenando el transporte de los minerales pesados.

Los valores de intemperismo PIA, CIA y WIP (**Figura 30a**) son muy heterogéneos. El índice V (**Figura 30b**) permite la división en tres secciones: una compuesta por 6BC, 5Ck y 4Ck, con valores entre 2 y 2.5; otra por 4ACk, PI – Overbank, Canal, BAL y PIP, con valores cercanos a 2; y, por último, DAT con un valor superior a 2.5. En el horizonte 6BC, la mineralogía de arcillas es similar a la encontrada en el PSR, mientras que en el horizonte 4ACk se encuentra la presencia exclusiva de arcilla expansible tipo esmectita (**Tabla 6**).

Los fragmentos gruesos disminuyen notablemente en la secuencia, a comparación del PSR y PB (**Figura 24**). Sin embargo, en la sección inferior de la secuencia existe la presencia de líticos: en los horizontes 5Ck y 6BC, así como en el estrato Planicie de inundación – Overbank (PI – Overbank). Predominan las laminaciones de minerales micáceos, sobre todo, en la sección superior. Por ello, se asume que los ambientes

deposicionales para la secuencia sedimentaria fueron del tipo aluvial-coluvial, con una presencia casi exclusiva de ambientes aluviales de baja energía (Wells *et al.*, 1985; Colombo, 2010a) en la parte superior, coincidiendo con la nula edafogénesis. Los materiales sedimentarios son similares al PSR: se presenta una mezcla proveniente de la Sierra Boquillas (**Figura 5 y 6**), particularmente de las porciones de arenisca hematítica (Villalpando *et al.*, 2007), para el horizonte 5Ck y el estrato PIP; del complejo ígneo-metamórfico Santa Ana (Morales-Montaño, 1984), del cual se puede obtener el zircón de su porción granítica para el estrato PIP, así como los feldespatos, micas y las variedades criptocristalinas del cuarzo (**Figura 18b**); y de la porción jurásica del noroeste de la cuenca de alimentación, compuesta por esquistos y cuarcitas (**Figura 4 y 5**), principales responsables de los fragmentos gruesos.

La heterogeneidad en los valores de los índices de intemperismo (**Figura 30**) reflejan ciclos deposicionales con injerencia de materiales retrabajados durante el lapso de formación de la secuencia sedimentaria. Micromorfológicamente, los sedimentos presentan edafogénesis incipiente; sin embargo, existe la presencia de pápulas y costras de suelo, lo que plantea un origen alóctono para dichos materiales edáficos, sobre todo, en los estratos PIP y Canal (**Figura 16d**), no así para el horizonte 4Ck, el cual presenta una superficie de desecación de formación *in situ* (**Figura 19a**). El índice V presenta valores más homogéneos, que permiten agrupar a la secuencia en tres secciones (**Figura 30b**): una compuesta por 6BC, 5Ck y 4Ck, con valores entre 2 y 2.5; otra por 4ACk, PI – Overbank, Canal, BAL y PIP, con valores cercanos a 2; y, por último, DAT con un valor superior a 2.5. Según el índice V, el intemperismo tiene una tendencia a disminuir conforme aminoran los procesos edafogénicos hacia la superficie. Sin embargo, se asume que los sedimentos retrabajados, junto con los materiales edáficos alóctonos, le imprimen el carácter de avanzado intemperismo al DAT, sin que exista un ambiente favorable *in situ* para tales eventos.

En la mineralogía de arcilla, para el horizonte 6BC se presenta una similitud a lo encontrado en el PSR: predominio de esmectita de baja cristalinidad, presencia de illita y caolinita heredada. Para el horizonte 4ACk existe una presencia exclusiva de esmectita, es decir, la Secuencia sedimentaria se empobrece en illita, al nulificarse el proceso de ilitización de esmectita, ya que la reacción mineralógica requiere de cierto grado de evolución edafogénica (Lanson *et al.*, 2009); además, hay un cambio en la composición de los sedimentos en su fracción arcilla: no hay minerales caoliníticos. Estos resultados son equiparables a los obtenidos por Cruz-y-Cruz (2011) y Cruz-y-Cruz *et al.* (2014) para los edafocomplejos *Canal 2* y *Huebampo*.

6.1.3. Paleosuelo Boquillas

El paleosuelo policíclico cumúlico Boquillas es muy homogéneo en su mineralogía, está compuesto, principalmente por cuarzo, plagioclasa, microclina, muscovita, biotita y epidota. Dos aspectos mineralógicos importantes son: 1) no hay presencia de epidota en el Edafosedimento; y 2) disminución de micas en el horizonte 3C (**Tabla 4**). Según el índice V (**Figura 26b**) el Edafosedimento presenta los valores más bajos de intemperismo, mismos que aumentan progresivamente hacia profundidad, lo mismo se presenta para el índice WIP (**Figura 26a**). El índice PIA (**Figura 26b**) presenta el proceso contrario: mayor intemperismo en el Edafosedimento y disminuye hacia profundidad. Continúa predominando la esmectita, sin embargo, hay enriquecimiento de illita y caolinita en la mineralogía de arcillas (**Tabla 6**).

Los fragmentos gruesos son recurrentes en el PB y se tratan, principalmente, de cuarzozos, cuarcitas y esquistos. La mineralogía y el estado de los fragmentos gruesos evoca un ambiente sedimentario coluvial-aluvial y teniendo las mismas fuentes principales de obtención de materiales que para la secuencia sedimentaria y el PSR: Sierra Boquillas, Sierra Las Jarillas y la porción jurásica al noroeste de esquito y cuarcita. Se propone un aporte combinado de las Sierras Boquillas y Las Jarillas (principalmente su porción granítica) para los horizontes subsuperficiales 2Ap, 3Ap y 3C, con grandes aportes de esquistos subredondeados y presencia de hematita como componente grueso en el horizonte 2Ap, mientras que el Edafosedimento carece de esquistos y epidotas, por lo que puede hablarse de un cambio en la configuración de obtención de materiales sedimentarios dentro de la cuenca de alimentación del abanico aluvial de La Playa, reflejado en el horizonte/estrato superficial actual con respecto al que le subyace inmediatamente.

Los índices de intemperismo WIP (**Figura 26a**) y V (**Figura 26b**) son similares y presentan condiciones constantes en el aumento de intemperismo. Se trata de una combinación con materiales retrabajados, y presencia de pápulas y costras de suelo (**Figura 9c**), similares a la secuencia sedimentaria, por lo que existen valores altos para los horizontes más profundos del PB, y una disminución hacia la superficie, teniendo al Edafosedimento con los valores más bajos del perfil “Maravillas”.

La mineralogía de arcillas determinó el predominio de esmectita (homogénea en todo el perfil); con enriquecimiento de illita y caolinita. Con el avance de los procesos edafogenéticos, inicia el proceso de ilitización de esmectita, basados en los patrones de difracción de la esmectita, los cuales evidencian una menor cristalinidad cuando hay presencia de illita, debido a su transformación mineralógica (**Figura 27, 28 y 29**). Sin

embargo, los mecanismos de la reacción en el proceso de ilitización de esmectita continúan siendo fuertemente debatidos, al proponerse como profundidades mínimas, para la formación de illita a partir de esmectita, de 2,000 a 3,000 m (Perry y Hower, 1972; Boles y Franks, 1979; Velde y Vasseur, 1992; Freed y Peacor, 1992; Cuadros, 2006; Lanson *et al.*, 2009).

6.2. Procesos edafogénicos detectados en el perfil Maravillas

6.2.1. Paleosuelo San Rafael

El PSR representa el periodo edáfico de mayor evolución en el perfil “Maravillas” y se manifiesta de manera extensa en el abanico aluvial, exhumado y enterrado (**Figura 7**). Aunque muestra una microestructura primaria compleja, se conjunta también una microestructura secundaria en bloques subangulares moderadamente desarrollados (**Figura 22a y 23a**), que dan pie a la aparición de los horizontes 7ABt y 7Bt. La distribución relacionada es porfídica de espacio simple (**Figura 22b**), lo que indica el desarrollo de una matriz arcillosa en la que están embebidos granos más gruesos y la distancia entre los granos es menor que su diámetro medio (Stoops, 2003). Presenta fábrica b granoestruida (**Figura 19c**), aunque el resto de la matriz tiene cierto grado de birrefringencia, asociado al acomodo orientado de las arcillas edafogénicas. Los principales rasgos de acumulación en el PSR son óxidos de Fe-Mn y cutanes de arcilla (**Figura 22d, 23c y d**).

Los óxidos de Fe-Mn en el suelo se forman rápidamente por disolución en pH bajos, se originan cuando el Fe y el Mn son reducidos por la transferencia de electrones, dada por la condición deficiente de oxígeno en ambientes anaerobios. Nuevos óxidos se forman cuando se reintegra el oxígeno al edafosistema (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2004). Es un proceso relativamente rápido de transformación, movilización y depositación de Fe y Mn. El PSR presenta propiedades stágnicas, con moteados desarrollados por saturación temporal de agua superficial (**Figura 22d y 23c**). Dicho fenómeno se encuentra también en la base de la secuencia sedimentaria, en distintas proporciones y se vuelve a presentar en los horizontes 3Ap, 2Ap y Edafosedimento (**Figura 17d, 21d y 24**).

Por otra parte, la presencia de cutanes de arcilla con marcada birrefringencia, indica una evolución moderada del PSR, según los tiempos característicos de los procesos edafogénicos propuestos por Targulian y Krasilnikov (2007), en los que la iluviación de arcilla requiere un lapso entre 1,000 y 10,000 años.

De acuerdo con Cruz-y-Cruz *et al.* (2014) y con base en la WRB (2006) el PSR fue clasificado como *Chromic Cambisol*. Dicha clasificación ha sido adoptada en trabajos posteriores, como Cruz-y-Cruz *et al.* (2015) e Ibarra *et al.* (2018, 2019). Teniendo en cuenta que el PSR carece de horizontes superficiales, debido al decapitamiento por procesos erosivos, asumimos que los horizontes subsuperficiales 7ABt y 7Bt representan los edaforrasgos principales del suelo mineral. Basados en la WRB (2015), se propone la presencia de un horizonte árgico, dando oportunidad al camino edafogenético de un Luvisol, con marcada evidencia de arcilla iluvial (calificador suplementario Cutanic). Así, el PSR del perfil “Maravillas” se clasifica como Chromic Stagnic Luvisol (Cutanic). Siguiendo la clasificación WRB para paleosuelos enterrados propuesta por Krasilnikov y García-Calderón (2006), se aplica el prefijo “infra-” al Grupo de Referencia, obteniéndose un Chromic Stagnic Infraluvisol (Cutanic, Loamic).

6.2.2. Secuencia sedimentaria

Según la correlación sedimentaria pleistocénica-holocénica para el noroeste de Sonora de Ibarra *et al.* (2019), el final evolutivo del PSR tiene lugar entre 4,526 y 4,829 años AP. Además, Sánchez (2016) propone el inicio de la agricultura temprana en la zona hace 4,200 años. Es decir, el desarrollo de la secuencia sedimentaria y de la agricultura temprana, son contemporáneos. En este contexto, a partir del horizonte 6BC, que suprayace directamente al PSR, se encontraron agrocutanes (**Figura 17a, 20a y 21c**), así como material carbonizado (**Figura 13b y 20c**) y costras de suelo (**Figura 16b**), posiblemente asociadas a técnicas antrópicas para el uso agrícola del suelo.

Los agrocutanes se forman por la iluviación de arcilla mezclada con materia orgánica o limo fino, lo que impide el acomodo estratificado y las propiedades anisótropas, dando la apariencia de “cutanes sucios” (*impure clay coatings*) con una morfología específica: impurezas de colores negruzcos en los revestimientos arcillosos (Răducu *et al.*, 2009). Su origen puede estar relacionado a la agricultura de riego. Las costras de suelo y las pápulas refieren un origen alóctono para dichos materiales edáficos, suponiendo una transformación y combinación del sustrato por técnicas agrícolas. Sin embargo, la presencia de agrocutanes, costras de suelo y pápulas, también podría estar relacionada a un origen sedimentario, asociado a los procesos aluviales del río Boquillas: con el aumento de energía el cauce combinaría los materiales del sustrato, y con la disminución de energía el cauce depositaría una mezcla de arcillas y limos.

La secuencia sedimentaria no presenta periodos edáficos evolucionados; es decir, los procesos morfogenéticos superan a los edafogenéticos durante el lapso de formación de la secuencia en el abanico aluvial de La Playa. En la secuencia predomina una microestructura de grano suelto, con algunos poros de canales, vesículas y cavidades, asociados a la edafofauna (bioporos). Además, representa la sección con mayor cantidad de restos orgánicos, en distintos grados de descomposición, generalmente relacionados a la mesofauna del suelo, por la presencia de coprolitos. La existencia de material orgánico y coprolitos, carbonatos secundarios, iluviación de arcilla impura y óxidos de Fe-Mn, encuentra su fin común en el estrato PI – Overbank, mismo en el que se nulifica la estructura edáfica y predominan las laminaciones.

A través de los rasgos micromorfológicos podemos diferenciar dos ciclos edafosedimentarios en la secuencia: el primero, marcado por una estructura edáfica débilmente desarrollada y con acumulación de carbonatos secundarios como principal rasgo edafogenético; y el segundo, por una sucesión completamente sedimentaria. La frontera entre estos dos ciclos se encuentra en el límite entre el horizonte 4ACk y el estrato PI – Overbank.

6.2.3. Paleosuelo Boquillas

El PB se encuentra en superficie en la porción oriental del abanico aluvial de La Playa (**Figura 7**). Sus características sugieren condiciones de climas áridos durante la mayor parte de su formación (4,000 – 1,500 años AP) y corresponde con el cénit de ocupación del Periodo de Agricultura Temprana (Huckell, 1995; Carpenter *et al.*, 2005, 2009; Mabry, 2008). El PB fue documentado anteriormente por Cruz-y-Cruz *et al.* (2014, 2015) e Ibarra *et al.* (2018, 2019).

La microestructura primaria es compleja, principalmente fisural, de cavidades y canales (**Figura 10b**), asimismo, sobresale la presencia de una microestructura secundaria en bloques subangulares débil y fuertemente desarrollados para los horizontes 3Ap, 2Ap y Edafosedimento, y granular fuertemente desarrollada para los horizontes 3Ap (**Figura 8a**) y 2Ap. La distribución relacionada es porfídica de doble espacio, lo que sugiere que el material más grueso se encuentra en una masa densa más fina y que la distancia entre los granos más gruesos corresponde a una o dos veces su diámetro (Stoops, 2003). A diferencia del PSR no presenta fábrica b, sin embargo, al igual que en la Secuencia sedimentaria, se observa la existencia de una matriz cristalina, herencia micácea del material parental, que no ha sido lo suficientemente transformada como para formar una

matriz arcillosa. Los principales edaforrasgos son la acumulación de carbonatos secundarios en forma de hiporrestimientos (**Figura 9c, 10c y 11c**) y los óxidos de Fe-Mn (propiedades stágnicas). Por otra parte, continúa la presencia de agrocútanos (**9b y 11b**) y costras de suelos (**Figura 12b**).

De acuerdo con Cruz-y-Cruz *et al.* (2014) y con base en la WRB (2006) el PB fue clasificado como *Fluvisol*. Con base en los resultados micromorfológicos obtenidos, los horizontes 3C, 3Ap y 2Ap presentan laminaciones cercanas y menores al 30% del total del corte. Por ello, se propone la presencia de material flúvico (WRB, 2015) para el PB, aunque dicho material se encuentra en un proceso de evolución intermedia-avanzada hacia la estructuración edáfica. La acumulación de carbonatos de calcio secundarios en un espesor de más de 15 cm del PB indica la presencia de un horizonte cálcico. Además, debido al uso agrícola del PB que incluyó extensivos sistemas de riego de canales (Copeland *et al.*, 2012; Cajigas, 2017; Cruz-y-Cruz *et al.*, 2019), corresponde el horizonte térrico, lo que da la pauta para el camino edafogenético de un Anthrosol. Así, el PB del perfil “Maravillas” se clasifica como Terric Anthrosol (Calcic, Fluvic, Siltic, Stagnic). Debido a que no es un paleosuelo enterrado no se siguen los lineamientos de la clasificación WRB para paleosuelos propuesta por Krasilnikov y García-Calderón (2006).

6.1. Facies sedimentarias

La Secuencia sedimentaria holocénica del abanico aluvial de La Playa muestra diversos episodios que sugieren, por lo menos, cinco paleocorrientes principales que han contribuido a la formación del abanico aluvial: Planicie de inundación – Overbank; Canal; Barras de acreción lateral; Planicie de inundación perenne; y Depósito aluvial trenzado. El abanico aluvial de La Playa corresponde a uno de pequeño tamaño, situado en una zona árida y está constituido principalmente por la acumulación de coladas de fango y detritos, asociado a canales y ríos trenzados (Colombo, 2010a).

Los estratos Planicie de inundación – Overbank y Canal muestran la presencia de laminaciones, que sugieren la existencia de canales poco profundos, en los que la dinámica de la corriente se movía en condiciones de bajo régimen de flujo, eventos previos a episodios de arroyada (*sheet flood*), como lo muestra el estrato Barras de acreción lateral, producido durante ciclos de alta energía (Sánchez-Moya y Sopeña, 2010).

El estrato Planicie de inundación – Overbank se compone de material fino limo-arcilloso, de acreción lateral. Consiste en materiales depositados en un contexto geológico

aluvial de planicie de inundación, en la que los sedimentos fueron acarreados en suspensión, fuera del cauce principal del canal. Así, al permanecer alejados de los flujos rápidos, los sedimentos tienen una buena selección de grano fino. Los depósitos de llanura de inundación (*overbank*) son estructuras asociadas a depósitos de barras y canales (McLean, 1981; Sánchez-Moya y Sopena, 2010).

Por su parte, el estrato Canal está compuesto por material areno-limoso, con una gradación granulométrica normal que sugiere un transporte mediante corrientes tractivas de los materiales arenosos (Alexander *et al.*, 2001), denominados comúnmente como *water-laid deposits* (Colombo, 2010b).

Esporádicamente circularon flujos de gran energía (*flash floods*) en la Secuencia sedimentaria, representados por el estrato Barras de acreción lateral. La imbricación de las arenas y gravas se debió al efecto de la corriente (**Figura 15a**), construyendo barras de arena a modo de dunas, generando una estratificación cruzada e inclinada a contracorriente (Colombo, 2010a). Además, dicho episodio no contó con la duración suficiente como para efectuar una buena selección granulométrica (**Figura 15a, b y c**).

Posterior al flujo de gran energía, provino la sedimentación de estructuras irregulares transversales de estratificación cruzada (*transverse ribs*) compuesta de materiales limo-arenosos (Planicie de inundación perenne) y arenosos (Depósito aluvial trenzado), durante episodios de baja energía del flujo (Wells *et al.*, 1985).

Mayoritariamente, el abanico aluvial se conforma por facies que han sido transportadas mediante corrientes acuosas, que han redondeado y subredondeado los materiales y han realizado alguna selección granulométrica. Los materiales fueron transportados mediante barras, asociadas a paleocorrientes de canal depositadas en planicies de inundación.

7. Conclusiones

El perfil “Maravillas”, como archivo de la historia ambiental del abanico aluvial de La Playa, muestra una temporalidad desde el Pleistoceno tardío con el paleosuelo San Rafael, hasta el Holoceno medio y tardío con la Secuencia sedimentaria y el paleosuelo Boquillas. Mineralógicamente presentan pequeñas diferencias en su composición y proporción, sin embargo, se concluye que las principales fuentes de alimentación del abanico provienen de las sierras Boquillas y Las Jarillas, predominando cuarzo, plagioclasa, microclina, muscovita y biotita.

Los resultados obtenidos mediante micromorfología y el análisis de intemperismo, muestran que, para estudios de transformación química de los sedimentos aluviales cuaternarios de La Playa, es recomendable el uso los índices de intemperismo de Parker (*Weathering Index of Parker*, WIP) y residual de Vogt (*Vogt's Residual Index*, V). Asimismo, el paleosuelo San Rafael es el que evidencia una mayor evolución edafogenética, por lo que su grado de intemperismo es el de mayor envergadura en el perfil. Por otra parte, la heterogeneidad del grado de intemperismo en el perfil se explica por la recombinación de materiales edáficos y sedimentarios, asociada a actividades agrícolas y por la naturaleza misma de los procesos aluviales.

Los horizontes edáficos se entiquecen en illita, relacionados a lapsos de estabilidad ambiental. El perfil “Maravillas” parece cumplir con el proceso de formación de illita a partir de esmectita. Por ello, encontramos illita únicamente en los paleosuelos San Rafael y Boquillas, así como en la base de la Secuencia sedimentaria, en donde hay signos de retrabajo de suelos mezclados con los sedimentos. Sin embargo, los mecanismos de transformación en la ilitización de esmectita aún son debatibles. Además, la carencia de minerales micáceos en el paleosuelo San Rafael podría explicarse como el resultado mineralógico de la transformación en minerales arcillosos, en un ambiente de fuerte intemperismo.

La nueva clasificación de los paleosuelos San Rafael y Boquillas es útil para facilitar y correlacionar la información sobre los procesos edafogenéticos regionales. Sin embargo, las dos clasificaciones reflejan los principales edaforrasgos para ambos paleosuelos. Se propone la presencia de un horizonte árgico para el paleosuelo San Rafael, cuya interpretación paleoambiental indica un paleoclima húmedo-templado, dicho horizonte refleja una evolución moderada, que permitió la iluviación de arcilla y dando pie a la formación de un Chromic Stagnic Luvisol (Cutanic, Loamic), en vez de un *Chromic*

Cambisol. El paleosuelo Boquillas presenta material flúvico, así como horizontes cálcico y térrico, indicando que los materiales parentales son de origen aluvial, un paleoclima árido y un uso de suelo agrícola; así, se propone la formación de un Terric Anthrosol (Calcic, Fluvic, Siltic, Stagnic), en vez de un *Fluvisol*.

El perfil “Maravillas” presenta la evolución de ambientes húmedo-templados, que dieron pie a la formación de un Luvisol, hacia ambientes áridos dando pauta hacia un Anthrosol con precipitación de carbonatos secundarios. Entre ambos episodios de estabilidad ambiental, se activó la dinámica del abanico aluvial, en el que la morfogénesis imperó y se formaron diversas facies sedimentarias holocénicas, asociadas a canales y ríos trenzados, constituidas principalmente por la acumulación de fango y detritos, generalmente con buena selección granulométrica limo-arenosa en los eventos de baja energía del flujo. Sin embargo, también circularon, aunque de manera esporádica, flujos efímeros de gran energía, que no contaron con la suficiente duración como para una buena selección granulométrica.

La actividad antrópica, asociada a las actividades agrícolas, pudo ser identificada en los edafosedimentos holocénicos, por lo que la memoria edáfica y sedimentaria funcionó como un archivo histórico. Asimismo, la transformación del medio por el hombre propició la formación de edaforrasgos que se reflejan en la nueva clasificación para el paleosuelo Boquillas. En este tenor, podemos inferir que los edaforrasgos holocénicos del perfil “Maravillas” son parte de la historia de los acontecimientos de adaptación al medio por parte del hombre moderno.

8. Referencias

- Acevedo-Sandoval, O., Ortiz-Hernández, E., Cruz-Sánchez, M. y Cruz-Chávez, E. (2004). El papel de los óxidos de hierro en suelos. *Terra Latinoamericana*, vol. 22, núm. 4, 485-497.
- Alexander, J., Brige, J.S., Cheel, R.J. y Leclair, S.F. (2001). Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, 48, 133-152.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. (1979). The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. In: Anderson, T.H. y Roldán-Quintana, J. (eds.), *Geology of northern Sonora* (pp. 59-69). Geol. Soc. Am. Field Trip 27 Guidebook, University of Pittsburgh, Pennsylvania.
- Ardelean, C.F., Israde-Alcántara, I., González-Hernández, R., Arroyo-Cabrales, J., Solís-Rosales, C., Rodríguez-Ceja, M., Pears, B.R., Watling, J., Macías-Quintero, J.I. y Ocampo-Díaz, Y.Z.E. (2018). *Quaternary International* 463, 140-152.
- Ayala-Rangel, E. (2018). Control paleopedológico en la configuración del relieve actual del abanico aluvial de La Playa, Sonora. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 107 p.
- Blum, W., Schad, P., Nortcliff, S. (2018). *Essentials of Soil Science. Soil formation, functions, use and classification (World Reference Base, WRB)*. Borntaegeer Science Publishers, Stuttgart, 171 p.
- Boles, J.R. y Franks, S.G. (1979). Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 55-70.
- Braudel, F. (1949). El Mediterráneo y el mundo mediterráneo en la época de Felipe II (*La Méditerranée et le Monde Méditerranéen à l'époque de Philippe II*), 1987. México, Fondo de Cultura Económica, 858 p.
- Burke, P. (1999). *The French Historical Revolution: The Annales School, 1929-89*, United States, Stanford University Press, 152 p.
- Cady, J.G. y Daniels R.B. (1968). Genesis of some very old soils: the Paleudults. *Trans 9th Inter Congress of Soil Science Adelaide*, no. 4, 337-342.

- Cajigas, R. (2017). An integrated approach to surveying an Early Agricultural period landscape: Magnetic gradiometry and satellite imagery at La Playa, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science: Reports*, vol. 15, 381-392.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R. y Lugo-Zazueta, R. (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. En: Calmus, T. (ed.), *Panorama de la geología de Sonora, México* (pp. 227-266). Boletín 118, Instituto de Geología, UNAM, México.
- Canto-Mayén, E. (2012). Un texto en tres duraciones: Braudel y El Mediterráneo. *Temas Antropológicos, Revista Científica de Investigaciones Regionales*, vol. 34, núm. 2, Mérida: Universidad Autónoma de Yucatán, 155-178 p.
- Carpenter, J., Sánchez, G. y Villalpando, E. (2003). Sonora Prececerámica: del Arcaico y del surgimiento de las aldeas agrícolas. *Arqueología* 29, 5-30.
- Carpenter, J., Sánchez, G. y Villalpando, E. (2005). The Late Archaic/Early Agricultural Period in Sonora, Mexico. En: Bradley, J. Vierra (ed.) *NEW Perspectives on the Late Archaic Across the Borderlands*, University of Texas Press, Austin, 3-40.
- Carpenter, J., Sánchez, G. y Villalpando, E. (2009). La Playa: An Early Agricultural Period Landscape. *Archaeology Southwest* 23(1), 14.
- Castro-Noriega, P. (2011). Estudio de evaluación hidrogeológica del acuífero Cuitaca, en el norte del estado de Sonora. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México.
- Chipera, S.J. y Bish D.L. (2013). Fitting full X-Ray Diffraction patterns for quantitative analysis: a method for readily quantifying crystalline and disordered phases. *Advances in materials physics and chemistry* 3, 47-53.
- Colombo, F. (2010a). Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (85-130).
- Colombo, F. (2010b). Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (131-224).
- Copeland, A., Quade, J., Watson, J.T., McLaurin, B.T. y Villalpando, E. (2012). Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, vol. 39, 2934-2944.

- Cruz-y-Cruz, T. (2011). Paleoambientes del Cuaternario tardío en Sonora a partir del registro paleopedológico. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 160 p.
- Cruz-y-Cruz, T. (2016). Geoarqueología y cambios ambientales del Pleistoceno Tardío – Holoceno en el noroeste de México: un enfoque paleopedológico. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 174 p.
- Cruz-y-Cruz, T., Sánchez, G., Carpenter, J., Sedov, S., Barceinas-Cruz, H. y Solleiro-Rebolledo, E. (2019). Late Holocene human activities and their impacts on the soils and sediments at La Playa, Sonora, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 71, núm. 2, 519-541.
- Cruz-y-Cruz, T., Sánchez, G., Sergey, S., Terrazas-Mata, A., Solleiro-Rebolledo, E., Tovar-Liceaga, R.E. y Carpenter, J. (2015). Spatial variability of Late Pleistocene-Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico. *Quaternary International* 365, 135-149.
- Cruz-y-Cruz, T., Sánchez-Miranda, G., Carpenter, J., Terrazas-Mata, A., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E. y Benavente-Sanvicente, M.E. (2018). Pleistocene paleosols associated with megafauna in northwest of Mexico: Paleoecological inferences. *Spanish Journal of Soil Science* 8, 130-147.
- Cruz-y-Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G., Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., Ortega-Guerrero, B. y 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.
- Cuadros, J. (2006). Modeling of smectite illitization in burial diagenesis environments. *Geochimica et Cosmochimica* 70, 4181-4195.
- Dixon, E.J. (2001). Human colonization of the Americas: timing, technology and process. *Quaternary Science Reviews*, 20, 277-299.
- Dokuchaev, V.V. (1883). Russian Chernozem. Israel Program for Scientific Translations Ltd. (USDA-NSF), S. Monson, Jerusalem, 1967. (Traducido al inglés por N. Kaner).
- Dudal, R. (2004). The sixth factor of soil formation. International Conference on Soil Classification, Petrozavodsk, Russia, 13 p.

- Dudal, R., Nachtergaele, F.O. y Purnell, M.F. (2002). The human factor of soil formation. Proceedings 17th Congress of Soil Science, Bangkok, Thailand, 8 p.
- Ewald, F. (1986). El Imperio de una historia. Revista Historias núm. 13, 10-15.
- Fiedel, S.J. (2011). The mysterious onset of the Younger Dryas. *Quaternary International* 242, 262-266.
- Freed, R.L. y Peacor, D.R. (1992). Diagenesis and the formation of authigenic illite-rich I/S crystals in Gulf Coasts sales: TEM study of clay separates. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 220-234.
- García, E. (1964). Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köpen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 2da. Ed. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Gardi, C., Angelini, M., Barceló, S., Comerma, J., Cruz-Gaistardo, C., Encina-Rojas, A., Jones, A., Krasilnikov, P., Mendonça-Santos, M.L., Montanarella, L., Muñoz-Ugarte, O., Schad, P., Vara-Rodríguez, M.I., Vargas, R., Ravina-da-Silva, M. (Eds.) (2015). Atlas de Solos da America Latina e do Caribe, Comissão Europeia – Serviço de Publicações da União Europeia, L-2995 Luxembourg, 176 p.
- Grim, R.E., Bray, R.H. y Bradley, W.F. (1937). The mica and argillaceous sediments. *American mineralogist*, 22, 813-829.
- Guerasimov, I.P. (1964). Concepción actual dokuchaviana y su aplicación en la clasificación de los suelos del mapa de la URSS y del mundo (en ruso). *Pochvovedenie*, 6:3-18.
- Hall, S.A., Penner, W.L., Palacios-Fest, M.R., Metcalf, A.L. y Smith, S.J. (2012). Cool, wet conditions late in the Younger Dryas in semi-arid New Mexico. *Quaternary Research* 77, 87-95.
- Harris-Parks, E. (2016). The micromorphology of Younger Dryas-aged black mats from Nevada, Arizona, Texas and New Mexico. *Quaternary Research* 85, 94-106.
- Heinz, K. (1972). Geomorphologische Beobachtungen im sudlichen Randgebiet der Wust, Sonora (México). *Schr. Naturwiss. Ver.* 42, 166-179.
- Hernández-Jiménez, A., Ascanio-García, M.O., Morales-Díaz, M., Bojórquez-Serrano, J.I., García-Calderón, N.E. y García-Paredes, J.D. (2006). El suelo: fundamentos sobre su formación, los cambios globales y su manejo. Universidad Autónoma de Nayarit e Instituto Nacional de Ciencias Agrícolas, Nayarit, 171 p.

- Holliday, V.T., Bever, M. y Meltzer, D.J. (2009). Paleoindians in the American Southwest and Northern Mexico. *Archaeology Southwest* 23(3), 1-3.
- Hubbard, C.R. y Snyder, R.L. (1988). RIR – Measurement and use in quantitative XRD. *Powder diffraction*, vol. 3, no. 2, 74-77.
- Huckell, B.B. (1995). Of marshes and maize: preceramic agricultural settlements in the Cienega Valley, southeastern Arizona. *Anthropological Paper of the University of Arizona*, number 59. The University of Arizona Press, Tucson, 188 pp.
- Ibarra, G., Solleiro-Rebolledo, E., Ayala, E., Cabadas, H. y López-Martínez, R. (2018). Pedosedimentary records of Holocene paleoenvironments in a dryland fan system in Sonora, NW-Mexico. *Spanish Journal of Soil Science* 8, 275-292.
- Ibarra-Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Chávez-Vergara, B., Sedov, S., Ortega-Rosas, C., Sánchez, G., Gámez, T., Barceinas-Cruz, H. y Ayala, E. (2019). Environmental setting of the early irrigation in Oasisamerica: Paleopedological evidences from the alluvial paleosols in la Playa/Sonoran Desert. *Quaternary International*, en prensa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2007). Conjunto de datos vectoriales edafológico (1:250,000), serie II. Continuo nacional. Archivo vectorial.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2003). Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0). Archivo vectorial.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2013). Provincias fisiográficas. Archivo vectorial.
- International Commission on Stratigraphy, (2018). International Chronostratigraphic Chart.
- IUSS Working Group WRB. (2006). World reference base for soil resources. *World Soil Resources Reports No. 103*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, 128 pp.
- IUSS Working Group WRB. (2015). Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. *Informes sobre recursos mundiales de suelos 106*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma 205 pp.

- Jenny, H. (1941). Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGraw-Hill, New, York, 320 p.
- Klein, C. y Hurlbut, C.S. Jr. (2006). Manual de mineralogía, Vol. 1. Editorial Reverté, 4^o Edición, Barcelona, España 368 p.
- Krasilnikov, P. (2011). Distribución especial de los suelos y los factores que la determinan. En: Krasilnikov, P., Jiménez-Nava, F.J., Reyna-Trujillo, T. y García-Calderón, N.E. (eds.), *Geografía de Suelos de México* (pp. 1-39). Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- Krasilnikov, P. y García-Calderón, N.E. (2006). A WRB-based buried paleosol classification. *Quaternary International*, volumes 156-157, 176-188.
- Krasilnikov, P., Cruz-Gaistardo, C.O. y García-Calderón, N.E. (2016). Geografía de los suelos y su dinámica antropogénica. En: Moncada-Maya, O. y López-López, A. (eds.), *Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea* (pp. 194-215). Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Lanson, B., Sakharov, B.A., Claret, F. y Drits, V.A. (2009). Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science*, vol. 309, no. 6, 476-516.
- Loaiza, J.C., Stoops, G., Poch, R.M. y Casamitjana, M. (2014). Manual de microorfología de suelos y técnicas complementarias. Fondo Editorial Pascual Bravo, Medellín, Colombia, 383 p.
- López-Bermudez, F. y Conesa-García, C. (1990). Características granulométricas de los depósitos aluviales en el Campo de Cartagena. Cuadernos I. *Geográfica* 16, Departamento de Geografía Física, Universidad de Murcia, 31-52.
- Mabry, J. (2008). Las Capas: Early irrigation and sedentism in a southwestern floodplain. *Anthropological Papers*, number 28. Center for Desert Archaeology, Tucson.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53, 149-196.
- McAuliffe, J..R. (1994). Landscape evolution, soil formation and ecological patterns and processes in Sonora Desert Bajadas. *Ecological Monographs*, vol. 64, no. 2, 112-148.
- McLean, S.R. (1981). The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Marine Geology*, 42, 49-74.

- Metcalf, S.H., O'Hara, S.I., Caballero, M. y Davies, S.J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico – a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 699-721.
- Moila, A., Chetty, D. y Ndlovu, S. (2017). The application of process mineralogy on a tailings sample from a beach placer deposit containing rare earth elements. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, vol. 117, n. 7, 615-621.
- Molina-Garza, R.S. e Iriondo, A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, 1, Tomo LVII. Instituto de Geología, UNAM, 365-378.
- Monreal, R., Cano-Corona, I., Grijalva-Noriega, F.J., Montijo-González, A. y Almazán-Vázquez, E. (2011). Caracterización del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior) en el área sur de la Sierra Basómari, Noreste de Sonora, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2). Instituto de Geología, UNAM, 365-378.
- Morales-Montaño, M. (1984). Bosquejo geológico del cuadrángulo “Estación Llano-Imuris”. *Boletín del Departamento de Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México*, 25-49.
- Murray, H.H. (2006). *Applied Clay Mineralogy. Occurrences, processing and applications of Kaolins, Bentonites, Palygorskite-Sepiolite and common clays*. Elsevier, *Developments in Clay Science*, 2, 180 p.
- Perry, E.A. y Hower, J. (1972). Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 56, 2013-2012.
- Poppe, L.J., Paskevich, V.F., Hathaway, J.C. y Blackwood, D.S. (2001). *A laboratory manual for X-Ray Powder Diffraction*. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-041.
- Price, J.R. y Velbel, M.A. (2003). Chemical weathering índices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* 202, 397-416.
- Răducu, D., Gherghina, A., Anghel, A. y Eftene, M. (2009). Microorophology and evolution of the impure clay coatings in some Phaeozems from Romania. *Scientific Papers, USAMV, Series A*, vol. LII, 48-53.

- Renssen, H., Goosse, H., Roche, D.M. y Seppä, H. (2018). The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. *Quaternary Science Reviews* 193, 84-97.
- Reyna-Trujillo, T. (2007). Climas y formación de suelos en México. XXV Curso-Diplomado Internacional de Edafología "Nicolás Aguilera", Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-13.
- Ritter, E.W. (1991). Los primeros Bajacalifornianos: Enigmas cronológicos, ecológicos y socioculturales. *Estudios Fronterizos*, 24-25, 175-216.
- Roaldset, E. (1972), Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift* 52, 335-369.
- Sánchez, G. (2016). Los primeros mexicanos: Late Pleistocene and Early Holocene people of Sonora. The University of Arizona Press, Tucson, 161 p.
- Sánchez, G. y Carpenter, J. (2003). La ocupación del Pleistoceno Terminal/Holoceno Temprano en Sonora, México. En: *Noroeste de México*, CONACULTA-INAH, México, 27-34.
- Sánchez, G., Gaines, E. y Holliday, V. (2009). El Fin del Mundo, Sonora. Cazadores Clovis de megafauna del Pleistoceno Terminal. *Arqueología Mexicana* XVII(97), 46-49.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopena, A. (2010). Sistemas aluviales de baja sinuosidad. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (225-259).
- Scott, A. y Dawn, T. (2012). Vegetation, climate and soil relationships across the Sonoran Desert. *Écoscience*, 19:2, 148-160.
- Servicio Geológico Mexicano. (2000a). Carta geológico-minera H12-2 Nogales, Sonora, México.
- Servicio Geológico Mexicano. (2000b). Carta geológico-minera H12-5 Cananea, Sonora, México.
- Shreve, F. y Wiggins, L.I. (1964). *Vegetation and flora of the Sonoran Desert*. Vol. I, II. Standford University Press. Stanford, California.
- Solís-Portillo, J.M. y Venegas, F.R. (2011). Geografía de suelos regional: llanura sonorensis. En: Krasilnikov, P., Jiménez-Nava, F.J., Reyna-Trujillo, T. y García-Calderón, N.E. (eds.), *Geografía de Suelos de México* (pp. 255-270). Facultad de Ciencias, UNAM, México.

- Stoops, G. (2003). Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin section. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 147 pp.
- Targulian, V.O. y Krasilnikov, P.V. (2007). Soil system and pedogenetic processes: Self-organization, time scales and environmental significance. *Catena* 71 (3), 373-381.
- Terrazas-Mata, A. (2007). Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico de actividades 2007. Archivo Técnico del INAH.
- Terrazas-Mata, A. y Benavente, M. (2006). Poblamiento temprano en el noroeste de Sonora: región El Arenoso-El Sásabe. Informe técnico de actividades 2006. Archivo Técnico del INAH.
- Tunçay, T., Dengiz, O., Bayramin, L., Kilic, S. y Baskan, O. (2019). Chemical weathering índices applied to soils developed on old lake sediments in a semi-arid región of Turkey. *Eurasian Journal of Soil Science* 8(1), 60-72.
- Vázquez-Selem, I. y Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of Mexico. En Ehlers, J., Gibbard, P.I. (Eds.). *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, III*, 233-242.
- Velde, B. y Vasseur, G. (1992). Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *American Mineralogist Journal* 77, 967-976.
- Villalpando, E. y Carpenter, J. (2004). Proyecto Arqueológico La Playa, VI Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E. y Carpenter, J. (2005). Proyecto Arqueológico La Playa, VII Informe, Temporada 2003. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Villalpando, E., Carpenter, J. y Watson, J. (2007). Proyecto Arqueológico La Playa, VIII Informe, Temporadas 2005 y 2006. Análisis de los materiales arqueológicos. Archivo Técnico del INAH.
- Waters, M.R. y Thomas W.S. Jr. (2007). Redefining the Age of Clovis: Implications for the Peopling of the Americas. *Science*, 315, 122-1126.
- Wells, S.G., Dohrenwend, J.C., McFadden, L.D., Turrin, B.D. y Mahrer, K.D. (1985). Late Cenozoic landscape evolution on lava flow surfaces of the Cima volcanic field. Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1518-1529.

Zamorano-Orozco, J.J., Lugo-Hubp, J.L., Figueroa-García, J.E. y Quijada-Mendoza, I. (2016). El relieve mexicano: una superficie de contrastes. En: Moncada-Maya, O. y López-López, A. (eds.), *Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea* (pp. 37-55). Instituto de Geografía, UNAM, México.

Si lo deseas, se vuelve un logro; si lo crees, puede suceder.

Mágicamente pasa poco: aprende a querer tus logros.